

地域地質研究報告
5万分の1地質図幅
新潟(7)第84号
NJ-54-35-16

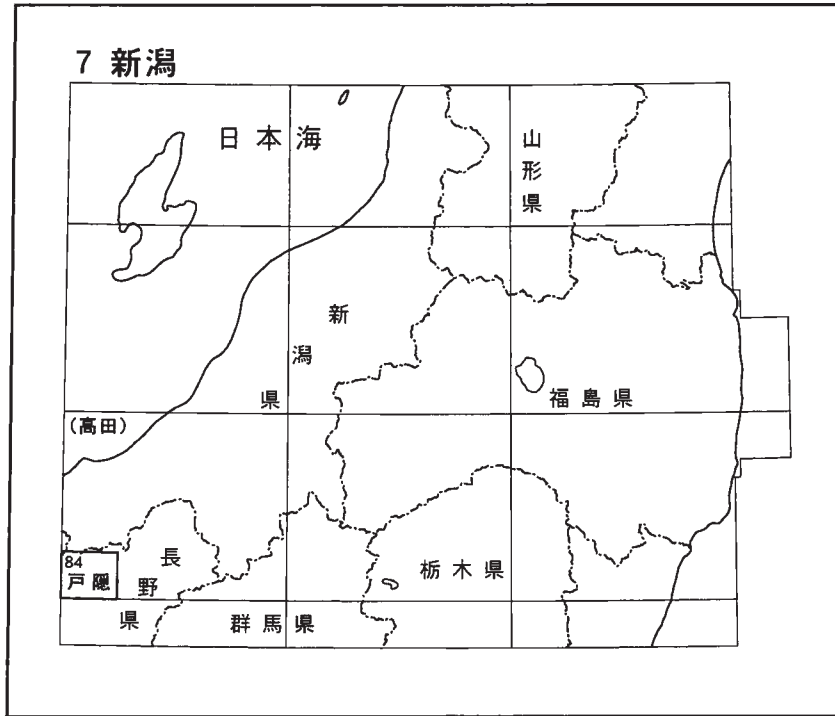
戸 隠 地 域 の 地 質

長森英明・古川竜太・早津賢二

平成15年

独立行政法人 産業技術総合研究所
地質調査総合センター

位置図



() は 1 : 200,000 図幅名

5万分の1地質図幅索引図
Index of the Geological Map of Japan 1 : 50,000

白馬岳 Shiroumadake 1:75,000 (1937)	10-19 小滝 Kotaki NJ-53-5-3 (未刊行, unpublished)	7-72 妙高山 Myōkō San NJ-54-35-15 (未刊行, unpublished)	7-73 飯山 Iiyama NJ-54-35-11 (2000)
	10-25 白馬岳 Shiroumadake NJ-53-5-4 (2002)	7-84 戸隠 Togakushi NJ-54-35-16 (2003)	7-85 中野 Nakano NJ-54-35-12 (1992)
	10-31 大町 Ōmachi NJ-53-6-1 (1989)	7-96 長野 Nagano NJ-54-36-13 (1986)	7-97 須坂 Suzaka NJ-54-36-9 (1955)

戸隠地域の地質

長森英明*・古川竜太*・早津賢二**

地質調査総合センターは、1882年にその前身である地質調査所が創立されて以来、我が国の国土の地球科学的実体を示すため、さまざまな縮尺の地質図を作成、出版してきた。それらのうち5万分の1地質図幅は、自らの地質調査に基づく最も詳細な地質図であり、基礎的な地質情報を網羅している。1955年以降は1:75,000の縮尺を1:50,000に改め、現在に至っている。

1978年、地震予知連絡会は近い将来地震の起こる可能性が他より高いと考えられる地域として、全国8地域を選定して地震予知のための特定観測地域とし、早急な5万分の1地質図幅の作成を要請した。これを受けて、「地震予知のための特定観測地域の地質図作成計画（特定地質図幅の研究）」が1979年に開始され、現在その第5次計画を遂行している。戸隠図幅地域の調査研究は、特定観測地域の地質図幅作成計画の一環として1999年から2001年（平成11年度から平成13年度）に行われた。調査・執筆にあたって、長森が第三紀・第四紀の堆積物を、古川が第三紀・第四紀の火成岩を、早津が第四紀火山岩を主体的に担当した。本報告全体の調整と取りまとめは長森が行った。岩石薄片は、野神貴嗣・大和田朗・福田和幸・佐藤卓見（産業技術総合研究所）の制作による。

本研究にあたり多くのご協力を得た。特に、下記関係機関、関係者には格別のご協力をいただいた。記して感謝を表す。環境庁自然保護局中部地区自然保護事務局、北信森林管理署、戸隠村教育委員会、野尻湖ナウマンゾウ博物館には資料収集等で便宜を図っていただいた。田辺智隆氏（戸隠村地質化石館）、近藤洋一氏（野尻湖ナウマンゾウ博物館）、松本佐知子氏（丸子実業高校）、山岳会ロック&ブッシュ（長野市）には現地踏査の補助、資料収集等でお世話になった。

（平成14年度稿）

所 属

* 地球科学情報研究部門

** 地球科学情報研究部門 客員研究員

Keywords : areal geology, geological map, 1:50,000, Togakushi, Northern Fossa Magna, Mure, Kinasa, Toyono, Shinanomachi, Samizu, Myoukoukougen, Takatsumayama, active fault, active fold, Neogene, Miocene, Pliocene, Quaternary, Pleistocene, Holocene, oil, natural gas, volcanic rocks, lake deposits, marsh deposits, marine deposits, terrace deposits, fan deposits, landslide, Volcanic fan deposits, Valley bottom plain deposits, Mure Formation, Nojiriko Formation, Furuma Formation, Sakasagawa Formation, Sasagamine Formation, Dissected fan deposits, Sakayachi Formation, Kannoki Formation, Minamigou Formation, Shimizu Formation, Harinoki Formation, Toyono Formation, Tephra beds, Kurohime volcanic rocks, Iizuna volcanic rocks, Motodoriyama volcanic rocks, Sansenji volcanic rocks, Madarao volcanic rocks, intrusive rocks, Hiderida Formation, Oogawa Formation, Sarumaru Formation, Ogikubo Formation, Arakurayama Formation, Takafu Formation, Gonda Formation, Susobana Formation, Asakawa Formation, Hikage Formation, Togakushiyama Formation, Tanogashira Formation, Yanagisawa Formation, Ronji Formation, Nishikyo Formation

目 次

第1章 地 形	1
1. 1 山地の地形	2
1. 2 丘陵及び扇状地	3
1. 2. 1 丘 陵	3
1. 2. 2 扇状地	3
1. 3 水系	3
1. 3. 1 河 川	3
1. 3. 2 湖沼・湿地	4
第2章 地質概説	5
2. 1 新第三系から下部更新統及び貫入岩	5
2. 2 第四紀火山	5
2. 3 中期更新世—完新世の堆積物	8
第3章 新第三系—下部更新統	9
3. 1 研究史及び概要	9
3. 2 西京背斜西方地域（日影向斜地域）	12
3. 2. 1 西京層	12
3. 2. 2 論地層	12
3. 2. 3 柳沢層	16
3. 2. 4 田ノ頭層	16
3. 2. 5 戸隠山層	18
3. 2. 6 日影層	24
3. 3 西京背斜東方地域（折橋向斜・北郷向斜地域・野尻湖周辺地域）	26
3. 3. 1 浅川層	26
3. 3. 2 裾花層	27
3. 3. 3 権田層	29
3. 3. 4 高府層	29
3. 3. 5 荒倉山層	30
3. 3. 6 荻久保層	36
3. 3. 7 猿丸層	37
3. 3. 8 大川層	40
3. 3. 9 日照田層	40
3. 4 第三系-前期更新世の層序対比	40
第4章 貫入岩	42
4. 1 研究史と概要	42
4. 2 玄武岩貫入岩	42
4. 3 閃緑斑岩 1, 2, 3	45
4. 4 安山岩貫入岩	45
第5章 第四紀火山	49
5. 1 斑尾火山岩類	49
5. 1. 1 薬師岳火山岩類	49
5. 1. 2 城山火山岩類	49
5. 1. 3 樅ヶ崎溶岩層	50
5. 1. 4 釜石溶岩層	50
5. 1. 5 斑尾山溶岩層	50
5. 2 三千寺火山岩類	51
5. 3 髻山火山岩類	52

5. 4	飯縄火山岩類	52
5. 4. 1	研究史	53
5. 4. 2	活動史の概要	54
5. 4. 3	第Ⅰ期火山岩類	56
5. 4. 4	牟礼岩屑なだれ堆積物	56
5. 4. 5	第Ⅱ期火山岩類	57
5. 4. 5. 1	飯縄玄武岩類	57
5. 4. 5. 2	飯縄火砕岩流堆積物	58
5. 4. 5. 3	飯縄山溶岩層	58
5. 4. 5. 4	笠山溶岩	59
5. 4. 5. 5	諸沢火砕流堆積物	59
5. 4. 5. 6	越水岩屑なだれ堆積物	59
5. 4. 5. 7	念仏池溶岩	60
5. 4. 5. 8	大頭山溶岩	60
5. 4. 5. 9	富士見山溶岩	60
5. 4. 5. 10	1,340m 峰溶岩	61
5. 4. 5. 11	天狗岳溶岩	61
5. 4. 5. 12	高デッキ溶岩	61
5. 4. 5. 13	怪無山溶岩	61
5. 4. 6	飯縄火山カルデラ湖沼堆積物	62
5. 4. 7	池尻川岩屑なだれ堆積物	62
5. 5	黒姫火山岩類	62
5. 5. 1	研究史	62
5. 5. 2	活動史の概略	64
5. 5. 3	第Ⅰ期火山岩類	65
5. 5. 3. 1	佐渡山火山岩類	65
5. 5. 4	第Ⅱ期火山岩類	66
5. 5. 4. 1	へそ山溶岩層	66
5. 5. 4. 2	一郎沢溶岩	66
5. 5. 4. 3	七曲り坂溶岩	66
5. 5. 4. 4	天狗岩溶岩層	66
5. 5. 4. 5	1,559m 峰溶岩	67
5. 5. 4. 6	高坂スコリア層	67
5. 5. 5	第Ⅲ期火山岩類	67
5. 5. 5. 1	牛臥山溶岩層	67
5. 5. 5. 2	長原溶岩	67
5. 5. 5. 3	見返り坂溶岩	68
5. 5. 5. 4	長水溶岩	68
5. 5. 5. 5	唐沢溶岩	69
5. 5. 5. 6	なべわり川岩屑なだれ堆積物	69
5. 5. 5. 7	巢鷹山溶岩	69
5. 5. 5. 8	小黒姫溶岩	70
5. 5. 6	駒爪岩屑なだれ堆積物	70
5. 5. 7	黒姫火山カルデラ湖沼堆積物	70
5. 6	テフラ層	72
5. 6. 1	信越テフラ層	72
5. 6. 2	その他のテフラ層	72
第6章	中期更新世—完新世の堆積物	74
6. 1	研究史及び概要	74

6. 2	高位段丘堆積物	76
6. 3	豊野層	76
6. 4	針ノ木層	77
6. 5	清水層	77
6. 6	南郷層	77
6. 7	中位段丘堆積物	79
6. 8	貫ノ木層	79
6. 9	逆谷地層	79
6. 10	開析扇状地堆積物	79
6. 11	低位段丘堆積物	81
6. 12	笹が峰層	81
6. 13	逆サ川層	81
6. 14	古間層	82
6. 14	野尻湖層	82
6. 15	牟礼層	82
6. 16	最低位段丘堆積物	84
6. 17	谷底平野堆積物	84
6. 18	崩積堆積物	84
6. 19	未区分湿地堆積物	84
6. 20	新期扇状地堆積物	84
6. 21	火山麓扇状地堆積物	84
6. 22	現河床堆積物	85
第7章	地質構造	86
7. 1	褶曲	86
7. 1. 1	日影向斜	86
7. 1. 2	西京背斜	86
7. 1. 3	大平向斜	87
7. 1. 4	折橋向斜	87
7. 1. 5	下楠川向斜	87
7. 1. 6	下楠川背斜	87
7. 1. 7	北郷向斜	87
7. 2	活褶曲	87
7. 2. 1	貫ノ木背斜	87
7. 2. 2	三才背斜	87
7. 2. 3	三才向斜	87
7. 2. 4	南郷背斜	88
7. 3	断層	88
7. 3. 1	小牧断層	88
7. 3. 2	法戸断層	88
7. 3. 3	奈良尾断層	88
7. 3. 4	上ヶ屋断層	88
7. 3. 5	貉久保断層	88
7. 3. 6	門沢断層	88
7. 3. 7	三千寺断層	89
7. 3. 8	浅川断層	90
7. 4	活断層	90
7. 4. 1	田子断層	90
7. 4. 2	三才断層	90
7. 4. 3	城山断層	90

7. 4. 4 六月断層	90
7. 4. 5 宮の前断層	90
第8章 応用地質	91
8. 1 褐鉄鉱	91
8. 2 耐火粘土鉱床	91
8. 3 ベントナイト	91
8. 4 石油・天然ガス	91
8. 5 泥炭・亜炭	91
8. 6 砕石	92
8. 7 温泉・鉱泉	92
8. 8 地下水	92
第9章 自然災害	94
9. 1 地震	94
9. 2 地すべり	94
文献	98
Abstract	107

図・表目次

第1. 1 図 戸隠図幅地域及びその周辺のJERS-1（ふよう1号）によるSAR画像（合成開口レーダー画像）	1
第1. 2 図 戸隠図幅近隣地域の水系及び山系図	2
第1. 3 図 戸隠図幅地域の埋谷接峰面図及び水系図	3
第2. 1 図 北部フォッサ・マグナ地域における戸隠図幅地域の位置	6
第2. 2 図 戸隠図幅地域の地質総括図	7
第3. 1 図 日影向斜西翼における新第三系～下部更新統の層序区分の比較	10
第3. 2 図 日影向斜東翼における新第三系～下部更新統の層序区分の比較	10
第3. 3 図 折橋向斜西翼における新第三系～下部更新統の層序区分の比較	11
第3. 4 図 折橋向斜東翼における新第三系～下部更新統の層序区分の比較	11
第3. 5 図 鬼無里村桃木沢における西京層の泥岩	13
第3. 6 図 論地層及び田ノ頭層の岩相	13
第3. 7 図 鬼無里凝灰岩の柱状図	15
第3. 8 図 田ノ頭層下部産の玄能石	17
第3. 9 図 日影向斜地域における化石の産状	18
第3.10 図 戸隠山層のつくる地形	19
第3.11 図 戸隠山層模式地周辺のルート図	21
第3.12 図 戸隠山層玄武岩相（Tgb）の岩相	22
第3.13 図 戸隠山層デイサイト相（Tgd）の岩相	22
第3.14 図 戸隠山層安山岩相（Tga）の岩相	23
第3.15 図 日影層の岩相	25
第3.16 図 日影向斜地域の凝灰岩柱状図及び柱状位置	26
第3.17 図 浅川層，権田層，荻久保層の岩相	27
第3.18 図 裾花層流紋岩溶岩相（Sbl）の岩相	28
第3.19 図 裾花層流紋岩火砕岩相（Sbp）の岩相	29
第3.20 図 荒倉山層玄武岩相（Arb）の岩相	31
第3.21 図 荒倉山層デイサイト相（Ard）の岩相	31
第3.22 図 荒倉山林道沿いにおける荒倉山層のルートマップ	32
第3.23 図 荒倉山層デイサイト相（Ard）の顕微鏡写真	33
第3.24 図 荒倉山層安山岩相（Ara）の岩相	33
第3.25 図 荒倉山層安山岩相（Ara）の塊状溶岩	34-35

第3.26 図	荒倉山層安山岩相 (Ara) 凝灰岩の顕微鏡写真	35
第3.27 図	猿丸層の岩相	39
第3.28 図	日照田層の土石流堆積物	40
第4. 1 図	玄武岩貫入岩 (B) の貫入面	43
第4. 2 図	玄武岩貫入岩 (B) のつくる滝	43
第4. 3 図	高妻山周辺の貫入岩	44
第4. 4 図	閃緑斑岩の岩石組織	46
第4. 5 図	閃緑斑岩3 (D3) の貫入構造	46
第4. 6 図	高妻山の閃緑斑岩 (D3) と五地蔵の閃緑斑岩 (D2) との貫入関係	47
第4. 7 図	貉郷路岩体	48
第5. 1 図	西方の黒姫高原から見た斑尾火山	49
第5. 2 図	南西側から見た薬師岳	49
第5. 3 図	溶岩ドームからなる城山	49
第5. 4 図	樅ヶ崎溶岩層	50
第5. 5 図	斑尾山溶岩層	50
第5. 6 図	三千寺火山の溶岩	50
第5. 7 図	三千寺火山岩類周辺のルートマップ	51
第5. 8 図	北方から見た髻山火山	52
第5. 9 図	東麓の霊仙寺湖から見た飯縄火山全景	52
第5.10 図	南方稜線から飯縄山を望む	53
第5.11 図	飯縄火山の荷重沈下を示す地質断面図 (上) と鳥瞰図 (下)	54
第5.12 図	瑠璃山より飯縄山の山頂部を望む	56
第5.13 図	牟礼岩屑なだれ堆積物の産状	57
第5.14 図	牟礼岩屑なだれ堆積物に含まれる成層火山体の構造を残した巨大ブロック	57
第5.15 図	東方から見た瑠璃山	57
第5.16 図	飯縄玄武岩類に属する降下スコリア層	58
第5.17 図	飯縄火砕流堆積物	58
第5.18 図	外輪山外斜面における飯縄溶岩層の柱状図	59
第5.19 図	諸沢火砕流堆積物	60
第5.20 図	越水岩屑なだれ堆積物	60
第5.21 図	流動方向に長軸を向けた天狗岳溶岩流の角閃石	61
第5.22 図	高デッキの溶岩ドーム	61
第5.23 図	飯縄火山カルデラ湖沼堆積物の分布する火口原	62
第5.24 図	南側から眺めた黒姫火山全景	62
第5.25 図	北西の笹ヶ峰から見た黒姫火山	63
第5.26 図	黒姫火山最高峰の黒姫山	64
第5.27 図	開析の進んだ佐渡山	66
第5.28 図	高沢スコリア層	67
第5.29 図	牛臥山溶岩層	68
第5.30 図	長原溶岩流の板状節理	68
第5.31 図	見返り坂溶岩流とそれを覆う黒姫—大平スコリア層の上部	69
第5.32 図	なべわり川岩屑なだれ堆積物	69
第5.33 図	中央火口丘の小黒姫	70
第5.34 図	駒爪岩屑なだれ堆積物	70
第5.35 図	黒姫火山カルデラ湖沼堆積物の分布する火口原	70
第5.36 図	妙高火山群地域における信越テフラ層の模式柱状図	71
第5.37 図	模式地における降下テフラ層	72
第6. 1 図	戸隠図幅地域内の井戸における地質柱状図 No.1 ~ 10	74
第6. 2 図	戸隠図幅地域内の井戸における地質柱状図 No.11 ~ 20	75

第 6. 3 図	戸隠図幅地域内の井戸における地質柱状図 No. 21 ~ 29	75
第 6. 4 図	長野盆地西縁地域の層序対応図	76
第 6. 5 図	戸隠村栃原のボーリング柱状図	78
第 6. 6 図	池尻川低地・仲町丘陵・立が鼻湖底発掘地・琵琶島沖湖底の地質柱状図	80
第 6. 7 図	野尻湖周辺の古地理図	81
第 6. 8 図	池尻川低地とその周辺の地質図	83
第 6. 9 図	飯縄火山の北麓に分布する火山麓扇状地	84
第 7. 1 図	長野盆地周辺地域の地下構造	86
第 7. 2 図	長野・飯山盆地の活断層	88
第 7. 3 図	門沢断層	89
第 8. 1 図	戸隠図幅地域の湧水地点，地下水位等高線，比湧出量等値線	93
第 9. 1 図	善光寺地震の古絵図による被害分布	95
第 9. 2 図	長野県中・北部地すべり分布図	96
第 9. 3 図	長野市ブランド薬師から東方の景色	97
第 3. 1 表	第三系凝灰岩のジルコンによるフィッシュントラック年代値	12
第 3. 2 表	戸隠山層，荒倉山層の主成分全岩化学組成	20
第 3. 3 表	戸隠山層・荒倉山層の火山岩全岩 K-Ar 年代値	24
第 3. 4 表	荻久保層及び高府層に認められる軟体動物化石群集の構成種及び棲息環境	38
第 4. 1 表	貫入岩の主成分化学組成	42
第 4. 2 表	貫入岩の放射年代値	43
第 5. 1 表	三千寺及び髻山火山の主成分化学組成	53
第 5. 2 表	飯縄火山の溶岩ドーム一覧	53
第 5. 3 表	飯縄火山の層序表	55
第 5. 4 表	黒姫火山の層序表	64
第 8. 1 表	牟礼村温泉及び戸隠神告げ温泉の化学成分表	92
Fig. 1	Summary of geology in the Togakushi district	108

第 1 章 地 形

(長森英明・古川竜太)

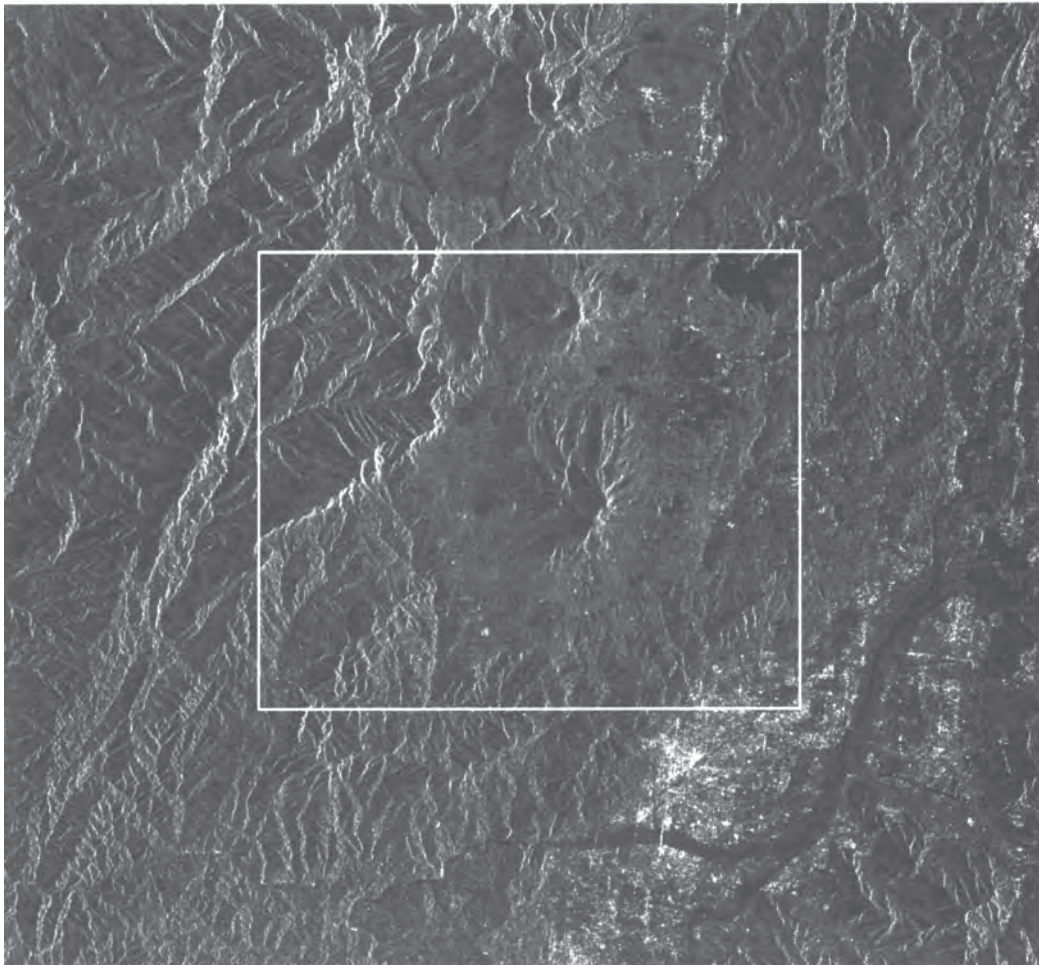
戸隠図幅地域は、日本測地系において北緯 36 度 40 分から 50 分（世界測地系：北緯 36 度 40 分 11.1 秒から 50 分 11.0 秒）、東経 138 度 00 分から 138 度 15 分（世界測地系：東経 137 度 59 分 48.8 秒から 138 度 14 分 48.7 秒）の範囲に位置する。本図幅地域の普通地方公共団体の区域は、大半を占める長野県と小範囲の新潟県に区分される。長野県は、長野市、北安曇郡小谷村、上水内郡鬼無里村、戸隠村、牟礼村、豊野町、信濃町及び三水村に、新潟県は中頸城郡妙高高原町に区分される。

本図幅地域の地形は、大半が山地であり、東端に丘陵地が分布する。また、南東端では長野盆地西縁断層系に属する活断層群を境にして南東側の地域が長野盆地となり、扇状地が分布する。地形区分に関する資料として、経済

企画庁総合開発局（1974）が長野県全域の 20 万分の 1 の地形分類図を発行している。

浸食面及び堆積面からなる地形平坦面の区分は、豊野層団研究グループ（1972, 1973）、仁科（1972）などの研究がある。豊野層団研究グループ（1972, 1973）は、本図幅地域の東部域の地形平坦面を上位より鼻見面 I、鼻鬼面 I'、鼻鬼面 II、赤塩面、普光寺面、平出面、古間面に区分した。仁科（1972）は、本図幅地域の南東部の地形面を大峯面群の富士ノ塔上位面、富士ノ塔下位面、地附山面に区分した。

本図幅地域の SAR 画像を第 1.1 図に、水系及び山系図を第 1.2 図に、埋谷接峰面図を第 1.3 図に示す。



第 1.1 図 戸隠図幅地域及びその周辺の JERS-1（ふよう 1 号）による SAR 画像（合成開口レーダー画像）
中央の枠で囲まれた範囲が戸隠図幅地域。使用画像（1992 年 10 月 18 日撮影，PATH 068，ROW 239）は
（財）資源・環境観測解析センター（ERSDAC）より提供を受けた。

1. 1 山地の地形

山地のうち火山地形は、第四紀火山の飯縄山、黒姫山、斑尾山などからなる。このほか、小規模な火山体として、髻山や、長野市三千寺などが見られる。

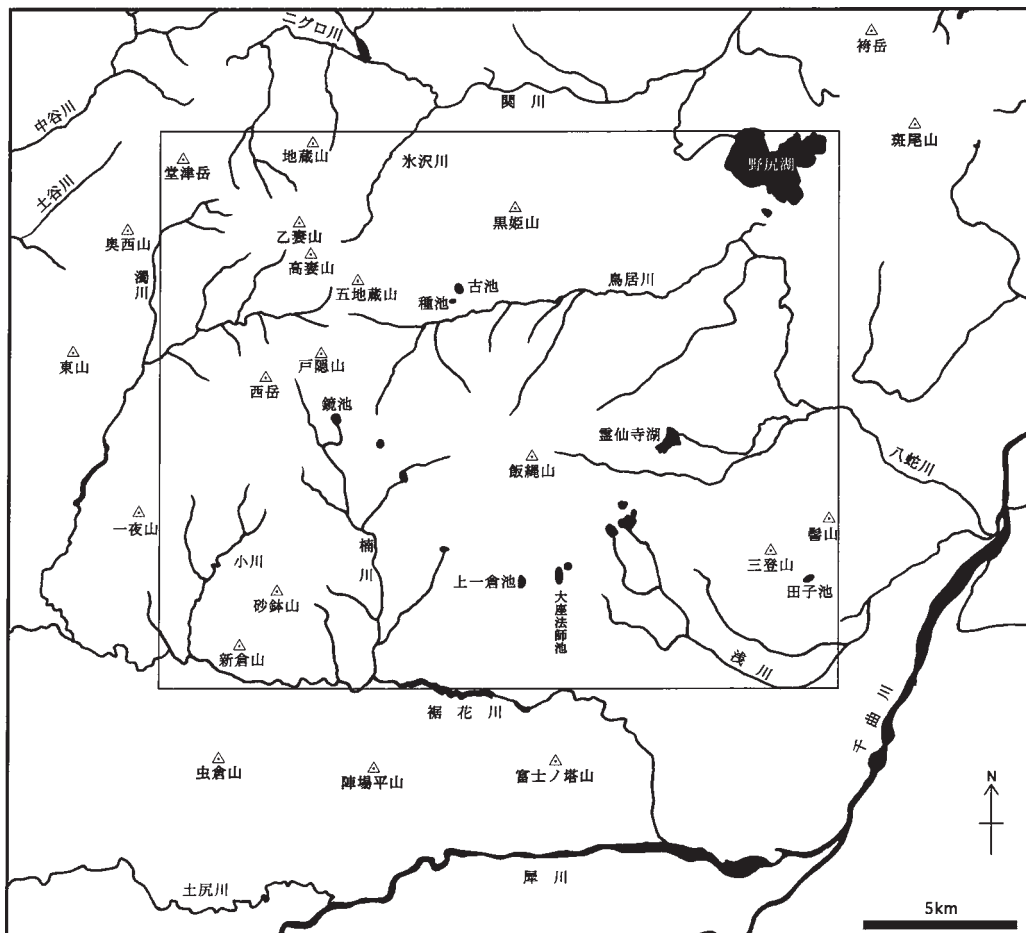
飯縄山は、比較的開析が進んだ複式成層火山である。最高峰は、1,917.4mの飯縄山である。山頂部には径約2.2kmの北西に開いた馬蹄形のカルデラを有する。カルデラが開く北西山麓には、岩屑なだれ堆積物及び火山麓扇状地堆積物からなる緩斜面が広がる。東方には岩屑なだれ堆積物及び火砕流堆積物からなる広大な緩斜面が広がる。飯縄山及び壺仙寺山を含む外輪山が見られ、その外斜面には放射状谷が発達する。火山体の西から北にかけては、富士見山、怪無山、高デッキ、天狗岳などの溶岩ドーム群が見られる。信濃町宮ノ腰の小丘は、岩屑なだれ堆積物の流れ山である。

黒姫山は、開析の程度が小さい二重式火山である。黒姫山を含む外輪山と小黒姫の中央火口丘からなる、最高峰は、2,053.4mの黒姫山である。カルデラは、南北2km、東西1.5kmの大きさがあり、北西に開いた馬蹄形を示す。外輪山とカルデラ底との最大比高差は約

200mである。中央火口丘との間のカルデラ底は、三日月状の火口原となり、大池・七ツ池を伴う湿原が形成されている。外輪山の外斜面は頂部に近いほど急勾配を示す。東山麓には緩斜面が広がるが、西山麓は佐渡山の存在によって発達しない。

