

55(521.52)(084.32M50)(083)

地域地質研究報告

5万分の1図幅

東京(8)第1号

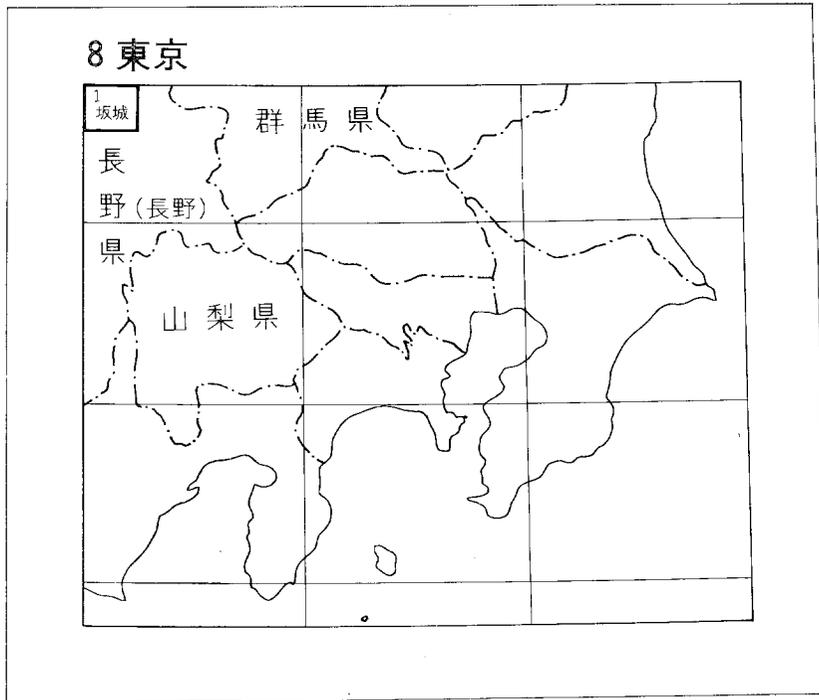
坂 城 地 域 の 地 質

加 藤 碩 一

昭 和 55 年

地 質 調 査 所

位置図



( ) は 1 : 200,000 図幅名

## 目 次

I. 地 形 .....	1
II. 地質概説 .....	5
III. 新第三系 .....	8
III. 1 内村層 .....	8
III. 1. 1 大峯山部層 .....	8
III. 1. 2 太郎山部層 .....	9
III. 1. 3 横尾部層 .....	9
III. 1. 4 森部層 .....	10
III. 2 別所層 .....	11
III. 3 ひん岩 .....	13
III. 4 青木層 .....	15
III. 4. 1 最下部層 .....	17
III. 4. 2 下部層 .....	18
III. 4. 3 中部層 .....	18
III. 4. 4 上部層 .....	19
III. 4. 5 最上部層 .....	19
III. 5 石英閃緑岩 .....	20
III. 6 石英斑岩 .....	20
III. 7 小川層 .....	21
III. 7. 1 差切部層 .....	22
III. 7. 2 重部層 .....	24
III. 8 北山デイスイト .....	25
III. 9 丸山安山岩 .....	26
III. 10 安山岩質玄武岩岩床 .....	26
III. 11 裾花層 .....	26
III. 11. 1 下部層 .....	27
III. 11. 2 上部層 .....	28
III. 12 安山岩岩脈 .....	28
III. 13 冠着層 .....	28
III. 14 冠着安山岩 .....	29
III. 15 込地層 .....	29
III. 16 聖山火山岩 .....	30
III. 16. 1 聖山安山岩 .....	30
III. 16. 2 横原山安山岩 .....	31
III. 16. 3 聖山玄武岩 .....	31
III. 17 三峯山火山岩 .....	31
III. 17. 1 下部層 .....	32
III. 17. 2 中部層 .....	32
III. 17. 3 上部層 .....	32
IV. 第四系 .....	33
IV. 1 上小湖成層 .....	33
IV. 1. 1 古期上小湖成層 .....	33

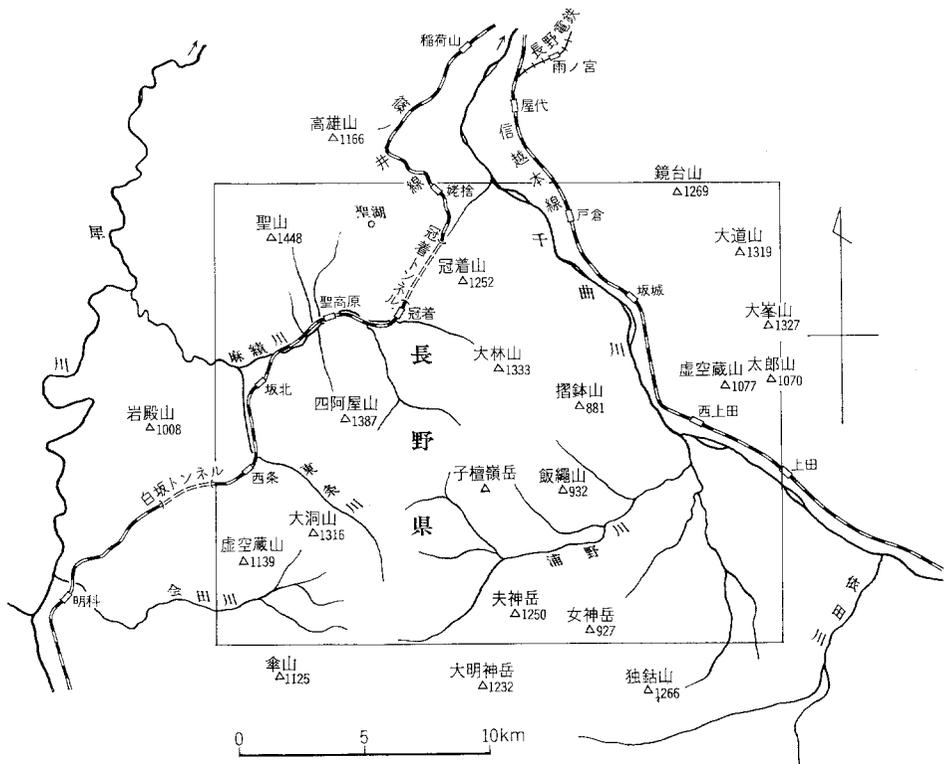
IV. 1. 2 新期上小湖成層	36
IV. 2 姨捨土石流堆積物	36
IV. 3 大町テフラ層	37
IV. 3. 1 下部テフラ層	38
IV. 3. 2 中部テフラ層	38
IV. 3. 3 上部テフラ層	39
IV. 4 段丘堆積物	40
IV. 5 崩積堆積物	40
IV. 6 扇状地堆積物	40
IV. 7 旧河床堆積物	40
IV. 8 沖積層	41
V. 地質構造	41
V. 1 概説	41
V. 2 褶曲	42
V. 2. 1 七ツ松向斜	42
V. 2. 2 会田向斜	43
V. 2. 3 錦部背斜	43
V. 2. 4 木の小屋谷向斜	43
V. 2. 5 夫神岳向斜	43
V. 2. 6 野倉背斜	44
V. 2. 7 小牧山向斜	44
V. 2. 8 大峯山背斜	44
V. 2. 9 その他の褶曲	45
V. 3 断層	45
V. 3. 1 七ツ松断層	45
V. 3. 2 会田断層	45
V. 3. 3 室賀断層	45
V. 3. 4 南日名断層	45
V. 4 小構造	46
V. 4. 1 堆積構造	46
V. 4. 2 砕屑岩脈	47
V. 4. 3 小断層	47
V. 4. 4 節理	48
VI. 応用地質	48
VI. 1 冠着ろう石鉱山	49
VI. 2 鉱泉・温泉	49
VI. 3 地すべり	50
文献	50
Abstract	53

# 坂城地域の地質

加藤 碩一\*

本地質図幅は、1969年から1974年にかけて筆者が東京教育大学において行った研究のまとめの一部に、1975年から1978年にわたって実施した野外調査の結果を加えてまとめられたものである。この調査研究を進めるにあたり御指導いただいた新潟大学藤田至則教授および未公表資料提供に加え貴重な助言をいただいた信州大学斎藤豊助教授と上田高校山岸猪久馬氏に深甚の謝意を表す。

## I. 地形



第1図 本「坂城」図幅地域の位置図

\*環境地質部



第2図 冠着山北麓より千曲川および河東山地を望む

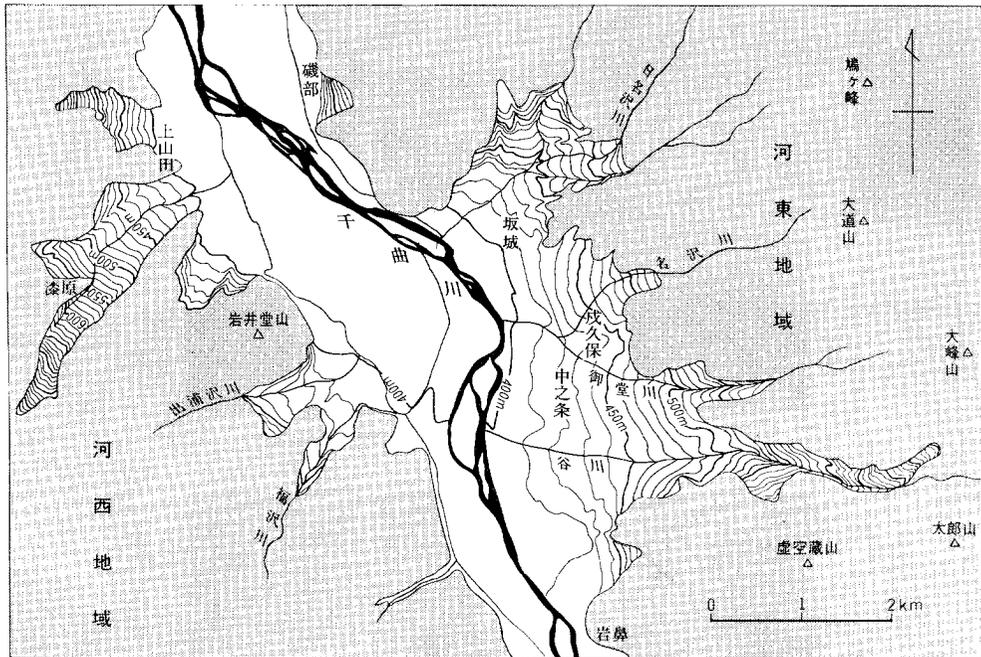


第3図 内村層の緑色凝灰岩からなる太郎山

本図幅地域は、長野県北部に位置し、いわゆる北部フォッサマグナの一面をなす（第1図）。本図幅地域の東寄りをはぼ北西—南東に貫流する千曲川によって東側の河東地域と西側の河西地域に大別される。

河東地域には中新世から洪積世にわたる堆積岩と火山岩類が分布するが、大部分は河西地域より古いグリーンタフが卓越し、ひん岩などの貫入岩類と共に風化侵蝕に抗し尾根の高所をなしている。最北端の鏡台山（1269.0m）から南方に大道山（1319.4m）、大峯山（1327.3m）及び太郎山（1070m）を連ねた山系はおおよそ千曲川に平行し、南部ではこれに直交して太郎山から虚空蔵山（1076.9m）を経て岩鼻に至る山系が東西に走り、上田盆地の北縁を画している。

水系は南から谷川、御堂川及び名沢川があり東から西へ流れ、日名沢川は幾つかの支流を集め北東から南西に流れ、いずれも千曲川に注ぐ。谷川やこれに注ぐ支流は各々沖積扇状地を形成し互いに接合し山麓の緩傾斜地をなしている。扇端部は千曲川本流の側方侵蝕による10m+の崖端線をなし、この北方延長は中之条付近を除いてより新期の扇状地堆積物におおわれている。上流部には旧期の扇状地をもっているが、侵蝕復活により峡谷地となっている。この北方の御堂川と名沢川の作る扇状地は成久保付



第4図 千曲川流域の地形区分

近で接して湿地となり東西にのびる小規模な水田を作っている。坂城付近の標高540mぐらにある旧扇状地は日名沢川によって著しく開析されており、新しい扇状地が現千曲川に接して形成されており、坂城の町はこの面上に位置する。磯部南部は別所層の黒色頁岩に貫入したひん岩が千曲川の側方侵蝕に耐え急崖を作っている。

千曲川西岸は、東岸に比較して扇状地の発達が悪く氾濫原が広く分布し山地に接して一部三角末端面をなす急崖が多い。福沢川や出浦沢は小規模な扇状地を形成し、いずれも上流の旧扇状地は開析され複合扇状地をなしている。北方の上山田付近にやや発達する扇状地は広い緩傾斜地をなす。いずれも青木層の砂質泥岩などが侵蝕されたものである。

また、本図幅東南部では、千曲川支流の浦野川、湯川や産川などによって沖積低地が開かれており、塩田平とよばれている。この他、東西に流れる麻績川や会田川、南北に流れる東条川などによっても千の開析が進み低地が広がっている。

河西地域の大部分を占める麻績川以南の丘陵性の山地部は、一般に小川層の塊状砂岩礫岩が分布する地域であるが、堅硬なひん岩や石英閃緑岩などの貫入した場所は独立峰をなしたり、山陵のより高所をなしている（夫神岳1250.1m、女神岳926.9m、飯繩山932.3m、子檀嶺岳1223.1m、四阿屋山1387.0m、八頭山1204.0m、丸山1170.0mほか）。

本図幅域北西部の麻績川以北の高所部は、一般に聖高原とよばれている。堅硬な礫岩・砂岩の上位に安山岩や流紋岩などの火山岩類がのっており侵蝕に抗して形成された。西から横原山（1389.4m）、聖山（1447.6m）、三峯山（1131.3）、冠着山（1252.2m）が位置し、山頂部は、安山岩や玄武岩溶岩からなっている。



第5図 夫神岳（1250.1m）山頂部はひん岩の貫入岩体からなる



第6図 聖高原東部と冠着山（1252.2m）



第7図 聖湖より三峯山を望む

聖山から横原山の南麓、標高1200-1300mぐらいはとくに急崖をなすのは岩質の差によるものである。白樺湖、ひじり池、すずらん湖、聖湖および大池などがあるが大部分が人工池である。

## II. 地質概説

本地域は、いわゆる北部フォッサマグナ地域に属し、新第三紀中新世以降の各種堆積岩および火砕岩とそれらを貫く石英閃緑岩—ひん岩などの貫入岩や火山岩類からなっている。基盤の古期岩類は、本地

時代	地層名	層厚	模式柱状図	主要岩質		
第四紀	完新世	沖積層			礫・砂・粘土	
		旧河床堆積物	5m		礫・砂	
		扇状地堆積物			礫・砂・粘土	
		崩積堆積物			礫・砂・粘土	
	更新世	段丘堆積物	20m-		礫・砂・泥	
		テ人町テフラ層	上部テフラ層	4m+	EPm	黄褐色火山灰、軽石 (DPm, EPm)
			中部テフラ層	4m+	DPm	暗褐色火山灰、スコリア (BSc, CSc)
			下部テフラ層	4m+	CSc	褐—灰褐色火山灰、軽石 (A1Pm, A2Pm, A3Pm)
		破砕土石流堆積物		A1Pm A2Pm A3Pm	安山岩角礫・砂・粘土	
		湖上成層	新期上小湖成層	8m+		泥・砂・泥炭・礫
古期上小湖成層	30m+			礫・泥・砂・軽石		
更新世—鮮新世	三峰山岩	上部層		安山岩溶岩		
		中部層		安山岩火山角礫岩(凝灰岩・凝灰質砂岩を伴う)		
		下部層		安山岩溶岩		
鮮新世	聖火山岩	聖山玄武岩		紫蘇輝石普通輝石かんらん石玄武岩		
		横原山安山岩		かんらん石普通輝石安山岩溶岩および火山角礫岩		
		聖山安山岩		紫蘇輝石普通輝石安山岩溶岩・玄武岩質安山岩溶岩・火山角礫岩		
第三紀	中新世後期	込地層	30m-	砂質泥岩		
		冠着層		100m+	安山岩凝灰角礫岩・火山角礫岩・テイスサイト凝灰角礫岩・流紋凝灰岩	
			上部層	400m	安山岩溶岩・テイスサイト溶岩・火山角礫岩・流紋岩溶岩	
		下部層	160m	流紋岩溶岩・凝灰岩		
		小川層	250m	礫岩・礫質砂岩・砂質泥岩・砂岩・砂岩砂質泥岩互層(石炭をはさむ)		
	中新世中期	差切層	650m	砂岩・礫質砂岩・礫岩・砂質泥岩(石炭をはさむ)		
		坂上部層	200m	砂質泥岩砂岩互層		
		青木層	上部層	700m	砂質泥岩	
			中部層	120m	砂岩・礫岩・砂質泥岩砂岩互層	
			下部層	350m	砂質泥岩・砂質泥岩砂岩互層・砂岩	
最下部層	300m	礫岩・砂岩				
別所層	500m+	黑色頁岩				
中新世前期	内村層	森部層	330m+	黑色頁岩・頁岩砂岩互層・テイスサイト凝灰岩		
		横尾部層	400m+	緑色凝灰岩・頁岩・凝灰質砂岩		
		太郎山部層		凝灰岩・凝灰角礫岩・頁岩		
		大峯山部層	800m+	黑色頁岩・凝灰岩		

(層厚は坂城地域での最大層厚を示す)

× 化石

第8図 フォッサマグナ内陸部の第四系・第三系

域には分布せず、主に河東地域に分布する前期中新世の内村層に相当する大峯山部層、太郎山部層、横尾部層および森部層などが下位の層準を占める。これらは黑色泥岩、凝灰質砂岩、プロピライトや凝灰角礫岩などからなり、いわゆるグリーンタフとよばれる岩相を呈し、ひん岩や石英閃緑岩の貫入を受けている。このグリーンタフの活動が終了すると、大規模な海進がはじまり、最大層厚1300m以上に達す

る別所層の黒色泥岩が堆積する。別所層は、上田市から松本市の方へ、すなわち、東から西へかけて厚くなり、さらに、北東部の松代付近にかけても厚くなり、みかけ上堆積中心が2つあることになり、別所層堆積時において、すでに基盤の相対的隆起が南部ほど著しく、かつ、保福寺―千曲川間を中心としたN-SないしNE-SW方向の隆起帯によって堆積盆の分化がはじまったことを暗示する。この隆起は、必ずしも全般的な隆起ではなく、別所層堆積後期に強まって碎屑岩脈形成の要因ともなり、その隆起帯基盤の形状は局部的なブロック状を示したことが推定される (Kato, 1979)。そして、この隆起によって、別所層、内村層分布地域の少なくとも一部が陸化侵蝕をうけた事が知られている。この事は、青木層最下部層である木戸礫岩砂岩部層や別所層最上部に、内村層起源の緑色凝灰岩、プロピライトや玄武岩の角礫―円礫および別所層起源の黒色泥岩の角礫が含まれている事から明らかである。さらに、この隆起に伴う火山活動も知られている。飯島ほか (1968) にも指摘されたように青木層最下部に含まれる石英閃緑岩礫は、内村層堆積地域に分布している石英閃緑岩に対比され、この事から彼らは、石英閃緑岩の貫入は青木層堆積前でグリーンタフ地域の上昇にともなったものと推定した。小林国夫 (1957) は、本郷層 (本地域南方に分布する内村相当層の一部) や別所層を貫くひん岩岩床の多くが背斜軸部に位置することから、それらを褶曲時進入とみなし、青木層基底にみられる堆積環境の異変、後背地の隆起などから石英閃緑岩の貫入を別所層堆積末期に求め、この深成岩進入をグリーンタフ造山運動の過程でつくられたと考え、これを別所フェーズの運動と称した。筆者は、この運動はかなり局所的で小規模なものであったろうと考える。内村層や別所層起源礫の分布は狭く、石英閃緑岩礫の量も少なく、スランプ構造なども松本―長野線以西に比べると著しいとはいえず、別所層中の褶曲変形もきわめて弱く、また、ひん岩の貫入時期は別所層堆積後とはいえるが詳しい時期は確定できていないことがあげられる。いずれにせよ、別所層堆積末期から青木層堆積初期にかけて、松本―長野線以東の中央隆起帯と称される地域が、一部火山活動を伴って隆起陸化し、これを境として堆積盆は東西に分割された。以後、両堆積区は、その形態、発展様式、火山活動および堆積物などに大きな相違を持つようになった。本図幅地域は、このうち西部地域南半部に相当し、陸成層である小諸層群などを堆積した東部堆積区に比して沈降帯としての性格をかなり後まで残した。

