

55 (521. 41) (084.32M50) (083)

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

新潟(7) 第60号

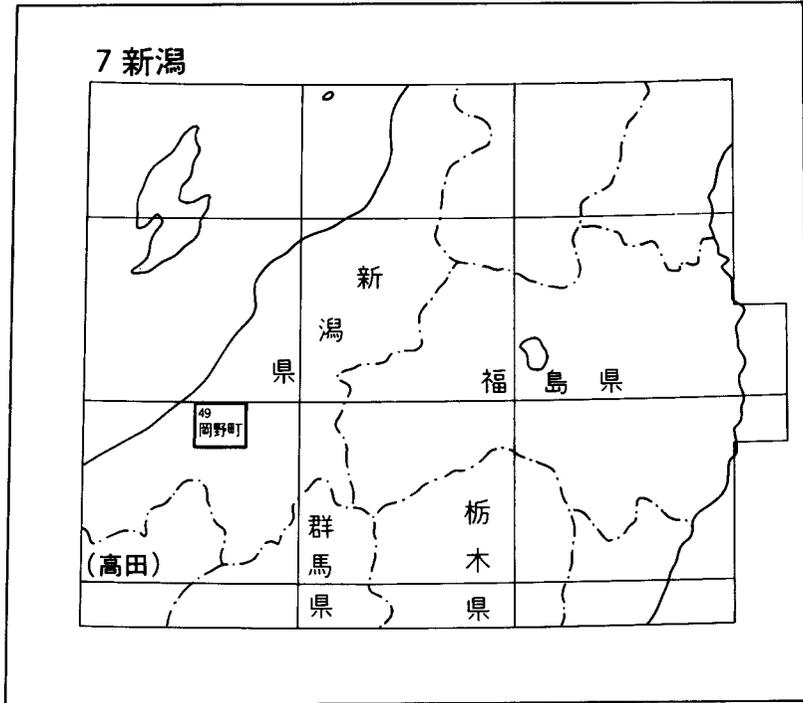
高田西部地域の地質

赤羽貞幸・加藤碩一

平成元年

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	3
III. 新第三系	7
III. 1 西頸城層群	7
III. 1. 1 難波山層	7
III. 1. 1. 1 A砂岩泥岩互層	10
III. 1. 1. 2 B泥岩部層	12
III. 1. 1. 3 C砂岩泥岩互層	12
III. 1. 1. 4 D砂岩泥岩互層	13
III. 1. 1. 5 E頁岩部層	14
III. 1. 1. 6 F砂岩泥岩互層	17
III. 1. 1. 7 G頁岩部層	18
III. 1. 1. 8 H砂岩泥岩互層	19
III. 1. 1. 9 I砂岩泥岩互層	22
III. 1. 1. 10 J砂岩泥岩互層	23
III. 1. 2 能生谷層	25
III. 1. 2. 1 横畑砂岩泥岩互層	26
III. 1. 2. 2 皆口砂岩泥岩互層	27
III. 1. 2. 3 金谷凝灰岩部層	28
III. 1. 2. 4 中ノ俣泥岩部層	28
III. 1. 3 川詰層	30
III. 1. 3. 1 瀬戸凝灰岩部層	31
III. 1. 3. 2 巖橋砂岩部層	32
III. 1. 3. 3 筒石砂岩泥岩互層	32
III. 1. 3. 4 土口砂岩泥岩互層	34
III. 1. 3. 5 網子礫岩部層	34
III. 1. 3. 6 長浜泥岩部層	36
III. 2 上越層群	36
III. 2. 1 名立層	36
III. 2. 2 谷浜層	37
III. 2. 2. 1 大菅凝灰岩部層	39
III. 2. 2. 2 有間川泥岩部層	40
III. 2. 3 鳥ヶ首層	42

III. 2. 3. 1 鳥ヶ首礫岩部層	42
III. 2. 3. 2 茶屋ヶ原泥岩部層	43
III. 2. 3. 3 江星山火山岩部層	44
III. 3 西頸城半深成岩類	45
IV. 第四系	47
IV. 1 居多層	49
IV. 2 愛の風層	52
IV. 3 渋江川火砕流堆積物	56
IV. 4 平山層	57
IV. 5 潟町砂層	58
IV. 6 平山ローム層	59
IV. 7 古期崩積堆積物	60
IV. 8 海成段丘堆積物	60
IV. 9 河成段丘堆積物	61
IV. 10 妙高火山泥流堆積物 II	62
IV. 11 高田層	63
IV. 12 関川層	64
IV. 13 前川土石流堆積物	64
IV. 14 早川火砕流堆積物	65
IV. 15 新期崩積堆積物	65
IV. 15. 1 崖錐堆積物	65
IV. 15. 2 土石流堆積物	66
IV. 15. 3 地すべり堆積物	66
IV. 16 沖積段丘堆積物	66
IV. 17 扇状地堆積物	66
IV. 18 新期砂丘砂層	67
IV. 19 湿地堆積物	67
IV. 20 氾濫原堆積物	67
IV. 21 海岸砂	67
IV. 22 河川水路・蛇行三角州堆積物	67
V. 地質構造	68
V. 1 概説	68
V. 2 新第三系の地質構造	68
V. 2. 1 褶曲	71
V. 2. 1. 1 第一次オーダーの褶曲	71
V. 2. 1. 2 第二次オーダーの褶曲	72

V. 2. 1. 3 第三次オーダーの褶曲	73
V. 2. 1. 4 第四次オーダーの褶曲	73
V. 2. 1. 5 第五次オーダーの褶曲	73
V. 2. 2 断層	74
V. 2. 2. 1 第一次オーダーの断層	74
V. 2. 2. 2 第二次オーダーの断層	75
V. 2. 2. 3 第三次オーダーの断層	75
V. 2. 2. 4 第四次オーダーの断層	76
V. 3 第四系の地質構造	76
VI. 応用地質	77
VI. 1 石油及び天然ガス	77
VI. 2 温泉・鉱泉	78
VI. 3 地すべり	78
VI. 3. 1 能生川流域の地すべり	79
VI. 3. 2 名立川流域の地すべり	80
VI. 3. 3 桑取川流域及び高田西部・新井西部の地すべり	81
文献	82
Abstract	87

図・表目次

第 1 図 頸城山地の水系	2
第 2 図 高田平野周辺地域の地形分類図	3
第 3 図 高田西部地域の地質総括図	5
第 4 図 紫雲谷における難波山層のルートマップ	8
第 5 図 神葉沢と南葉山林道における難波山層のルートマップ	9
第 6 図 南葉山林道沿いのルートマップと古流系	10
第 7 図 難波山層 A 砂岩泥岩互層の柱状図	11
第 8 図 難波山層 B 泥岩部層の柱状図	11
第 9 図 難波山層 C 砂岩泥岩互層の柱状図	12
第 10 図 難波山層 D 砂岩泥岩互層の柱状図	13
第 11 図 難波山層 E 頁岩部層の柱状図	13
第 12 図 難波山層 E 頁岩部層	14
第 13 図 難波山層 E 頁岩部層中の碎屑岩脈	15
第 14 図 難波山層 E 頁岩部層中の魚化石	15
第 15 図 難波山層 F 砂岩泥岩互層の柱状図	17

第16図	難波山層F砂岩泥岩互層の砂質フリッシュ	17
第17図	難波山層F部層の砂岩：泥岩等層厚比線と古流系	18
第18図	難波山層F部層堆積時の海底扇状地復元図	18
第19図	難波山層G頁岩部層の柱状図	19
第20図	難波山層G頁岩部層	19
第21図	難波山層G頁岩部層	20
第22図	難波山層H砂岩泥岩互層の柱状図	20
第23図	難波山層H砂岩泥岩互層の砂質フリッシュ	21
第24図	難波山層H砂岩泥岩互層の堆積構造	21
	(A)砂岩底面のソールマーク	
	(B)砂岩上面の漣痕	
第25図	難波山層I砂岩泥岩互層の上半部の柱状図	22
第26図	難波山層I砂岩泥岩互層のフリッシュ型互層	22
第27図	難波山層I砂岩泥岩互層の等量フリッシュ	23
第28図	難波山層I砂岩泥岩互層に見られる堆積構造	24
第29図	難波山層I砂岩泥岩互層砂岩底面に見られる玄能石	25
第30図	難波山層J砂岩泥岩互層の柱状図	25
第31図	能生谷層横畑砂岩泥岩互層の柱状図	26
第32図	能生谷層横畑砂岩泥岩互層の等量フリッシュ	26
第33図	能生谷層皆砂岩泥岩互層の柱状図	27
第34図	能生谷層中ノ俣泥岩部層の柱状図	28
第35図	岩戸川沿いに露出する能生谷層ルートマップと化石産地	29
第36図	川詰層の柱状図	31
第37図	川詰層巖橋砂岩部層の砂岩層	32
第38図	川詰層筒石砂岩泥岩互層の砂質フリッシュ	33
第39図	川詰層筒石砂岩泥岩互層に挟まれた凝灰角礫岩層	33
第40図	川詰層綱子礫岩部層の柱状図	34
第41図	川詰層綱子礫岩部層の岩相	35
	(A)川詰層綱子礫岩部層の礫岩	
	(B)川詰層綱子礫岩部層の含礫泥岩	
第42図	川詰層の古流系	35
第43図	名立層の模式柱状図	37
第44図	名立層と谷浜層との不整合関係を示すスケッチ	38
第45図	大菅橋における名立層と谷浜層の不整合	38
第46図	谷浜層・鳥ヶ首層の模式柱状図と大菅凝灰岩部層の柱状図	39
第47図	谷浜層の化石産地	40

第 48 図	鳥ヶ首層鳥ヶ首礫岩部層	42
第 49 図	鳥ヶ首層鳥ヶ首礫岩部層中部の礫混じり砂岩	43
第 50 図	三角台北の鳥ヶ首層茶屋ヶ原泥岩部層	44
第 51 図	江星山火山岩部層の凝灰角礫岩層	45
第 52 図	江星山火山岩部層最下部の泥流堆積物	45
第 53 図	新第三紀貫入岩類の分布	47
第 54 図	高田平野西縁部の主要第四系(更新統)模式柱状図	48
第 55 図	居多層下部層に挟在する火山灰層	49
第 56 図	居多層山の植物化石産出層準	50
第 57 図	高田平野西縁の段丘	54
	(A)高田市西部の段丘分布図	
	(B)平山段丘の東西方向の断面図(平山 - 大貫間)	
第 58 図	日本海沿岸部の海成段丘面	61
	(A)茶屋ヶ原付近の海成段丘面	
	(B)名立灯台付近の海成段丘面	
第 59 図	能生谷楨西部の段丘を構成する礫層	62
第 60 図	高田平野西縁部高田地域の地下地質断面図	63
第 61 図	北部フォッサ・マグナ地域の地質構造図	69
第 62 図	北部フォッサ・マグナ地域の構造線	70
第 63 図	高田西部地域の地質構造図	70
第 64 図	難波山背斜軸部における第四次オーダーの褶曲	73
第 65 図	名立川擾乱帯における第五次オーダーの褶曲	74
第 66 図	神葉沢の三峰山西麓を走る紫雲谷断層	75
第 67 図	居多層上部層中の急傾斜帯	76
第 68 図	地すべり防止区域図	78
第 69 図	能生谷地すべり区分図	79
第 70 図	名立崩れの跡	80
第 71 図	栗立山東斜面の地すべり地形	81
第 72 図	重倉山北方の地すべり地形	82
第 1 表	高田西部地域の新第三系の対比表	4
第 2 表	西頸城植物群の構成種	16
第 3 表	岩戸川沿いの能生谷層産軟体動物化石	30
第 4 表	谷浜層産軟体動物化石	41
第 5 表	西頸城地域の中新世後期貫入岩類の斑晶組合せ	46
第 6 表	居多層上部層及び愛の風層産植物化石	51

第 7 表	高田平野周辺に産する第四系の大型植物化石	52
第 8 表	高田平野周辺に産する第四系の花粉化石	53
第 9 表	模式地と高田平野における示標テフラ層の岩質の比較	55
第 10 表	西頸城地域に発達する褶曲の幾何学的特徴	71

高田西部地域の地質

赤羽貞幸*・加藤碩一**

高田西部地域の地質調査は、昭和60年度及び61年度の特定地質図幅の研究として行われたものである。本地域の山地部の新第三系-第四系及び高田平野西縁部南部の第四系の研究は赤羽が担当し、高田平野西縁部北部の第四系の研究は加藤が担当し、全体のとりまとめは赤羽と加藤が行った。

本報告の作成は、今回の調査のみならず、筆者らのこれまでの調査・研究資料の集成の上になんてまとめられたものである。

ここでは、本研究を進める過程において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ことはできないが、特に本図幅地域に関する地質資料の提供や御教示をいただいた新潟大学高浜信行助教授、上越教育大学天野和孝助教授、長岡市立東中学校水野敏明氏及び大阪市立大学理学部生物学教室百原新氏に深く感謝する次第である。

また、岩石薄片作成は地質調査所地質標本館宮本昭正技官、及び植物化石採取は環境地質部水野清秀技官にお願いした。

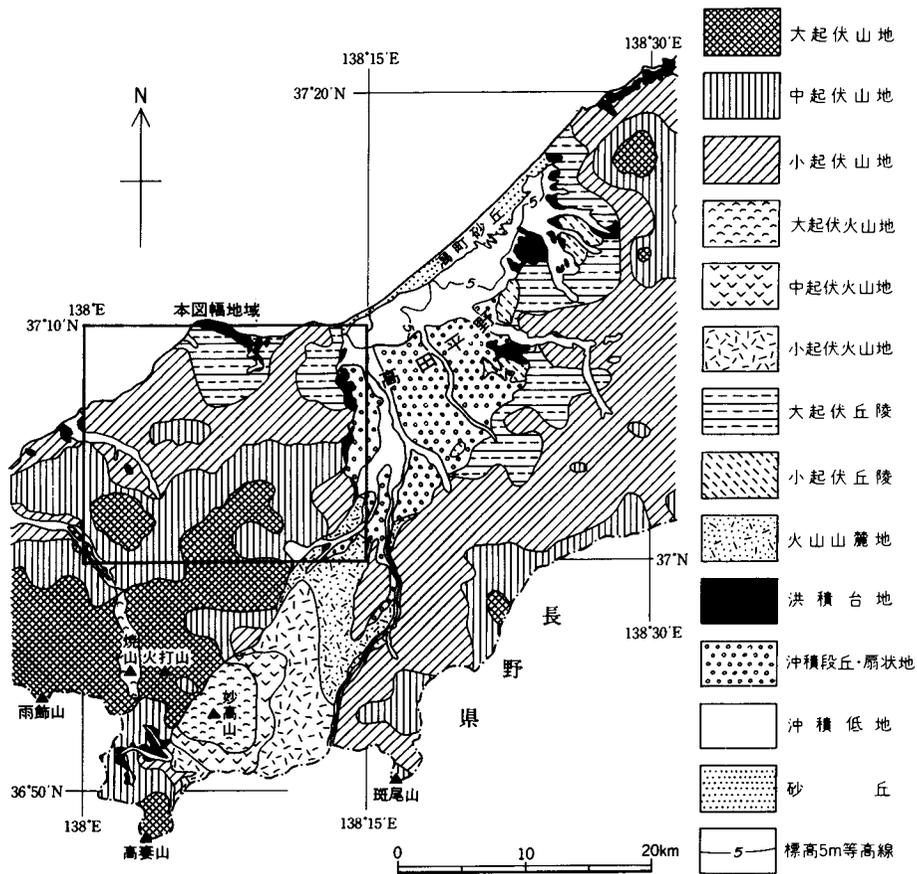
I. 地 形

本図幅地域は北部フォッサ・マグナ地域の最北部に位置し、北部は日本海に接している。高田平野の西に広がる山地は、頸城山地くびきの北東部を占める標高1,400m以下の山地で、南部へ行くにつれ標高を増す。この山地の中を、桑取川くわとりと名立川なだちがほぼ南北に、能生川のうと早川が南東から北西へ流れて直接日本海へ注ぐ。一方、頸城山地東縁の河川は、西から東の高田平野へ流れ、関川せきがわへ合流する(第1図)。日本海へ直接注ぐ河川は、比較的大きな谷を作り、桑取谷・名立谷・能生谷・早川谷と呼ばれている。これらの谷は、それぞれ古くから一つの文化圏をなし、行政区をなしている。

第2図は本地域周辺の地形分類図である。これらの図や水系をもとにこの地域の地形を区分すると、大きく山地・丘陵・台地・低地に分けられる。

山地は更に南葉山山地なんばやま・鉾ヶ岳山地ほこ・大峰-峰山山地・名立谷西部山地に細分される。南葉山山地は、籠町南葉山(909m)を中心に西の重倉山しげくら(1,029m)や南の粟立山あわだち(1,194m)へと続いており、この地域では最も大きく起伏する。南葉山は以前、難波山や南波山の字が用いられていたが、最近の国土地理院発行の五万分の一地形図では南葉山に統一された。この山は二つの峰があり、北の方を青田南葉山、南の方を籠町南葉山と呼ぶ。いずれも、中新世に貫入したひん岩類からなる。鉾ヶ岳山地は、早川と能生川に挟まれた山地で、鉾ヶ岳(1,316.3m)を中心に北西-南東方向に延びている。鉾ヶ岳は周りの山地から突出する本地域で最も高い山で、やはり中新世に貫入したひん岩からなり、周りには急な崖、沢には滝が数多く発達する。大峰-峰山山地は、名立川の左岸側の大峰(464.7m)から峰山(599.1m)にかけて南北に延びる山地で、尾根の東西には大きな地すべり地が発達する。名立川上流

* 信州大学 ** 地 質 部



第2図 高田平野周辺地域の地形分類図 (高田平野団体研究グループ, 1981)

台地を切って流れる河川沿いには谷底平野が形成されている。また、高田平野が日本海に接する直江津^{なおえつ}付近には、海岸砂丘が発達する。

II. 地質概説

高田西図幅地域は、新潟県の南西部に位置する頸城山地の北東部を占め、フォッサ・マグナ地域の最北部に当たり、フリッシュ型互層を主体とする厚い新第三系が広く分布していることで知られている。本図幅地域の南方には、妙高山・焼山・黒姫山などの第四紀火山噴出物が分布し、西方には南北に糸魚川-静岡構造線が走り、東方には高田平野を形成した第四系が広く分布している。

本図幅地域に分布する地層は、新第三系と第四系とからなり、これらの地質を総括して第3図に示す。新第三系は、大部分が非火山性の碎屑堆積物からなる海成層と、これを貫く半深成岩類とに区分される。この碎屑堆積物は、堆積盆地や堆積環境の差異によって、下部の西頸城層群と上部の上越層群に二

第1表 高田西部地域の第三系の対比表

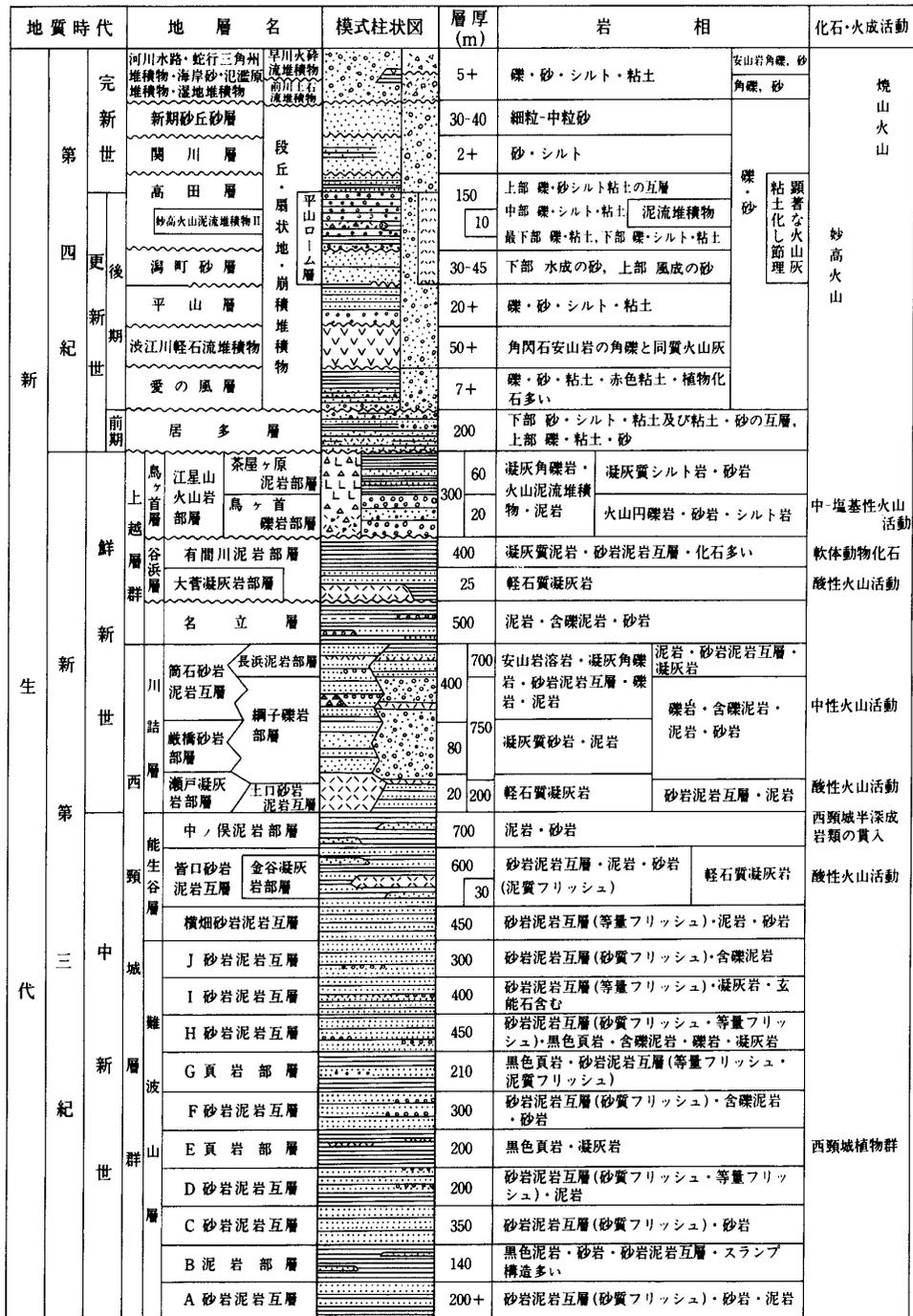
地質時代		大村 (1930)	兼子 (1944)	藤本ほか (1951)	高橋 (1953)	西田ほか (1966)	赤羽 (1975)	遠藤・立石 (1985)	赤羽・加藤 (1989)
新 第 三 紀	鮮 新 世		高佳層	谷浜層	F層	谷浜層	谷浜層	鳥ヶ首層	鳥ヶ首層
			城ヶ峯層	名立層		名立層	名立層	谷浜層	谷浜層
			綱子層	川詰層	E層	川詰層	川詰層	川詰層	川詰層
	中 新 世	春日山層	春日山層	能生谷層	D ₃ 層	能生谷層	能生谷層	能生谷層	能生谷層
					D ₂ 層				
					D ₁ 層				
		難波山層	南葉山層	難波山層	C層	西飛山層	飛山層	難波山層	
					B層	火打山層			
					A ₃ 層		紫雲谷層		
					A ₂ 層				
A ₁ 層									

分される(赤羽, 1975). これらは全体として日本海に近い北部ほど上部の地層が露出し, 最も下部の地層が, 地形的に最も高い名立川の upstream に分布している. これらの全層厚は, およそ 5,000-6,000 m に達する. この厚い堆積物中には, 火山砕屑物が極めて少なく, 層厚にして総計 50 m に満たないほどである.

西頸城層群は, 本地域で最も古い地層で下部より難波山層・能生谷層・川詰層からなる. 岩相は, タービダイトからなるフリッシュ型互層で特徴づけられ, 各種の堆積構造や生痕化石を伴っている. これらの地層は, 一見先第三系を思わせるほど著しく堅硬である.

難波山層は, 本地域の最下部の地層(中新世中期)で, 岩相の差異により, 下位より A 砂岩泥岩互層・B 泥岩部層・C 砂岩泥岩互層・D 砂岩泥岩互層・E 頁岩部層・F 砂岩泥岩互層・G 頁岩部層・H 砂岩泥岩互層・I 砂岩泥岩互層・J 砂岩泥岩互層の 10 部層に分けられる. 岩相は, 典型的なフリッシュ型互層と黒色頁岩層で特徴づけられ, 含礫泥岩層を随所に挟む厚い地層である. 全体に南東側ほど粗粒な堆積物が厚く堆積している. これらは, 堆積盆地の南東側斜面に堆積した海底扇状地の堆積物と考えられている.

能主谷層(中新世後期)は, 難波山層に整合に重なり, 横畑砂岩泥岩互層・皆口砂岩泥岩互層・金谷凝灰岩部層・中ノ俣泥岩部層に分けられる. 全体に泥岩優勢のフリッシュ型互層で特徴づけられ, 中に連続性の良い軽石質凝灰岩層を挟んでいる. この地層の分布地域には, 地すべり地が無数に分布する. 川詰層(鮮新世前期)は能生谷層に整合に重なるが, 岩相変化の著しい地層であり, 桑取川を境にして東西で層相が異なる. 桑取川以西では, 下位より瀬戸凝灰岩部層・厳橋砂岩部層・筒石砂岩泥岩互層に区分され, 桑取川以东では, 下位より土口砂岩泥岩互層・綱子礫岩部層長浜泥岩部層に区分され



第3図 高田西部地域の地質総括図

る。東西の部層は、同時異相の関係にあり、境界部では指交関係にある。岩相は礫岩層を特徴とするが、砂岩泥岩互層・砂岩層・泥岩層など場所によりいろいろな岩相を示す。酸性の凝灰岩層が何枚も挟まれ、そのうち2層が良く連続し鍵層となっている。

西頸城層群を堆積した一連の堆積盆地の中心は、次第に北へ移動して行った。上越層群堆積の時期になると更に堆積盆地の中心が移動していき、浅海化した。上越層群は不整合を境に下部より名立層・谷浜層・鳥ヶ首層に分けられる。岩相は全体として極めて細粒の堆積物からなり、層厚も薄く、多くは凝灰質の塊状泥岩層である。

名立層(鮮新世中期)は、現在分布する地域では下位の川詰層に整合に重なる。無層理の灰色泥岩層を主体とし、含礫泥岩層・砂岩層や薄い凝灰岩層を挟んでいる。

谷浜層(鮮新世後期)は、名立層を不整合に覆い、桑取川と名立川とに挟まれた北部にのみ分布する。谷浜層の下部には名立層を不整合に覆う軽石質凝灰岩層からなる大菅凝灰岩部層が発達し、その上に無層理の凝灰質灰色泥岩層からなる有間川泥岩部層が重なる。桑取川沿いの有間川泥岩部層中には、たくさんの海生軟体動物化石が含まれている。

鳥ヶ首層(鮮新世後期)は、本図幅地域の最北部において谷浜層を不整合に覆って分布し、下部から鳥ヶ首礫岩部層・茶屋ヶ原泥岩部層に分けられる。能生川の左岸には、火山性の噴出物を主とする江星山火山岩層が名立層や能生谷層を不整合に覆って分布する。鳥ヶ首層下部の鳥ヶ首礫岩部層は火山円礫岩からなり、江星山火山岩層と同時異相の関係にある。茶屋ヶ原泥岩部層は、凝灰質シルト層や砂岩層からなる。

新第三系を貫き籠町南葉山・青田南葉山や鉾ヶ岳を構成する半深成岩類は、西頸城半深成岩類と呼ばれる(赤羽, 1975)。岩質は、石英閃緑ひん岩-閃緑ひん岩で岩株や岩床に近い形で、西頸城層群の能生谷層及びそれ以前の地層までを貫入している。

第四系は、高田平野の西縁、山地を流れる河川沿い、日本海に接する海岸沿いなどの地域に分布する。高田平野と西部山地との境には、小高い台地があり、この台地は北部ほど広く発達する。台地を構成する地層は、下部更新統の居多層、上部更新統の愛の風層・平山層である。これらは、いずれも泥・砂・砂礫からなる。居多層下部からは海生軟体動物化石を多く産するが、上部はすべて淡水成の堆積物である。愛の風層と平山層は、段丘化し愛の風段丘・平山段丘を作り、上位に平山ローム(地質図には省略)を載せている。新井市の西部では、上部更新統の渋江川火砕流堆積物や妙高火山泥流堆積物Ⅱが作る台地の周りを矢代川の扇状地堆積物が埋めている。平野部には、更新-完新統の高田層が広く分布し段丘化し、沖積段丘堆積物が地表部を広く覆っている。日本海に近い直江津には、上部更新統の砂丘堆積物である潟町砂層や完新統の新砂丘砂層が発達する。

西部山地を流れる桑取川・名立川・能生川・早川沿いには、完新世の低位の河岸段丘堆積物や小規模な扇状地堆積物が発達する。早川にも、完新世の焼山起源の前川土石流堆積物や早川火砕流堆積物が堆積し、段丘を構成している。

日本海に接する海岸沿いの地域の鳥ヶ首岬から有間川にかけては、海成段丘が発達する。しかし、堆積物は薄い。

． 新 第 三 系

本図幅地域を広く占める新第三系は、北部の日本海側により新しい地層が分布し、南部の山地側に古い地層が分布する。これらの新第三系を赤羽(1975)は、堆積盆地の差異や岩相の差異によって西頸城層群と上越層群とに区分した。

． 1 西 頸 城 層 群

西頸城層群の全層厚は4,000-5,000 mに達し、岩相はフリッシュ型互層で特徴づけられる。これらを下位より難波山・能生谷・川詰の各層に区分した。

なお本報告では、フリッシュ型互層を紀州四万十団体研究グループ(1969)にならい、便宜的に以下のように分ける。

砂質フリッシュ(sandy flysch): 砂岩優勢のフリッシュ型互層。砂岩と泥岩単層の層厚の組合せは、砂岩10 cm・泥岩数cmのものから、砂岩数m・泥岩30-50 cmのものまでさまざまなものがある。

等量フリッシュ(normal flysch): 全体として砂岩と泥岩が5-20 cmの等量の層厚を示す互層である。

泥質フリッシュ(muddy flysch): 泥岩優勢のフリッシュ型互層。互層を構成する砂岩単層の層厚は1-10 cm、泥岩単層の層厚は5-30 cmである。

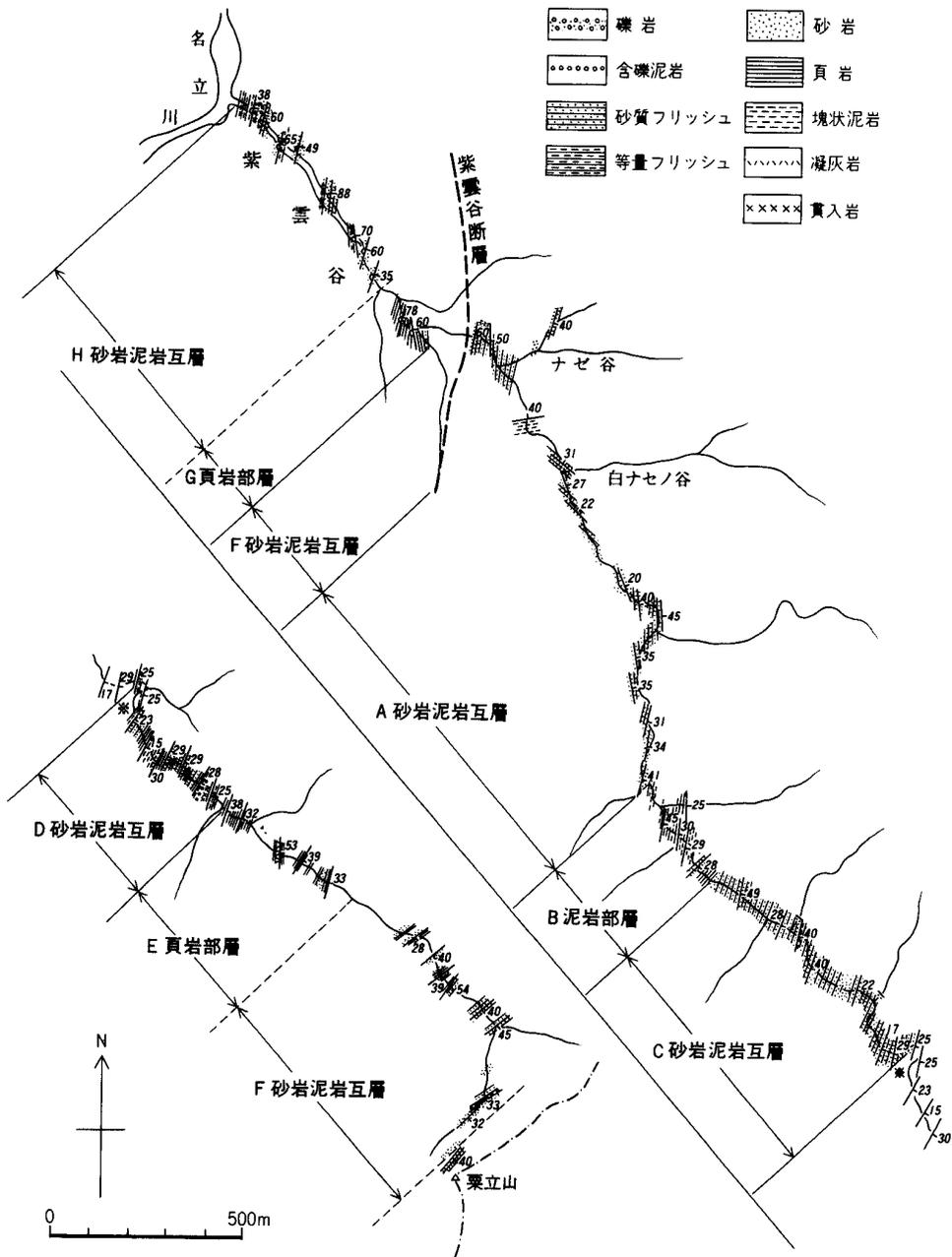
． 1 . 1 難 波 山 層

命名 高田平野の西方山地に露出する硬い砂岩類に対して大村(1930)が命名。その後、本層を兼子(1944)は南葉山砂岩頁岩互層、横山(1950)は南波山累層と呼んだ。高橋(1953)は本層を初めて岩相区分した。西田ほか(1966a)はそれまで行われてきた難波山層の時代的考察については再考しなければならぬ状態にあるとして、この地方に分布する新第三系の下部を構成する累層群に対し久比岐層群の名称を提唱し、更にこれを火打山層と西飛山層とに区分した。赤羽(1975)は名立川・桑取川上流に分布する本層を紫雲谷累層と飛山累層とに区分した。現在、石油地質研究者の中では難波山層の名称が広く使われており、地表に露出する本層の全貌も明らかにされたので、本図幅では由緒ある難波山層を用いることにした。