斑尾山は、開析が進んだ成層火山である。飯山図幅地域内に位置する最高峰の標高は、1,382mである。

新第三系から構成される山地は、本図幅地域の西、南部に位置し、高妻山(2,352.8m)を最高峰として、堂津岳(1,927m)、戸隠山(1,904m)、砂鉢山(1,432m)などの標高1,000mを越える山が連なり、急峻な地形を呈する。なお、戸隠山及び荒倉山は山系の名称として用いられている。戸隠山及び堂津岳の山稜は、浸食に対して強い安山岩火砕岩類で構成され、向斜軸にあたる裾花川水系側が緩く、その逆側が急斜面となる同斜山稜となっている。貫入岩からなる高妻山、五地蔵山、合ノ峰などは、差別浸食の結果残存している。これらの山系は多雪地帯であり、裸岩急斜面には雪崩の多発によるアバランチシュートや融雪流水溝などの地形が多く見られる。小林(2000)は、高妻山の南及び西の裾花川上流域の谷頭に、カールやモレーンなどの氷河地形の存在を指摘している。さらに、高妻山の東面の急斜面は氷食で形成された地形



第1.2図 戸隠図幅近隣地域の水系及び山系図

であることも示唆している。

裾花川支流の鬼無里村小川流域や戸隠村しがらみの柵地域（旧柵村）から長野市坂中にかけての地域では、堆積岩類が分布しており、河川により著しく下刻される。泥岩ないし火山灰層が卓越する鬼無里村小川流域、長野市広瀬、富田、中曽根一帯は大小の規模の地滑り地形が発達する。

1. 2 丘陵及び扇状地

1. 2. 1 丘陵

本図幅地域の東部に広がる丘陵地は、主に後期更新世の堆積物から構成されている。信濃町柏原、牟礼村黒川・普光寺、戸隠村町、越水ヶ原には、河川に開析された平坦面が広がる。これらの平坦面は、それぞれ古間層、牟礼層、清水層、逆サ川層の湖沼成堆積物によって岩屑なだれ堆積物の周縁部に形成された堆積面である。裾花川及び鳥居川には、小規模な河岸段丘が点在する。

1. 2. 2 扇状地

浅川扇状地は、長野市浅川東条の標高約 500m 付近を扇頂とし、南東方向に広がる。浅川は、浅川扇状地を

開析しており、長野市稲田付近から扇端にかけて天井川となる。このほか、浅川の北側を流れる駒沢川下流も天井川となる。これらの天井川は、活断層の三才断層及びそれに伴う撓曲によって下流側が低くなることに伴って、人為的に形成されたものである。鳥居川扇状地は、信濃町平岡の標高 720m 付近を扇頂として緩やかな斜面をなす。

1. 3 水系

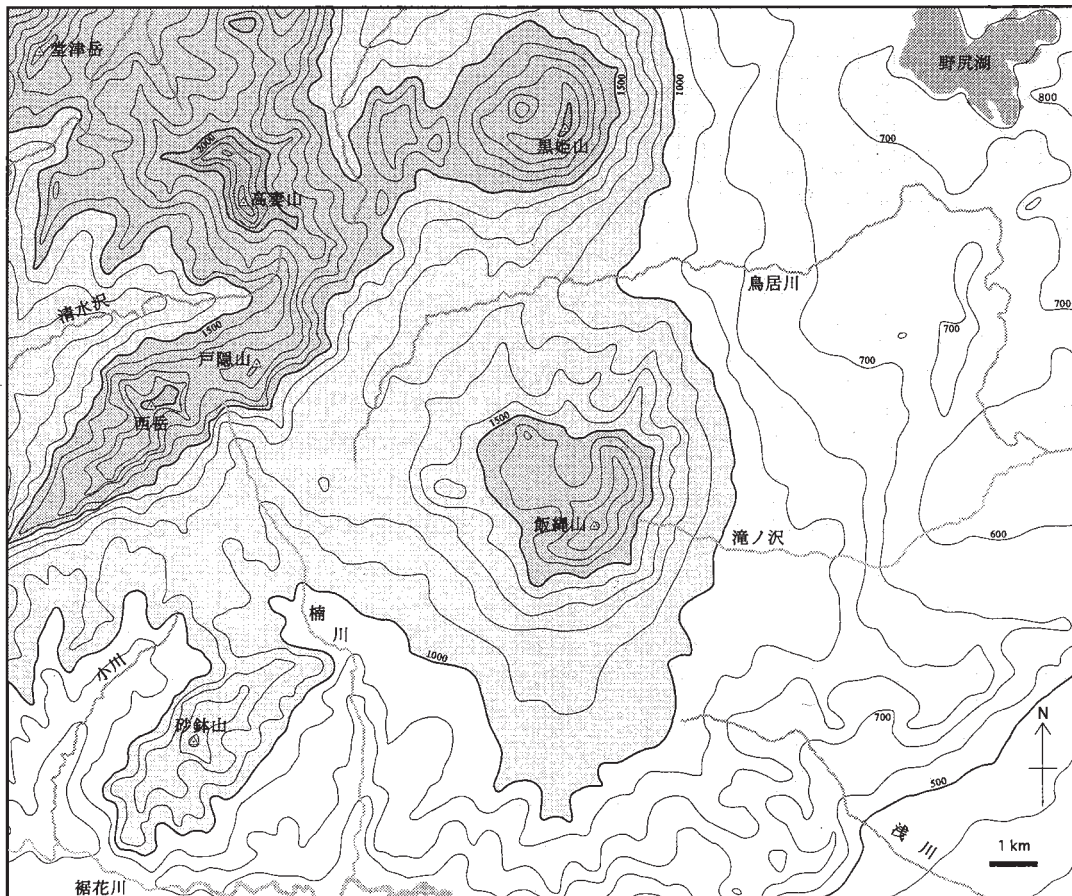
1. 3. 1 河川

本図幅地域内を流れる河川系は、姫川水系、関川水系及び千曲川水系に分かれる（第 1. 2 図）。

姫川水系は、堂津岳の北西斜面の土谷川の源流域のみに限られる。

関川水系は、関川の源流となるニグロ川及び氷沢川などがある。

千曲川水系は本図幅地域の東方に流路を持つ千曲川を本流とし、主要な支流として高妻山の南東を源流とする裾花川、戸隠山の東麓を源流とする鳥居川、飯縄山を源流とする浅川などがある。裾花川は本図幅地域の西端か



第 1. 3 図 戸隠図幅地域の埋谷接峰面図及び水系図
埋谷接峰面図は、幅 500m 以下の谷を埋谷して作成。数字は標高 (m)。

ら白馬岳図幅地域にかけて、日影向斜の軸付近に沿って西ないし南南西方向に流下し、白馬岳図幅地域内の鬼無里村根上付近で流路を転換し、荒倉山山塊を開析して東方へ流れる。

1. 3. 2 湖沼・湿地

本図幅地域における湖沼及び湿地は、堰き止めや沈降など地質現象によって形成されたものと、人工改変によるものがある。主要な湖沼は、野尻湖、大座法師池、古池、種池、上一倉池、田子池などが分布する。湿地は、戸隠牧場大座法師池周辺、飯縄山山頂付近、黒姫山山頂付近などに分布する。

野尻湖は本図幅内で最大の湖で、面積は約3.85km²である。北西よりに琵琶島がある。2.5万分の1信濃柏原の地形図から読みとれる湖底の地形は、竜宮崎先端部直下において水深約38mで最も深く、中央において平坦な湖底平原が広がり、西になるにしたがい緩やかに浅くなる。東方の湖岸は入り組み、沈水型の地形を示す。野尻湖の成因は、岩屑なだれ堆積物によって池尻川が堰き止められた結果とされる（大橋，1909；野尻湖発掘調査団，1975；野尻湖地質グループ，1990a；赤羽，1996。このほか、裾花川最上流部の支流である濁川流

域に1997年春に発生した地すべりによって堰止め湖（第3図の3）が形成された（綱木ほか，1997）。阿部ほか（1997）によると、堰止め湖の大きさは幅50m、長さ415m、湛水量215,000m³、最大水深は22mである。2000年8月に現地で確認したところ、長さ約250mと規模が縮小していた。

大座法師池をはじめとする多くの湖沼及び湿地は、飯縄火山と、その火山体に向かって逆傾斜を示す高まりに挟まれた低地に、飯縄山を取り巻くように分布する。このような地形の成因は、飯縄山に向けて傾斜した火山噴出物の存在などの証拠から、火山体が自重によって荷重沈下した結果であると解釈されている（八木・八木，1958；Suzuki，1965）。火山の火口起源の低湿地は、飯縄山山頂付近、黒姫山山頂付近に分布する。

このほか、爆裂火口と推定されるものとして、黒姫山西麓の古池、種池が認められる。

小河川の上流部を堰き止めた人造湖として、鏡池、小鳥ヶ池、水源池、美笠湖、大池、猫又池、上簀ヶ池、下簀ヶ池、簀ヶ谷池、霊仙寺湖、田子池など多数存在する。このほか、裾花川には長野図幅内に位置する裾花ダムの造るダム湖がある。

第2章 地質概説

(長森英明・古川竜太・早津賢二)

戸隠図幅地域は、全域が北部フォッサ・マグナ地域に位置する(第2.1図)。北部フォッサ・マグナ地域は本州弧と伊豆-小笠原弧の会合部に位置し、厚い上部新生界が分布する(Yano, 1986)。本図幅地域の地質及び構造は、南東部に位置する逆断層の長野盆地西縁活断層系に属する活断層群(第7.3図)を境にして、東側が陥没盆地である長野盆地、西側が新第三系の隆起山地となっている。両者を分ける逆断層は西上がり東落ちの高角な活断層で、現在も隆起、沈降が進んでいる。本図幅中央部には第四紀火山が分布し、湖成層などの更新統が取り巻いている。北西部には大規模な貫入岩群が分布する。第2.2図に本図幅地域の層序総括図を示す。

2.1 新第三系、前期更新統及び貫入岩

新第三系から下部更新統は西京背斜の西方地域、西京背斜の東方地域、北東地域に分けられ層序が区分される。これらの地層の分布は、北東-南西方向を示す、日影向斜、西京背斜、折橋向斜、北郷向斜などによって規制される。鍵層や時代決定に有効な化石に乏しいため、年代は概略しか判明していない地層が多い。主要な凝灰岩層として、Kns(鬼無里凝灰岩)、OT10(荻久保凝灰岩)、T1, T2, T3, T3.5, T4, T5などが認められる。西京背斜の西方地域では、下位より中新統の西京層、論地層、柳沢層、鮮新統の田ノ頭層、戸隠山層、日影層に区分される。西京層は主に塊状泥岩からなる海成層で、まれに細粒-中粒砂岩及び砂岩泥岩互層を伴う。論地層は、塊状中-粗粒砂岩及び砂岩泥岩から構成される海成層。最下部に鬼無里凝灰岩が挟まれる。柳沢層は、砂質泥岩ないし泥質砂岩と中-粗粒砂岩の互層からなる海成層で、厚層理の中-細粒砂岩や塊状砂質泥岩を挟在する。論地層と対比される。田ノ頭層は、泥岩及び泥勝ち砂岩泥岩互層からなり、凝灰岩層を挟む。高府層に対比される。田ノ頭層の上部では、戸隠山層起源の火山砕屑物からなる安山岩凝灰質中-粗粒砂岩が分布し、海棲軟体動物化石を含む。戸隠山層は玄武岩からデイサイトの火山岩及び浅所貫入岩を主体として、少量の堆積岩を挟む。戸隠山層は海底で形成された火山体を構成する堆積物で、上部では陸上で噴出した岩相を含む。海成層である田ノ頭層とは指交関係にある。日影層は礫岩、砂岩及び凝灰岩からなり、まれに泥岩を伴う。猿丸層に対比される。

西京背斜の東方地域では、下位より中新統の西京層、浅川層、論地層、鮮新統の権田層、高府層、荒倉山層、

荻久保層、鮮新統-下部更新統の猿丸層、大川層、日照田層に区分される。西京層は主に塊状泥岩からなる。浅川層は、泥岩及び凝灰岩からなる海成層。裾花層は海底に堆積した流紋岩火山噴出物及び浅所貫入岩を主体として、少量の堆積岩を挟む。局所的に陸上で噴出した岩相を示す。浅川層を整合で覆う。論地層は塊状の中-粗粒砂岩からなる。権田層は細-粗粒砂岩からなる海成層。高府層は、泥岩、砂岩泥岩互層からなる海成層。荒倉山層は海底で形成された火山体を構成する堆積物で、上部では、陸上で噴出した岩相を示す部分がある。海成層である高府層とは指交関係にある。荻久保層は、安山岩凝灰質中-粗粒砂岩・礫岩及び凝灰岩からなる海成層。海棲軟体動物化石を多産する。これらの軟体動物化石には、中新世の遺存種と鮮新世から更新世にかけて日本海に繁栄した大桑・万願寺動物群の特徴種が含まれ、柵動物群と呼ばれる。また、化石から内湾、汽水、潮間帯、上部浅海帯の環境が推定される。荒倉山層起源の安山岩火山砕屑物から構成され、巨礫層も含まれる。猿丸層は砂岩、礫岩、凝灰岩からなる。全体的に上方粗粒化を示し、海成層から淡水成層へと移行する。連続性の良い凝灰岩鍵層のT1, T2, T3, T3.5, T4, T5が挟まれる。各地で局所的に下位層を不整合で覆う。大川層は砂岩、礫岩、泥岩及び凝灰岩からなる。日照田層は土石流堆積物からなる。

貫入質は玄武岩-安山岩、及び閃緑斑岩に分類される。玄武岩及び安山岩は厚さ数10m以下の岩脈及び岩床として産する。閃緑斑岩は、岩床、岩株及びラコリスの形態を示し、鮮新世から更新世にかけて貫入した。

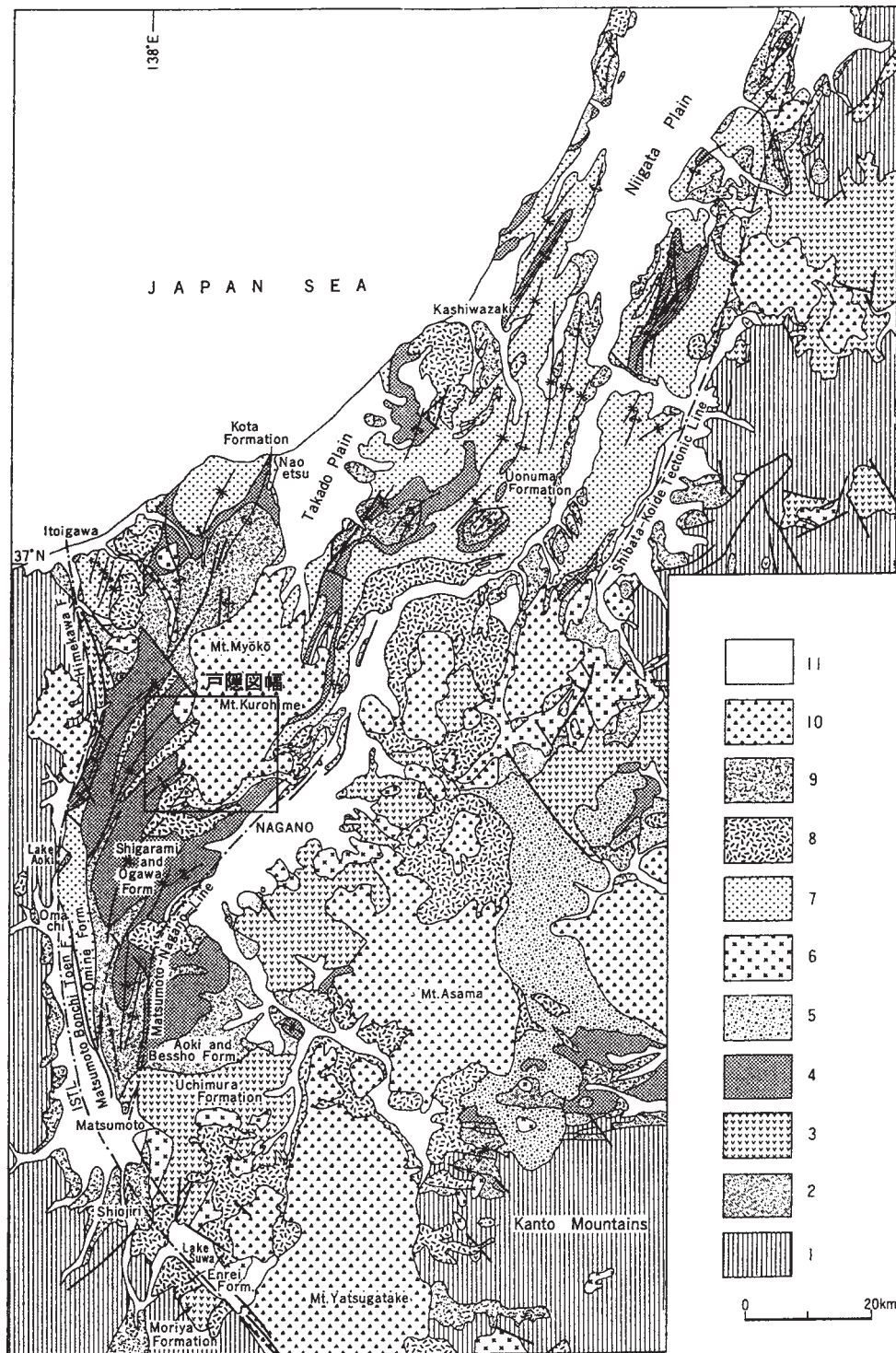
2.2 第四紀火山

第四紀火山は、斑尾火山、飯縄火山、黒姫火山、髻山火山及び三千寺火山がある。これらの山麓は広く火山麓扇状地堆積物に覆われる。

斑尾火山は複数の溶岩及び火砕岩からなる複成火山である。浸食が進んでいる。主に輝石安山岩の活動である。

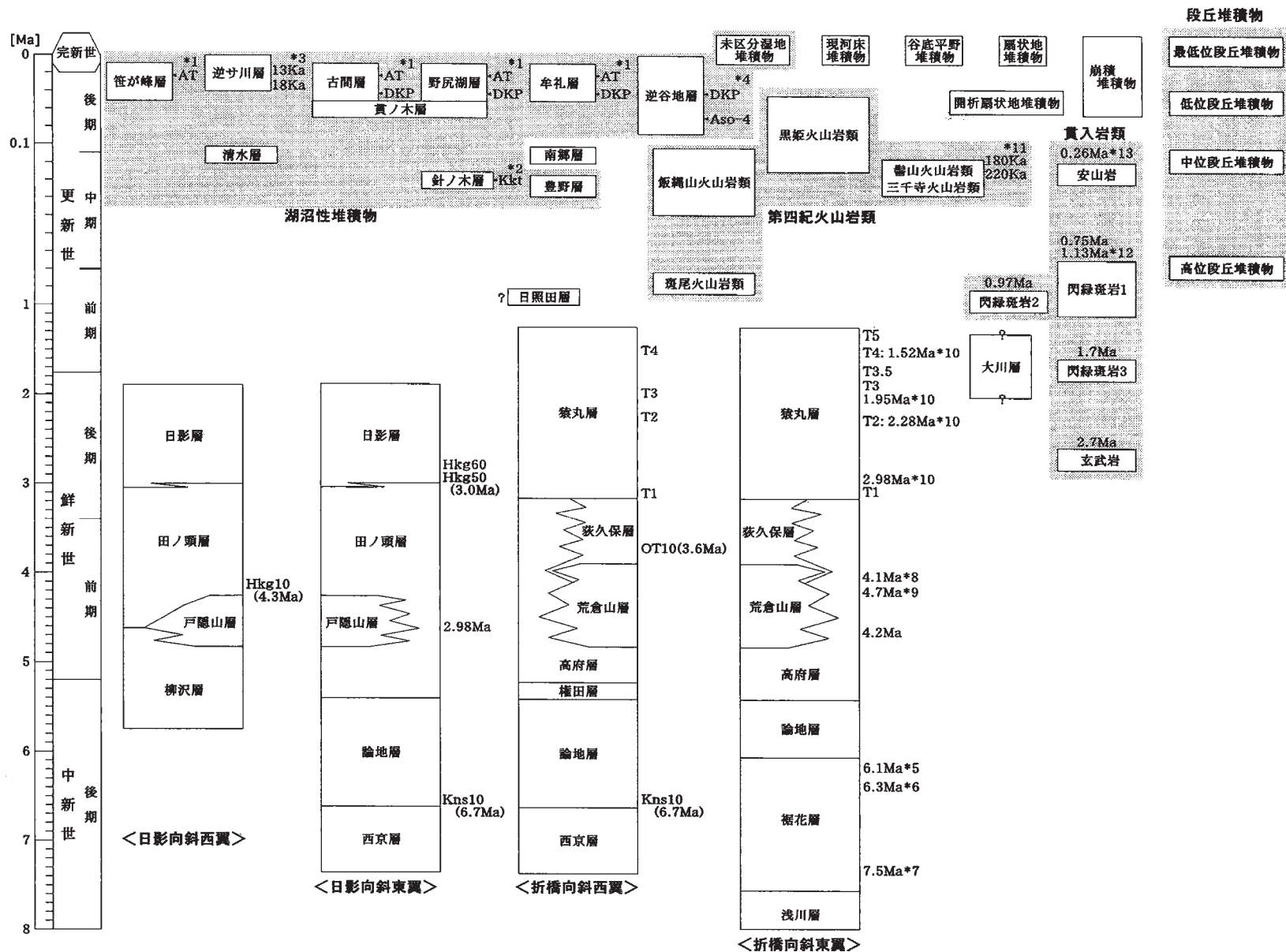
飯縄火山は複数の溶岩流及び火砕岩、火砕流及び降下火砕堆積物などからなり、岩屑なだれ堆積物を伴う。浸食が進んでいる。輝石安山岩を主体として、玄武岩、角閃石安山岩、及びデイサイトを伴う。活動時期は第I期と第II期に大別され、両者の間には大きな休止期を挟む。

第I期は約35万年前に始まり、第II期は約20万年前に始まり、約13万年前まで続いた。その後、最新の噴火



第2.1図 北部フォッサ・マグナ地域における戸隠図幅地域の位置

Kato (1992) に、戸隠図幅の位置を加筆. 凡例説明, 1 : 先第三系, 2 : 下-中部中新統の堆積岩類, 3 : 下-中部中新統の火山岩類, 4 : 上部中新統-鮮新統の堆積岩類, 5 : 上部中新統-鮮新統の火山岩類, 6 : 新生代の貫入岩類, 7 : 鮮新統-下部更新統の堆積岩類, 8 : 鮮新統-下部更新統の火山岩類, 9 : 中部-上部更新統の堆積岩類, 10 : 中部-上部更新統の火山岩類, 11 : 完新統.



第2.2図 戸隠図幅地域の地質総括図

斑尾火山岩類、飯縄火山岩類、黒姫火山岩類は一括して表現した。各詳細は第4.2表、第4.3表を参照。年代値及び鍵層の引用先 (*1: 早津・新井 (1980), *2: 野尻湖地質グループ (1997), *3 田辺ほか (2002), *4: 富樫ほか (1999a), *5: 加藤 (1983), *6: 松本 (1999), *7: 山岸ほか (1984), *8: 加藤 (1989), *9: 天野・唐沢 (1993), *10: 宮下ほか (1993), *11: 早津・河内 (1997), *12: 佐藤・大場 (2002), *13: 早津ほか (1996))

は約6万年前に起こっている。

黒姫火山は複数の溶岩流及び火砕堆積物からなる成層火山で、岩屑なだれ堆積物を伴う。岩質は輝石安山岩を主体として、玄武岩、角閃石デイサイトを伴う。活動時期はⅠ、Ⅱ、Ⅲ期に区分され、長い活動休止期を挟む。Ⅰ期の活動開始年代は約25万年前、第Ⅱ期は約15万年前である。第Ⅲ期は約5.5万年前に始まり、約4.3万年前に終了した。最新の噴火は約9,000年前で、外輪山の崩壊により駒爪岩屑なだれが発生した。

三千寺火山及び髻山火山は図幅東部に孤立して位置する安山岩の小火山体である。髻山火山の活動年代は約20万年前であることが分かっている。

カルデラ湖沼堆積物として、飯縄火山カルデラ湖沼堆積物と黒姫火山カルデラ湖沼堆積物が認められる。

2. 3 中期更新世 - 完新世の堆積物

中期更新世から完新世の堆積物は湖沼堆積物、湿地堆積物、南郷層、崩積堆積物、段丘堆積物、扇状地堆積物、谷底平野堆積物、現河床堆積物からなる。湖沼堆積物は、豊野層、清水層、針ノ木層、貫ノ木層、野尻湖層、古間

層、牟礼層、笹が峰層に区分される。これらの中で最も古いのは中部更新統の豊野層で、前期更新世に形成された大峯面上に堆積したとされる。笹が峰層、古間層、牟礼層及び野尻湖層は火山灰の対比から同時期に形成されたとされている(早津・新井, 1982)。湖沼の成因として火山噴出物による堰き止めが推定されている。湿地堆積物は、逆谷地層と逆サ川層に区分されるほか、未区分の湿地堆積物が点在する。逆谷地層は湿地性の堆積物としてはかなり古く、10万年前から現在までの地層が認められている。段丘堆積物は高位段丘堆積物、中位段丘堆積物、低位段丘堆積物及び最低位段丘堆積物に区分される。高位段丘堆積物の堆積面は、大峰面に対比されている。河岸段丘の他に、湖沼堆積物の堆積面や古期扇状地堆積物は低位段丘ないし最低位段丘化している。扇状地堆積物は、古期扇状地堆積物、新期扇状地堆積物及び火山麓扇状地堆積物に区分される。

長野盆地西縁活断層系に属する活断層が分布し、善光寺地震(西暦1847年)の時に活動した活断層も認められる。これらの断層は西上がり東落ちの高角逆断層で、各断層の落差の総計は1,000～2,000mに達する。

(長森英明・古川竜太)

3. 1 研究史及び概要

北部フォッサ・マグナ地域の研究は、Naumann (1887) によってフォッサ・マグナの概念が提唱されたことから始まる。長野県北部の新生界の層序は、本間 (1928, 1931), 本間・小山 (1930) によって初めて報告され、かつ系統的にまとめられた。その層序は、標準的な層序の礎となった。さらに精度を上げた層序の区分が、鈴木 (1938), 藤本ほか (1946) によってなされた。長野県北部の新第三系の本格的な研究は、長野県資源調査研究会によって地下資源の探査を目的として地質調査が行われた。その成果として井島・吉富 (1955), 井島・遠藤 (1955a, b) など 31 地域の調査結果が報告され、急速に層序の細分化が進んだ。この他の層序学的な研究として、富沢 (1953, 1958a), 斎藤 (1956) などがある。この頃になると、池辺 (1953) や八木・八木 (1958) などによって層序の総括が試みられるようになる。層序が明らかにされるのと同時に化石の研究も進み、Yokoyama (1925), 横山 (1927), 黒田 (1931), 秋山 (1958), Akiyama (1958), 富沢 (1958b, c), Kanno and Tomizawa (1959) などの軟体動物化石を中心とした研究が盛んに進められ、種構成、群集構成、軟体動物相の概要が明らかになった。

1960 年から 70 年代になると、斎藤ほか (1960), 柴田ほか (1976), 鈴木 (1976), 矢野・村山 (1976), 竹内・坂本 (1976), 田中ほか (1971), 志井田・柴田 (1971) などによって、詳細が明らかでなかった地域の層序が順次明らかにされた。また、細分化された層序の精度を保ちつつ広範囲の層序を検討した Saito (1961a, b, 1962a, b, 1963), 富沢 (1962), 北部フォッサ・マグナ研究グループ (1976), 赤羽 (1979, 1980, 1981a, b), Yano (1986) などの研究がなされ層序の成熟がはかられた。その一方で、古地磁気 (竹下ほか, 1960), 石油地質 (正谷・市村, 1970), 造構応力場の変遷 (竹内, 1977), 古地理の変遷 (飯島, 1962; 影山・鈴木, 1974) など、層序解明を主たる目的とする路線から脱して新たな主題を持った研究が始まる。この時期の化石に関する研究は、概要を把握する段階を脱却し、Akiyama (1962) などの個々のタクサの検討や、田中 (1973, 1981) の種の消長を踏まえた動物相の変遷など、より詳細な研究がなされている。

1980 年代以降には層序論文は激減し、加藤・赤羽 (1986), 加藤ほか (1989), 中野ほか (2002) など地質調査所の 5 万分の 1 地質図幅の研究が主体となる。その一方で、研究の視点は多様化し、鮮新世の火山活動に関する

研究 (矢野 1981a, b), 古地理の変遷 (Suzuki, 1982; 小坂ほか, 1992), 砂粒の重鉱物分析による後背地推定及び古地理の検討 (柿崎ほか, 1992), 軟体動物化石の群集解析による古環境の推定 (永井, 1989; 天野・唐沢, 1993; 長森, 1998), 堆積システムの変遷 (Takano, 2002) などの研究がなされた。Kato (1992) はフォッサ・マグナ全体の地質及びテクニクスを整理して総括した。青木・黒川 (1996), 北アルプス研究グループ (1998) は凝灰岩層を用いて広域対比を試みた。Amano (1994), Amano *et al.* (1991), Amano and Karasawa (1988) は軟体動物化石の精度の高い記載を行った。

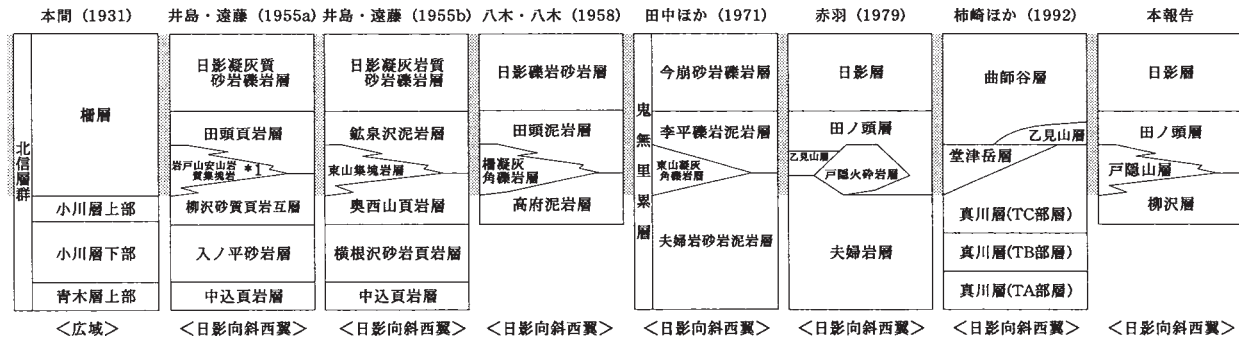
本間 (1931) の信濃中部地質誌は地方地質誌として最も古い。日本における地方誌の中でも先駆的な存在である。その後、上水内郡誌 (八木・八木, 1958), 鬼無里村史編集委員合 (1967), 富沢 (1970), 清水・横倉 (1997) などの報告がある。