別所層に、全体として整合に重なる青木層は、5部層に区分され、主に、砂質泥岩と砂質泥岩砂岩互層からなり、礫岩や砂岩層をはさむ。下位の別所層に比して、粗粒の堆積物からなり、各種のソールマークや石炭層の存在によって浅海性の堆積環境を示し、別所層堆積時にくらべて全般的に基盤が隆起してきた傾向を暗示する。また、横方向の岩相や層厚の変化が著しく、各種のスランプ構造の発達も目立つ。多くのひん岩岩脈や石英斑岩などの青木層への貫入が知られており、この時期の火山活動を示している。

小川層は、青木層に整合で重なり、差切部層と重部層に区分される。主に、塊状砂岩礫岩が卓越し、石炭層を頻繁にはさみ、カキ化石層、リップルマークなどが目立ち、より浅海化 (一部は淡水環境) が進んだことが知られる。上部の砂岩は、一部凝灰質となり、坊平凝灰岩などをはさむようになり、酸性火山活動がすでにこの時代から始まったことを暗示する。このほか、小川層には、安山岩、ひん岩、デイサイト、安山岩質玄武岩及び石英閃緑岩など各種の岩体が貫入している。

裾花層は整合で小川層に重なり、とくにその下部は流紋岩質凝灰岩や同質溶岩などの酸性火山活動の産物に富む。この火山活動の本地域における中心は、冠着山付近で、ここでは、さらに上位にデイサイ

トー安山岩質の火山活動がある。しかし、裾花層本来の火山活動の中心は、その層厚分布からみて、より北方の長野市付近に求められるべきだろう。

冠着層は、裾花層に不整合に重なり、溶結凝灰岩を含む凝灰角礫岩を主とし、石英閃緑岩の円礫を含む。この分布は、冠着山周辺に限られ、この付近の小川層の分布もきわめて薄くなるから小川層堆積期から隆起傾向が強まり、一部陸化したと考えられる。これより西方では、依然として沈降が続き、込地層の泥岩、砂岩やその互層及び礫層などを堆積した。

聖高原東部の三峯山火山岩と西部の聖山火山岩とは、込地層と裾花層および冠着層を不整合におおう。共に、大部分が、安山岩溶岩と同質凝灰角礫岩よりなるが、西部の聖山山頂付近にはかんらん石玄武岩、その西のタララ山には、最大1cmにも及ぶ大きな斑晶を持つ普通輝石安山岩が狭く分布する。第四紀層は、主に、本地城南東部の塩田平を中心に上小湖成層として、中新統に斜交不整合の関係で重なり、主に、泥岩、砂岩および礫岩からなっている。ナウマン象や鹿などの哺乳動物化石をはじめ花粉化石を多産する。大町テフラ層は、聖高原に最も広く分布し、その他、十観山や鏡台山山麓にも分布している。

冠着山(姨捨山)北方には、三ツ峯火山岩体の崩壊物である姨捨土石流堆積物が分布し、田毎の月とよばれる特異な地形をつくっている。河岸段丘の発達はきわめて悪く、崩壊堆積物におおわれる部分が多い。扇状地は、千曲川沿岸にいくつか発達する。旧千曲川やその支流による河床堆積物は、千曲川沿岸や塩田平に広く分布し、千曲川、麻績川、会田川、東条川や浦野川沿いに沖積層が狭く分布する。

第1表 対 比 表

時 代	信濃中部		東筑摩更級	聖山南麓	更 埴地方	千曲川上流	坂 城	
	本 間		小林・磯見	森下ほか	飯島ほか	飯島ほか	加 藤	
	1931		1950	1957	1968	1969	1980	
第 四 紀	完新世	豊野階		沖積層・岩屑			沖積層ほか	
	更新世	塩川層		依山安山岩溶岩	遠木層?	新期ローム層	大町テフラ層	上部層
						中期ローム層	中部層	
						古期ローム層	下部層	
新 三 紀	鮮新世	榑丸階		断一層	聖山安山岩	小諸層群	三峯山火山岩	
	中新世後期	小川階	北川層	込地頁岩砂岩層	込地泥岩砂岩互層	重山層	込地層	冠着層(?)
				上部層	高桑凝灰岩		上部層	
		信層	下部層	重砂岩礫岩層	重夾炭層		下部層	
			下部層	差切塊状砂岩層	差切砂岩礫岩層		重部層	
	中新世中期	青木階	青木層	赤松砂岩頁岩互層	赤松泥岩砂岩互層	最上部層	上部層	
				上部層		中部層		
		別所階	別所層			下部層	最下部層	
	中新世前期	内村階	内村層	上部層		清野層	別所層	森部層
				下部層				横尾層
守屋階		守屋層			太郎山層			太郎山層
					大峯山層			大峯山層

### Ⅲ. 新 第 三 系

#### Ⅲ. 1 内 村 層

**命名** 本間 (1931).

**模式地** 本来の模式地は、南に隣接する和田図幅地域内である。

**分布** 主に河東地域の大部分と上田市塩田平南部の前山付近の低丘陵地帯に分布する。

**層序** 下位から大峯山部層、太郎山部層、横尾部層、森部層に区分され、各部層間および上位の別所層との関係は整合ないし漸移である。

**層厚** 下限は不明であるが、積算層厚は2600m以上ある。

**岩相** いわゆるグリーンタフと称される緑色凝灰岩と黒色頁岩からなり、黒色頁岩中には連続性に乏しい砂岩、砂質泥岩、砂岩泥岩互層をはさむ。ひん岩をはじめとする貫入岩類の岩脈、岩床や岩頸が発達し、熱水変質をうけている部分も多い。

**対比** 前期中新世といわれている。

#### Ⅲ. 1. 1 大峯山部層

**命名** 山岸 (1964).

**模式地** 山岸 (1964) による模式地は、上田市北方黄金沢上流であるが、本図幅域外であるので、埴科郡谷川上流とする (第8図)。

**分布** 本地域北東部の大峯山 (1327.3m) を中心にN30°W-S30°E性の軸を持つドーム状構造をなして分布する。

**層序** 当地域の最下部層であるので、下位層との関係は不明であるが、上位の太郎山層に整合におおわれる。

**層厚** 800m以上 (下限不明)。

**岩相** おもに、黒色頁岩とプロピライト質の緑色火山性岩石よりなる。一般に、下部は黒色頁岩が卓越し、上部では、緑色火山性岩石を多くはさむようになる。ともに珪化作用をうけて白色—黄白色化していることが多い。山岸 (1958) によれば、変質鉱物の主体は曹長石・緑泥石・緑簾石である。頁岩中には鍵層が乏しいため、センスは不明なことが多いが、小断層がよく発達し、まれに、砂岩の薄層をはさむ部分では、ブーディンをなすこともある。模式地付近の谷川上流、標高900mぐらいの沢沿いの大露頭では砂岩や砂質頁岩がやや不規則ではあるが互層状にはさまれるので小断層の性質がわかる。すなわち、ここでは、南北性で60-80°西に傾斜する逆断層が、他の小断層を切り、10-50cmの落差を生じている。1-3cm程度の断層粘土を持つ。大峯山部層の走向・傾斜からみてN35°W-S35°E性の長軸を持つドーム構造が推定される。飯島ほか (1963) では、大峯山ドームと称している。

**化石** ほとんど化石を産しないが、坂城町谷川左岸の大露頭の沢で、上部の厚い黒色頁岩から *Makiyama chitanii* (MAKIYAMA) が報告されている (飯島ほか, 1968)。

### Ⅲ. 1. 2 太郎山部層

**命名** 山岸 (1964).

**模式地** 山岸 (1964) による模式地は、上田市北方黄金沢中流であるが、本図幅域外であるので、本図幅では、上田市下塩尻の崖とする。

**分布** 大峯山ドームに支配され、大峯山層をとりまくように分布する。すなわち、小県郡真田町鳩ヶ峰周辺、大道山周辺、千曲川支流の名沢川、御堂川および谷川上流および、埴科郡と上田市境界の虚空蔵山周辺である。

**層序** 大峯山部層に整合に重なり、横尾部層に整合におおわれる。

**層厚** 黄金沢中流で約600m。

**岩相** おもに緑色火山性岩石で、淡緑色の凝灰岩や凝灰角礫岩からなり、一部黒色頁岩をはさむ。虚空蔵山付近は、淡緑色で節理が発達するがかなり固結した凝灰岩がほとんどであるが、北部では、黒色頁岩のはさみがあり、魚の化石を産することが報告されており(飯島ほか, 1963), また、多くのひん岩類に貫入されている。林道太郎山線では断層で横尾層に接する付近は10-50cm大にブロック化し、石英と長石粒は破碎されている。

**対比** 本間 (1931) は、太郎山部層にはさまれた黒色頁岩層を伊勢山層 (別所層相当層) とし、山岸 (1964) は、太郎山部層の碎屑岩とみなし横尾部層の下位としたが横尾部層の下位とするのが妥当である。

### Ⅲ. 1. 3 横尾部層

**命名** 山岸 (1964).

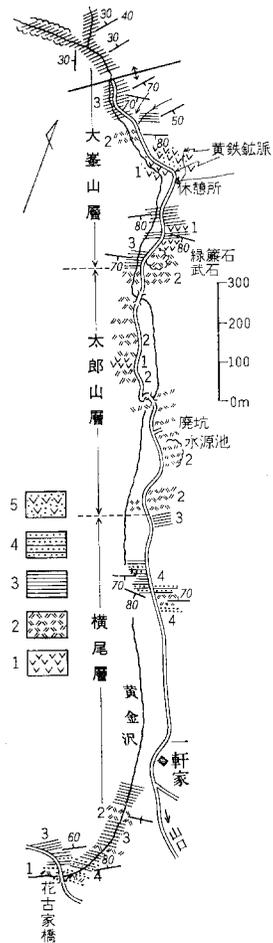
**模式地** 山岸 (1964) による模式地は、小県郡真田町を流れる洗馬川流域の傍陽から畑山南方であるが、本図幅域外であるので、本図幅では、真田町を流れる傍陽川流域旁部付近とする。

**分布** 大峯山ドームに緩く支配され、太郎山部層をとりまくように分布する。すなわち、本図幅域内では、小県郡の傍陽川流域から埴科郡坂城町の和平や平沢を経て、名沢川、御堂川及び谷川中流域に分布、虚空蔵山北西方で、二本の断層によって断たれ、太郎山部層に接する。さらに、虚空蔵山南麓の上塩尻から東方に分布する。

**層序** 太郎山部層を整合におおい (一部断層関係)、森部層に整合におおわれる。

**層厚** 洗馬川で、900m+, 黄金沢では720m (飯島ほか, 1963)。名沢川流域で約400m。

**岩相** 下部は緑色凝灰岩が卓越するが、上部にいくに従って黒色頁岩のはさみが多くなる。すなわ



第9図 黄金沢(上田図幅地域)に沿うルートマップ(山岸1964より) 1. 緑色火山岩質岩石(溶岩ないし貫入岩) 2. 緑色凝灰岩 3. 頁岩 4. 頁岩・砂岩互層 5. 珪化作用を受けた部分

ち、下部は緑色—淡緑色で固い細粒の凝灰岩からなり、一部2-3mmの石英粒を含んで流紋岩質となり、径10cm前後の黒色頁岩の不規則塊をふくんでいるのがしばしば観察される。まれに凝灰質砂岩をはさむ。

中部は白色—淡緑色凝灰岩と黒色頁岩の不規則な互層状になり、一部火山角礫岩になり、また、5-7mm程度の石英粒を含む部分もあり、所窪沢や沼入沢付近では流紋岩質の凝灰岩ないし凝灰角礫岩となる。上部は葉理の発達した黒色頁岩が卓越し、灰色砂質泥岩や砂岩の薄層をはさむ。しばしばひん岩岩脈に貫入される。最上部付近では部分的に碎屑岩脈も発達する。

**化石** 上部の黒色頁岩層から魚鱗・魚骨片・有孔虫・二枚貝・植物化石を産することが報告され、とくに、坂城町耕雲寺付近—小丸山付近の泥岩層から、魚鱗・*Cyclamina* sp.・*Uvigerina* sp.・*Palliolum peckhami* (GABB)・植物片などが知られている(飯島ほか, 1968)。

坂城町御所沢付近から有殻多毛虫化石の産出が報告されている(HATAI and NODA 1975)。彼らによれば、有殻多毛化石に石は直径約2-3mm、長さ約50mmに達する管状の珪質殻を特徴とし、殻表には、不規則な成長線、体節環及び縦状の細い溝を有する。その形態、殻表彫刻、殻構成成分等により *Serpulidae* 科の一新属として新属名 *Yokoia* を提唱した。彼らのいう横尾部層は、本図幅の森部層をあわせたものに相当するので、この化石の産出層準は横尾部層最上部ということになる。

**対比** 本図幅の横尾部層は、山岸(1964)の横尾層下半部に相当し、飯島ほか(1968)の横尾層とほぼ等しい。



第10図 御堂沢出合の横尾層中部の白色砂質凝灰岩(一部断層で切られている)

### III. 1. 4 森部層

**命名** 飯島ほか(1968)。

**模式地** 更埴市森の沢山川上流右岸側支流の神平沢および同左岸側支流の大洞沢。

**分布** 沢山川流域を北西から南東にのび、沢山を経て坂城町に入り、日名沢川流域から南日名付近にかけて分布する。南部では、塩田町平井寺—前山寺にかけての丘陵部に分布する。

**層序** 横尾部層に整合に重なり、別所層に整合におおわれる。

**層厚** 沢山川上流で約330m。

**岩相** 主として黒色頁岩からなり、黒色頁岩と砂岩の互層をしばしばはさむ。数層のデイサイト凝灰岩層をはさむ。本層の最下部は粗粒の白色—薄茶色のデイサイト凝灰岩で部分的に葉理が発達している。ノジュール状の泥岩塊を含むこともある。坂城町の林道平沢線沿いや更埴市沢山北西の神平沢などで観察され、飯島ほか（1968）のいう第一石英安山岩質凝灰岩に相当する。部分的に2層にわかれ黒色泥岩をはさむこともあるが、一般には、1層で下位の横尾層を境する。本層下部は塊状の黒色頁岩が卓越し、局部的に砂岩の薄層や泥岩と砂岩の薄互層をはさみスランプ構造や小断層の発達するところもある。また、10cm大の黒色頁岩塊を含む連続性の悪い淡緑色の凝灰岩層をはさむこともある。本層中部には第二石英安山岩質凝灰岩とよばれる鍵層があるが、鏡台山と五里ヶ峯をつなぐ尾根より南の坂城町内では不明瞭である。上部もやはり黒色頁岩、砂質泥岩、凝灰質頁岩および砂岩泥岩の薄互層などからなり、最上部に第三石英安山岩質凝灰岩が重なる。これは部分的に黒色頁岩と互層をなす。南部の塩田町に分布する森部層は、やや岩相が異なり、細礫を含む暗緑色凝灰岩、級化層理を示す砂岩、淘汰の悪い安山岩質礫からなる礫岩、黒色頁岩や凝灰角礫岩からなり、より内村層類似の岩相を示す。

**化石** 一般に有孔虫・魚鱗化石・二枚貝がよく認められ、植物化石（針葉樹）も産する。*Palliolium peckhami* (GABB), *Makiyama chitanii* (MAKIYAMA), *Cyclammina ezoensis* (ASANO) が産し、また林道南日名一平沢線の入口付近の黒色泥岩からサメの歯の化石が報告されている（飯島ほか、1968）。

**対比** 森層は、山岸（1958）の横尾層上部に相当するが、隣接地の太郎山東部では欠如していることになる。ここでは、飯島ほか（1968）にならって内村相当層としておろすが、岩相的に別所層にきわめて類似し、また、河西地域では別所層下部はほとんどあらわれていないため厳密な対比は今後の問題となるう。

### III. 2 別所層

**命名** 本間（1931）。

**模式地** 塩田町別所温泉付近の湯川流域。

**分布** 本図幅地域では、全般に東側にはり出した弧状の分布をなす。すなわち、河東地域では、信越本線戸倉駅および磯部東方の山地西斜面を占め、河西地域では小網から南に室賀川と浦野川に画される地域の大部分、さらに南では塩田平南縁を富士山から古安曾・前山を経て女神岳周辺及び別所温泉周辺へと続き、さらに西の青木村の田沢温泉から沓掛温泉にかけての低地域に分布し、本図幅地域南西端の四賀村横川付近から矢久にかけて錦部背斜の軸部を占めて分布する。

**層序** 森部層に整合に重なり、青木層に整合におおわれる。

**層厚** 松本付近では1500-2000m、松本一大口沢で1350m、穴沢で1000m+、別所温泉で500m+、千曲川付近で350m、さらに東方の塩田町手塚東では100m±。東ほど薄くなる。河東地域では400m+。

**岩相** 主に黒色頁岩からなるが、本図幅域では、よく固結し塊状となっている部分は少なく、破碎されたり熱水変質を受けている部分が多い。場所によって若干の岩相変化を示し、連続性に乏しい礫岩、砂岩、砂岩泥岩互層、石灰質薄層をはさむ。本図幅域の河西地域では基底部はあらわれていないが南の隣接地域では、10m内外の海緑石を含む灰色礫質—粗粒砂岩ないし凝灰質砂岩からなる。この上位に黒色塊状頁岩が重なる。この頁岩は連続性に乏しい砂岩や泥灰岩、砂質泥岩、砂岩泥岩互層、凝灰質泥岩



第11図 河西地域の別所層の黒色頁岩（青木村琴平山林道沿いの露頭）



第12図 河東地域の別所層のやや変質した黒色頁岩  
（坂城町葛尾城跡より南へのびる尾根をなす）

をほさみ，石灰質－泥質のノジュールを含む．本図幅域の南の東筑摩郡四賀村赤怒田付近では幅300m，厚さ80mほどにわたって灰褐色の石灰岩ないし石灰質泥岩が露出し多くの貝化石が密集している．さらに上部にむかうにつれて砂岩や砂岩泥岩互層のはさみが多くなるが，やはり黒色頁岩が卓越する．後述するような多くの化石を含み玄能石を産する．各種のスランブ構造も発達し，それと見分けのつきにくい小褶曲の発達も著しい．上田市泉田区の大日堂北方ではやや岩相が異なり，黒色及び白－淡青色の2枚の凝灰岩がはさまれる．全般に多くのひん岩類に貫入され白色に珪質化していることも多い．一般に，最上部付近には，砕屑岩脈が発達することが多い．本郷村中ノ沢（和田図幅内）から青木村西縁部を通して田沢温泉北方に達する幅1-2kmの熱水変質帯があり，別所層の黒色頁岩は変質しやや白色化し暗灰色の斑点を持つようになり「村雨石」と称される．黄鉄鉱化，珪化および絹雲母化が一般的で，まれにウラル石や磁硫鉄鉱を含むといわれる（稲葉，1959）．

**化石** 本層からは，鯨やイルカなどの脊椎動物類，魚類，軟体動物，原生動物や被子植物など豊富な化石の産出が報告されている（田中，1958；田中・関，1966；TANAKA，1962；斎藤ほか，1979）．

主な産出化石は第2表にまとめてある．

第2表 別所層の化石 (TANAKA, 1962 による)

<i>Adulomya Uchimuraensis</i> KURODA	<i>Tellina</i> sp.
<i>Saccella confusa</i> (HANLEY)	<i>Anisocorbula venusta</i> (GOULD)
<i>S. confusa Kongiensis</i> (OTUKA)	<i>Mya</i> sp.
<i>Portlandia (Portlandella) yotsukurensis</i> UOZUMI	<i>Dentalium (Fisidentalium) yokoyamai</i> MAKIYAMA
<i>Barbatia</i> (s. s.) sp.	<i>Diodora</i> cf. <i>yokoyamai koshibensis</i> OTUKA
<i>B. (Barbatirus)</i> sp.	<i>Pateloida</i> sp.
<i>Anadara</i> (s. s.) <i>watanabei</i> KANEHARA	<i>Chlorostoma shinanoensis</i> TANAKA (M. S)
<i>A.</i> sp.	<i>Turcica coreensis</i> (PEASE)
<i>Glycymeris</i> sp.	<i>Umbonium</i> sp. (indet.)
<i>Crenella</i> sp.	<i>Margarites</i> sp.
<i>Modiolus akanudaensis</i> (KURODA)	<i>Turbo</i> ? sp.
<i>Chlamys</i> sp.	<i>Bittium</i> ? sp.
<i>Palliolium (Delectopecten) peckhami</i> GABB	“ <i>Pyramidella</i> ” sp.
<i>Patinopecten</i> sp.	<i>Calyptraea tokunagai</i> HATAI and NISIYAMA
<i>Lima</i> ? sp.	<i>C. tubula</i> OTUKA
<i>Monia</i> cf. <i>macrochisma</i> (DESHAYS)	<i>C.</i> cf. <i>aokii</i> HIRAYAMA
<i>Venericardia</i> sp. (indet.)	<i>C. kobayashii</i> TANAKA (M. S.)
<i>Conchocle nipponica</i> (YABE and NOMURA)	<i>Tectonatica janthostomoides</i> KURODA and HAEI
<i>Lucinoma acutilineata</i> (CONRAD)	<i>Neverita fissuratus</i> (KURODA)
<i>L. otukai</i> HATAI and NISIYAMA	<i>N. didyma</i> (RÖDING)
<i>L.</i> sp. (indet.)	<i>Buccinum koyamai</i> KURODA
“ <i>Cardium</i> ” sp.	<i>Fulgolaria</i> sp.
<i>Laevicardium angustum</i> (YOKOYAMA)	<i>Cylichna</i> cf. <i>kozukensis</i> OINOMIKADO
<i>Liocyma</i> cf. <i>terrera</i> (YOKOYAMA)	<i>Gastropoda operculum</i> (Gen. sp. indet.)
<i>Paphia</i> sp.	<i>Terebratalia gouldi</i> (DALL)
<i>Semele</i> sp.	<i>Coptothyris grayi</i> (DAVIDSON)
<i>Cadela</i> sp.	