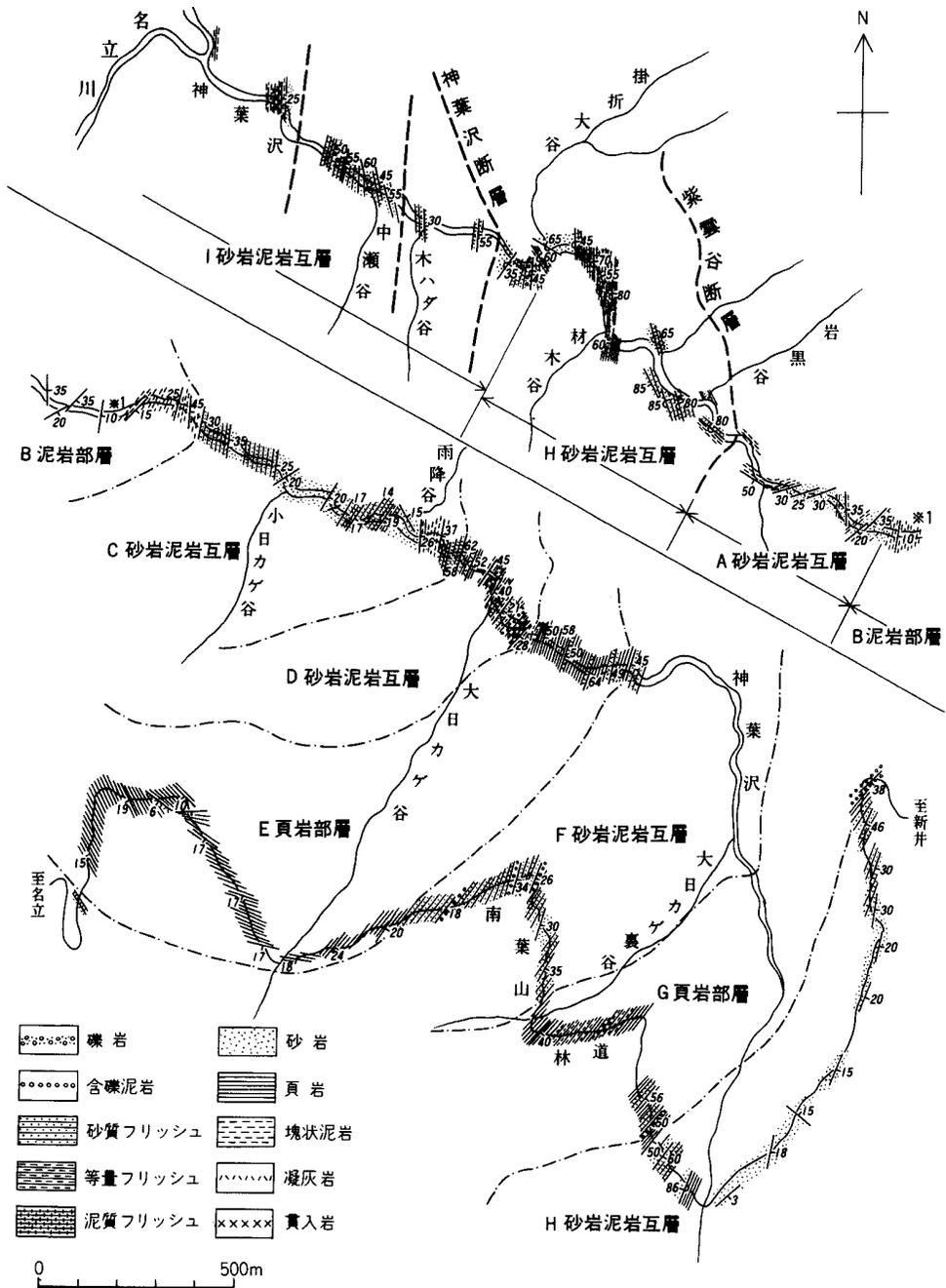
模式地 名立町名立川上流の紫雲谷及び神葉沢(第4図、第5図)。

分布 高田平野西方の青田難波山・籠町南波山・重倉山・粟立山などの急峻な山地に広く分布し、網子川上流・中ノ俣川上流・西谷内川・桑取川上流・紫雲谷・神葉沢・名立川上流・能生川上流・南葉山林道(第6図)などには、良く露出する。

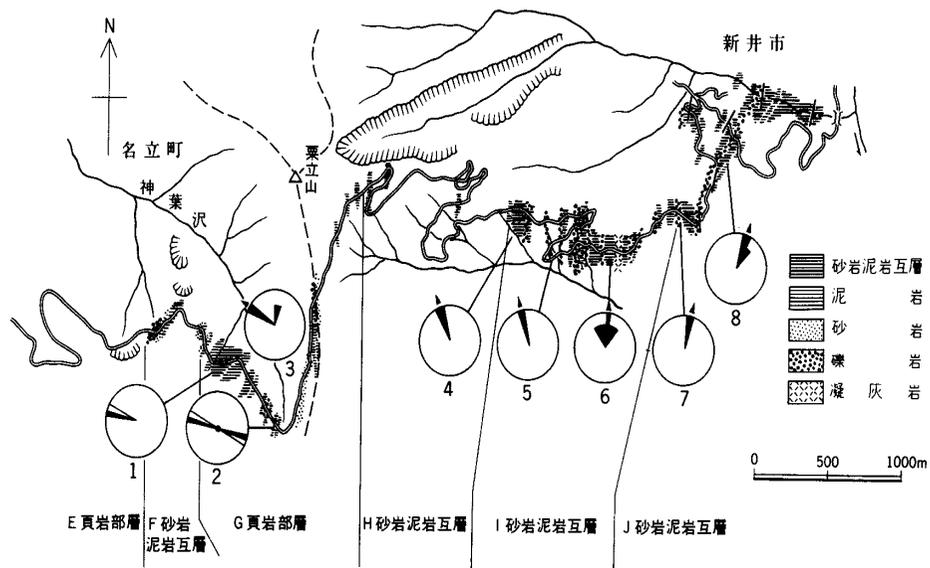
層序 本図幅地域の新第三系の最下部層で、下限は断層に接し境され、全層厚は不明。上位には能生谷層が整合に重なる。本層は岩相によって下位よりA砂岩泥岩互層・B泥岩部層・C砂岩泥岩互層・D砂岩泥岩互層・E頁岩部層・F岩石泥岩互層・G頁岩部層・H砂岩泥岩互層・I砂岩泥岩互層。



第4図 紫雲谷における難波山層のルートマップ



第5図 神葉沢と南葉山林道における難波山層のルートマップ（一点鎖線は、部層境界を示す）



第6図 南葉山林道沿いのルートマップと古流系 (津田・永田, 1969 に加筆)

J 砂岩泥岩互層の10部層に区分される。A 砂岩泥岩互層からG 頁岩部層, H 砂岩泥岩互層からJ 砂岩泥岩互層は、それぞれ赤羽(1975)の紫雲谷累層と飛山累層に当たる。

層厚 模式地の紫雲谷や神葉沢では、2,300 mを示し最も厚い。

岩相 砂質フリッシュや等量フリッシュを主体とし、一部に黑色頁岩やスランプ構造の発達する泥岩を挟む。砂岩や頁岩は極めて硬質で、一見先第三系を思わせる。砂質フリッシュは本層の下半部に発達し、礫岩や含礫泥岩を挟み、砂岩層にはグループキャスト、フルートキャストなどのソールマークや、リップルマーク、ロードキャスト、スランプ構造、碎屑岩脈など各種の堆積構造が見られる(西田ほか, 1966b)。等量フリッシュは本層の上半部に発達し、各種の堆積構造や含礫泥岩層を伴う。また、砂岩泥岩互層の泥岩層の下底には、その形状から、玄能石と俗称される団塊が多く産出する。黑色頁岩は、本層の中部に発達し剥離性に富む。

対比 有孔虫化石群集に基づき正谷・市村(1970)は新潟標準層序の津川・七谷層に、内尾(1976)は七谷層に対比した。その後、米谷ほか(1986)は、赤羽(1975)の層序区分に基づき、後述するような部層単位の対比を試みた。

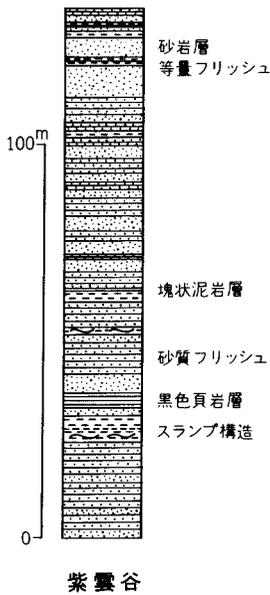
III.1.1.1 A 砂岩泥岩互層 (Na)

命名 赤羽(1975)。

模式地 名立町名立川上流紫雲谷。

分布 名立川上流の紫雲谷と神葉沢とに挟まれた地域で、紫雲谷断層の東側に当たる三峰山の西斜面にのみ露出する。

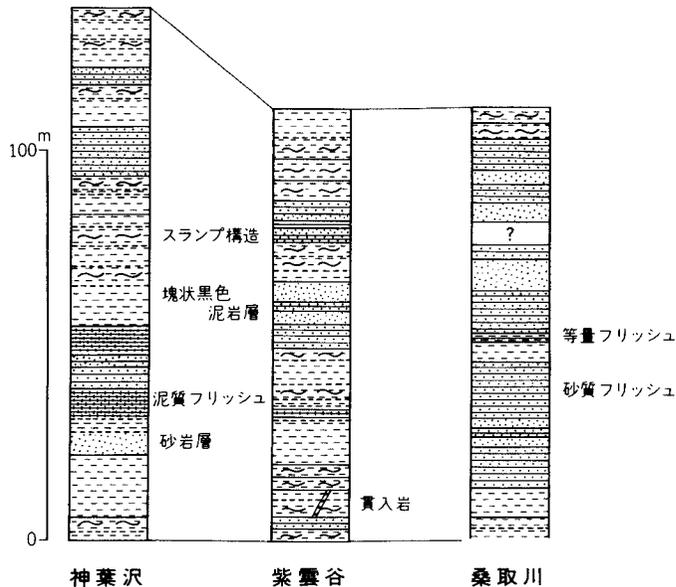
層序 本図幅地域の新第三系の最下部層である。下限は紫雲谷断層に切られ不明であるが、上位には



第7図 難波山層 A 砂岩泥岩互層の柱状図

を報告した。

対比 米谷ほか(1986)は、有孔虫化石により本部層を新潟標準層序の *Hopkinsina morimachiensis* Zone (津川・七谷階) に対比し、上記産出化石から BLOW(1969)の N 9-10 に相当するとした。本部層は高橋(1953)の A₁層下部に当たる。



第8図 難波山層 B 泥岩部層の柱状図

B 泥岩部層が整合に重なる。

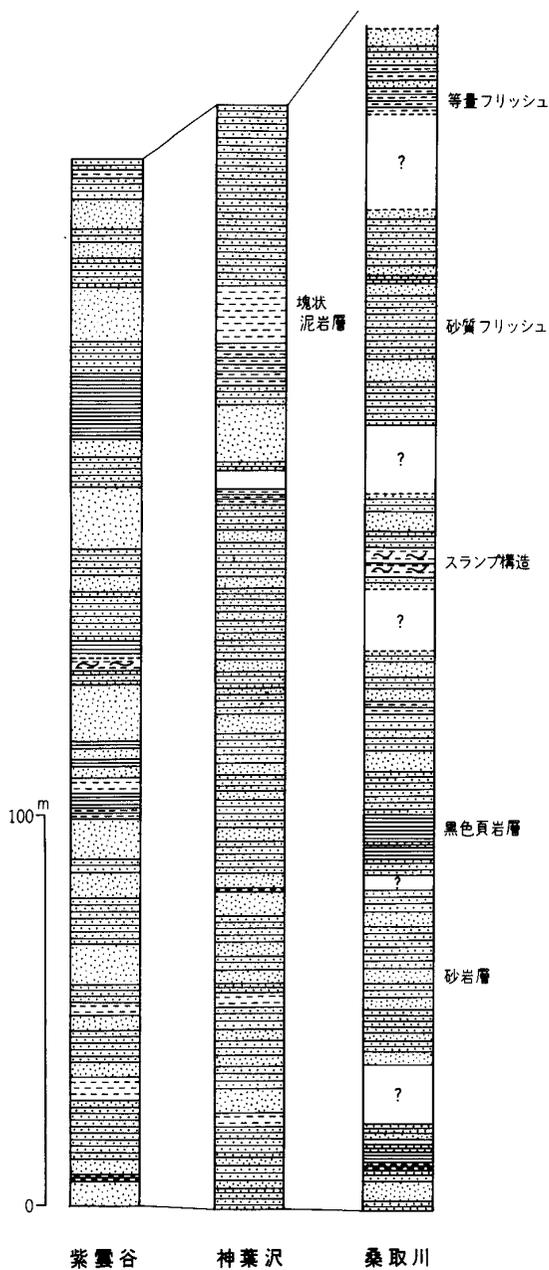
層厚 下限が断層によって乱されているが、紫雲谷と神葉沢で確認できる層厚は、およそ 200 m。

岩相 砂質フリッシュを主とし層厚数-6 m の塊状砂岩や層厚 5-10 m の層理に乏しい黒色泥岩を挟む(第7図)。砂質フリッシュには、砂岩単層の層厚が数 10-100 cm で泥岩又は頁岩単層の層厚が数-数 10 cm の互層と、砂岩単層の層厚が 1-数 m で泥岩又は頁岩単層の層厚が数-数 10 cm の互層がある。これら 2 種類の砂質フリッシュは、更に層厚数 m 以上の塊状砂岩層と互層している。

本部層の砂岩の多くは中粒砂岩で、極めて硬質である。層厚 1 m 以上の厚い単層は、粗粒砂岩からなり塊状を示す。層厚 1 m 以下の単層には、ブーマシーケンス(タービダイトの内部構造)などの内部構造や各種の堆積構造が認められ、タービダイトである。

厚い頁岩は少なく、5 m 以上の厚い黒色泥岩層には、必ずスランプ構造が認められる。

化石 米谷ほか(1986)は紫雲谷の本部層から *Globorotalia peripheroronda*, *Globorotalia quinifalcata* の有孔虫化石の産出



第9図 難波山層 C 砂岩泥岩互層の柱状図

III. 1. 1. 2 B 泥岩部層 (Nb)

命名 赤羽(1975).

模式地 名立町名立川上流紫雲谷.

分布 名立川上流の紫雲谷から神葉沢にかけての地域.

層序 下位の A 砂岩泥岩互層を整合に覆い, 上位の C 砂岩泥岩互層に整合に覆われる. 紫雲谷と神葉沢におけるこの上下の境界は明瞭である.

層厚 紫雲谷では 110 m, 神葉沢では 140 m と, やや南側で厚い.

岩相 層理に乏しい黒色泥岩層を主とし, 一部に塊状砂岩層や砂岩泥岩互層を挟む. 黒色泥岩層には最大層厚 45 m に及ぶものもあるが, これらには層厚 5-6 m ごとに明瞭な層理面が認められる. この層理面と層理面とに挟まれた部分にはスランブ構造が観察され, 厚い黒色泥岩層は幾つものタービダイトユニットの積重なりによって厚くなっていることを示している. 明瞭なスランブ構造の発達する層準は, 紫雲谷で 11, 神葉沢で 7 層準認められる(第8図).

対比 米谷ほか(1986)は, この B 泥岩部層から J 砂岩泥岩互層までを, 有孔虫化石に基づき新潟標準層序の *Cribrostomoides* spp.-*Dorothia* Spp. Subzone (寺泊階下部) に対比した. 本部層は高橋(1953)の A₁ 層上部に当たる.

III. 1. 1. 3 C 砂岩泥岩互層 (Nc)

命名 赤羽(1975).

模式地 名立町名立川上流紫雲谷.

分布 桑取川源流から紫雲谷の中流・神葉沢の中流にかけて, 紫雲谷断層の東側に帯状に分布する.

層序 下位のB泥岩部層を整合に覆い、上位のD砂岩泥岩互層に整合に覆われる。桑取川上流では、本部層の最下部が露出しない。

層厚 桑取川上流では約350 m、紫雲谷では270 m、神葉沢では280 mと、北部で厚くなる。

岩相 難波山層中で最も砂岩に富む部層である。典型的な砂質フリッシュを主とし、一部に塊状砂岩、層理の発達する黒色泥岩、無層理の黒色泥岩を挟む(第9図)。

桑取川上流や紫雲谷には、数m以上の層厚をもつ黒色泥岩が発達するが、神葉沢には厚い黒色泥岩が見られない。

対比 本部層は高橋(1953)のA₂層の下部に当たる。

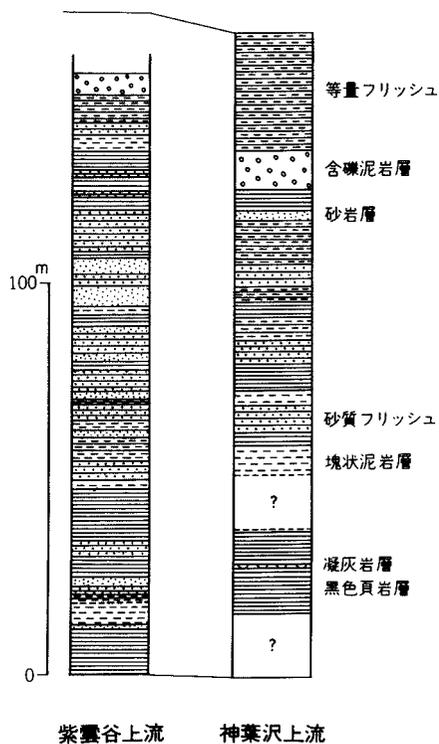
III. 1. 1. 4 D砂岩泥岩互層 (Nd)

命名 赤羽(1975)。

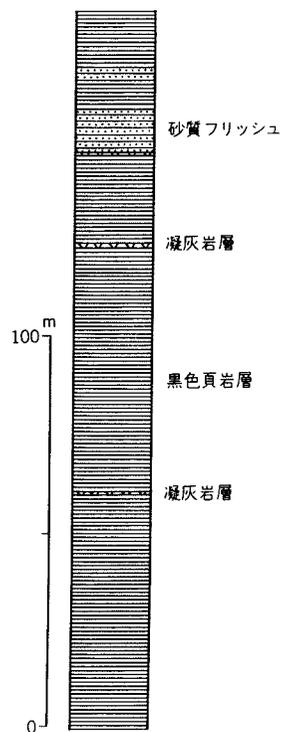
模式地 名立町名立川上流紫雲谷。

分布 西谷内川流域の難波山背斜の軸部付近から桑取川源流、紫雲谷上流、神葉沢中流へと帯状に分布する。

層序 下位のC砂岩泥岩互層を整合に覆い、上位にはE頁岩部層が整合に重なる。しかし、分布域北部の西谷内川流域では、E頁岩部層を欠きF砂岩泥岩互層が整合に重なる。



第10図 難波山層 D 砂岩泥岩互層の柱状図



第11図 難波山層 E 頁岩部層の柱状図(神葉沢上流)

層厚 桑取川上流では約200m, 紫雲谷では180m, 神葉沢では170mと北部ほど厚くなる.

岩相 全体としては下位のC砂岩泥岩互層と上位のE頁岩部層との中間的な岩相を示す. 下部は層理の発達する硬質の黒色頁岩層, 中部には砂質フリッシュ, 上部には等量フリッシュが発達する(第10図). 全体として神葉沢・紫雲谷・桑取川・西谷内川と北東部に行くにつれて, 砂岩に富んでくる.

神葉沢では下部の黒色頁岩層に層厚数10cm以下の白色凝灰岩層が挟まれる. この下部の黒色頁岩層は, 桑取川に見られない. 上部には含礫泥岩層が1層挟まれ, 紫雲谷や神葉沢でおおの5mと10mの層厚を示す. これはチャート・粘板岩・砂岩などの先新第三系の古期岩類からなる径数cm以下の円礫が混じる泥岩層である. この含礫泥岩層は, 桑取川以北には見られない.

対比 本部層は高橋(1953)のA₂層の上部に当たる.

III. 1. 1. 5. E頁岩部層 (Ne)

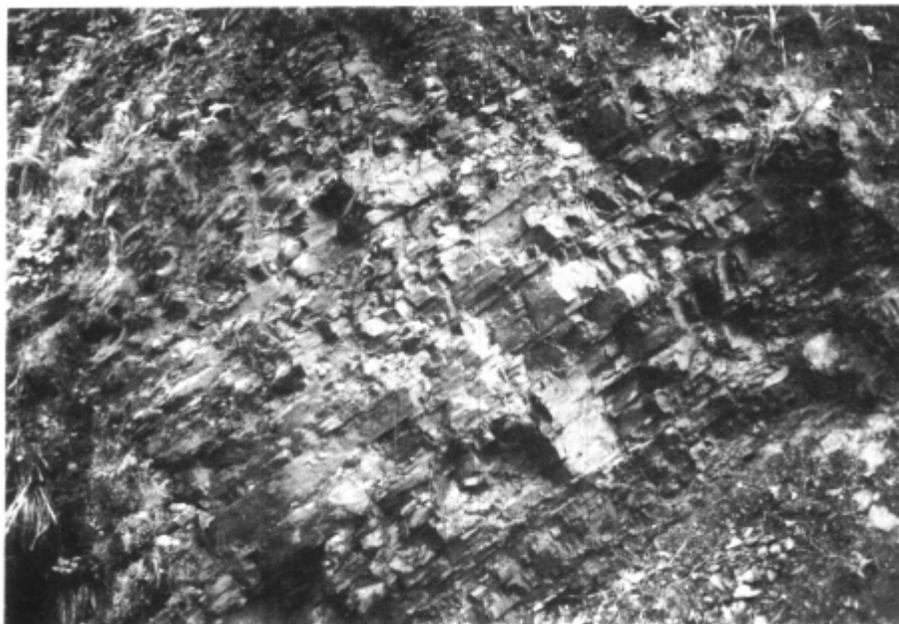
命名 赤羽(1975).

模式地 名立町名立川上流神葉沢.

分布 神葉沢から紫雲谷・桑取川上流にかけて帯状に分布し, 桑取川以北では薄くなり消滅する.

層序 下位のD砂岩泥岩互層を整合に覆い, 上位のF砂岩泥岩互層に整合に覆われる.

層厚 神葉沢では200m. 北部に行くにつれて薄くなり, 南部ほど厚くなる. 能生川上流域で最も厚くなる.

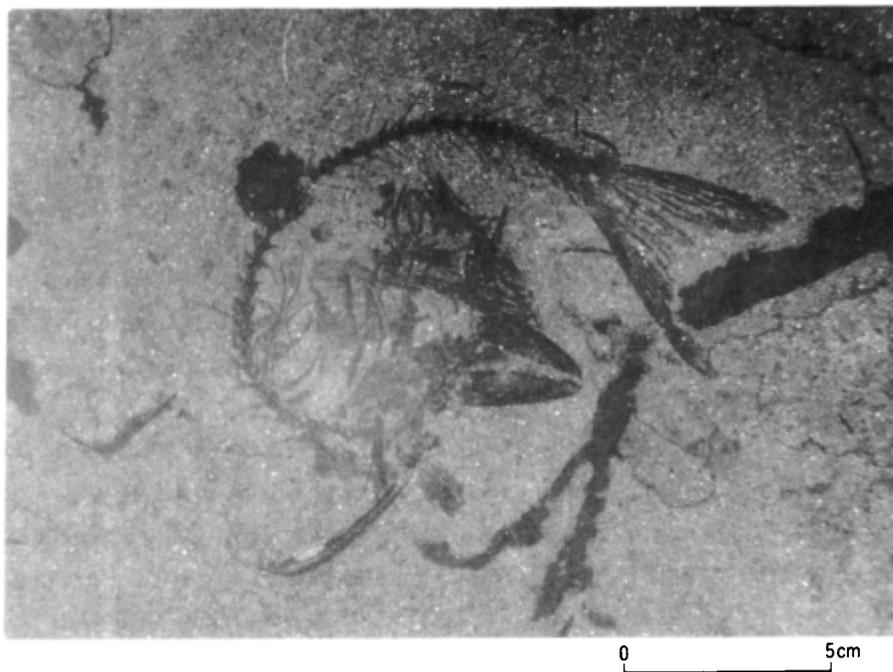


0 1 m

第12図 難波山層 E頁岩部層 (紫雲谷上流)



第 13 図 難波山層 E 頁岩部層中の砕屑岩脈
(神葉沢上流の南葉山林道)



第 14 図 難波山層 E 頁岩部層中の魚化石 (神葉沢上流の南葉山林道で村浜肇氏発見)

第2表 西頸城植物群の構成種 (松尾, 1975)

Cystophyllum sp.
Sargassum sp.
Hijikia sp.
Dioon sp.
Keteleeria sp.
Pinus sp. (三本葉体, *P. trifolia* MIKI と異なる)
P. sp. (二本葉体)
Cunninghamia sp. (*C. sinensis* type)
Chamaecyparis sp. (*C. formosensis* type)
Myrica sp.
Quercus glauca THUNBERG
Castanopsis sp.
Lithocarpus sp. (*Pasania edulis* type)
Ficus mioretusa MATSUO
Machilus nathorsti HUZIOKA (*M. japonica* type)
Litsea sp. (*L. japonica* type)
Actinodaphne sp. (*A. acuminata* type)
Magnolia sp.
Pittosporum sp. (*P. tobira* type)
Cladrastis sp. (*C. platycarpa* type)
Daphniphyllum sp. (*D. macropodium* type)
Mallotus sp. (*M. japonica* type)
Hibiscus hamabo SIEBOLD & ZUCCARINI
Elaeocarpus sp. (*E. japonicus* type)
Ternstroemia maekawai MATSUO
Myrtus sp.
Anodendron sp. (九州・長崎・高島植物群に多い)
Cerbera sp.

岩相 平行葉理の発達する黒色頁岩層からなる(第11図)。硬質であるが薄く平板状に剥がれやすい(第12図)。この黒色頁岩層中には、層厚10cm以下の白色凝灰岩層が12層認められる。凝灰岩層には、細粒・粗粒・砂質のものがある。神葉沢上流の南葉山林道沿いには、数か所に幅10-40cmの砂岩の碎屑岩脈が見られる(第13図)。

化石 西田ほか(1966a)は能生谷上流で本部層に対比される火打山層の最下部部から魚骨・魚鱗のほかに植物化石 *Fagus antipofi* を、HATAI and NODA (1972) は能生谷の本部層からエイの化石 (*Kubikichthys raris* HATAI et NODA) を、赤羽(1975) は神葉沢源流の南葉山林道沿いの本部層から、魚骨(第14図)・魚鱗化石や植物化石 *Machilus nathorsti* HUZIOKA 貝化石 *Periploma* sp. を報告した。松尾(1975)は、南葉山林道沿いの本部層から第2表のような植物化石を報告し、これらを西頸城植物群と呼んだ。そして、この植物群は台島型植物群に対比されるが、これらは新熱帯植物区 (*Neotropic*) の海浜性の植生を示すとした。

また、石島・松尾（1974）、ISHIJIMA（1977）は、次のような温暖海の特徴種である褐藻類のホンダワラ科や紅藻類のフノリ科などの海藻化石を報告した。

Cystophyllum cf. *sisymbrioides* J. AGARDH

C. cf. *hakodatense* YENDO

C. cf. *caespitosum* YENDO

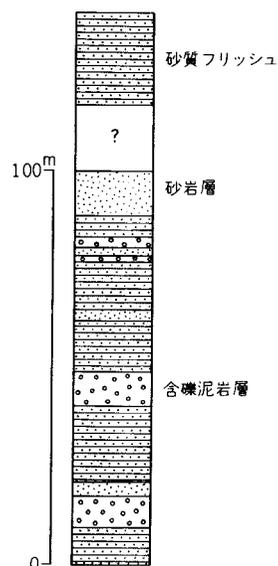
Sargassum cf. *kjellmanianurn* YENDO

S. cf. *patens* C. AGARDH

Gloiopeltis cf. *furcata* POSTELS et RUPRECHT

Zostera ? sp.

対比 本部層は高橋（1953）のA₃層の下部に相当する。また、西田ほか（1966 a）が、能生川上流域を模式地として層序区分した、火打山層の最下部層に対比される。



第15図 難波山層 F 砂岩泥岩互層の柱状図（神葉沢）

III. 1. 1. 6. F 砂岩泥岩互層 (Nf)

命名 赤羽（1975）.

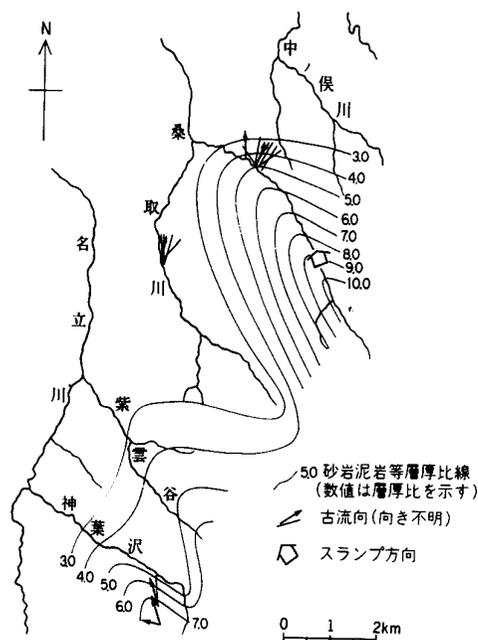
模式地 名立町名立川上流神葉沢上流.

分布 西谷内川や桑取川流域では、難波山背斜の両翼に帯状に分布し、東翼では青田難波山の西から重倉山・栗立山の西・大毛無山の西へと連続する。

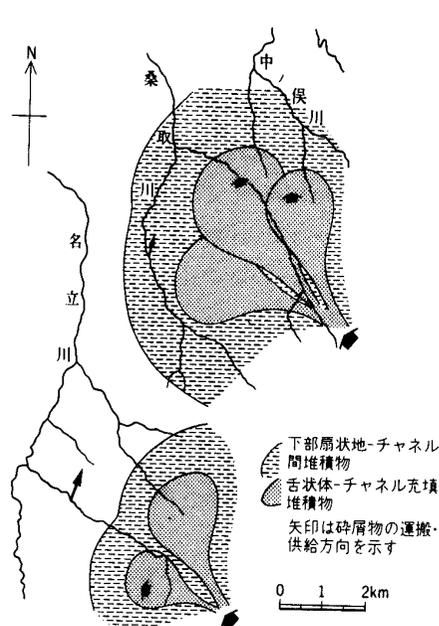


0 1m

第16図 難波山層 F 砂岩泥岩互層の砂質フリッシュ（桑取川上流）



第17図 難波山層 F 部層の砂岩：泥岩等層厚比線と古流系 (立石, 1987)



第18図 難波山層 F 部層堆積時の海底扇状地復元図 (立石, 1987)

層序 名立川上流域では、下位のA頁岩部層を整合に覆い、上位にはG頁岩部層が整合に重なる。しかし、桑取川上流域ではE頁岩部層とG頁岩部層を欠くため、D砂岩泥岩互層を整合に覆い、H砂岩泥岩互層に整合に覆われる。

層厚 神葉沢では140 mの厚さを示すが、北部ほど厚くなり桑取川や西谷内川流域で約300 mとなる。

岩相 砂質フリッシュを主とし、一部に含礫泥岩・含礫砂岩や厚い塊状砂岩を挟む(第15図, 第16図)。含礫泥岩には、チャート・粘板岩・砂岩・ひん岩類・流紋岩類などの細円礫や下位層を削り込んで堆積した最大径100-150 cmに達するような黒色泥岩の偽礫などを多量に含んでいる。

堆積環境 立石(1987)は、F砂岩泥岩互層の砂岩：泥岩の層厚比を求め、砂岩：泥岩の単層層厚比の分布(第17図)から、桑取川上流と紫雲谷・神葉沢付近の2カ所で顕著な扇状を示すことを述べた。そして、これと古流系や岩相をもとに、第18図のような堆積時の海底扇状地復元図を描いた。

対比 本部層は高橋(1953)のA₃層の中部に当たる。

III. 1. 1. 7 G頁岩部層 (Ng)

命名 赤羽(1975)。

模式地 名立町名立川上流神葉沢上流。

分布 桑取川源流域の重倉山付近から粟立山にかけてと、紫雲谷入り口付近の紫雲谷断層の西側に分

布する。桑取川上流以北には、分布しない。南の能生川や早川上流域には分布する。

層序 下位のF砂岩泥岩互層を整合に覆い、上位にはH砂岩泥岩互層が整合に重なる。

層厚 神葉沢では210 m、北東側に行くにつれ薄くなり、南西側ほど厚くなる。

岩相 平行葉理の発達する黒色頁岩が全体に優勢であるが、間に等量フリッシュや泥質フリッシュの部分を含む(第19図、第20図、第21図)。頁岩層はE頁岩部層のものと似るが、薄い砂岩層を多く挟む。南西部の能生川流域では、砂岩層の挟みが見られないで、E頁岩部層に近い岩相を示す。紫雲谷断層の西に分布する黒色頁岩層は、断層運動によって著しく破碎されている。

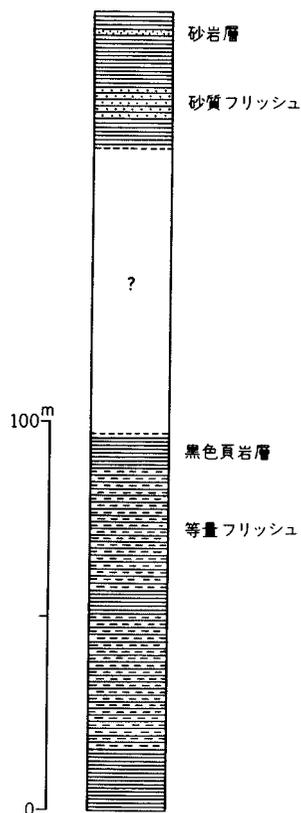
対比 本部層は高橋(1953)のA₃層の上部に当たり、能生川流域における西田ほか(1966b)の火打山層のB層上部に対比される。

Ⅲ. 1. 1. 8 H砂岩泥岩互層 (Nh)

命名 赤羽(1975)。

模式地 上越市横畑南東の桑取川及び西谷内川の川床。

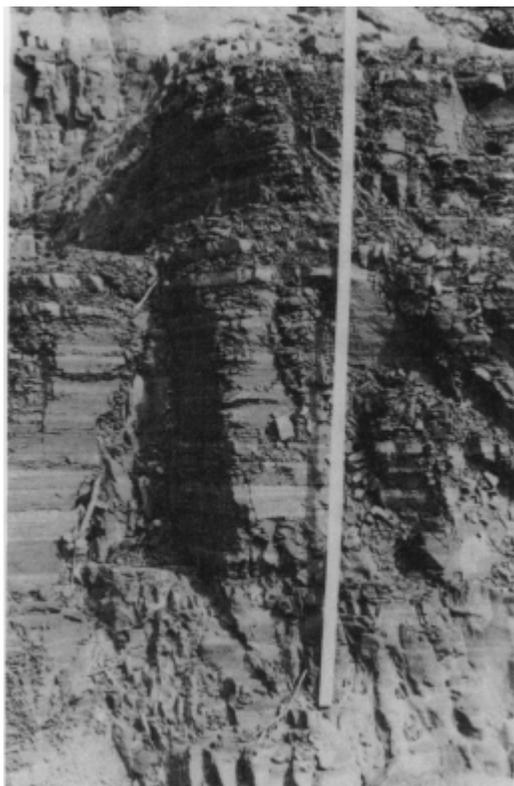
分布 北部では難波山背斜の半ドーム構造を取り巻くように、桑取川の横畑の南から青田南葉山・重倉山の東・粟立山の東へと広く



第19図 難波山層 G 頁岩部層の柱状図(神葉沢)



第20図 難波山層 G 頁岩部層(南葉山林道)



第21図 難波山層 G 頁岩部層 (紫雲谷入口、折尺の長さは1m)

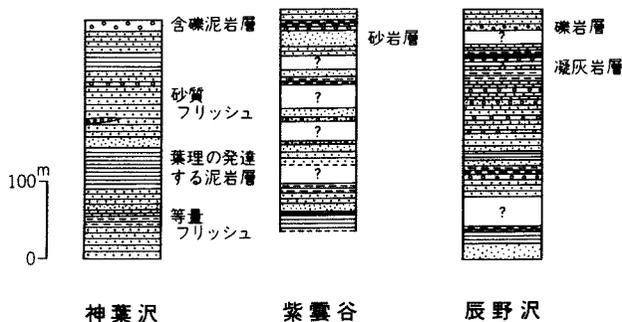
分布する。名立川流域では紫雲谷断層の西側に、能生川流域では放山の北麓に広く分布する。

層序 桑取川の流域では、下位のF砂岩泥岩互層を整合に覆い、上位のI砂岩泥岩互層に整合に覆われる。名立川や能生川の流域では、G頁岩部層を整合に覆い、上位にI砂岩泥岩互層が整合に重なる。

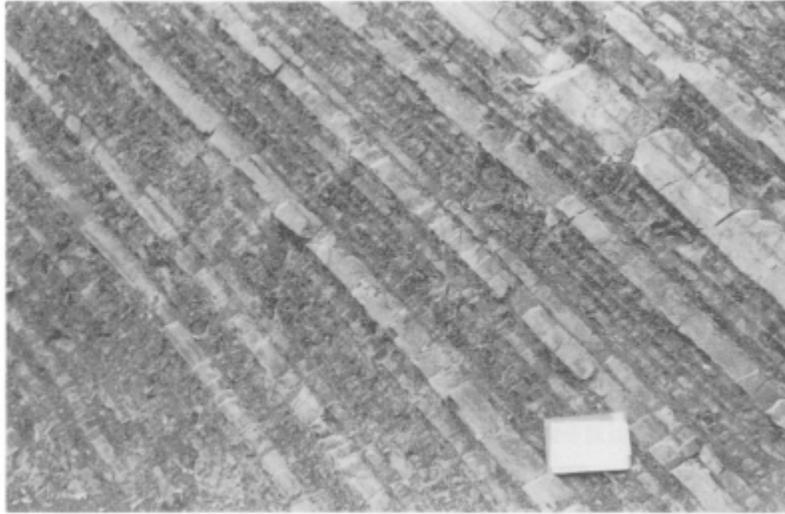
層厚 神葉沢中流域で300m、北東部ほど厚くなり西谷内川では400-450mを示す。

岩相 砂質フリッシュを主とし全体に砂岩に富むが、黒色泥岩・黒色頁岩・等量フリッシュ・塊状砂岩・含礫泥岩・礫岩・凝灰岩などを挟む(第22図及び第23図)。紫雲谷・辰野沢・神葉沢などでは、含礫泥岩や礫岩が数多く挟まれている。全体に北東部ほど砂岩の発達がよく、南西部ほど泥岩が発達する。砂岩層にはグループキャストやフルーツキャストなどの堆積構造が発達する(第24図)。

対比 本部層は高橋(1953)のB層にほぼ当たり、西田ほか(1966b)の火打山層のC層・D層・E層を合わせたものに対比される。



第22図 難波山層 H 砂岩泥岩互層の柱状図



0 1 m

第 23 図 難波山層 H 砂岩泥岩互層の砂質フリッシュ (能生川)



(A)



(B)

第 24 図 難波山層 H 砂岩泥岩互層の堆積構造. 名立川上流
 (A) 砂岩底面のソールマーク (B) 砂岩上面の溝痕

Ⅲ. 1. 1. 9 I 砂岩泥岩互層 (Ni)

命名 赤羽(1975).