広域地質図として、本間・小山 (1930), 長野県土木部 (1938), 長野県地学会編著 (1957), 八木・八木 (1958), 長野県地学会 (1962), 斎藤・赤羽 (1974), 富沢編著 (1976), 山田ほか (1988), 新潟県 (1955, 1962, 1977, 1989), 新潟県地質図改訂委員会 (2000), 北陸地方土木地質図編纂委員会 (1990), 竹内ほか (1993), 原山ほか (1995), 中野ほか (1997) があり、地域層序の情報が増えるに従い徐々に広域層序の精度が上がっている。

戸隠図幅地域の層序区分の指針 白馬岳図幅及び大町図幅地域では持京断層を境にして地質帯的な区分がなされており、地層区分が異なる (例えば、中野ほか, 2002)。持京断層が白馬岳図幅地域内の一夜山付近で消滅することに伴い、戸隠図幅地域では地層が収斂するため、持京断層を境に区分されていた層序を統合しなければならぬ。しかしながら、この問題を解決するためにはかなり広範囲の調査結果を礎にしなければ新たな混乱を招きかねない。故に、本報告では従来の層序を整理して使用し、層序記載は便宜的に西京背斜を境に地域を分けて行う。なお、西京層と論地層は西京背斜の両翼に分布するが、初出の章節でまとめて記述する。

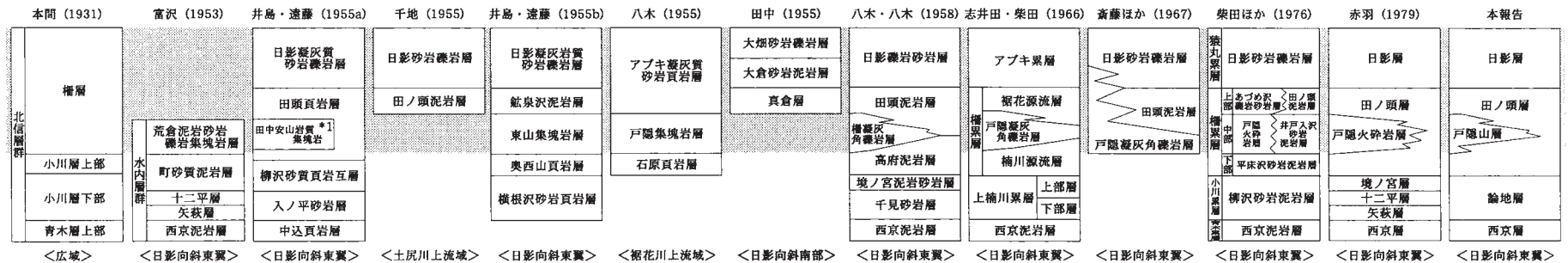
戸隠図幅地域の層序は、多くの研究により小範囲の層序区分に基づきさまざまな名称の地層が提唱されている。それらの新第三系 - 下部更新統の層序の比較を第 3.1 図から第 3.4 図に示す。

長野県における北部フォッサ・マグナ地域の第三系 - 第四系は、生層序に有効な化石や年代層序に有効な地質年代の情報が極めて乏しい。このため、本報告では岩相



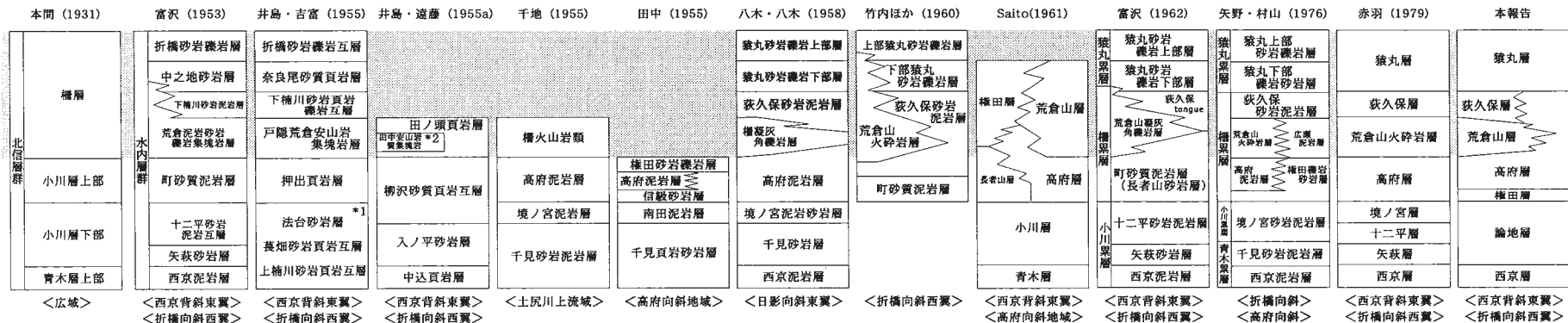
第3.1図 日影向斜西翼における新第三系～下部更新統の層序区分の比較

地層境界は研究により多少ずれるが、対比は簡略化した。指交関係以外の不整合関係などの情報は割愛した。*1:白馬岳図幅地域に分布する岩戸山層に対してしている。



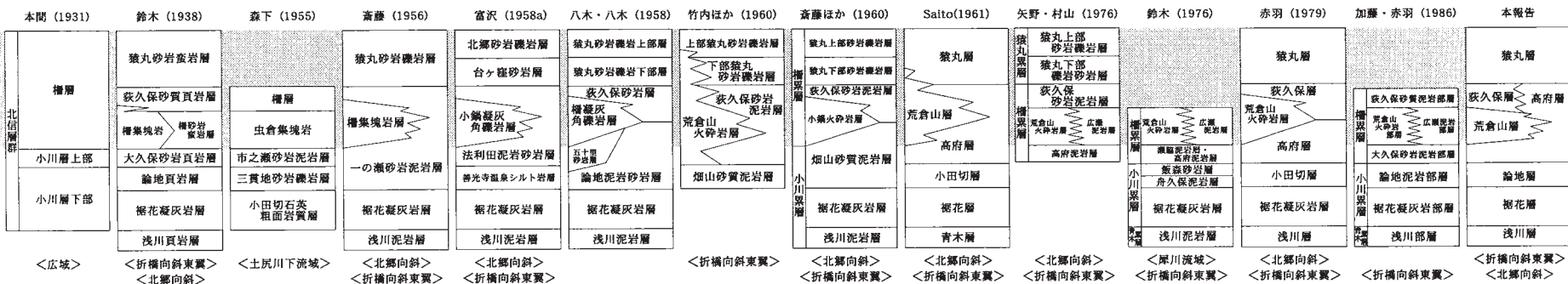
第3.2図 日影向斜東翼における新第三系～下部更新統の層序区分の比較

地層境界は研究により多少ずれるが、対比は簡略化した。指交関係以外の不整合関係などの情報は割愛した。各層序から第三系～前期更新統以外を省略した。*1:田中安山岩質集塊岩は、田頭頁岩層よりも新しい時期に進出したと解釈されている。



第3.3図 折橋向斜西翼における新第三系～下部更新統の層序区分の比較

地層境界は研究により多少ずれるが、対比は簡略化した。指交関係以外の不整合関係などの情報は割愛した。*1: 断層の解釈が異なるため他の層序区分との対比は不可。*2: 田中安山岩質集塊岩は、日影向斜において田ノ頭層頁岩層より上位の日影凝灰質砂岩礫岩互層よりも新しい貫入岩としている。



第3.4図 折橋向斜東翼における新第三系～下部更新統の層序区分の比較

地層境界は研究によりずれるが、対比は簡略化した。指交関係以外の不整合関係などの情報は割愛した。

層序を基に層序区分を行い、すべて累層として区分した。
 本図幅地域のうち、裾花川源流域は極めて地形が険しい。これまでに未踏査と見られるルートを多数調査したため従来より飛躍的に精度が向上したものの、他の地域に比べて情報が疎であるため他地域よりも精度は若干落ちる。

3. 2 西京背斜西方地域（日影向斜地域）

中新統及び鮮新統からなる。中新統は西京層、論地層、柳沢層に区分される。鮮新統は、田ノ頭層、戸隠山層、日影層に区分される。

3. 2. 1 西京層 (Nk)

命名 富沢 (1953) の西京泥岩層に基づく。

模式地 白馬岳図幅地域内の鬼無里村西京付近を模式地として設定された。護岸工事等による被覆により、現時点での露出状況は不良である。

分布 小川村神楽岡付近（大町図幅地域内）から鬼無里村法台付近までの西京背斜の軸沿いに南西 - 北東方向に分布する。小牧断層で一旦切られ、断層より東では、西京背斜と大平向斜に分布を規制され、西京背斜軸部から大平向斜の両翼にかけて分布する。大平向斜の南翼では、法戸断層に分布を切られる。

層序 西京背斜の軸部に分布することと、法戸断層に下限を切られることから下位層との関係は不明。論地層に整合に覆われる。

層序比較 井島・遠藤 (1955a) の中込頁岩層、Saito (1961b, 1962a, b, 1963) の青木層にほぼ一致する。

層厚 破碎及び逆転構造などが発達することから正確な層厚を把握することは困難であるが、最も発達する鬼無里村小牧付近で300m以上と確認される。

岩相 主に泥岩からなり、まれに細 - 中粒砂岩及び砂岩泥岩互層を伴う (第3.5図)。泥岩は暗灰色 - 黒色を呈し、

風化して細片化しやすい。細 - 中粒砂岩はタービダイト堆積物であり、10cm - 1.5m 単位の成層構造を示し、底面にソールマークが認められる。砂岩泥岩互層の砂岩には平行層理が発達し、しばしば植物化石のごく微細な破片が配列する。西京背斜の南東翼の軸部に近いところでは、地層の逆転が見られる。白馬岳図幅地域内の鬼無里村西京、小川村持京付近で少量の油徴及びガス徴が確認されている (八木・八木, 1958)。これらのガス徴は、西京背斜の軸部上に認められる。本図幅地域内でも、鬼無里村法台付近でガス徴の報告がある (井島・吉富, 1955)。

化石 本地域における化石の産出は極めて乏しい。

年代と対比 本層の年代に関する資料は乏しく、これまでに絶対年代の報告はない。正谷・市村 (1970) は、本層の有孔虫層序帯を *Dorothia* sp. - *Haplophragmoides* sp. Zonule に分帯し、中部中新統の青木層に対比している。本層の上位の論地層の最下部層準に挟まれる鬼無里凝灰岩 Kns 10 のフィッシュントラック年代値として 6.7 ± 0.4 Ma の値が得られた (第3.1表) ことから、本層の堆積した時代は後期中新世である。

3. 2. 2 論地層 (Rns, Rnm)

命名 鈴木 (1938) の論地頁岩層に基づく。

模式地 長野図幅地域内の長野市論地付近。

分布 西京背斜の軸部に沿って南西 - 北東方向に分布する。西京背斜のほか、小牧断層、法戸断層、大平向斜によって分布が規制される。このほか、長野市 釜付付近に小規模に分布する。本層の主要な分布域は大町及び長野図幅地域の高府向斜の両翼である。

層序 西京背斜地域では、西京層を整合に覆い、権田層、田ノ頭層、高府層に整合に覆われる。長野市釜付付近では、裾花層をアバットないしオーバーラップ不整合で覆い、高府層に整合に覆われる。

層序比較 本層の層序は、小範囲の研究が多く行われた

第3.1表 第三系凝灰岩のジルコンによるフィッシュントラック年代値

試料地点	凝灰岩名	層準	年代値	結晶数	自発核分裂飛跡	誘発分裂飛跡	χ^2 検定	熱中性子線量		相関係数	ウラン濃度	ξ 値	測定面		
			Ma($\pm\sigma$)	ρ_s, cm^{-2}	N_s	ρ_i, cm^{-2}	N_i	Pr(χ^2) %	ρ_s $\times 10^4 \text{cm}^{-2}$					N_s	
10	OT10	荻久保層	3.6 ± 0.2	29	3.59×10^5	429	3.29×10^5	3936	16	11.11	2843	0.761	340	294 ± 3	ED2
-	Hkg50	日影層	3.0 ± 0.3	30	0.32×10^5	141	0.38×10^7	1675	91	10.330	2644	0.770	290	350 ± 3	ED2
3	Hkg10	田ノ頭層	4.3 ± 0.3	30	0.57×10^5	339	5.02×10^5	2984	52	10.780	2758	0.581	370	350 ± 3	ED2
8	Kns10	論地層	6.7 ± 0.4	30	0.99×10^5	520	4.85×10^5	2551	80	11.11	2844	0.753	500	294 ± 3	ED2

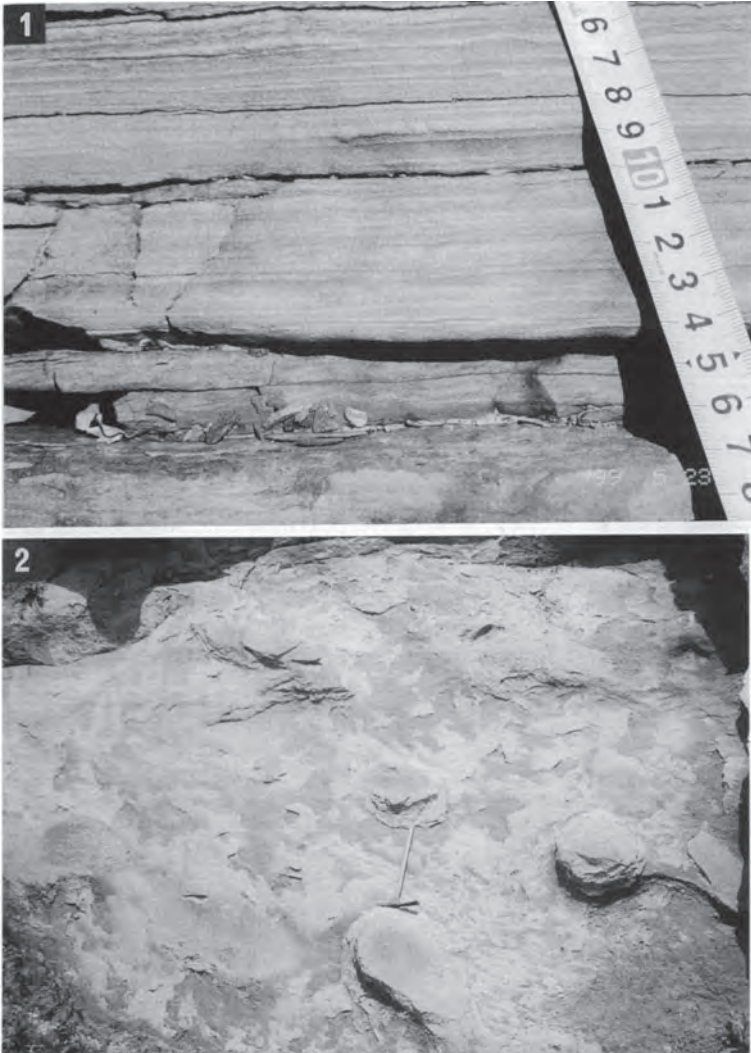
各資料の採集地点は地質図に図示。Hkg 50 は戸隠図幅地域外のため、第3.16図参照。測定鉱物：ジルコン、Pr(χ^2)： χ^2 値の自由度 n-1 の χ^2 分布における上側確率 (Galbraith, 1981)、熱中性子線量測定用標準ガラス：IRMM-540、照射場所：日本原子力研究所 JRR 4 気送管、r： ρ_s と ρ_i の相関関係、年代値： $T = (1/\lambda_D) \cdot \ln[1 + \lambda_D \cdot \xi \cdot (\rho_s/\rho_i) \cdot \rho_d]$ 、誤差： $\sigma_T = T \times [1/\Sigma N_s + 1/\Sigma N_i + 1/N_d + (\sigma_\xi/\xi)^2]^{1/2}$ 、 ^{238}U の全壊変定数： $\lambda_D = 1.55125 \times 10^{-10} \text{yr}^{-1}$ 、 $\xi_{ED2} = 294 \pm 3$ 、測定方法：外部ディテクター法 (外部面：ED2)



第3.5図 鬼無里村桃木沢における西京層の泥岩
露頭中央部に西京背斜の鋭角な軸部が見られる。スケールは2m.

結果、本層に含まれる地層名が数多く提案されている。すなわち、富沢(1953, 1962)の町砂質泥岩層の下部、十二平砂岩泥岩互層、矢萩砂岩層、井島・吉富(1955)の押出頁岩層の下部、法台砂岩層、菘畑砂岩頁岩互層、上楠川砂岩頁岩互層、井島・遠藤(1955a)の柳沢砂質頁岩互層の下部、入ノ平砂岩層、千地(1955)の境ノ宮泥岩層、千見砂岩泥岩層、Saito(1961b, 1962a, b, 1963)の小川層、小田切層、赤羽(1979)の境ノ宮層、十二平層、矢萩層、森下(1955)の三貫地砂岩礫岩層、斎藤(1956)の一の瀬砂岩泥岩層の最下部、富沢(1958a)の善光寺温泉シルト岩層、斎藤ほか(1960)の畑山砂岩泥岩層の下部、鈴木(1976)の飯森砂岩層、舟久保泥岩層である。なお、これらの層序対比表を第3.2図及び第3.3図に示す。

長野市論地付近に分布する本層と西京背斜から高府向



第3.6図 論地層及び田ノ頭層の岩相

- 1: 論地層に見られるタービダイト堆積物。平行葉理が発達する細粒砂岩。細かい葉理が発達する部分の暗色部には、微細な植物片が多く含まれる。泥の薄層を挟む。鬼無里村法台の冷沢沿い。
- 2: 論地層の厚層塊状中粒砂岩。ノジュールを含む。鬼無里村松島(白馬岳図幅内)の国道沿いの露頭。ハンマーの柄は70cm.
- 3: 田ノ頭層の泥岩優勢泥岩砂岩互層。手前は、地すべりによって形成された、濁川の堰止め湖。

斜にかけて分布する本層は、長野市七二会付近（長野図幅地域内）で一旦分布が途切れる（八木・八木, 1958; Saito, 1961b, 1962a, b, 1963; 加藤・赤羽, 1986）。八木・八木 (1958), Saito (1961, 1962a, b, 1963), 赤羽 (1979, 1980, 1981a, b)は両地域の地層を区別し, 異なる地層名を与えている。今回得られた西京背斜の鬼無里凝灰岩 Kns10 と裾花凝灰岩のフィッシュトラック年代値が整合的であることから, 論地付近と西京背斜の地層は対比可能となるため, 本報告では同一の地層として扱う。

層厚 西京背斜地域における層厚は約 1,100m。長野市たか鐘付付近における層厚は, 約 150m で北東方向に尖滅する。

岩相 本層は, 砂岩相 (Rns) と砂岩泥岩相 (Rnm) に区分される。最下部層準に鬼無里凝灰岩 (Kns10) が挟まれる。

砂岩相 (Rns) は, 塊状で厚層の中-粗粒砂岩を主体とする。しばしば径数 cm 以下の礫や泥の偽礫が点在する。砂粒子は磨滅が少なく角張る。シルト岩の数 cm 程度の薄層や植物の極微細破片が配列する平行ラミナが発達する中粒砂岩, 級化砂岩などのタービダイト堆積物がしばしば認められる。これらにはソールマークが認められる。塊状砂岩には大きさが 1 m 以上に達する楕円形のノジュールがよく含まれる (第 3.6 図の 2)。暗灰-灰色の砂質シルト岩を挟む。生痕化石はまれで, 堆積物食者のものと見られる小型で不明瞭なものが中心。

砂質泥岩相 (Rnm) は, 主に砂質泥岩からなり, 砂勝ち-泥勝ちの砂岩泥岩互層及び砂岩を挟む。砂質泥岩は塊状ないし不明瞭な平行葉理が見られ, 暗灰色から灰色を呈し, 風化によって細片化しやすい。植物の極微細破片が配列する平行ラミナが発達する中粒砂岩 (第 3.6 図の 1) や級化砂岩をよく挟む。砂岩は主にタービダイト堆積物である。砂質泥岩と泥岩の数 cm 間隔の互層が普通に見られる。その砂質泥岩には数 cm の楕円形のノジュールが多く含まれるが, 砂質でない泥岩にはまれである。コンボリユート葉理やスランプ構造が認められる。

西京背斜の北西翼では主に砂岩相 (Rns) からなり, 南東翼では主に砂質泥岩相 (Rnm) からなる。小牧断層の南西側で西京背斜と小川に囲まれる地域では逆転層が多い。他地域における逆転層はまれである。鬼無里村西越開拓地付近では, N10E-S10W 方向の微小な左ずれ断層が多い。鬼無里村深谷沢付近のリプルマークから北西方向の古流向が認められる。

長野市鐘付付近の本層は, 砂岩相 (Rns) を主体とし, 砂質泥岩を挟む。西京背斜地域よりも若干細粒であるが, 塊状中粒-粗粒砂岩 (Rns) の岩相に含めた。細-粗粒砂岩は, 層理が発達する。ハンモック状斜交層理を伴う細粒砂岩, 植物の微細片を多く含む平行葉理の発達する砂岩の薄層などを伴う。サンドパイプ状の大型の生痕化石が

認められる。砂質泥岩は, 暗灰色を呈する。

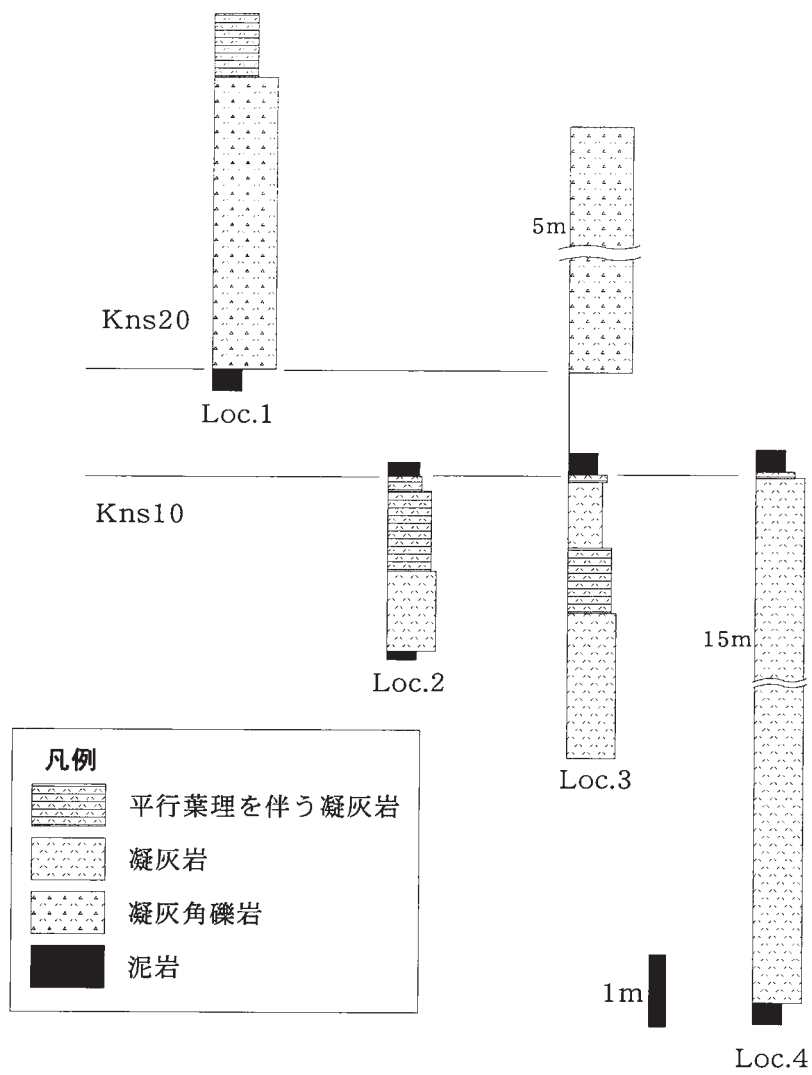
化石 本図幅地域では化石の産出は極めて乏しく, ごくまれに同定不能な軟体動物化石の破片が認められる。有孔虫化石として, *Haplophragmoides* cf. *subglobosum*, *Cyclammina pusilla*, *Martinottiella bradyana tarukiensis*, *Nonion pompilioides*, *Uvigerina* sp., *Epistominella pulchella*, *Globigerina* sp., *Haplophragmoides* cf. *evoluta* が認められる (富沢, 1953)。他地域の本層から報告されている化石は, 棘皮動物として *Echinarachnius naganoensis*, *Ophiura sarsii sarsii* (Morishita, 1953; Ishida et al., 1998) が, 十脚甲殻類として *Callianassa yagii* (Imaizumi, 1957), 軟体動物として *Anadara amicula*, *Dosinia* (*Kaneharai*) *kaneharai*, *Clinocardium shijiense*, *Spisula sachalinensis* など (Kanno and Tomizawa, 1959; 矢野・村山, 1976; など), 鯨類として *Mysticeti* (ヒゲ鯨亜目) の下顎骨 (長澤・田辺, 1994), 他多数の化石が報告されている。

凝灰岩 本層の最下部層準に鬼無里凝灰岩が認められ, 西京背斜の両翼に断続的に分布する。

鬼無里凝灰岩 10 (Kinasa Tuff 10, 略称: Kns10): 新称。模式露頭は, 第 3.7 図の Loc.3 (白馬図幅地域内)。層厚は 5 m 以上。軽石質凝灰岩。軽石は直径 5mm 以下のものが多く, 最大 10cm。基質は粗粒火山灰からなる。最大層厚は 15m 以上。泥岩の偽礫を伴うことがある。上部は平行葉理が発達し, 下部より細粒となる。最上部には極細粒より細かい粒子からなる凝灰岩が認められることがある。重鉱物は, ほぼ黒雲母から構成され, ジルコンが少量含まれる。

鬼無里凝灰岩 20 (Kinasa Tuff 20, 略称: Kns20): 新称。模式露頭は, 第 3.7 図の Loc.3 (白馬図幅地域内)。模式地では Kns10 の約 140cm 上位に位置する。Kns10 と Kns20 との間の層準には泥岩が挟まれる。層厚は 5m 以上。下部は, 凝灰角礫岩からなる。凝灰角礫岩は粗粒凝灰岩基質からなり, 数 cm の溶岩及び軽石角礫を多含する。上部は平行葉理の発達する凝灰岩である。全層準が露出する場所がないため, 詳細は不明。重鉱物は, ほぼ黒雲母から構成され, ジルコンが少量含まれる。**年代と対比** 鬼無里村小川の支流 (第 3.9 図の Loc.2) の鬼無里凝灰岩 (Kns10) のフィッシュトラック年代として, $6.7 \pm 0.4\text{Ma}$ の年代値が得られた (第 3.1 表)。鬼無里凝灰岩 (Kns10) は論地層の基底に近い層準であることと, 上位に下部鮮新統の荒倉山層が重なることから, 本層の下部は後期中新世, 上部は後期中新世ないし前期鮮新世の堆積物である。

矢野 (1983) は, 本図幅地域の南西の高府向斜の南部 (大町図幅地域内) に分布する本層に挟まれる白色凝灰岩層を高桑凝灰岩層 (= 笹久凝灰岩 (斎藤, 1955a), 裾花層) に対比した。長野市茂菅の裾花川に露出する裾花層のフィッシュトラック年代は 7.5 Ma (山岸ほか,



・凝灰岩露頭及び柱状図位置

第3.7図 鬼無里凝灰岩の柱状図

Kns10とKns20の柱状図。それぞれ模式露頭は、Loc.3。地形図は国土地理院発行の1:50,000「白馬岳」及び「戸隠」を用いた。

1984), 麻績村高桑における高桑凝灰岩の K-Ar 年代は $6.1 \pm 0.4\text{Ma}$ (加藤, 1983) などの年代値が報告されている。裾花凝灰岩に相当する凝灰岩の年代値には幅があるが, 記載岩石学的な特徴と年代値から判断すると鬼無里凝灰岩は裾花層の流紋岩溶岩相 (sbl) に対比可能である。

3. 2. 3 柳沢層 (Ys, Ya)

命名 千地 (1955) の柳沢砂岩・泥岩層に基づく。

模式地 白馬村と鬼無里村の境界に位置する柳沢峠付近 (白馬岳図幅地域内)。

分布 日影向斜の両翼に分布する。主要な分布域は白馬岳図幅地域内、本図幅地域内では北西端に本層の上部を中心に小規模に分布する。

層序 戸隠山層に整合に覆われる。白馬岳図幅地域の鬼無里村落合付近では戸隠山層と指交関係にある。また、戸隠山層が尖滅する地域では田ノ頭層に整合に覆われる。

層厚 西に隣接する白馬岳図幅地域において最も厚くなり、白馬町柄山付近で約 2,000m に達する (中野ほか, 2002)。

層序比較 井島・遠藤 (1955a) の柳沢砂岩頁岩互層、姫川団体研究グループ (1958)、田中ほか (1971) の夫婦岩砂岩泥岩層、柿崎ほか (1992) の美川層は本層に含まれる (第 3. 1 図)。西京背斜の両翼に分布する論地層とはほぼ同層準と推定される (第 2. 2 図)。

岩相 本層は厚層理砂岩相 (Ys) と泥岩砂岩互層相 (Ya) に区分される。主要分布域である白馬岳図幅地域における本層は、主に泥岩砂岩互層相 (Ya) からなり、厚層理砂岩相 (Ys) や塊状砂質泥岩を挟在する。一方、本図幅地域内では主に厚層理砂岩相 (Ys) が分布し、泥岩砂岩互層相 (Ya) の分布は乏しい。

厚層理砂岩相 (Ys) は、主に厚層理の細-中粒砂岩からなる。厚層理の砂岩は数 m 程度の厚さを有し、成層する。その多くは塊状であり、まれに不明瞭な葉理が見られる。しばしば泥岩の薄層が挟まれ、その上下の層準には偽礫、礫などが点在することが多い。まれに不明瞭な生痕化石を伴う。礫は、中礫大までの大きさで、垂角から垂円礫である。礫種はチャートなどの基盤起源の古期岩類からなる。

泥岩砂岩互層相 (Ya) は、主に砂岩泥岩と細-中粒砂岩の互層からなり、砂岩泥岩が卓越する。砂岩泥岩は風化し易く、玉葱状風化を示すこともある。

本層の小谷・笹ヶ峰地域における古流向は南及び南西からの古流向を示す (柿崎ほか, 1992)。

化石 本図幅地域から化石の報告はない。白馬岳図幅地域の横根沢支流から、強く変形し、殻が再結晶化している *Mizuhopecten* sp. が認められた。他地域においても化石の産出は極めてまれである。

年代と対比 本層の年代に関する資料は極めて少ないが、下部鮮新統の戸隠山層が整合に覆うことから少なくとも

本層の上部は鮮新統であると推定される。一方、本層と対比される論地層の凝灰岩層のフィッシュトラック年代が $6.7 \pm 0.4\text{Ma}$ である (第 3. 1 表)。このほか、柿崎ほか (1992) は真川層 (本層に含まれる) に挟在する凝灰岩から $7.89 \pm 0.30\text{Ma}$ というフィッシュトラック年代を報告している。このことから本層は上部中新統から下部鮮新統となる。