**対比** 河西地域に分布する別所層は中・上部層に相当し、中部中新世といわれる。なお、上田市泉区大日堂北に分布する凝灰岩層を本間 (1931) は内村層に含めているが、ここでは、飯島ほか (1963) にならって別所層に含めておく。河東地域では下部層があらわれていると思われるが、分布も狭く下位層の対比が確定していない部分もあるので、下限は検討する余地がある。

### III. 3 ひん岩

本図幅域には、多量のひん岩類が最下位の大峯山部層より裾花層までの様々な層準に貫入し、その産状や岩質も多様である。比較的大規模な岩体としては、河西地域では、四阿屋山周辺の尾根筋で小川層を貫いており、また、虚空蔵山や乱橋南方には岩床状に進入している。この他子檀嶺岳、夫神岳、女神岳、別所温泉北向観音、飯縄山、上田市岩鼻、下半過等にも貫入岩体が分布し、多くは山頂部をなして



第13図 別所層中のひん岩岩床 (四賀村中川)

いる。河東地域では、戸倉、葛尾や鏡台山から大道山へかけての尾根筋の高所を形成している。また、地質図上に表現できないほど小規模な岩脈や岩床も数多く発達している。

一般に帯青黒一帯青灰黒色を呈し、斜長石、方解石、普通輝石、角閃石、石英及び紫蘇輝石などの斑晶が認められるものもあるが、無斑晶のものも多い。鏡下で、二次鉱物として、石英、緑泥石、方解石、絹雲母、黄鉄鉱や緑レン石などが観察されるものもある。河東地域の鏡台山や大道山をなす岩体は石英ひん岩質、河西地域では、出浦沢川上流では一部の小岩体は輝緑岩質、小網付近の小岩体は普通輝石ひん岩、大林山中腹の小岩体はやや安山岩質であるなど、多様な岩質をもつが、地質図ではひん岩に一括して示してある。小岩脈の方向性について幾つかの議論があるが（竹内，1977；KATO，1977），貫入時期や岩質の差違などを考慮し更に検討が要される。



第14図 別所層中のひん岩岩脈  
(戸倉町戸倉駅東の採石場) 中央の黒色部は岩脈中にとりこまれた別所層の黒色頁岩



第15図 ひん岩の貫入岩体からなる女神岳の南麓

### III. 4 青木層

**命名** 本間 (1931).

**模式地** 小県郡青木村木戸付近から修那羅峠に通ずる道路沿いの露頭.

**分布** 河西地域に限定され、北方ほど上位の層準があらわれる。本図幅南西部では、錦部背斜に支配されて背斜軸部の別所層をとりまくようにU字形に分布し、全体としては北東方向に延長し青木村、川西村へと続き、さらに千曲川に沿って北上し上山田町を経て、戸倉町にいたり、別所層と同様、大局的には東へ張り出した弧状分布をなす。この他南東部では小牧山向斜に支配され上田交通別所線以東に分布したり、別所温泉北東部の低丘陵地帯及び夫神岳周辺にも小規模に分布する。さらに、北西部の東筑摩郡では麻績川に沿って本層上部が東西に分布する。

**層序** 別所層に整合に重なり、小川層に整合におおわれる。本間 (1931) は下位層との関係を不整合としたが地層面の凹凸は局所的なもので、下位層起源の角礫も量も少なく、青木層堆積時に内村一別所層堆積地域南部の一部が陸化侵蝕をうけたことを暗示するにとどまり、全体としては整合とみなされる。最下部層、下部層、中部層、上部層、最上部層の5部層に区分されるが、各部層間は整合ないし漸移の関係にある。

**岩相** 一般的には灰色一暗灰色の砂質泥岩や砂岩砂質泥岩互層が優勢で、上部及び最下部に砂岩や礫岩が卓越する。岩相の側方変化は激しく堆積構造などの発達も著しい。

**化石** 本図幅域外に分布する青木層中に産出する化石も含めて第3表に示す。植物化石も産出するが保存状態が悪く鑑定に耐えないのが大部分である。この他、坂北村竹場付近からウニの破片やフナクイムシの化石が報告されている (飯島ほか, 1968)。

第3表 青木層の化石 (TANAKA 1962, 飯島ほか, 1969 による)

- P. (M.) aokii* (NOMURA and ZINBO)  
*P. (M.) yokouchii* TANAKA  
*Anadara* (s. s.) *makiyamai*  
 HATAI and NISIYAMA  
*A. (s. s.) minohensis* OTUKA  
*A. (s. s.) watanabei* (KANEHARA)  
*A. (s. s.) amicula tazawensis* TANAKA  
*A. (s. s.) cf. setoensis* (YOKOYAMA)  
*A. (s. s.) kurodai* TANAKA  
*Acila divaricata* (HINDS)  
*Portlandia (Portlandella) watasei* (KANEHARA)  
*Glycymeris k-suzukii* OINOMIKADO  
*G. cf. vestitoides* (NOMURA)  
*Chlamys* sp.  
*Palliolium (Delectopecten) peckhami* GABB  
*Ostrea* sp.  
*Felaniella usta* (GOULD)  
*Diplodonta* sp.  
*Lucinoma acutilineata* (CONRAD)  
*Trachycardium shiobarense* (YOKOYAMA)  
 "Cardium" sp.  
*Laevicardium angustum* (YOKOYAMA)  
*Pitar okadana* (YOKOYAMA)  
*Callista* sp.  
*Dosinia chikuzenensis* NAGAO  
*D. ovata* KANNO  
*D. (Kaneharaia) kaneharai* YOKOYAMA  
*D. akaishiana* NOMURA  
*Mercenaria y-iizukai* (KANEHARA)  
*M. shigaramiensis* (MAKIYAMA)  
*Protothaca* sp.  
*Soletellina minoensis* YOKOYAMA  
*Macoma tukyoensis* MAKIYAMA  
*M. (s. s.) incongrua* (v. MARTENS)  
*M. (Psammacoma) nipponica* TOKUNAGA  
*Peronidea venulosa* (SCHRENCK)  
 "Tellina" sp.  
*Cultellus otukai* OGASAWARA and TANAI  
*C. asoensis* TANAKA (M. S.)
- Panope japonica* (A. ADAMS)  
*Dentalium (Fisidentalium) yokoyamai*  
 MAKIYAMA  
*Tectura cf. asmiiiformis* (YOKOYAMA)  
*Margarites kurodai* TANAKA  
*Calyptreaea tokunagai* HATAI and NISIYAMA  
*Tectonatica janthostomoides*  
 KURODA and HABE  
*Neverita fissuratus* (KURODA)  
*N. didyma* (RÖDING)  
*Sinum* sp.  
*Fusitriton* sp.  
*Trophonopsis* sp.  
*Ocenebra kamabutensis* TANAKA (M. S.)  
*Neptunea eos* (KURODA)  
*N. modesta* (KURODA)  
*N. paucicostatus* (KURODA)  
*Siphonalia cf. s-nomurai* HATAI  
*Nassarius (Zeuxis) caelatus* (A. ADAMS)  
*N. nakamurai* KURODA  
*Fusinus* sp.  
*Canceralia akashinensis* TANAKA (M. S.)  
*Coptothyris grayi* (DAVIDSON)  
*Nucula (Ennucula) akitana* OTUKA  
*Acila divaricata* (HINDS)  
*A. submirabilis* MAKIYAMA  
*Saccella confusa kongiensis* (OTUKA)  
*S. omorii* TANAKA  
*Yoldia (s. s.) uranoi* UOZUMI  
*Portlandia (Portlandella) watasei* (KANEHARA)  
*P. (Megayoldia) yotsukurensis* UOZUMI  
*Solen tanosawaensis*  
*Portlandia (Portlandella) AOKII*  
*Glycymeris yamazakii* YOKOYAMA

### III. 4. 1 最下部層

**命名** 新称.

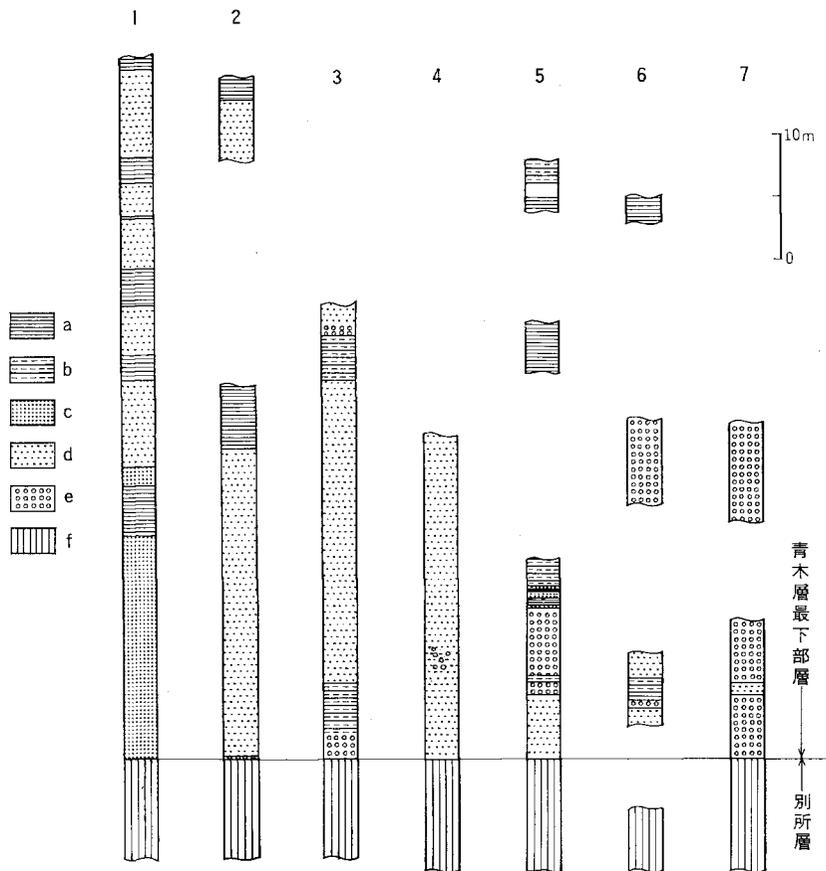
**模式地** 青木村木戸付近.

**分布** 河西地域南部を褶曲構造に支配されながら、四賀村から東へ青木村、川西村へと続き千曲川西岸に達する。また、塩田平南方夫神岳山麓や前山丘陵北麓、上田市富士山付近及び、別所温泉北東部にも分布する。

**層序** 別所層に整合にかさなり、青木層下部層に整合におおわれる。

**層厚** 四賀村取出東で約300m、青木村木戸付近で約100m。

**岩相** 一枚ないし数枚の礫岩および砂岩からなり各単層は連続性に乏しいが、部層全体としては比較的良く連続し下位の別所層を境する。東筑摩郡四賀村の林道矢久線大沢橋付近では最下位に厚さ5mの堅硬な塊状中粒砂岩、その上位に径1-3cmの円礫岩、砂岩の優勢な砂質泥岩との互層、不規則な泥岩塊や径1-3cmの円礫を含む厚さ5.5mの礫岩及び厚さ4mの砂岩の優勢な砂岩泥岩互層が重なる。



第16図 青木層最下部層の岩相変化

1. 本郷村上ノ山 2. 本郷村中谷東 3. 四賀村取出東 4. 四賀村馬船 5. 四賀村大沢 6. 青木村東洞東 (1と2は松本図幅内) a. 砂質泥岩 b. 砂岩砂質泥岩互層 c. 中粒砂岩 d. 粗粒砂岩 e. 礫岩 f. 黒色頁岩 (別所層)

青木村木戸付近でもほぼ同様であるがここでは、2枚の礫岩層が顕著である。夫神岳南東麓の別所温泉から南西に入る沢沿いでは、最下位は塊状砂岩で一部砂岩の優勢な砂岩泥岩互層をはさみ、この上位にはやや砂質泥岩が優勢な有律互層、泥岩と礫岩の不規則な互層及び厚さ20m+の中粒砂岩と礫岩の不規則な互層が重なる。砂岩の部分は虫くい状の特徴的な風化を示す。礫種の大部分は古生層起源と思われるチャートや硬砂岩の円礫で細一中礫よりなる。さらに、飯島ほか(1963)や斎藤ほか(1972)などにも報告されているように、内村層に由来すると考えられる安山岩—玄武岩などの火山岩の亜角—角礫が含まれ、さらに、内村地域に分布する貫入岩である石英閃緑岩—閃緑岩の礫も含まれていることが確認された。別所層起源(有孔虫を含む)の黒色頁岩の角礫や不規則塊(10-40cm大)が本部層及び下部層に見られる。乱堆積状の部分も多く、砕屑岩派の発達している部分もある。

### III. 4. 2 下部層

**命名** 新称。

**模式地** 四賀村原山付近。

**分布** 会田川北岸から錦部背斜南東翼にかけてU字形に分布し、四賀村と青木村の境界西方を北へ十観山南麓に続き、子檀嶺岳南麓から東へ飯繩山周辺に分布し、さらに北東へ延長し、摺鉢山から千曲川西岸に達する。また、夫神山山麓、別所温泉北東部、上田市富士山北部にも分布する。

**層序** 青木層最下部層に整合に重なり、中部層に漸移する。

**層厚** 会田川北岸で約350m、田沢川で約180m。

**岩相** 主に砂質泥岩、砂質泥岩砂岩互層、及び細礫を含む粗粒砂岩や細一中粒の硬砂岩薄層などからなる。互層はスランブ構造が発達することが多くソールマークも頻繁に観察される。一部に斜交層理も発達する。ひん岩類の岩脈や岩床の貫入もきわめて多く随所に見られ、周囲の砂質泥岩に珪化作用を与え白色化している。

### III. 4. 3 中部層

**命名** 新称。

**模式地** 青木村原地付近。

**分布** 下部層とほぼ同様の分布をする。

**層序** 下部層及び上部層とは漸移する。

**層厚** 四賀村横寄では約10m、十観山で約120m、川西村室賀で約10m、四賀村と青木村の境界西方で厚く、それより東及び西方に薄くなる。

**岩相** 主に砂岩、礫岩及び砂岩の優勢な砂質泥岩との互層からなり、室賀川より南東では明瞭であるが、以北ではやや不明瞭で砂質泥岩が多くなる。砂岩は灰色中粒で層面に平行する節理や葉理が発達し黒一暗灰色砂質泥岩の薄層をはさむ。礫岩は礫径5cm以上の細一中礫の円礫でほとんどが先第三系のチャートや砂岩からなり、基質は灰色中粒砂で比較的良好に固結していることが多い。青木村原地から十観山を通して南に分布する部分は厚いが、これより東及び西方に薄くなる。

### III. 4. 4 上 部 層

**命名** 新称.

**模式地** 四賀村会吉付近.

**分布** 本図幅南西部から主に北東方向にのびて十観山北麓，子檀嶺岳周辺，大野田を経て，岩井堂山周辺に連続し，聖高原東麓を戸倉町付近に達する．この他，夫神岳周辺や松本街道南の箕輪付近にも分布する．

**層序** 中部層及び最上部層と漸移する．

**層厚** 四賀村上平で約150m，同会吉付近で約600m，子檀嶺岳北で約700m.

**岩相** 青木層内で最も大きな部分を占め，主に砂質泥岩からなり，連続性に乏しい砂質泥岩の優勢な砂岩との薄互層をはさむ．砂岩は一部ブーディン化したり，リップルマークを残していることがある．上位の砂質泥岩中には灰色の泥岩塊や不連続的な細礫岩の薄層を含む．



第17図 青木層上部層の塊状砂質泥岩層（戸倉町若宮付近）

### III. 4. 5 最 上 部 層

**命名** 新称.

**模式地** 上山田町上山田温泉西方.

**分布** 麻績川沿岸と，聖高原東麓から，八頭山東方，大林山東方を経て修那羅峠付近に分布する．南西部では尖滅する．

**層序** 上部層とは漸移の関係にあり，小川層の差切部層が整合に重なる．

**層厚** 上山田西方で約200m，修那羅峠で約120m.

**岩相** 主に砂質泥岩砂岩互層からなり，有律的な部分も多い．砂岩5-20cm，砂質泥岩も5-20cmの厚さが多い．砂岩にはロードキャストやリップルマークが観察される．砂質泥岩がやや卓越するところはスランブ構造が発達する．また，本図幅域西端の麻績川流域では斜交層理が顕著に発達する．場所によって小断層が発達する．



第18図 青木層最上部層の有律砂岩砂質泥岩互層（青木村修那羅峠付近）

### Ⅲ. 5 石 英 閃 緑 岩

上山田町八頭山を形成する岩体は小川層下部の差切部層中に貫入した岩株で、従来より石英閃緑岩とみなされてきたが、周縁部は細粒の輝緑岩質一ひん岩質の岩石となる。肉眼的には青黒色—青灰色を呈し、鏡下では主成分鉱物として斜長石、石英、普通輝石と若干の黒雲母が認められ、緑泥石や黄鉄鉱などの二次鉱物が目立つ完晶質半自形を示す。塩野入（1970）によれば、周縁部の岩石は閃緑岩構造とオフィチック構造の中間を示すという。周囲の砂岩は、この貫入によって接触変質を受け、坂井村稲倉沢などでよくみられるように二次石英の発達著しく、きわめて堅硬となり部分的に黒雲母の凝集も目立つ（第18図）。また、河東地域では谷川上流に大峯部層と太郎山層を貫いてやや大規模な同質岩体が露出している。



第19図 稲倉沢よりみた石英閃緑岩からなる八頭山

### Ⅲ. 6 石 英 斑 岩

上山田町岩井堂山と坂城町出浦沢上流などに分布し、前者は青木層中に岩床状または餅盤状に進入

し後者は青木層中に岩株状に貫入している。肉眼的には白色一灰白色を呈し塊状であるがやや不規則に節理が発達するし、石英や黄鉄鉱が認められる。鏡下では、この他斑晶として斜長石二次鉱物として絹雲母が認められる。周囲の泥岩に変質を与え白色固結化している。一部、石材として稼行している。