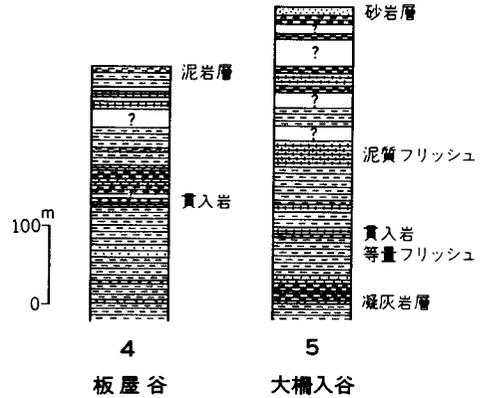
模式地 名立町名立川上流.

分布 北部では難波山背斜の半ドーム構造を取り巻くように, 桑取川の横畑の南から青田南葉山の東・重倉山の東・栗立山の東へと広く分布する. 名立川流域では紫雲谷断層や神葉沢断層に切られるが, 本流域に広く分布する. 能生川流域では能生川本流や放山の北麓を取り巻くように広く分布する.

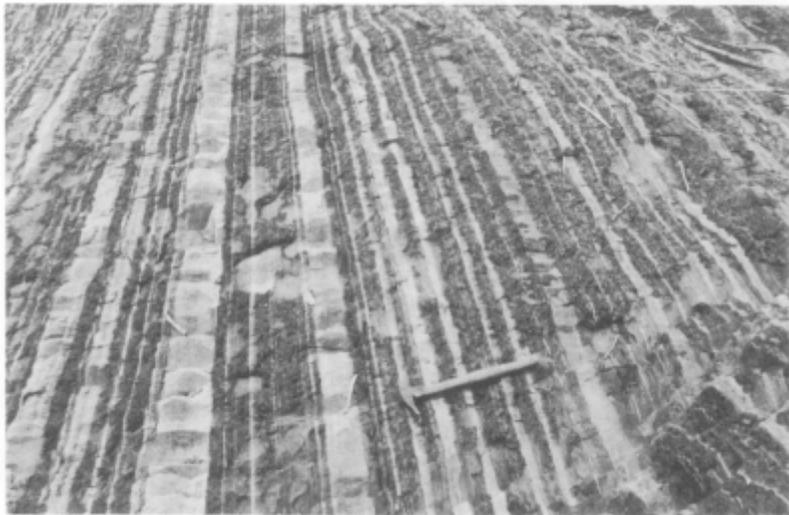
層序 下位のH砂岩泥岩互層を整合に覆い, 上位のJ砂岩泥岩互層に整合に覆われる. ただし, 能生川以西地域では, J砂岩泥岩互層を欠くため, 能生谷層の横畑砂岩泥岩互層が整合に重なる.

層厚 名立川流域で400 mを示し最も厚く, 北東部に行くにつれ薄くなり, 桑取川や中ノ俣川流域で200-300 mとなる. 南東部では厚くなる.

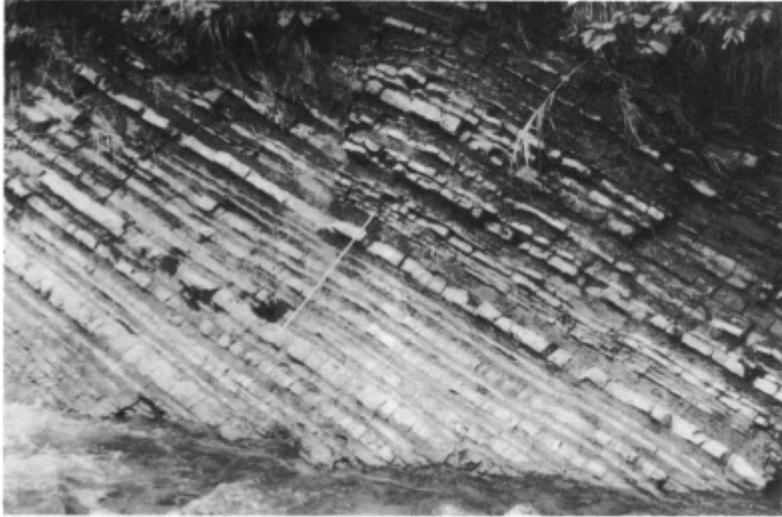
岩相 難波山層中で等量フリッシュが最も厚く発達する層準である(第25図, 第26図及び第27図). この等量フリッシュの砂岩層と上位の泥岩層との間には明瞭な層理面が認められないが, 泥岩層と上位の砂岩層との間には明瞭な層理面が認められる. また, これらの砂岩層は, どこでも下底に各種のソールマーク(第28図)をもち, 内部にみごとなプーマシーケンスをもつタービダイトである.



第25図 難波山層I砂岩泥岩互層の上半部の柱状図



第26図 難波山層I砂岩泥岩互層のフリッシュ型互層(桑取川上流)



第 27 図 難波山層 I 砂岩泥岩互層の等量フリッシュ (名立川源流, 折尺の長さは 1 m)

この等量フリッシュの中には, 数 m の層厚をもつスランプ層が良く発達する. 含礫泥岩層や礫層は見られない. また, 等量フリッシュの泥岩部には, 方解石からなる玄能石を数多く含む (第 29 図). 本層の中部には酸性の凝灰岩層を挟む.

化石 名立川上流からは, *Conchocele* sp., *Solernya* cf. *tokunagai* YOKOYAMA や生痕化石が報告されている (赤羽, 1975). また, 西田ほか (1966a) は, 能生川沿いで本部層に対比される西飛山層の上限に近い所から次のような化石を報告している.

Portlandia sp., *Anadara* sp., *Glycymeris* sp., *Chlamys* cf. *kaneharai*. *Ostrea* sp., *Clinocardium* sp., *Dosinia* sp., *Siratoria* cf. *siratoriensis*, *Dentalium* sp.

対比 本部層は高橋 (1953) の C 層に当たり, 西田ほか (1966b) の火打山層の F 層・G 層に対比される.

III. 1. 1. 10 J 砂岩泥岩互層 (Nj)

命名 赤羽 (1975).

模式地 上越市横畑南東の桑取川及び西谷内川の河床.

分布 北部では難波山背斜翼部を南に開いた U 字状に, 桑取川の横畑から鉢巻山・^{うしろ}後谷・籠町南葉山の東・栗立山の東麓へと広く分布する. 名立川流域では本流の左岸に沿って分布する. 本部層は能生川以西に分布しない.

層序 下位の I 砂岩泥岩互層を整合に覆い, 上位には能生谷層の横畑砂岩泥岩互層が整合に重なる.

層厚 模式地では 120-130 m を示すが, 北東側の中ノ俣川流域では 300 m と南東部ほど厚くなる. 一方, 南西側ほど薄くなり能生川左岸では尖滅する.



(A)



(B)



(C)



(D)

第 28 図 難波山層 I 砂岩泥岩互層に見られる堆積構造

A. ロンギチュー・ジナルファロー・リッジ (新井市側の南葉山林道), B. クレセント・マーク (新井市側の南葉山林道), C. グループ・マーク (名立川源流), D. フルト・マーク (神楽沢入口)

岩相 砂質フリッシュを主とし, 全体に砂岩層に富む(第 30 図). 一部に塊状砂岩や等量フリッシュを挟む. 層厚数 m 以上の塊状砂岩には, 細礫質の部分や含礫泥岩の部分が認められる. 厚い泥岩は発達しない.

対比 本部層は高橋(1953)の D₁ 層に当たり, 西田ほか(1966b)の火打山層の H 層上部に当たる.



第29図 難波山層I 砂岩泥岩互層砂岩底面に見られる玄能石(西谷内川)

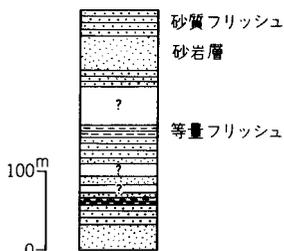
Ⅲ. 1. 2 能生谷層

命名 藤本ほか(1951).

模式地 能生町須川から西飛山に至る地域.

分布 図幅地域の中央部に広域に分布する. 難波山背斜の西翼側では, 帯状に郷津から綱子川・中ノ俣川・桑取川・名立川などの中流域に分布し, 更に能生川・早川の中流域へと連続する. 難波山背斜の東翼側では南葉山山地の東山麓に分布する.

層序 下位の難波山層を整合に覆い, 上位には川詰層が整合に重なる. 西田ほか(1966a)は能生谷を模式地として上部層と下部層に区分し, 赤羽(1975)は中ノ俣及び桑取谷を模式地として4部層に区分した. 本報告では, 赤羽(1975)の区分に基づき, 下位より



第30図 難波山層J 砂岩泥岩互層の柱状図(中ノ俣川)

横畑砂岩泥岩互層・皆口砂岩泥岩互層・金谷凝灰岩部層及び中ノ俣泥岩部層に区分する.

層厚 桑取川・名立川・能生川の流域では, どこでも1,200-1,300 mの厚さを示す. 部層ごとでは場所による層厚の変化が認められる.

岩相 泥質フリッシュを主とするが, 層理に乏しい塊状の泥岩や層厚5-10 mの塊状砂岩をところどころに挟む. 中部には層厚10-20 mの凝灰岩が挟まれ, 高田西部の金谷山かなやさんから名立川流域まで連続している. 本層は泥岩が卓越するため, その分布域は代表的な第三紀地すべり地帯となっている.

対比 兼子(1944)は, 高田西部山地に分布する地層を春日山黒色頁岩層と呼び, これを下位より塩荷谷縞状頁岩層・儀明砂質泥岩及砂岩層・金谷凝灰質砂岩層・正善寺縞状頁岩及砂質泥岩層に区分した. 本層は, ほぼこの春日山黒色頁岩層に相当する.

正谷・市村(1970)は底生有孔虫化石に基づき, 本層上部を新潟県標準層序の椎谷階に, 下部を寺泊

階後期に対比した。また、米谷ほか(1986)は底生有孔虫化石に基づき、本層を新潟標準層序の寺泊階上部 (*Spirosigmoinella compressa*-*Martinottiella comunis* Subzone) に対比した。一方、AMANO et al.(1985) は軟体動物化石に基づき、本層の最上部が鮮新統であるとしている。

堆積環境 正谷・市村(1970)は有孔虫化石に基づき、本層がやや深い堆積環境で形成されたものであることを述べた。しかし、AMANO et al.(1985) は、*Panomya* や *Anadara* の産出に基づき、岩戸川沿いの本層最上部は大陸棚下部より浅い所で堆積したものであることを述べた。

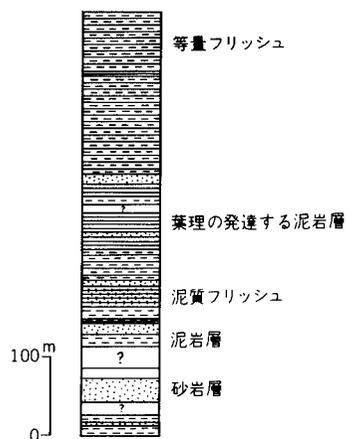
Ⅲ. 1. 2. 1 横畑砂岩泥岩互層 (Yo)

命名 赤羽(1975)。

模式地 上越市桑取横畑の桑取川河床。

分布 難波山背斜の東翼では、高田西部の塩荷谷から新井市青田・猪野山・西野谷と南葉山地の東麓に分布する。難波山背斜の西翼では、儀明から上綱子の南・中ノ俣の南・横畑・東飛山と帯状に連続し、更に能生谷の西飛山・早川谷へと分布する。

層序 下位のJ砂岩泥岩互層を整合に覆い、上位の皆口砂岩泥岩互層に整合に覆われる。ただし、能生谷から早川谷にかけては下位のI砂岩泥岩互層を整合的に覆う。



第31図 能生谷層横畑砂岩泥岩互層の柱状図(桑取川)



0 1m

第32図 能生谷層横畑砂岩泥岩互層の等量フリッシュ(中ノ俣川)

層厚 模式地で250 m, 北東部ほど厚くなり中ノ俣では約450 mを示す。一方, 南西側では薄くなる。

岩相 等量フリッシュ優勢のフリッシュ型互層を主とし, 下部には厚い塊状砂岩層や無層理の塊状泥岩層, 中部には層理の発達する泥岩層を挟む(第31図及び第32図)。この能生谷層に見られる泥岩層は, 灰色で固結度が低い点で難波山層の黒色泥岩や頁岩と大きな差異が認められる。等量フリッシュは北東部ほど発達し, 南西部では泥質フリッシュに移行する。

化石 西田ほか(1966a)は海生貝化石 *Portlandia* sp., *Arca* sp., *Anadara* sp., *Glycymeris* sp., *Clinocardium* sp. の産出を報告している。

対比 本部層は兼子(1944)の塩荷谷縞状頁岩層, 高橋(1953)のD₁層に相当する。

III. 1. 2. 2 皆口砂岩泥岩互層 (M)

命名 赤羽(1975)。

模式地 上越市桑取皆口の桑取川河床。

分布 高田市街地の西部から宇津尾・上綱子・中ノ俣・皆口・東飛山と帯状に分布し, 更に能生川中流域の西飛山・棚口から早川の谷へと続く。

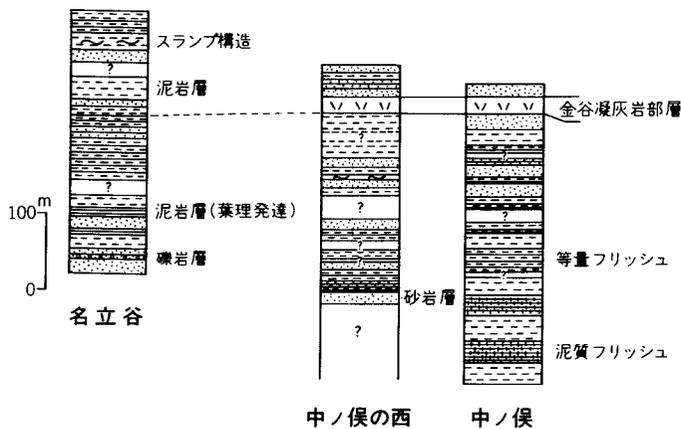
層序 下位の横畑砂岩泥岩互層を整合に覆い, 上位の中ノ俣泥岩部層に整合に覆われる。

層厚 模式地で500 m。南部の中ノ俣や上綱子で400-450 m, 南西部の名立谷では600 mと最も厚く, 能生谷でも550 mを示す。

岩相 泥質フリッシュ優勢のフリッシュ型互層を主とし, 層厚数m以上の灰色塊状泥岩や数10 mに達する厚い塊状の中粒砂岩を多く挟む(第33図)。南西部ほど泥岩層が優勢である。等量フリッシュがわずかに発達する。

化石 貝殻の破片やサンドパイプが認められるのみである。

対比 本部層は兼子(1944)の儀明砂質泥岩及砂岩層, 高橋(1953)のD₂層に相当する。



第33図 能生谷層皆口砂岩泥岩互層の柱状図

. 1 . 2 . 3 金谷凝灰岩部層 (Kn)

命名 兼子(1944) . 兼子(1944)は金谷凝灰質砂岩層と呼び、赤羽(1975)は桑取谷西谷内を模式地として西谷内凝灰岩部層と命名した .

模式地 上越市高田西部の金谷山 .

分布 高田西部の金谷山では、レルヒ大佐銅像の建つ尾根を作る . ここより宇津尾の北・上綱子・中ノ俣の南・西谷内・東飛山の西へと連続するが、能生谷では確認されない .

層序 皆口砂岩泥岩互層の中部に挟まれる .

層厚 模式地付近では30 m、上綱子から西谷内にかけては15-20 m、西側ほど薄くなる .

岩相 斑晶として石英や黒雲母を含み、軽石に富む水中堆積の凝灰岩である . 金谷山では下部にシルト岩の偽礫を多量に含む軽石凝灰岩層(層厚10 m)、中部に塊状の軽石凝灰岩層(層厚3 m)、上部に葉理の発達する砂質の軽石凝灰岩層(層厚10 m以上)が見られる . 中部の凝灰岩層には、高温型石英や黒雲母が目立ち角閃石を含む .

対比 本部層は赤羽(1975)の西谷内凝灰岩部層に相当する .

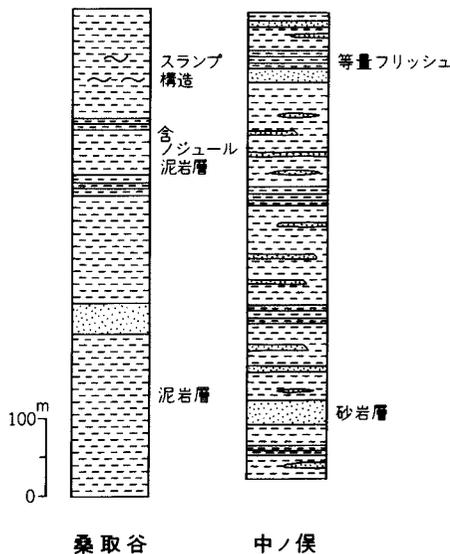
. 1 . 2 . 4 中ノ俣泥岩部層 (Nn)

命名 赤羽(1975) .

模式地 上越市中ノ俣の中ノ俣川河床 .

分布 難波山背斜北部の郷津から春日山・上綱子・中ノ俣・北谷・瀬戸へと帯状に続き、更に能生川の下流から中流域及び藤崎背斜の両翼に広く分布する .

層序 下位の皆口砂岩泥岩互層を整合に覆い、上位には川詰層が整合に重なる . 上位に重なる川詰層



第 34 図 能生谷層中ノ俣泥岩部層の柱状図

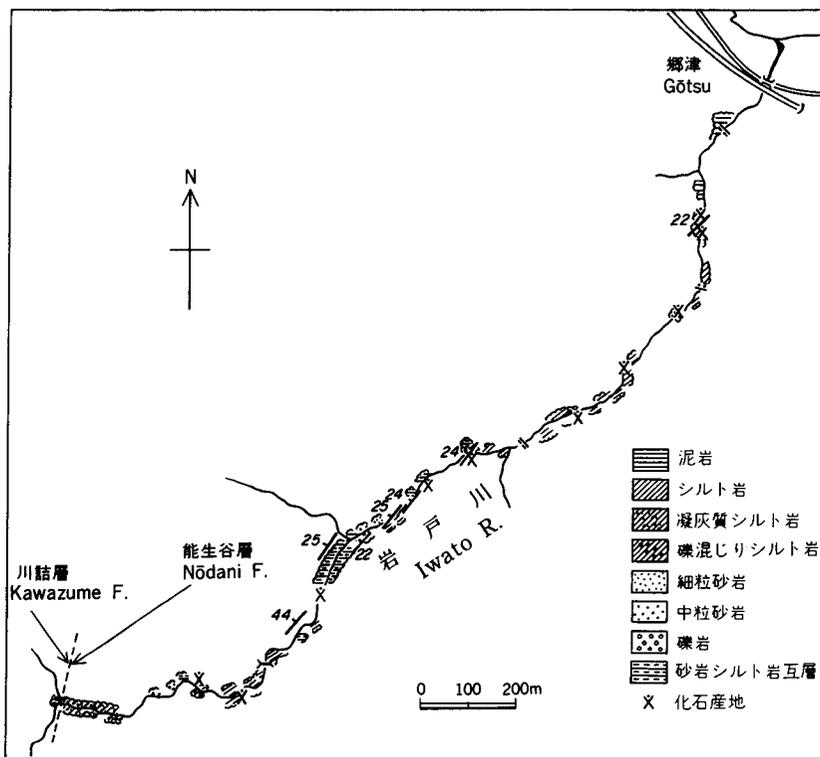
は、中ノ俣川以北では綱子礫岩部層、桑取谷では土口砂岩泥岩互層、名立川以西では瀬戸凝灰岩部層と場所により岩相を異にする。

層厚 模式地では500 m. 桑取谷で500-530 m, 名立谷で約600 m, 能生谷では650-700 mと南西側ほど厚くなる。

岩相 能生谷層中で最も泥岩に富む部層で、無層理の暗灰色の塊状泥岩を主とし、泥質フリッシュや層厚10数mの塊状砂岩を挟む(第34図)。塊状泥岩には、スランブ構造が多く認められ、団塊を多数含有する、名立谷から能生谷にかけては、中部に数10 mの層厚をもつ中粒砂岩を挟む。

化石 AMANO et al. (1985)は、本層上部に当たる郷津南部の岩戸川沿い(第35図)から第3表のような27種の海生軟体動物化石を報告した。西田ほか(1966a)は *Makiyama chitani*, *Solemya* sp., *Thyasira* sp. を報告している。また、安野(1988)は、岩戸川の下流の転石(川詰層の可能性もある)からセイウチ科に属すると思われる左距骨化石を発見した。

対比 本部層は兼子(1944)の正善寺縞状頁岩及び砂質泥岩層、高橋(1953)のD₃層に相当する。



第35図 岩戸川沿いに露出する能生谷層のルートマップと化石産地 (AMANO et al., 1985 に加筆)

Solemya sp.
Acila (*Truncacila*) sp.
Nuculana (*Nuculana*) *pernula* (MÜLER)
Yoldia (*Cnesterium*) *notabilis* YOKOYAMA
Anadara (*Anadara*) *amicula* (YOKOYAMA)
Glycymeris (*Glycymeris*) *yessoensis* SOWERBY
Crassostrea? sp.
Mizuhopecten yessoensis yessoensis (JAY)
Lucinoma acutilineata (CONRAD)
Conchocele sp.
Thyasira tokunagai KURODA and HABE
Fulvia sp.
Clinocardium (*Clinocardium*) *cf. fastosum* (YOKOYAMA)
Pseudamiantis sp.
Dosinia (*Phacosoma*) sp.
Mercenaria cf. chitaniana (YOKOYAMA)
Macoma (*Macoma*) *calcareo* (GMELIN)
Solen krusensterni SCHRENCK
Panomya simotomensis OTUKA
Pandora sp.
Turritella (*Neohaustator*) *saishuensis motidukii* OTUKA
Epitonium (*Boreoscala*) *greenlandicum* (PERRY)
Cryptonatica janthostomoides KURODA and HABE
Neverita (*Glossaurax*) *didyma* (RÖDING)
Euspira pila (PILSBRY)
Naticidae gen. et sp. indet.
Boreotrophon cf. solitarius (YOKOYAMA)
Buccinum sp.
Linthia nipponica YOSHIWARA

Ⅲ. 1.3 川詰層

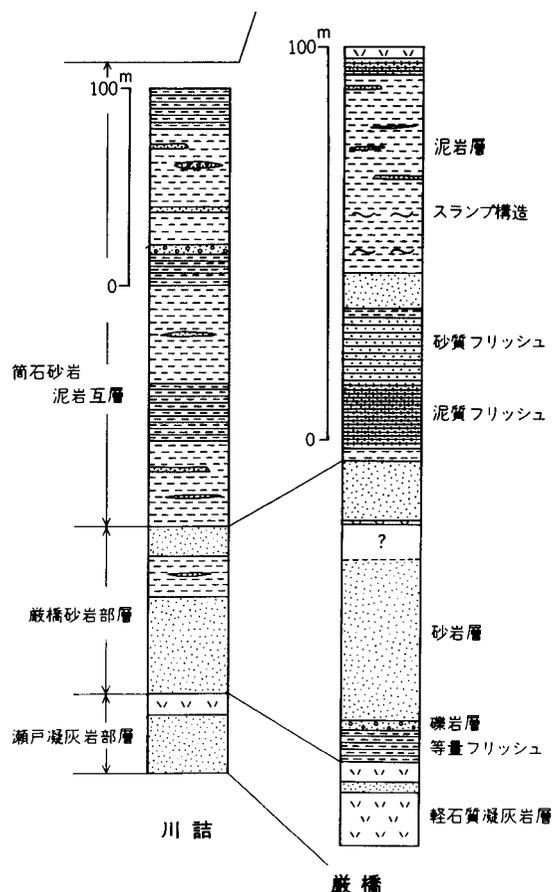
命名 藤本ほか(1951).

模式地 能生町川詰.

分布 上越市谷浜^{たにはま}の東から上正善寺の西・上綱子の北・中ノ俣の北・土口・瀬戸と名立向斜の東翼に沿って帯状に分布し、能生谷地域では模式地から下倉・大洞・筒石^{つついし}にかけてと、藤崎背斜の西翼に当たる能生小泊・下小見に分布する。

層序 下位の能生谷層を整合に覆い、上位には名立層が整合に重なる。本層は岩相の側方変化が著しく、岩相の差異に基づき、地域によって異なる幾つかの部層に区分できる。すなわち、下位より中ノ俣川以東では綱子礫岩部層・長浜泥岩部層、桑取谷では土口砂岩泥岩互層・瀬戸凝灰岩部層・巖橋砂岩部層・筒石砂岩泥岩互層、川詰以西では瀬戸凝灰岩部層・筒石砂岩泥岩互層に区分される。

層厚 岩相変化が大きいため地域によって層厚が異なる。綱子川以東では1,200-1,400 mと厚く、



第36図 川詰層の柱状図

桑取谷で500 mと西側ほど薄くなり、名立谷では250 mと最も薄い。名立谷以西ではやや厚くなり川詰で350 m、筒石で400 mを示す。

岩相 礫岩や砂岩などの粗粒堆積物を特徴とするが、泥岩や砂岩泥岩互層も発達し、岩相の側方変化が著しい(第36図)。桑取川以東では礫岩、桑取谷から川詰にかけては砂岩、川詰以西では砂岩泥岩互層が厚く発達し、これらは同時異相である。これらには数枚の酸性凝灰岩が挟まれ、うち2層は良く連続し鍵層となっている。

化石 本層の泥岩は、*Makiyama chitanii* を多産する。

対比 正谷・市村(1970)は、本層の有孔虫化石帯が *Uvigerina akitaensis* Zone に当たることに基づき、新潟標準層序の西山層に対比した。しかし、米谷ほか(1986)は有孔虫化石により本層を椎谷層に対比した。

III. 1. 3. 1 瀬戸凝灰岩部層 (St)

命名 赤羽(1975)。

模式地 名立町瀬戸巖橋。

分布 桑取川以西では土口・瀬戸・川詰・下倉・大洞と連続して追跡できる。藤崎背斜の西翼に当たる大王の西にも分布する。桑取川以東では断続的に分布する。

層序 下位の能生谷層中ノ俣泥岩部層を整合に覆う。上位には名立谷から川詰にかけては巖橋砂岩部層、川詰以西では筒石砂岩泥岩互層が整合に重なる。

層厚 模式地では20 m、川詰川の上流でも20 mを示す。川詰以西では薄くなり大洞で5 m、大王で4 m以上を示す。

岩相 全体に軽石に富む凝灰岩。模式地では少なくとも13の単層に区分され、それらは細粒の硬質凝灰岩・粗粒凝灰岩・軽石凝灰岩などからなる。川詰川上流では下位に軽石に富んだ部分、上位に細粒凝灰岩が発達する。大王の西では塊状の軽石混じりの粗粒凝灰岩の上位に葉理の発達する細粒-粗粒の



0 1 m

第 37 図 川詰層巖橋砂岩部層の砂岩層 (川詰東部)

凝灰岩層が見られる。下部には径 5 cm 以下の軽石や数 mm 以下の黒色岩片が含まれる。

Ⅲ. 1. 3. 2 巖橋砂岩部層 (Iw)

命名 赤羽(1975)。

模式地 名立町瀬戸巖橋下流。

分布 桑取谷の土口から巖橋・東谷内・川詰にかけて分布する。

層序 下位の瀬戸凝灰岩部層を整合に覆う。筒石砂岩泥岩互層とは、川詰付近で指交し、綱子礫岩部層とも大原峠付近で指交する。

層厚 模式地の巖橋で約 80 m と最も厚く、川詰の東では 50 m を示し川詰の西では急激に薄くなる。巖橋の北東でも薄くなる。

岩相 凝灰質の中粒砂岩からなる砂質フリッシュを主とし、礫質砂岩・礫岩・泥岩・凝灰岩を挟む(第 37 図)。砂岩には層厚数 m 以上の厚い単層も見られるが、多くは数 m 以下で軽石を多く含み、粗粒の部分には級化層理が見られる。砂岩にはゾールマークが良く発達する。礫岩は中礫以下のチャートや粘板岩などの古期岩類の円礫からなる。

Ⅲ. 1. 3. 3 筒石砂岩泥岩互層

命名 藤本ほか(1951)。藤本ほか(1951)は筒石フリッシュ型互層と呼んだ。

模式地 能生町筒石から浜徳合にかけての地域。

分布 桑取谷の土口以西に分布する。川詰から高倉の西部・筒石にかけては、広域に分布する。藤崎背斜の西翼にも分布する。

層序 下位の巖橋砂岩部層や瀬戸凝灰岩部層を整合に覆うが、一部ではこれらと指交関係を示す。上位には名立層が整合に重なる。

層厚 筒石から川詰にかけては厚く 400m を示すが、川詰の東では 250-260 m、巖橋では 150 m と東側ほど薄くなる。

岩相 砂質フリッシュと泥岩層を主とする(第 38 図)。南東から北西部にかけて砂質フリッシュが厚



第 38 図 川詰層筒石砂岩泥岩互層の砂質フリッシュ (大洞北部の濁澄川)



0 1 m

第 39 図 川詰層筒石砂岩泥岩互層に挟まれた凝灰角礫岩層 (能生町大王の北西部)

く発達し、泥岩部が薄くなる。川詰から高倉にかけては礫岩層・含礫泥岩層・砂岩層が発達する。砂質フリッシュには各種の堆積構造が見られる。泥岩層は無層理で層厚40-50 mの灰色泥岩層で、一部に砂岩層や礫岩層を挟んでいる。なお、藤崎背斜の西翼に当たる能生小泊付近・下小見や東翼の中野口の北には、本層の下部に安山岩溶岩や凝灰角礫岩が挟まれている(第39図)。

化石 遠藤・立石(1985)は土口付近の桑取川から次のような化石の産出を報告した。

Turritella sp., *Cryptonatica* sp., *Acila* sp., *Nuculana* (*Testyleda*) *yohoyamai* (KURODA), *Anadara amicula elongata* NODA, *Anadara* sp., *Glycymeris* (s. s.) *yessoensis* (SOWERBY). *Glycymeris* sp., *Mizhopecten yessoensis* JAY, *Clinocardium* sp., *Conchocele biseeta* (CONRAD)

本部層の泥岩部にはMakiyama chitanii が良く見られる。

対比 本層は長浜泥岩部層と同時異相である。

Ⅲ. 1. 3. 4 土口砂岩泥岩互層 (Do)

命名 赤羽(1975)。

模式地 上越市土口付近。

分布 桑取谷の土口付近のみに分布する。

層序 下位の能生谷層中ノ俣泥岩部層を整合に覆い、綱子礫岩部層や巖橋砂岩部層とは、指交関係にある。

層厚 200 m。

岩相 等量フリッシュ優勢のフリッシュ型互層で、無層理の泥岩層や含礫泥岩層を挟んでいる。

Ⅲ. 1. 3. 5 綱子礫岩部層

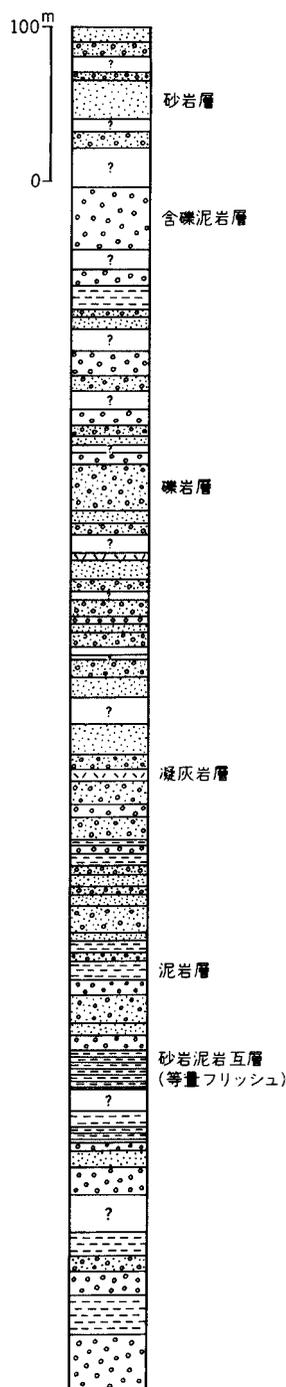
命名 兼子(1944)。兼子(1944)は綱子層と命名し、これを綱子砂岩灰色泥岩互層と綱子礫岩層に区分した。