3. 2. 4 田ノ頭層 (Tn, Tt)

命名 千地 (1955) の田ノ頭泥岩層に基づき、再定義。鬼無里村田ノ頭 (地層命名当時の地形図表記は田ノ頭) にちなむ。厳密には、井島・遠藤 (1955a) の田頭頁岩層に先取権があるが、地名と異なることと引用例がみられないことから、“田ノ頭”を用いる。

模式地 白馬岳図幅地域内の鬼無里村田ノ頭付近。

分布 日影向斜の両翼に分布する。南東翼では、裾花川上流域において分布せず、西岳の西方、五地藏山と佐渡山に挟まれた地域のみ分布する。北西翼では濁川及びニグロ川流域に分布する。分布の南方への延長は大町図幅地域内の美麻村片岡付近に及ぶ。

安山岩凝灰質砂岩相 (Tt) は戸隠西岳の西方に、小規模に分布する。

層序 下位の柳沢層及び論地層を整合に覆う。戸隠山層とは指交関係にある。ただし、戸隠山層を形成した主要な火山活動が休止した以降は、火山の地形的高まりに対してアバットして堆積する。戸隠山層が浸食されて供給された火山砕屑物から構成される安山岩凝灰質砂岩相 (Tt) の層準以降にアバットが始まったと判断される。ほぼ日影層に整合に覆われるが、高妻山付近では指交関係にある。

層序比較 本層は、井島・遠藤 (1955a) の田頭頁岩層、井島・遠藤 (1955b) の鉱泉沢泥岩層、田中 (1955) の真倉層、斎藤・豊野層団体研究グループ (1967) の田頭泥岩層、田中ほか (1971) の李平礫岩泥岩層、柴田ほか (1976) の平床沢砂岩泥岩層の一部、井戸入沢砂岩泥岩層及び田ノ頭泥岩層に相当する。また、本報告の安山岩凝灰質中-粗粒砂岩 (Tt) は、柴田ほか (1976) のあづめ沢礫岩砂岩層に相当する (第 3. 1 図, 第 3. 2 図)。戸隠山層の分布しない地域では、有意な岩相変化がないことから、本報告では戸隠山層の下位、指交部及び上位の泥岩層を主体とする地層を田ノ頭層としてまとめた。

層厚 本図幅地域では最大 1,200m 程度。

岩相 本層は泥岩相 (Tn) 及び安山岩凝灰質砂岩相 (Tt) に区分され、主に泥岩相 (Tn) から構成される。

泥岩相 (Tn) は、ほぼ塊状の泥岩ないし砂質泥岩を主体とし、数 10cm 間隔の成層構造を示す砂質泥岩-泥岩優勢の砂岩泥岩互層 (第 3. 6 図の 3) を挟む。泥岩と砂質泥岩は、暗灰-黒灰色を呈し、塊状ないし不明瞭な層理が見られる。風化により細片化しやすい。厚さ数 cm から

数 10cm の砂岩を挟む。北西方向に砂岩を挟む頻度が減少する傾向にある。まれに海棲軟体動物化石を産し、その産状は異地性が多く、ごくまれに現地性を示す(第 3.7 図の 1)。しばしば極微細で不明瞭な堆積物食者の造ったものと見られる生痕化石が認められる。まれに石灰質の玄能石を産出する。その大きさは 10cm 未満で、両錐形で細長いものや複数の両錐が結合した形状を呈する(第 3.8 図)。戸隠山層の直下の層準では花崗岩、チャート、アプライト、硬質砂岩、スレート、泥の偽礫を含む礫岩が認められる。しばしば珪長質凝灰岩、スコリア質凝灰岩を挟在する。

安山岩凝灰質砂岩相 (Tt) は、戸隠山層の直上の層準にレンズ状に分布する。暗緑褐 - 暗青灰褐色を呈し、ほぼ塊状または不明瞭な層理面を示す。戸隠山層の安山岩類起源の碎屑物から構成される。基底に近い層準では、最大径約 1.5m の円磨された安山岩の巨礫層が分布する。しばしば異地性の軟体動物化石を産出する(第 3.9 図の 3)。

西俣、東俣及び水沢川地域では、厚さ 10m 未満の岩床に頻繁に貫入される。

妙高高原町の地藏山付近では傾斜が 20° と周囲に比べて緩いが、地藏山の北東にある背斜(妙高山図幅内)の影響や貫入岩の影響を受けていると推定される。

凝灰岩 本層には珪長質凝灰岩層及びスコリア質凝灰岩層が多く挟まれ、全体で少なくとも 20 枚以上認められる。そのほとんどは連続性が悪い。スコリア質凝灰岩は

戸隠山層の直上の層準に多く認められ、その厚さは数 cm 程度である。珪長質凝灰岩層は、厚さ 50cm 未満のものがほとんどで、最大 2m 程度である。厚さ 50cm 以上の珪長質凝灰岩は、岩相や層厚が側方へ変化し、斜交層理などの堆積構造がしばしば認められることから再堆積したものが多いと判断される。南西隣の大町図幅地域の一ノ坂の南方に認められる層理の発達した珪長質凝灰岩は、一ノ坂タフと呼ばれている(姫川団体研究グループ, 1958)。本層上部の下部(戸隠山層直上の層準)に認められる凝灰岩は、同層準にあたるが、複数枚の凝灰岩からなる一ノ坂タフの詳細な記載が無いため正確な対比はできない。本地域の凝灰岩は変質によって、粘土化が著しく、黄鉄鉱の晶出の頻度が高い。本図幅地域に分布する田ノ頭層で連続性の良い凝灰岩層として、Hkg 10 (新称) が認められる。

日影凝灰岩 10 (Hikage Tuff 10, 略称: Hkg 10): 新称。模式露頭は、鬼無里村合ノ峰のおよそ 900m 北西の濁川左岸(第 3.16 図)。戸隠山層直上の田ノ頭層上部層準に挟まれる。日影向斜の北西翼のみに分布し、南東翼では認められない。層厚は、厚さは 150cm 前後で、模式露頭では 175cm。

下部は塊状の軽石質粗粒凝灰岩からなる。上部は平行葉理などの堆積構造が認められる。重鉱物は、多い順に黒雲母、ざくろ石、ジルコン、斜方輝石、磁鉄鉱が含まれる。

化石 安山岩凝灰質中 - 粗粒砂岩 (Tt) から、Mizu-



第 3.8 図 田ノ頭層下部産の玄能石

楠川の上流域より産出。玄能石は、氷点付近の海水または陸水から沈殿形成されるイカアイトの仮晶とされる。スケールは 10cm。

hopecten cf. tryblium, *Chlamys foeda*, *Anadara cf. amicula*, *Modiolus sp* などの浅海棲の軟体動物化石が産出する。離弁でコンベックスアップの状態に産出する個体が多いこと、破片が多いこと、密集することなどから異地性と判断される。いずれも変形、殻の再結晶化、溶解により保存状態は極めて悪い。

塊状泥岩より *Conchocele sp.*, *Anadara amicula*, *Mizuhopecten sp.*, *Acila sp.*, *Lucinoma sp.*, *Panomya cf. beringiana*, *Serripes sp.*, *Turritella saishuensis motidukii* などの軟体動物化石, *Cancer sp.* などの十脚甲殻類化石が産出する。化石産地は少なく、産出点数も数個体未満の場合が多い。このほか、塊状泥岩から現地性に近い *Buccinidae* (エゾバイ科) 化石が数個体点在して産出する (第3.9図の1)。

年代と対比 鬼無里村濁川沿いにおける本層下部層準の

Hkg10 凝灰岩のフィッシュントラック年代値として $4.3 \pm 0.3\text{Ma}$ の値が、日影層の最下部層準の Hkg50 凝灰岩のフィッシュントラック年代値として $3.0 \pm 0.3\text{Ma}$ の値が得られた (第3.1表)。このことから本層の堆積した時代は前期鮮新世である。

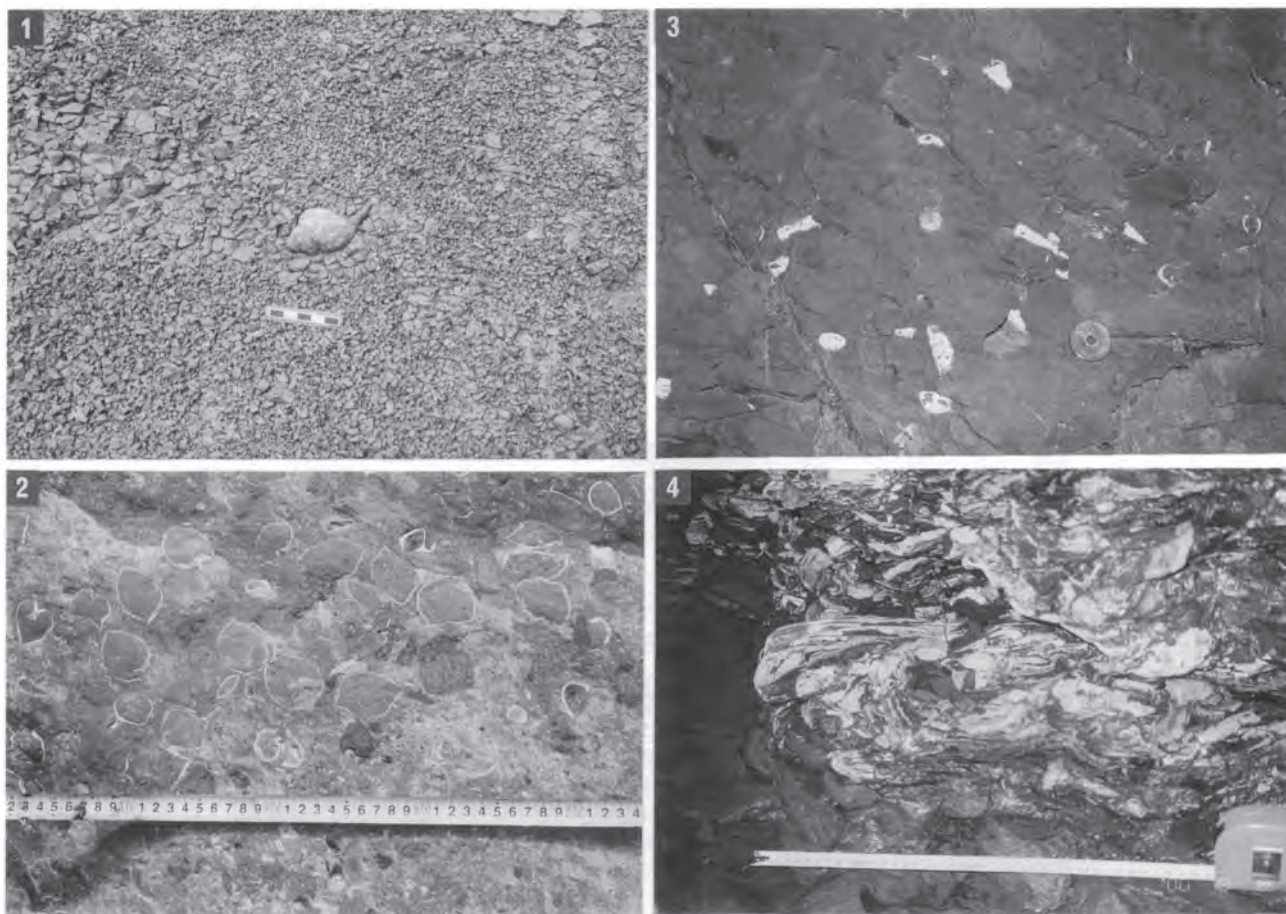
3. 2. 5 戸隠山層 (Tga, Tgd, Tgb)

命名 八木 (1955) の戸隠集塊岩層に基づく。中野ほか (2002) によって再定義された。

模式地 戸隠奥社おくしやから八方はつほう峯にらみに至る登山道沿い。

層序 模式地の日影向斜東翼では田ノ頭層の中部と指交関係にあるが、田ノ頭層上部及び日影層にアバットされる。日影向斜西翼では柳沢層を整合に覆うが、西隣の白馬岳図幅地域では指交関係にある。

層序比較 井島・遠藤 (1955a) の岩戸山安山岩質集塊岩、



第3.9図 日影向斜地域における化石の産状

- 1: 田ノ頭層の塊状泥岩に含まれる巻き貝の産状。保存の良い巻貝の *Buccinidae* (エゾバイ科) の化石が点在し、自生に近い産状と推定される。塊状泥岩は風化により著しく細片化している。妙高高原町ゴウデ沢。スケールは5cm。
- 2: 日影層の不淘汰砂岩。戸隠山層起源の安山岩礫が点在する。 *Anodontia sp.* が密集して、自生の産状を示す。
- 3: 田ノ頭層の不淘汰安山岩凝灰質泥質砂岩 (Ti)。戸隠山層起源の安山岩起源の碎屑物からなり、暗灰色を呈する。 *Turritella saishuensis motidukii* の産状。アズメ沢。スケールの硬貨は径21mm。
- 4: 日影層の泥質砂岩に見られる *Crassostrea gigas* の密集層。合弁の個体が認められるものの、破片も多く含まれる。準現地性と推定される。鬼無里村一ノ沢。

(A)



(B)



第3.10図 戸隠山層のつくる地形

(A) 戸隠表山から西岳に続く山稜。戸隠山層からなる比高600～700mの急崖群。右後方は高妻山。左後方の白い山群は白馬連峰。戸隠スキー場から。

(B) 戸隠山層玄武岩相(Tgb)が露出する西岳東面の急崖。北西に緩傾斜する玄武岩火砕岩層が累重する。本院岳ほんいんだけ付近から。

井島・遠藤 (1955b) の東山集塊岩層, 田中ほか (1971) の東山凝灰角礫岩層, 井島・吉富 (1955) の戸隠荒倉安山岩集塊岩層, 井島 (1955) の戸隠凝灰角礫岩層, 八木・八木 (1958) の柵凝灰角礫岩, Takeshita (1974, 1975) の Togakushi Volcanics, 赤羽 (1979) の戸隠火砕岩層に相当する. 志井田・柴田 (1971) の戸隠凝灰角礫岩と裾花源流層の安山岩質溶岩の一部を合わせたものに相当する. 柿崎ほか (1992) の堂津岳層は本層に含まれる (第 3.1 図).

分布及び層厚 日影向斜西翼, 堂津岳付近で約 600m, 南西及び北東に向かってそれぞれ薄化する. 東翼では西岳を通る断面でもっとも厚く, 約 2,000m. 戸隠山の主稜線を構成する (第 3.10 図). 側方に向かって薄化し, 北東の七曲がり水で約 600m, 南西側延長の白馬岳地域で尖滅する.

岩相 玄武岩からデイサイトの火山岩及び貫入岩を主体とする地層である. 岩石学的特徴から, 玄武岩相 (Tgb), デイサイト相 (Tgd), 及び安山岩相 (Tga) に区分した. 火山岩はいずれも水中で冷却した構造を示す火山噴出物を主体として, 少量の碎屑岩を挟有する. 戸隠山層と指交関係にある田ノ頭層が海成層であることから, 戸隠山層は海底火山体とみなすことができる. 後述するように, 活動の後期では火山体の一部は水面上に現れていた可能性がある. 本報告での火山岩の区分は記載岩石学的特徴 (主に斑晶組み合わせ) に依っている. 八木・八木 (1958), Takeshita and Oji (1968), Takeshita (1974, 1975) による全岩化学組成も区分の参考にした (第 3.2 表).

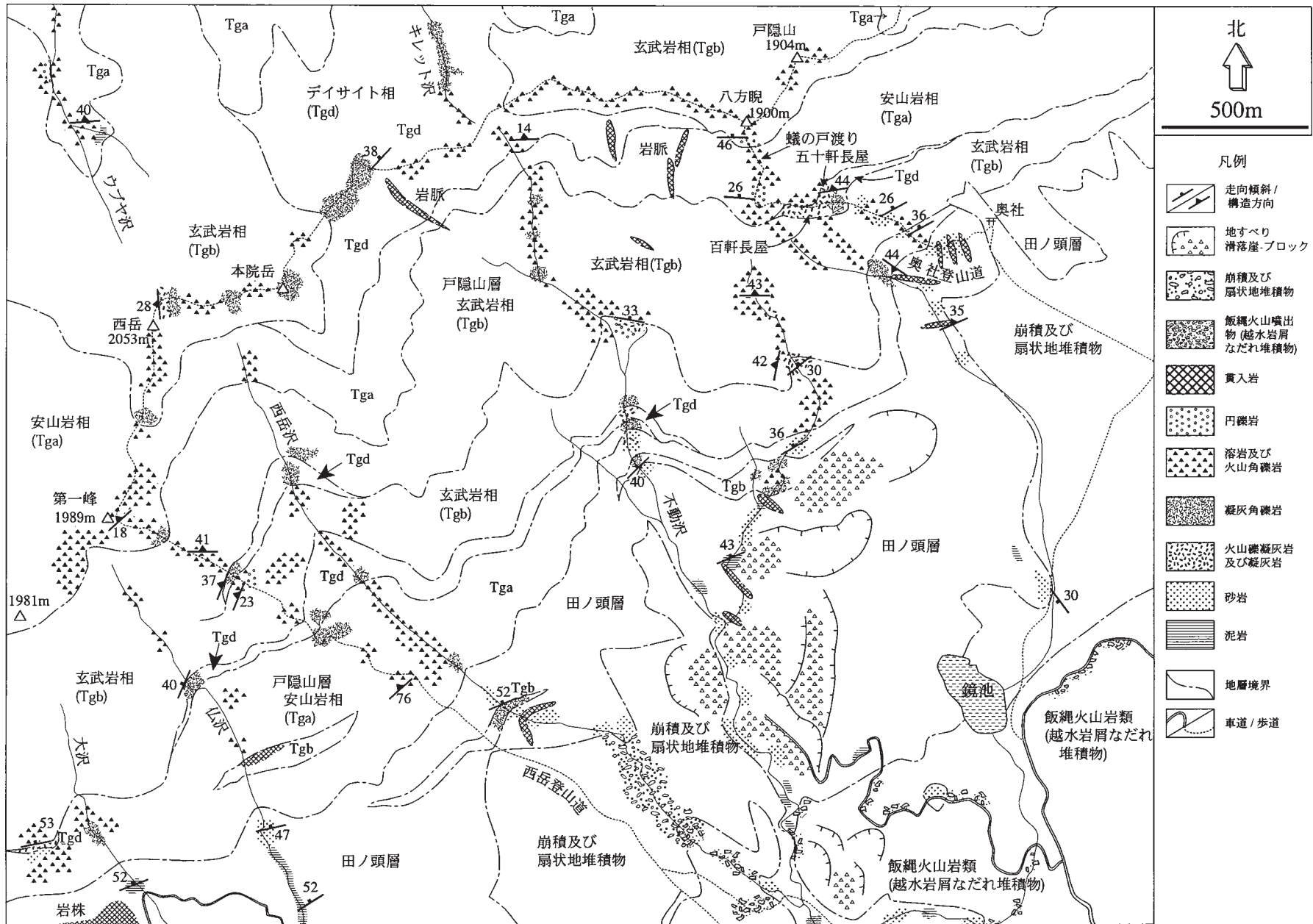
玄武岩相 (Tgb) は火山角礫岩及び溶岩を主体とする. 戸隠西岳東面の不動沢, 奥社登山道下部, 西岳登山道上部, 西岳山頂付近から戸隠山山頂付近にかけての稜線などに分布する (第 3.11 図). 火砕岩中の岩塊にはジグソー割れ目及び急冷縁が発達し, 水底堆積を示唆する (第 3.12 図 A, B). また八方睨付近などでは, 火山角礫岩は最大径 1 cm 程度のアメーバ状の気泡を多量に含む岩塊からなる (第 3.12 図 C). 西岳登山道では玄武岩溶岩の円磨された礫及び岩塊からなる円礫岩が挟在する. これは供給源に円磨作用を持つ河川系または礫浜があることを示し, 火山体の一部が陸上あるいは浅海環境にあったことを示す. 玄武岩の斑晶鉱物は斜長石, 単斜輝石, かんらん石, 鉄鉱物を含む. 特に単斜輝石斑晶は短柱状で, 長径 5mm 大のものを多く含む. 粗粒な単斜輝石斑晶は集斑晶をなすものが多い. また長径 3mm 大の斜長石を多量に含むことがある. かんらん石はほとんどが変質している. 石基組織はハイアロオフィティックないしガラス基流晶質である. 戸隠西岳東面の不動沢及び西岳沢では, 田ノ頭層の砂岩泥岩互層中に層厚約 30m の玄武岩質火砕岩が挟在し, スコリア火山礫凝灰岩を含む. またその周囲の田ノ頭層中には玄武岩岩床及び岩脈が貫入する. これらは玄武岩相と同様の岩石学的特徴を持つことから, 火山体近傍で浅所貫入した岩体と判断できる. このような貫入岩体は玄武岩相 (Tgb) に含めた.

デイサイト相 (Tgd) は, 軽石質火山礫凝灰岩, 溶岩及

第 3.2 表 戸隠山層, 荒倉山層の主成分全岩化学組成

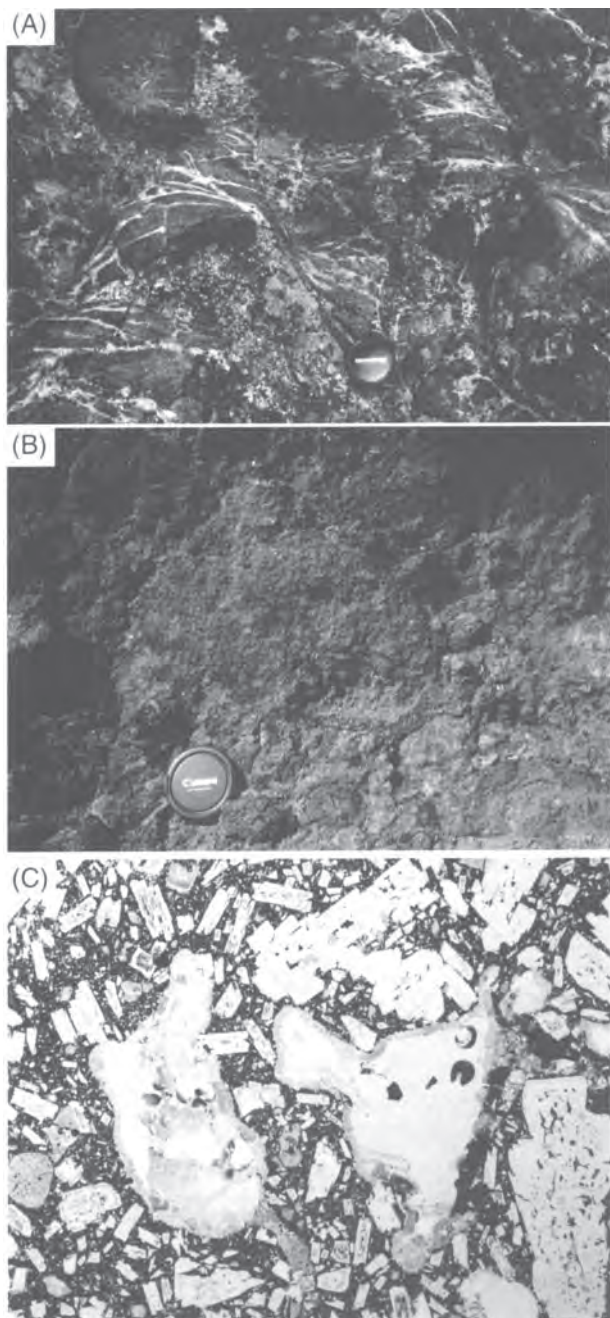
地層名 層準	戸隠山層 玄武岩相	戸隠山層 玄武岩相	戸隠山層 安山岩	荒倉山層 玄武岩相	荒倉山層 玄武岩相	荒倉山層 安山岩相	荒倉山層 安山岩相	荒倉山層 安山岩相	荒倉山層 安山岩相	荒倉山層 安山岩相	荒倉山層 安山岩相	裾花層 流紋岩溶 岩相	裾花層 流紋岩溶 岩相	裾花層 流紋岩溶 岩相
SiO ₂	50.03	52.31	57.02	46.51	51.19	53.29	53.33	55.97	55.80	55.18	54.24	76.37	72.43	76.71
TiO ₂	0.85	0.80	0.55	1.07	0.96	0.92	0.91	0.78	0.83	0.80	0.57	0.11	0.33	0.10
Al ₂ O ₃	18.48	18.93	18.47	19.46	18.13	18.74	18.80	17.92	18.88	19.35	18.70	13.41	14.68	13.15
Fe ₂ O ₃	3.01	2.54	3.51	3.78	3.55	3.17	3.84	3.48	3.78	2.57	3.66	0.21	0.93	0.54
FeO	4.93	4.45	3.26	6.17	3.88	5.30	3.52	4.27	3.52	4.63	3.68	0.39	1.68	n.d.
MnO	0.18	0.16	0.11	0.17	0.19	0.11	0.11	0.18	0.13	0.14	0.15	0.08	0.04	0.04
MgO	7.29	4.77	3.31	5.87	4.50	2.90	3.55	3.58	3.12	3.28	3.46	0.35	0.38	0.13
CaO	7.97	8.66	6.56	11.63	9.41	9.80	9.25	7.25	7.63	8.37	7.14	0.93	2.87	0.82
Na ₂ O	2.34	2.56	2.94	2.02	3.19	2.26	2.72	3.04	2.62	2.67	2.75	3.54	3.80	3.67
K ₂ O	1.27	1.76	2.45	1.02	0.93	1.46	1.91	2.16	1.96	1.73	2.40	4.60	2.80	4.30
P ₂ O ₅	0.22	0.20	0.18	0.19	0.29	0.14	0.25	0.24	0.26	0.24	0.24	0.01	0.06	0.01
H ₂ O ⁺	2.21	1.82	1.15	1.29	2.45	1.08	0.75	1.00	1.26	0.86	1.91	-	-	-
H ₂ O ⁻	1.51	0.99	0.67	0.49	0.94	0.46	0.90	0.25	0.54	0.34	1.02	-	-	-
total	100.29	99.95	100.18	99.67	99.61	99.63	99.84	100.12	100.33	100.16	99.92	100.00	100.00	99.47
分析方法	湿式	湿式	湿式	湿式	湿式	湿式	湿式	湿式	湿式	湿式	湿式	XRF	XRF	XRF
文献	Takeshita (1975)	Takeshita (1975)	Takeshita & Oji (1968)	Takeshita & Oji (1968)	Takeshita (1975)	Takeshita (1975)	Takeshita & Oji (1968)	八木・八木 (1958)	Takeshita (1975)	Takeshita (1975)	Takeshita & Oji (1968)	長野市 (1997)	長野市 (1997)	松本 (1999)
試料番号	1	2	35	7	8	9	29	31	32	33	34	3	4	12
採取場所	戸隠西岳山頂	戸隠西岳山頂の近傍	戸隠西岳の顕著なピーク	鬼無里村瀬戸峡	鬼無里村瀬戸峡	戸隠村中峯	鬼無里村瀬戸峡	戸隠村追通	戸隠村平出沢, 裾花川に注ぐゴルジュ	荒倉山紅葉の岩屋	戸隠村土合山	長野市城山	長野市旭山	長野市小市
記載	戸隠山の初期噴出物. 高アルミナソレアイト	普通輝石含有カンラン石安山岩	溶岩, 2番の上位. 紫蘇輝石普通輝石安山岩	火山角礫岩に貫入する同質の岩脈. ライムの多量. 斑状バレイ高アルミナソレアイト	アグロメレート溶岩	溶岩. 紫蘇輝石普通輝石安山岩	狭い谷に露出する岩脈. 角閃石含有斜方輝石普通輝石安山岩	戸隠火山岩のうちもっとも発達した溶岩のひとつ. 紫蘇輝石普通輝石安山岩	楕圓の最上部火砕岩層と指交する溶岩	角閃石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩	猿丸期の貫入安山岩. 紫蘇輝石普通輝石安山岩	黒雲母流紋岩	角閃石含有黒雲母流紋岩	溶岩ドーム. 黒雲母流紋岩

* 試料番号, 採取場所, 記載はいずれも引用文献からそのまま抜粋したもの



第3.11図 戸隠山層模式地周辺のルート図

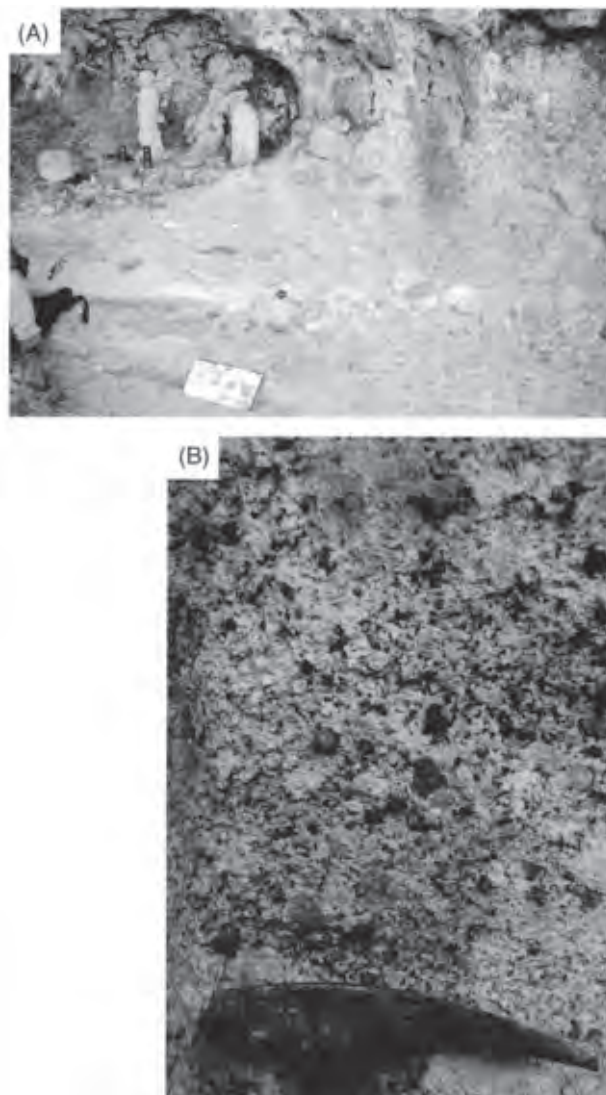
び火山角礫岩からなる。軽石質火山礫凝灰岩は玄武岩及び安山岩の各岩相の複数の層準に層厚 10m 以下の薄層



第 3.12 図 戸隠山層玄武岩相 (Tgb) の岩相

- (A) : 玄武岩溶岩岩塊からなる火山角礫岩。基質に乏しく、ジグソー割れ目、放射状節理などの冷却節理を持つ。レンズキャップ 5cm。戸隠西岳東面、西岳沢。
- (B) : 火山角礫岩中の玄武岩溶岩岩塊。厚さ 1 cm 前後の急冷縁を持つ。レンズキャップの径 67mm。戸隠西岳西方の稜線、標高 1,600m 付近。
- (C) : 玄武岩溶岩岩塊の顕微鏡写真。八方睨の火山角礫岩。アメーバ状気泡を多く含む。写真の横幅 4.8mm。オープンニール。