### III. 7 小川層

**命名** 本間 (1931).

**模式地** 本来は東筑摩郡生坂村山清路から同郡坂北村差切にいたる麻績川に沿う県道の切通しであるが、本図幅域外であるので、ここでは、四賀村岩井堂付近より本城村乱橋に通ずる道路および県道西条浅間線沿いの露頭とする。

**分布** 麻績川以北では聖高原の南麓および東麓、麻績川以南では虚空蔵山—大洞山—修那羅峠以北で八頭山—大林山以西の地域で本図幅域西半の中央部を広く占める。

**層序** 青木層に整合で重なり、裾花層に整合におおわれる。

**層厚** 一般に麻績川流域では東方に向かって薄くなる。重一差切付近で約1500m、聖高原東麓では約150m、南部の四阿屋山南東方では約550m。

第4表 小川層の動物化石 (TANAKA, 1962 による)

<i>Acila divaricata</i> (HINDS)	<i>Macoma</i> cf. <i>izurensis</i> (YOKOYAMA)
<i>Yoldia</i> ( <i>Cnesterium</i> ) <i>notabilis aidaensis</i> TANAKA	<i>Macoma</i> (s. s.) <i>incongrua</i> (v. MARTENS)
<i>Barbatia</i> (s. s.) sp.	<i>M.</i> (s. s.) <i>tokyoensis</i> MAKIYAMA
<i>Anadara</i> (s. s.) <i>ninohensis</i> OTUKA	<i>M.</i> (s. s.) <i>shinanoensis</i> TANAKA
<i>Glycymeris crassa</i> KURODA	<i>M.</i> (s. s.) <i>nipponica</i> TOKUNAGA
<i>G. crassa ikezawensis</i> TANAKA	<i>M.</i> (s. s.) sp.
<i>G. k-suzukii</i> OINOMIKADO	<i>Cadella</i> sp.
<i>G. yamasakii</i> (YOKOYAMA)	<i>Peronidia venulosa</i> (SCHRENCK)
<i>G. ikusakensis</i> TANAKA	<i>Soletellina minoensis</i> YOKOYAMA
<i>Modiolus</i> sp.	<i>Solen tanozawaensis</i> NOMURA
<i>Ostrea</i> sp.	<i>S.</i> cf. <i>stricta</i> GOULD
<i>Astarte</i> ( <i>Tridonta</i> ) <i>borealis</i> (SCHUMACHER)	<i>Cultellus izumoensis</i> YOKOYAMA
<i>Felaniella usta</i> (GOULD)	<i>Anisocorbula venusta</i> (GOULD)
<i>Lucina mochizukii</i> KURODA	<i>Margarites aiyoshiensis</i> TANAKA
<i>Lucinoma acutilineata</i> (CONRAD)	<i>Turritella</i> sp.
<i>Clinocardium shinjiense</i> (YOKOYAMA)	<i>Calyptrea tokunagai</i> HATAI and NISIYAMA
<i>Trachycardium shiobareense</i> (YOKOYAMA)	<i>Tectonatica janthostomoides</i> KURODA and HABA
<i>Laevicardium angustum</i> (YOKOYAMA)	<i>Neverita fissuratus</i> (KURODA)
<i>Callista</i> (s. s.) <i>brevisiphonata</i> (CARPENTER)	<i>Leucotina</i> cf. <i>gigantea</i> DUNKER
<i>Dosinia</i> ( <i>Kaneharaia</i> ) <i>kaneharai</i> YOKOYAMA	<i>Nassarius</i> ( <i>Zeuxis</i> ) <i>caelatus</i> (A. ADAMS)
<i>Mercenaria y-iizukai</i> (KANEHARA)	<i>N.</i> <i>nakamurai</i> KURODA
<i>Mactra sulcataria</i> REEVE	<i>Fusinus</i> cf. <i>muricatoides</i> (YOKOYAMA)
<i>Spisula</i> (s. s.) <i>sachalinensis</i> (SCHRENCK)	<i>Olivella spretoides</i> YOKOYAMA
<i>S.</i> ( <i>Mactromeris</i> ) <i>voyi</i> GABB	<i>Cancellaria</i> ? sp.

第5表 小川層の植物化石 (TANAKA, 1962 による)

<i>Lastrea</i> sp.	<i>Q. protocrispula</i> SUZUKI
<i>Osmunda</i> sp.	<i>Q. protoaliena</i> SUZUKI
<i>Metasequoia japonica</i> (ENDO)	<i>Q. dentata</i> THUMBERG
<i>Pterocarya asymmetrosa</i> KONNO	<i>Zelkova Unger</i> (ETT.)
<i>Salix</i> sp.	<i>Magnolia</i> sp.
<i>Carpinus subjedoensis</i> KONNO	<i>Liquidamber Formosana</i> HANCE
<i>C. crosa</i> BLUME	<i>Lindera protoaciculata</i> SUZUKI
<i>C.</i> sp.	<i>Acer protopalmatum</i> SUZUKI
<i>Fagus oblongus</i> SUZUKI	<i>Rhododendron</i> sp.
<i>E. palaeocrenata</i> OKULSU	<i>Euonymus</i> sp.
<i>F. cf. protojaponica</i> SUZUKI	<i>Smilax china</i> LINNE
<i>F.</i> sp.	<i>Alnus ? sp.</i>
<i>Castanea cf. crenata</i> SIEB. et ZUCO.	<i>Cyclobalanopsis</i> sp.
<i>Quercus protosalicina</i> SUZUKI	

**岩相** 全般的には塊状で堅硬な砂岩や礫岩からなり、砂岩の優勢な砂質泥岩や細礫岩との互層や石炭、砂質泥岩の薄層をはさむ。一部凝灰質となる。数枚-10枚のカキ化石層やそれに伴う砂岩層・石炭層を鍵層として上下に2分し、下位を差切部層、上位を重部層とよぶ。重部層中に坊平凝灰岩部層がはさまれ、聖高原南麓に断続的に分布する。

**化石** 多くの動植物化石を産出し、その主なものは第4表と第5表に示してある。

### III. 7. 1 差 切 部 層

**命名** 小林・磯見 (1950)。

**模式地** 四賀村の県道西条浅間線沿いの露頭。

**分布** 麻績川沿い、冠着山東麓、四阿屋山の麓および虚空蔵山から大洞山をとりまくように分布する。

**層序** 青木層に整合 (一部漸移) で重なり重部層に整合 (一部漸移) におおわれる。

**層厚** 麻績川流域の差切鉾泉付近 (信濃池田図幅内) で約650m, 聖高原南麓で約550m, 聖高原東



第20図 小川層差切部層のケイ化した粗粒砂岩

麓で約80m及び本城村・坂井村及び青木村の境の合する付近で約300m.

**岩相** 一般に灰白色—青灰色—黄褐色の塊状粗粒—中粒砂岩，礫質砂岩，礫岩およびそれらの不規則な互層からなり，砂質泥岩や石英の薄層をはさむが上位の重部層ほど頻繁ではない．砂岩は主として石英粒からなり，細粒砂岩のコンクリーション，砂岩のレンズ，砂質泥岩の偽礫やクロスラミナの発達著しく層理は不明瞭である．ひん岩や石英閃緑岩やデイサイトなどに貫入されている部分は変質し白色固結化している．礫岩は細礫—中礫であり淘汰はよくない円礫が中—粗粒の灰白色砂で膠結されたもので，礫質は先第三系のチャートや硬砂岩粘板岩が圧倒的であるが，緑色凝灰岩礫が含まれることが注目される．本部層の上限は，本図幅域西方の坂北村差切東の県道上の露頭で観察される最上位のカキ化石層とそれに付随する砂管化石層や石炭層をもって区分したが，松本—長野線（平林，1969）以東ではカキ化石層の連続が悪く，上位の重部層とは整合し厳密な対比には若干検討が要される．

麻績川以北の聖高原南麓では，礫質砂岩と粗粒砂岩との不規則な互層，中礫からなる礫岩に一部炭質の砂質泥岩が数枚（5—6枚）はさまれいずれも砂管が発達している．石炭は厚さ10—20cmでやや連続性に乏しいが2—3枚はさまれている．砂岩は凝灰質の部分が多く，下部では，不規則泥岩塊を含む．松本—長野線以西の本部層中には以東より小断層が顕著に発達する．聖高原東部の冠着山南麓では，最下部は黄褐色中粒砂岩ですぐ白色塊状砂岩に移化し，聖冠道路沿いの露頭では一部青灰色中粒砂岩をはさみ，上位は含礫粗粒—礫質砂岩が卓越する．部分的に砂岩が優勢な砂質泥岩との互層部ではフルートキャストが観察される．冠着山東麓では，下位は細粒砂岩からなり上位は中粒—礫質塊状砂岩が卓越する．上部には数cm—数10cmの暗灰色砂質泥岩—亜炭をはさみ，これは北麓の仙石付近および南麓の聖冠道路付近まで連続する．麻績川以南の四阿屋山周辺では，最下位は砂岩の優勢な砂質泥岩の互層ですぐに上位に含礫塊状粗粒砂岩でサンドパイプを含む層準が断続的に分布する．礫径は1—2cmが多く，チャートが圧倒的に多い．連続性の悪いラミナの発達した砂質泥岩を数枚はさむ．東条川以西では，細礫岩がやや優勢で中粒砂岩や石炭層，炭質頁岩をはさみサンドパイプやカキ化石層を含む．とくに，立峠および花川原峠付近では，中部に砂岩の優勢な砂質泥岩との互層が卓越し，そこに数枚の安山岩質玄武岩の岩床がはさまれている．小断層の発達も著しい．本城村青木峠から丸山を経て空峠に至るルー



第21図 差切部層の砂岩・礫岩に進入したひん岩岩床からなる虚空蔵山

トも本部層がよく露出しており、ここでも、下部は塊状の中粒砂岩—細礫岩からなり一部不規則塊状の泥岩を含み、中部は砂岩砂質泥岩互層をはさみ、上部は砂岩礫岩からなる。

### Ⅲ. 7. 2 重 部 層

**命名** 小林・磯見 (1950).

**模式地** 花川原峠南より乱橋への道路沿いの露頭.

**分布** 聖高原南麓及び東麓, 四阿屋山及び大沢山周辺, 乱橋周辺の東条川以南の地域に分布する.

**層序** 差切部層に整合(一部漸移)で重なり, 裾花層に整合におおわれる.

**層厚** 本城村・坂井村及び青木村の境界の合する付近の山麓部で約250m, 聖高原東麓で約70m.

**岩相** 一般に塊状のアルコーズな中—粗粒砂岩, 礫質砂岩および礫岩からなり, 砂質泥岩, 砂岩砂質泥岩薄互層, 石炭層を頻繁にはさみ, 上部ほど凝灰質となる. 最上部付近に数枚の凝灰岩層をはさみ, これは聖高原南麓を断続的にとりまいて分布する. 砂岩にはリップルマークやクロスラミナの発達が著しく, 砂質泥岩中には細—中粒の扁平な砂岩のノジュールが多い. 礫岩は先新第三系のチャートの円礫が圧倒的に多く, 凝灰岩, 頁岩, 硬砂岩, ひん岩などをふくむ.

層相の変化が激しく砂岩, 礫岩や砂質泥岩の量は著しく側方変化を示すが, 一般に差切部層より砂質泥岩の量は多い. 花川原峠より乱橋に至る道路沿いでは砂質泥岩が優勢で礫質砂岩や凝灰質細—中粒砂岩や安山岩質凝灰岩をはさみ, ひん岩や安山岩の岩床も多く観察される. 丸山付近では砂岩の優勢な砂質泥岩との互層, 砂質泥岩および礫岩からなり, 砂質泥岩部には20-30cm厚の石炭層が4-5枚はさまれるが大部分は連続性に乏しい. 礫岩は3-30cm径の淘汰の悪い歪円礫で, 硬砂岩頁岩, チャートおよび安山岩などからなる. 数m厚の岩床や数10cm-数m厚の岩脈に頻繁に貫入され, また正小断層群もしばしば観察される. このように, 麻績川以南では, 本部層を含めて小川層全般に火山岩の貫入が多い.



第22図 裾花層と小川層重部層の境界部 (麻績村山寺)

### 坊平凝灰岩

**命名** 森下ほか（1957）.

**模式地** 麻績村坊平.

**分布** 聖高原南麓に断続的に露出し大岡村泥平，麻績村高，山崎，坊平，真米及び大野田などに分布する．地質図では酸性凝灰岩としている．

**層序** 重部層中にレンズ状にはさまれる．

**層厚** 約10-20m．

**岩相** 白色一灰白色酸性凝灰岩で一部ベントナイト化し，石英粒，軽石粒，炭質泥岩や細円礫を含む．

**化石** 坊平亜植物化石群（重部層下部に含まれる山崎亜植物群と共に麻績植物群の一つ）が産出し，主なものは第5表に示されており，このほか珪化木や淡水貝（ドブガイ）などを産出することが報告されている（森下ほか，1957）.

## III. 8 北山デイサイト

麻績村北山（1022.2m）付近に東西約8km，南北約3.8kmにわたって分布し，地形上でも明瞭に認められる．小川層中に餅盤上に入したもので，城山頂部に小川層の砂岩がのり，ルーフペンダントとなっている．麻績から北山へ通ずる道路沿いの露頭および西沢川東岸の砂防ダム建設現場において小川層砂岩の再結晶したものと思われる最大径1m位の白色岩塊の捕獲岩を含む．一般に青緑色一黒灰色を呈し，肉眼的には斜長石や角閃石の斑晶が目立ち，鏡下では石英，普通輝石，紫蘇輝石，黒雲母，角閃石，緑泥石および磁鉄鉱などが見られる．



第23図 柱状節理の発達した北山デイサイト

### Ⅲ. 9 丸 山 安 山 岩

水野（1976）によって命名され、本城村丸山（1212.8m）を構成する岩体で、青木峠から空峠に至る林道沿いによく観察される。層厚は約200mである。安山岩の溶岩及び凝灰角礫岩からなる。溶岩は節理が発達し一部皿状に割れる独得な形状を示す。下部は紫蘇輝石—普通輝石安山岩からなり、上部はかんらん石—普通輝石安山岩からなる。

### Ⅲ. 10 安山岩質玄武岩岩床

会田向斜付近の小川層中に比較的良く連続する8—9枚の岩床が見られる。厚さはふつう数-30mである。岩床は、塊状砂岩礫岩中に砂質泥岩や泥岩砂岩互層などの部分に進入しており節理の発達が著しく、玉ねぎ状構造をなす部分もある。岩床周囲の泥質岩は熱変質をうけ黒色化している。肉眼的には、



第24図 小川層中に進入した安山岩質玄武岩岩床（立峠南）

輝石や斜長石の斑晶が目立ち、青黒—黒色を呈する。鏡下では、この他にかんらん石、紫蘇輝石や普通輝石が観察される。かんらん石は一部緑泥石化している。

### Ⅲ. 11 裾 花 層

**命名** 飯島ほか（1968）。

**模式地** 冠着山南より四十八曲峠にいたる道路沿いの露頭。

**分布** 聖高原南麓から冠着山周辺に厚く分布し、さらに麻績川以南では四阿屋山周辺とそれに続く尾根筋の高所に散在する。

**層序** 小川層重部層を整合におおい、本図幅域西端では込地層に整合におおわれるが、大部分は聖山

火山岩に不整合におおわれる。

**層厚** 東方にいくほど厚くなり、冠着山周辺では600m近くに達する。西に隣接する信濃池田地域では、笹久で約400m、笹久西で約300m、桐沢で約180m、入山付近で約30m、越中川で10m以下となり、込地、佃見以北で尖滅する（小林・磯見，1950；加藤，1970）。

**岩相** 一般に酸性の凝灰岩や凝灰角礫岩と溶岩からなるが上位はデイサイトとなる。上・下の2部層に区分される。

**化石** ほとんど産出しない。本図幅域北方の長野市安茂里小市で本層中の砂質凝灰岩から珪化木（*Castanopsis makinoi*）が、飯島ほか（1968）によって報告されている。

### III. 11. 1 下部層

**命名** 新称。

**模式地** 本来の模式地は大岡村笹久付近であるが、本図幅域では、麻績村市野川北とする。

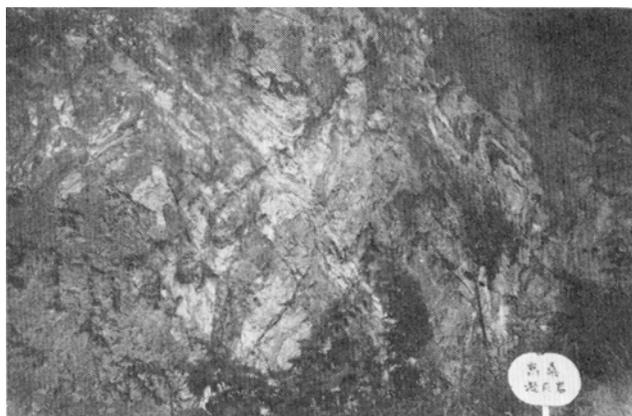
**分布** 聖高原南、東及び北麓と四阿屋山周辺などに分布する。

**層序** 小川層重部層を整合におおい、上部層と指交—整合の関係にあり、聖山火山岩に不整合におおわれる。

**層厚** 大岡村笹久北で約300m、（信濃池田図幅内）冠着山周辺で約160m。

**岩相** 主に灰色—淡青色の斜長流紋岩凝灰岩と同質溶岩からなり、一部デイサイト（聖高原北麓など）である。一般に無層理で高温型石英粒（径1-7mm）を多く含むことが特徴的であるが、部分的に石英粒の見られない凝灰質層もはさまれる。顕微鏡下では、このほか斜長石、黒雲母、角閃石、普通輝石の斑晶が観察される。冠着山周辺では、熱水変質を受け、白色化して、緑泥石や絹雲母などを生じていることもある。また、聖冠道路沿いの本部層は下位層の捕獲岩片と思われるシルト岩の小破片（径3cm以下）を含む。西方の信濃池田地域では、径1cm以下のチャートの細—小円礫を含み一部平行ラミナも発達する。

**対比** 笹久凝灰岩（斎藤，1954）や高桑凝灰岩（森下ほか，1957；加藤，1970）に相当する。



第25図 裾花層下部層の斜長流紋岩質凝灰岩（麻績村市野川部落北）

### III. 11. 2 上部層

**命名** 新称.

**模式地** 冠着山から四十八曲峠への道路沿い.

**層序** 下部層と指交ないし整合の関係にあり, 冠着層及び聖山火山岩に不整合におおわれる.

**層厚** 冠着山東麓で約400m.

**岩相** 主に灰色一帯青灰色のデイサイト溶岩からなるが, 変質, 風化が著しく黄鉄鉱の生成も見られる. 一部角礫質となり, 泥岩の小円礫を含む部分もあるが, 連続性に乏しい. 下部層と指交関係にある更埴明科線沿いの露頭では, 径0.5-1cmの軽石粒からなる白色軽石層, 径3-5mmの岩片を火山灰で固結した石質凝灰岩及び径5-50cmの角礫と斜長石斑晶の目立つ安山岩角礫岩からなり, 北山から大沼へ通ずる沢沿いやその東斜面の露頭では, 平均径1cm, 最大径5cmの黒色頁岩岩片を含む. 下位にみられる流紋岩溶岩や凝灰岩には石英粒が見られない.

### III. 12 安山岩岩脈

冠着山山頂部や四阿屋山山頂部の安山岩溶岩と同質で黒色緻密で斜長石の微細な斑晶がみられる. 鏡下では, このほかに斑晶として普通輝石が観察され, まれに紫蘇輝石を含む. 石基は, 斜長石, 輝石, 磁鉄鉱などからなる. また, 一部変質安山岩である. 青黒一緑青色を呈し, 斜長石斑晶がみられ, 鏡下では, 普通輝石, 石英, 緑泥石, 緑レン石や黄鉄鉱が観察される. おもに, 小川層および裾花層に貫入している.