模式地 上越市下綱子から中ノ俣にかけての中ノ俣川河床。

分布 長浜の東から・葉肺・上正善寺の西・綱子川・中ノ俣川へと帯状に分布し、それ以西には分布しない。

層序 下位の能生谷層中ノ俣泥岩部層を整合に覆い、長浜泥岩部層・土口砂岩泥岩互層・筒石砂岩泥岩互層とは、指交関係を示す。

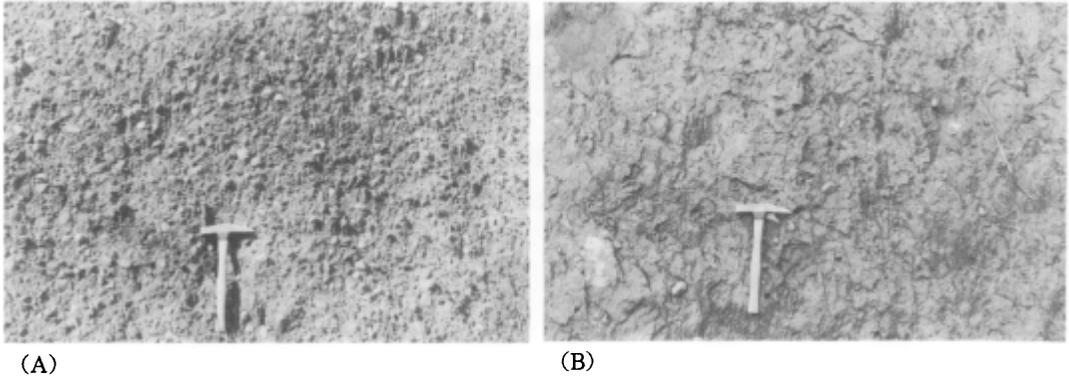
層厚 模式地で700-750 mと最大層厚を示し、西へは急激に薄く



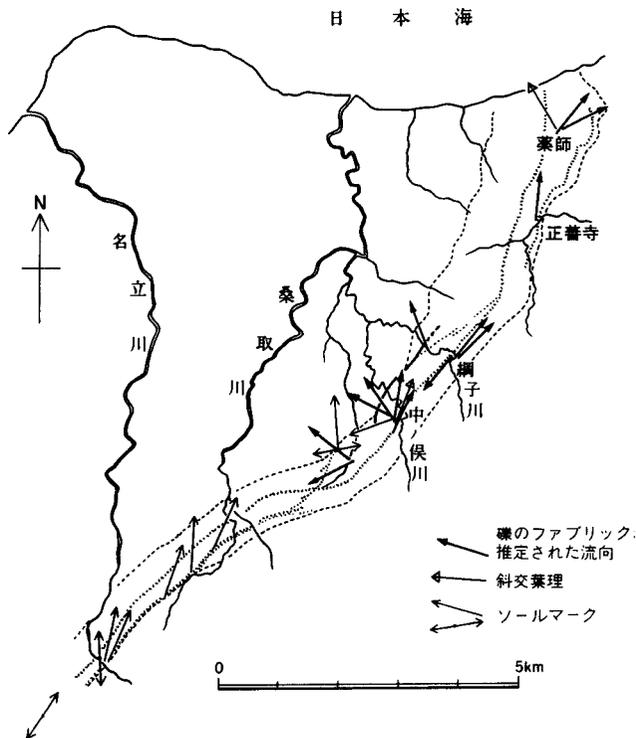
第40図 川詰層綱子礫岩部層の柱状図(中ノ俣川沿い)

なり大原峠付近で分布しなくなる。北東部では綱子川で 600 m，上正善寺の西で 450 m と次第に薄くなる。

岩相 礫岩・含礫泥岩・砂岩・泥岩よりなり凝灰岩を挟むが，全体に礫岩が優勢である(第 40 図，第 41 図)。礫岩の礫は，良く円磨された礫で径数 cm のものが多く，最大径 10 数 cm のものもある。



第 41 図 川詰層綱子礫岩部層の岩相(中ノ俣川沿い)
 (A) 川詰層綱子礫岩部層の礫岩
 (B) 川詰層綱子礫岩部層の含礫泥岩



第 42 図 川詰層の古流系(遠藤・立石, 1985)

礫種はチャート・粘板岩・砂岩のほかには黒雲母花崗岩・石英斑岩・石英閃緑岩・流紋岩があり、まれに片麻岩・結晶片岩・安山岩がある。礫岩は淘汰が悪く、斜交葉理やインプリケート構造が発達する。

堆積環境 綱子礫岩部層の堆積環境を、西田ほか(1966a)・津田ほか(1969)は層相から三角州と考えたが、その後、津田(1978)は海底扇状地とした。遠藤・立石(1985)は、礫岩の層相、礫の径と形状、礫種組成、ファブリックと古流系(第42図)を詳細に検討し、次のような結論を得た。

綱子礫岩部層の礫岩は、再堆積性礫岩で海底扇状地における乱泥流堆積物とその随伴堆積物中の最も粗粒な岩相に相当し、海底扇状地の上部扇状地における広くて浅いチャンネルの充填堆積物である。この海底扇状地では、下部の堆積時には礫の広い分布や古流系とファブリックから海底扇状地上にかなり強い底層流が存在し、礫を再移動させた。上部の堆積時には、中ノ俣川付近に中心をもつ扇状地が安定的に維持されていた。これらの海底扇状地は、堆積盆地の南東斜面基部に位置し、一連のチャンネルや扇状地群(綱子扇状地系)を作っていた。

III. 1. 3. 6 長浜泥岩部層 (Nm)

命名 赤羽(1975)。

模式地 上越市長浜から葉師にかけての地域。

分布 長浜から中ノ俣川にかけて帯状に分布し、それ以西には分布しない。

層序 下位の綱子礫岩部層を整合に覆うが、綱子川付近では指交関係を示す。上位には名立層が整合に重なる。

層厚 600-700 m。

岩相 無層理の灰色泥岩層と泥質フリッシュからなる。薄い凝灰岩層や礫岩層をしばしば挟む。長浜付近では下位より含礫泥岩層・砂岩層・無層理泥岩層・泥質フリッシュからなる。城ヶ峰の東では下部に泥質フリッシュ、中部に泥岩層、上部に凝灰岩層を挟む凝灰質泥岩層が発達する。

対比 本層と筒石砂岩泥岩互層とは同時異相である。また、本層は兼子(1944)の綱子砂岩灰色頁岩互層の上部に当たる。

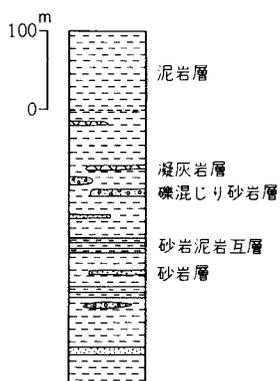
III. 2 上越層群

分布は日本海に近い地域に限られ、層理に乏しい灰色の塊状泥岩を主体とし、上位のものほど細粒で凝灰質となる。堆積盆地の中心は、西頸城層群の時期より更に北部へ移動した。このため下位の西頸城層群の地層や堆積盆地とは、堆積環境に大きな差異が認められる。これらの事実によって、本図幅地域の新第三系の上層は、上越層群と命名された(赤羽, 1975)。層厚は1,000 mに満たない。本層群は比較的軽微な不整合を境に、下位より名立・谷浜・鳥ヶ首の3層に区分される。

III. 2. 1 名立層 (N)

命名 藤本ほか(1951)。

模式地 能生町仙納付近。



第43図 名立層の模式柱状図

分布 名立向斜の軸部を中心に下綱子・桑取川下流域・名立川下流域に広く分布する。

層序 下位の川詰層を整合に覆い、上位の谷浜層大菅凝灰岩部層や有間川泥岩部層に不整合に覆われる。

層厚 300-500 m。名立向斜軸部で厚く、北部の長浜で350m、浜徳合で300mと薄くなる。

岩相 層理に乏しい灰色泥岩で特徴づけられる。分布域全体に地すべりの発達著しく、連続した詳細な岩相を見るのが困難であるが、下部は塊状の灰色泥岩、中部には砂岩泥岩互層の部分もところどころに見られ、レンズ状に礫岩や砂岩が挟まれる(第43図)。この礫岩には化石を含むことが多い。上部の泥岩は全体に凝灰質となり、酸性凝灰岩や凝灰質泥岩の薄層を挟み、砂岩層の数を増す。全域で各層準に

スランプ構造が認められ、特に礫質部で顕著である。

化石 西田ほか(1966a)は、本層から次のような海生軟体動物化石の産出を報告した。

Acila insignis, *Nuculana onoyamai*, *Yoldia* cf. *tokunagai*, *Glycymeris yessoensis*, *Limopsis* sp., *Brachidontes* sp., *Ostrea* sp., *Patinopecten kurosawaensis*, *Patinopecten* sp., *Chlamys swifti*, *Cardium fastasum*, *Lucinoma actilineata*, *Astarte alaskensis*, *Mercenaria yokoyamai*, *Macoma* sp., *Thyasira bisecta*, *Dentalium* sp., *Siphonodentalium* sp., *Buccinum* sp.

赤羽(1975)は本層の礫混じり泥岩の部分から、次のような海生軟体動物化石を報告した。

Umbonium (Suchium) akitanum. SUZUKI, *Natica* sp., *Shiphomalia* sp., *Arca* sp. cf. *boucardi* JOUSSEUME, *Glycymeris* sp., *Tectonatica janthostmoides* KURODA and HABE *Anadara* sp., *Mercenaria yokoyamai* MAKIYAMA, *Ophiodermella miyatensis* (YOKOYAMA), *Glycymeris yessoensis* (SOWERBY)

歌代(1958)は、桑取川下流域の高住の東方から *Palliolum peckhami* の産出を報告している。

2.2 谷浜層

命名 藤本ほか(1951)。藤本ほか(1951)は名立層の上位に重なる海成層を谷浜層と呼び、淤泥岩-微細砂岩層・鳥ヶ首礫岩層と高住微細砂岩層の3部層に分けた。西田ほか(1966a)は鳥ヶ首礫岩部層より上位を谷浜層とした。赤羽(1975)は大菅凝灰岩部層より上位を谷浜層とし、4部層に区分した。遠藤・立石(1985)は赤羽(1975)の谷浜層を二分し、下位層を谷浜層、上位層を鳥ヶ首層と呼んだ。本図幅では、遠藤・立石(1985)の区分を用いた。

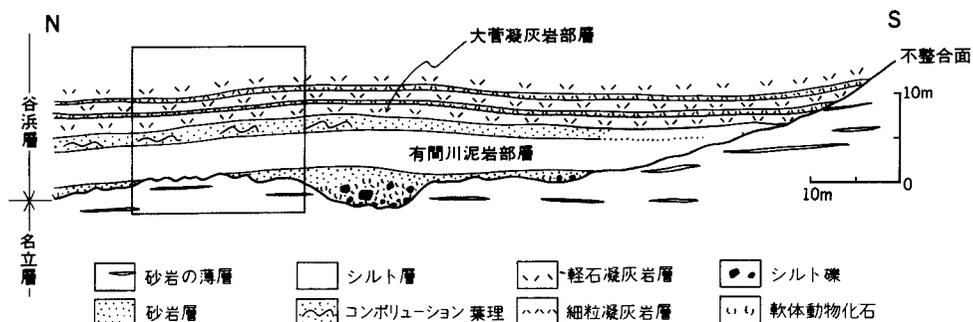
模式地 上越市有間川から下綱子にかけての桑取川河床。藤本ほか(1951)は、名立大町から谷口に至る地域を模式地としたが、ここには本報告に従うと名立層の最上部が分布する。したがって、模式地を天野ほか(1987)の提唱した桑取川下流域に変更した。

分布 名立川と桑取川とに挟まれた日本海に近い地域にのみ分布する。

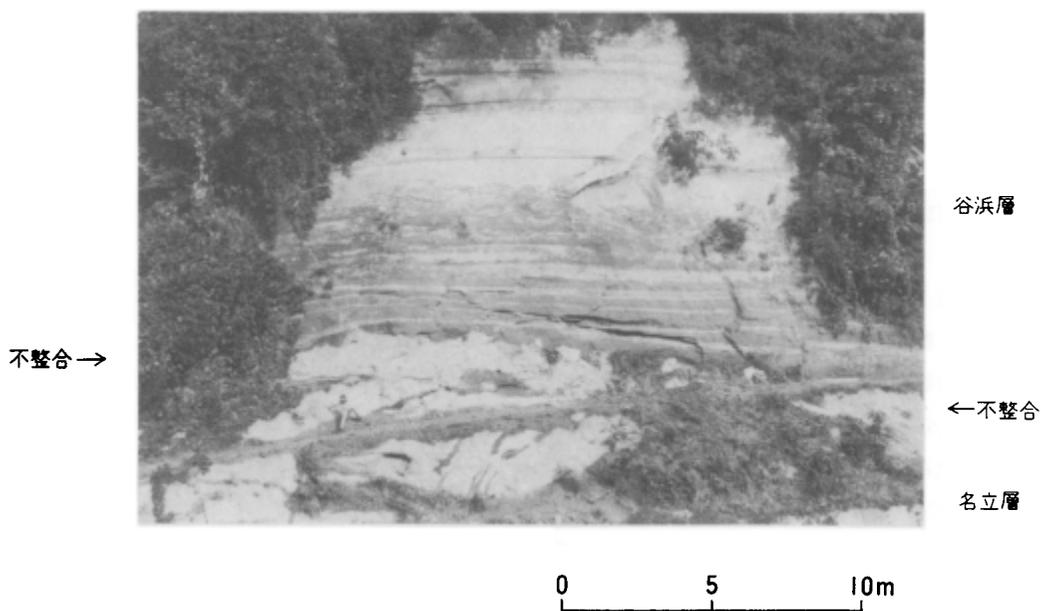
層序 下位の名立層を不整合に覆い、上位には鳥ヶ首層が不整合に重なる。本層は下位より大菅凝灰岩部層と有間川泥岩部層に区分される。

本層と名立層との不整合関係は、名立川下流の大菅橋付近で観察できる(第44図及び第45図)。この不整合を、赤羽(1975)は谷浜不整合と呼んだ。ここでは、下位の名立層の泥岩の凹凸を残した浸食面上に、谷浜層の有間川泥岩部層や大菅凝灰岩部層が重なっている。この不整合面を境にして、下位と上位の岩相は著しく異なり、泥岩の固結度にも大きな差異が認められる。また、この谷浜層基底に当たる不整合面上の凹部には、下位の名立層の灰色泥岩の礫を取り込み、化石の密集した部分を伴っている。この不整合を天野ほか(1988)は、チャンネル構造であると述べている。

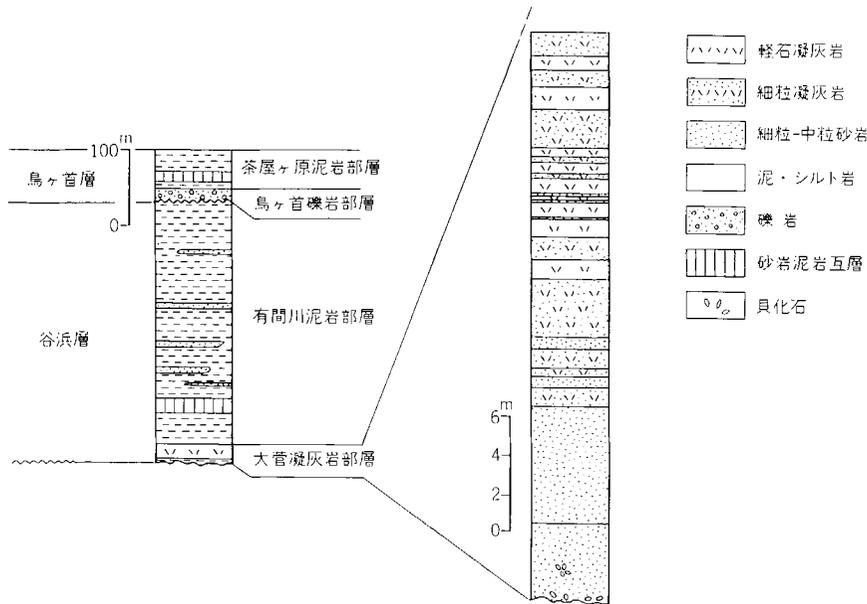
層厚 370-420 m.



第44図 名立層と谷浜層との不整合関係を示すスケッチ(大菅橋付近、枠内は第45図の位置を示す)



第45図 大菅橋における名立層と谷浜層の不整合(矢印より下位の白色部が名立層のシルト層、不整合面は凹凸に富む)



第46図 谷浜層・鳥ヶ首層の模式柱状図と大菅凝灰岩部層（大菅橋における）の柱状図

岩相 全体として凝灰質の灰色塊状泥岩層であるが、最下部に厚い酸性凝灰岩層を挟む(第46図)。

対比 本層はこれまで新潟標準層序の灰爪層に対比されてきた(藤本ほか, 1951; 西田ほか, 1966a; 赤羽, 1975)。一方, 有孔虫化石から渡辺(1976), 谷口(1986), 米谷ほか(1986)は, 谷浜層を西山層上部に対比している。天野ほか(1987)は, 珪藻化石から見ると名立層の中部から谷浜層にかけては鮮新世末期の *Neodenticula hoizumii* Zone に含まれ, 谷浜層から産出した99種の軟体動物化石には, 日本海側の鮮新統-下部更新統より産出する大桑・万願寺動物群の特徴種が含まれていることを報告した。

III. 2. 2. 1 大菅凝灰岩部層 (Oo)

命名 赤羽(1975)。

模式地 名立町大菅の大菅橋の北。

分布 名立川右岸の岩屋堂から大菅・^{くるまじ}車路付近と, 桑取川左岸の高住から^{にしやまでら}西山寺にかけて分布する。

層序 下位の名立層を不整合に覆う。上位には有間川泥岩部層が重なる。

層厚 模式地で厚く20-25 m。ほかの地域では1 m以下である。

岩相 凝灰質砂岩層を挟む軽石凝灰岩層からなる。模式地では層厚50-200 cmの軽石凝灰岩層と層厚50-150 cmの細粒の凝灰岩層が互層し, 細粒凝灰岩層には平行葉理やコンボリュート葉理が発達する。

化石 赤羽(1975)は名立町大菅大菅橋の本層基底部(第44図)より, 次のような海生軟体動物化石を報告した。

Lepta alba (DALL), *Umbonium* (Suchium) *akitanum* SUZUKI, *Tectonatica janthostoma*

(DESHAYES), *Neverita* (*Glossaulax*) *didyma* (RODING), *Ancistrolepis* sp., *Ennucula nipponica* (SMITH), *Anadara amicula* (YOKOYAMA), *Anadara amicula elongata* NODA, *Glycymeris yessoensis* (SOWERBY), *Patinopecten yessoensis yokoyamai* MASUDA, *Clinocardium fastosum* (YOKOYAMA), *Mercenaria yokoyamai* (MAKIYAMA).

なお天野ほか(1988)は、大菅橋周辺の本部層から、59種の海生軟体動物化石を報告している。

III. 2. 2. 2 有間川泥岩部層 (Ar)

命名 赤羽(1975).

模式地 上越市有間川から下綱子にかけての桑取川河床.

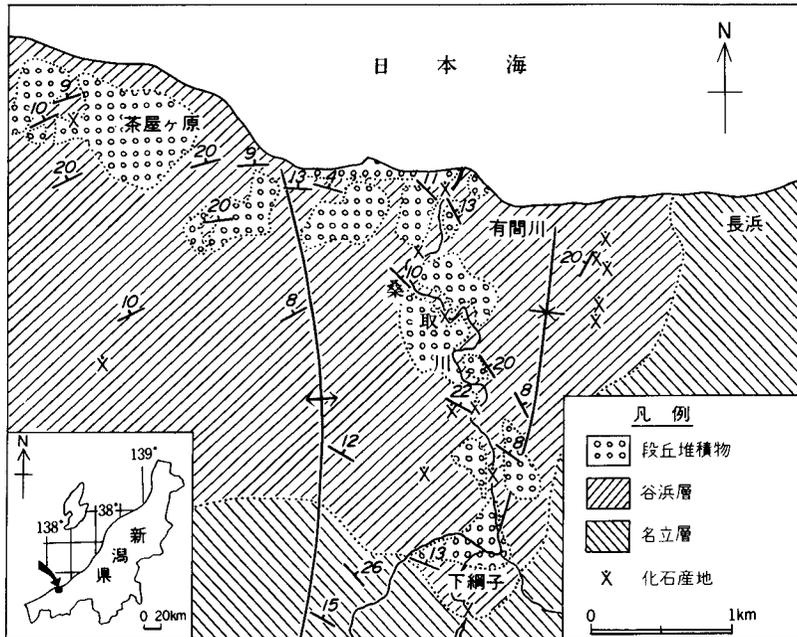
分布 名立川下流右岸から桑取川下流域にかけて分布する.

層序 下位の名立層を不整合に覆い、大菅凝灰岩部層に整合に重なる. 上位には鳥ヶ首層が不整合に重なる.

層厚 350-400 m.

岩相 無層理の灰色泥岩層を主とするが、砂岩泥岩互層も発達する. 有間川付近では、灰色塊状の凝灰質泥岩層に層厚数-10 cmの細粒凝灰岩や細粒-中粒砂岩層がレンズ状に挟まれる. 名立川右岸では、下位に塊状泥岩層、上位には砂岩泥岩互層や砂岩層の挟みが発達する.

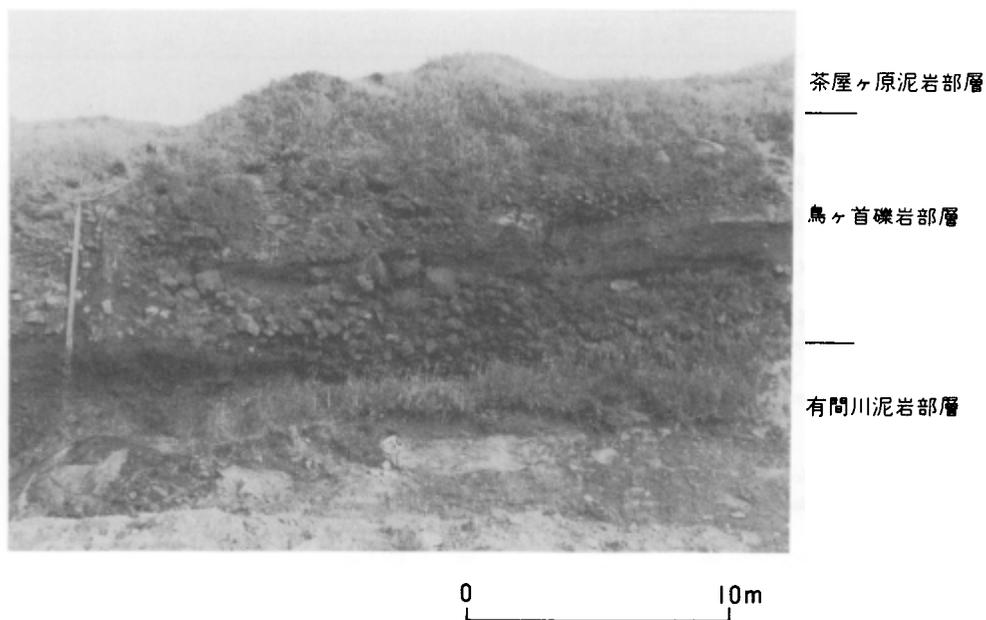
化石 天野ほか(1987)は、桑取川下流沿い(第47図)から第4表に示すような99種の軟体動物化石を採集・識別し、これらには日本海側の鮮新統-下部更新統に認められる大桑・万願寺動物群の特



第47図 谷浜層の化石産地(天野ほか, 1987)

第4表 谷浜層産軟体動物化石 (大野ほか, 1987)

1. <i>Huxleyia</i> sp.	51. <i>Venus</i> ? sp.
2. <i>Ennucula tenuis</i> (MONTAGU)	52. <i>Peronidia zyoensis</i> HATAI et NISIYAMA
3. <i>E.</i> sp.	53. <i>Macoma</i> (<i>Macoma</i>) <i>calcareo</i> (GMELIN)
4. <i>Acila</i> (<i>Acila</i>) <i>divaricata</i> (HINDS)	54. <i>Pandora</i> (<i>Pandorella</i>) <i>wardiana</i> (A. AAMS)
5. <i>A.</i> (<i>A.</i>) <i>vigilia</i> (SCHRENCK)	55. <i>P.</i> sp.
6. <i>A.</i> (<i>Truncacila</i>) <i>nakazimai</i> OTUKA	56. <i>Myadora fluctuosa</i> GOULD
7. <i>Malletia</i> ? sp.	57. <i>Periploma</i> sp.
8. <i>Nuculana</i> (<i>Thestylea</i>) <i>yokoyamai</i> (KURODA)	58. <i>Puncturella</i> sp.
9. <i>N.</i> ? sp.	59. <i>Acmaea</i> (<i>Niveotectura</i>) sp.
10. <i>Robaia robai</i> (KURODA)	60. <i>A.</i> ? sp.
11. <i>Portlandia</i> (<i>Portlandia</i>) <i>japonica</i> (ADAMS et REEVE)	61. <i>Notoacmaea schrenchi</i> (LSCHKE)
12. <i>P.</i> (<i>P.</i>) <i>toyamaensis</i> (KURODA)	62. <i>Acmaeidae</i> ? gen et sp. indet.
13. <i>P.</i> sp. A	63. <i>Homalopoma amussitatum</i> (GOULD)
14. <i>P.</i> sp. B	64. Turbinidae gen. et sp. indet.
15. <i>Arca boucardi</i> Jousseau	65. <i>Umbonium</i> (<i>Suchium</i>) <i>akitanum</i> SUZUKI
16. <i>Anadara</i> (<i>Anadara</i>) cf. <i>amicula</i> (YOKOYAMA)	66. <i>Littorina</i> (<i>Littorina</i>) <i>sikhana</i> PHILIPPI
17. <i>A.</i> sp.	67. <i>Turritella</i> (<i>Neohaustator</i>) <i>saishuensis</i> YOKOYAMA
18. <i>Glycymeris</i> (<i>Glycymeris</i>) sp.	68. <i>T.</i> (<i>N.</i>) sp.
19. <i>Tucetonella munda</i> (SOWERBY)	69. <i>Bittium horinjiensis</i> OINOMIKADO and IKEDA
20. <i>Limopsis</i> (<i>Limopsis</i>) <i>tokaiensis</i> YOKOYAMA	70. <i>B.</i> sp.
21. <i>Crenulilimopsis oblonga</i> (A. AAMS)	71. <i>Cryptonatica janthostomoides</i> (KURODA et HABE)
22. <i>Empleconia cumingii</i> (A. AAMS) var.	72. <i>Euspira pila</i> (PILSBRY)
23. <i>Modiolus margaritaceus</i> (NOMURA et HATAI)	73. Naticidae gen. et sp. indet.
24. Mytilidae gen. et sp. indet.	74. <i>Trophonopsis</i> cf. <i>scitulus</i> (DALL)
25. <i>Chlamys</i> (<i>Chlamys</i>) <i>cosibensis</i> (YOKOYAMA)	75. <i>T.</i> ? sp.
26. <i>Ch.</i> (<i>Ch.</i>) cf. <i>nipponensis</i> KURODA	76. <i>Boreotrophon candelabrum</i> (REEVE)
27. <i>Ch.</i> (<i>Ch.</i>) sp.	77. <i>B.</i> cf. <i>candelabrum</i> (REEVE)
28. <i>Swiftopecten</i> ? sp.	78. <i>Buccinum</i> sp.
29. Pectinidae gen. et sp. indet.	79. <i>B.</i> ? sp.
30. <i>Tridonta</i> (<i>Tridonta</i>) <i>alaskensis</i> (DALL)	80. <i>Neptunea</i> ? sp.
31. <i>A.</i> (<i>T.</i>) <i>flatovae</i> HABE	81. Buccinidae gen. et sp. indet.
32. <i>Cyclocardia isaotakii</i> (TIBO)	82. <i>Reticunassa</i> cf. <i>spurca</i> (GOULD)
33. <i>C. ferruginea</i> (CLESSIN)	83. <i>Suavodrilina declivis</i> (v. MARTENS)
34. <i>C.</i> cf. <i>ferruginea</i> (CLESSIN)	84. <i>Antiplanes contraria</i> (YOKOYAMA)
35. <i>Megacardita</i> sp.	85. <i>Rectiplanes sanctioannis</i> (SMITH)
36. <i>Miodontiscus prolongata nakamurai</i> (YOKOYAMA)	86. <i>Ophiodermella ogurana</i> (YOKOYAMA)
37. <i>Thyasira tokunagai</i> KURODA et HABE	87. <i>Oenopota</i> cf. <i>nakamurai</i> (ONOYAMA)
38. <i>Conchocele bisecta</i> (CONRAD)	88. <i>Granotoma dissoluta</i> (YOKOYAMA)
39. <i>Co.</i> sp.	89. <i>G.</i> ? sp.
40. <i>Lucinoma</i> sp.	90. <i>Propebela</i> (<i>Turritoma</i>) sp.
41. <i>Nemocardium samarangae</i> MAKIYAMA	91. <i>P.</i> ? sp.
42. <i>Clinocardium</i> (<i>Ciliatocardium</i>) sp.	92. <i>Neadmete</i> sp.
43. <i>Cl.</i> sp.	93. <i>Odostomia</i> sp.
44. <i>Cl.</i> ? sp.	94. <i>Turbonilla</i> sp.
45. <i>Serripes</i> sp.	95. <i>Retusa</i> sp.
46. Cardiididae gen. et sp. indet.	96. <i>Dentalium octangulatum</i> DONOVAN
47. <i>Mercenaria</i> sp.	97. <i>D.</i> cf. <i>octangulatum</i> DONOVAN
48. <i>Protothaca euglypta</i> (SOWERBY)	98. <i>Striodentalium rhabdotum</i> (PILSBRY)
49. <i>Saxidomus</i> ? sp.	99. <i>Laevidentalium</i> sp.
50. <i>Callista chinensis</i> (HOLTEN)	



第48図 鳥ヶ首層鳥ヶ首礫岩部層（名立大町の名立崩れの崖）

徴種が含まれることを報告した。

堆積環境 天野ほか(1987)は、桑取川下流域から産出した軟体動物化石群は、Acila-Portlandia 群集としてまとめられ、これらの群集解析によって本部層は、亜浅海帯(水深50-60 mから100-120 m)下部から下浅海帯(水深100-120 mから200-250 m)付近で堆積したものと考えた。

Ⅲ. 2. 3 鳥ヶ首層

命名 遠藤・立石(1985). 遠藤・立石(1985)は谷浜累層から独立させ、鳥ヶ首累層を設けた。

模式地 名立町鳥ヶ首岬から上越市有間川にかけての地域。

分布 名立大町から上越市茶屋ヶ原にかけての山地に分布する。分布域は狭い。

層序 下位の有間川泥岩部層を不整合に覆い、上位には段丘堆積物が不整合に重なる。本層は下位より鳥ヶ首礫岩部層と茶屋ヶ原泥岩部層に区分される。

層厚 60-80 m.

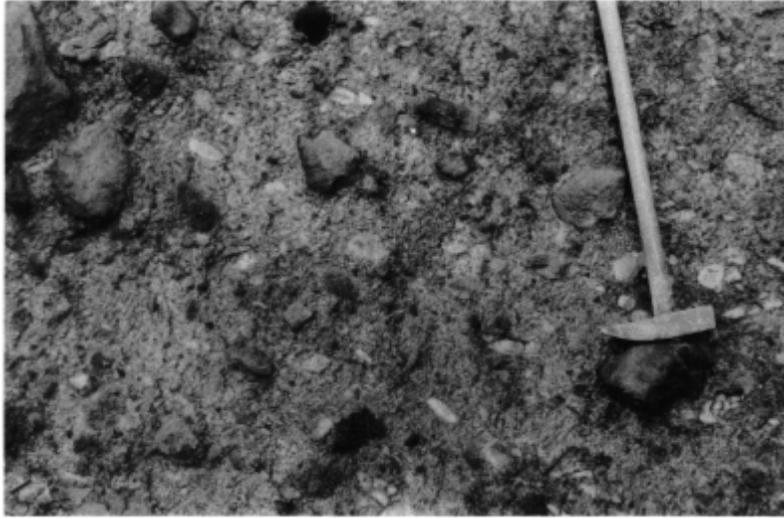
岩相 下位には火山円礫岩層が発達し、その上位には一部に薄い酸性凝灰岩層やスコリア層を挟む凝灰質の灰色シルト層や砂岩層が発達している。

Ⅲ. 2. 3. 1 鳥ヶ首礫岩部層 (T₀)

命名 藤本ほか(1951).