として挟在する。地質図では層厚の厚いもの、連続性の良いものを表現した。奥社登山道沿いでは層厚 2～4m の軽石質火山礫凝灰岩 - 凝灰角礫岩が露出する (第 3.13 図)。これらは分級が悪く、軽石より粗粒な石質岩片をしばしば含む。層厚 30cm 前後で、分級がよい軽石質火山礫岩が挟在する。これらの堆積物が高温で堆積した証拠は見あたらない。軽石の斑晶は斜長石、普通角閃石、斜方輝石、鉄鋳物、少量の単斜輝石である。石基は発泡が良く、ガラスが保存されている。溶岩及び同質の火山



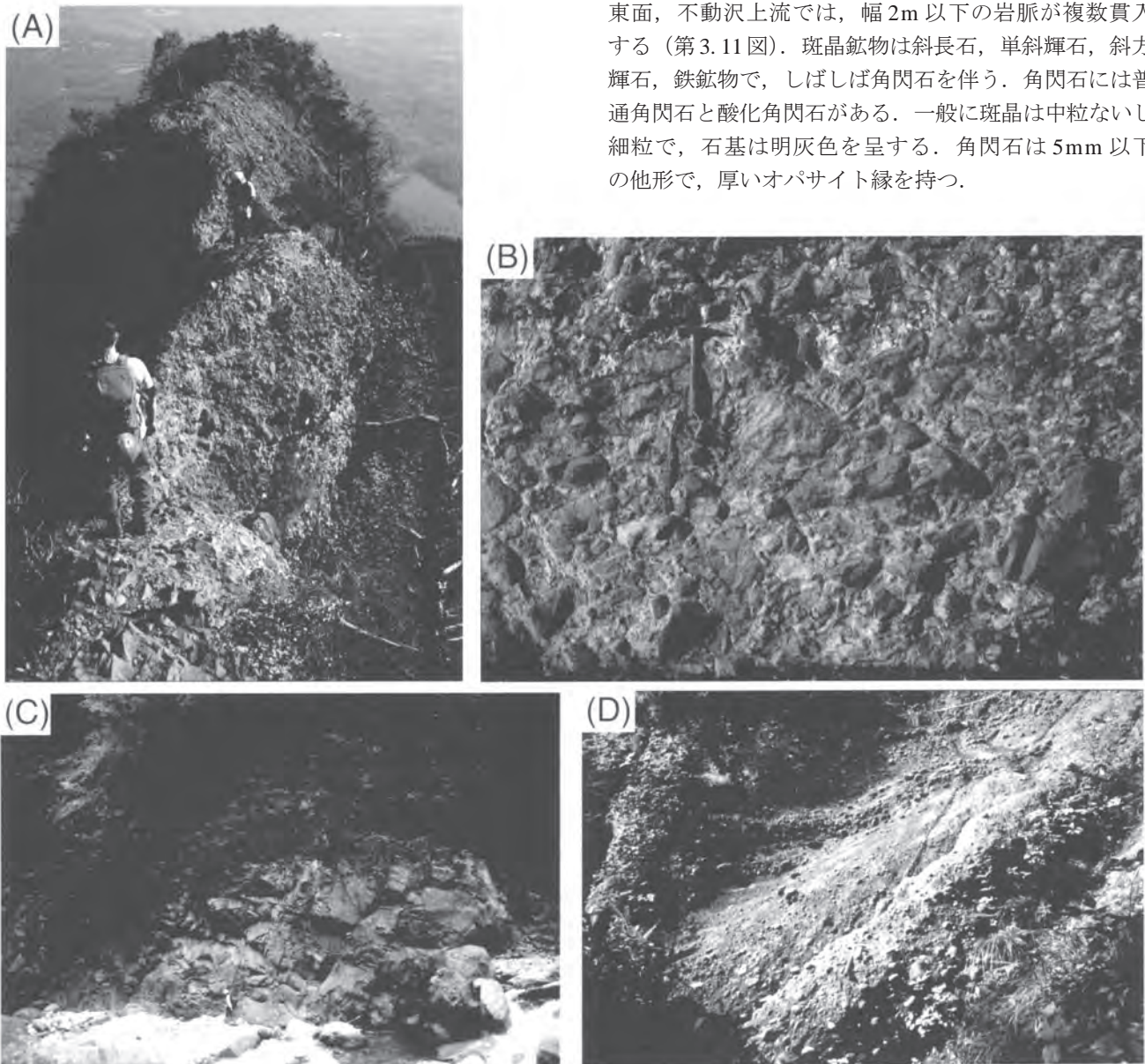
第 3.13 図 戸隠山層デイサイト相 (Tgd) の岩相

- (A) : 八方睨に至る登山道、標高 1,650m 付近 (百軒長屋) での軽石質凝灰角礫岩。最大径 30 cm の軽石と 1m の溶岩岩塊を含む。周囲の火山角礫岩に比べて脆弱なため、浸食により庇状にえぐれている。レンズキャップ 5cm。
- (B) : 登山道、標高 1,640m 付近 (通称、五十軒長屋) での軽石火山礫岩。分級がよく、軽石の最大径 5cm、石質岩片は 2cm である。ハンマーの頭 18cm。

角礫岩は西岳沢，八方睨-西岳間の鞍部周辺に露出する。西岳沢では軽石質火山礫凝灰岩を覆い，ジグソー割れ目の発達した溶岩及び火山角礫岩が露出する。八方睨-西岳間の鞍部周辺では，板状節理の発達した帯赤灰色の溶岩及び火山角礫岩を主体とし，水冷構造は認められない。斑晶に酸化角閃石を含む。

安山岩相 (Tga) は塊状溶岩及び火山角礫岩を主体として，少量の碎屑岩を伴う。奥社登山道，西岳沢下部，裾

花川上流地域に広く分布する。火山角礫岩は単一岩種からなるものが多く，複数岩種からなる場合でも，岩塊に放射状節理，ジグソー割れ目が発達する。溶岩にも冷却割れ目が発達し，単一岩種からなる火山角礫岩に漸移する (第3.14図)。これらは水底の溶岩ドームないし溶岩流の塊状部及び流動角礫岩と解釈できる。奥社登山道では円礫岩が挟在する (第3.14図D)。一不動南方の塩根沢では，安山岩の凝灰角礫岩中に木片を含む。これは堆積物の一部が陸上から供給された可能性を示す。戸隠山東面，不動沢上流では，幅2m以下の岩脈が複数貫入する (第3.11図)。斑晶鉱物は斜長石，単斜輝石，斜方輝石，鉄鉱物で，しばしば角閃石を伴う。角閃石には普通角閃石と酸化角閃石がある。一般に斑晶は中粒ないし細粒で，石基は明灰色を呈する。角閃石は5mm以下の他形で，厚いオパサイト縁を持つ。



第3.14図 戸隠山層安山岩相 (Tga) の岩相

- (A) : 火山角礫岩がつくる痩せ尾根「蟻の戸渡り」。尾根の両側は100m以上にわたって切れ落ちており，毎年転落事故が発生する。奥社登山道，標高1,820m付近。
- (B) : 単一岩種からなる火山角礫岩。基質に乏しく。岩塊には放射状節理，ジグソー割れ目が発達する。ハンマーの長さ32cm。戸隠西岳東面，不動沢，標高1,300m付近。
- (C) : 溶岩ドームとその周囲の火山角礫岩。火山角礫岩は溶岩ドームと同じ溶岩岩塊からなり，溶岩ドームが破碎してできた流動角礫岩である。中央下部に人物。裾花川上流清水沢の地獄谷出合付近。
- (D) : 戸隠山層安山岩中に挟在する円礫岩。基質支持で，円磨度の高い安山岩溶岩礫～岩塊が級化成層を示す。デイサイト軽石礫を含む。ハンマーの長さ32cm。奥社登山道1,750m付近。

化石 ^{だいどうきわ} 大洞沢, 及び^{ごじぞうやま}五地藏山にいたる稜線では, 戸隠山層の玄武岩火砕岩 (Tgb) 中に軟体動物化石が挟在する. *Cardiidae* (ザルガイ科), *Chlamys* sp. の破片状の化石を認めた.

地質時代 戸隠山層の上部にあたる安山岩相 (Tga) 中の溶岩から, $2.98 \pm 0.10\text{Ma}$ (全岩) の K-Ar 年代を得た (第 3.3 表). 日影層最下部の凝灰岩 Hkg50 は $3.0 \pm 0.3\text{Ma}$ のフィッシュトラック年代を示し, 両者は誤差の範囲で一致する. しかし, 戸隠山層を覆う田ノ頭層上部の凝灰岩 Hkg10 は $4.3 \pm 0.3\text{Ma}$ であり, 層序とは矛盾する.

対比 西京背斜を挟んだ荒倉山層は層序関係から同層準に対比できる. しかし, 活動年代や活動様式には多少の違いがあり, 個別に活動した海底火山体と考えることができる. 北隣妙高山図幅地域, 野尻湖北方の長範山及び枅形山には長範山溶岩と呼ばれる水中自破砕溶岩がある (Saito, 1961b, 1962a, b, 1963). これらはかんらん石含有輝石安山岩で, 岩相が戸隠山層に酷似する (早津, 1985).

3. 2. 6 日影層 (Hks, Hkc)

命名 井島・遠藤 (1955a) の日影凝灰質砂岩礫岩層に基づく.

模式地 白馬岳図幅地域内の鬼無里村日影付近.

分布 日影向斜に沿って分布する. 日影向斜の北東端は舟底状構造を示し, 氷沢川の上流域で本層の分布が途切れる.

層序 下位の田ノ頭層を整合に覆うが, 高妻山付近では小規模な指交関係にある.

日影向斜の南東翼の一ノ沢から裾花川最上流域にかけての地域では, 田ノ頭層が欠如し, 本層が直接戸隠山層をアバット不整合で覆う. 上位は不明.

層序比較 八木 (1955) のアブキ凝灰質砂岩頁岩層, 田中 (1955) の大倉砂岩泥岩層及び大畑砂岩礫岩層, 田中ほか

(1971) の今崩砂岩礫岩層は本層に含まれる (第 3.1 図).
層厚 最大 1,600m 以上. 日影向斜の軸部に分布するため, 上限は不明.

岩相 本層は砂岩相 (Hks) と礫岩砂岩相 (Hkc) からなる. 本層は側方への岩相変化に富むが, 下部は砂岩相 (Hks), 上部は礫岩砂岩相 (Hkc) から主に構成され, 相対的に上位に粗粒化する. 最下部に連続性のよい珪長質凝灰岩を挟む.

砂岩相 (Hks) は, 主に細粒 - 中粒砂岩から構成され, 礫岩層をよく挟む. 砂岩には, トラフ型斜交層理, カレントリップル, ウェーブリップル, ハンモック状斜交層理などの堆積構造が見られる. 特にハンモック状斜交層理を伴う細粒砂岩 (第 3.15 図の 2) は広く分布する. この細粒砂岩には, 葉理に沿って泥岩の偽礫が配列し, 泥岩の薄層を挟むことが多い. まれに礫岩, 砂質泥岩層ないし砂勝ち砂岩泥岩互層を挟む. ウェーブリップル及びハンモック状斜交層理の存在は, 晴天時波浪限界ないし暴浪時波浪限界以浅, つまり下部外浜から内側陸棚の堆積物であることを示す. まれにフレーム構造が見られる. 蜂の巣状風化を示すことがある. *Ophiomorpha* や *Roselia* などのサンドパイプ状の生痕化石が著しく密集して産出することがある. 砂岩層はしばしば絶壁をなす. 厚く連続性のよい凝灰岩を挟むが, 日影向斜の南東翼のみで認められる. フルートキャストによる古流向は西から東方向を示す (斎藤・豊野層団研究グループ, 1967).

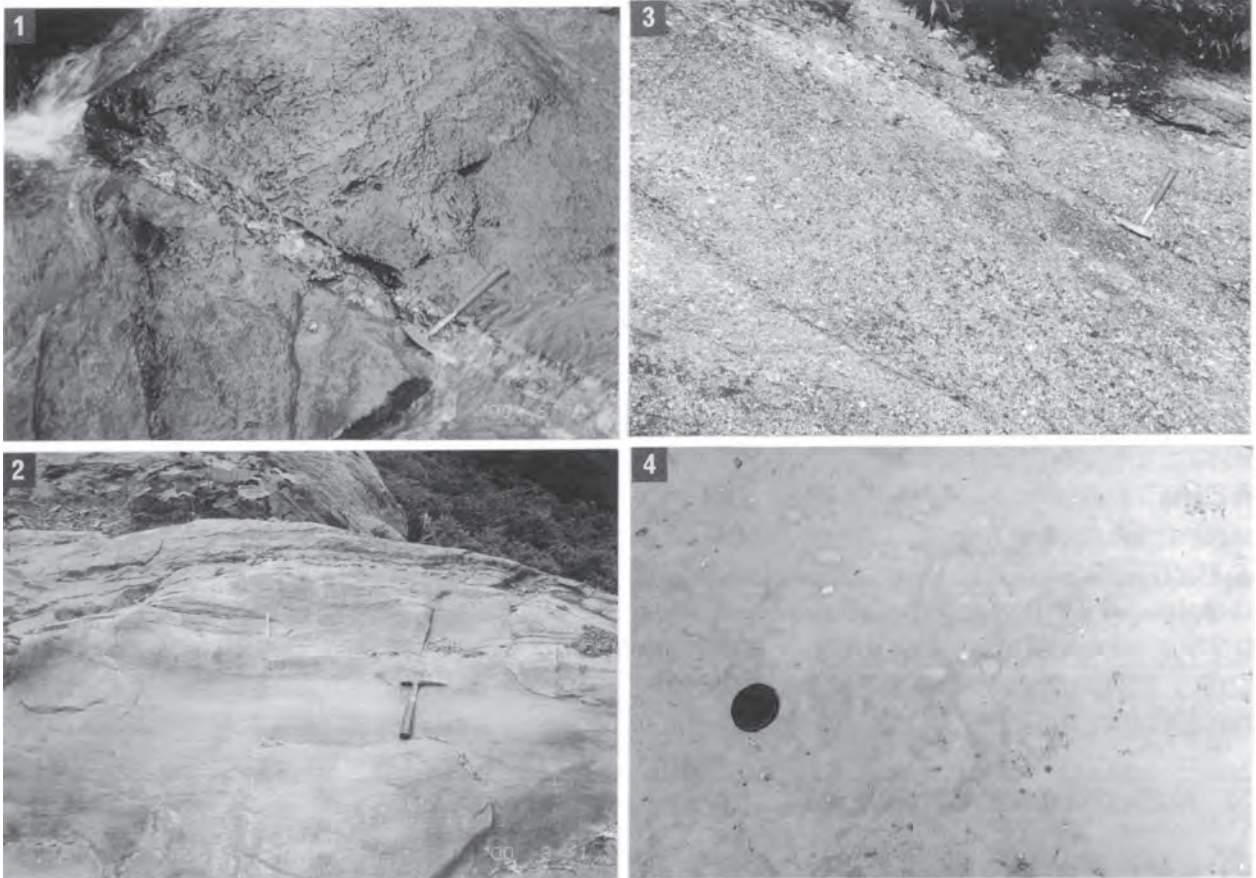
礫岩砂岩相 (Hkc) は, 礫岩を主体とするが, 砂岩の割合が北東へ多くなり, 細粒化する. まれに黒色シルト岩, 泥岩砂岩互層を挟む. 礫岩は基質支持が多い. 礫種は基盤岩 (中 - 古生界) のチャート, 砂岩, 頁岩, 花崗岩などからなり, 下位の戸隠山層の火山岩礫はほとんど含まれない. 円 - 垂角礫からなり, 円礫を主体とする (第 3.15 図の 3). 砂岩は, 中 - 粗粒からなり, ハンモック状斜交層理, トラフ型斜交層理などの堆積構造が発達する. し

第 3.3 表 戸隠山層・荒倉山層の火山岩全岩 K-Ar 年代値

試料名	試料	採取場所	層準	K-Ar年代 ($\pm 1\sigma$)(Ma)	Rad. ⁴⁰ Ar (scc/g x 10 ⁻⁵)	Rad ⁴⁰ Ar(%)	K (wt.%)
TGK602	安山岩溶岩 (全岩)	裾花川上流清水沢地 獄谷出合付近	戸隠山層安 山岩相 (Tga)	2.98±0.10	0.017	28.8	1.51
					0.018	34.2	1.51
TGK309B	玄武岩溶岩岩 塊(全岩)	荒倉山大沢1050m 付近	荒倉山層玄 武岩相 (Arb)	4.2±0.6	0.10	8.2	0.65
					0.11	9.5	0.65

測定: アレゲニー・テクノロジーズ・ジャパン(株)

$\lambda \beta = 4.962 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$, $\lambda \epsilon = 0.581 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$, $^{40}\text{K}/\text{K} = 1.167 \times 10^{-2} \text{ atom\%}$, $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$
atmopshere = 295.5



第3.15図 日影層の岩相

- 1: 砂岩に貫入した礫岩碎屑岩脈。層理面と斜交する。鬼無里村地獄谷。ハンマー長 32cm.
- 2: ハンモック状斜交層理を伴う細粒砂岩。鬼無里村地獄谷。ハンマー長 32cm.
- 3: 斜交層理を伴う中礫岩。垂角礫から円礫のチャートなどからなる。鬼無里村小清水沢枝沢。ハンマー長 32cm.
- 4: 含礫砂岩中に見られる生痕化石 *Ophiomorpha*。鬼無里村小清水沢枝沢。レンズキャップ径 6cm.

ばしば、泥の偽礫、生痕化石の *Ophiomorpha* を伴う。また、礫岩層と互層し、数 m のチャンネル構造などを伴う。

裾花川源流域の戸隠山層の直上では、田ノ頭層の安山岩凝灰質砂岩相 (Tt) と同様の岩相が分布し、円磨された安山岩の巨礫岩層を伴う。なお、層厚が薄いことから、地質図には図示していない。

高妻山の閃緑斑岩 (D3) の貫入岩体に近い氷沢川最上流域や裾花川最上流域では、砂岩及び礫岩が変質を被り白色化、硬化する。しばしば黄鉄鉱の晶出が見られる。

まれに泥岩、礫岩、砂岩の碎屑岩脈が見られる (第3.15図の1)。特に高妻山から流れる氷沢川の源流域では多く分布する。層理面と高角に斜交し、脈の壁は直線状で明瞭であることが多い。最大 50cm の幅を有す。総延長は不明のものが多いが、少なくとも 10m 以上の岩脈は存在する。硬質な貫入岩類を貫く岩脈もあり、貫入岩を角礫として取り込む。泥岩岩脈の場合は岩脈の貫入が樹形状に延び末端に向かって薄くなる例がある。

凝灰岩 珪長質凝灰岩は通常は層厚 1 ~ 1.5m で、時に

15m 厚に及ぶことがある。少なくとも 4 枚以上認められる。岩相や層厚の側方変化が著しいことから、浸食による欠落や再堆積したものが多いと考えられる。連続する凝灰岩として、Hkg 50 (新称) と Hkg 60 (新称) がある。

日影 50 凝灰岩 (Hikage Tuff 50, 略称: Hkg 50) : 新称。日影層の最下部層準に挟まれる。白馬岳及び大町図幅地域内の日影向斜の両翼に分布する。本図幅地域では確認されていないが、本凝灰岩のフィッシュトラック年代 (第3.1表) が得られたため、記載する。模式露頭の位置及び柱状図を第3.16図に示す。最大層厚は約 6 m。下部は軽石混じりの細粒凝灰岩。軽石の大きさは、3 から 5mm のものが多い。上部は細粒凝灰岩。重鉱物は、普通角閃石、斜方輝石、鉄鉱物、黒雲母、ジルコン、ざくろ石、単斜輝石が含まれる。

日影 60 凝灰岩 (Hikage Tuff 60, 略称: Hkg 60) : 新称。模式露頭は、鬼無里村の裾花川と濁川の合流点より約 100m 下流の裾花川左岸 (白馬岳図幅地域内)。日影層の下部に挟まれ、Hkg 50 の上位に位置する。日影向斜の両翼に分布するが、日影向斜の北西部では認められ

ない。本図幅地域内では、南東翼のみ確認される。模式露頭における層厚は約 230cm。最下部は結晶質凝灰岩からなり、岩片を多含し、厚さは 10cm 未満。下部は軽石質凝灰岩からなり、岩片が点在し、厚さは 50cm 程度。上部は火山ガラス質極細粒凝灰岩からなる。第 3. 16 図に模式露頭の柱状図を示す。重鋳物は、斜方輝石、単斜輝石、普通角閃石、ジルコン、鉄鋳物が含まれる。

化石 化石の産出はまれ。*Crassostrea gigas* (第 3. 7 図の 4)、*Anodontia* sp. (第 3. 7 図の 2) などの内湾性の種が準現地性で産出する。棘皮動物としてカシパン類がごくまれに産出する。*Ophiomorpha* (第 3. 15 図の 4) や *Rosselia* などの生痕化石が多産する。

年代と対比 白馬岳図幅地域内における裾花川とクルワドウ沢の合流地点よりも約 100m 上流の裾花川左岸 (経度 137° 59' 17", 緯度 36° 45' 29" : 日本測地系) の、日影層のほぼ基底の層準に位置する Hkg50 凝灰岩のフィッシュントラック年代値として 3.0 ± 0.3Ma の値が得られた (第 3. 1 表)。このことから本層の堆積した時代は後期鮮新世以降である。

3. 3 西京背斜東方地域 (折橋向斜・北郷向斜地域)

中新統及び鮮新統 - 下部更新統からなる。中新統は、西京層、浅川層、裾花層、論地層に区分される。鮮新統 - 下部更新統は、権田層、高府層、荒倉山層、荻久保

層、猿丸層、大川層に区分される。西京層については 3. 2. 1 章で、論地層については 3. 2. 2 章でまとめて記述する。

3. 3. 1 浅川層 (Am)

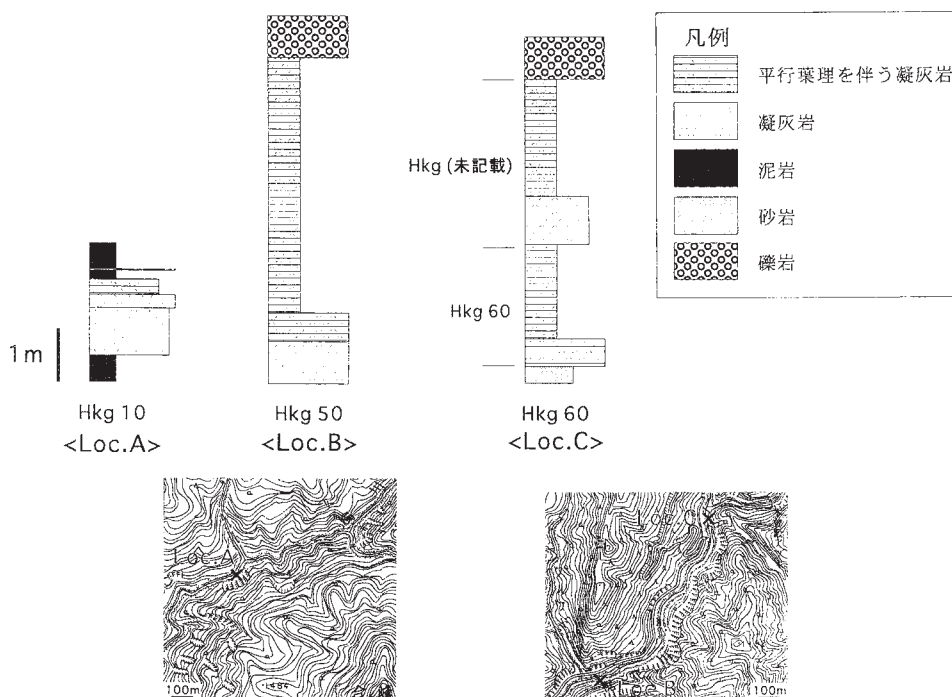
命名 鈴木 (1938) の浅川頁岩層に基づく。地層名の先取権は、山田 (1934a) の命名した真光寺層にある。しかしながら、これまでに真光寺層を踏襲した例はなく、使用することで混乱を招きかねないため、浅川層を用いる。

模式地 長野市真光寺付近。護岸工事の影響で現時点の露頭は極めて少ない。

分布 長野市真光寺から浅川西条にかけてと、長野市三千寺付近に分布する。斎藤ほか (1960) は、本層の走向が EW-N 20-30° E-NS に湾曲し、N-NW-W 方向に傾斜する屈曲半ドーム状構造をなして分布するとしている。

層序 下限は不明。上位は裾花層に整合に覆われる。

本層と裾花層との層序関係は、整合説と不整合説に分かれる。斎藤ほか (1960)、鈴木 (1976) などは整合とした。一方、正谷・市村 (1970) は本層に挟まれる凝灰岩薄層を境として下位は別所層、上位は青木層に対比されるとした。さらに、青木層としては層厚が薄すぎること根拠として、裾花層が不整合で覆うという見解を示した。加藤・赤羽 (1986) は、両者の関係を整合としているものの、坂城及び信濃池田図幅地域に分布する小川層の差切部層や重部層が北部域に分布しないことから、浅川層と裾花凝灰岩との関係が不整合である可能性を指摘した。本報



第 3. 16 図 日影向斜地域の凝灰岩柱状図及び柱状位置

Hkg10, Hkg50, Hkg60 の模式露頭の柱状図。地形図は国土地理院発行の 1 : 25,000 「高妻山」及び「雨中」を用いた。

告では、不整合とする積極的な証拠が得られなかったため、両者の関係を整合とする。

層厚 300m以上。

岩相 暗灰色の塊状の泥岩から構成される。まれに凝灰岩層、砂層の薄層を挟む(第3.17図の2)。数mから約10m程度の凝灰岩層を挟む(富沢, 1958a; 鈴木, 1976)。石膏, 玄能石, 白鉄鉱, 高師小僧を産出する(八木・八木, 1958)。風化すると小片状に割れて崩れやすい。ずれ幅数cm程度の小断層が多い。真光寺付近では油徴・ガス徴が認められる(八木・八木, 1958)。

化石 有孔虫化石として *Haplophragmoides* sp., *Uvigerina akitaensis*, *Plectina* sp., *Dorothia* sp. が産出し(富沢, 1958a), 群集としては *Uvigerina proboscidea*, *U. (Hopkissina) cf. nanataniensis*, *U. (Hopkissina) morimachiensis*, *Gyroidina* sp. などの *Hopkissina-Gyroidina* が認められている(小坂ほか, 1992)。また,

脊椎動物として鯨類の椎骨などの他, 軟体動物, 植物などの化石が報告されている(富沢, 1958a)。

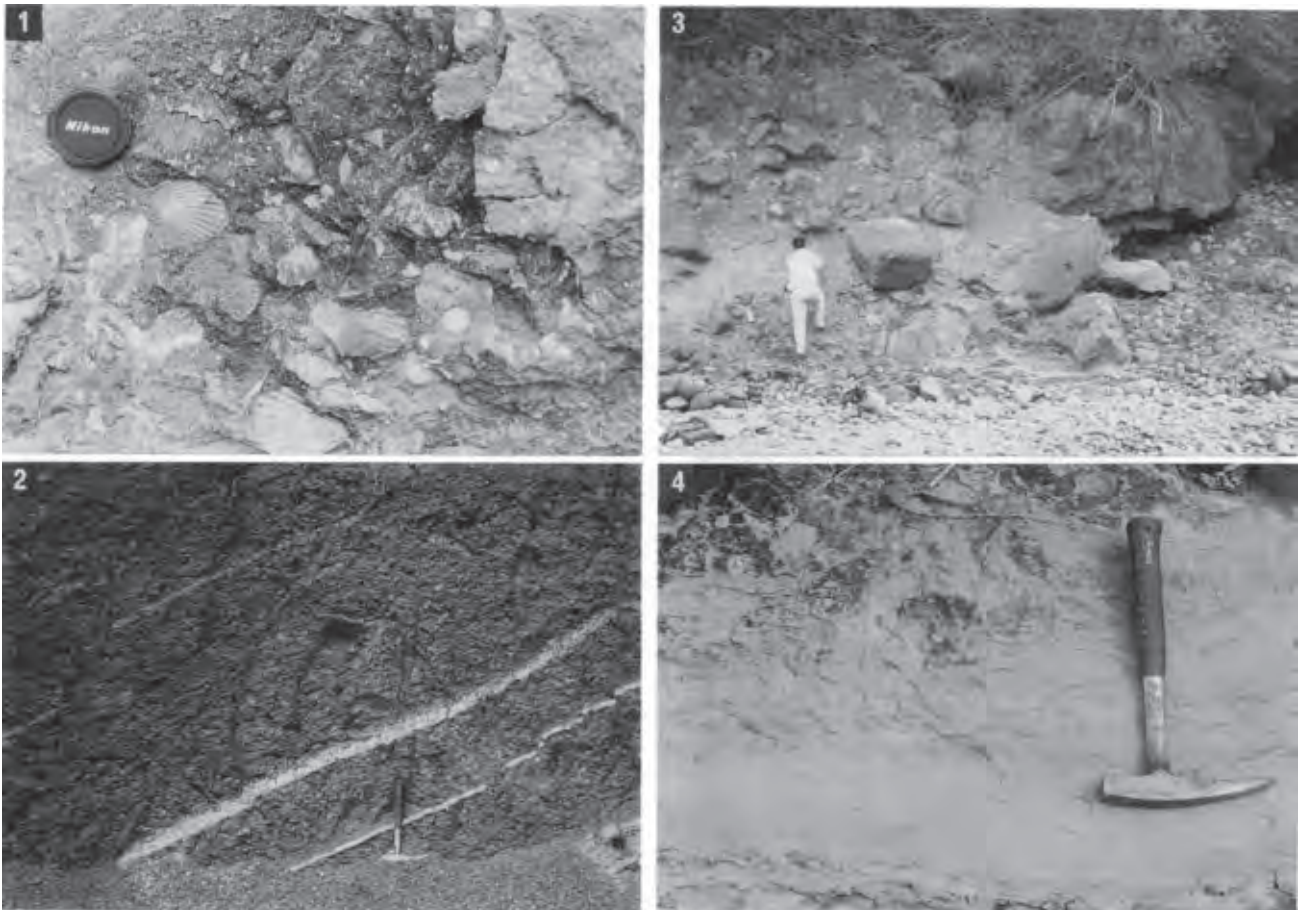
年代と対比 有孔虫層序によって, 本層に挟まれる凝灰岩層より上位は *Dorothia* sp.- *Haplophragmoides* sp. Zonule, 下位は *Haplophragmoides* sp.- *Epistominella* sp. Zonule に分帯され, それぞれ中部中新統の青木層と別所層に対比されている(正谷・市村, 1970)。