### III. 13 冠着層

**命名** 新称.

**模式地** 聖冠道路一本松峠より冠着山南麓付近までの道路沿い.



第26図 冠着層の淡青緑色凝灰角礫岩 (冠着山北麓)

**層序** 裾花層上部層に(局部的)不整合に重なり、聖山火山岩に不整合におおわれる。

**層厚** 約100m以上。

**岩相** 主に安山岩の凝灰角礫岩からなり、一部火山角礫岩に移化し、安山岩溶岩や凝灰岩の薄層をはさみデイサイトの部分もある。一本松峠から冠着山への道路沿いで良く観察されるが、最下部付近で径5-20cmの石英閃緑岩の円一亜円礫を含み、冠着山をとりまくように分布することが注目される。また、角礫は淘汰が悪く1-3cm大のものが多く、5-10cm、20-150cm大のものも含み一部溶結相を伴う。礫種は、安山岩が大部分だが、緑色凝灰岩、泥岩を含む。

**対比** 斎藤(1979, 私信)の一本松凝灰岩に相当すると思われるが、彼は三峯山火山岩と類似の岩片を含むことから *post*-三峯の可能性を指摘している。今後検討を要する。

### III. 14 冠着安山岩

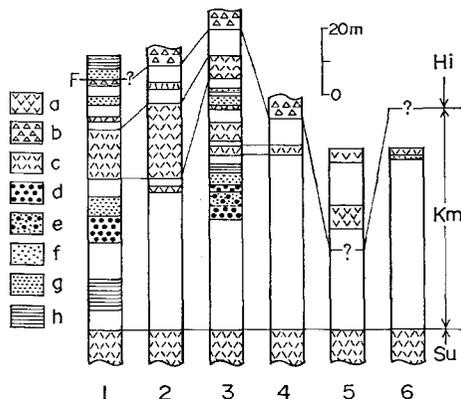
冠着山の尖峰や四阿屋山山頂の一部をなす普通輝石紫蘇輝石安山岩体で同質の岩脈が北中腹の黒滝をつくるといわれる(飯島ほか, 1969)。黒色緻密で堅硬な外観を呈し、一般に新鮮である。鏡下では、斑晶として斜長石、紫蘇輝石、普通輝石が認められ、一部、緑泥石、絹雲母、方解石が認められる。

### III. 15 込地層

**命名** 小林ほか(1950)。

**模式地** 本図幅域では、ごくわずかししか分布していないので麻績村高部落北方を模式地とするが、西に隣接する信濃池田地域の生坂村込地橋付近や大岡村長岩付近に模式的に発達する。

**分布** 本図幅域では、聖高原南麓標高1100-1150m付近に東西に断続的に分布し、聖山南方で尖滅する。



第27図 聖山南麓の込地層と聖山火山岩基底との地質柱状図(水野1976)

1. 市後沢 2. 市後沢東隣の沢 3. 穴水の沢右岸 4. 穴水の沢左岸 5. 堂ヶ入一号池からNNWにのびる沢の右岸(海拔1100m付近) 6. 5.の沢の左岸(海拔1100m付近) a. 安山岩溶岩 b. 凝灰角礫岩-火山角礫岩(一部集塊岩) c. 酸性凝灰岩 d. 礫岩 e. 砂質礫岩 f. 砂岩(塊状) g. 砂岩(平行葉理発達)

**層序** 下位の裾花層に整合に重なり、本図幅域では聖山火山岩に不整合におおわれる。信濃池田図幅地域の込地向斜軸部では、上・下に2分され(加藤, 1970)。上部・下部層間は整合ないし漸移の関係にある。

**層厚** 西方の生坂村込地橋付近で下部層は390m, 大岡村長岩付近で上部層が300m+。東方に薄くなり、本図幅域では30m以下となる。

**岩相** 本層は模式地の西隣信濃池田図幅地域において、全体として砂質泥岩砂岩互層であり、また砂岩・砂質泥岩及び礫岩も多く、炭化度の低い石炭層を数枚はさみ、かつて採掘されていた。下部層は淡青—青灰色、中粒—粗粒砂岩が優勢で全体として塊状であるがしばしば級化層理を示す。やや凝灰質で黒雲母が目立つ。暗灰—灰色砂質泥岩は玉ネギ状構造が発達し数枚の連続性に乏しい石炭層をはさむ。礫岩は径0.5-5cmのチャートの円礫が多く層状をなすがしばしば塊状不規則となる。上部層は灰色—灰白色砂岩と暗灰—灰色砂質泥岩との互層で一部砂岩は礫質となり、砂質泥岩は炭化している。

しかし、本図幅域では暗灰—灰色砂質泥岩である。

**化石** 小林ほか(1950)は下部の砂岩中から *Corbicula* cfr. *sakaensis* (MAKIYAMA) を報告し、森下ほか(1957)は、砂質泥岩中から *Sequoia*, *Taxodium* 他の植物化石を報告している。

**対比** 小林ほか(1950)の込地頁岩砂岩層のうち、基底部の凝灰岩を除いたものに相当し、加藤(1970)の込地砂質泥岩砂岩互層に等しい。

### III. 16 聖山火山岩

**命名** 飯島ほか(1968)。

**模式地** 聖高原有料道路沿いの露頭。

**分布** ほぼ聖高原中・西部の約1000m以上の高所を占めて分布する。

**層序** 下位の裾花層や込地層を不整合におおひ、大町テフラ層に不整合におおわれる。

**岩相** 一般に安山岩や玄武岩の溶岩と同質の集塊岩からなる。

#### III. 16. 1 聖山安山岩

**命名** (再定義) 新称。

**模式地** すずらん湖から福満寺へいたる道路沿いの露頭。

**分布** 聖高原中・西部。

**層序** 聖山火山岩の主部をなし、込地層や裾花層を不整合におおひ。大町テフラ層に不整合におおわれる。

**岩相** 主に青黒色の輝石安山岩—玄武岩質安山岩の溶岩で自破碎構造を示すことが多く、風化すると斜長石斑晶が目立つ。輝石は紫蘇輝石や普通輝石で、緑泥石化していることが多く、若干のかんらん石も含み、石基は短冊状の斜長石や輝石、磁鉄鉱、燐灰石などの微晶からなる。下部に、玄武岩質安山岩の火山角礫岩がはさまれるが連続性は悪い。一部集塊岩である。角礫は径5-10cmで最大径60cmで基質は凝灰質である。

### III. 16. 2 横原山安山岩

**命名** 新称.

**模式地** 横原山付近.

**分布** 横原山付近.

**層序** 聖山火山岩の一部.

**岩相** 5-10mm径の普通輝石斑晶を多量に含んだ青灰色の安山岩溶岩および同質の火山角礫岩である。鏡下では、斑晶として斜長石、かんらん石、普通輝石および若干の紫蘇輝石が観察される。普通輝石はきわめて多色性が強い。輝石の性質については、待場ほか(1939)や河野(1939)の記載がある。石基は短冊状の斜長石の間に輝石や磁鉄鉱の微晶が配列する。

### III. 16. 3 聖山玄武岩

**命名** 新称.

**模式地** 聖山山頂部.

**分布** 聖山山頂付近.

**層序** 聖山火山岩の一部.

**岩相** 黒色の紫蘇輝石普通輝石かんらん石玄武岩で、風化すると斜長石が目立つ。鏡下では、斑晶として斜長石、かんらん石、普通輝石および紫蘇輝石が観察され、石基は、斜長石、磁鉄鉱、輝石などの微晶をガラス質な部分が充填する。

**対比** 本論の三峯山火山岩と聖山火山岩及び北方の長野県幅域内の篠山や高雄山に分布する安山岩類をあわせて、聖山火山岩類(飯島ほか, 1968)とよばれている。この聖山火山岩類の層位関係および聖山火山説の真偽をめぐって従来から多くの議論がなされてきた(本間, 1931; 小林, 1953; 斎藤, 1954; 森下ほか, 1957; 飯島ほか, 1968; 竹下, 1969; 水野, 1976)。

聖山安山岩および三峯山下部層は、下位の込地層、冠着層および裾花層などを不整合におおっていることは、本地域の調査で明らかであり、聖山火山岩が込地層堆積後(鮮新世以降)であることは自明である。本地域のみの調査では時代の上限を確定できないが、水野(1976)は、込地層堆積後猿丸時階(小林, 1957)以前と考え、斎藤(1979, 私信)は、古地磁気から、古飯縄火山に対比し、犀川右岸地域で柵相当層を不整合におおうことを指摘している(竹下ほか, 1960; 竹内ほか, 1965)。

## III. 17 三峯山火山岩

**命名** 新称.

**模式地** 三峯山東麓採石場および聖湖—1本松峠への道路沿い.

**分布** 三峯山を中心とした聖高原東部.

**層序** 下位の裾花層や冠着層を不整合におおい、聖湖付近で聖山火山岩と接する.

**岩相** 安山岩溶岩および同質火山角礫岩が主で、凝灰岩ないし凝灰質砂岩の薄層をはさむ.

**対比** 飯島ほか(1968)の三峯火山岩にほぼ相当する.

### Ⅲ. 17. 1 下部層

**命名** 新称.

**模式地** 一本松峠付近.

**分布** 大池を中心に、聖湖以東の聖高原東部の高所に分布する.

**層序** 裾花層や冠着層を不整合におおい、中部層、大町テフラ層、姨捨土石流堆積物におおわれる.

**岩相** 肉眼的には、自形をなす斜長石や輝石の斑晶が目立つ黒色一黒灰色の堅硬で緻密な溶岩で柱状節理の発達する部分もある、鏡下では、斑晶は、1.5mm以下で斜長石、普通輝石、紫蘇輝石および磁鉄鉱である。石基は斜長石の微晶の間を輝石とガラス質物質が充填している。

### Ⅲ. 17. 2 中部層

**命名** 新称.

**模式地** 聖湖から一本松峠へ向かう道路沿い.

**分布** 聖湖南方および南東方と北東方の聖高原山麓.

**層序** 下部層に整合に重なり、大町テフラ層におおわれる.

**岩相** 塩基性安山岩質の火山角礫岩が主で凝灰岩ないし凝灰質砂岩の薄層をはさむ。火山角礫岩は、5-50cmの淘汰の悪い角礫を含み基質は凝灰質泥岩である。礫種は普通輝石、紫蘇輝石安山岩やデイサイトが多いが、更埴明科線沿いでは、下位の小川層起源と思われる1m大の砂岩塊を捕獲している。

### Ⅲ. 17. 3 上部層

**命名** 新称.

**模式地** 三峯山山頂付近.

**分布** 三峯山付近.

**層序** 中部層を整合におおう.

**岩相** 柱状節理の発達した灰色一黒色のややガラス質の安山岩溶岩で斜長石斑晶が目立つ。鏡下では



第28図 柱状節理の発達した三峯山火山岩中の安山岩溶岩 (三峯山東麓採石場)

2mm以下の斜長石，1mm以下の普通輝石の斑晶が多く若干の紫蘇輝石を含む．石基はガラス質の部分が多く斜長石，輝石磁鉄鈦の微晶が散在する．

## IV. 第四系

坂城図幅内の第四紀洪積世の地層は，上田市西方のいわゆる塩田平に分布していることが本間（1931）によって報告されたが，詳しい記載や対比はなされていなかった．近年，山岸ほか（1963）や飯島ほか（1969）らの調査によって，塩田層または上小湖成層とよばれ，詳しい報告がなされている．以下，筆者の調査結果を加味しそれらの報告を要約しておく．

### IV. 1 上小湖成層

上田小県誌自然編（1963）で塩田層とよばれたものを含み，上田市と小県郡下の多くの町村にわたって分布する．本図幅域内では，南東部の千曲川とその支流の産川，湯川及び浦野川流域に分布し，地質時代を異にする少なくとも二回の湖にほぼ同一の地域に堆積したもので古期上小湖成層と新期上小湖成層に区分される．

#### IV. 1. 1 古期上小湖成層

**命名** 飯島ほか（1969）．

**模式地** 小県郡川西村室賀小学校西方100mの崖（第29図の1の地点）．

**分布** 本図幅域内では，上田市小牧山の北側と西側山麓の丘陵（小牧一神畑一本州大学付近），独鈷山塊北側山麓の丘陵（前山一平井寺一樋の口付近），川西村飯繩山の東側と南側山麓の丘陵（川西村上手組一押切一岡付近）及び産川，湯川や浦野川の川底や崖．

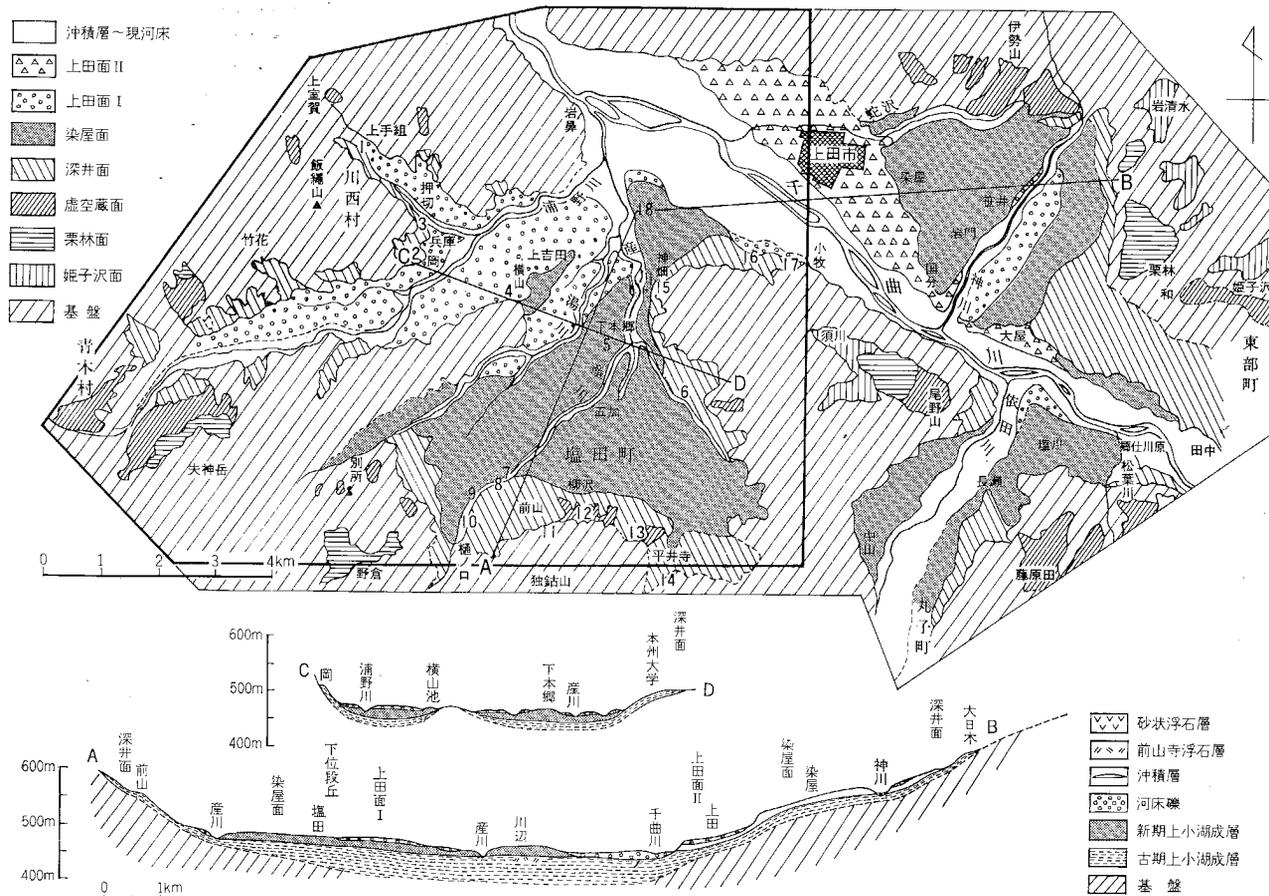
**層序** 中新統または鮮新統を不整合におおひ，新期上小湖成層に不整合におおわれる．

**層厚** 上田市浄水場付近で10m＋，川西村室賀小学校前の崖では25m＋，塩田町樋の口の産川沿いの崖で30m＋．

**岩相** 主に礫岩と泥岩や砂岩からなり，これに数層の泥炭層と一枚の前山寺浮石層（飯島ほか，1969）をはさむ．礫岩は汰淘の悪い10-20cmの礫径をもつ円礫が多く砂岩や泥岩も特徴に乏しい．塩田町前山寺の丘陵（第29図の11の地点）では，前山寺浮石層とよばれる葉理の発達した軽石層が約1.4mの厚さを持ち，これをはさむ上下の地層には乱堆積現象がみられる．

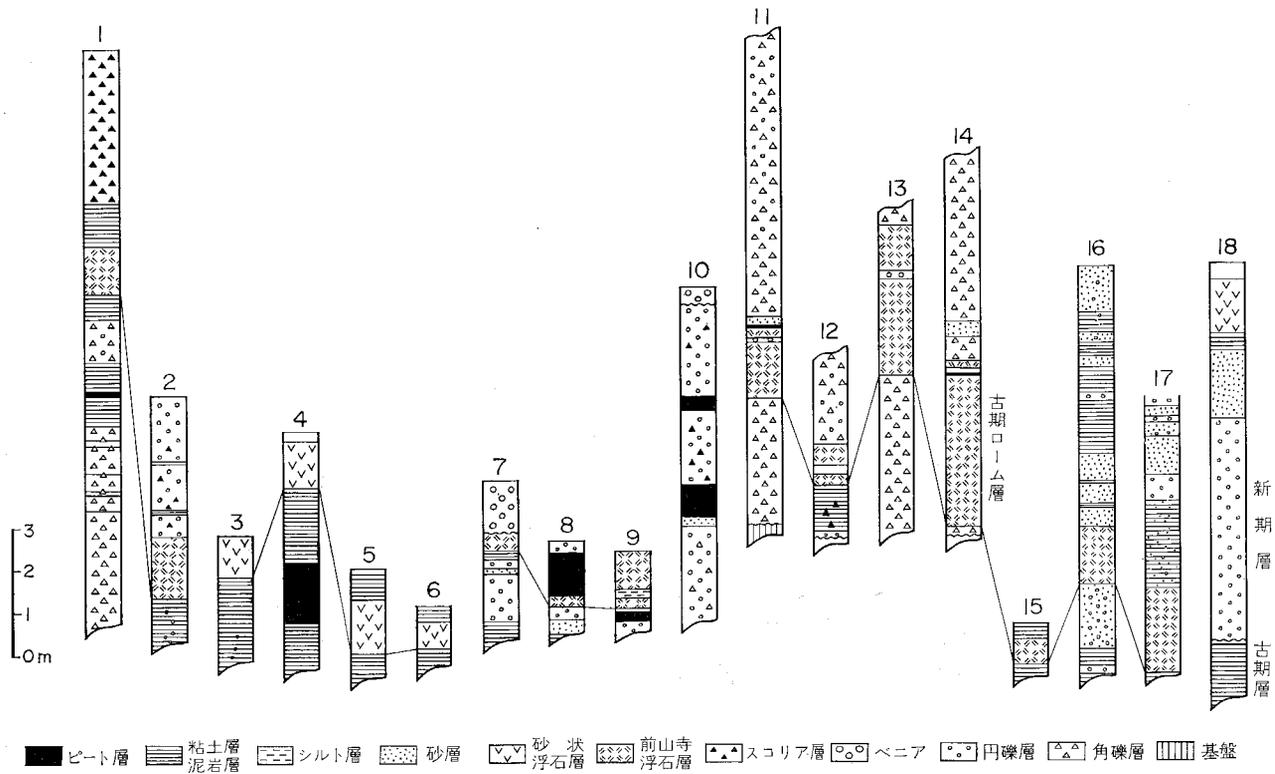
**化石** 詳細な産出層準が不明なものが多いので，新期上小湖成層産の化石とあわせて後述する．

**対比** 前山寺浮石層は千曲川上流地方の古期下部ローム層に属し，古期下部ローム層は関東ローム層の下部多摩ローム層に対比されている（飯島ほか，1969）．



第29図 上田・小県地方の第四系(飯島ほか, 1969に加筆)

1. 室賀 2. 岡 3. 兵庫 4. 横山池 5. 下木郷 6. 下之郷 7. 新前橋 8. 中原橋 9. 手塚 10. 樋ノ口 11. 前山寺  
 12. 柳沢 13. 石神 14. 平井寺 15. 神畑 16. 四中南 17. 上田市浄水場 18. 川辺 (太実線内が本図領域に含まれる)



第30図 上小湖成層の柱状図  
 (飯島ほか, 1969より一部引用) 柱状図の番号は第28図と同じ。3, 4, 5および6は新期上小湖成層のみ

#### IV. 1. 2 新期上小湖成層

**命名** 飯島ほか (1969).

**模式地** 上田市川辺の産川橋下流450mの右岸 (第29図の19の地点).

**分布** 本図幅域内では浦野川, 産川及び湯川流域に分布する.

**層序** 古期上小湖成層を不整合におおい, 最上部は新期ローム層に整合に漸移する.

**層厚** 模式地で8m, 川西村横山池で5m+.

**岩相** 泥岩が卓越し, 砂岩層や泥炭層をはさむが, 模式地付近など一部で礫岩がふくまれる. この礫は, 古期上小湖成層に由来する径0.3-0.7mぐらいの泥岩塊をふくむ.

**化石** 上小湖成層からは, 象・鹿・馬などの哺乳動物化石の産出が知られている (八木, 1942; SHIKAMA et al. 1958; 飯島ほか, 1969) が, 大部分は産出層準が不明なものが多いので次に一括して示しておく.

第6表 上小湖成層の動物化石 (飯島ほか, 1968 による)

- Paleoloxodon namadicus naumanii* MAKIYAMA (川西村当郷区塩之入竹花)  
\**Paleoloxodon namadicus naumanii* MAKIYAMA (塩田町下本郷区善明)  
*Cervus yagianus* KISIDA (or *Cervus nippon yesoensis* HEUDE) (川西村当郷区塩之入竹花)  
*Cervus* sp. (同上)  
*Sinomegaceros (Sinomegacerooides) yabei* SHIKAMA (同上)  
*Cervus nippon yesoensis* HEUDE (上田市神畑区山の神)  
*Equus hemionus* PALLAS (川西村当郷区塩之入竹花)  
*Equus hemionus* PALLAS var. (川西村室賀区入組)

\*新期上小湖成層産, ( )内は産出地点

この他, 泥炭層から多くの花粉化石を産する. 主なものは *Abies* (モミ), *Picea* (トウヒ), *Pinus* (マツ), *Tsuga* (ツガ), *Cryptomeria* (スギ), *Quercus* (コナラ), *Fagus* (ブナ), *Ulmus* (ニレ), *Juglans* (クルミ), *Pterocarya* (サワクルミ), *Ilex* (モチノキ), *Alnus* (ハンノキ), *Acer* (カエデ), であるが, 上小湖成層全般にわたる卓越種は *Picea*, *Tsuga*, *Abies*, *Pinus* などである (山岸ほか, 1963).