模式地 名立町名立大町における名立崩れの滑落崖。

分布 鳥ヶ首岬が名立町名立大町における名立崩れの滑落崖の上部・岩屋堂の東部にかけて分布す



第 49 図 鳥ヶ首層鳥ヶ首礫岩部層中部の礫混じり砂岩（白色礫はシルトで黒色礫は安山岩）
（第 48 図の一部を拡大）

る。

層序 下位の有間川泥岩部層とは、名立大町東部で、低角の傾斜不整合関係を示す。上位には茶屋ヶ原泥岩部層が整合に重なる。

層厚 20 m。北東部へ行くほど薄くなる。

岩相 2 層の礫岩層とそれに挟まれる泥岩層とからなる（第 48 図）。礫岩層は極めて淘汰の悪い輝石安山岩類の歪角礫・円礫（径数 10-100 c m，最大径 150 c m）からなる火山円礫岩で、チャートや粘板岩・砂岩などの古期（中古生代の）岩類の細円礫を含む。礫岩にはほところころに安山岩の小岩片からなる火山砂層・火山礫層が挟まれている。この砂層は、茶褐色で非常に固結し、下位の泥岩を多量に取り込み、平板状の泥岩礫はインプリケート構造を示す（第 49 図）。これからの泥岩礫から得られる流れの方向は、南南西から北北東への流向を示している。礫岩層に挟まれた泥岩層は、層厚 6m 前後で褐・灰色の無層理の凝灰質泥岩層である。

対比 礫の岩質や流向から、本層は江星山火山岩部層に対比される。

III. 2. 3. 2 茶屋ヶ原泥岩部層（Ch）

命名 赤羽（1975）。

模式地 上越市茶屋ヶ原の国道沿い。

分布 上越市茶屋ヶ原から名立保健保安林の薬師堂・三角台にかけての本図幅地域の最北部に分布する。

層序 下位の鳥ヶ首礫岩部層を整合に覆い、上位には海成段丘堆積物が不整合に重なる。

層厚 50-60m。

岩相 全体に細粒の堆積物からなる。凝灰質で塊状の灰色泥岩を主とするが、一部に細粒砂岩・酸性



0 1 m

第50図 鳥ヶ首層茶屋ヶ原泥岩部層（中央部は砂層で、その上下はシルト層、名立町三角台北）

凝灰岩・含礫泥岩や砂岩泥岩互層が発達する(第50図)。全体に固結度は低く、砂岩は風雨によって削られやすい。最下部には層厚10-20 cmのスコリア層を10数枚挟んでいる。

III. 2. 3. 3 江星山火山岩部層

命名 茅原(1974)。

模式地 能生町島道江星山。

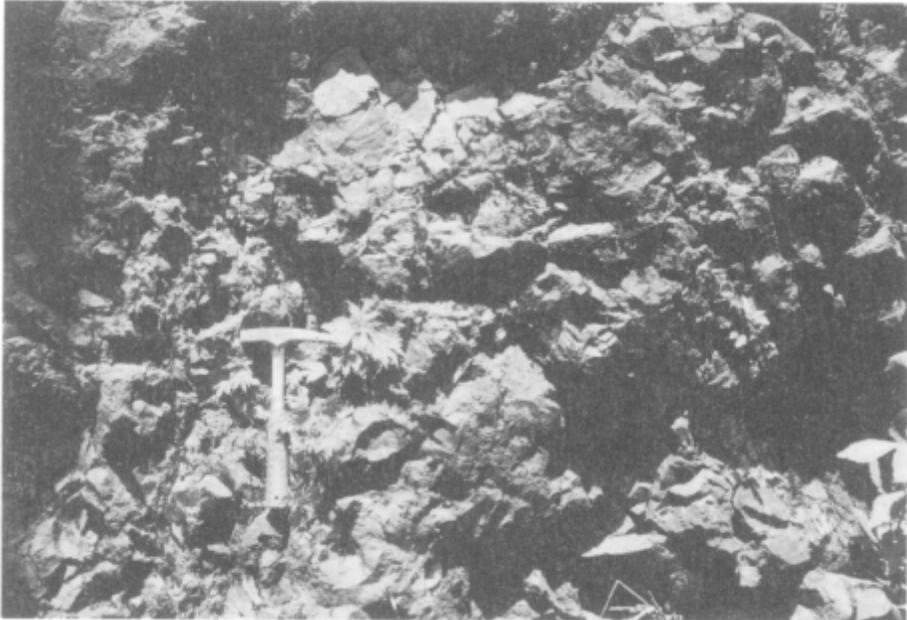
分布 本図幅域では島道川西部の江星山や外山周辺に限られるが、更に西の糸魚川図幅の木浦川流域から早川谷までの間に広く分布する。

層序 能生町島道川以西では能生谷層の中ノ俣泥岩部層を、下小見以西では川詰層の筒石砂岩泥岩互層を不整合に覆う。

層厚 本図幅域では250-300 mを示す。

岩相 安山岩溶岩・凝灰角礫岩を主とするが、模式地南部の外山付近の本部層下部には火山泥流堆積物・安山岩質凝灰岩層・泥石流堆積物・泥岩層・含礫泥岩層・細-中礫岩層などが厚く発達する(第51図及び第52図)。茅原(1974)は能生川流域の本火山岩層を中部と下部に分けた。下部の岩質はかんらん石曹灰長石安山岩・紫蘇輝石普通輝石曹灰長石安山岩・普通輝石紫蘇輝石曹灰長石安山石・紫蘇輝石普通輝石かんらん石安山岩、中部は(酸化)角閃石紫蘇輝石安山岩・紫蘇輝石角閃石安山岩・紫蘇輝石曹灰長石安山岩からなる。

対比 茅原(1974)は新潟標準層序の灰爪層に対比した。



第 51 図 江星山火山岩部層の凝灰角礫岩層 (江星山の北西)



第 52 図 江星山火山岩部層最下部の泥流堆積物 (外山の東)

III. 3 西頸城半深成岩類 (P)

西頸城地方の南葉山山地から、長野県おたりの小谷地域にかけて点々と分布する貫入岩類を、赤羽 (1975) は西頸城半深成岩類と呼んだ。これらの北部フォッサ・マグナ地域における分布を第 53 図に示す。これらのうち大きな岩体には北から青田南葉山・籠町南波山・銚ヶ岳・火打山・雨ひうち飾あまかざり山などを構成するものがある。ほかは小規模なもので、多くは岩脈や層理面に沿って進入し岩床状をなすものが多い。池辺 (1953) によれば、高田東部の平野地下にも魚沼層に不整合に覆われる貫入岩類が試錐により発見されている。

これらの岩質は、場所により異なるが石英閃緑ひん岩 - 閃緑ひん岩が主なもので、角閃石に富んだものが多い。茅原 (1974) はこれらの貫入岩体には有色鉱物として、黒雲母・角閃石・輝石があり、これらの共生関係は規

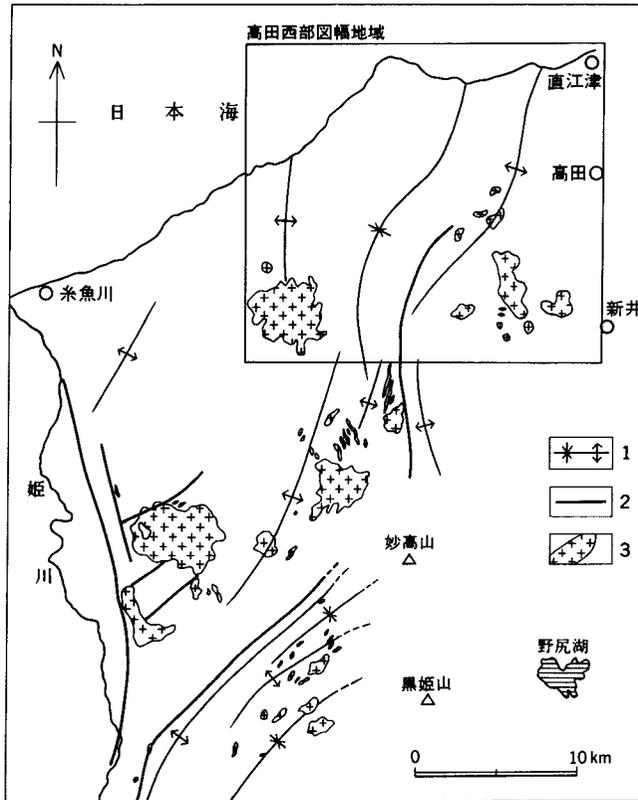
則性を欠き、一般に混在する傾向を示し、これが一つの特徴となっていると述べた。そして北部フォッサ・マグナ地域の多くの岩体についての斑晶の共生関係に関して検討した結果を、第5表のようにまとめている。

この西頸城半深成岩類は、西頸城隆起帯の中軸に位置し、第一次オーダーの褶曲と深い関係をもつが、第二次オーダーより小規模な褶曲構造との直接的な関係は見られない。名立川上流域においては、難波山層の互層に進入した小規模な進入岩体が、互層とともに褶曲し、ブロック状に破砕されている。また、

第5表 西頸城地域の中新世後期貫入岩類の斑晶組み合わせ (茅原, 1974)

位 置	斑 晶						石 基
	角閃石	普通輝石	紫蘇輝石	黒雲母	石 英	斜長石	
北部雨飾山	+	-	-	+	+	An44-53	Microgranitic 石英, 長石, 磁鉄鉱
	+	-	-	+	+	An45-50	
南部雨飾山	-	-	-	-	+	An48-53	"
	-	-	-	-	+	An50-52	
石 降 岩	+	-	-	+	+	An49-60	完 晶 質 "
	-	-	-	+	+	An50-58	
大 渚 山	+	+	+	-	+	An45-55	完 晶 質 石英, 斜長石, 輝石, 緑泥石
白 手 山	+	+	+	-	+	An44-52	Microgranitic "
	-	+	+	-	+	An50-54	
駒ヶ岳山麓	-	-	-	+	+	+	"
大海川下流左岸	+	-	-	-	+	An55	隠 微 晶 質
熱湯沢左岸	+	-	-	-	+	+	完 晶 質
大海川右岸	-	-	-	+	+	+	微 晶 質
天狗原山頂付近	-	-	-	-	+	+	Microgranitic
薬 師 岳	+	-	-	+	+	+	
能 生 川	+	+	-	-	-	An30-40	微 晶 質 " " "
	+	+	-	-	-	An45-70	
	+	-	-	-	+	An45-70	
	+	-	-	-	-	An40-45	
権 現 岳	+	-	-	-	+	An50-65	"
	-	-	-	-	+	+	
権現一鉢ヶ岳貫入岩	緑色角閃石	普通輝石	紫蘇輝石	黒雲母	石 英	斜長石	
鉢ヶ岳型	+	-	-	+	-	+	微 晶 質 石英, 長石, 緑泥石, 磁鉄鉱 " " " "
	(巨 晶)	-	-	-	-	+	
	+	-	+	+	-	+	
	+	+	-	+	-	+	
	+	+	+	+	-	+	
権 現 岳 型	-	-	-	+	-	+	隠 微 晶 質
	-	-	+	+	-	+	
	-	+	+	+	-	+	

An30-60



第 53 図 新第三紀貫入岩類の分布 (赤羽, 1975)
1. 褶曲軸, 2. 断層, 3. 貫入岩類

断層に沿って貫入している岩体は見られない。

これらの岩体は、いずれも能生谷層より古い地層のみに貫入し、川詰層より新しい地層への貫入は認められない。

IV. 第四系

本図幅地域の第四系は、主として高田平野とその西縁の山麓地域、日本海沿岸、妙高山山麓及び山間部の河川沿いに分布する。

高田平野西縁部では、下位より居多層、愛の風層及び平山層が分布し、それらを風成の平山ローム層が覆う。

従来、新潟油田地域の魚沼層に対比されてきた最下位の居多層は、下位の鮮新世の能生谷層を不整合(一部断層関係)に覆い、海成堆積物からなる下部層と淡水域堆積物からなる上部層に区分される。

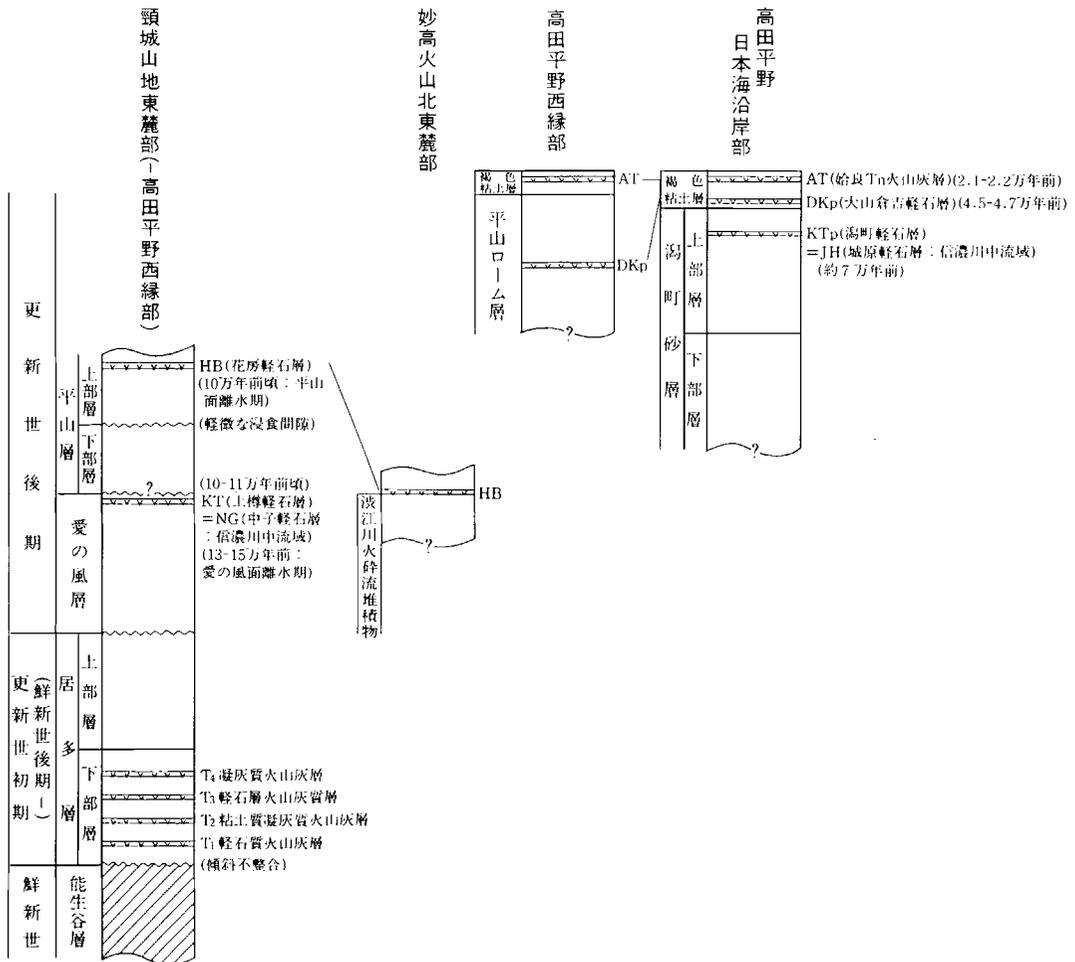
愛の風層は、粘土・砂・礫などからなり、居多層を不整合に覆う。愛の風層は高田平野西縁部に発達する比高 30-60 m の愛の風段丘を構成し、関東地方の下末吉層に相当する。

本図幅地域南東部の新井市南西の台地上には渋江川火砕流堆積物が分布し、この一部は次に述べる平山段丘堆積物の一部を構成している。

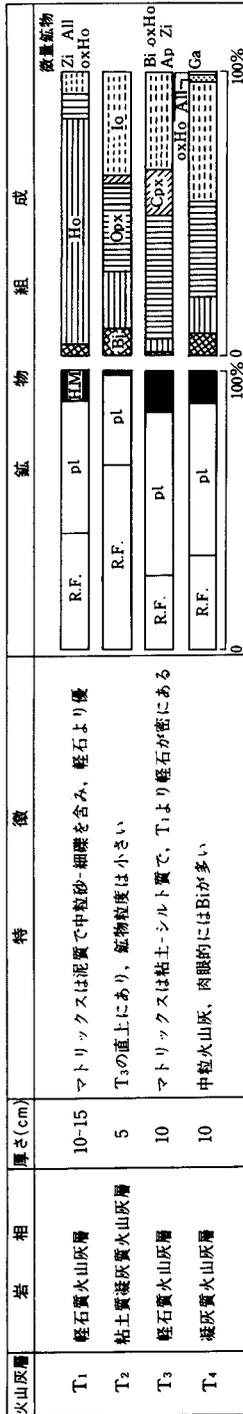
平山層は、上越市高田西方の山麓線に沿って分布する主に比高 10-20 m 程度（部分的に 45 m）の平山段丘を構成し、新第三系・居多層・愛の風層を不整合に覆うと考えられている。岩相は安山岩礫の卓越する円礫層や砂層及び粘土層からなり、最上部に連続性に乏しい火山灰層を挟む。これらの火山灰層は約 10 万 - 11 万年前の堆積物と推定されている（早津ほか，1982）。

潟町砂層は、その上位を覆う完新世の新时期砂丘砂層とともに高田平野の日本海沿岸部に沿って発達する潟町砂丘を構成する。本層下部層の一部は、平山層と同時異相の可能性がある。平山ローム層は、平山層及びそれ以下の地層を不整合に覆う更新世最後期の火山灰層である。

頸城山地の日本海沿岸部には、更新統の海成段丘堆積物が分布し、海岸との比高 55-80 m と 30-40 m の二段の段丘を構成している。頸城山地を貫流する河川沿いには河成段丘堆積物が分布し、比高 20 m 以上、10-20 m 及び 10 m 以下の 3 つの段丘を構成し、それぞれ、河成段丘堆積物Ⅰ・河成段丘堆積物Ⅱ・沖積段丘堆積物と呼ばれる。



第 54 図 高田平野西縁部の主要第四系（更新統）模式柱状図（早津ほか，1982，今井，1985 などより作図）



第55図 居多層下部層に挟在する火山灰層 (今井, 1985 簡略化) R.F.: 火山岩片, Pl: 斜長石, H.M.: 重鉱物, Bi: 黒雲母, Ho: 角閃石, OpX: 斜方輝石, Cpx: 単斜輝石, lo.: 鉄鉱, AlI: 褐鉄石, oxHo: 酸化角閃石, Ga: さくろ石, Ap: 燐灰石, Zi: ジルコン

妙高火山泥流堆積物 II は、矢代川両岸域に洪江川火砕流堆積物を不整合に覆って分布する岩屑堆積物である。

このほか、山地緩斜面には、地すべり堆積物・土石流堆積物・崖錐堆積物などを一括して古期崩積堆積物と称される更新世の崩積堆積物が散在する。これらはしばしば完新世にも引き続いて堆積しており、それらのうち大規模なものを新时期崩積堆積物として一括した。

高田平野沖積面を構成する地層は、高田層及び関川層で礫・砂・シルト・粘土などからなる軟弱な地層である。

本図幅地域北西部の糸魚川市の中川原新田付近では、下位の完新世前川土石流堆積物を不整合に覆って早川火砕流堆積物が分布する。

また、頸城山地山麓部や山間の河川沿いには小規模な完新世の扇状地堆積物が分布する。このほか、高田平野を流れる河川沿いには、軟弱な砂やシルトからなる氾濫原堆積物や湿地堆積物が小分布する。現在の海岸砂は日本海沿岸部に狭く分布する。更に、現河床には、河川水路・蛇行三角州堆積物が流路に沿って分布する。

IV. 1 居多層 (K1 及び Ku)

命名 五十嵐(1967)による。

模式地 上越市直江津海岸居多ヶ浜付近

分布 全体としては、模式地より南に幅 500 m 程度の帯状に延び正善寺川北まで分布する。このうち下部層は、上越市直江津海岸部のびょうぶ谷周辺に狭く分布するにすぎない。

ボーリング資料によれば、沖積面下では居多層相当層と思われる前期更新世層の基底面が海水面下約 400 m に存在すると推定されている(高田平野地盤沈下団体研究会, 1973)。

層序 今井(1985)により上部層・下部層に区分され、本報告でもそれを踏襲する。北部のびょうぶ谷周辺では、下部層が下位の能生谷層(今井, 1985 の春日山層)を傾斜不整合で覆う露頭が観察される。南部では、下部層は分布せず、上部層と能生谷層と直接の関係を示す露頭もないが、その分布境界が直線的であることから断層関係とみなす。これは従来、愛の風断層(兼子, 1944)と呼ばれたものの一部に相当する。

上位の愛の風層とは不整合関係にある。北陸高速道路建設中に露出した春日-岩木間の崖では、走向 N 20° E で東に 20° 傾斜した礫とシルトの互層からなる居多層をチャンネル状に掘りこんで、水平な愛の

風層の礫層が重なっているのが観察された(水野・天野, 1988).

層厚 下部層は約 70 m, 上部層は, 約 130 m(今井, 1985)

層相 居多層下部層は, 灰色-青灰色中粒-粗粒砂を主とする. 砂層には, シルト, 粘土及び粘土・砂の互層が挟まれ, 部分的に化石床や貝化石密集帯がレンズ状に含まれる. また, 薄い数枚の火山灰層を挟む(第55図).

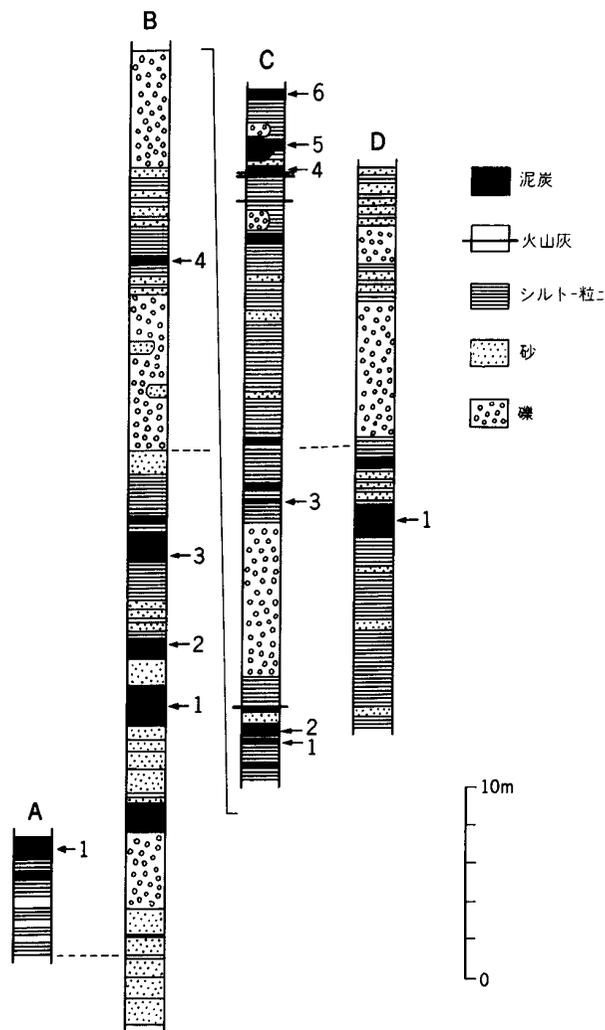
産出化石から水深 50-200 m の亜沿岸帯海成堆積物であったと推定されている(今井, 1985).

上部層下位は, 粘土及び砂を主とし, それらの互層や未凝固な礫層を挟み岩相変化が著しい. 安山岩の中礫が多く, チャート, 粘板岩, 石英斑岩なども含まれる. 上部層上位はやや固結した数 m 厚の円礫層を主とし, 中-粗粒砂や粘土及び亜炭の薄層を挟む. 礫径は下位に比べてやや大きく 10 cm 程度のものである. 礫種としては, 石英斑岩, 流紋岩, ひん岩, チャート, 硬質頁岩, 砂岩, 安山岩などがある.

居多層上部層は, 産出化石や岩相から淡水域堆積物と考えられている(今井, 1985).

化石 今井(1985)は, 居多層下部層中にレンズ状に挟在する 3枚の化石床から *Buccella-Cibicides* 群集で特徴付けられる有孔虫化石群を報告している.

また, 下部層からは, *Turritella saishuensis etigoensis*, *Glossaulax hagenoshitensis* (SHUTO), *Mizuhopecton tokyoensis* (TOKUNAGA) を始め多数の海生軟体動物化石の産出が報告されている(黒田ほか, 1981; OGASAWARA, 1981; 水野・天野, 1988). また, 高田平野団体研究グループ(1981)及び地質調査所水野清秀技官により, 上部層から植物化石が発見されている(第56図, 第6表及び第7表). 更に, 新潟花粉研究グループ(1972)や高田平野団体研究グループ(1981)は



第56図 居多層中の植物化石産出層準(水野清秀技官による) A-Eの場所は地質図参照, 数字は採集位置を示す(第6表参照)

第6表 居多層上部層及び愛の風層産植物化石（水野清秀技官採取，百原新氏鑑定，産出地点 A-E は，地質図参照）

Species		A1	B1	B2	B3	B4	C1	C2	C3	C4	C5	C6	D1	E1
<i>Picea</i> sp.	L	○												
<i>Cryptomeria japonica</i> (L.f.) D.DON	C											○		
<i>Juglans mandshurica</i> Maxim. subsp. <i>sieboldiana</i> (MAXIM.) KITAM.	E					○	○							○
<i>Pterocarya rhoifolia</i> SIEB. et ZUCC.	F						○							
<i>Corylus heterophylla</i> FISCH.	F					○								
<i>Alnus</i> cf. <i>japonica</i> (Thunb.) STEUD.	I	○				○	○	○	○	○				○
<i>Fagus crenata</i> BL.	Cu,S												○	○
<i>Fagus</i> aff. <i>hayatae</i> PALIB.	Cu,N,YF	○					○			○	○	○		
<i>Quercus</i> subgen. <i>Lepidobalanus</i>	Cu					○								
<i>Magnolia</i> cf. <i>kobus</i> DC.	S									○	○			○
<i>Sapium sebiferum</i> (L.) Roxb. var. <i>pleistoceaca</i> MIKI.	S		○			○								○
<i>Acer</i> sp.	F					○								
<i>Aesculus turbinata</i> BL.	F,S												○	○
<i>Sapindus mukurossi</i> GAERTN.	F													○
<i>Paliurus</i> sp.	E		○											
<i>Vitis</i> sp.	S					○								
<i>Tilia</i> sp.	S												○	
<i>Lagerstroemia</i> sp.	F													○
<i>Styrax japonica</i> SIEB. et ZUCC.	S						○	○	○	○				
<i>Styrax obassia</i> SIEB. ZUCC.	S												○	○
<i>Styrax</i> sp.	S					○								○
<i>Trapa macropoda</i> MIKI.	F			○										
<i>Trapa</i> sp.	F				○									○

C: cone Cu: cupule E: endocarp F: fruit I: infructescence L: leaf N: nut S: seed YF: young fruit

Metasequoia, *Pinus*, *Fagus* などの花粉化石が亜炭層から産出したことを報告している(第8表)。

対比・年代 兼子(1944)は，高田平野西縁部の愛の風断層以東に分布する地層(本報告の居多層，愛の風層及び平山層)を第三系上部統の愛ノ風礫岩層として一括した。歌代ほか(1960)は，平均高度30-50 mで南北に細長く分布する水平の礫層を第四紀洪積世の段丘堆積物として区分し愛の風層と命名した。五十嵐(1967)は，向斜構造が認められ，層理の明瞭なものを居多層とし，水平で層理の不明瞭な礫層を段丘堆積物(愛の風層)として区別した。

OGASAWARA (1981) は，*Turritella saishuensis saishuensis* (YOKOYAMA) の産出から本層を鮮新世の *Turritella saishuensis* (s. s.) 帯に含めたが，水野・天野(1988)は，OGASAWARA (1981) が報告した *Turritella saishuensis* の産出を認めず，*Turritella etigoensis* が多産するとして *Turritella saishuensis etigoensis* 帯に含められるとした。本化石帯は，小高・小笠原(1977)及び小林(1983)により更新世初期とされている。

今井(1985)は，居多層を最初は岩相から3区分したが，堆積環境を考慮して結局，上・下部層に二分した。そして居多層下部を鮮新世の魚沼層群最下部累層に，居多層上部を魚沼層群中部累層以下に対比した。

更に，水野・天野(1988)は以下の理由から居多層下部層を西山油帯の灰爪層の一部に対比した。

(i) *Turritella saishuensis etigoensis* は西山・中央油帯の灰爪層下部から上部にかけて産出す

る(小林, 1983).

(ii) 西山油帯の灰爪層から暖流系種の軟体動物化石が産出する(大山・石山, 1974; 小林ほか, 1986).

(iii) 居多層下部層の有孔虫化石群の組成が魚沼層群のみならず灰爪層の有孔虫化石群の組成に近似している(今井, 1985).

以上の検討から, 居多層は, 時代的には(鮮新世後期から)更新世初期の堆積物であり, これは, 新潟堆積盆地に広く分布する魚沼層の中部層準以下に対比することができる. しかしながら, 魚沼層の層序・時代区分そのものが統一的な見解はまだ確立されておらず, 従来, 魚沼層の下位にあるとされてきた灰爪層も, 魚沼層と一部同時異相にあるとする見解(菊地ほか, 1984)も提案されているほどである. 今回の研究では, 居多層に挟まれる火山灰鍵層も魚沼層中のそれらとは対比できず, 放射年代や古地磁気データも得られなかったため, 厳密な時代対比は今後の検討課題としておく.

IV. 2 愛の風層 (Ai)

命名 五十嵐(1967).

模式地 上越市愛の風公園入口の県道脇の露頭.

分布 愛の風段丘を構成し, 頸城山地東麓を全体として帯状に南北に分布する.

層序 下位の居多層及び上位の平山層との直接の関係は露頭に乏しく不明瞭であり今後

検討を要するが, 新潟第四紀団体研究グループ(1969)は平山層に不整合に覆われるとしている. 高田平野団体研究グループ(1981)によれば, 南葉山を構成する新第三系に傾斜不整合で重なり, 平山ローム層に不整合に覆われる.

層厚 模式地で約6.8 m以上

層相 模式地では, 最下部に砂層と礫層の互層が約400cm以上あり, その上に側方変化の著しい粘

第7表 高田平野周辺に産する第四系の大型植物化石
(高田平野団体研究グループ, 1981を簡略化)

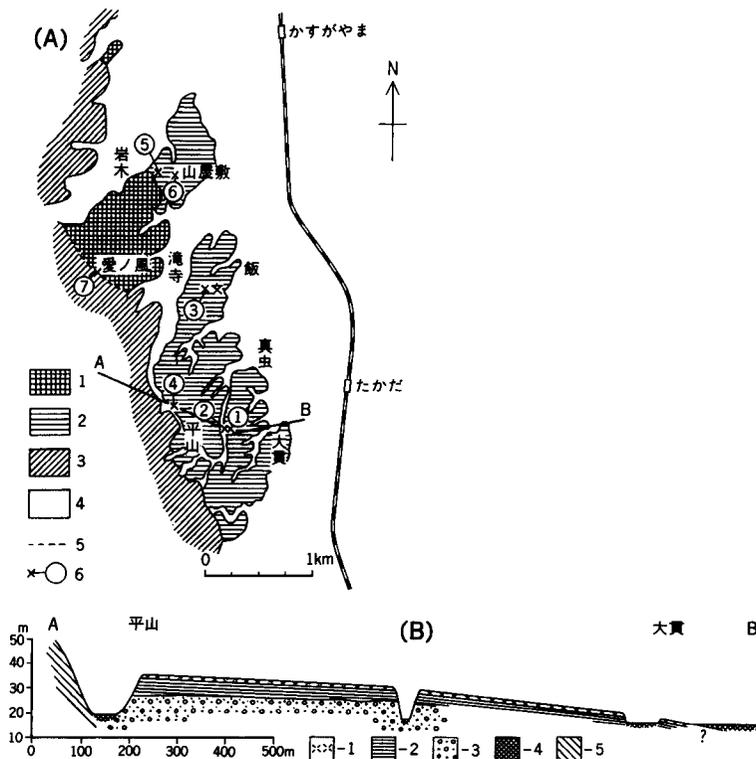
番号	試料採集地点の層序 大型植物化石名	居多層	愛の風層	平山層
1	<i>Acer pictum</i> THUNBERG		○	
2	<i>A.</i> sp. (A Type)		○	
3	<i>A.</i> sp. (B Type)		○	
4	<i>A.</i> sp. (C Type)		○	
5	<i>Abies homolepis</i> SIEBOLD et ZUCCARINI		○	
6	<i>Aesculus turbinata</i> BLUME		○	○
7	<i>Alnus japonica</i> S. et Z.		○	○
8	<i>Cephalotaxus drupacea</i> SIEBOLD et ZUCCARINI		○	
9	<i>Cornus controversa</i> HEMSL.		○	
10	<i>Carylus sieboldiana</i> BLUME		○	
12	<i>C.</i> <i>heterophylla</i> FISCHER var. <i>thunbergii</i> BLUME		○	
12	<i>Carex</i> sp.		○	
13	<i>Euryale ferox</i> SALISBURY			○
14	<i>Fagus crenata</i> BLUME		○	
15	<i>Fagus</i> sp.		○	
16	<i>Cryptomeria japonica</i> DAVID DON		○	
17	<i>Haloragis micrantha</i> ROBERT BROWN		○	
18	<i>Juglans Sieboldiana</i> MAXIMOWICZ	○	○	○
19	<i>Magnolia Kobus</i> de CANDOLLE		○	○
20	<i>M.</i> <i>obovata</i> THUNBERG		○	○
21	<i>Menyanthes trifoliata</i> LINNE	○	○	
22	<i>Picea polita</i> CARRIERE		○	
23	<i>Picea</i> sp.		○	
24	<i>Phellodendron amurense</i> RUPRECHT		○	○
25	<i>Pterocarya rhoifolia</i> SIEBOLD et ZUCCARINI		○	○
26	<i>Quercus serrata</i> THUNBERG		○	
27	<i>Q.</i> sp.		○	
28	<i>Sapium sebiferum</i> ROXBURGH		○	
29	<i>Scirpus</i> sp.	○	○	○
30	<i>Sparganium glomeratum</i> LAEST		○	
31	<i>Styrax japonica</i> SIEBOLD et ZUCCARINI	○	○	○
32	<i>S.</i> sp.		○	
33	<i>Tilia maximowiczii</i> SHIRASAWA		○	○
34	<i>Trapa natans</i> LINNE var. <i>quadriscopiosa</i> MAKINO		○	
35	<i>T. macropoda</i> MIKI		○	○
36	<i>Fraxinus japonica</i> BLUME		○	
37	<i>Vitis flexuosa</i> THUNBERG		○	
38	<i>V.</i> sp.			○
39	<i>Viburnum</i> sp.		○	
40	<i>Xanthoxylum piperitum</i> de CANDOLLE		○	

土-砂層が225 cm重なり、最上部に50 cm厚の鮮明な赤色粘土層が載る。円礫は、細-小礫が卓越し、礫種は砂岩、珪岩が多い。礫の量は、平山層の礫層中の礫の量よりも多い。赤色粘土層の色は、示差熱分析結果から水酸化鉄によると推定されている(高田平原団体研究グループ, 1961)。

また、本層中の青灰色粘土には、植物化石が多く含まれ、その表面には藍鉄鉱(Vivianite)が付着していることが多いこと、及び灰塚の射撃場脇の愛の風層の礫は、後背地の新第三系から供給された中-粗粒砂岩を主とし硬質砂岩、珪質砂岩、ひん岩、安山岩、緑色凝灰岩及び石英斑岩などを含むこと、春日山入口では、つめ石と俗称される緻密なガラス質安山岩岩片を含むことが報告されている(高田平

第8表 高田平野周辺に産する第四系の花粉化石(新潟花粉研究グループ, 1972を簡略化)
下線は優勢種を示す

地域	時代	層 序	主 な 花 粉 化 石	古気候	備 考	
新 潟 平 野 ・ B 24 号 井	沖 積 世	I 層	<u>Pinus</u> , <u>Fagus</u> , <u>Quercus</u>	暖		
		II 層	<u>Abies</u> , <u>Tsuga</u> , <u>Picea</u> , <u>Fagus</u> , <u>Pinus</u>	冷		
		III 層	<u>Fagus</u> , <u>Quercus</u> , <u>Pinus</u> , Gramineae	温		
		IV 層	上部… <u>Fagus</u> , <u>Tsuga</u> , <u>Abies</u> , <u>Quercus</u> 下部… <u>Fagus</u> , <u>Quercus</u> , <u>Pinus</u> , <u>Alnus</u>	冷→温		
		V 層	<u>Abies</u> , <u>Tsuga</u> , <u>Picea</u> , <u>Pinus</u>	寒冷	麻苧田泥炭層に対比	
		VI 層	上部… <u>Pinus</u> , <u>Tsuga</u> , <u>Picea</u> , <u>Abies</u> , <u>Fagus</u> 下部… <u>Tsuga</u> , <u>Abies</u> , <u>Picea</u> , <u>Pinus</u>	冷→寒		
	高 田 平 野 周 辺	中 ・ 後 期	低位段丘 麻苧田泥炭層	<u>Abies</u> , <u>Tsuga</u> , <u>Pinus</u> , <u>Picea</u> , Compositae	寒冷	ウルム氷期最盛期 Wh ₂ =W III
			中位段丘 (平山層)	<u>Pinus</u> , <u>Abies</u> , <u>Picea</u> , <u>Tsuga</u> , <u>Cryptomeria</u> , <u>Fagus</u>	やや冷	
		高 位 段 丘 (愛の風層)	荻の谷	<u>Alnus</u> , <u>Fagus</u> , Gramineae, <u>Quercus</u> , <u>Pinus</u>	温	
			灰塚泥炭層	<u>Abies</u> , <u>Picea</u> , <u>Tsuga</u> , <u>Pinus</u>	寒冷	
		洪 積 世	灰塚射撃場裏	<u>Tsuga</u> , <u>Juglans</u> , <u>Picea</u> , <u>Abies</u> , <u>Pinus</u>	冷	
			居多層 (魚沼層相当層)	春日山下 大露頭	<u>Fagus</u> , <u>Alnus</u> , <u>Tsuga</u> , <u>Pinus</u> , <u>Cryptomeria</u>	やや冷
小 国 地 域 ・ 芝 の 又 川 ル ー ト	前 期	直江津 垂炭層	<u>Metasequoia</u>	暖		
		魚沼層 垂炭層	<u>Fagus</u> - <u>Tsuga</u> <u>Pinus</u> , <u>Cryptomeria</u>	やや冷		
		魚沼層 垂炭層	<u>Cryptomeria</u> - <u>Fagus</u>	<u>Cryptomeria</u> , <u>Fagus</u> , <u>Tsuga</u> , <u>Alnus</u>	温	
		魚沼層 垂炭層	<u>Metasequoia</u> - <u>Cryptomeria</u>	<u>Alnus</u> , <u>Fagus</u> , <u>Cryptomeria</u> , <u>Metasequoia</u>	暖	
		魚沼層 垂炭層	<u>Metasequoia</u>	<u>Fagus</u> , <u>Alnus</u> , <u>Metasequoia</u> , <u>Pinus</u>	暖	



第 57 図 高田平野西縁の段丘 (高田平原団体研究グループ, 1961)
 (A) 高田市西部の段丘分布図
 1. 愛の風段丘, 2. 平山段丘, 3. 第三紀層, 4. 沖積層, 5. 境界不明線, 6. 柱状断面図 (略) の番号, A-B. 断面線の位置
 (B) 平山段丘の東西方向の断面図 (平山-大貫間)
 1. 平山ローム層, 2. 平山層上部, 3. 平山層下部, 4. 沖積層, 5. 第三紀層

野団体研究グループ, 1981) .