3. 3. 2 裾花層 (Sbl, Sbp)

命名 Saito (1961b, 1962a, b, 1963) の Susobana Formation に基づく。

模式地 南隣長野県地域内, 長野市南長野から広瀬にかけての裾花川河岸。本地域内では湯福川, 駒沢川流域で模式的に露出する。

層序 浅川層を整合で覆う。上位は論地層, 荻久保層, 猿丸層がそれぞれ不整合で裾花層を覆う。



第3.17図 浅川層, 権田層, 荻久保層の岩相

- 1: 荻久保層の模式的な岩相の安山岩凝灰質粗粒砂岩。 *Mizuhopecten yamasakii* を優占種とする準現地性から異地性の化石群集が認められる。二枚貝の多くは離弁でコンパックスアップの状態で産出する。戸隠村中組。
- 2: 浅川層の塊状泥岩。新しい露頭であるが, 風化により細片化している。小断層が発達する。白色層は珪長質凝灰岩層。長野市真光寺。ハンマー長32cm。
- 3: 荻久保層の安山岩巨礫岩層。写真の安山岩巨礫の表面には穿孔貝の *Penitella kamakurensis* の化石及び巢穴化石が認められる。戸隠村中組。
- 4: 権田層の級化砂岩。粗粒砂岩から細粒砂岩への級化構造を示す。ハンマー長32cm。

層序比較 山崎 (1895) をはじめとする多くの研究で「裾花凝灰岩層」とされたものである。芥川 (1951) の石英粗面岩, 加藤・赤羽 (1986) の裾花凝灰岩部層に相当する。

分布及び層厚 長野盆地の北西縁に沿って分布し, 本地域内では葛山から^{もとどりやま} 髻山南西麓まで帯状に分布する。層厚は湯福川沿いで約 900m, 駒沢川沿いで約 500m。

岩相 流紋岩溶岩相 (Sbl) と流紋岩火砕岩相 (Sbp) からなる。流紋岩火砕岩相 (Sbp) は全域にわたって北西に 30~70° 傾斜した同斜構造を示し, 流紋岩溶岩相 (Sbl) を覆う。流紋岩溶岩相 (Sbl) が黒雲母流紋岩からなるのに対して, 流紋岩火砕岩 (Sbp) は普通角閃石, 黒雲母を普遍的に含み, カミングトン閃石を少量含む。本地域では岩質の変化及び溶岩噴出主体の活動から軽石主体の火砕物噴出へ活動様式が移り変わる部分を境界とした。これまで, 八木・八木 (1958), 鈴木 (1976) は裾花層を岩質から上部と下部に区分している。また Akahane (1980), 加藤・赤羽 (1986) は裾花層中に挟在する砕屑岩層を裾花層下部の上限と定義した。信州大学自然災害研究会

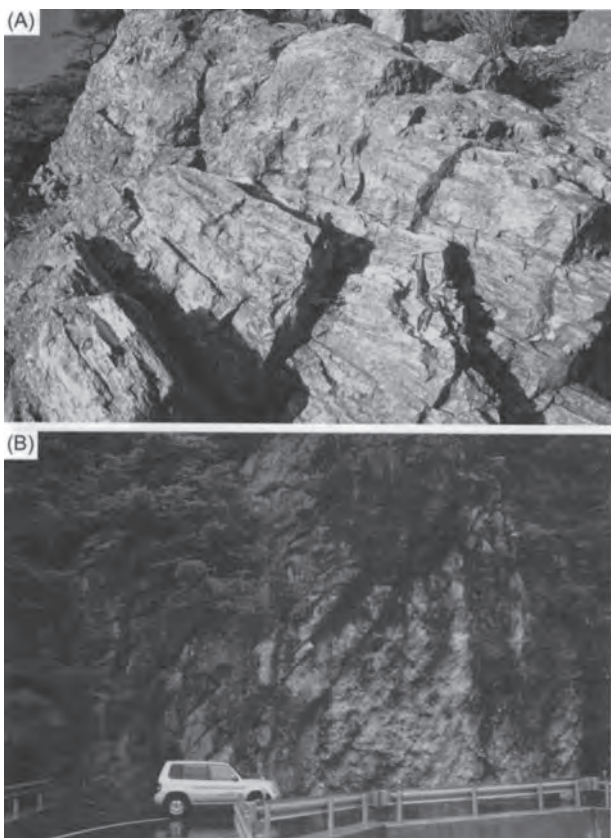
(1986) は地附山^{じつきやま}地すべり地の崩壊壁に層厚数 m の泥岩層を発見し, 上部と下部の境界とした。しかし今回の調査では, 地すべり崩壊壁の上位側にも引き続き黒雲母流紋岩溶岩が分布することが判明したため, 泥岩層は局所的な挟在と判断した。Akahane (1980), 加藤・赤羽 (1986) は南隣の長野図幅地域において裾花層下部を 9 部層に細分し, 流紋岩溶岩から軽石質火砕岩など多様な岩相を報告した。よって長野図幅地域においては, 流紋岩溶岩の活動は軽石の噴出を伴っていた可能性がある。松本 (1999) は長野図幅地域における裾花層は溶岩ドーム, 貫入岩, ハイアロクラスタイト, 火砕流堆積物, 及びそれらの再移動したものからなるとした。また, 凝灰岩中に火山豆石を含むことから, 水面上に噴出物を放出した可能性を指摘した。

流紋岩溶岩相 (Sbl) は流紋岩溶岩及び同質の火砕岩を主体とする。複数の溶岩ドーム及びその再堆積物である (第 3. 18 図)。斑晶として石英, 斜長石, 黒雲母, 鉄鋳物を含む。地附山^{じつきやま}山頂部付近, 浅川付近の駒沢川河床はそれぞれ斑晶に乏しい真珠岩及び黒曜岩質の溶岩からなる。溶岩の流理構造は特定の方向性を示さず, 連続性に乏しい。溶岩の周囲には同質な流紋岩溶岩の破片を主体とする凝灰角礫岩及び火山礫凝灰岩が分布する (第 3. 18 図 B)。これら火砕岩は基質に乏しく, 塊状無層理なものが主体で, 弱く成層するものを含む。これらは溶岩ドーム群とその周辺の崖錘斜面からなる流紋岩火山体と考えることができる。駒沢川では下位の浅川層中に長さ約 90m にわたって露出する流紋岩岩脈がある。岩脈は黒雲母流紋岩で, 上位側に露出する黒雲母流紋岩溶岩に比べて粗粒な斑晶を持ち, 石基結晶度が高い。この岩脈は本層に含めて表現した。

流紋岩火砕岩相 (Sbp) は軽石質火山礫凝灰岩を主体とする。厚い火山砕屑流堆積物であるが, 給源は不明である。カミングトン閃石含有黒雲母普通角閃石流紋岩の活動である。軽石質火山礫凝灰岩は無層理塊状で, 軽石岩塊・軽石礫及び流紋岩溶岩や泥岩の岩片を含む (第 3. 19 図 A)。最上部では平行層理及び低角の斜交層理が発達する凝灰岩に移化する (第 3. 19 図 B)。これらは火山砕屑流堆積物の特徴を持つが, 堆積時に高温であった証拠は見つからない。斎藤ほか (1960) は塩沢峠付近で火山礫凝灰岩が粗粒であり, 黒曜岩片を多く含むとして, この近傍に噴出源があると指摘した。

化石 Ogura (1949), 富沢 (1956b) によると, 南隣長野図幅地域内の裾花層から, クリカシ属の珪化木 *Castanopsis makinoi* OGURA が地層面に対して直立した状態で産出した。これは裾花層の火山体が海面上に露出していた可能性を示す。

地質年代 南隣長野図幅地域, 長野市茂菅の裾花川河床からの試料は 7.5Ma のフィッシュトラック年代を示す (山岸ほか, 1984)。長野市中尾山での裾花層黒曜岩質



第 3. 18 図 裾花層流紋岩溶岩相 (Sbl) の岩相
(A): 流理構造が発達する塊状溶岩・長野市地附山西方, 物見の岩。ハンマーの長さ 32 cm。
(B): 凝灰角礫岩。流紋岩溶岩の角礫からなり, 細粒基質に乏しく, 軽石を含まない。無層理で堆積面に直交する方向の節理が発達する。長野市浅川ブランド薬師付近。



第 3.19 図 裾花層流紋岩火砕岩相 (Sbp) の岩相

- (A)：軽石礫～軽石岩塊と未固結泥岩の礫を含む火山礫凝灰岩。ハンマーの頭18cm。長野市塩沢峠。
- (B)：火砕岩最上部の成層する軽石質火山礫凝灰岩～凝灰岩。低角の斜交層理が発達する。露頭下部に高角で削り込むチャネル構造がある。長野市百瀬の裾花川右岸（長野図幅地域）。

流紋岩溶岩の全岩 K-Ar 年代は $6.3 \pm 0.3\text{Ma}$ （松本, 1999）である。また、裾花層に対比される高桑凝灰岩の全岩 K-Ar 年代は $6.1 \pm 0.4\text{Ma}$ （加藤, 1983）である。したがって本層は後期中新世の火山活動によるものである。対比 裾花層は南隣の長野図幅（加藤・赤羽, 1986）から連続して分布する。裾花層の遠方相当層とされる凝灰岩層は新潟県内の中新統から発見された夏戸パミス凝灰岩がある（黒川ほか, 1994）。これらは軽石質であることと、重鉱物としてカミングトン閃石を含むことから、裾花層の流紋岩火砕岩相 (Sbp) に対比できる。

3.3.3 権田層 (Gn)

命名 田中 (1955) の権田砂岩礫岩層に基づく。

模式地 大町図幅地域内の上水内郡信州新町太田川沿い。本地域では、鬼無里村^{じかむらみ}四角面付近の小川沿いに模式的な露頭がある。

分布 主に大町図幅地域内の高府向斜地域の南部に分布する。最下部の砂岩層が北東に連続して細長く延長し、

本地域の鬼無里村砂鉢山付近まで分布する。

層序 論地層を整合で覆う。本地域内では高府層に整合に覆われるが、主たる分布域（大町図幅地域内）の高府向斜地域では指交する（Saito, 1961b, 1962a, b, 1963）。

層序比較 本層は、田中 (1955) の信級砂岩層に相当するが、信級砂岩層と権田砂岩礫岩層をまとめて権田層とした。

層厚 本地域では、90m 未満。北東方向に層厚を減じる。模式地付近における最大層厚は、2,200m 以上。

岩相 主に細-粗粒砂岩からなり、模式地付近の岩相と比べると細粒である。しばしば礫、泥岩の偽礫を含む。砂岩はしばしば粗粒から細粒への級化構造を示す（第 3.17 図の 4）。厚さ数 cm 程度の細かな葉理を伴う泥岩層を挟む。まれに小礫を多含する層を挟み、その礫層は下位の地層を削り込み小規模なチャネル状構造を示す。礫は径数 cm 以下の円-亜円礫で、砂岩やチャートなどの基盤岩起源のものからなる。

化石 本地域から化石の報告はない。大町図幅地域からは、軟体動物化石として *Glycymeris minochiensis*, *Anadara amicula*, *Corbicula* sp., *Panomya simotomensis*, *Turritella* cf. *saishuensis* など 20 種（矢野・村山, 1976）、板鰓類化石として *Isurus escheri*（後藤ほか, 1993）が報告されている。本層及び高府層産の軟体動物化石には、*Turritella saishuensis motidukii*, *Anadara amicula* などの鮮新世-更新世に認められる大桑・万願寺動物群の特徴種と *Panomya simotomensis* などの中新世の遺存種が共産することが特徴である。Nagamori and Kobayashi (1999) はこれらの軟体動物群を、前期柵動物群とした。

年代 これまでに時代決定に有効な、化石及び放射年代値は報告されていない。

3.3.4 高府層 (Tk)

命名 千地 (1955) の高府泥岩層に基づき、大幅に再定義する。

模式地 小川村初引-落合間の土尻川沿い（大町図幅地域内）。

分布 折橋向斜の両翼及び北郷向斜地域に分布する。主要な分布域は、大町図幅地域内の高府向斜地域である。

層序 本層は荒倉山層を基準として下部、中部、上部に区分される。荒倉山層と指交関係ないし同時異相の関係にある層準を中部とし、それより下位を下部、上位を上部とする。荒倉山層の分布域では下部、中部、上部の関係は明瞭であるが、分布しない地域では有意な岩相変化がないため区分は困難である。

高府向斜地域では権田層と指交関係にある。本図幅地域内では権田層は最下部のみが分布するため、権田層最下部に対して整合に重なる。本層の上部は、荻久保層と指交する。猿丸層に整合に覆われる。

層序比較 本報告で高府層とした地層に関する層序区分は数多く提案されている(第3.3図, 第3.4図)。これらの層序区分は, 大きく分けて次の3つに分類される。

1) 荒倉山層に対して下位, 指交部, 上部の層準を一連の地層とした, 斎藤(1956)の一の瀬砂岩泥岩層, 富沢(1958a)の法利田泥岩砂岩層, Saito(1961b, 1962a, b, 1963)の高府層などの区分。2) 荒倉山層の最も広く分布する舌部及びそれを延長した層準を境に2層に区分した, 赤羽(1979)の荻久保層と高府層, 斎藤ほか(1960)の荻久保砂岩泥岩層と畑山砂質泥岩層などの区分。3) 荒倉山と指交する層準を独立させて3層に区分した, 鈴木(1938)の荻久保砂質頁岩層と柵砂岩蛮岩層と大久保砂岩頁岩層, 矢野・村山(1976)の荻久保砂岩泥岩層と広瀬泥岩層と高府泥岩層の区分である。本報告では, 荒倉山層の堆積した層準を境にして岩相の有意な違いが認められないこと, 荒倉山層の舌部の延長が不明瞭であることから, 前述の1)と同様な考えによって区分を行った。本報告の本層はSaito(1961b, 1962a, b, 1963)の高府層とほぼ一致する。

本報告の高府層に含めた地層の中で最も古く報告された地層は, 鈴木(1938)の荻久保砂質頁岩層と柵砂岩蛮岩層と大久保砂岩頁岩層である。先取性を取ればこれらのうちから地層名を採択すべきである。しかしながら, 鈴木(1938)の区分は, 全体の層序を検討しておらず, さらに本報告の岩相層序区分の概念と異なる。本報告の高府層の層序概念と一致する報告は, すでに分布域全体の調査を行ったSaito(1961b, 1962a, b, 1963)によって高府層としてまとめられている。また, 主要分布域でなおかつ模式的な岩相が見られるのは, 高府向斜の“高府層”である。このことから, 高府層の名称を用いる。

層厚 本図幅地域では, 最大800m未満。模式地付近における最大層厚は2,200m以上。

岩相 〈下部〉主に塊状の泥岩からなり, 砂岩を挟む。泥岩は暗灰色-青灰色を呈し, 不明瞭な層理が見られることもある。砂岩は中-粗粒の粒度が多く, しばしば礫が点在する。級化構造を示したり, 植物の微細片を多量に含む平行葉理が発達することが多い。まれに礫岩を挟む。礫岩にはしばしば泥岩の偽礫が混入する。礫は円磨されたチャートなどの古期岩類を主体とする。Ostreidae(イボタガキ科)などの浅海棲の二枚貝類化石の磨耗した破片がしばしば見られる。

〈中部〉主に塊状の泥岩からなる。荒倉山層との指交部の近隣では, 安山岩質の細粒-粗粒砂岩, シルト岩, 礫岩からなる。一部にスランプが見られる。礫岩層は, 荒倉山層起源の安山岩の巨礫からなり, 円礫を含む。安山岩スコリア質凝灰岩, 珪長質凝灰岩の薄層を挟むが, 連続性に乏しい。

〈上部〉主に塊状の泥岩からなり, 砂岩泥岩互層, 砂岩を伴う。安山岩質のスコリア質凝灰岩や珪長質凝灰岩が挟まれるが, その連続性は悪い。起源不詳の黒雲母の混

入が著しい層準がある。

凝灰岩 玄武岩スコリア質凝灰岩, 珪長質凝灰岩を挟む。ほとんどは厚さ10cm未満の薄層で, 連続性が悪い。連続のよい凝灰岩層として, 本層上部の最下部層準にOT10(長森, 1998)が挟まれる。OT10の記載は荻久保層の節を参照。

化石 〈下部〉模式地付近では軟体動物を中心に化石が多産するが, 本地域の化石の産出は乏しい。まれに礫層中に保存が悪く同定困難な二枚貝類の破片が含まれる。富沢(1953)は, 町砂質泥岩層(=本層下部)から*Cyclamina pusilla*, *Haplophragmoides* cf. *evoluta*, *H.* cf. *subglobosum*, *Martinottiella bradyana tarukiensis*, *Epistominella pulchella*, *Uvigerina akitaensis*, *U.* sp., *Bulimina pyrula*, *Rotalia japonica*, 下楠川砂岩泥岩層(=本層上部)から*Cibicides* cf. *reflugenes*, *Eponides frigidus calidus*, *Lagena* sp., *Gloigerina* sp., *Elphidium hanzawai*などの有孔虫化石を報告した。大町図幅地域からは, 軟体動物化石として*Glycymeris minochiensis*, *Anadara amacula*, *Corbicula* sp., *Panomya simotomensis*, *Turritella* cf. *saishuensis*など20種(矢野・村山, 1976)が報告されている。

〈中部〉報告無し。

〈上部〉同層準の荻久保層からは化石が多産するが, 本層からの産出はまれ。長森(1998)は, 本報告の高府層にあたる“荻久保層”より*Conchocele*化石群集, *Polynemamussium*化石群集, *Tridonta*化石群集を報告した(第3.4表)。

年代と対比 下部及び中部層準ではこれまでに時代決定に有効な, 化石及び放射年代値は報告されていない。Tsuchi and Ibaraki(1988)は最上部荻久保砂岩泥岩層の泥岩層(本層の最上部の層準に相当する)から, 浮遊性有孔虫の*Globigerina apertuna*, *Neogloboquadrina dutertrei*などを報告し, Blow(1969)のN21帯の下部(約3.0Ma)に対比している。また, OT10のフィッシュトラック年代として $3.6 \pm 0.2\text{Ma}$ の値が得られた(第3.1表)。本層の中部は, 下部鮮新統の荒倉山層と指交する。これらのことから, 本層の中・上部は前期鮮新世の堆積物であるが, 下部の地質時代は鮮新世ないしは中新世である。

岩相から日影向斜地域の田ノ頭層に対比される。

3.3.5 荒倉山層(Arb, Ard, Ara)

命名 竹下ほか(1960)の荒倉山火砕岩層を再定義。Saito(1961b, 1962a, b, 1963)のArakurayama Formationと同等。

模式地 長野市小鍋(長野図幅地域)から鬼無里村町に至る裾花川沿い, 及び戸隠村荒倉山キャンプ場から上楠川に至る林道沿い(以下, 荒倉山林道と呼ぶ)。

層序 高府層下部を整合に覆い, 高府層中部とは指交関

係，高府層上部には整合に覆われる．荻久保層とは折橋向斜北西翼及び南東翼では整合及び指交関係を示すが，向斜軸部で不整合に覆われる．

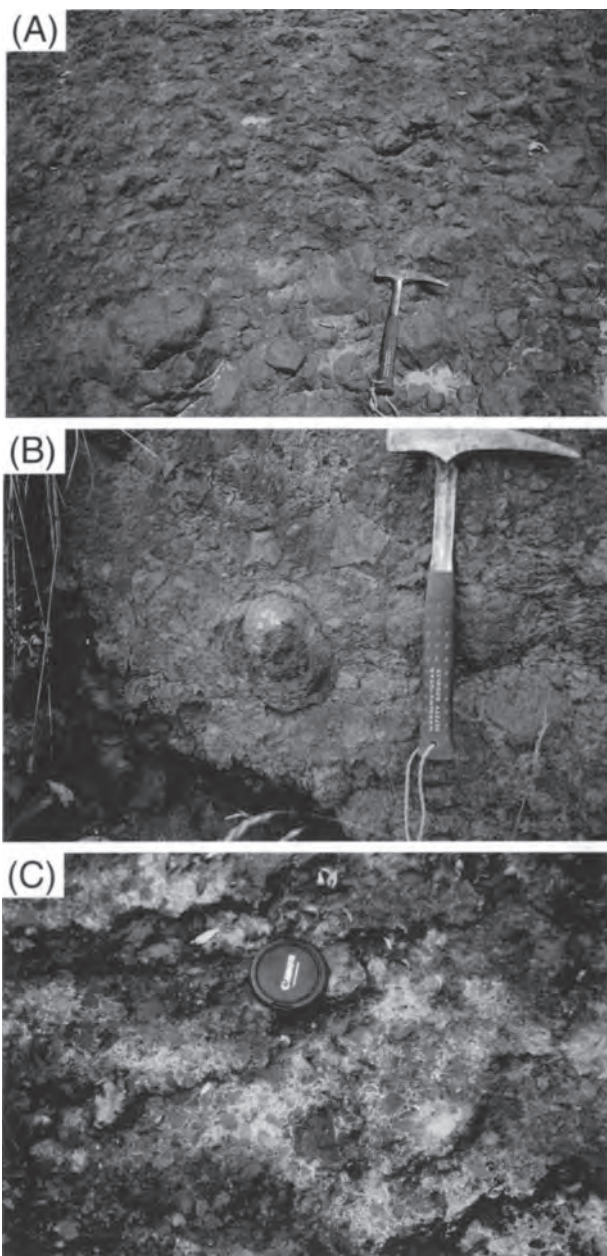
矢野・村山 (1976) は，折橋向斜の北西部において荒倉山層が層厚約 1,800m 以上のギャップを伴う傾斜不整合で下位層を覆うとした．しかしながら，そのような大規模な不整合が形成されたに於ては，折橋向斜の南東翼地域では下位層とはギャップは認められず，整合的であ

る．また，斎藤 (1977) の指摘なども考慮して，本報告では両者は整合の関係にあると解釈する．本層と高府層下部の境界は周囲の構造と一見不調和だが，火山活動が局部的に開始したことによるものと推定される．

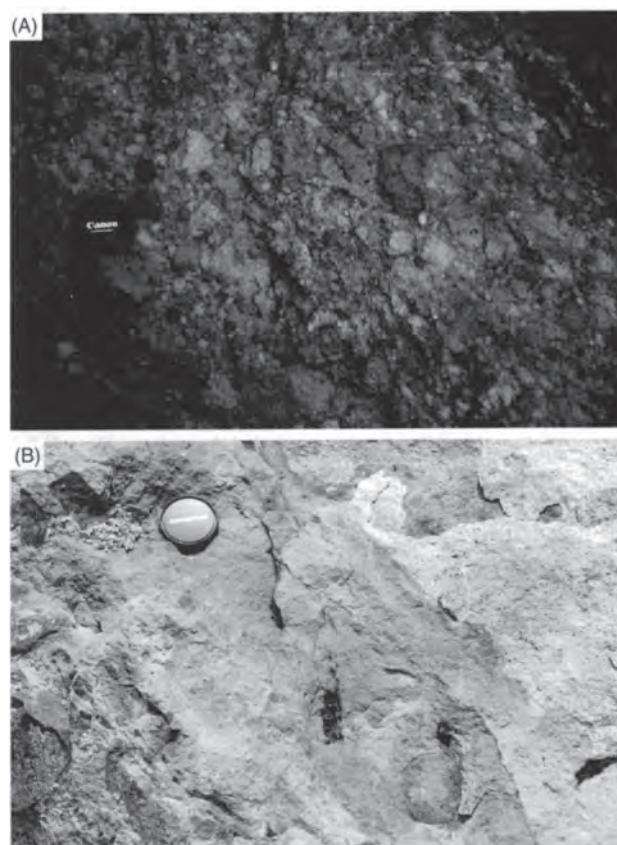
層序比較 本間 (1931) の柵層の一部，鈴木 (1938)，富沢 (1953)，斎藤 (1956) の柵集塊岩層，藤本ほか (1946)，森下 (1955) の虫倉集塊岩，富沢 (1953) の荒倉山泥岩砂岩礫岩集塊岩層の一部，八木・八木 (1958) の柵凝灰角礫岩，斎藤ほか (1960) の小鍋火砕岩層，富沢 (1962) の荒倉山凝灰角礫岩層，鈴木 (1976)，赤羽 (1980)，矢野・村山 (1976)，矢野 (1981a, b) の荒倉山火砕岩層，加藤・赤羽 (1986) の荒倉山火砕岩部層に相当する．

分布及び層厚 荒倉山山系を構成する．本地域内では裾花川沿いで最も厚く，約 1,800m．向斜両翼で薄化し，荒倉山林道沿いで 1,400m，楠川沿いで 500m となる．

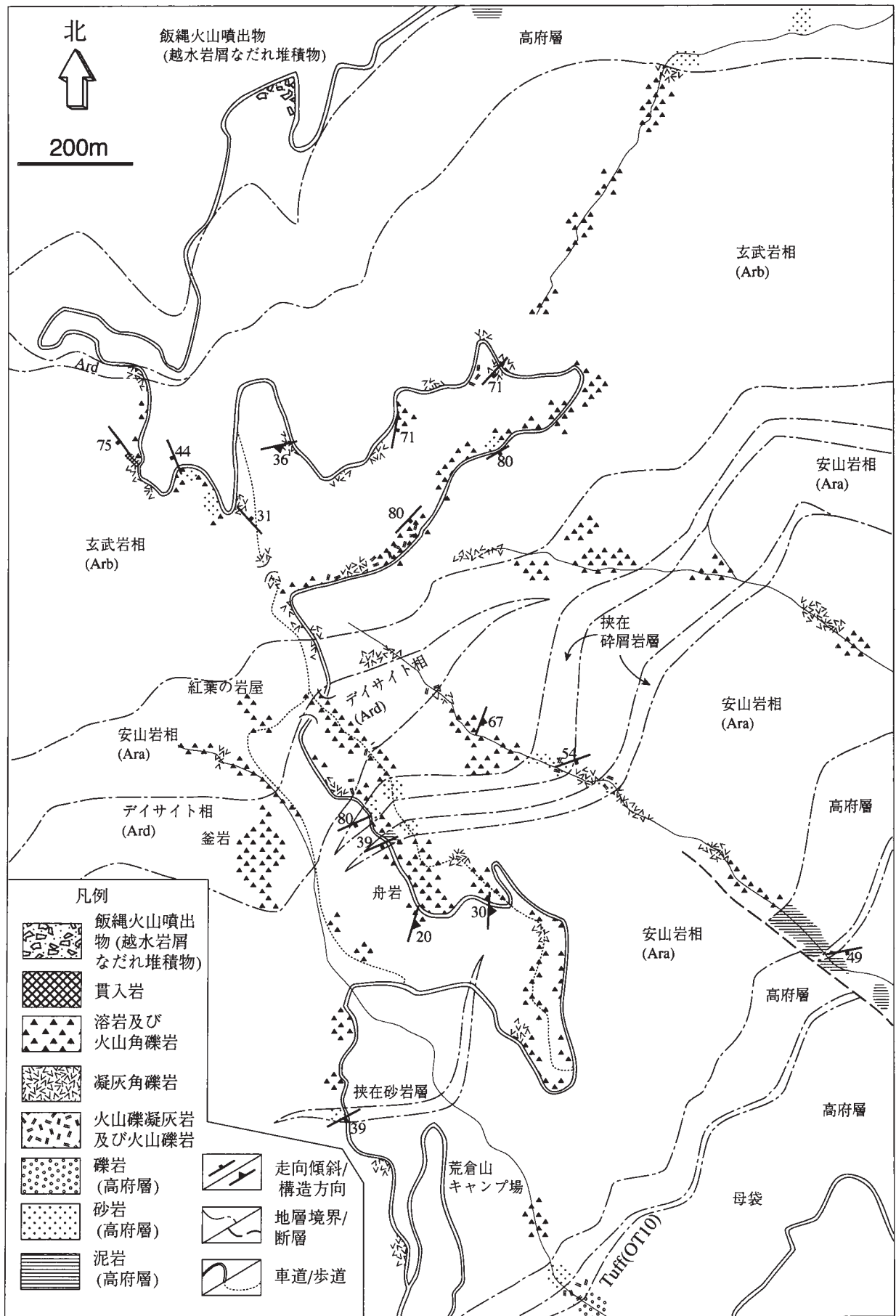
岩相 玄武岩からデイサイトの火山岩及び貫入岩を主体として，少量の堆積岩を挟有する．火山岩はいずれも水中冷却節理を持つ現地性の堆積物が多く，海成層である高府層とは指交関係にあることから，海底火山体を構成



第 3.20 図 荒倉山層玄武岩相 (Arb) の岩相
 (A) : 玄武岩溶岩岩塊を主体とする火山角礫岩．鬼無里村瀬戸西方の裾花川河床．
 (B) : 同心円状冷却節理を示す火山角礫岩中の玄武岩溶岩岩塊．荒倉山林道．
 (C) : スコリア火山礫凝灰岩．レンズキャップの径 67mm．楠川河床．



第 3.21 図 荒倉山層デイサイト相 (Ard) の岩相
 (A) : デイサイト軽石質凝灰角礫岩．層厚 15 m 以上で，軽石の最大直径 15cm，石質岩片は 20cm．レンズキャップ径 67 mm．砂鉢山北西，押出沢 1,180m 付近．
 (B) : デイサイト相凝灰質砂岩に含まれる木片．炭化して黒色を呈する．レンズキャップの直径 5cm．荒倉山林道．