**対比** 川西村横山池 (第29図の4の地点) の泥炭層中の木片の<sup>14</sup>C年代は28400±1800B. P. (飯島, 1964) と報告され新期上小湖成層の上限付近と新期火山灰層の下限付近の絶対年代を示す.

#### IV. 2 姨捨土石流堆積物

姨捨土石流は, 三ツ峯山体の地すべり性崩壊によって生じた. 大池部落付近を頂点として北東方向に扇状に広がり, 先端は千曲川のはん濫原にのぼしている. 「田毎の月」とよばれる棚田がつくられている特異な緩傾斜地形をなしている. 堆積物は三ツ峯火山岩の不淘汰な安山岩角礫を多量に含み, 同質の風化した粘土に充填されている. 飯島ほか (1968) は, 本土石流の分布を篠ノ井線西寄りのやや急傾斜地を境としてその上部の平坦面と階段状の緩傾斜に2分し, 上部の平坦面を大峯面に対比した. この面上には一部大町テフラ層が堆積している.

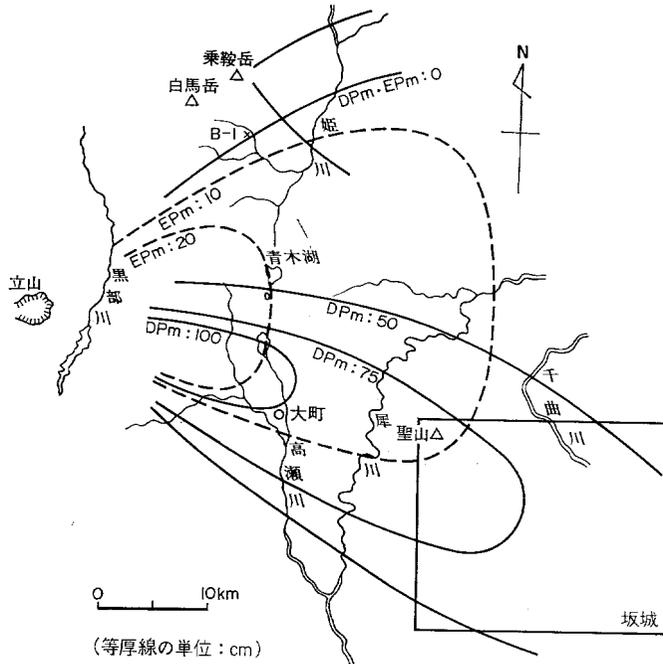
### IV. 3 大町テフラ層

本図幅域内の火山灰は、聖高原一帯、十観山西方及び坂城町鏡台山西麓に比較的広く分布し、その他は断片的に山地緩斜面に分布するにすぎない。この火山灰は、その起源が西方の富山県下の立山火山と

第7表 北城盆地（長野県姫川流域）の大町テフラ層の特徴（小嶋ほか，1974を簡略化）

テフラ の記号	色 調	厚 さ	平均粒径 (最大粒径)	分級	発泡	石質 岩片	鉍 物 組 成 (%)							
							H/T	Hy	Au	OP (Mg)	Ho	Zi	others	その他 の特徴
EPm	明 褐 (7.5YR5/6)	5~7	0.2~0.3 (0.5)	良い	良い	多い	60.1	58.2	6.5	0	32.6	0	2.7	
DPm	淡 黄 橙 (10YR8/4)	15~25	0.3~0.5 (1.0)	非常に 悪い	非常に 多い	50.6	47.5	5.0	3.5	29.5	0	14.5		
						24.8	44.3	4.8	21.0	20.5	0	9.4		
BSc	赤 褐 (2.5YR4/6)	10~15	不 明	不明	良い	少い	97.9	31.2	2.4	64.2	0	0	2.2	Ho なし
APm	灰 褐 (7.5YR7/4)	30	不 明	不明	不明	少い	7.8	0.9	0	72.3	0	0.4	26.4	Bio- titeを 含む

Hy: 紫蘇輝石, Au: 普通輝石, OP(Mg): 不透明鉍物(磁鉄鉍), Ho: 普通角閃石, Zi: ジルコン, H/T: 全鉍物中の重鉍物の割合. 鉍物組成については1/8~1/16mmのものを検鏡した. 小嶋 (1974).



考えられている大町テフラ層（小林ほか，1969；中谷，1972）に相当する。大町テフラ層の模式地である大町スキー場の露頭では，小林ほか（1969）によって下位からA, B, C, D, Eと名づけられた軽石やスコリアがはさまれ鍵層となっている。中谷（1972）は，これらの軽石層（Pm）とスコリア層（Sc）を記号化して，各々APm, BSc, CSc, DPm, EPmと称している。それぞれの性質及び分布は，第7表及び第31図に示されている。以下，本論でも同様の名称を用いる。本図幅には火山灰層は一括して示してあるが，上記の鍵層によって，上・中・下部テフラ層（中谷，1972）または，古・中・新期火山灰層（飯島ほか，1968）の3層に区分される。

#### IV. 3. 1 下部テフラ層

**命名** 小林ほか（1969），中谷（1972）は下部テフラ層と名づけ，飯島ほか（1968）は古期ローム層と称する。

**模式地** 本来の模式地は大町市北東にある大町スキー場であるが，本図幅域では更級郡大岡村高峯寺付近とする。

**分布** 長野県中・東部に広く分布するが，本図幅域内では，聖高原一帯，青木村十観山付近及び河東地域では坂城町鏡台山西麓に主に分布する。

**層序** 大町付近では大峯累層を不整合におおい，千曲川上流ではくさり礫層を不整合におおうが，本地域では下限は不明である。中部テフラ層最下部の赤色スコリア層（BSc）におおわれる。この境界は，不整合とみなす見解（飯島ほか，1968）とそれほどの顕著な降灰休止期があったとは思われないとする見解（小林ほか，1969；中谷，1972；小嶋ほか；1974）があり，今後検討を要する。

**層厚** 大町で335cm，大岡村で350cm+，十観山で400cm+。

**層相** 全体として粘土化した褐色～暗褐色ロームからなり，粗粒な黒雲母を大量に含む3枚の軽石層をはさむ。これらは，飯島ほか（1968）のB<sub>1</sub>, B<sub>2</sub>, B<sub>3</sub>層，中谷（1972）のA<sub>1</sub>Pm, A<sub>2</sub>Pm, A<sub>3</sub>Pmに相当する。

**対比** 上部多摩ローム層に対比されている。

#### IV. 3. 2 中部テフラ層

**命名** 小林ほか（1969），中谷（1972）。

**模式地** 更級郡大岡村高峯寺付近。

**分布** 大町地方から更埴・上小・南佐久・北佐久地方にかけて分布し，本地域では，下部テフラ層と同様な地域に分布する。

**層序** BSc層下限よりDPm層直下までを占め，下部テフラ層を不整合（？）におおい，上部テフラ層に不整合におおわれる。

**層厚** 大町スキー場で180cm，高峯寺で約310cm，十観山で約400cm。

**岩相** 褐色～暗褐色，いわゆるチョコレート色の細～中粒火山灰層で，最上部付近に顕著なクラックが発達し，下部に赤～橙色の2枚のスコリア層（BSc, CSc）をはさむ。

#### IV. 3. 3 上部テフラ層

**命名** 小林ほか (1969), 中谷 (1972).

**模式地** 更級郡大岡村高峯寺付近.

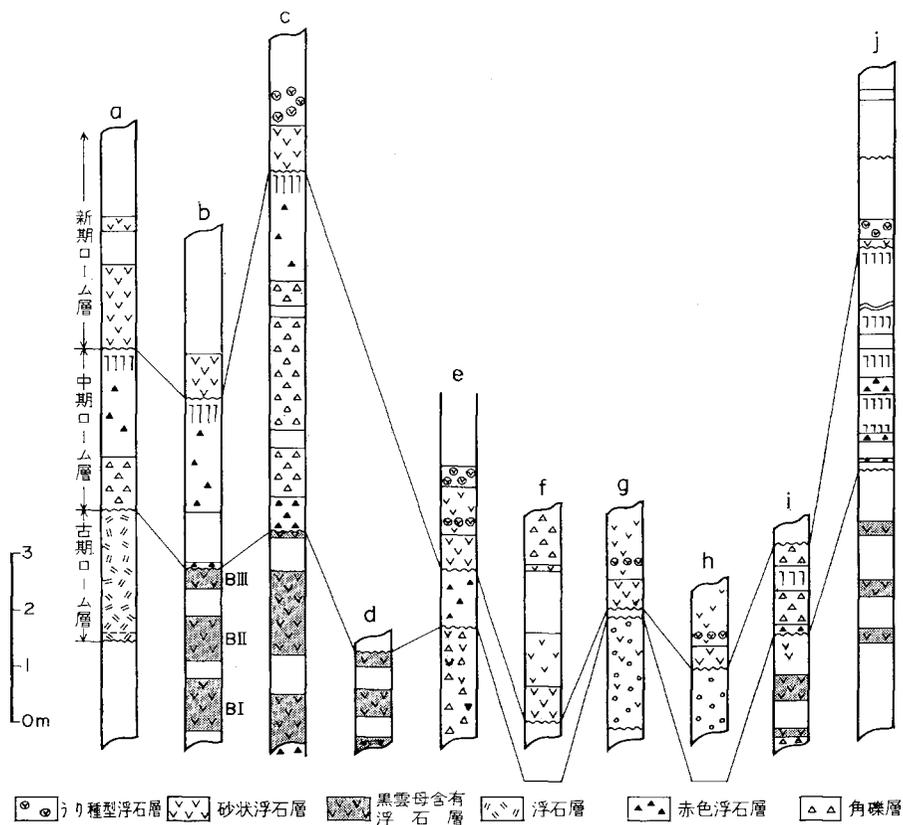
**分布** 聖高原一帯, 青木村十観山付近及び坂城町鏡台山西麓に主に分布する.

**層序** DPm層下限より表土直下までを占め, 中部テフラ層を不整合におおう.

**層厚** 大町スキー場で300cm, 高峯寺で約425cm, 更埴市大池部落大池畔で約330cm.

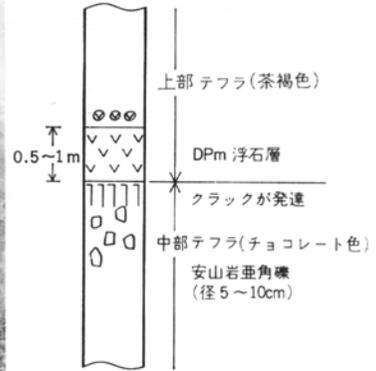
**岩相** 黄褐色一褐色の粘土化の弱い細一中粒の火山灰層で最下部に顕著で分布の広い鍵層である浮石層, DPm層 (飯島ほか, 1968の国分寺浮石層に相当) があり, その上位は石質岩片を多く含む. 中位には, さらに他の軽石層 (EPm) がはさまれるがその分布東限は聖山付近で, 高峯寺付近では点在するにすぎない.

**対比** 上部テフラ層下部は下末吉ローム層に対比されている (中谷, 1972).



第32図 長野県北部と東部のローム層の柱状図 (飯島ほか, 1969 による)

a. 大町スキー場 b. 大岡村高峯寺 c. 青木村十観山 d. 姫小沢 e. 保福寺峠 f. 夫神岳  
g. 別所 h. 蟹窪 (b, c, f および g は本図幅域内)



第33図 軽石層 (DPm層) と上・中部テフラ層 (更埴市三峯山東麓採石場への道の入口)

#### IV. 4 段丘堆積物

本地域内では、河岸段丘の分布はきわめて貧弱である。わずかに麻績川支流の東条川西岸や会田川付近に小規模な段丘がみられるにすぎない。この段丘を構成する礫層は、安山岩、砂岩やチャートなどの径5-20cmぐらいの亜円礫を主とするもので、厚さは2-3m程度である。

#### IV. 5 崩積堆積物

聖高原南麓、鏡台山南麓や塩田平周辺と東条川、会田川及び谷川の沿岸や源流部に散在する。内村層、別所層、青木層や小川層の安山岩、頁岩、泥岩や砂岩及び裾花層の流紋岩など風化に弱い岩石の角礫や風化粘土の集積からなる。

#### IV. 6 扇状地堆積物

千曲川東岸坂城町付近にいくつかの扇状地が複合して発達し、これらは谷川、御堂川などによって形成され、現千曲川によって扇端部は側方侵蝕をうけている。この他、聖高原東麓の戸倉町、上山田町にも小規模に発達する。堆積物は、安山岩、砂岩などの亜円—亜角礫と砂や粘土からなる。

#### IV. 7 旧河床堆積物

主に千曲川沿岸および塩田平に分布し、旧千曲川およびその支流によって堆積された円—亜円礫と砂からなる堆積物である。礫は安山岩、凝灰岩、ひん岩、砂岩などが多く、径20cm以下のものが多い。

## IV. 8 沖 積 層

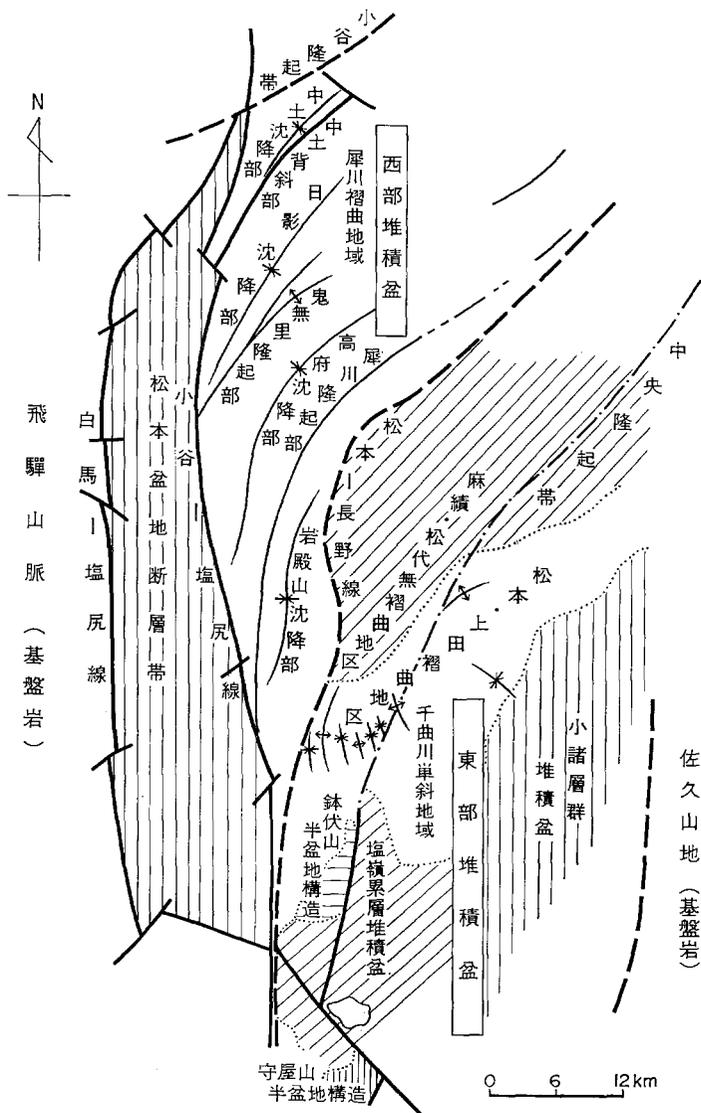
本図幅域内では、千曲川、麻績川、会田川、東条川や浦野川などにわずかに発達するにすぎない。砂礫や粘土などからなる。

## V. 地 質 構 造

### V. 1 概 説

本間（1931）以来、多くの研究者によって北部フォッサマグナが構造的に東西に二分されることが指摘されてきた。とくに平林（1969）は、地層の走向傾斜や地質構造の検討から、松本—会田—聖山西側—茶臼山—長野を結ぶ線を境として東西で構造的かつ地質的に著しい相違があることを指摘し、この線を松本—長野線と命名した。この構造線は本図幅域西端部を通り会田断層—七ツ松断層を経て、聖山の西側へぬける線であらわれ、若干の曲折はあるがほぼ南北性を示す。この構造線の西側地域は変形の強い大褶曲や断層が発達し逆小断層や小褶曲及び各種のスランブ構造も発達が著しい。北部フォッサマグナ全体としてみると、この地域の大褶曲や大断層は特異な構造分布をなすことが知られている。すなわち、褶曲軸や断層は北西方向に凸の弧状をなし、北部では北東—南西方向のいわゆる新潟方向をとり、しだいにわん曲して、南部では南北性にうつりかわり明科あたりで収れんするように見えるというものである。このような構造形態の原因として二つの異なる見解が対立している。すなわち、一つは、糸魚川—静岡構造線沿いにその東側の新第三系分布地域がその西側の飛驒山地側の古期岩類分布地域に対して北方へ水平ずりの運動を行ったためとする解釈（小松、1967）と他方、2つの沈降部（堆積盆）が交差している場合、その交差部つまり褶曲軸の曲がり目というのは初期の堆積盆地のへりの形があらわれたためにみかけ上わん曲しているにすぎないとする解釈である（藤田、1973）。今後一層の検討が要される問題である。

さて、松本—長野線の東側地域、すなわち本図幅域の大部分は中央隆起帯（飯島、1962）に属する。飯島（1962）は、新生代層を支配する地質構造は基盤の構造を反映したものと理解し、長野堆積区の新生代層の主要な構造方向（前述）と小諸堆積区の構造方向や火山配列の方向（東西性）とのくいちがいから、両者の間に「諏訪—十日町構造線」を設定した。そして、この構造線にそって中新世初期から第四紀に至る様々な火成活動及び上昇陸化が行われたとし、この地帯を中央隆起帯と称した。さらに、平林（1969）は、この区域を細分し、麻績・松代無褶曲地区、松本・上田褶曲地区や千曲川単斜地域などを提唱している。この細区分は、褶曲の分布から行われたみかけ上の区分にすぎず、必ずしも造構造応力場の差違を反映したものとは言えない。むしろ、麻績・松代区は、小川層・裾花層をはじめとする比較的堅硬塊状な岩石からなり層状異方性がほとんどないために褶曲しにくく、松本・上田区は別所層・青木層など流動しやすい泥岩や層状異方性の強い砂岩泥岩互層からなるため褶曲が発達したと考えられる。いずれにせよ、松本—長野線以東の地域は、全体的に隆起区域であり、褶曲は大部分が30°以下の