化石 大型植物化石の産出が高田平原団体研究グループ(1981)などによって報告されている(第6表及び第7表) . また, 花粉化石の産出が, 新潟花粉研究グループ(1972)などによって報告されている(第8表) .

対比・年代 歌代ほか(1960)の愛の風層は, 本報告の愛の風層と平山層を一括したものに相当する . 高田平原団体研究グループ(1961)によって区分された愛の風層と平山層のうち前者に相当する .

高田平原団体研究グループ(1965)は, 明確な根拠は示していないものの, 本層をミンデル-リス間氷期の堆積物としている .

郷原(1970)は, 具体的な証拠を示していないものの日本の第四系を総括的に対比する中で, 愛の風層の時代をギュンツ-ミンデル間氷期としている .

林(1976)は, 本層最上位の赤色土(赤色粘土)が信濃川流域のものに比べ厚いことや, 段丘面の開析が信濃川流域の十日町図幅地域(柳沢ほか, 1985)で最も広く発達する後期更新世初めの米原段丘面

第9表 模式地と高田平野における示標テフラ層の岩質の比較 (早津ほか, 1982)

1	2	3	4	5	6	7
テフラの名称	試料採集地	純度	鉱物組成	しそ輝石の屈折率 (γ)	角閃石の屈折率 (n_z)	その他
始良 T _n 火山灰層 (AT)	鹿児島県福山町 十文字*(1)	A	Gl>Pl·Qz·Hy>Ho· Au·Mt·Zr	1.725~1.735 (1.732)	—	火山ガラスの屈折率: 1.494~1.5005(1.4995) Bubble wall 型火山ガラス
	新潟県妙高高原 町笹ヶ峰(3)	B~C	Gl>(Pl·Hy)>(Ho)· Zr·(Qz·Bi·Mt)	(1.732±)	—	火山ガラスの屈折率: 1.4995~1.501(1.500) Bubble wall 型火山ガラス
	新潟県上越市平 山	C	褐色風化火山灰, Gl-rich	—	—	火山ガラスの屈折率: 1.500± Bubble wall 型火山ガラス
大山倉吉軽石層 (DKP)	鳥取県倉吉市秋 喜*(2)	A	Pl>Ho·Hy>Mt>Bi	1.703~1.708 (1.704~1.705)	1.673~1.682 (1.677~1.678)	しそ輝石は(100)面が発達, 小型
	長野県信濃町貫 ノ木(3)	C	Pl>Ho·Hy>Mt>Bi· (Au)	1.702~1.707 (1.704)	1.670~1.680 [1.675~1.680]	
	新潟県上越市灰 塚	C	褐色風化火山灰, Hy· Ho·Bi-rich	1.703~1.707 (1.7045)	1.674~1.682	
城原軽石層(JH)	長野県野沢温泉 村豊郷*(4)	C	Pl>Hy>Ho>Mt>(Au)	1.712~1.718 (1.715)	1.679~1.684 (1.682)	(100)面が発達した小型のしそ輝石を含 む
湯町軽石層(KtP)	新潟県大潟町天 ヶ池北方	C	Pl>Hy>Mt>Ho	1.709~1.717 [1.712~1.716]	(1.683±)	(100)面が発達した小型のしそ輝石を含 む, 粘土化が著しい
花房軽石層(HB)	新潟県妙高村花 房*(3)	C	Pl>Ho>Hy>Au>Mt >Ol	1.714~1.718 (1.716~1.717)	1.680~1.702	分級はあまりよくない
	新潟県上越市平 山	C	Pl>Ho>Hy>Au>Mt >Ol	1.715~1.718 (1.716~1.717)	1.687~1.700	
上樽軽石層 (KT-c)	新潟県妙高村花 房*(3)	C	Pl>Ho>Hy>Mt>Ap	—	1.663~1.669* [1.664~1.669]	カミングトナイトと普通角閃石の2種類 の角閃石を含む
	新潟県上越市灰 塚	C	褐色風化火山灰, 無色~ 淡色 Ho-rich	—	1.665~1.670* [1.666~1.669]	粘土化が著しい

コラム 1. 二つの名称を併記してあるものは, 上が模式地での名称, 下が本地域での名称; コラム 2. *印は, 各示標テフラ層の模式地, (1): 町田・新井(1976), (2): 町田・新井(1979), (3): 早津・新井(1980), (4): 早津・新井(1981); コラム 3. A: 本質物質の純化がほぼ完全に可能なもの, C: 若干の異質物の混入が予想されるもの, B: AとCの中間; コラム 4. カッコ内は混交または風塵による混入物が多いとみられる鉱物. Pl: 斜長石, Ol: かんらん石, Hy: しそ輝石, Au: 普通輝石, Ho: 角閃石, Qz: 石英, Mt: 鉄鉱物, Zr: ジルコン, Bi: 黒雲母, Ap: アバタイト, Gl: 火山ガラス; コラム 5と6. 無カッコ: レンジ, []: ミーン・レンジ, (): モード, *印はカミングトナイトのみの値, 花房軽石層の模式地の屈折率は HB-a~c をまとめた値 (詳細は早津・新井, 1980の第1表参照)。

より進んでいることなどから、愛の風層及びその赤色土化作用が、リス-ウルム間氷期に行われたと推定している。

以上のように本層の正確な時代及び平山層と潟町砂層下部層との関係については議論の余地がある。

早津ほか(1982)は、上越市灰塚西方で、平山ローム層と下位の愛の風層との境界付近から角閃石に富む層準を識別し(第9表)、その鉱物学的性質や分布の検討から、飯縄火山起源の上樽軽石層(KT)に対比した。更に、上樽軽石層の年代を、それに対比される中子軽石層(早津・新井, 1981)が含まれる信濃川中流域におけるテフラ中の直接間接に年代推定されているほかの示標テフラと比較して約13-15万年前頃と推定した。本軽石層の放射年代についてはなお検討が要されるが、この見解を受け入れるならば、愛の風層の少なくとも一部(灰塚付近のもの)は平山層と同様に最終間氷期(下末吉期)に堆積したことになる。また、灰塚付近の愛の風面の離水時期は、上樽軽石層の降下期にほぼ一致し、約13-15万年前頃である。これは高田平野団体研究グループ(1981)が本層を多少の問題はあるとしつつ層厚と分布から関東地方の下末吉層に対比したことと調和的である。

今回の研究では、特に時代を決定する証拠は得られなかったが、林(1976)の見解は追認できたので、厳密な放射年代は今後の課題とするものの、早津ほか(1982)の見解を受け入れて、ここでも、後期更新世のリス-ウルム間氷期の堆積物とする見解に従っておく。

愛の風層堆積後、西部山地の隆起に伴って、愛の風層分布地域は段丘化し少なくともその一部が下末吉面に相当する愛の風段丘面が更新世後期に形成された。

IV. 3 渋江川火砕流堆積物 (Si)

命名 早津(1985)。

模式地 新井市と中郷村との境を流れる渋江川沿い。

分布 新井の南西部に当たる錦町・三本木新田や中郷村板橋付近及び矢代川左岸の小丸山新田・原などの小高い台地に分布する。本図幅の南に隣接する妙高山図幅地域では、片貝川上流域に広く分布する(早津, 1985)。

層序 下位層との関係は不明。上位には、頸城ローム層や妙高火山泥流堆積物Ⅱが重なる。また本層の上位には、この火砕流堆積物を構成する角礫のみからなる層厚1 m前後の砂礫層が発達することが多く、これは平山層に対比される可能性が高い。

層厚 50 m以上に達するが、下限不明。

岩相 灰白色で軽石質の角閃石安山岩の垂角礫と、同質の火山灰の基質からなる火砕流堆積物である。垂角礫は一般に発泡の程度が低く、大きな角閃石が目立つ。固結の程度は場所によって異なり、スコップで割れる所もある。

対比 妙高団体研究グループ(1969)の妙高火山泥流堆積物Ⅱに相当する。高田平野団体研究グループ(1981)は、本層の上位には頸城ローム層Bより新しい火山灰が載り、平山段丘(後述)におけるローム層との関係と同じこと、また、この軽石流堆積物が浸食・運搬されて平山段丘堆積物を構成していることを指摘した。早津(1985)は、本層に重なる最下位の示標テフラ層は花房軽石層aであり、

それより下位の花房軽石層 b-c が洪江川火砕流堆積物に当たると述べた。更に、これは妙高火山の第 II (活動) 期末の堆積物であり、その年代をおよそ 10 万年前後と推定した。

IV. 4 平山層

命名 高田平原団体研究グループ(1961)

模式地 上越市大貫 - 平山間の道路沿いの露頭

分布 上越市高田西方の大貫, 平山, 御殿山町, 飯, 山屋敷などの集落を載せ, 山麓線に沿って南北に細長く延び, 沖積面からの比高 10-20 m (部分的に 45 m) で東側にやや比高を減ずる平坦面である平山段丘を構成して分布する。沖積面との間に明瞭な段丘崖は見られず, 沖積面下に潜入する。このほか, 国府の辺りにも狭く分布する。また, 極めて分布が狭く隣接する低位の段丘堆積物もここに含めておく。

層序 模式地ルートでは基底部は確認されておらず, 下位層との直接の関係は不明だが, 新潟第四紀団体研究グループ(1969)は, 居多層や愛の風層及び新第三系を不整合に覆うと考えている。平山ローム層に不整合に覆われる。岩相から上下に二分されるが, 上部と下部間に部分的に小規模な浸食間隙が認められる。

層厚 下限は不明だが 20 m 以上。

層相 上方に細粒化する傾向が見られる。下部は, 厚さ約 6 m 以上で主に径 5 cm 以下の安山岩からなる円礫層と部分的に斜交葉理の発達する粗粒砂層が卓越する。円礫層の基質は, 粗粒砂層と同質で磁鉄鉱を多量に含む火山灰質砂である。礫種は, 角閃石安山岩と紫蘇輝石安山岩が圧倒的(特に前者)で, わずかにチャートや頁岩の細 - 小礫を含む。上部は, 厚さ 4-8 m 程度で灰褐色砂質粘土, シルト及び細 - 中粒砂層とそれらの互層からなり, 側方変化が著しい。最上部には, 連続性に乏しい火山砂層が載る。高田平原団体研究グループ(1961)によれば, 山屋敷付近で最大層厚 1.5 m でその重鉱物組成をみると, 紫蘇輝石が圧倒的に多く, そのほか普通輝石・普通角閃石・磁鉄鉱・赤鉄鉱及び褐鉄鉱が含まれる。この層準に早津ほか(1982)は粒径 5 mm 以下の黄白色軽石とその間を埋める軽石質火山灰からなる軽石層の挟在を報告し(例えば, 上越市平山のキャンプ場入口で層厚 20 cm), 花房軽石層(第 9 表)に対比している。

化石 模式地の平山付近の道路沿いの露頭から植物化石の産出が報告されている(歌代ほか, 1960; 高田平原団体研究グループ, 1961; 歌代・小林, 1962)(第 7 表)。

高野(1965)は, 花粉分析の結果, 現在と大差ない気候下で形成された内湾性の堆積物と推定した。また, 新潟花粉研究グループ(1972)の報告(第 8 表)によれば, やはり, 現在の気候と変わらないとみなした。更に, 高田平原団体研究グループほか(1972)は, 珪藻化石や貝化石も吟味して海進時の水域拡大に伴う入江のような環境下での堆積物と考えた。

対比・年代 五十嵐(1967)は, 国府一丁目付近に分布する砂礫層, 粘土質砂, 粘土層及び腐植土を一括して五智国分寺層としたが, 少なくともその下部の安山岩の多い砂礫層は平山層に相当すると思われる。

歌代・小林(1962)は、植物化石の成育期が間氷期と考えられることから平山層を下末吉期に対比したが高田平野団体研究グループ(1981)は、後に修正し、愛の風層を下末吉層に対比し、平山層を亜間氷期に形成されたとした。高田平野地盤沈下団体研究会(1973)は平山層下部から23,800 ± 850 y. B. P. 及び33,000+3,200 (-2,200) y. B. P. の年代値を示し、更新世後期としているが、この年代の¹⁴C年代は疑わしく再検討の余地がある。

早津ほか(1982)は、平山ローム層直下の平山層最上部に妙高火山の降下テフラ層である花房軽石層(HAYATSU, 1976; 早津・新井, 1980)が挟在することから、平山層の離水直前の年代を約10万年前と推定した。また、1)平山層下部層に大量に含まれる角閃石安山岩礫は妙高火山第II期末の噴出物である渋江川火砕流堆積物の構成岩片と同種であること(早津, 1972; 妙高団体研究グループ, 1969; 高田平野研究グループ, 1977)、2)平山層下部層は、渋江川火砕流噴出以降の形成であること、更に3)妙高火山北東麓で渋江川火砕流堆積物直上に花房軽石層が整合に重なることなどを根拠として、平山層は、下底部が10-11万年前、最上部でも約10万年頃で約1万年という比較的短い期間に堆積したと推定した(早津ほか, 1982)。

IV. 5 潟町砂層 (Ka)

命名 高田平原団体研究グループ(1965)

模式地 模式地は、本図幅地域外の大潟町上下浜地域の長峰池東側の露頭(高田平原団体研究グループ, 1965)であるが、本図幅域では分布も極めて限定されており、暫定的に上越市上越自動車学校西の海岸沿いの露頭を模式地とする。

分布 直江津西方から日本海沿岸部を柿崎北方の米山山麓まで約20 kmにわたって最大幅3 kmで分布し、その上位を覆う新期砂丘砂層とともに高田平野北縁部に海岸に沿って分布する潟町砂丘を構成する。地表部では、ほとんど新期砂丘砂層に覆われており、本図幅地域でも上越自動車学校及び直江津高校付近にわずかに露出するにすぎず、内陸地域には見られない。

層序 本図幅地域の模式地では、基盤の平山層に不整合で載る(新潟県, 1977)が、砂丘東端に当たる柿崎では整合に載る(高田平原団体研究グループ, 1965)。新期砂丘砂層に不整合に覆われる。

層厚 本地域では不明。長峰池の露頭では、電気探査やボーリング資料から30-45mと推定されている(高田平原団体研究グループ, 1965)。また、長谷川・小林(1969)が帝国石油(株)のボーリング資料をもとに作成した潟町砂丘地域のパネルダイアグラムから高田平野団体研究グループ(1981)が推定した本層の厚さは、50-80 mである。

層相 上越市上越自動車学校西の海岸沿いの露頭では、比較的固結度が高く、平行葉理の発達した灰色中粒-粗粒砂層からなる。直江津高校付近の海岸沿いの露頭では、無層理で不規則な節理の発達する灰色中粒砂層とその上位の褐色粘土層からなる。砂層中の節理はやや解離しており褐色粘土が充填している。

高田平原団体研究グループ(1965)による重鉱物組成の分析結果では、紫蘇輝石が比較的多いが、そのほか普通輝石、角閃石、酸化角閃石、磁鉄鉱、赤鉄鉱及び褐鉄鉱などが含まれており、その鉱物組合

せは、新期砂丘砂層と変わらない。

本図幅地域東方の北陸高速自動車道工事に伴う潟町砂丘掘削によってできた露頭(上下浜駅南)の観察によれば、潟町砂層直上で潟町砂層の風化物と思われる褐色粘土の下位の本砂層中に黄灰色粘土質砂層が9層確認された(高田平原団体研究グループ, 1981)。これらは、産状や砂粒分析から砂層堆積過程の風化によって形成されたものと推定された。また、潟町駅東方の露頭では、砂中に大部分長石と石英からなり火山灰風化物と思われる厚さ15cmの黄色堆積物の挟みが発見された。

対比・年代 高田平原団体研究グループ(1965)は下末吉期末の海退に伴って形成された古砂丘と考えた。

郷原(1970)は、具体的な証拠は示さないものの日本の第四系を総括的に対比する中で潟町砂層の形成をウルム氷期としている。

早津ほか(1982)は、潟町砂層直上の褐色粘土層から始良Tn火山灰層(約2.1-2.2万年前)、更にこの褐色粘土層下部から大山倉吉軽石層(約4.5-4.7万年前)などの広域示標テフラを発見した。また、彼らは、本図幅域外であるが、大潟町付近の潟町砂層上部中からオレンジ色の風成軽石層を確認し、潟町軽石層(KtP)と命名し、信濃川テフラ層上部に挟在する城原軽石層(早津・新井, 1981)に対比し、その年代を6.5-7.5万年前と推定した。そして、潟町砂層上部は、平山層の堆積後(約10万年前頃)から大山倉吉軽石層の降下(約4.5-4.7万年前)の間に形成されたこと、したがって、潟町砂層下部の少なくとも一部が平山層と同時異相である可能性を指摘した。

IV. 6 平山ローム層

命名 高田平原団体研究グループ(1961)

模式地 上越市愛の風公園入口の県道脇の露頭

分布 平山層の浸食面上に地形に沿って分布する。地質図上には示していない。

層序 平山層を不整合に覆う。愛の風公園入口の露頭では、10-20cm厚さで愛の風層の不整合で重なる(高田平原団体研究グループ, 1961)。

層厚 高田平野の南から北へかけて薄くなり、北端部では分布しない。80-150cm(高田平野南端部では4mに達する)(米山ほか, 1973)。

層相 黄褐色-褐色軟質ロームで全体に風化が著しく粘土化し垂直節理が顕著に発達する。重鉱物組成は紫蘇輝石が特徴的でそのほか磁鉄鉱、赤鉄鉱、普通輝石、角閃石が目立ち少量のかんらん石を含む。少なくとも高田平野西縁部の本地域においては、特徴的な軽石やスコリア帯は明瞭ではない。本地域の平山ローム層は、珪質岩の小亜角礫や安山岩の円礫を含み、細成も均一ではなく、平山面より高位の地形面にはほとんど分布しないため、降灰後に水の影響を受けたと考えられている(高田平原団体研究グループ, 1961; 米山ほか, 1973)。また、本図幅地域外であるが高田平野北部では、ギブサイトの白い斑点をもつ(高田平原団体研究グループ, 1965)。

対比・年代 高田平原団体研究グループ(1965)は武蔵野ロームに対比した。

新潟重鉱物研究グループ(1976)は、平山ローム層を含めて妙高火山山麓・高田平野・関田山地に分

布するロームを頸城ロームと総称し、下位より A-E の 5 層に区分した。そして C 層中のオレンジ色スコリア層 C₂ を高田平野東部山麓で平山ローム層中部に挟まれるオレンジ色スコリア層に対比し、平山ローム層を頸城ローム層の B-E に対比した。

早津ほか(1982)は、平山ローム層上位から始良 Tn 火山灰層、同中部から大山倉吉軽石層を報告し、平山面に載る本層は、愛の風面に載る本層の下部を欠いていることを指摘した。各面に載る最下位テフラ層と各面の構成層との関係については、検討する必要がある。

7 古期崩積堆積物 (C₄)

更新世に形成された崩積堆積物を、古期崩積堆積物として一括した。この中には、地すべり堆積物・土石流堆積物・崖錐堆積物などが含まれるが、それらの区分が難しいので一括して、大規模なもののみ本地質図幅では表現した。

能生谷層や名立層分布地域の小河川の最上流域には、上流側へ扇を開いたような緩斜面地形が発達している。この地形の山側には、浸食された滑落崖があり、古い地すべり堆積物が谷の最上流部を埋積している。この堆積物は、近くを流れる河川よりかなり高い位置に分布している。これらの分布地域では、これらの堆積物が現在二次的に地すべりを起こしている所も少なくない。これらの中には尾根一つが大きなブロックとして動いたものもある。

高浜(1979, 1980)は、能生谷のマスムーブメント発達史を考察する中で、能生川支流河川の遷急点の上位に上流側に扇を開いたような形で谷を埋積する堆積物に注目し、扇形谷埋崩積土と呼んで、流域の段丘との対応から 3 期の崩積土群に大別した(第 69 図)。そして、崩積土群を下末吉期以前、崩積土群を下末吉期、崩積土群をウルム氷期に発生した堆積物であると推察した。また、鈴木(1980)は、難波山背斜の東翼に当たる粟立山の東斜面と重倉山北部の斜面に発達する崩壊地形を空中写真判読し、これらを地形の新旧によって 5 つの時期に分け、それらの形成過程を述べている(第 71 図, 第 72 図)。また、能生地すべり団体研究グループ(1971)は、段丘面の比高と地すべり地上限の比高との比較から、地すべりが発生したのは中位段丘形成期以後である、と述べている。

8 海成段丘堆積物

本図幅地域における更新統の海成段丘堆積物は、名立町鳥ヶ首岬から上越市有間川にかけての海岸沿いに分布し、ほかの海岸沿いには分布しない。この地域に分布する段丘は、海岸との比高が 55-80 m のものと、30-40 m のものとに区分される。高位の段丘は更に、比高 70-80 m のものと 55-65 m のものに二分される、この高位の段丘は、茶屋ヶ原から鳥ヶ首岬にかけて模式的に発達する(第 58 図)。一方、低位の段丘は、高位のものに比べると面の発達が悪く、分布域は有間川近くにのみに限られる。

これらの段丘は、せいぜい層厚 1 m 前後の砂礫やシルトを載せるのみである。いずれも顕著な堆積物を載せていない。したがって、これらの段丘は浸食海成段丘である。

高浜(1980)は、能生川河口に模範的に発達する段丘を、段丘 (比高 70-90 m) と段丘 (比高



(A)

(B)

第 58 図 日本海沿岸部の海成段丘面
 (A) 茶屋ヶ原付近の海成段丘面 (下末吉面相当)
 (B) 名立灯台付近の海成段丘面 (下末吉面相当、左後方が日本海)

40-45 m)に区分し、それぞれを下末吉段丘と武蔵野段丘に対比した。鳥ヶ首岬から有間川にかけて発達する海成段丘は、高浜(1980)の段丘 と段丘 に対比され、鈴木(1980)のGt. 面, Gt. -1 面に対比される。能生地すべり団体研究グループ(1971)の中段段丘は、この地域の高位の段丘に相当する。

9 河成段丘堆積物

桑取川・名立川・能生川・早川沿いには、小規模な河成段丘が発達する。これらは、いずれも砂礫や砂・シルトから構成されている。これらの段丘は、河床からの比高によって大きく比高20 m以上のもの、10-20 mのもの、10 m以下のものの三つの段丘に区分される。

河成段丘堆積物 (比高20 m以上の段丘堆積物)

このような比高をもつ段丘堆積物は、多く見つかっていない。能生川の左岸に当たる槇の西部には、標高200 mから260 mの平坦な地形が発達する。これは、層厚4-5m以上の砂礫やシルトからなる段丘堆積物からできている(第59図)。礫は鉾ヶ岳の貫入岩体のものと同じものからなり、大きいものは30-40 cmの垂角礫である。上位にはローム層が載る。これと似たような礫層が、溝尾の南、棚口の西などにも見られる。また、高倉にも古い段丘堆積物が分布する。これらの段丘面を、能生地すべり団体研究グループ(1971)は、大平面・溝尾面と呼び中段段丘に対比した。また、この面は鈴木(1980)のGt. 面に対比される。

河成段丘堆積物 (比高10-20 mの段丘堆積物)

桑取川の中・下流域に模式的に分布し、本図幅地域の名立川や能生川には発達しない。薄い砂礫やシルトからなる。この段丘は、能生地すべり団体研究グループ(1971)の低位段丘に当たり、鈴木(1980)のGt. 面に対比される。

沖積段丘堆積物(比高10 m以下の段丘堆積物)

各河川に最も良く発達する低位の段丘堆積物である。能生川の中・下流域では、最も広く発達し層厚



0 1 m

第 59 図 能生谷嶺西部の段丘を構成する礫層

も厚い。名立川や桑取川流域のものは、層厚数m以下で分布域も狭い。構成物は、いずれも礫・砂・シルトからなり、上流域のものほど粗粒な堆積物からなる。この段丘堆積物は、鈴木(1980)のGt. VI面に対比され、完新世のものである。

IV. 10 妙高火山泥流堆積物 II (My)

命名 妙高団体研究グループ(1969)。

模式地 妙高山図幅地域の矢代川上流に位置する日曹第三発電所より下流の矢代川の右岸。

分布 矢代川の両岸域に広く分布する。矢代川の左岸側では、矢代川と万内川に挟まれた地域、万内川の左岸、北部は東長森から佐川にかけて分布する。右岸側では、志第六・東志・三本木新田付近に分布し、扇状地堆積物に覆われる。本層の主分布域は、妙高山図幅の渋江川上流域や矢代川中流域である。

層序 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。

層厚 数m-10 m。北部ほど薄くなる。

岩相 全体に黄褐色を示し、輝石安山岩類の角礫-亜角礫を、泥・火山灰や泥質の砂が埋めている。

対比 早津(1972)の八代川泥流堆積物、早津(1985)の矢代川岩屑流堆積物、津田ほか(1980)の矢代川泥流堆積物は、本層に相当する。

妙高団体研究グループ(1969)は、飯山図幅地域の新井市街地南部の姫川原小学校前における本層中の木片から、 $17,900 \pm 450$ y. B. P. (Gak-457)、姫川原小学校前における本層直下の泥炭層中の木片から $20,200 \pm 800$ y. B. P. (Gak-456)の¹⁴C年代値を得た。これらの値は、本層の堆積がおおよそ2万年

前に行われたことを示している。

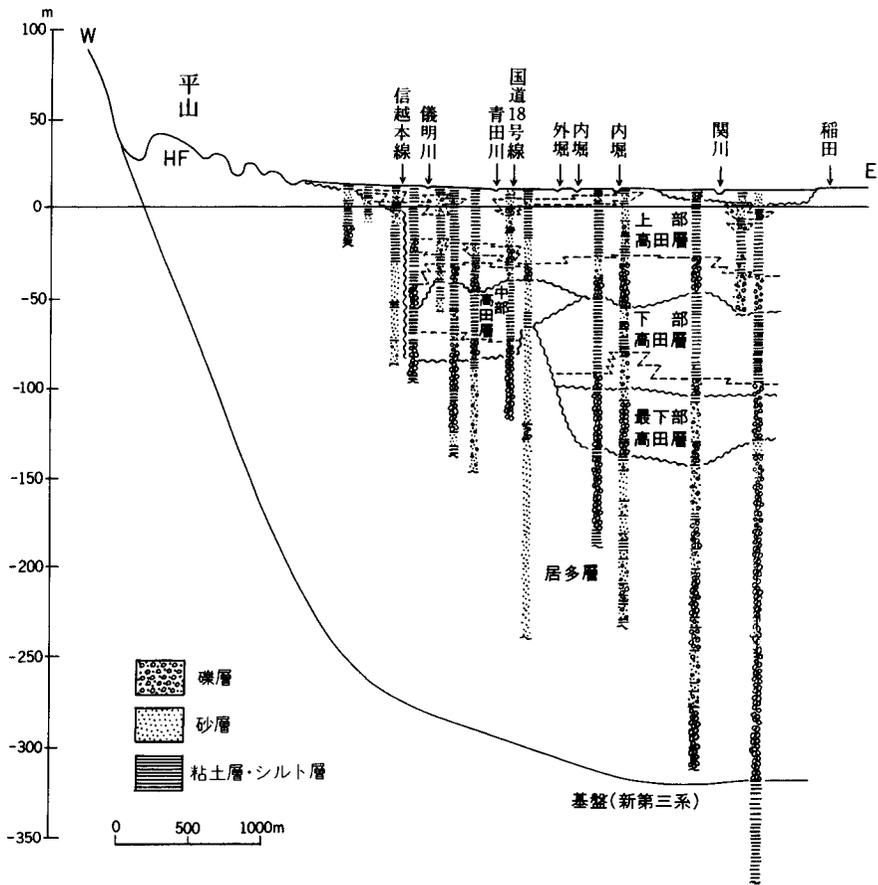
IV. 11 高 田 層

命名 高田平野団体研究グループ(1981)。

模式地・分布 高田平野沖積面の大部分を構成する高田面をなす地層で、堆積物は、沖積面下に分布するため、河川に面した低崖でごく表層部が観察されるにすぎないのであえて模式地は設けない。

層序 高田平野団体研究グループ(1981)は、ボーリング試料に基づいて層相から暫定的に最下部高田層、下部高田層、中部高田層及び上部高田層に区分した。

層相・層厚 地表ではほとんど観察されないので、高田平野団体研究グループ(1981)によるボーリング資料の検討結果を以下に要約する(平山付近を通る東西断面を第60図に引用する)。



第60図 高田平野西縁部高田地域の地下地質断面図(高田平野団体研究グループ, 1981)

最下部高田層は、関川河口では海水面下 150 m、高田で海水面下 145 m の深さに等しい面をもつ礫層と、その上に載る粘土層からなる。この礫層は、ウルム氷期最盛期の海水面低下期に形成された埋没扇状地の性格をもつと推定されている。

下部高田層は、直江津で海水面下 115 m、高田で海水面下 105 m に基底面をもつ礫層とシルト層及び粘土層からなる。

中部高田層は、直江津で海水面下 100 m、高田で海水面下 85 m に基底面をもつ礫層とシルト層及び粘土層からなる。下部及び中部高田層基底の礫層は、最古期及び古期ドリラス期の海水面低下期に対応して堆積したと推定されている。

上部高田層は、直江津で海水面下 65 m、高田で海水面下 70 m に基底面をもつ礫層と砂・シルト・粘土などの互層からなる。基底礫層は最大層厚 20 m に達し、新ドリラス期の海水面低下期に対応した堆積物で、互層部は、縄文海進期の堆積物と推定されている。更にその上位の礫及び砂層は、妙高火山中央火口丘新时期火砕流の流下の際、約 5,000y. B. P. 頃の海面低下期に堆積したと思われる。高田層表層部の腐植層は、¹⁴C 年代から弥生時代の海退期に形成されたと推定されている(高田平野団体研究グループ, 1981)。

化石 花粉化石及び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)。

対比・年代 高田平野地盤沈下団体研究会(1973)は、 $2,200 \pm 150$ y. B. P.、 $2,840 \pm 150$ y. B. P. 及び $49,500 \pm 150$ y. B. P. の¹⁴C 年代値を報告している。

高田平野団体研究グループ(1981)は約 1,580 年 \pm 100y. B. P. から 32,000y. B. P. に至る¹⁴C 年代値を報告している。

IV. 12 関川層

本図幅域では、関川層は地表に露出しないが関川沿いの地下に狭い分布を示す。1 m 以上の比高をもって高田面の下位に位置し、1-2 m の比高をもって関川の氾濫原の上位に位置する関川面を構成する(高田平野団体研究グループ, 1981)。関川面は本図幅地域では、直江津市南方から薄袋付近までの関川西岸に沿って狭く発達するのみである。露頭が欠如しているため本地域では詳細は不明である。

IV. 13 前川土石流堆積物 (Ma)

命名 早津(1983)。

模式地 糸魚川市土倉から岩倉へ通じる道路と前川の交差する地点の前川左岸。

分布 主に中川原台地の早川火砕流堆積物の下位に分布し、台地の東西の崖に連続的に露出する。

層序 能生谷層を不整合に覆い、上位には早川火砕流堆積物が不整合に重なる。

層厚 10 m 以上

岩相 何層もの土石流堆積物や砂礫層からなり、一部には火砕流堆積物を挟む。この堆積物の大部分を占める土石流堆積物は、30 cm 以下の安山岩の亜角礫を多く含み、基質が泥・火山灰・砂などから

なる。砂礫層は層厚数mで、本層の最上部に位置し、安山岩の亜円礫-円礫を多く含む。早津(1983)によれば、本層の最下部には、未炭化のブナの大木が立木として含まれ、これまでに11本確認されている。これらの直径は、30-140 cmに及ぶという。

年代 未炭化の立木の¹⁴C年代値は、3,150 ± 90y. B. P., 3,060 ± 85y. B. P.を示す(新潟大学研究グループ, 1976)。

IV. 14 早川火砕流堆積物 (Ha)

命名 早津(1972)。

模式地 糸魚川市中川原新田東部の前川左岸。

分布 妙高山図幅地域の笹倉温泉付近から糸魚川図幅地域の音坂にかけて分布するが、本図幅地域では中川原新田付近の台地に分布する。

層序 下位の前川土石流堆積物を不整合に覆う。

層厚 およそ10数m以下。中川原台地北部ほど薄い。

岩相 火砕流堆積物に含まれる岩片は、灰白色で亜角礫の角閃石輝石安山岩である。この礫は、灰白色と暗灰色の部分が縞状に配列した岩石である。基質は同質の火山灰からなり、たくさんの炭化した木片を含んでいる。早津(1983)は、この火砕流堆積物が3-4枚のフローユニットからなることを指摘している。

年代 炭化した木片の¹⁴C年代値は、950 ± 80y. B. P. (Gak-3700) (早津, 1972), 1,100 ± 70y. B. P. (TK-144) (荒牧, 1975)を示す。

対比 本層は完新世における焼山火山の噴出物である。小川ほか(1968)の第二火砕流にほぼ相当する。

IV. 15 新期崩積堆積物

完新世における大規模な崩積堆積物を新期崩積堆積物とし、これらを地すべり堆積物・土石流堆積物・崖錐堆積物に区分した。これらの堆積物は、更新世から引き続き堆積しているものも多く、更新世の堆積物が再び完新世に移動していることもよく知られている。したがって、更新世のものか、完新世のものか厳密に区分することは困難である。また、同時期のものでも地層名がついている前川土石流堆積物は、別の項で記載した。

IV. 15. 1 崖錐堆積物 (C₃)

規模の大きい崖錐堆積物を、崖錐堆積物として扱った。これには、鉾ヶ岳の貫入岩体周辺地域に分布し、貫入岩体の崖下に溜った礫からなるものと、江星山火山岩層の縁辺の崖下に分布する火山岩類の礫からなるものがある。

． 15 . 2 土石流堆積物 (C₂)

完新世における大規模な土石流堆積物を、新期の土石流堆積物として扱った。これらは、新井市の万内川上流の中野谷・流浜谷・石高谷、島道川上流などに分布し、いずれも新第三系の砂岩や泥岩の中・大礫と、それを取り巻く泥・砂・小礫などからなる厚い土石流堆積物が谷を埋積している。

． 15 . 3 地すべり堆積物 (C₁)

完新世の地すべり堆積物は、極めて多く、とても本地質図幅に記入することができないので、有史以来記録に残された大規模な地すべりや地形的に新しいと判断される地すべりなどの堆積物を、新期の地すべり堆積物として扱った。なお、地すべりについては、 章で詳しく述べる、

． 16 沖積段丘堆積物

高田平野及び有間川・名立川・能生川などの主要河川沿いや日本海沿岸部に数mの比高をもって分布する完新世の段丘の構成物で、礫・砂及びシルトからなる。

なお、高田平野では、下位の関川面と上位の高田面の二段の沖積段丘面が区別され、特に高田面が良く発達する。ボーリング資料の検討により(高田平野団体研究グループ, 1981)、ここの段丘堆積物は、地下で高田層(更新・完新世)と関川層(完新世)に区別されている。

． 17 扇状地堆積物 (fa)

扇状地堆積物は、新井市の矢代川流域、高田西部の青田川・儀明川の下流域、御館川下流域、能生川左岸の支流に分布する。

矢代川の扇状地は、最も規模の大きいものである。この扇状地は、矢代川本流沿いのものと、万内川下流域のものに分けられる。矢代川本流沿いの堆積物は、主として妙高火山の噴出物を起源とするもので、下位の渋江川火砕流堆積物や妙高火山泥流堆積物を不整合に覆っている。万内川上流部の石高谷・流浜谷及び中野谷合流点付近に発達する扇状地は、西野谷・西野谷新田の集落を載せるもので、矢代川本流の扇状地に比べて、扇状地面の傾斜が急であり、堆積物が極めて粗粒である。堆積物は、西側山地の難波山層の砂岩礫を主とする淘汰の悪い礫と泥・砂を基質とする、土石流状の堆積物である。これは、西側山地斜面に崩積堆積物や崩壊地形が多いことと関連している。

青田川の扇状地は、きれいな扇状の地形をなしているが、東南部を内川に削り取られている。この扇状地の北部は、儀明川下流の扇状地に連続する。これらの堆積物は、西側山地からの砂礫やシルトからなり、堆積面は高田面と5m前後の比高をもち、段丘化している。御館川下流の扇状地は、高田面と10m以下の比高をもち、小複合扇状地である。

能生川の支流では、島道川沿い、小見川の下流、溝尾に分布する。島道川の上流では、鉾ヶ岳から供給される貫入岩類の砂礫の量が多く、谷の上流部を厚く埋積している。

. 18 新期砂丘砂層 (d)

命名 高田平原団体研究グループ(1965) .