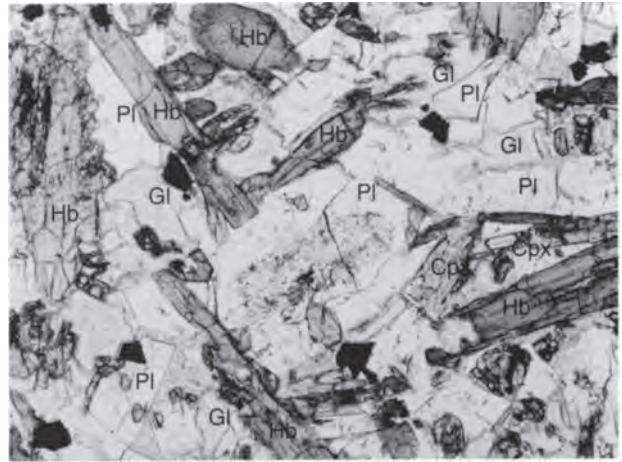


第3.22図 荒倉山林道沿いにおける荒倉山層のルートマップ

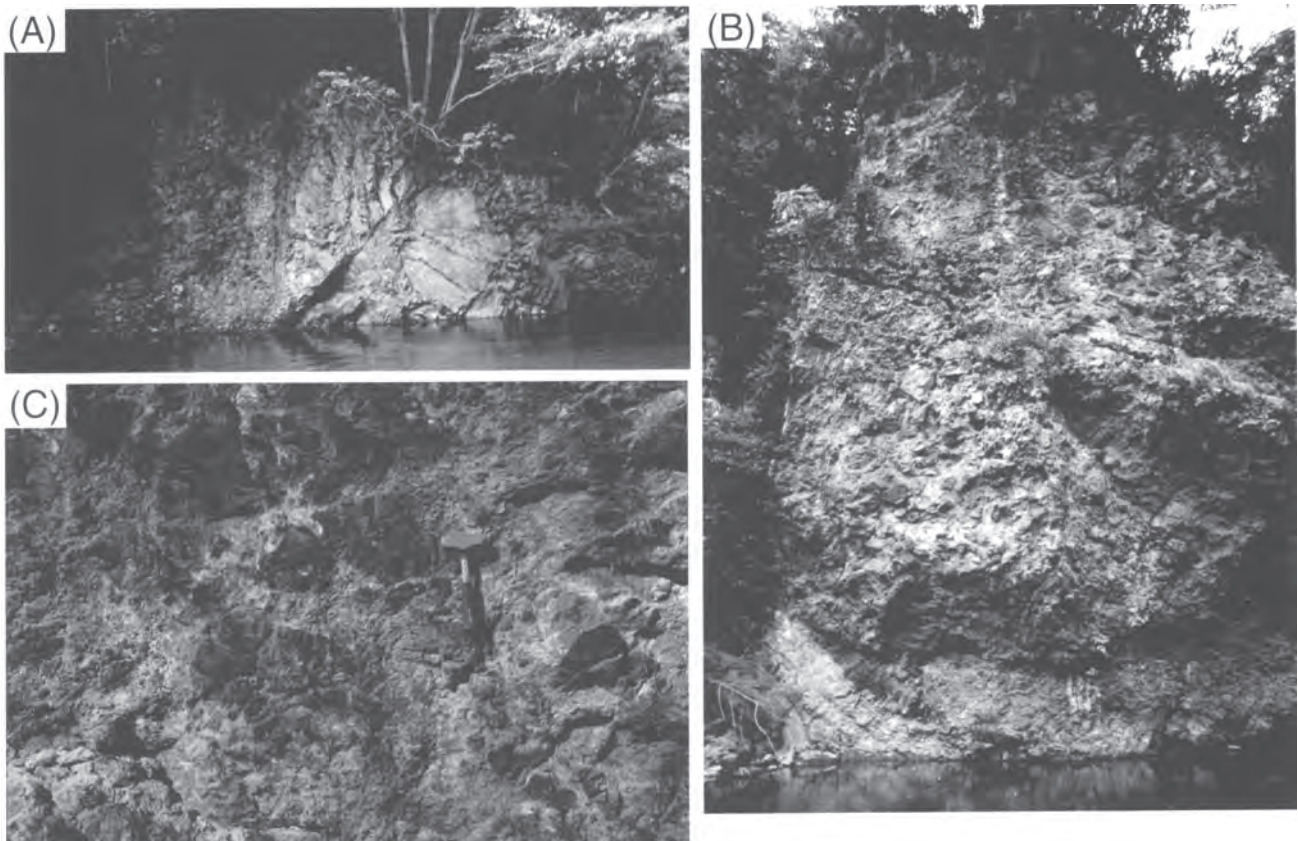
する堆積物とみなすことができる。安山岩の一部は陸上噴出した証拠を持つ。本報告における岩相区分は噴出物の岩石学的特徴に依っている。八木・八木 (1958), Takeshita and Oji (1968), Takeshita (1974, 1975) の全岩化学組成を参考にした (第3.2表)。

玄武岩相 (Arb) は溶岩及び火砕岩を主体として、同質な貫入岩を含む。折橋向斜北西翼では荒倉山層最下部を構成し、デイサイト相 (Ard) と指交する。溶岩及び火砕岩にはジグソー割れ目が発達し、放射状節理などの冷却節理が顕著である (第3.20図A, B)。また下部にはスコリア質火山礫凝灰岩がしばしば挟在する (第3.20図C)。斑晶として長径5mm以下の粗粒な単斜輝石を含み、より細粒な斜長石、かんらん石、鉄鉱物を含む。かんらん石は変質して粘土鉱物に置換されていることが多い。石基は暗灰色から黒色を呈し、ハイアロオフィティック-ガラス基流晶質組織を示す。

折橋向斜西翼の鬼無里村四角面の東では、高府層中に層厚20m以下の玄武岩凝灰角礫岩が挟在する。この火砕岩は単斜輝石玄武岩からなる。小規模なため、地質図には図示しない。



第3.23図 荒倉山層デイサイト相 (Aid) の顕微鏡写真
 デイサイト相の凝灰角礫岩溶岩岩塊のディクティタキシティック組織を示す包有物。針状の角閃石 (Hb)、斜長石 (Pl)、単斜輝石 (Cpx) が格子状に配列し、隙間をガラス (Gl) 及び気泡が埋めている。写真の横幅1.2mm。オープンニコル。荒倉山林道。



第3.24図 荒倉山層安山岩相 (Ara) の岩相

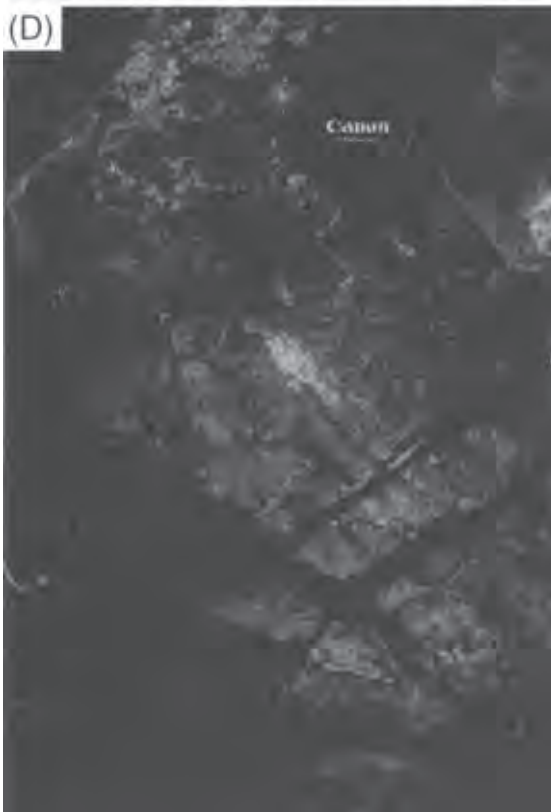
- (A) : 放射状節理を示す溶岩岩塊と周囲の同質な火山角礫岩。岩塊左下にスケール (ハンマー, 32cm)。鬼無里村瀬戸東方裾花川河床。
- (B) : 凝灰質砂岩及び泥岩層を覆う火山角礫岩。砂岩直上にスケール (ハンマー)。戸隠村坪根西方裾花川河床。
- (C) : 火山角礫岩中の放射状節理を示す溶岩岩塊。戸隠村田頭西方の林道。



第 3. 25 図 荒倉山層安山岩相 (Ara) の塊状溶岩

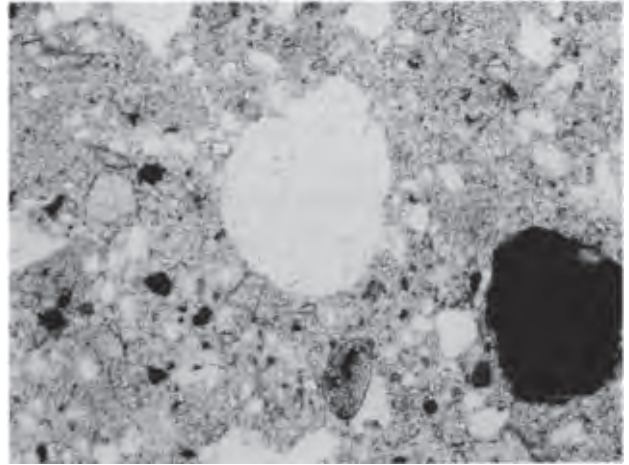
(A) : 柱状節理の発達する塊状溶岩. 上方では板状節理に移化する. 田頭西方の林道. ハンマーの長さ 32cm.

(B) : 比高 100m 以上の塊状溶岩からなる溶岩ドーム. 柱状節理が多重に発達し, 周囲の火山角礫岩に漸移する. スケールは崖上のパワーショベル. 戸隠村坪根の採石場.



第3.25図 (続き)

- (C) : (B) のクローズアップ。部分的に脈状の破砕部が発達する。露頭基部にスケール (ハンマー 32 cm)。
- (D) : 塊状溶岩に含まれる明褐色の縞状包有物。レンズキャップ径 67mm。田頭西方の林道。



第3.26図 荒倉山層安山岩相 (Ara) 凝灰岩の鏡下写真。基質中に球形の気泡を多く含む。写真の横幅 4.8mm。オープンニコル。

デイサイト相 (Ard) は軽石質火山礫凝灰岩及び火山角礫岩を主体とする。軽石質火山礫凝灰岩は一般に層厚 10m 以下の薄層として、玄武岩及び安山岩の岩相ユニット中の複数の層準に挟在する。新倉山北西では亜角ないし亜円形の溶岩岩塊を軽石礫・火山灰基質が埋める軽石質凝灰角礫岩が厚さ 150m 以上にわたって堆積している (第3.21図A)。これら軽石質火砕岩がこの地域では厚く発達していること、また、その下位側にデイサイト溶岩及び岩脈が分布することから、この地域がデイサイト火山活動の中心のひとつであった可能性がある。荒倉山林道での本層はデイサイト溶岩岩塊を主体とする火山角礫岩と軽石質凝灰角礫岩が露出する (第3.22図)。これらの噴出物はいずれも斑晶として普通角閃石を多く含み、斜長石、単斜輝石、斜方輝石、鉄鋳物を含む。石基はガラス質ないしハイアロオフィティック組織を示す。鬼無里村奥中田採石場跡地には玄武岩相 (Arb) に貫入する黒雲母角閃石デイサイトの岩株状の貫入岩体 (D2) がある。荒倉山林道ではデイサイト火山岩中に挟在する凝灰質砂岩が木片を含んでおり、給源に陸上環境が存在することを示唆する (第3.21図B)。

安山岩相 (Ara) は本層中でもっとも上位にあるため、見かけ上最も広範囲に分布する。荒倉山林道沿いではデイサイト相 (Ard) の薄層及び複数の碎屑岩層が挟在する。碎屑岩層は折橋向斜北西延長側で多く、厚くなる。安山岩は塊状の溶岩と同質の火山角礫岩が主体である。裾花川河床や荒倉山林道など多くの地域では、単一岩種からなり、ジグソー割れ目を持つ岩塊を主体とする火山角礫岩が卓越する (第3.24図)。田頭林道、折橋向斜軸部付近の坪根では、大規模な溶岩の岩体があり、周囲では火山角礫岩に漸移している。脈状に破砕部があり、ジグソー割れ目を持つことから、水中で冷却されたことがわかる (第3.25図)。塊状溶岩と火山角礫岩は水底の溶岩

ドームの塊状部と周囲を取り巻く流動角礫岩及び崖錘であろう。荒倉山林道ルート沿いの凝灰角礫岩の基質は直径0.5mm以下の球形の気泡を多量に含む。これは水分が熱によって気化してできた気泡と考えることができる(第3.26図)。これはマグマ水蒸噴火の堆積物である可能性を示す。安山岩相噴出物の斑晶は2mm以下の斜長石、単斜輝石、斜方輝石を主体として、しばしば普通角閃石及び酸化角閃石を含む。上位の層準ほど酸化角閃石を多く含む。酸化角閃石の存在は陸上で冷却した可能性を示す。また上位の層準では、溶岩及び溶岩岩塊中に褐色で弱く発泡した軽石質包有物が球状ないし縞状に含まれる(第3.25図D)。これは安山岩溶岩と同一の鉱物組成でガラス質基を持つものと、針状の角閃石斑晶を含むディクティタキシティック組織を示すものがある(第3.23図)。前者は陸上の火口付近に堆積した溶結火砕岩(アグルチネート)と解釈できる。後者は溶岩中の包有物にしばしば見られる組織である(柵山・佐藤, 1989)。角閃石を含む包有物について、Takeshita and Oji (1968), Takeshita (1974, 1975)は玄武岩マグマの分別相とした。また上位の層準では安山岩を主体とする火山円礫岩が挟在する。以上のことから、安山岩活動の後期では、火山体の一部が水面上に現れていた可能性がある。

対比 西京背斜を挟んだ戸隠山層とは層位的に同層準に相当する。しかし、それぞれは現地性の火山岩を主体としており、また岩相構成は異なっている。両者はおよそ同時期に活動した海底の複成火山群であると考えることができる。

地質時代 荒倉山層玄武岩最下部付近の玄武岩溶岩岩塊から $4.2 \pm 0.6\text{Ma}$ のK-Ar年代(全岩)を得た(第3.3表)。荒倉山層最上位にあたる安山岩のK-Ar年代値は $4.1 \pm 0.2\text{Ma}$ (加藤, 1989), $4.7 \pm 0.2\text{Ma}$ (天野・唐沢, 1993)である。よって荒倉山層の活動期は鮮新世前期に限定される。竹下ほか(1960)の古地磁気学的検討によると、玄武岩相(岩脈)は逆帯磁、安山岩相は下部で正帯磁、上部で逆帯磁を示す。

3.3.6 荻久保層(Og)

命名 名称は鈴木(1938)の荻久保砂質頁岩層に基づき、定義を大幅に変更。

模式地 戸隠村積沢^{つむさわ}(長野県地域内)から中組の一带。

定義 “荻久保層”(“ ”は従来の定義による荻久保層を示す)は鈴木(1938)によって、長野市荻久保を模式地にして、砂質泥岩を主体とする地層に対して命名された地層である。これまで“荻久保層”は岩相変化が激しいにもかかわらず岩相層序区分がなされていない。再検討した結果、“荻久保層”を砂岩を主体とする層と泥岩を主体とする層に岩相区分した。“荻久保層”の模式地を含む泥岩を主体とする地層は本報告の高府層に含められる。

すると“荻久保層”は消滅することになるが、従来の研究報告で荻久保層の名称を用いる例が多く抹消することにより無用の混乱が生じかねない。このため“荻久保層”の砂岩を主体とする地層に対して荻久保層の名称を残し、模式地及び岩相の定義を変更する。

分布 折橋向斜の両翼に分布する。折橋向斜の軸部付近で最も厚く分布し、北西翼、南東翼では徐々に薄くなる。

層序 高府層と指交関係にある。荒倉山層とは指交関係にあるが、上部の層準では荒倉山層を形成した火山の主要な活動の休止後に、折橋向斜の軸部付近に存在した荒倉山層からなる地形的な高まりに対して局所的にアバット不整合で覆う。

Saito (1961b, 1962a, b, 1963), 竹下ほか(1960)などは荒倉山層と“荻久保層”及び猿丸層は指交関係と解釈したが、天野・唐沢(1993)は荒倉山層と指交関係にあるとされていた層準の年代(3 Ma-1.7 Ma)と荒倉山層(4.7-4.6 Ma)の年代が異なることから両者の関係は不整合関係にあるとした。

本層は、折橋向斜の軸部付近において荒倉山火砕岩層に対してアバットするが、軸部から離れるに従い整合的に重なる。長野市広瀬付近では荒倉山層と指交する。矢野(1981a)は、ひん岩の貫入により荒倉山層が半島状に隆起し、その地形的な高まりに対して“荻久保層”及び猿丸層がアバットないしオーバーラップ不整合で覆ったことを明らかにした。

層序比較 鈴木(1938)の荻久保砂質頁岩層の一部、富沢(1953)の下楠川砂岩泥岩層の一部、井島・吉富(1955)の下楠川砂岩真岩礫岩互層の一部、Saito (1961b, 1962a, b, 1963)の高府層の一部、矢野・村山(1976)の荻久保砂岩泥岩層の一部、赤羽(1979)の荻久保層の一部に相当する(第3.1図, 第3.2図)。

層厚 折橋向斜の軸部付近で最大約300m。層厚は東方に薄くなり、北郷向斜東翼で尖滅する。

岩相 本層は、主に安山岩凝灰岩細・粗粒砂岩からなり、礫岩を伴う。まれに砂岩泥岩互層、泥岩層を挟む。多くの珪長質凝灰岩層を挟在するが、通常連続性は良くない。

本層の下部層準には不連続な安山岩質凝灰角礫岩層やスコリア質凝灰岩の薄層が挟在され、荒倉山層を形成した火山の活動が荻久保層の下部層準まで存続していたことを示唆する。安山岩質凝灰質細・粗粒砂岩は、荒倉山層起源の火山砕屑物から構成され、しばしば軟体動物を中心とした化石を多産する(第3.17図の1)。礫岩層は不整合部の周辺に発達し、その礫種は荒倉山層起源の安山岩からなる。そのほとんどが巨礫岩から構成され、最大径は6mに達する。比較的連続する巨礫岩層は、数層準認められる(第3.17図の3)。角礫を主体とする。一部の巨礫は表面が磨滅され、垂角礫となる。礫表面には潮間帯に棲息する穿孔性軟体動物の*Penitella kama-kurensis*によって穿たれた巣穴及びび殻の化石が認めら

れる(長森ほか, 1998).

高府層と指交する付近では泥岩の比率が増え, 細粒化する.

凝灰岩 荻久保層は多数の凝灰岩層を挟在するが, 連続性は極めて悪い. 連続性のある凝灰岩層として, OT10が挟まれる.

OT10: 命名は長森(1998). 荒倉山キャンプ場の南方約500mの道沿いの露頭が模式であるが, 近年崖錐で覆われている. 折橋向斜の北西翼のみで認められる. 厚さ40cmから4.5mの白色軽石質火山灰層である. 黒雲母, 斜方輝石, 単斜輝石, 普通角閃石, ざくろ石などの重鉱物が含まれる.

化石 戸隠村旧下楡木(中組に隣接した集落で, ダム設置によって消滅)付近では, 浅海棲かつ寒流系の種を主体とする軟体動物化石が多産し, 富沢(1953)は下楡木化石動物群, Akiyama(1962)は柵動物群と命名した. これまでに報告された種数は, 単純に累積すると200を超えるが, 検証の余地があるものも多い. 本層で認められる軟体動物化石群集の種構成及び生息環境を第3.4表に示す. 柵動物群は, *Turritella saishuensis motidukii*, *Anadara amicula*, *Yabepecten tokunagai*, *Profulvia kurodai*, *Pseudamiantis tauyensis*, *Ophiodermella ogurana*, *Limopsis tokaiensis*, *Chlamys daishakaensis*, *Chlamys foeda*などの大桑万願寺動物群の特徴種と, *Dinocardium angustum*, *Protothaca tateiwai*, *Thracia higasinodonoensis*などの中新世の遺存種が共産する.

本層から産出した新種の記載も多く, Yokoyama(1925)によって, *Anadara amicula*, *Mizuhopecten yamasakii*, *Mizuhopecten tlybium*, *Nuttalia commoda*などが, 榎山(1927)によって*Acmaea sigaramiensis*などが, Akiyama(1958)によって*Chlamys ingeniosa tanakai*, *Chlamys obesa*が, Amano and Karasawa(1986)によって*Chlamys lioica shigaramiensis*などが報告されている. 本層産の化石の記載として, 黒田(1931), 秋山(1958), Amano and Karasawa(1988), Amano and Tanaka(1992), Amano *et al.*(1991), Amano(1994, 1995)などがある.

硬骨魚類としては, 小池・大江(1989)によって, ハダカイワシ科(Myctophidae), イカナゴ科(Ammodytidae), クサウオ科(Liparidae), タウエガジ科(Stichaeidae), カジカ科(Cottidae), フサカサゴ科(Scorpaenidae), ダルマカレイ科(Bothidae)など11科14属25種が報告された. これらの種構成から, 石川県の大桑層との関連性や, カジカ科やフサカサゴ科の産出から比較的近い距離に水深600m程度の深い海が存在を指摘している. 板鰐類として, *Carcharodon carcharias*(Linnaeus)が産出している(後藤ほか, 1993).

このほか, 棘皮動物, 十脚甲殻類, コケムシ類, 腕足類などの化石が産出する.

年代 Tsuchi and Ibaraki(1988)は最上部荻久保砂岩泥岩層の泥岩層から, 浮遊性有孔虫の*Globigerina aperta*, *Neogloboquadrina dutertrei*などを報告し, Blow(1969)のN21帯の下部(約3.0Ma)に対比している. OT10のフィッシュオントラック年代として 3.6 ± 0.2 Maの値が得られた(第3.1表). これらのことから, 本層は鮮新世の堆積物である.

3.3.7 猿丸層(Srs, Src)

命名 鈴木(1938)の猿丸砂岩礫岩層に基づき, 再定義.
定義 猿丸層の下底は, 竹下ほか(1960)などにより凝灰岩層のT1(第3.27図の2)の下底として定義されている. しかしながら, 必ずしもT1は面的に正確に追跡されていないうえ, 広域に岩相境界を追跡すると時間面としてのT1の下底と斜交する. このため, 猿丸層の下底は岩相区分に基づいて決定した.

模式地 長野市荻久保から戸隠村猿丸にかけての道沿い. 近年露出状況が悪くなりつつある.

分布 折橋向斜, 北郷向斜, 三千寺断層より東の地域に分布する.

層序 一部を除き, 荻久保層及び高府層を整合に覆う. 折橋向斜の軸部付近の戸隠村栃原付近では, 荻久保層や荒倉山層を不整合で覆う. このほか, 裾花層をアバットないしオーバーラップ不整合で覆う.

層序比較 赤羽(1979)の水内層, 斎藤(1955b)の川谷泥岩砂岩礫岩層は本層に含まれる.

層厚 模式地において約750m以上. 上限は飯縄山火山の噴出物に覆われるため不明.

岩相 本層は砂岩相(Srs)及び礫岩砂岩相(Src)からなる. 全体的に上方へ粗粒化し, 下部は砂岩相(Srs)から, 上部は礫岩砂岩相(Src)から構成される.

砂岩相(Srs)は, 細-中粒砂岩を主体とし, 細-中礫岩層を伴う. 凝灰岩層のT2より上位の砂岩層中には, *Ophiomorpha*などの大型のサンドパイプ状の生痕が発達する. 砂岩は, フォアセット層理, ウェーブリップル, カレントリップル, チャネル構造などが頻繁に見られる. 礫種は層準によって異なる. 下部層準では安山岩の礫が多く, チャートなどの古期岩類は少ない. また, 荒倉山層にアバットないしオーバーラップする付近では, 安山岩からなる巨礫層が分布する. 中部層準より上位ではチャート, 花崗岩類, アプライト, 粘板岩などの古期岩類の礫を主体とし, ホルンフェルス, 緑色岩, 硬質砂岩, 荒倉山層起源の安山岩が少量含まれる. いずれも主に円礫からなる. 化石はT1からT2の層準から内湾性の軟体動物化石が産出する. 連続性の良い珪長質凝灰岩を多く挟在する.

礫岩砂岩相(Src)は, 主に斜交層理の発達する細-中礫岩層からなり, レンズ状の砂岩を伴う. 礫岩と砂岩の互層となる場合もある(第3.27図の1). まれに植物の根

第3.4表 萩久保層及び高府層に認められる軟体動物化石群集の構成種及び棲息環境

	化石群集	自生要素	同相要素	異地性要素	深度	岩相
1	<i>Penitella</i> - <i>Phlyctiderma</i> 化石群集	<i>Penitella kamakurensis</i> <i>Phlyctiderma japonicum</i> <i>Placamen</i> sp. <i>Petricola divergens</i>			Nt	安山岩 穿孔
2	<i>Saxidomus</i> - <i>Tresus</i> 化石群集	<i>Saxidomus purpuratus</i> <i>Tresus keenae</i>	<i>Modiolus modiolus difficilis</i> <i>Porterius dalli</i>	<i>Chlamys ingeniosa tanakai</i> <i>Anomia chinensis</i> <i>Anisocorbula vemusta</i>	Nt	含礫泥
3	<i>Crassostrea</i> 化石群集		<i>Crassostrea gigas</i> <i>Trapezium liratum</i> <i>Batillaria</i> sp.			シルト質 砂
4	<i>Mya</i> - <i>Macoma</i> 化石群集	<i>Mya arenaria oonogai</i> <i>Macoma incongrua</i> <i>Laterimula</i> sp.	<i>Cyclina sinensis</i> <i>Ruditapes philippinarum</i> <i>Clementia</i> sp.	<i>Anomia chinensis</i> <i>Crassostrea gigas</i>		シルト質 砂
5	<i>Anadara amicula</i> 化石群集			<i>Anadara amicula</i>		細粒砂
6	<i>Anadara subcrenata</i> 化石群集		<i>Anadara subcrenata</i>	<i>Glycymeris cf. nipponica</i> <i>Lucinoma annulata</i> <i>Vereimolpa</i> sp.	N1	細粒砂
7	<i>Nuttallia</i> 化石群集	<i>Nuttallia commoda</i>		<i>Mizuhopecten tryblum</i> <i>Solen</i> sp. <i>Callista brevisiphonata</i>		不淘汰 細粒砂
8	<i>Mya japonica</i> 化石群集	<i>Mya japonica</i> <i>Callista brevisiphonata</i> <i>Pseudocardium sachalinensis</i>		<i>Chlamys ingeniosa tanakai</i> <i>Protothaca tateiwai</i>	N1	細粒砂
9	<i>Solen</i> - <i>Panopea</i> 化石群集	<i>Solen krusensterni</i> <i>Panopea japonica</i>	<i>Mya japonica</i> <i>Dosinia tomikawensis</i>	<i>Megacrenella columbiana</i> <i>Mizuhopecten yamasakii</i> <i>Mizuhopecten tryblum</i> <i>Chlamys cosibensis</i> <i>Chlamys ingeniosa tanakai</i> <i>Clinocardium decoratum</i>	N1	細粒砂
10	<i>Mercenaria</i> 化石群集		<i>Mercenaria cf. stimpsoni</i> <i>Glycymeris yamasakii</i> <i>Mizuhopecten yamasakii</i> <i>Nuttallia commoda</i> <i>Solen Krusensterni</i> <i>Dosinia</i> sp. <i>Mya japonica</i> <i>Anisocorbula vemusta</i>	<i>Arca boucardi</i> <i>Chlamys foeda</i> <i>Chlamys cosibensis</i> <i>Swiftpecten swiftii</i> <i>Clinocardium nuttalli</i>	N1	細粒砂
11	<i>Mizuhopecten</i> 化石群集	<i>Anisocorbula vemusta</i>	<i>Mizuhopecten yamasakii</i> <i>Mizuhopecten tryblum</i> <i>Glycymeris yamasakii</i>	<i>Modiolus modiolus difficilis</i> <i>Chlamys cosibensis</i> <i>Chlamys ingeniosa tanakai</i> <i>Anomia chinensis</i> <i>Clinocardium</i> spp. <i>Saxidomus purpuratus</i> <i>Surpolorbis imbricatus</i>	N1 N2	中粒砂
12	<i>Conchocele</i> 化石群集	<i>Conchocele bisecta</i>	<i>Megacrenella columbiana</i> <i>Limopsis tokaiensis</i>	<i>Arca boucardi</i>	N3 N4	砂質泥
13	<i>Tridonta</i> 化石群集		<i>Tridonta alaskensis</i> <i>Nemocardium samarangae</i> <i>Megacrenella columbiana</i> <i>Limopsis tokaiensis</i> <i>Turritella saishuensis motidukii</i>	<i>Arca boucardi</i> <i>Chlamys cosibensis</i> <i>Chlamys daishakaensis</i> <i>Monia macroschisma</i> <i>Chlamys ingeniosa tanakai</i>	N4	砂質泥
14	<i>Polynemamussium</i> 化石群集		<i>Polynemamussium alaskense</i> <i>Nemocardium samarangae</i> <i>Megacrenella columbiana</i>		N3	砂質泥

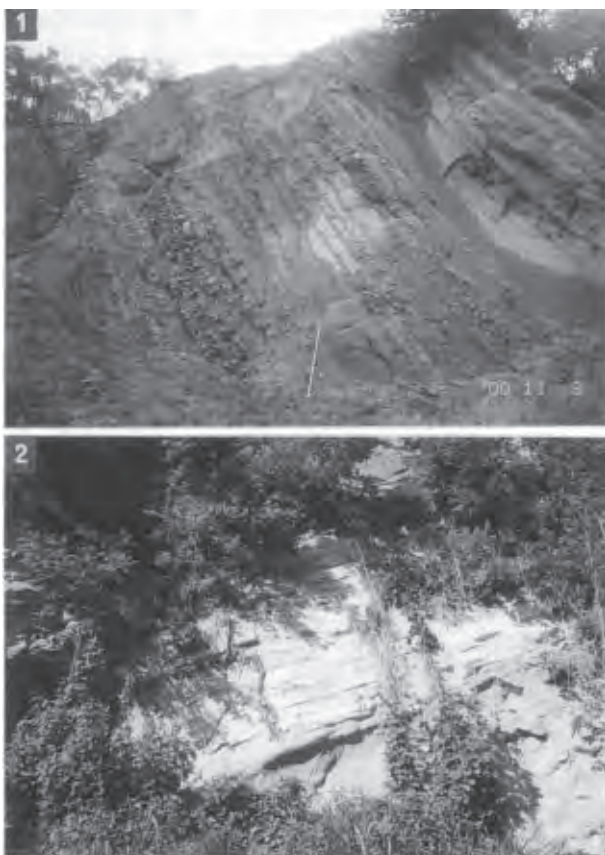
長森(1998)の表を一部改変。長森(1998)の萩久保層は、本論の萩久保層及び高府層に相当する。Nt：潮間帯，N1：正浅海帯(0~20-30 m)，N2：準浅海帯(20-30 m~50-60 m)，N3：垂浅海帯(50-60 m~100-120 m)，N4：下浅海帯(100-120 m~200-250 m)

化石を伴う泥岩層が挟まれる。礫種は主にチャート、粘板岩、硬質砂岩、アプライト、石英閃緑岩、安山岩などからなり、円礫が多い。礫岩の網状河川堆積物が中心となる。連続性の良い珪長質凝灰岩を多く挟在する。

凝灰岩 猿丸層には連続性のよい珪長質凝灰岩層を多く挟み、主な凝灰岩は下位から、T1、T2、T3、T4と命名されている(斎藤, 1956)。斎藤(1956)は小文字で表記したが、本論では大文字で表記する。

T1: 命名は斎藤(1956)。T1凝灰岩は折橋向斜の両翼に分布する厚さ80cmから3.5mの軽石質凝灰岩層である。側方への岩相変化が激しく、砂が混入し、斜交層理が発達することがある。重鉱物は単斜輝石、斜方輝石、角閃石、ジルコンが含まれる。特に斜方輝石と角閃石が多い。

T2: 命名は斎藤(1956)。T2凝灰岩は折橋向斜の両翼に分布する厚さ2~15mの軽石質凝灰岩である。斜交層理が発達し、植物片を多く含むことがある。軽石の径は平均2から3cmで、他の凝灰岩と比べて大きい傾向