第34図 北部フォッサマグナの構造区分図 (平林, 1969)

緩い変形を示し、多くの火山—深成岩体に貫入されているといえよう。

## V. 2 褶曲

### V. 2. 1 セツ松向斜

本図幅の西端に位置し、本城村中ノ峠付近より北上し、坂北村セツ松、竹場を通り桂付近まで達する全長約8kmで南北性の軸を持つ向斜である。軸面はほぼ垂直であるが、北端ではやや東に傾き、北方へ20-30° プランジする。南部では、褶曲軸近くの東側にセツ松断層がほぼ平行に走っている。非対

称性が著しく、西翼は $50^\circ$ 以上の傾斜を示す部分もあるが東翼は、中央部付近の小褶曲を伴ってやや複雑な変形を示す部分を除けば、 $10^\circ$ 以下で水平に近い。端末部ではどう曲状となる。変形は、青木層上部から小川層上部に及んでいる。北部フォッサマグナの褶曲地域の東縁を画し、松本―長野線の一部をなす。

#### V. 2. 2 会田向斜

七ツ松向斜の南に位置し、本図幅域内ではその北半部のみがあらわれているが、全長約8kmで一般に $N15^\circ E$ の軸向を持ち、最大 $20^\circ$ ほど北へプランジする。北部では、軸はより東向きとなり、七ツ松向斜の延長とはつづかない。軸面はほぼ垂直で一部やや西に傾斜する。開いた褶曲で東翼は $30^\circ$ 以下、西翼は軸部近くの小川層は $20\text{--}30^\circ E$ と緩いが、下位の青木層では $60^\circ E$ 以上と急になる部分があり、やや非対称である。変形は、別所層から小川層に及んでいる、褶曲軸のすぐ東に平行して走る会田断層と共に松本―長野線の一部をなす。

#### V. 2. 3 錦部背斜

会田向斜の東部に位置し、本図幅域内ではその北東部しかあらわれていないが、全長約13kmの背斜である。軸向は、四賀村会吉―水上一大沢―矢久にかけてはNE-SW性を示すがそれより南ではN-S性ないし $N5^\circ W\text{--}S5^\circ E$ へと向きを変え、結局、北西側を弧をはりだしたようにわん曲していることになる。軸面は一般に西に傾斜するが、南部では東に傾くらしい。変形は内村相当層上部から青木層下部に及ぶが、北部へ $30\text{--}45^\circ$ ぐらい急激にプランジするため、会吉以北では変形は生じていない。西翼は $30\text{--}60^\circ$ で一般に $45^\circ$ 前後の傾斜を示し、東翼は $10\text{--}30^\circ$ の緩傾斜を示す非対称褶曲である。矢久を通る東西性の沢で特に明らかのように、青木層最下部の礫岩砂岩層をはじめとして、西翼で厚く、東翼で薄い傾向が見られる。

#### V. 2. 4 木の小屋谷向斜

錦部背斜の東に位置し、本図幅域内では、その北東部しかあらわれていないが、全長約5kmで、軸向は北半部ではNE-SW性であるが南半部ではほぼN-S性となり、錦部背斜と同様の向きを持つ。軸面はほぼ垂直で、最大 $20^\circ$ ほど南へプランジしている。別所層及び青木層下部が変形している。しかし河鹿沢付近より北方では、ほとんど変形は認められない。両翼とも $10\text{--}20^\circ$ ほどの緩傾斜を示し、対称性が強い。向斜軸部において、青木層下部層の層厚が厚い傾向がある。

#### V. 2. 5 夫神岳向斜

小県郡青木村と上田市の境に位置する夫神岳(1250.1m)を通り、 $N20^\circ W\text{--}S20^\circ E$ の軸向を持つ向斜で、軸長約3kmである。両翼とも $10\text{--}20^\circ$ 程度の緩傾斜を示し、対称的な開いた褶曲である。軸面はほぼ垂直で、変形は青木層―別所層上部にとどまる。

### V. 2. 6 野倉背斜

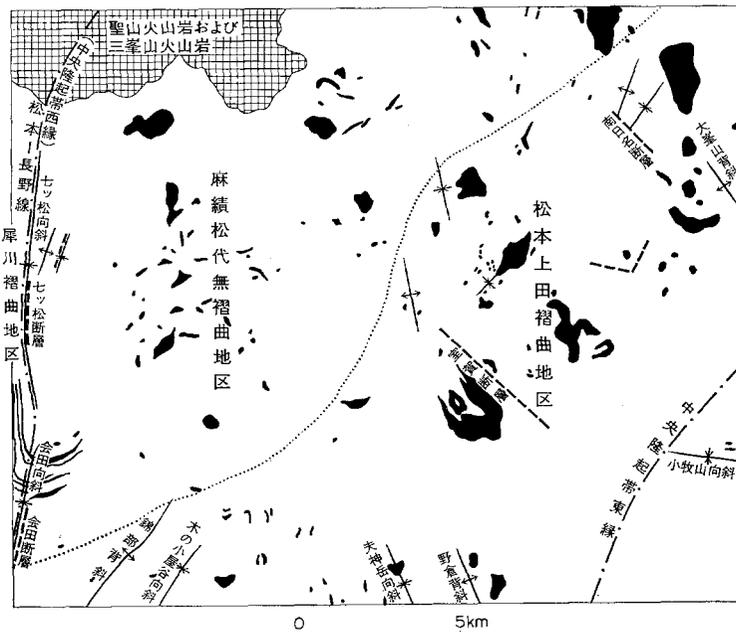
夫神岳向斜の東に位置し、それにほぼ平行するN20° W-S20° Eの軸向を持つ背斜で、軸長約2kmである。両翼とも20°以下である。野倉背斜など別所層のみ変形している褶曲は、地質図には模式的に直線的な褶曲軸が示されているが、実際には不規則にうねっていることが多い。

### V. 2. 7 小牧山向斜

本図幅域では、その西半部があらわれているのみであるが全長は約5.5kmある。当地域の他の褶曲と異なってN80° W-S80° Eの軸向を持つ東西性の向斜である。両翼とも30°前後の傾斜を示し、軸面はほぼ垂直である。北翼部の下位層は第四紀層におおわれて不明であるが、南翼部では別所層まで変形している。本図幅域内では、上部は小川層までしか変形していないが、東方に追跡するとさらに上位の鮮新世といわれる梨平層まで変形させている。

### V. 2. 8 大峯山背斜

河東地域（千曲川以東の地域）の大峯山を通る約4kmほどの軸長を持つ背斜であるが、走向傾斜の分布からみてドーム構造をなしているともいえる。南部では40-50°以上の急傾斜をなし、部分的には70-80°を示すが、北西部では30°以下の傾斜が多い。当地域の最下位層である大峯山層から横尾層まで変形が及んでいる。



第35図 地質構造図

### V. 2. 9 その他の褶曲

河東地域では、埴科郡和乎や平沢付近を通るNNE-SSW性の背斜及び向斜がある。いずれも軸長は2km以下で、軸間距離は1km以下の褶曲で、南端を断層で切れ、それ以南では発達が悪い。変形はおもに横尾層内である。

河西地域の埴科郡坂城町と上田市の境界の室賀峠周辺に分布する青木層の走向傾斜は、初生的な乱れが多く地質構造を確定することが難しいが、地質図に示されたようないくつかの褶曲が存在する。

四阿屋山周辺に分布する小川層にも不明瞭な褶曲がいくつかあるが、傾斜が緩く、また、塊状の砂岩礫岩が多いため確定することが困難なので図には省略してある。

## V. 3 断層

### V. 3. 1 セツ松断層

河内（1973, MS）命名による。セツ松向斜の軸に平行して、そのやや東側に位置する南北性の断層でほぼ垂直に近く、松本—長野線の一部をなす。西落ちであるが、南部ほど落差が大きく、最大100mを示す。会田断層と同様のセンスを示す。セツ松向斜東翼では、本断層を境として、重部層と差切部層が接している。

### V. 3. 2 会田断層

会田向斜軸に平行にそのやや東側に位置するNNE-SSW性の断層で、松本—長野線の一部をなす。南部ほど落差が大きく、西落ちで最大200m程度である。南端は沖積層におおわれて不明であるが、別所層を切っていると推定される。北端は、変位が小さくなって不明瞭となるが、虚空蔵山の玄武岩岩床は切っていないと思われる。この断層を境として東西で地層の厚さが異なり、とくに、小川層下部と青木層で著しく、各単層レベルでも目立ち、一般に西側が厚い傾向がある。

### V. 3. 3 室賀断層

川西村の室賀川にそって、上室賀から和合南あたりまでのびるNW-SE性の推定断層である。西落ちと思われるが詳しい落差は不明である。本断層以东には別所層が広く分布するが、数枚の凝灰岩層をはさんで、他の分布地域とやや岩相が異なり、上位の青木層の分布も断層以西と連続しない。本断層以西飯縄山周辺では青木層下部が分布し、室賀川西側にのみ第四紀層が発達する。

### V. 3. 4 南日名断層

飯島ほか（1968）は、林道南日名—和平線で、森部層と横尾部層を境する断層露頭を報告し、南日名断層と命名した。本報告において記載された南日名断層は彼らの南日名断層と厳密な位置がやや異なるが、同一の断層を意味すると思われるので同じ名称を使用する。本断層は森部層の下限をなす第一流紋岩質凝灰岩層を切り、NW-SE方向にのびて、横尾部層および太郎山部層の一部を切る。本断層北東部に発達する横尾部層内の褶曲は、本断層南西部では見られなくなる。左ズレ成分が卓越するが詳しい

変位は不明である。

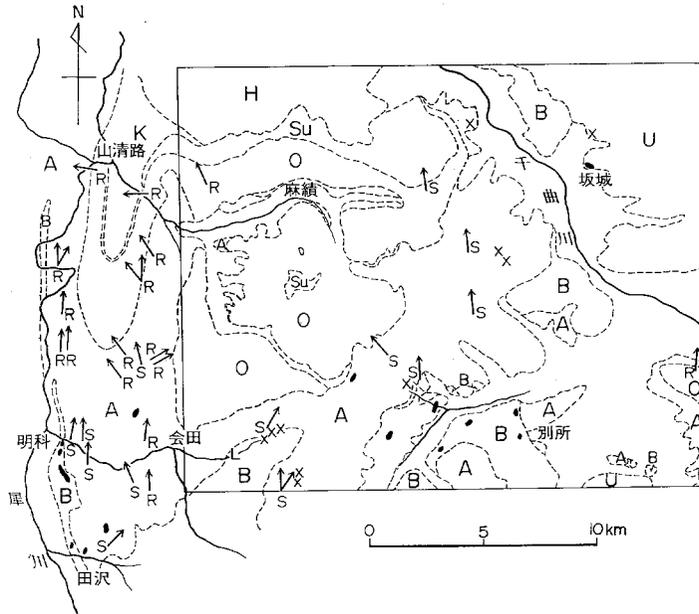
これらの断層の他、斎藤（1979, 私信）によれば、ボーリングデータから聖湖北方—市野川—麻績にかけてNNE-SSW性の西上りの（逆）断層が推定されるとの事である。

## V. 4 小 構 造

ここでいう小構造とは、数m以下の規模で一露頭で観察されうるような地質構造をいう。当然、五万分の一地質図幅には表現されえない。成因として、堆積性や造構性の小構造があるが、両者を識別することは困難な場合もある。当地域には、漣痕や流痕などの堆積構造から、砕屑岩脈、小断層、ブーディン、節理など多種にわたる小構造があるが、その主なものについて、次に述べる。

### V. 4. 1 堆積構造

ここであつかう堆積構造には、リップルマーク、グループキャスト、フルートキャスト、斜層理およびスランプ構造がある。本図幅域を含めてその周辺の堆積構造の概略は、田中ほか（1973）やKATO（1977）によって報告されている。これらに、今回の調査結果を加筆して堆積構造の分布を示したのが第36図である。古流向の復元されたものについてはその方向を矢印で示した。別所層、青木層堆積時を通じて南から北への流れが顕著であることがわかる。



第36図 堆積構造分布図 (田中ほか, 1973; KATO, 1979 に加筆)

H. 聖山火山岩および三峯山火山岩 K. 込地層 Su. 冠着層および鋸花層 O. 小川層 A. 青木層 B. 別所層 U. 内村層 R. リップルマーク S. ソールマーク X. スランプ構造 L. ロードキャスト ●. 砕屑岩脈分布域

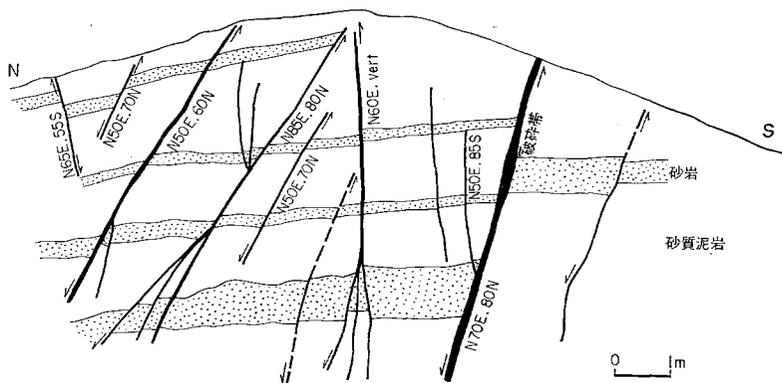
#### V. 4. 2 碎屑岩脈

碎屑岩脈は、別所層上部から小川層下部にかけて発達するが、とくに、別所層上部から青木層下部によく発達する。岩脈構成物は、大部分が細—粗粒砂岩で、幅は20cm以下が大部分であり、地質図上では省略されている。長さは不明である。内部は、節理がよく発達しているが周囲の母岩にすべり面などの岩脈形成時の運動を示したものはほとんどない。地層面に直交ないし高角度で交わり、板状のものがほとんどである。たいていの場合1方向性であるが、時には互いに直交する2方向性のものもある。また、岩脈の両側の地層にずれが見られないから破断裂かによって形成された引張破断性の碎屑岩脈と思われる。碎屑岩脈の中には、上位層準の砂岩層に妨げられて座屈したりするものがあるから大部分下方から岩脈構成物が注入されたと推定される。

碎屑岩脈構成物質の主要部分である砂岩が流動注入することから、水を含んだ状態にあったことが推測される。このような時期は当然堆積後間もない時期を示し、各種のスランブ構造との共存もこれを支持している。したがって、岩脈が切っている最上位層が堆積後間もない時に形成されることから、岩脈の発達時期も別所層堆積末から青木層堆積初期にかけて何回かあったと思われるが、しかしこれは、その時期の相違に対応する造構造運動の違いを示すような大規模なものではなく、一連の運動の中での小さな差違にすぎない。

#### V. 4. 3 小断層

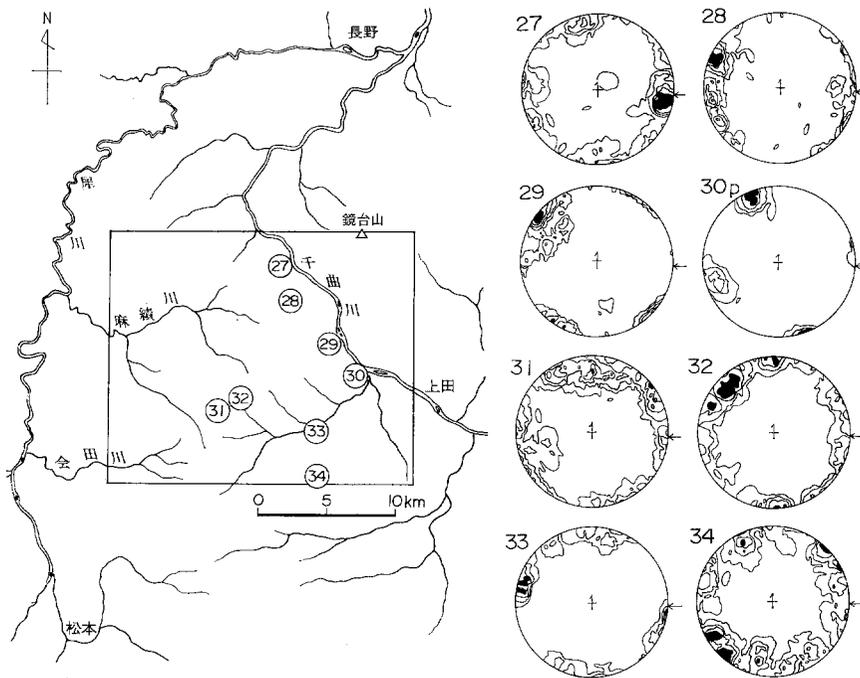
当地域にも多くの小断層が発達するが、その成因が造構性的ものか堆積性的ものか区別しにくいこと、各露頭が離れており、小断層の系統の識別も困難であることなどから詳細な検討はできなかった。ここでは、破砕帯や断層粘土などを伴ない、面が開離していることなどから造構的な性格を持つ小断層の例を第37図に示すにとどめる。なお、一般的な特徴として、逆断層は松本—長野線の西側の褶曲地域にその分布がほとんど限定され、一方正断層はその分異に特異性は見られないことが注目される。



第37図 修那羅峠南の青木層上部層中に発達する正小断層群

#### V. 4. 4 節理

本図幅域を含む松代地震地域に分布する新第三系、貫入岩類および鮮新世・第四紀火山岩類に発達する節理系は、村井（1969）によって詳しい調査報告がなされている。それによれば、当地域の節理系はいくつかの要素を持つが、特にENE-WSWとWNW-ESEの走向をもつ直立する共軛組とNNE-SSWとNNW-SSEの走向をもち直立する共軛組の2系統が普遍的な発達を示す。前者は、下位岩層に顕著な発達を示し、 $\sigma_1$ がE-W、 $\sigma_2$ が鉛直、 $\sigma_3$ がN-Sの応力条件を意味し、後者は上位岩層に顕著に発達し、 $\sigma_1$ がN-S、 $\sigma_2$ が鉛直、 $\sigma_3$ がE-Wと解釈される。彼は、節理系の形成時期を主として中新世の石英閃緑岩の貫入後、鮮新世火山岩類の噴出前にあったと考え、鮮新世以後も同様な応力条件が持続したがあるいはくり返された可能性があることも指摘し、松代地震の発震機構から推定された東西方向の圧縮力が、前述の節理系の一つと一致した応力条件を示していることを強調している。



第38図 節理系の分布図（村井，1967による）太実線内が本図幅域

## VI. 応用地質

本図幅地域内には鉱物・岩石資源として特記できるものは少なく、北部の上山田町冠着山東方の小川層および裾花層中に胚胎するろう石鉱床が冠着鉱山として稼行されているにすぎない。石炭もかつて稼行されたこともあったが現在では採掘されていない。

石材としては、河東地域の千曲川東岸に分布する別所層中のひん岩岩脈や本城村栃平沢上流のひん岩や、聖高原東部の三峯山の安山岩溶岩が骨材として利用されているが、大規模に採取されているところはない。

## VI. 1 冠着ろう石鉱山

井上（1968）によれば、更級郡上山田町大鹿に位置し、当鉱床周辺は小川層とこれを貫く塩基性岩が分布する。下位から礫岩、凝灰質頁岩、凝灰角礫岩およびデイサイトよりなり、EW、40°N程度の走向傾斜を示し、単斜構造をなす。デイサイト凝灰岩が最も強く熱水変質作用をうけ、次いで、凝灰質頁岩、凝灰角礫岩、局所的には礫岩も変質されている。主として絹雲母化作用とパイロフィライト化作用を受け、比較的軟かく白色を呈するようになっている。鉱物組成は、石英、長石（少量）、絹雲母、パイロフィライト、ダイアスポア、時に紅柱石からなり、とくに石英は1-2mm大が多い。