模式地 上越市直江津海岸直江津高校裏の崖 .

分布 直江津付近から東に海岸沿いに潟町砂丘の表層を覆って幅 500 m 程度にわたって分布する .

層序 潟町砂層と高田層を不整合に覆う(高田平原団体研究グループ, 1965) .

高田平野団体研究グループ(1981)は, 高田平野東部における本層との比較から本層中に挟まれる黒色腐植質砂層より下位を新砂丘砂層 , 上位を新砂丘砂層 と区分した .

層厚 30 - 40 m .

層相 全般には固結度の低いさらさらした砂層で粘土分は少ない . 灰色の細 - 中粒砂で粒形分析結果からは, 潟町砂層や現在の海岸砂と有意な差はない . 直江津西方の海岸付近で見られる細粒の固結した黒 - 褐色砂層は新期砂丘砂層の古い部分と考えられている(高田平原団体研究グループ, 1965) .

新砂丘砂層 は多少粘土分を含みやや締まった葉理の発達しない黄褐色中粒砂からなり, 新砂丘砂層は, 葉理の発達した細礫を含むルースな中 - 粗粒砂からなる(高田平野団体研究グループ, 1981) .

対比・年代 新砂丘砂層 は, 縄文時代後期以前, 新砂丘砂層 は鎌倉時代以降に堆積したと推定されている(高田平野団体研究グループ, 1981) .

. 19 湿地堆積物 (m)

湿地堆積物は, 高田平野の西縁部の台地を切って流れる小河川沿いに分布する谷底平野を作る堆積物である . 細粒な砂やシルトからなり, 谷を埋積している .

. 20 氾濫原堆積物 (f)

氾濫原堆積物は, 矢代川の左岸や関川の左岸に分布する . いずれも細粒な砂やシルトからなる .

. 21 海岸砂

日本海沿岸に沿って現世の海岸砂が帯状に分布する . 本図幅域では, 居多ヶ浜や谷浜付近に見られる . 円磨された灰色細 - 粗粒砂からなる .

. 22 河川水路・蛇行三角州堆積物

本図幅地域を流れる主要な河川には, 桑取川・名立川・能生川・矢代川などがあり, 関川や早川は, 本図幅地域の一部分を流れる . 主要な河川の上流域は, いずれも急峻な山地で, 走向に直交する河川が

激しく浸食している。桑取川や名立川は、中・下流で蛇行して流れるが、河床に基盤の新第三系がところどころ露出し、河床への厚い堆積物は見られない。能生川は、下流域で河原が広く、直線的に流れる。矢代川は急流で、粗粒の堆積物を運んでいる。

V. 地 質 構 造

V. 1 概 説

北部フォッサマグナ地域に分布する新第三系の地質構造は、褶曲と断層によって特徴づけられる。長野県松本付近へ収斂するような褶曲軸や断層線は、北部へ行くにつれてN-S方向からNE-SW方向をとるようになり、新潟油田地帯へ延びている。一方、新潟油田地帯における主要な構造要素は、新潟方向と呼ばれるNNE-SSW方向をとっている。本図幅地域は、ちょうどこの両地域の境界に位置し、N-S~NE-SWの方向性をもつ構造要素が卓越している(第61図)。また、北部フォッサ・マグナ地域は、幾つかの構造区に分けられ、本図幅地域は西頸城構造区に属している(第62図)。

高田西部山地の新第三系の主要な地質構造としては、第63図に示すような難波山背斜・名立向斜・藤崎背斜・紫雲谷断層・神葉沢断層などがある。特に、複雑な地質構造を示す地域は、難波山背斜の西翼部の逆転帯(第63図参照)と名立川上流域(名立川擾乱帯)とである。西翼部の逆転帯は、上綱子付近から東飛山にかけての地域で1.5-3 kmの幅をもち、更に、紫雲谷断層と神葉沢断層とに挟まれた地域へと続き、大きな逆転構造を示している。

第四系の地質構造で顕著なものは、高田平野と山地とが接する高田の西部から直江津にかけての地域に発達する断層や褶曲である。

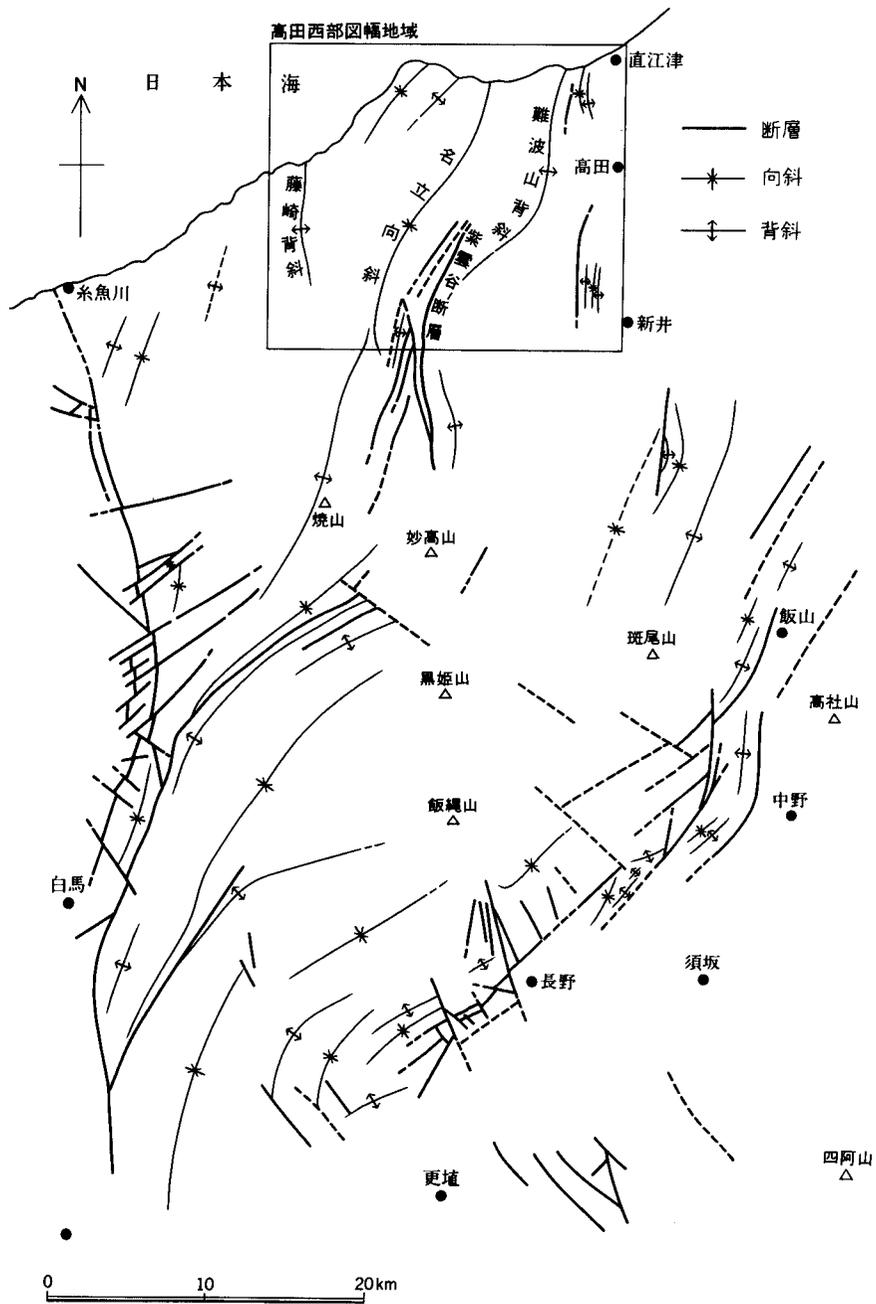
V. 2 新第三系の地質構造

本図幅地域に分布する新第三系の褶曲は、第10表に示すように波長の幅及び褶曲軸の長さによって規模の大きいものから第一次オーダーのものから第五次オーダーのものまでに区分される(赤羽, 1975)。

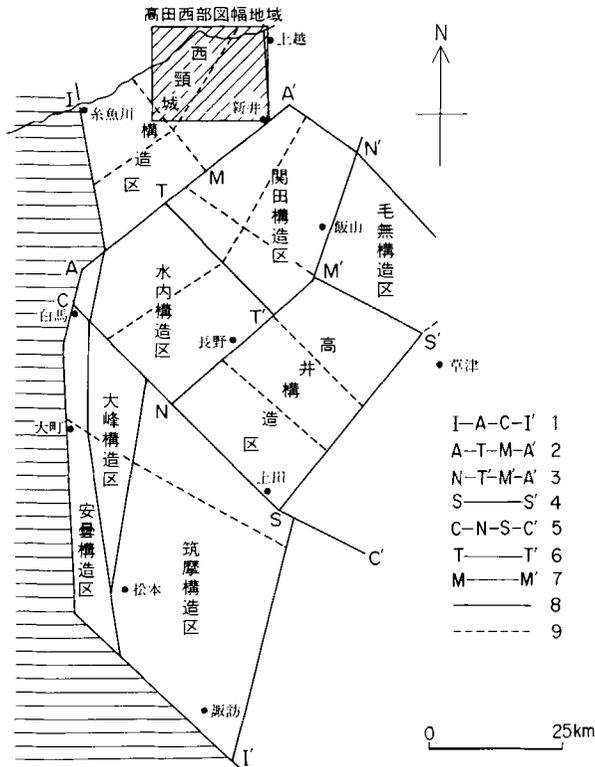
第一次オーダーの褶曲は、地形的高まりとともに、周りに比べてより古い地層や半深成岩類から構成されていることなどから、基盤の隆起運動や西頸城半深成岩類の貫入によって形成されたものと考えられる。第二次オーダーの難波山背斜をはじめとする褶曲は、褶曲軸の並行性・規模・横断面をはじめとする形態的類似性などからみて、同一の応力条件下で形成されたものである。第三次・四次・五次の各オーダーの褶曲もまた、褶曲が形成された構造的な位置や褶曲軸の性格などからみて、第二次オーダーの褶曲形成と同一の応力場で形成されたものである。

断層も断層線の長さや変位量の大小などにより、規模の大きいものから小さいものへ順に、第一次オーダーから第四次オーダーのものに区分される(赤羽, 1975)。

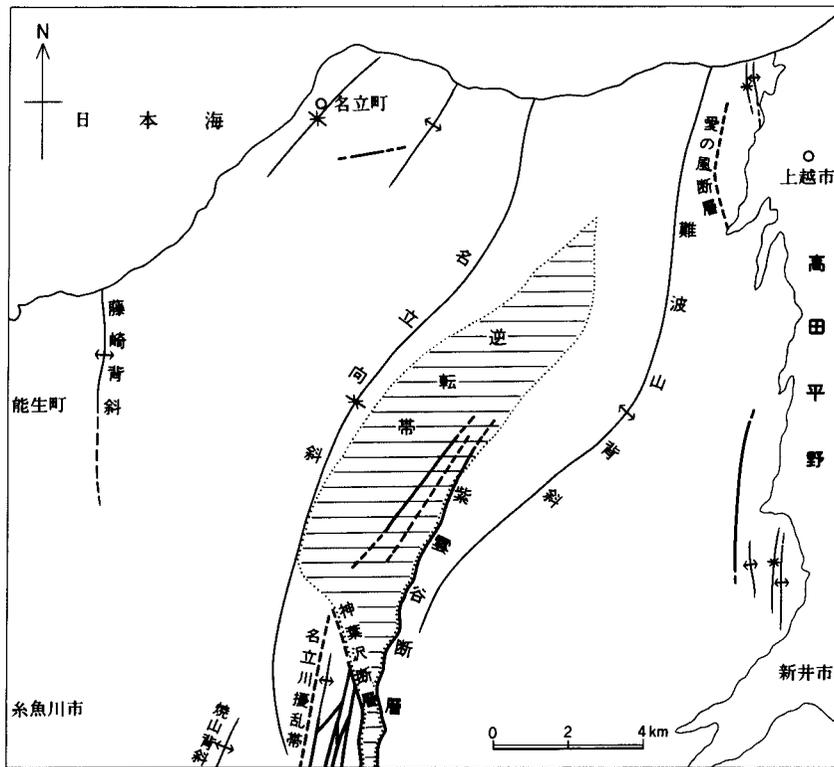
この地域の断層運動を考察する上で重要なものは、紫雲谷断層・神葉沢断層の逆断層と名立川擾乱帯中に発達する逆断層群である。この紫雲谷断層をはじめとする名立川流域に発達する逆断層は、難波山



第 61 図 北部フォッサ・マグナ地域の地質構造図 (赤羽, 1981 を修正)



第 62 図 北部フォッサ・マグナ地域の構造線
 (赤羽, 1981 に加筆)
 1. 糸魚川-静岡構造線, 2. 新井-小谷構造線, 3. 長野盆地西縁構造線, 4. 白根-上田構造線, 5. 千曲川構造線, 6. 笹ヶ峰構造線, 7. 妙高-中野構造線, 8. 第 1 級構造線, 9. 第 2 級構造線



第 63 図 高田西部地域の地質構造図

第10表 西頸城地域に発達する褶曲の幾何学的特徴 (赤羽, 1975)

褶山のオーダー		第 1 次	第 2 次	第 3 次	第 4 次	第 5 次
褶曲の波長		40~50km	5~10km	500~2000m	数100m	数10m以下
褶曲軸の長さ		50km以上	15~20km	数km	1000m前後	100m以下
名称および分布地域		西頸城隆起帯	難波山背斜・大毛無山背斜 名立向斜・焼山背斜	名立川擾乱帯 有間川-烏ヶ首岬間	桑取川本流 大淵の西	名立川擾乱帯
褶曲軸の特徴	褶曲軸の方向	NE-SW 方向	全体としては NNE-SSW 方向。難波山背斜・名立向斜は逆 S 字状におん曲。大毛無山背斜は N-S 方向。	名立川擾乱帯では NNE-SSW 方向。海岸沿いでは NE-SW 方向。共に軸は直線的。	両地域とも NE-SW 方向。軸は直線的。	N-S~NE-SW 方向のものが多く、軸は直線的。
	褶曲軸の plunge	焼山・火打山付近を頂部として NE, SW の方向へ plunge。ドーム状構造をなす。	大毛無山背斜のみ S へ 20° 前後 plunge。他は NE~NNE へ 0°~30° 階段状に plunge。	NE~NNE の方向へ 0°~20° plunge。	桑取川のもは NE 方向へ 10°~20° plunge。大淵のものは plunge なし。	NNE 方向へ 10°~30° plunge するものが多く、S 方向へ plunge するものもある。
褶曲軸に垂直な断面の特徴	褶曲軸面	不明	難波山背斜・名立向斜は北部で 90°、南部で 60°~80° E へ傾斜。	E へ急傾斜するものが多い。	すべて急傾斜。	E や W へ傾斜し、低角のものから高角のものまでさまざま。軸面は波曲状に変形。
	頂部	複背斜をなし、ゆるやかなわん曲。第四紀火山存在。半深成岩類の貫入・進入岩体が多い。	難波山背斜・名立向斜は平行褶曲(背斜部では地下深所ほどすどく屈曲、向斜では反対)。他の背斜もゆるやかなわん曲。	名立川ではすどく屈曲した背斜・ゆるやかなわん曲を示す向斜が多い。海岸沿いのもは背斜向斜ともにゆるやかなわん曲。	ゆるやかな平行褶曲をなす。砂層に割れ目が多い。	kink fold, chevron fold が多く、軸部が破砕され、断層がよく発達する。
	翼部	両翼では、層厚・岩相ともに異なる。	難波山背斜の西翼は大きく逆転、東翼は地形の傾きと一致する。能生谷累層より古い地層は両翼で層厚・岩相に変化はないが、新しい地層にはある。	両翼での層厚・岩相変化はない。bedding slip あり。	両翼ともゆるやかな対称褶曲で、層厚変化なし。bedding slip あり。	両翼の層厚変化が顕著なものが多い。両翼が平面的。bedding slip あり。

背斜の逆転西翼に位置し、規模の大小にかかわらず類似の性格をもっており、同一の応力条件下で形成されたものである。また、紫雲谷断層をはじめ、第二次・三次・四次オーダーの逆断層面の走向は、N-S~NE-SW 方向を示し、同じ地域に発達する第三次オーダーより小規模な褶曲の軸方向とほぼ一致する。小褶曲軸に沿って逆断層が発達するものも多い。これらのことから、紫雲谷断層をはじめとする逆断層群は、第三次オーダーより小規模な名立川流域の褶曲と、同一の応力条件下で形成されたものである。

V. 2. 1 褶曲

V. 2. 1. 1 第一次オーダーの褶曲

ここでいう第一次オーダーの褶曲とは、長野県小谷地域と上越市を結ぶ NE-SW 方向に延びた、地形的に高まった地域をいう。この地形的高まりは、一種の複背斜であり、西頸城半深成岩類の分布によ

って特徴づけられる。全体としてドーム状構造をなし、焼山や火打山付近を頂部として、北東・南西へそれぞれ沈み込んでいく。この隆起帯を赤羽(1975)は、西頸城隆起帯と呼んだ。本図幅地域は、この隆起帯の最北部に当たっている。

V. 2. 1. 2 第二次オーダーの褶曲

第二次オーダーの褶曲は、この地域の地質構造を規制している主要な褶曲で、難波山背斜・名立向斜・藤崎背斜・焼山背斜がある。

難波山背斜

高橋(1953)は、難波山北部をNE-SW方向に走る軸をもつ背斜を、難波山背斜と呼んだ。西田ほか(1966a)は、兼子(1944)が郷津油田で名付けた郷津背斜の名称を用いた。この背斜軸は、本図幅地域の東部に位置し、名立川上流の紫雲谷中流から宇津尾・郷津を通り日本海底へ延びている。形態的には西翼の傾斜が急で東翼の傾斜が緩い、非対称褶曲である。特に、西翼の傾斜が急な地域には、広域にわたる逆転帯を形成している。また、本背斜西翼には紫雲谷断層があり、紫雲谷付近でこの背斜軸を切っている。背斜の横断面は、平行褶曲の形態を示し、北へ10-30° プランジするので、南部ほど褶曲の深部の構造形態を示している。また、桑取川上流における軸部付近には、第四次オーダーの褶曲が発達している。この難波山背斜に参加している地層は、難波山層から谷浜層までである。

名立向斜

難波山背斜と対をなす向斜で、西田ほか(1966a)によって命名されたものである。向斜軸は本図幅地域の中央部を、能生川上流から有間川まで、ほぼ難波山背斜と並行して走る。北は更に日本海底に向かって延びている。形態的には西翼の傾斜が緩く東翼の傾斜が急な非対称の平行褶曲である。向斜軸はどこでも、北東へ0-30°のプランジを示す。向斜の横断面における地層の傾きは、川詰層と名立層との間で大きく異なる。川詰川上流における川詰層は、大規模な chevron 褶曲の向斜部を作っている。更に南部に行くにつれ、川詰層より下位の地層の向斜部は、しだいに緩やかな波形となり、能生川上流で向斜構造が消失してしまう。一方、川詰以北の名立・谷浜両層中における向斜構造も、北東側へ行くにつれて、緩やかな波形となる。この褶曲には、難波山層から谷浜層までの地層が参加している。

焼山背斜

焼山背斜という名称は、西田ほか(1966a)により与えられたものである。ここでは赤羽(1975)が再定義して用いた焼山背斜の北端部が能生川の上流域に分布する。焼山背斜は焼山をドーム構造の頂部として、北東方向へ10-30°のプランジを示す対称褶曲である。この背斜は、難波山層と西頸城半深成岩類とからなり、頸城山地の最も高い地域を形成している。

藤崎背斜

本図幅の西端の能生町藤崎から島道にかけて、ほぼ南北に延びる背斜である。島道以南への延長は、鉾ヶ岳の貫入岩体に乱されはつきりしなくなる。横断面は、傾斜の緩い対称褶曲を示す。この褶曲には、能生谷層と川詰層が参加している。

2.1.3 第三次オーダーの褶曲

第三次オーダーの褶曲は、名立川擾乱帯、鳥ヶ首岬から有間川にかけての地域、南葉山山地の東山麓に発達する。

名立川擾乱帯は、難波山背斜と名立向斜とが最も接近した所であり、構造的に極めて複雑な場所である。この背斜は、周りを断層で切られたブロックの中に発達する。褶曲軸は第二次オーダーの断層と並行している。褶曲しているのは、難波山層のH砂岩泥岩互層とI砂岩泥岩互層である。

鳥ヶ首岬から有間川にかけて発達する褶曲は、非常に緩い波形を示す。褶曲構造は国道沿いで確認できるが、南部の山地では確認できない。この褶曲軸はほぼ名立向斜軸と一致し、褶曲に参加しているのは谷浜層と鳥ヶ首層である。

南葉山山地の東山麓に発達する褶曲は、ほぼ南北に走る軸をもっている。南北方向への連続は、露頭条件が悪くはっきりしない。しかし、この付近の地層は、かなり乱れている。



0 10m

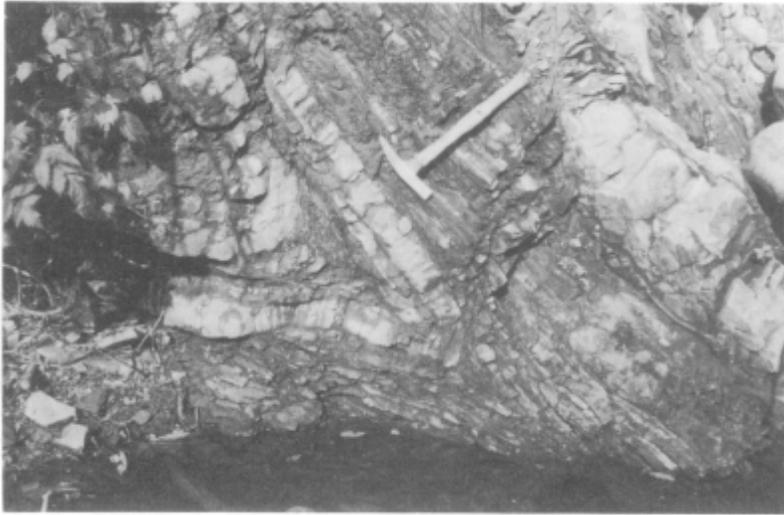
第64図 難波山背斜軸部における第四次オーダーの褶曲（桑取川源流の難波山層C砂岩泥岩互層）

2.1.4 第四次オーダーの褶曲

このオーダーの褶曲は、桑取川本流の難波山背斜軸部と名立向斜軸部に当たる桑取谷大淵の2カ所に発達する。両地域とも数個の背斜・向斜が並行し、褶曲軸の方向やプランジなどの形態は、第二次オーダーの向斜・背斜のものと同じである。難波山背斜軸部のものは、桑取川本流に沿う谷筋のみで確認される（第64図）。褶曲している地層は、難波山背斜軸部のものは難波山層のC砂岩泥岩互層、大淵のものは名立層である。

2.1.5 第五次オーダーの褶曲

第五次オーダーの褶曲には、構造運動によって形成されたものと、堆積作用の過程で形成されたものがある。前者は、名立川擾乱帯にのみ発達し、激しい変形を受けて褶曲軸や褶曲面が乱れ、軸面に沿って逆断層が発達するものも多い（第65図）。後者は各層準に発達するスランブ褶曲である。これが特に発達する層準は、難波山層のA砂岩泥岩互層・B泥岩部層・C砂岩泥岩互層・H砂岩泥岩互層・I砂岩泥岩互層・J砂岩泥岩互層、能生谷層、川詰層の筒石砂岩泥岩互層、名立層



第 65 図 名立川擾乱帯における第五次オーダーの褶曲 (名立川上流, 難波山層 I 砂岩泥岩互層)

などである。

V. 2. 2 断層

V. 2. 2. 1 第一次オーダーの断層

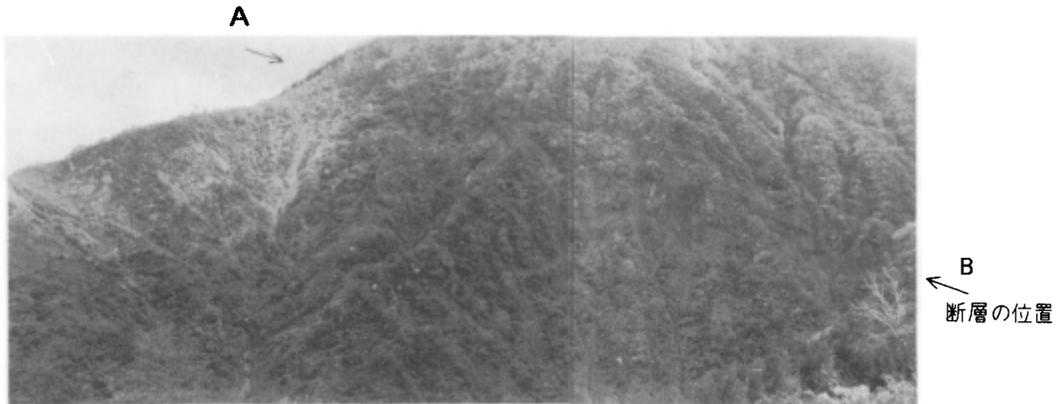
この地域の新第三系中に発達する断層の中で最も規模の大きいもので、紫雲谷断層と神葉沢断層がこれに属する。

紫雲谷断層 (第 66 図)

高橋(1953)の L 断層に当たるもので、構造的にも地史的にも重要な意義をもつ衝上断層である。断層線の長さは 13 km に及び、更に南へ延びている。断層は難波山背斜の西翼に位置し、断層線は西へ凸部を向けるように湾曲している。断層面は常に東へ傾斜し、紫雲谷・神葉沢付近で $45-60^\circ$ と最も低角度となり、それより北方ではしだいに 90° に近くなる。一方、南方では $60-80^\circ$ となる。断層は幅数 10-50 m の破碎帯をもつ。破碎帯の東側の地層は乱されていないのに対して、西側の地層は逆転し著しく乱されている。垂直落差は紫雲谷・神葉沢付近で 1,000 m 前後と最大値を示し、北方へ行くにつれて小さくなる。どこでもこの断層を境にして東側と西側では、大きな構造的な差異が認められる。つまり、紫雲谷以南においては、断層の東側の地層が正常な状態で東へ傾く単斜構造をとるのに対して、西側の地層は必ず逆転して東へ傾いている。この逆転帯は、非常に広域にわたって発達しており、この地層は激しく乱されている。第二次オーダーより小規模な断層や第三次オーダーより小規模な褶曲は、この逆転帯に発達している。本断層は、桑取川・紫雲谷・神葉沢などで確認される。

神葉沢断層

紫雲谷断層の西側に位置し、断層線の長さは 8 km に及び更に南へ延びている。この断層面は、東へ $70-90^\circ$ 傾斜し幅数 10 m の破碎帯を伴っている。落差は少なくとも数 100 m と推定される。この断



第 66 図 神葉沢の三峰山西麓を走る紫雲谷断層 (A-B を結ぶ位置を断層が通過する)

層の東側のすべての地層は逆転するが、西側の地層は逆転していない。断層は、神葉沢と板屋沢で確認される。

V. 2. 2. 2 第二次オーダーの断層

このオーダーに属する断層は、名立川擾乱帯と紫雲谷断層の北西側及び南葉山山地の東山麓に発達している。特に、名立川上流域に多い。これらは、断層線の長さが数 km の逆断層であり、断層面の傾斜は $60-90^\circ$ で東へ傾くものが多い。断層面の走向は、N-S 方向ないしは NNE-S SW 方向で、紫雲谷断層とほぼ平行に近い。また、断層面は平面的で、幅数 m 以下の破碎帯を伴う露頭が多数見られる。それぞれの断層の落差は異なるが、数 10- 数 100 m の規模である。名立川擾乱帯は、この規模の断層によって、N-S 方向に切られたブロックが折り重なって構成されている。南葉山山地の東山麓に N-S 方向に発達する断層は、高角度の逆断層であるが、露頭の条件が悪く詳細は不明である。しかし、この断層を境にして東西の地層の傾斜に大きな差異が認められる。

V. 2. 2. 3 第三次オーダーの断層

第三次オーダーの断層には、名立川擾乱帯に発達する逆断層性のものと、名立・谷浜層分布域に発達する正断層性のものがある。名立川擾乱帯に発達する断層は、逆断層が主で断層線の長さは数 100 m 程度のものである。断層面の走向は、第二次オーダーのものと同様であるが、断層面の傾斜は $20-70^\circ$ と緩やかなものから急なものまで見られ、東や西へ傾いている。断層面は平面的で鏡肌が見られたり、幅数 10 cm の破碎帯を伴っている。落差は数- 数 10 m 程度である。断層の近くには、第四次オーダーの断層や引きずりが見られる。

名立・谷浜層に見られる正断層性の断層は、断層線の長さ数 100 m、落差数- 数 10 m の規模のものである。断層面の走向は一定せず、いろいろな方向のものがある。断層面の傾斜は $70-90^\circ$ と急傾斜である。これらの正断層の近くには、階段状の更に小さい正断層が発達している。

V. 2. 2. 4 第四次オーダーの断層

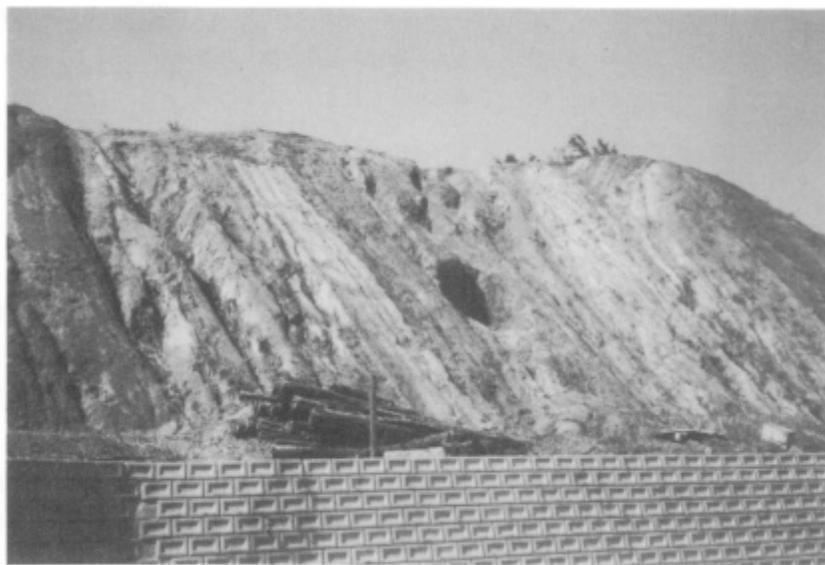
最も小さな断層で、一般に小断層と呼ばれているものである。これらにも逆断層性のものと正断層性のものがある。逆断層性のものは名立川擾乱帯に発達し、断層線の長さが数10-数100 mで、落差数m以下の規模のものである。断層面の走向はN-S~NE-SW方向のものが多く、傾斜は10-70°で東や西へ傾いている。断層が小褶曲の軸面に生じているものも多い。この断層には引きずりや破碎帯が伴う。

正断層性の小断層は名立・谷浜層中に発達し、断層線の長さ数10 m、落差数m以下である。断層面は平面的で明瞭である。断層面の走向はさまざまな方向を示し、傾斜は急傾斜である。

V. 3 第四系の地質構造

兼子(1944)は、居多層と下位の新第三系との境界を断層と考え愛の風断層と命名し、また五十嵐(1967)も断層面を確認できないものの走向傾斜の乱れ、岩質の乱れから断層を推定しているが、少なくともその北部の居多層下部と接する部分は、傾斜不整合であることが露頭で確認された。不整合面付近で上下の地層とも小断層の発達が著しい。それより南方の居多層上部との境界は直接観察されず一部不整合の可能性があるが全体としては断層関係にある。推定断層面は南北性の走向をもちほぼ垂直で、相対的に東落ちである。

この400-500 m東方をほぼ平行に春日山団地西方を国道8号沿いの露頭から南に林泉寺北東方までやや東よりになるがほぼ南北に居多層が急傾斜を示すゾーンがある。長さ約1 km、幅150 m以下で、南北への延長は不明瞭である。居多層は、60-70°以上でしばしば逆転する(第67図)。おそらく地下



第67図 愛の風断層周辺における居多層上部層中の急傾斜帯(上越市春日山団地西方)

では断層をなすと思われるので、地質図には推定断層として示してある。愛の風断層の分岐断層であるか否かは確証がない。

これらの断層の東ないし北東側の五智公園付近をやや西よりであるがほぼ南北に一波長程度の小褶曲が発達する。軸間距離は、約 150 m で軸長は 15 km ぐらいである。翼部の傾斜は 10-15° と極めて緩く、開いた形態を示す。

VI. 応用地質

VI. 1 石油及び天然ガス

本図幅地域の東方には頸城油・ガス田など優良な油田・ガス田があるが、本地域には現在採油している油田・ガス田はない。しかし、油徴やガス徴は古くから各地に認められ、明治初期には、新潟や秋田の油田に先駆けて採油が行われた地域である。ここの油田は、いずれも規模が小さかったため長くは続かなかった。しかし、最近の探鉱で地下深部のグリーンタフ層が注目されるにつれ、本地域にも探鉱の目が向けられている。かつて採油した油田には、郷津油田と名立油田がある。

郷津油田 明治 10 年頃、郷津の海岸で手堀によって始められたがすぐ廃坑。その後も明治 27 年、34 年に機械堀を試みたが失敗。明治 38 年には郷津第一号井が深度 439 m において油層に当たり、明治 41 年までに 9 坑掘られた。大正元年には掘削深度 1,000 m に達した(兼子, 1944)。その後は、難波山背斜の軸部に当たる郷津川河口付近の小範囲で、戦後まで採油が行われた。採油の層準は、春日山層(能生谷層)である。産出井数は 27、累計生産量は油 10,000kl、ガス 21,000,000 m³ である(新潟県, 1977)。

名立油田 明治 13 年頃、名立川上流の東飛山ひがしひやまに名立谷石油会社ができ採油した。油井は大正 10 年頃までに合計 120 本掘られ、最も深いものは 230 m ほどであった。明治 34 年頃が最盛期で、1 年に 36,227 人の人夫を使ったという。採油は昭和 22 年頃終わった。採油の層準は、能生谷層の横畑砂岩泥岩互層で、逆転した難波山背斜の西翼に当たる。累計生産量は、油 11,000kl である(新潟県, 1977)。難波山背斜地域の儀明・上湯谷・上綱子・中ノ俣などでも、油徴やガス徴が認められている。儀明では、明治 15 年・18 年・36 年に試掘が行われたが、成功しなかった(兼子, 1944)。

能生川流域では、大沢・島道・銅沢に油徴とガス徴があり、下倉・棚口・西飛山にはガス徴が認められる。大沢・島道・銅沢は、藤崎背斜の軸部に当たる。新潟県(1964)によると、大沢付近では、電気化学工業株式会社青海工場によって深度 1,462 m の探鉱が行われたことがある。この結果、深度 740.20-745.00 m の間に能生谷層上部の青灰色細粒砂岩が挟まり、この砂岩から顕著なガスを確認している。更に、深度 1,034.30-1,037.20 m の灰色砂岩にも相当量のガス徴が認められている。島道においても電気化学工業株式会社青海工場によって深度 600 m までの試掘が行われ、深度 500-600 m で顕著な油徴・ガス徴を確認している。銅沢は古くから油徴やガス徴が認められている。ここは銚ヶ岳の貫入岩体と能生谷層との接触部に当たり、砂岩泥岩互層の砂岩や破碎帯から湧出し、過去に坑道掘によって採油されたことがある。(金原・石和田, 1950)。棚口ではガスを採取し、民家が燃料として利用す

る歴史が古くから続いている。

VI. 2 温泉・鉱泉

優良な温泉・鉱泉はないが、小規模なものとして柵口温泉・島道鉱泉・向橋鉱泉がある。

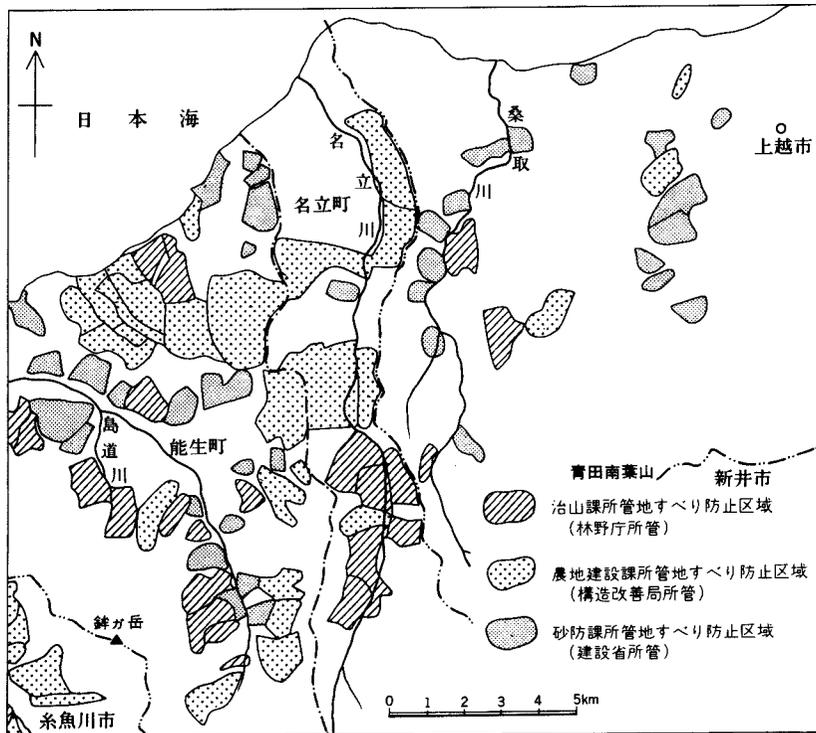
柵口温泉 能生川左岸の柵口西部の沢の上流にある白滝近くから湧出する。鉢ヶ岳の貫入岩体と能生谷層の泥岩とが接触する部分から自噴する。泉温は25℃、湧出量655l/min、泉質は弱食塩泉である(新潟県, 1977)。

島道鉱泉 能生川の支流島道川上流にある。鉢ヶ岳の貫入岩体と能生谷層との接触部の泥岩から自然湧出している。これを旅館の位置まで引いてきて天然ガスを利用した加熱によって利用している。泉温は17℃、湧出量10.8l/min、泉質は硫黄泉である(新潟県, 1977)。

向橋鉱泉 上越市儀明川沿い向橋にあり、能生谷層から自然湧出する。泉温は14.6℃、湧出量23.4l/min、泉質は単純硫黄泉である(新潟県, 1977)。

VI. 3 地すべり

本図幅地域は、新潟県下でも代表的な第三紀地すべりの多発地帯である。第68図は、本図幅地域周



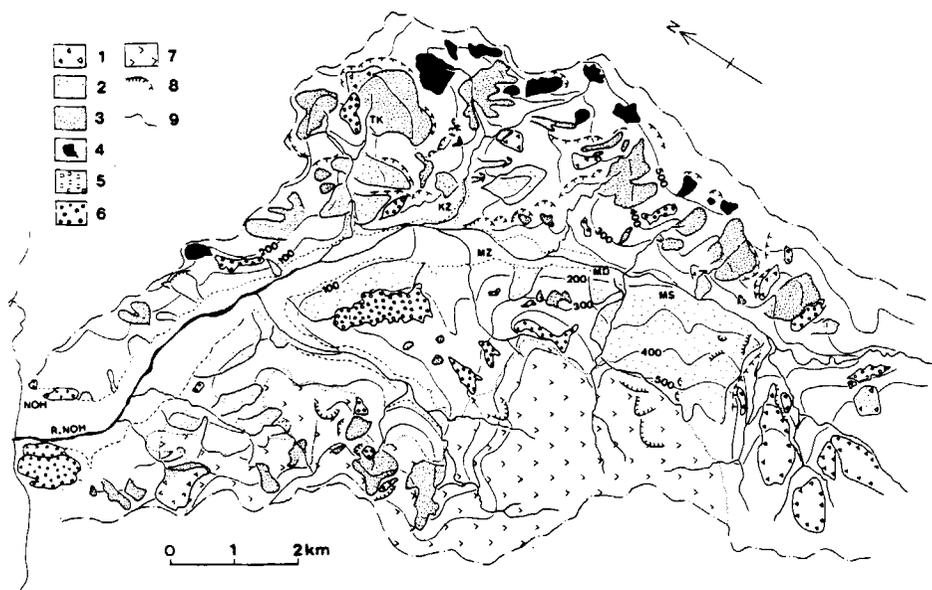
第68図 地すべり防止区域図(新潟県農林水産部治山課, 1979)

辺の地すべり防止区域を示したものである。これによれば、本図幅地域の西部のほとんどが地すべり地である。したがって、本地域は古くから地すべり災害の激甚地域で、古くは宝暦元年(1751年)の名立崩れ、1947年には戦後最初の大規模地すべりの柵口地すべり、1963年には走行中の列車を転覆させ、23名の死傷者を出した小泊地すべりなど歴史的にも大きな惨事をもたらしている。有史以前の大規模な崩壊も各所に見られる。また、柵口地すべりは、多くの創造的技術が駆使され、日本の地すべり調査の出発点となった記念すべき地すべりであり、これ以後地すべり調査技術が飛躍的に発展してきた。このような経緯から西頸城地域は日本の地すべり調査技術の発祥地とも呼ばれている。

能生川・名立川流域の地すべりについては、新潟県農林水産部治山課(1977)が詳細な報告書を公表している。以下では、この報告書を参考にしてこの地域の地すべりについて概説する。

3.1 能生川流域の地すべり

西頸城の中でも有数の地すべり多発地帯である。ここでの地すべりは、急激な崩壊型地すべりが特徴である。これは、地すべりの攪乱度が著しく、民家や田畑に対する被害が大きい。地すべりの発生時期は、融雪期や夏の集中豪雨期に多い。地すべり分布を見ると、能生谷層の分布域に集中している。西田・岩松(1975)は、能生谷層上部にモンモリロナイトが最も多く、地層中のモンモリロナイトの量比と地すべりの消長とは、ほぼ相関していることを指摘した。この地域に急激な崩壊型の多いのは、泥岩中に砂岩が頻りに挟まれていることが関係しているようである。地質構造との関係では、藤崎背斜に沿う地域に地すべりが多く発生している。また、鉾ヶ岳の貫入岩体や江星山火山岩層などの周辺での地すべりが多い。



第69図 能生谷地すべり区分図(高浜, 1980)

1: 崖堆積物, 2: 崩積土III群, 3: 崩積土II群, 4: 崩積土I群, 5: "段丘状" 平坦面, 6: 段丘, 7: 火成岩体, 8: 滑落崖, 9: 切谷面等高線, NOH: 能生, R. NOH: 能生川, TK: 高倉, KZ: 川詰, MZ: 溝尾, MD: 物出, MS: 柵口

これは、これらの岩石が、地すべり地に地下水を供給するキャブロックとなっているためである。

以下に主な地すべりについて記す。

大王地すべり 大正3年・昭和11年すべる。

鷲尾地すべり 昭和4年・昭和33年・昭和44年すべる。

中野口地すべり 昭和32年すべる。

下倉地すべり 明治30年・昭和28年すべる。

高倉地すべり 宝暦元年・明治20年・大正2年・昭和32年すべる。

川詰地すべり 昭和4年・昭和35年・昭和40年すべる。

池の平地すべり 数百年前にすべる。

中出地すべり 昭和49年すべる。

東谷内地すべり 明治2年頃・昭和28年すべる。

須川地すべり 昭和4年・昭和38年すべる。

ピア首地すべり 明治年間・昭和42年すべる。

下小見地すべり 昭和32年すべる。

小見地すべり 明治40年すべる。

吉尾地すべり 昭和6年・昭和33年すべる。

島道地すべり 昭和46年すべる。

溝尾地すべり 昭和5年・昭和9年・昭和28年・昭和31年・昭和32年すべる。

物出地すべり 昭和31年・昭和32年すべる。

棚口地すべり 延徳6年・文久2年・昭和2年・昭和6年・昭和22年・昭和48年すべる。

VI. 3. 2 名立川流域の地すべり

この流域にも多数の地すべりが発生している。名立川上流の難波山層からなる右岸を除き、全域に地すべりが見られる。この地すべりは、能生川流域のものと同じく急激な崩壊型のもので、民家や林地に大きな被害を与えている。発生時期は、融雪期や集中豪雨の時に集中している。地すべりの分布は、能

茶屋ヶ原泥岩部層

鳥ヶ首礫岩部層

有間川泥岩部層



↑
滑落したブロック

第70図 名立崩れの跡(左後方の崖が滑落崖、中央部は滑落したブロック、右手側に日本海、名立大町)

生谷層と名立層に集中している。名立川左岸には、新旧の大規模な地すべりが多く分布している。これは、ここの名立層が、名立向斜の構造に影響され、流れ盤構造をなしているためである。

名立崩れ 宝暦元年(1751年4月26日)名立大町に発生。一夜にして集落全戸を海中に没し、死者428名を出した。現在も第70図に見られるように、この時の滑落崖が残る。昭和17年にもすべる。

東蒲生田地すべり 明治14年・明治18年・明治30年・昭和26年・昭和33年すべる。

小田島地すべり 天和年間すべる。

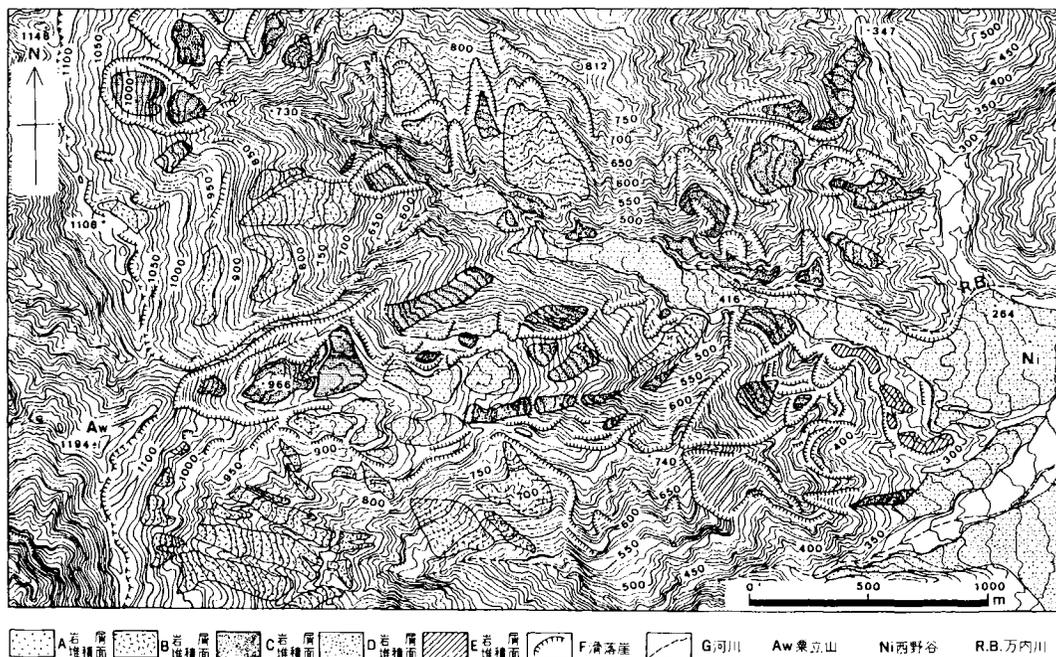
西蒲生田加勢谷地すべり 明治25年すべる。

能生丸川地すべり 昭和21年すべる。

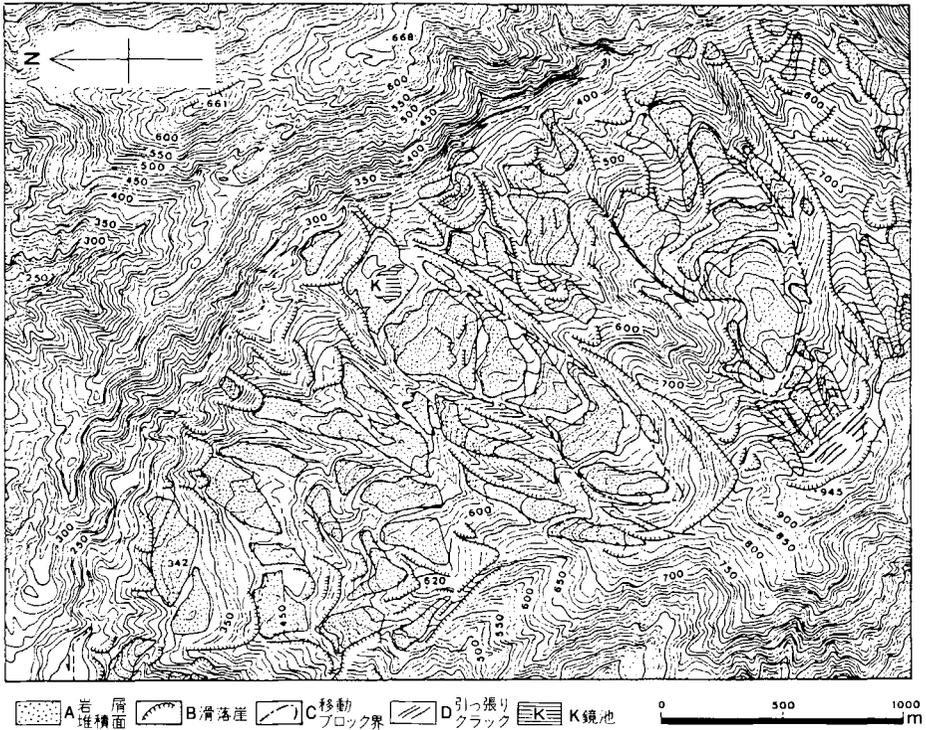
VI. 3. 3 桑取川流域及び高田西部・新井西部の地すべり

桑取川流域では、名立層と能生谷層の分布域に地すべりが発生している。名立向斜の軸部に当たる大淵から西横山にかけては、桑取川の下刻に伴い大規模な地すべりが発生している。中ノ俣の周辺にも地すべりが分布するが、これは能生谷層中の地すべりである。高田西部の山地にも、たくさんの地すべりが分布する。この地域は、能生谷層の分布域であり、難波山背斜の軸部に当たっている。

新井西部の山地の重倉山北斜面や南斜面、粟立山の東斜面には、大規模な地すべりや崩壊が多い。これらについては、古期崩積堆積物の項で述べたが、いずれの地域も流れ盤構造をしており、これが大きな影響を与えている。



第71図 粟立山東斜面の地すべり地形(鈴木, 1980)



第72図 重倉山北方の地すべり地形(鈴木, 1980)

文 献

- 赤羽貞幸(1975) 新潟県上越市西部山地における新第三系の層序と地質構造. 地質雑, vol. 81, p. 737-754.
- (1981) 北部フォッサ・マグナ地域における後期新生代の地質構造発達史(Ⅲ). 信州大学教育学部紀要, 第45号, p. 273-282.
- AMANO, K., KANNO, S. and MIZUNO, T. (1985) Studies on the molluscan fossils from western part of Joetsu district, Niigata Prefecture (Part 1) —Molluscan fossils from the Nodani Formation along the Iwato River—. Bull. Joetsu Univ. Education, no. 4, p. 198-214.
- 天野和孝・菅野三郎・市川敦子・柳沢幸夫(1987) 上越市西部の谷浜層産軟体動物群—新潟県上越地域西部の軟体動物化石の研究(その2)—. 上越教育大研究紀要, vol. 6, 第3分冊, p. 157-170.
- ・市川敦子・小金沢五月(1988) 西頸城郡名立町大菅橋周辺の名立層産軟体動物群—新潟県上越地域西部の軟体動物化石の研究(その3)—. 上越教育大研究紀要, vol. 7, 第3分冊,

P.63-71 .

荒牧重雄(1975) 茅原(1975)に引用されている¹⁴C年代

BLOW, W.H. (1969) Late middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. 1st. *Intern. Conf. planktonic Microfossils*, Geneva, 1967, proc., vol.1, p. 199-422.

茅原一也(1974) 新潟地区の火山層序について. 地調報告, 第250-1号, p. 183-234 .

遠藤正孝・立石雅昭(1985) 西頸城北東部の新第三系上部層 特に綱子礫岩の堆積環境について . 新潟大学理学部地質鉱物学教室研究報告, no.5, p.33-48 .

藤本信治・藤田和夫・駒谷郁夫・森下 晶・隅田 実(1951) 新潟県西頸城郡下の新生代層について . 地学, no.3, p.23-30 .

郷原保真(1970) 第四紀. 市川浩一郎・藤田至則・島津光夫編「日本列島地質構造発達史」, 築地書館, P.158-183 .

長谷川 正・小林忠夫(1969) 新潟県下の砂丘と平野の形成について. 海岸平野, p.223-228 .

HATAI, K. and NODA, H.(1972) A problematica from the Mizuho-to of Niigata Prefecture. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N.S., no.86, p.319-324 .

林 等(1976) 新潟県の赤色土の生成時期と風化生成鉱物について. 新潟大学理学部地質鉱物学教室研究報告, 第4号(西田彰一教授退官記念論文集), p.25-33 .

早津賢二(1972) 妙高火山群 黒姫・妙高火山の形成史を中心として (). 地球科学, no.26, p. 91-103 .

HAYATSU, K.(1976) Geologic study on the Myoko volcanoes Central Japan - Part I. Stratigraphy. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ.*, Ser. Geol. Mineral., no.42, p.130-170.

早津賢二(1983) 新潟焼山火山の地質と活動史. 妙高高原町教育委員会. 55p1

(1985) 妙高火山群 その地質と活動史 . 第一法規出版株式会社. 344p .

・新井房夫(1980) 妙高火山群テフラ地域の第四紀テフラ層 示標テフラ層の記載および火山との関係. 地質雑, vol.86, p.243-263 .

・ (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.87, p. 791-805 .

・白井 享(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. 地学雑誌, vol.91, p.1-16 .

五十嵐 誠(1967) 新潟県直江津市西部の地質学的古生物学的研究(予報). 新潟県地学教育研究会誌, 第4号, p.37-44 .

池辺 穰(1953) 最近の探鉱成果. 石油技術協会誌, vol.18, P.25-36 .

今井 了(1985) 上越市びょうぶ谷付近に分布する鮮新 更新統の検討. 新潟県立教育センター研究報告, no.79, p.41-52 .

石島 渉・松尾秀邦(1974) 西頸城植物群(中新世)中よりホンダワラ科海藻化石の発見. 地質雑, vol.80, P.91-92 .

- ISHIJIMA, W.(1977) On Some Fossil Algae from the Miocene Nishikubiki Flora, Niigata Prefecture, Japan. *Bull. Natn. Sci. Mus.*, C (Geol.), vol.3, no.4, p.195-202.
- 金原均二・石和田靖章(1950) 新潟県西頸城郡能生谷村石油徴候地. 石油技誌, vol.15, p.83-86.
- 兼子 勝(1944) 新潟県郷津油田(大日本帝国油田第四十八区)地形及び地質図説明書. 26p.
- 菊地かおる・黒川勝己・丸山直子・新潟火山灰グループ(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.
- 紀州四万十団体研究グループ(1969) 紀伊半島南部海岸地域の層序と構造 紀伊半島四万十累帯の研究(その3). 和歌山大学教育学部紀要, 自然科学, no.19, P.19-29.
- 小林巖雄(1983) 新潟積成盆地における鮮新 更新世前期の軟体動物化石(概報). 小高民夫・小笠原憲四郎編, 「日本産新生代貝類の起源と移動」, p.81-87.
- ・八幡とも子・杉本静子・伊豫田成子(1986) 新潟県西山油帯における灰爪累層の軟体動物化石群. 瑞浪市化石博物館専報, no.6, p.105-118.
- 小高民夫・小笠原憲四郎(1977) 日本海沿岸の *Turritella* Zone. 藤岡一男教授退官記念論文集, p.345-351.
- 黒田一武・長谷川 正・堀川幸夫・小林巖雄(1981) 上越市びょうぶ谷の軟体動物化石. 新潟県地学教育研究会誌, 第15号, p.65-68.
- 正谷 清・市村隆三(1970) フォッサマグナ地域北部の石油地質. 石油技術協会誌, vol. 35, p.1-12.
- 横山次郎(1950) 日本地方地質誌. 中部地方. 朝倉書店, 234p.
- 松尾秀邦(1975) 本邦の新植代に見られる二・三の事項について. 金沢大学教養部紀要, vol.12, p.73-90.
- 水野敏明・天野和孝(1988) 上越市の居多層産軟体動物群 新潟県上越地域西部の軟体動物化石の研究(その4). 瑞浪市化石博物館研究報告, 第14号, p.73-88.
- 妙高団体研究グループ(1969) 妙高火山の形成史と山麓の水理地質 新潟県の第四系・その . 新潟大学教育学部高田分校研究紀要, no.14, p.241-273.
- 新潟大学研究グループ(1976) 地のおいたち. 糸魚川市史1, 糸魚川市役所, p.1-50.
- 新潟第四紀団体研究グループ(1969) 新潟県の第四系. 地団研専報15「日本の第四系」, p.127-160.
- 新潟重鉱物研究グループ(1976) 新潟県上越(頸城)地方のローム層. 新潟大学理学部地質鉱物学教室研究報告(西田彰一教授退官記念論文集), 第4号, p.17-23.
- 新潟花粉研究グループ(1972) 新潟県の花化石. 新潟の自然, 第2集, 新潟の自然刊行委員会, p.280-293.
- 新潟県(1964) 新潟県上越地方総合地質調査報告書(其の一). P.1-30.
- (1977) 新潟県地質図説明書. 493p.
- 新潟県農林水産部治山課(1979) 地すべり調査総括書 西頸城地域編. 新潟県. P.1-260.
- 西田彰一・岩松 暉(1975) 地すべり現象と岩質・構造との関係 信越地方を中心にして. 自然災害特別研究成果, no.A-50-6, p.12-28.
- ・津田禾粒・市村隆三(1966a) フォッサマグナ最北部の新第三系 いわゆる難波山層に関

- する研究(その1)一. 新潟大学理学部地質鉱物学教室研究報告, no. 1, p. 1-14.
- 西田彰一・津田禾粒・長谷川美行・永田 聡・篠原興弥(1966b) いわゆる難波山層の堆積構造. 新潟大学理学部地質鉱物学教室研究報告, no. 1, p. 15-20.
- 能生地すべり団体研究グループ(1971) 新潟県西頸城郡能生町藤崎地域における地すべりについて—新潟県の第四系・そのXV—. 新潟大学教育学部高田分校研究紀要, 第16号, p. 223-253.
- OGASAWARA, K. (1981) Paleogeographic significance of the Omma-Manganzian fauna of the Japan Sea Borderland. Saito Ho-on Kai Mus., Res. Bull., no. 49, p. 1-17.
- 小川義厚・山崎正男・中西信弘(1968) 新潟焼山火山について. 火山, 2集, no. 13, p. 45-46.
- 大村一蔵(1930) 越後油田の地質及鉱床. 地質雑, vol. 37, p. 775-792.
- 大山 桂・石山尚珍(1974) 古生物学の立場からみた新潟油田の大型化石の概要. 地調報告, no. 250, P. 279-283.
- 鈴木郁夫(1980) 高田西部地形分類図. 新潟県上越地域土地分類基本調査高田西部, 新潟県. P. 9-28.
- 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II). 新潟大学教育学部高田分校研究紀要, 第6号, p. 145-157.
- (1965) 高田平原北部の第四系—高田平原の団体研究・そのV. 新潟大学教育学部高田分校研究紀要, No. 9, p. 143-173.
- ・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・高田平野のおいたち. 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XXIV. 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 XVII—. 新潟大学教育学部高田分校研究紀要, no. 18, p. 209-243.
- 高田平野研究グループ(1977) (中郷の)地形・地質. 中郷の自然刊行委員会編「中郷の自然」, 中郷村教育委員会, p. 5-47.
- 高浜信行(1979) 第四紀の山地地形発達とマスマーブメント発達史—能生谷における一例—. 昭和53年文部省自然災害特別研究「フォッサ・マグナ北部地域における崩災の発生機構と予測に関する研究」報告書, p. 15-22.
- (1980) 北部フォッサマグナ能生海岸の段丘形成史と鬼舞地すべりの発達史. 新潟大災害研年報, 第2号, p. 51-61.
- 高橋正五(1953) 高田平原西方山地の地質構造. 横浜国立大学理科報告, no. 2, p. 15-30.
- 高野武男(1965) 新潟県高田市西部平山層の花粉分析について. 新潟県立新井高校研究集録, no. 6, p. 92-95.
- 谷口 廣(1980) 桑取川及び中ノ俣川流域に分布する新第三紀層—有孔虫化石群集について. 新潟県教育センター研究報告, no. 35, p. 95:102.
- 立石雅昭(1987) 砂岩貯留岩の堆積相について—新潟油田第三系タービダイト貯留岩の例—. 石油技誌, vol. 52, p. 38-47.

- 津田禾粒(1978) タービダイトからみた新潟積成盆地の発達史. 石油技誌, vol. 43, p. 269-276.
- ・永田 聡(1969) 新潟県下の新生界中に発達するフリッシュ型互層に関する諸問題—いわゆる難波山層に関する研究(その4)—. 日本地質学会第76年学術大会総合討論会「グリーンタフに関する諸問題」討論資料, p. 275-282.
- ・———・中山輝也・西田彰一・牧羽 勲・竹内増躬・本間賢治(1969) 西頸城地方の新第三系—とくに“難波山層”と川詰層について—. 日本地質学会第76年学術大会準備委員会, 地質見学案内書. P. 1-16.
- ・白井健裕・長谷川美行・新川 公(1980) 高田西部表層地質図. 新潟県上越地域土地分類基本調査, 新潟県. P. 29-41.
- 内尾高保(1976) 新潟県西頸城郡能生川流域のいわゆる難波山層の有孔虫化石層序(予報). 新潟大学埋学部地質鉱物学教室研究報告, 第4号, p. 191-195.
- 歌代 勤(1958) *Palliolum peckhami* の変異について—日本産 *P. peckhami* の研究そのII—. 藤本治義教授還暦記念論文集, p. 320-330.
- ・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. 新潟大学高田分校研究紀要, no. 5, p. 111-126.
- ・小林忠夫(1962) 新潟県高田市西部平山層の植物化石について—高田平原の団体研究・そのIII. 新潟大学高田分校研究紀要, no. 7, p. 98-103.
- 渡辺其久男(1976) 新潟県頸城地域の含油新第三系の有孔虫化石層序. 新潟大学地質鉱物学教室研究報告, no. 4, p. 33-48.
- 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), 地質調査所, 104p.
- 安野敏勝(1988) 新潟県上越市西部の鮮新統産セイウチ科の距骨化石, 瑞浪市化石博物館研究報告, 第14号, p. 133-137.
- 米谷盛寿郎・一ノ瀬鉄郎・栗田裕司・加藤邦弘・武富 浩・木幡信弘(1986) 北部フォッサマグナ西頸城—小谷・姫川地域に分布する新第三系の有孔虫化石層序と新潟標準層序との対比について. 石油技協総会個人講演要旨, 石油技誌, 51巻, p. 346.
- 米山正次・渡辺吉和・小林忠夫(1973) 新潟県高田平野周辺に分布するローム層について. 日本地質学会第80年学術大会講演要旨, p. 11.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Niigata (7) No.60



GEOLOGY

OF THE

TAKADA-SEIBU DISTRICT

By

Sadayuki AKAHANE and Hirokazu KATO

(Written in 1988)

(ABSTRACT)

GEOLOGY

The Takada-Seibu District occupies the northeastern part of the Kubiki Mountains and is situated in the southwestern Niigata Prefecture.

This district is geologically the northernmost part of Fossa Magna region, and thick Neogene flysh type sedimentary formations are distributed. To the south of this mapped district, Quaternary pyroclastics originated from Mt. Myōkō and Mt. Yake are widely distributed. To the west the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line which is one of the major tectonic lines in Japan, crosses from north to south along Hime Kawa (River). To the east Quaternary formations are widely distributed in the Takada Plain.

Cenozoic rocks in this district are composed of the Nishi-kubiki and Jōetsu Groups of Neogene age, intrusive rocks and Quaternary sediments. Neogene sedimentary rocks of marine origin become younger toward the north, that is the coast of Japan Sea, and the lowest formation is distributed in the upper part of

Table 1 Stratigraphic succession and igneous activities in the Takada-Seibu district

Geologic Age		Stratigraphy			Igneous activity and fossils	
CENOZOIC	QUATERNARY	HOLOCENE	river-channel and pointbar delta deposits, beach sand, flood plain deposits, marsh deposits		Hayakawa Pyroclastic Flow Deposits Maekawa Mudflow Deposits	Mvökö volcanic activity Yakeyama volcanic activity
			Younger dune sand bed			
			Sekigawa Formation			
			Takada Formation			
			Myökö Volcanic Mudflow Deposits II			
	PLEISTOCENE	Katamachi Sand bed		Hirayama Loam		
		Hirayama Formation		fan deposits, terrace deposits, Colluvial deposits		
		Shibugawa Pumiceflow Deposits				
		Ainokaze Formation				
		Kota Formation				
NEOGENE	PLIOCENE	Joetsu Group	Torigakubi Formation	Eboshiyama Volcanic Rocks	Chayahara Mudstone Member Torigakubi Conglomerate Member	Intermediate-basic volcanic activity
			Tanihama Formation	Arimagawa Mudstone Member Osuga Tuff Member		Acidic volcanic activity
			Nadachi Formation			
	MIOCENE	Nishikubiki Group	Kawazume Formation	Tsutsuishi Alternation Sandstone and Mudstone Member Iwaobashi Sandstone M. Seto Tuff Member	Nagahama Mudstone Member Tsunako Conglomerate Member Doguchi Alternation of Sandstone and Mudstone Member	Intermediate volcanic activity Acidic volcanic activity
			Noudani Formation	Nakanomata Mudstone Member Kanaya Tuff Member Minakuchi Alternation of Sandstone and Mudstone Member Yokobatake Alternation of Sandstone and Mudstone Member		Nishikubiki plutonic activity Acidic volcanic activity
			Nambayama Formation	A-J Members		Nishikubiki Flora

Nadachi Gawa (River). The total thickness exceeds 5,000 meters. The pyroclastic rocks are rare and the total thickness is less than 50 meters.

The Nishikubiki Group is divided into three formations, that is the Nambayama Formation, the Noudani Formation and the Kawazume Formation in ascending order.

Main lithofacies of these formations is the flysch type alternating beds of sandstone and mudstone. The alternating beds are of turbidite origin and very hard.

The Joetsu Group unconformably overlying the Nishikubiki Group is divided into three formations, that is the Nadachi Formation, the Tanihama Formation and the Torigakubi Formation in ascending order. They mostly consist of fine-grained massive tuffaceous mudstone. Some volcanic rocks are distributed along the west bank of Nou River.

Hypabyssal rocks only intruding the Nishikubiki Group are called the Nishikubiki Hypabyssal Rocks. The lithofacies of those rocks as dikes and sheets are quartz dioritic porphyrite and diorite porphyrite.

Quaternary sediments are distributed along the western margin of the Takada Plain, rivers running through Kubiki Mountains and the coast of Japan Sea. Around the boundary between the Takada Plain and the western mountains, some platforms develop in its northern part. The Kota Formation of early Pleistocene age and the

Hirayama Formation of late Pleistocene age, which constitute these platforms and terraces, are composed of mud, sand and gravel covered with the Hirayama Loam Formation. Most of them are of terrestrial origin except the lower member of the Kota Formation, of marine origin. To the west of Arai City, fan deposits by the Yashiro River surround the platform composed of the Shibumigawa Pumice Flow Deposits and the Myōkō Volcanic Mudflow Deposits of late Pleistocene age.

The Takada Formation of Holocene age is widely distributed in the Takada Plain and constitutes the Holocene terrace. In Naoetsu near Japan Sea, the Katamachi Sand of late Pleistocene age and the younger dune sand of Holocene age are distributed. Along the Kuwatori, Nadachi, Nou and Hayakawa Rivers passing through the western mountains, lower terrace deposits of fluvial origin and fan deposits, of Holocene age. Especially along the Hayakawa River the Maekawa Mudflow Deposits and the Hayakawa Pyroclastics are distributed and constitute the terrace. Along the coast of Japan Sea between Cape Torigakubi and the mouth of the Arima River, marine terraces develop, but those sediments are very thin.

GEOLOGIC STRUCTURES

General strikes of fold axes and faults in this mapped district dominantly N-S and/or NE-SW. Main geologic structures developed in the western mountains are the Nambayama Anticline, the Nadachi Syncline, the Tōzaki Anticline, the Shiundani Fault and the Kambazawa Fault as shown in Figure 63.

The west limb of the Nambayama Anticline is overturned and shows one of the most complicated structures as that in the upper part of Nadachi River.

Around the boundary between the western mountains and the Takada Plain, from the west of Takada City to Naoetsu City, N-S trending faults and folds of Quaternary age develop.

Folds of Neogene strata are divided into five classes on the basis of their wavelengths as shown in Table 10 (in Japanese). The first order folds are formed in connection with the uplifting of basement rocks and the intrusion of the Nishikubiki Hypabyssal Rocks, on the contrary, the other folds are considered to be formed under the identical tectonic stress condition.

Faults cutting Neogene strata are also divided into four classes on the basis of their lengths and displacements. Especially reverse faults such as the Shiundani Fault and the Kambazawa Fault, and reverse faults developed in the Nadachi Disturbed Zone are important because they are situated in the overturned west limb of the Nambayama Anticline.

Though the lower member of the Kota Formation overlies the Neogene formations unconformably, the upper member is in fault contact with the Neogene formations, that is the Ainokaze Fault. In the Kota Formation the steeply dipped zone strikes about N-S. The length is about 1 kilometer and the width is less than 150 meters. This zone is superficial structure of a concealed fault under the ground. To the east of these faults, some trending N-S gentle folds of Quaternary age develop poorly in the Kota Formation and probably in the Ainokaze Formation.

文献引用例

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, 89 p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

AKAHANE, S. and KATO, H. (1989) *Geology of the Takada-Seibu district.*
With Geological Sheet Map at 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 89 p. (in
Japanese with English abstract 3 p.).

平成元年3月2日印刷

平成元年3月6日発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305 茨城県つくば市東1丁目1-3

印刷者 木村篤義

印刷所 創文印刷工業(株)

東京都荒川区西尾久 7-12-16

©1989 Geological Survey of Japan