鉱物組成と各種の変質帯の状況などからいえば、いわゆるろう石鉱床に属すが、石英、絹雲母からなる部分が大半を占める。化学組成は平均して、 $\text{SiO}_2$  77.30%、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  14.68%、 $\text{R}_2\text{O}$ （アルカリ含量）1.56%、 $\text{I.g. loss}$  2.76%で、陶石としての平均的成分を備え耐火度SK26を有し、通念的には陶石鉱床に属する。鉱量は210,000tが見込まれるが、黄鉄鉱の鉱染状態いかんによっては再検討する必要がある。

## VI. 2 鉱泉・温泉

いわゆる中央隆起帯に多くの鉱泉・温泉が湧出し、有数のレクリエーション地となっているが、本図幅域内にも、別所温泉や上山田戸倉温泉をはじめ古くから知られている温泉が多い。

上山田戸倉温泉は、長野市と上田市のほぼ中間の千曲川沿いにあり、行政区画上、戸倉、上山田町にあるため、戸倉温泉、上山田温泉と別称されることもあるが、本来同一系統の温泉である。かつては、千曲川河床からの自噴もみられたといわれるが、現在では地表からの自然湧出は見られず、大部分が400m前後の深度を持つ温泉井によって青木層下部一別所層からくみあげられている。硫黄泉で、上山田温泉では、泉温54℃、湧出量7015 l/m、pH. 7.63-8.93、戸倉温泉では、泉温57℃、湧出量1199 l/m、pH. 8.0-8.9である。

新戸倉温泉は、千曲川東畔、戸倉駅の南約1km、戸倉上山田温泉の対岸にあり、ヘルスセンター白鳥園を中心にできた比較的新しい温泉場で泉温39.3℃、湧出量3256 l/m、pH. 8.1-8.8の単純硫黄泉である。

別所温泉は、上田市塩田平西端、男神・女神両山の麓にあり、日本武尊東征の際の開湯といわれるほどわが国でも有数の歴史の古い温泉である。泉温49.2℃、湧出量1153 l/m、pH. 8.1-9.1の単純硫化水素泉である。

田沢温泉は、十観山の東麓にあり、役の行者の開湯といわれ歴史も古く、昭和46年国民保養温泉地に指定された。泉温49.2℃、湧出量1080 l/m、pH. 8.8-9.3の単純硫黄泉である。

沓掛温泉は、小県郡青木村、夫神岳西麓の沓掛川東岸にあり、小倉の湯ともいわれる。昭和46年、

国民保養温泉地に指定される。泉温37.6°C，湧出量1326 l/m，pH. 9.1-9.3の単純硫黄泉である。

草湯温泉は，東筑摩郡坂井村安坂川東岸にある。泉温22.9°C，湧出量300 l/m，pH. 9.2の硫黄泉である（角，1975）。

### VI. 3 地 す べ り

北信地方の新第三紀の砂岩や泥岩からなる山地は昔から地すべりが頻発し，多くの被害を続出させている。本図幅域内にも多くの地すべりが知られているが，中でも最も顕著なものが姨捨地すべりである。篠ノ井線姨捨駅付近の斜面に発達した棚田は，いわゆる「田毎の月」として知られ，標式的な地すべり地形を示している。姨捨地すべりは，大部分がかつて三峯山体の安山岩体の地すべり性崩壊によって生じた姨捨土石流からなり，この土石流は三峯北東より千曲川の氾濫原にのび，陶汰の悪い安山岩の角礫を多量に含み，基質は同質の粘土よりなり一部では固結しているが大部分は粘土化して滑動しやすく，地表付近では，しばしば小規模な地すべりが起きている，

### 文 献

- 藤田至則（1973） 日本列島の成立 グリントフ造山。築地書館，257 p.
- 深沢 満（1972） 長野県東筑摩郡坂井村付近の地質。東京教育大卒論（MS）。
- HATAI, K. and NODA, H. (1975) An armored worm from the Miocene Yoko-o Formation, Nagano Prefecture, Japan. *Trans. Proc. Paleont. Soc. Japan*, N. S. no. 100, p. 209-219.
- 平林照雄（1969） 北部フォッサマグナの松本—長野線と小谷隆起帯について。日本地質学会第76年学術大会総合討論資料，グリーンタフに関する諸問題，p. 117-122.
- 本間不二男（1931） 信濃中部地質誌。古今書院，331 p.
- 飯島南海夫（1962） フォッサマグナ北東部の火山層序学的並びに岩石学的研究（その1）。信州大教育学部紀要，no. 12, p. 86-133.
- ・山岸いくま・甲田三男・石和一夫（1963） 上田小県誌。第四巻，自然編，p. 61-252.
- （1964） 塩田層の絶対年代。地球科学，vol. 18, p. 46.
- ・斎藤 豊（1968） 更級埴科地方誌第一巻，自然編。更級埴科地方誌刊行会，737 p.
- ・山辺邦彦・甲田三男・石和一夫・小宮山孝一（1969） 千曲川上流地方の第四紀地質（その3）——とくに上小湖成層について——，地球科学，vol. 23, p. 63-71.
- 稲葉 明（1959） 長野県内村地域の火山岩類の変質について。地球科学，vol. 43, p. 11-22.
- 井上秀雄（1968） 長野県冠着鉾山のろう石および陶石鉾床について。耐火物誌，vol. 20, p. 239-246.

- 加藤碩一 (1970) 長野県麻績川・金熊川流域の後期中新世の褶曲について——褶曲構造の解析 (I). 地質雑, vol. 76, p. 579-590.
- KATO, H. (1979) Folds of Miocene Formations in Higashi-Chikuma District, Nagano Prefecture, Central Japan. *Bull. Geol. Survey Japan*, vol. 30, p. 71-130.
- 河内一男 (1973) 長野県東筑摩郡麻績村及び坂北村の地質. 東京教育大卒論 (MS).
- 河野義礼 (1939) 聖山産多色性普通輝石の化学成分. 岩鉱, vol. 22, p. 61-69.
- 小疇 尚・杉原重夫・清水文健・宇都宮陽二郎・岩田修二・岡沢 修 (1974) 白馬岳の地形学的研究. 駿台史学, vol. 35, p. 1-86.
- 小林 勇・磯見 博 (1950) 長野県長野炭田東筑摩郡更級地区調査報告. 地質調査所報告, no. 135, 26 p.
- 小林国夫 (1953) フォッサマグナ西部における洪積世侵食面群. 地理評, vol. 26, p. 291-307.
- (1957) フォッサマグナ地域の構造発達史. 地団研松本支部出版委員会, 44 p.
- (1968) フォッサマグナ地域内陸部の第四紀地殻運動. 地質学論集, no. 2, p. 33-38.
- ・清水英樹・北沢和夫 (1969) 信州ロームと第四紀後期編年. 日本の第四系, 地団研専報, no. 15, p. 224-236.
- 小松直幹 (1967) 松本盆地周縁の第三系の地質構造について——一つの提案——. 地球科学, vol. 21, p. 19-20.
- 待場 勇・大森啓一・八木 健 (1939) 聖山産普通輝石の物理性質. 岩鉱, vol. 32, p. 47-69.
- 水野 学 (1976) 長野県東筑摩地方北部の新第三系——特に込地向斜および野間背斜について——. 地質学論集, no. 13, p. 175-186.
- 森下 晶・小黒讓司・沢井 清・田中邦雄・田中茂門・宇治基宣 (1957) 長野県聖山南麓の地質——いわゆる東筑タイプ小川層の層序——. 地質雑, vol. 63, p. 159-166.
- 村井 勇 (1967) 松代群発地震地域のわれめ系解析. 震研彙報, vol. 45, p. 505-536.
- 中谷 進 (1972) 大町テフラ層とテフロクロロジー. 第四紀研究, vol. 11, p. 305-316.
- 斎藤 豊 (1954) 聖山火山説の真偽. 地質雑, vol. 60, p. 170.
- ・赤羽貞幸・上野輝彌・松尾秀邦 (1979) 長野県埴科郡坂城町胡桃沢化石群の調査報告. 胡桃沢化石群発掘調査団・坂城町教育委員会, 26 p.
- SHIKAMA, T. and OKAFUJI, G. (1958) Quaternary cave and fissure deposits and their fossils in Akiyoshi District, Yamaguchi Prefecture. *Sci. Rep. Yokohama Nat. Univ. Sec. II*, no. 7, p. 43-103.
- 塩野入忠雄 (1970) 信州更埴地方地質スケッチとその岩石. 97 p.
- ・吉沢 孝・近藤信男・清水岩夫 (1977)  $1/25,000$  坂城町地質図. 坂城町誌刊行会.
- 角 清愛 (1975) 日本温泉・鉱泉一覧. 地質調査所, 134 p.
- 田中邦雄 (1958) 長野県中部・会田川上流の地質. 信州大.
- TANAKA, K. (1962) Studies on the Molluscan fossils from Central Shinano, Nagano Prefecture, Japan. (Part 7) ——Stratigraphical and Palaeontological Studies——. *Bull.*

*Fac. Educ. Shinshu Univ.*, no. 13, p. 41-79.

- 田中邦雄・関 全寿 (1966) 松本市北方の第三紀層. 信州大教育学部研究論集, no. 18, p. 139-158.
- ・寺平 宏・遠藤忠慶・平出友伯・熊井深志 (1973) 北部フォッサ・マグナ地域の第三紀層にみられる堆積構造についての研究. 信州大教養部紀要, 自然科学, no. 7, p. 49-90.
- 竹下 寿・斎藤 豊・百瀬寛一 (1960) 古地磁気学からみた柵累層の火山地質, 地球科学, no. 49, p. 26-35.
- (1969) 長野県北部のフォッサマグナ地域の酸性火山作用と塩基性火山作用. 日本地質学第76年学術大会総合討論資料, グリーンタフに関する諸問題, p. 179-189.
- 竹内 章 (1977) 長野県北部における新第三紀以降の応力場と造溝過程. 地質雑, vol. 83, p. 679-691.
- 竹内順治・竹下 寿 (1965) 後期猿丸階における火山活動, とくに古飯縄火山活動について——北部フォッサマグナの下部最新統火山岩類——. 地球科学, no. 78, p. 1-9.
- 八木貞助 (1942) 長野県小県郡浦里村産の化石哺乳類. 地学難, vol. 55, p. 30-34.
- 山岸いくま (1958) 長野県上田市北方の緑色凝灰岩類について. 藤本治義還暦記念論文集, p. 245-250.
- (1964) 長野県上田市北方の地質——とくに緑色凝灰岩類について——. 地質雑, vol. 70, p. 315-338.

# QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Tokyo ( 8 ) No. 1

---

## GEOLOGY

of the

## SAKAKI DISTRICT

By

Hirokazu KATO

(Written in 1979)

---

Abstract

Neogene

The mapped area is in the so-called Greentuff region.

The Uchimura Formation has green tuff facies, and is divided into four members, that is, Ōmine, Tarōyama, Yokoo and Mori Members. They are mainly distributed to the east of Chikuma River. They are composed of andesite lava, tuff breccia, rhyolite tuff and tuffaceous sandstone and shale with fossils.

The Bessho Formation which overlies the Uchimura Formation with conformity is mainly composed of massive black shale with many fossils. However, the uppermost part of the formation consists of medium and coarse grained sandstone, conglomerate and alternation of sandstone and mudstone. This formation is intruded with dikes of porphyrite, quartz diorite and andesite.

The Aoki Formation is divided into five members. It comprises gray massive Sandy shale mainly in the lower part and the alternation of sandstone and sandy shale in the

Table 1

Quaternary	Holocene	Alluvium	
		Older fluvial deposits	
		Fan deposits	
		Colluvial deposits	
	Pleistocene	Terrace deposits	
		Ōmachi Tephra Formation	
	Pliocene - Pleistocene	Obasute Mudflow Deposits	
		Jōshō Lake Deposits	<ul style="list-style-type: none"> <li>Younger Jōshō Lake Deposits</li> <li>Older Jōshō Lake Deposits</li> </ul>
		Mitsumineyama Volcanics	<ul style="list-style-type: none"> <li>Upper member</li> <li>Middle member</li> <li>Lower member</li> </ul>
	Pliocene - Pleistocene	Hijiriyama Volcanics	<ul style="list-style-type: none"> <li>Hijiriyama Basalt</li> <li>Tararayama Andesite</li> <li>Hijiriyama Andesite</li> </ul>
Neogene	Late Miocene	Komiji Formation	
		Kamuriki Andesite	
		Kamuriki Formation	
		Dike (andesite)	
	Late Miocene	Susobana Formation	<ul style="list-style-type: none"> <li>Upper member</li> <li>Lower member</li> </ul>
		Sheet (andesitic basalt)	
	Late Miocene	Maruyama Andesite	
		Kitayama Dacite	
	Middle Miocene	Ogawa Formation	<ul style="list-style-type: none"> <li>Shige Member</li> <li>Sashikiri Member</li> </ul>
		Quartz porphyry	
Middle Miocene	Quartz diorite		
	Aoki Formation	<ul style="list-style-type: none"> <li>Uppermost member</li> <li>Upper member</li> <li>Middle member</li> <li>Lower member</li> <li>Lowermost member</li> </ul>	
Early Miocene	Dike and sheet (porphyrite)		
	Besho Formation	<ul style="list-style-type: none"> <li>Mori Member</li> <li>Yokoo Member</li> </ul>	
	Uchimura Formation	<ul style="list-style-type: none"> <li>Tarōyama Member</li> <li>Ōmineyama Member</li> </ul>	

upper part.

Particularly, the basal part of this formation is composed of conglomerate and sandstone. In the alternating sedimentary rocks, minor structures, such as minor folds, minor faults and boundins are found. The conglomerate compries mainly pebble to cobble-sized gravels of chert and hard sandstone of Palaeozic, andesitic-basaltic breccia

brought from the Uchimura Formation, quartz-diorite and diorite distributed in Uchimura Region, and black shale breccia brought from the Bessho Formation. The Aoki Formation overlies the Bessho Formation conformably as a whole.

The Ogawa Formation is divided into two members, that is, the Sashikiri and the Shige in ascending order. This formation is composed of light gray-light blue, massive, coarse to fine grained sandstone and conglomerate. Coal seams, thin mudstone and several layers of *Ostrea*-bearing sandstone are intercalated in the middle and uppermost parts of this formation. It becomes tuffaceous toward the upper part. The Bōdaira Tuff is intercalated in the uppermost part of Shige Member and is distributed intermittently at the southern foot of Mt. Hijiri and bears fossil flora.

The Susobana Formation is mainly composed of rhyolite lava, tuff, andesite lava and volcanic breccias. Around Mt. Kamuriki this formation is divided into two members. The lowest member mainly composes of plagioclase-rhyolite tuff and lava and partly dacite lava with quartz grains of which diameter is 1-7mm. The upper member is dominantly composed of gray bluish andesite-dacite lava, tuff breccia and lithic tuff. The upper member is mainly composed of andesite tuff breccia, lava and tuff. The Susobana Formation lies on the Ogawa Formation with conformity.

The Kamuriki Formation is composed of andesite tuff breccia with welded tuff and conglomerates of quartz diorite. This formation distributes around Mt. Kamuriki with partial unconformity.

The Komiji Formation is sandy mudstone in the mapped area. This formation lies on the Susobana Formation with conformity.

The Hijiriyama Volcanics are divided into three members, that is, the Hijiriyama Andesite, the Tararayama Andesite and the Hijiriyama Basalt.

The Hijiriyama Andesite is mainly composed of bluish black pyroxene andesite lava and basaltic andesite lava. In the lower part of the Hijiriyama Andesite, basaltic volcanic breccia and intermittent agglomerate layers are intercalated. The Tararayama Andesite is olivine-augite andesite and volcanic breccia with large augite phenocrysts and is found at Mt. Tarara. The Hijiriyama Basalt is hypersthene-augite-olivine basalt lava and only distributes near the summit of Mt. Hijiri.

The Mitsumineyama Volcanics cover the Susobana Formation with unconformity, and contact with the Hijiriyama Volcanics at Lake Hijiri. The lower member of the Mitsumineyama Volcanics is andesite lava, and the middle member is composed of andesite volcanic breccia with tuff or tuffaceous sandstone.

The upper member of the Mitsumineyama Volcanics is of black glassy andesite lava which occupies the summit portion of Mt. Mitsumine. The Hijiriyama Volcanics unconformably superpose the Komiji Formation and the Susobana Formation.

Many intrusive rocks distribute in the mapped area, for example, the Kitayama Dacite in the Ogawa Formation distributes at Mt. Kitayama, and andesitic basalt sheets in the south of Midarebashi Village. Many porphyrite dikes with NE-SW trend intrud-

ing into the Bessho, the Aoki, the Ogawa and the Susobana Formations are remarkable ones.

## Quaternary

The Jōshō lake Deposits are divided into two members, and the relation between them is an unconformity. They mainly consist of mud, sand and gravel with peats and Maeyamadera pumice layer. They are distributed mainly in Shioda Plain in the southeast part of this mapped area.

The Obasute Mudflow Deposits are distributed in the north of Mt. Kamuriki and they are composed of andesite breccia brought from Mt. Mitsumine.

The Omachi Tephra Formation consists of pumices, scoriae and fine volcanic ash. It is divided into three members and they are mainly distributed on the Hijiri Heights, Mt. Jukkan and Mt. Kyōdai.

Terrace deposits are narrowly distributed and colluvial deposits cover the slope of hills.

Fan deposits develop along Chikuma River, and older fluvial deposits are distributed along Chikuma River and in Shioda Plain.

The alluvium is distributed along Chikuma River and other rivers, and consists of mud, sand and gravels.

## Geologic Structures

The Nanatsumatsu Syncline has the axis whose length is about 7 km, and strikes about N-S direction. The axial plane is generally vertical but partly dips toward the east in the north end. It plunges to the north about 20-30 degrees. This syncline is strongly asymmetric and the east limb is nearly horizontal while the west one is steep. The Nanatsumatsu Fault developing on the east of the syncline above mentioned is parallel to it.

The length of the Aida Syncline is about 8 km and the general strike of this axis is about N15° E. It plunges to the north less than 20 degrees and extends gradually to the north end. The axial plane is almost vertical partly dips westwards. This is an open fold and its dips less than 30 degrees, and the west one 20-30 degrees in the Ogawa Formation (near the axis of this fold), but is more than 60 degrees in the Aoki Formation.

The axis of the Kinokoyadani Syncline is about 6.5 km in length and strikes to NE-SW in the northern part, but changes to N-S in the southern part. The axial plane is almost vertical and the axis plunges to the north less than 20 degrees. Both

limbs dip in 10-20 degrees, and this syncline is symmetrical. The thickness of the lower part of the Aoki Formation attains maximum in the crest part.

The Nanatsumatsu Fault trends to N-S along the axis of the Nanatsumatsu Syncline. The west side is down and the net slip appears to be larger (100m) to the south. The sense of this fault is the same as the Aida Fault.

The Aida Fault runs in NNE-SSW direction along the Aida Syncline cutting the Bessho Formation. The slip of westside down comes to be larger to the south and the maximum value of 200 m is observed in the west. The south end of it is not clear because of being covered with allivium. The north end of this fault is not also clear and this fault does not give any disruption to the basaltic andesite sheets of Mt. Kokuzō. Each formation, the lower member of the Ogawa Formation and the Aoki Formation change abruptly in its thickness at each side of this fault, that is, in the eastside of this fault the thickness of it is thinner than that of the west one. Economic and environmental geology.

This mapped area has little natural resources but Pottery Stone in Kamiyamada-cho or coal in the Ogawa Formation. Except them, porphyrite dike rocks in the Bessho Formation, the Aoki Formation and the Ogawa Formation, and andesite lava in the Mitsumineyama Volcanics are only quarried.

On the other hand, there are abundant in spas, that is, the Kamiyamada-Tokura, the Shin-tokura, the Bessho, the Tazawa, the Kutsukake and the Kusayu Spas.

Many landslides have frequently occurred in several places in the mapped area, especially near Obasute.

※文献引用例

加藤碩一 (1980) 坂城地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所,  
57p.

KATO, H. (1980) *Geology of the Sakaki district*. Quadrangle Series, scale 1:50,000,  
Geol. Surv. Japan, 57p. (in Japanese with English Abstract, 5 p.)

---

昭和55年3月17日印刷

昭和55年3月21日発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305 茨城県筑波郡谷田部町東1丁目1-3

印刷所 泰成印刷株式会社

130 墨田区両国3-1-12

---

© 1980 Geological Survey of Japan