第3.27図 猿丸層の岩相

- 1:砂岩と礫岩の互層。礫は円礫を主体とする。長野市ヶ窪付近の採石場跡地。中央のスケールは2m。
- 2:猿丸層最下部層準のT1凝灰岩。T1凝灰岩は戸隠村川下から土合の裾花川左岸沿いの林道脇の崖に連続して見られる。斜交層理が発達する。戸隠村川下。

にある。上部に極細粒からシルトサイズの微細な平行葉理の発達するガラス質凝灰岩を伴うことが多い。重鉱物は単斜輝石、斜方輝石、角閃石、ジルコンが含まれる。斜方輝石が多く、単斜輝石と角閃石を少量含む。火山ガラスは主に繊維状。

T3: 命名は斎藤(1956)。T3凝灰岩は層厚約3mの軽石質凝灰岩層である。折橋向斜の両翼に分布する。数mmの黒曜石を多く含む。

T3.5: 新称。模式露頭は戸隠村猿丸。T3とT4の間に位置する。模式露頭における厚さは8m以上。ほとんどが塊状で、淡い赤から紫色を帯びる。重鉱物は、黒雲母、磁鉄鉱、斜方輝石、ジルコンからなる。非熔結のT4との岩相的な区別は困難なことが多い。

T4: 命名は斎藤(1956)。T4は黒雲母、岩片を多く含み、一部は溶結する。溶結部には、層厚は30m以上。折橋向斜付近では、溶結する。溶結部は、節理が発達し、ユータキシテック構造が認められる。その上下には非溶結部を伴う。戸隠村宮の前には、ピッチストーン状の溶結部が認められる。古地磁気方位は逆転している(竹下ほか, 1960)。休止期を挟んで2つの火砕流堆積物から構成される(北アルプス研究グループ, 1998)。重鉱物は、黒雲母、磁鉄鉱、斜方輝石、ジルコンからなる。下部のユニットには、少量の普通角閃石が含まれる。

T5: 新称。赤羽(1979)がT5という名称を用いているが、記載がないため、新たに定義する。模式露頭は、長野市猿丸の北方の道沿いの採石跡地。黒雲母、磁鉄鉱、ざくろ石などの重鉱物を含む。

化石 T2より下位の層準から、*Crassostrea gigas*, *Cyclina sinensis*, *Macoma incongrua*, *Mya arenaria oonogai*等の内湾棲の種を主体とした軟体動物化石が産出する(長森, 1998)。軟体動物化石のほか、海牛類として*Hydrodamaris* sp. (Shikama and Domning, 1970)、長鼻類として*Stegodon* sp. ? (八木・八木, 1958)、*Stegodon shinshuensis* (樽野・戸隠ステゴドン研究グループ, 1988; 宮下ほか, 1993)などの哺乳類化石が報告されている。植物化石として、*Metasequoia* sp., *Picea* sp.が含まれる(豊野層団研究グループ, 1972)。

年代と対比 宮下ほか(1993)はフィッシュトラック年代として、T1の上位の凝灰岩層を2.98Ma、T2を2.28Ma、T3層準の2枚の凝灰岩層を1.95-1.99Ma、T4を1.70Ma、1.52Maと報告している。加藤(1989)はT4のK-Ar年代として黒雲母では 1.6 ± 1.1 Ma、全岩では 1.73 ± 0.09 Maを報告した。北アルプス研究グループ(1998)は、T4を 1.65 ± 0.10 と 1.69 ± 0.11 Maの全岩K-Ar年代(町田ほか, 1997)を持つ大峰溶結凝灰岩層と信更町灰原地域のTZ100と対比した。

青木・黒川(1996)はT1を新潟県の浜忠層最下部に挟在する吉川パミス質火山灰(Ykp)に対比した。彼らの対比に従うと、従来の長野地域と新潟地域間の年代値(小

坂ほか, 1992; 小林・立石, 1992 など) には大きなずれが生じる。今後, 複数の凝灰岩層の広域対比によって検証する必要がある。

3. 3. 8 大川層 (Ogw)

命名 森島 (1941) の大川夾亜炭層に基づく。

模式地 飯山市大川から硫黄にかけての地域 (飯山図幅地域内)。

分布 牟礼村普光寺の北側及び信濃町神山国際村付近に分布する。神山国際村一帯は厚いテフラ層によって被覆され現状では露頭が認められないため, 分布範囲は富沢 (1956a) を参照した。

層序 東隣の中野図幅地域において, 長沢層に整合に重なる。牟礼岩屑なだれ堆積物に不整合に覆われる。

層序比較 井島 (1955) の上樽泥岩層, 富沢 (1956a) の古海層, 八木・八木 (1958) の親川砂岩礫岩層は本層に含まれる。

層厚 赤羽ほか (1992) によると約 1,500m。本地域内では不明。

岩相 主に砂岩層を主体とし, 礫岩層, 泥岩層, 凝灰岩層を挟む。本図幅地域内では, 牟礼村塩ノ入の北北西の崩れた露頭にて, チャートなどの基盤岩類の円礫が認められた。

本地域内では露出が悪く情報が少ないことから, 中野図幅地域における赤羽ほか (1992) の記載を簡潔に以下に引用する。礫岩層や砂岩層は岩相変化が大きい。砂岩層は細-中粒で, 軽石粒を含み斜交葉理が認められる。礫岩層は上部ほど優勢で, 円磨されたチャート, 粘板岩などの古期岩類や安山岩・閃緑岩などの細礫ないし中礫からなる。泥岩層は南部ほど優勢で, 亜炭層を挟む。デイサイト質の軽石質凝灰岩層が数多く挟まれ, 連続性が良いものもある。凝灰岩層の最大層厚は 50m 以上に及び, 南方ほど厚くなる。

神山国際村一帯の本層は, 中-細粒の灰色砂岩と暗灰色泥岩の互層からなる (富沢, 1956a)。

化石 妙高図幅地域の信濃町海滝谷の中粒砂岩から *Acila insignis*, *Astarte cf. hakodatensis*, *Clinocardium ciliatum*, *Lucinoma acutilineata*, *Macoma incongrua*, *Siphonalia fusoides*, *Turritella nipponica* などの軟体動物化石が産出している (富沢, 1956)。中野図幅地域の本層からメタセコイアの化石が産出する (赤羽ほか, 1992; 清水・横倉, 1997)。

年代と対比 赤羽ほか (1992) は, 岩相の類似することと凝灰岩層を多く挟むことから猿丸層に対比されうことを指摘した。メタセコイア (*Metasequia* 属) は近畿地方において約 90 万年前 (前期更新世) に絶滅している (古谷・田井, 1993)。猿丸層からも *Metasequia* 属が産出する (豊野層団研究グループ, 1972) ことは, 赤羽ほか (1992) の対比を支持する。



第 3. 28 図 日照田層の土石流堆積物
ハンマーは 32cm.

3. 3. 9 日照田層 (Hd)

命名 赤羽 (1979)。

模式地 模式地は戸隠村日照田の東の道沿い。

層序 猿丸層を不整合で覆い, 飯縄火砕流堆積物に不整合で覆われる。

層序比較 本層は赤羽 (1979) によって命名されたが, その詳細は記述されていない。赤羽 (1979) は, 化石から海成層である可能性を指摘した。しかしながら, 猿丸層にしか認められない溶結凝灰岩が挟まれるとしていることから, 猿丸層の一部を本層に含めていると判断される。本論では, 土石流堆積物を主体とする堆積物に対して日照田層を用いる。

層厚 戸隠村日照田付近で 30m 以上。

分布 戸隠村日照田及び折橋付近の標高 700m 前後に分布する。

岩相 不淘汰な基質支持の礫層からなる (第 3. 28 図)。猿丸層の礫岩起源と推定されるチャートなどの円礫, 軽石凝灰岩の角礫, 荒倉山層起源の安山岩の巨礫などが認められる。基質は不淘汰な砂岩からなる。これらの岩相から, 土石流堆積物であると判断される。これらの土石流堆積物の上位には約 10m 厚の, 不淘汰な泥質砂岩がのる。

年代 年代試料は報告されていないが, 層序関係から判断して, 前期から中期更新世の堆積物である。

3. 4 第三系 - 前期更新統の層序対比

本図幅地域を含む北部フォッサ・マグナ地域における長野県の新第三系層序は本間 (1928, 1931) によって体系だてられ, その層序は下位より中信層群の守屋層, 内村層, 別所層, 北信層群の青木層, 小川層, 柵層しじらみに区分される。その後, 前述したように多くの研究により層序が細分化され, 非常に多くの地層名が報告された (第 3. 1 図, 第 3. 2 図, 第 3. 3 図, 第 3. 4 図)。北部フォッサ・マグナ地域における長野県の新第三系及び更新統の

標準層序の概念は、本間(1928, 1931)の層序を異に構築され、北部フォッサ・マグナ研究グループ(1976)や日本の地質「中部地方Ⅰ」編集委員会(1988)によって明記された。それによると、標準層序は下位より守屋層、内村層、別所層、青木層、小川層、柵層、猿丸層、豊野層に区分される。これらの層序はしばしば“柵階”のように階区的に使用されている。

本図幅地域に分布する新第三系は、主に標準層序の小川層及び柵層に相当する。標準層序の柵層下部とされた地層には大きく2つの問題点がある。1点目は、標準層序の柵層下部の帰属の問題である。本間(1931)の層序は、荒倉山層より下位が小川層、上位が柵層である。本間(1931)が小川層とした層準の上部(模式地ルートも含まれる)は、標準層序では柵層下部に区分されている。しかしながら、模式層序の小川層と柵層の境界の変更に関わる議論はほとんどなされていない。2点目は標準層序の柵層下部の層序学的な問題である。矢野・村山(1976)、北部フォッサ・マグナ研究グループ(1976)、日本の地質「中部地方Ⅰ」編集委員会(1988)は、高府向斜に分布する高府層と権田層を柵累層下部、荒倉山層を柵累層中部、荻久保層(本報告の高府層上部と荻久保層)を柵累層上部とした。一方で、Saito(1961a, b, 1962a, b, 1963)は、高

府向斜に分布する高府層と権田層の一部は荒倉山層と同時異相であるとしている。この層序学的な相違は、標準層序に関わる極めて重要な問題であるが、これまでに生層序や年代層序の積極的な証拠は示されていない。以上の2点の重大な問題点があることから、本報告では小川層及び柵層を標準層序として用いない。

本報告では、広域に連続して認められる岩相を基準にして層序区分を行った。ところが、白馬岳・大町図幅地域において持京断層を境にして別々に編まれていた異なる層序が、本図幅地域内では持京断層が消滅することに伴って収斂する。しかしながら、持京断層を境として異なっている層序を統合するには、年代層序の検討が現状では不十分である。このため、本報告では暫定的に西京背斜を境に東西で異なる地層名を用いた。層位的、岩相的に比較すると、浅川層と西京層、田ノ頭層と高府層、戸隠山層と荒倉山層、日影層と猿丸層がそれぞれ対比される。ただし、戸隠山層と荒倉山層は層位的な位置は同じであるが、明らかに分布の中心が異なることから、別々の火山の噴出物と判断される。現状では、微化石や絶対年代などの年代資料が乏しいために区別したが、将来的には時間軸の設定と、岩相層序に基づいた広域な対比の確立が望まれる。

第4章 貫入岩

(古川竜太)

4.1 研究史と概要

本図幅地域には中新統から更新統に貫入する半深成岩が分布する。規模・分布頻度が大きいものは日影向斜地域に集中し、その他の地域では裾花・戸隠山・荒倉山の各層の火成活動に関連する小規模な貫入岩が背斜や断層に沿って現れる。かつて高妻山や乙妻山は、その円錐に近い地形から第四紀火山と推定された(山崎, 1895; 山田, 1934a)。八木・八木(1958)は調査に基づいて、それらが貫入岩であることをはじめて明らかにした。しかし、八木(1955)が角閃石ひん岩と記載した五地藏山は戸隠山層の溶岩とされた。五地藏山を戸隠山層の火山岩とする解釈はその後も踏襲された(志井田・柴田, 1971; 赤羽, 1980)。Takeshita(1974, 1975), Yano(1986)は五地藏山を角閃石ひん岩とした。志井田・柴田(1971)は日影向斜地域に分布する貫入岩類を一括して高妻山貫入岩類と呼んだ。茅原(1974)は本図幅地域北側の西頸城地域の半深

成岩の分布と性質をまとめ、貫入は背斜やドーム構造と関連していると考えた。赤羽(1975)は本図幅地域を含めて西頸城地域の半深成岩を西頸城半深成岩類と呼んだ。矢野(1981a, b)は荒倉山層に関連する貫入岩の活動時期、変質作用、及び地質構造への影響を明らかにした。本報告では貫入岩を岩石学的特徴から、玄武岩貫入岩(B)、閃緑斑岩1(D1)、閃緑斑岩2(D2)、閃緑斑岩3(D3)、及び安山岩貫入岩(A)に区分した。これまでに分かっている貫入岩の化学組成を第4.1表に示した。

4.2 玄武岩貫入岩(B)

命名 新称。塩基性貫入岩で、石基がガラスを含むもの、及び細粒完晶質のものとする。

分布・貫入関係 玄武岩は長野市広瀬、鬼無里村町、桶川上流掛札川、裾花川上流の日影向斜地域に分布する。それぞれ高府層、田ノ頭層、日影層に貫入する。

第4.1表 貫入岩の主成分化学組成

元素	玄武岩 貫入岩	玄武岩 貫入岩	玄武岩 貫入岩	閃緑斑岩1	閃緑斑岩3	安山岩貫入 岩	安山岩貫入 岩	安山岩貫入 岩	安山岩貫入 岩
SiO ₂	50.71	50.47	56.06	51.94	58.90	55.28	55.47	55.12	53.28
TiO ₂	1.21	0.96	0.89	0.59	0.39	0.61	0.55	0.61	0.66
Al ₂ O ₃	17.56	18.23	16.67	19.57	18.17	19.39	20.12	19.96	19.23
Fe ₂ O ₃	3.72	3.11	3.48	4.66	3.40	3.24	3.83	3.04	2.27
FeO	4.24	5.19	6.26	3.12	2.77	4.63	4.07	4.78	5.64
MnO	0.15	0.09	0.16	0.21	0.14	0.22	0.20	0.20	0.22
MgO	5.46	6.58	3.91	3.58	2.53	3.42	3.43	3.44	4.38
CaO	9.29	8.71	8.72	8.24	5.95	7.91	7.89	7.90	9.46
Na ₂ O	2.92	2.26	2.46	2.43	3.08	2.93	2.92	2.91	2.93
K ₂ O	1.35	1.08	1.21	1.31	1.30	1.02	1.01	1.01	0.89
P ₂ O ₅	0.27	0.30	0.18	0.27	0.19	0.24	0.12	0.14	0.22
H ₂ O+	1.27	1.72		2.57	2.06	0.40	0.42	0.20	0.54
H ₂ O-	1.61	0.99		1.29	1.23	0.51	0.53	0.79	0.17
total	99.76	99.69	100.00	99.78	100.11	99.80	100.56	100.10	99.89
分析方法	湿式	湿式	XRF	湿式	湿式	湿式	湿式	湿式	湿式
文献	Takeshita & Oji (1968)	八木・八木 (1958)	長野市 (2000)	八木・八木(1958)	Takeshita(1975)	竹下・八木 (1961)	竹下・八木 (1961)	竹下・八木 (1961)	竹下・八木 (1961)
試料番号	11	12	15	39	40	M1	M2	M3	M4
採取場所	魚山	黒岩	黒岩	一夜山 山頂	高妻山 最高点	貉郷路山	貉郷路山	貉郷路山	貉郷路山
岩相	鬼無里村、貫入岩。	貫入岩	安山岩	戸隠火砕岩に貫入する紫蘇輝石普通輝石閃緑ひん岩	角閃石ひん岩	急冷縁の黒い部分	境界から30cm	境界から1m	内部



第4.1図 玄武岩貫入岩(B)の貫入面
 亀甲状節理面に縦方向の凹面が伸びている。凹部は破碎しており、貫入パルスによる差動を示す。スケールのハンマー、32cm。長野市広瀬東方の黒岩バス停付近。



第4.2図 玄武岩貫入岩(B)のつくる滝
 厚さ約30mの玄武岩岩床。左下は日影層の泥岩で、貫入面から約5cmが接触変成を受けている。小清水沢、標高1,400m付近。

第4.2表 貫入岩の放射年代値

試料名	試料	採取場所	層準	年代値 Ma (±1σ)	結晶数	自発核分裂飛跡 ρs cm ⁻²	Ns	誘発核分裂飛跡 ρl cm ⁻²	Ni	χ ² 検定 P(%)	熱中性子線量		相関係数	ウラン濃度	ε値	測定面	照射場所
											%	ρd cm ⁻²					
TGK249	閃緑斑岩	高妻山山頂	日影層貫入	0.75±0.07	30	0.83*10 ⁶	135	1.7*10 ⁶	2760	14	8.72*10 ⁴	4465	0.1	160	352±3	ED1	立教大学TRIGA MARKII回転試料棚
TGK799	閃緑斑岩岩脈	五地蔵山普賢 次1800m付近	日影層貫入	0.97±0.15	30	2.47*10 ⁶	45	0.95*10 ⁶	1739	18	10.74*10 ⁴	2749	-0.18	70	350±3	ED2	日本原子力研究所 JRR-4号炉気送管
TGK-k143	閃緑斑岩	地蔵山山頂	田ノ頭層貫入	1.7±0.3	30	0.88*10 ⁶	37	1.84*10 ⁶	772	27	10.35*10 ⁴	2650	-0.11	140	350±3	ED2	日本原子力研究所 JRR-4号炉気送管
TGK-k43	玄武岩岩床	小清水沢 1400m付近	日影層貫入	2.7±0.3	30	0.24*10 ⁶	98	0.34*10 ⁷	1386	29	10.76*10 ⁴	2754	0.811	250	350±3	ED2	日本原子力研究所 JRR-4号炉気送管

測定：京都フィッシュントラック(株)

Ns, Ni, Nd: 自発、誘導、線量ガラスそれぞれの総フィッシュントラック数

r: 自発および誘導フィッシュントラック密度の相関係数

ρs, ρl, ρd: 自発、誘導線量ガラスそれぞれのフィッシュントラック密度

²³⁵Uの全壊変定数: 1.55125 x 10⁻¹⁰yr⁻¹

測定鉱物: ジルコン

標準ガラス: NIST-SRM612

産状・岩相 厚さ数m以下の場合が多く、ほとんどは岩脈である。壁岩が泥岩の場合には、接触変成による黒雲母が生じている。長野市広瀬の黒岩は東西にゆるく延びた岩脈で、上ヶ屋断層により2箇所に分かれて分布する。貫入面では亀甲状の冷却節理が発達する(第4.1図)。かんらん石単斜輝石玄武岩からなり、石基は填間状組織を示す。鬼無里村町の魚山と呼ばれる小丘は北

西-南東方向に伸長する岩脈で、およそ80度南落ちの貫入方向を示す。斜方輝石単斜輝石玄武岩で、石基は茶色ガラスを含む填間状組織を示す。

裾花川上流の日影向斜地域には複数の玄武岩貫入岩が分布する。このうち小清水沢標高1,400m付近に露出する岩床は厚さ約30mを示し、本図幅地域では最も大規模なものである(第4.2図)。玄武岩岩床は日影層の



第4.3図 高妻山周辺の貫入岩

- (A) 南から見た高妻山。西に延びる尾根の節理方向から、山頂に向かって閃緑斑岩3 (D3) が厚くなっていく。八方脱から。
- (B) 地獄谷上流右岸の閃緑斑岩岩床 (D3)。厚さ150m以上で、岩体の主部は塊状、上下面付近にのみ柱状節理が発達する。通称ウロコ状岩壁。

構造方向に調和的に貫入しているが、日影層と斜交する貫入面もある。玄武岩は角閃石含有単斜輝石玄武岩で、石基はピロタキシティック組織を示す。

地質年代 小清水沢で採取した玄武岩岩床試料から $2.7 \pm 0.3\text{Ma}$ のフィッシュトラック年代を得た (第 4. 2 表)。これは後述の閃緑斑岩類の年代より有意に古く、日影向斜地域では初期の貫入活動であろう。竹下ほか (1960)、Momose (1963) によると黒岩の貫入岩は正帯磁を示す。

4. 3 閃緑斑岩 1, 2, 3 (D1, D2, D3)

命名 新称。安山岩からデイサイト組成の半深成岩で、石基が粗粒完晶質なものである。粗粒な角閃石・斜長石斑晶を多く含み、粗粒完晶質石基を持つ閃緑斑岩で、単斜輝石を含むものを閃緑斑岩 1 (D1)、石英斑晶を含まないものを閃緑斑岩 2 (D2)、石英斑晶を含むものを閃緑斑岩 3 (D3) とした。

分布・貫入関係 閃緑斑岩 1 (D1) は地蔵山、五地蔵山西方稜線、戸隠山東麓に点在する。日影層及び高府層に貫入し、岩株状の形態を示す。閃緑斑岩 2 (D2) は日影向斜地域に多く分布し、田ノ頭層、日影層、及び荒倉山層に貫入する。裾花川上流で閃緑斑岩 3 (D3) に切られる。合ノ峰東方の稜線、通称「猿の公園」付近は今回の調査で踏査できなかったため、八木・八木 (1958) を参考に閃緑斑岩 2 (D2) とした。閃緑斑岩 3 (D3) は日影向斜地域にのみ分布し、田ノ頭層及び日影層に岩床及びラコリス状に貫入する。これらの閃緑斑岩は西隣白馬岳図幅の安山岩ひん岩に対比できる。

産状・岩相 閃緑斑岩 1 (D1) は斑晶として単斜輝石を主に含み、完晶質石基を持つ (第 4. 4 図)。高妻山北方の地蔵山は日影層に貫入する岩株状の岩体で、普通角閃石単斜輝石閃緑斑岩である。日影向斜地域では地蔵山周辺と、五地蔵山西方の稜線に見られる。鬼無里村の一夜山は戸隠山層のつくる稜線の南麓で下位の^高府層に貫入した岩株状貫入岩である。北東-南西方向にやや伸長しており、斜方輝石単斜輝石閃緑斑岩である。一夜山の東方の 1,398m 峰も同様な岩株状貫入岩で、普通角閃石単斜輝石閃緑斑岩である。石基は粗粒填間状組織を示す。

閃緑斑岩 2 (D2) 及び閃緑斑岩 3 (D3) は日影向斜地域を中心に岩床及びラコリスとして貫入する (第 4. 3 図 A)。閃緑斑岩 2 (D2) とした五地蔵山は、志井田・柴田 (1971) で裾花源流層の安山岩質溶岩、八木 (1955) で角閃石ひん岩、八木・八木 (1958) で柵凝灰角礫岩の溶岩、赤羽 (1980) では戸隠山火砕岩層とされたものである。今回の調査では五地蔵山の岩体が塊状で、ほとんど火砕岩を伴わないこと、上位の日影層の砂岩・礫岩に熱変成を与えていること、完晶質の石基組織を持つことから貫入岩と判断した。いずれも角閃石、斜長石を斑晶として、石基

は微花崗岩組織あるいは珪長岩質組織を示す (第 4. 4 図)。閃緑斑岩 2 (D2) は石英斑晶を含まず、角閃石・斜長石斑晶は一般に 1cm 以下で少ない。閃緑斑岩 3 (D3) は特徴的に石英斑晶を含むことから、閃緑斑岩 2 (D2) と区別できる (第 4. 4 図)。最大 2cm の角閃石及び斜長石斑晶を多く含む。黒雲母をまれに含む。径 20cm 未満の球形の苦鉄質包有物を多く含む。氷沢川上流では長径 10cm を越える普通角閃石を含む岩床がある。岩床の層厚は多くは 20m 以下であるが、閃緑斑岩 3 (D3) は高妻山付近に向かって厚くなる傾向を示す。岩床の多くは構造方向に沿って側方に 2~3km 以上追跡できる。厚く貫入する部分では上下に柱状節理が発達し、中央部は塊状である (第 4. 3 図 B)。向斜構造の主軸上に位置する高妻山の山体上部は閃緑斑岩 3 (D3) からなり、層厚 300m 以上となり、ラコリスの形態を示す。貫入岩下面は日影層とはほぼ調和的に接し、上面にルーフとして日影層を載せている。日影向斜主軸付近の地獄谷では玄武岩岩床 (B) を切って重複貫入する閃緑斑岩 (D3) 岩床がある (第 4. 5 図 A)。高妻山北麓の日影層中には閃緑斑岩の貫入に伴う碎屑岩脈が数多く露出する (第 4. 5 図 B)。閃緑斑岩 2 (D2) は広く分布するが、五地蔵山付近に最も厚く分布する。高妻山東麓では五地蔵山から延びる閃緑斑岩 2 (D2) 岩床が高妻山の山体上部を構成する閃緑斑岩 3 (D3) に切られている (第 4. 6 図)。閃緑斑岩 2 (D2) は志井田・柴田 (1971) によって記載された五地蔵山溶岩に相当する。戸隠村中部の裾花川河岸及び尾倉沢に露出する閃緑斑岩 2 (D2) は小規模な岩株状貫入岩体である。

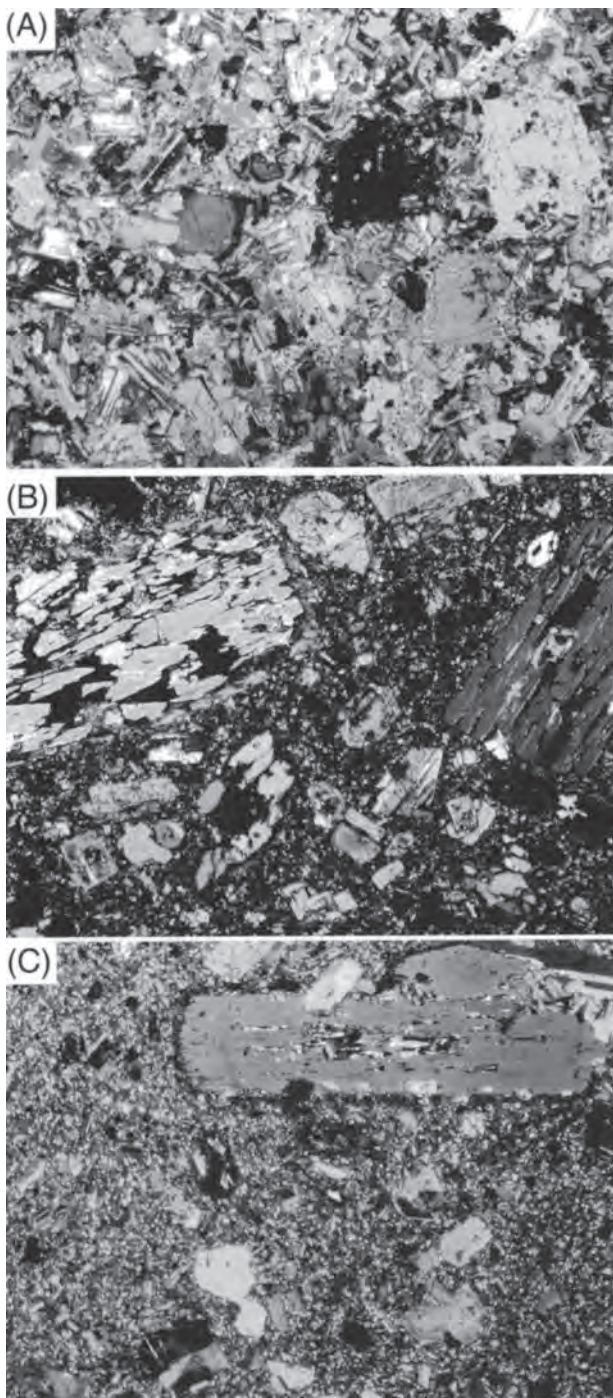
地質年代 日影向斜地域に分布する貫入岩について、ジルコンのフィッシュトラック年代を求めた。この地域の貫入岩類は中期鮮新世から後期更新世にかけて活動したことが判明した (第 4. 2 表)。層序・貫入関係から玄武岩が最も古く、閃緑斑岩 (D3) は最も新しいが、フィッシュトラック年代はそれと符合する。年代測定を行った試料が貫入活動期を代表すると仮定すると、閃緑斑岩 1 (D1)、閃緑斑岩 2 (D2)、閃緑斑岩 3 (D3) の順に活動したことになる。佐藤・大場 (2002) によると高妻山山頂付近の閃緑斑岩の全岩 K-Ar 年代は $1.13 \pm 0.08\text{Ma}$ である。これは測定対象元素の閉鎖温度の違いを反映しているであろう。

4. 4 安山岩貫入岩 (A)

命名 新称。安山質の浅所貫入岩で、石基にガラスを含むものである。

分布及び貫入関係 長野市桜の^{むじなごうろ}郷路山に露出し、高府層に貫入する岩体。

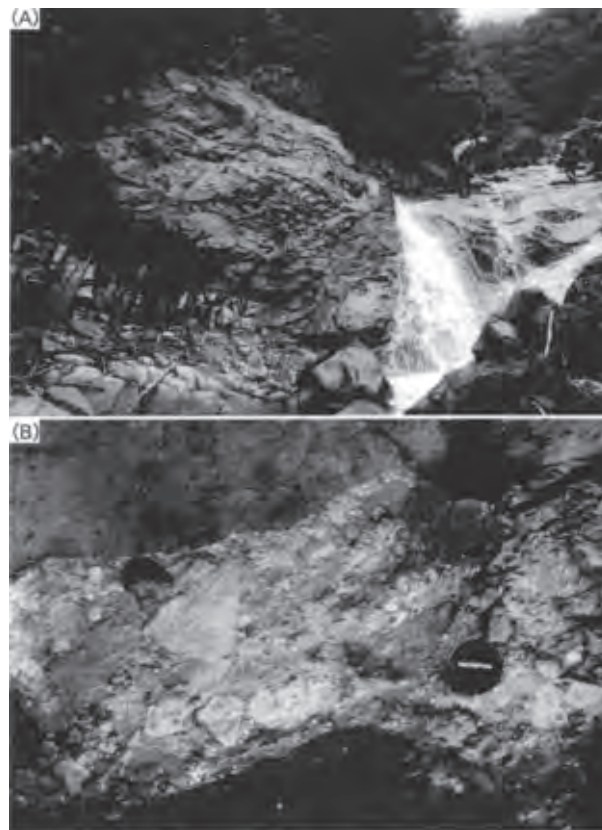
産状・岩相 厚さ最大約 70m の岩床で、南北に延びた形態を示す。竹下・八木 (1961)、長野市 (1997, 2000) はこの岩体を火山岩頸あるいは火道岩体とした。岩体東南



第4.4図 閃緑斑岩の岩石組織

- (A) 閃緑斑岩 1. 普通角閃石単斜輝石閃緑斑岩. 地藏山北東尾根.
- (B) 閃緑斑岩 2. 普通角閃石閃緑斑岩. 五地藏山南方.
- (C) 閃緑斑岩 3. 石英黒雲母含有角閃石閃緑斑岩. 高妻山山頂付近.

いずれもクロスニコル. 写真の横幅4.8mm.



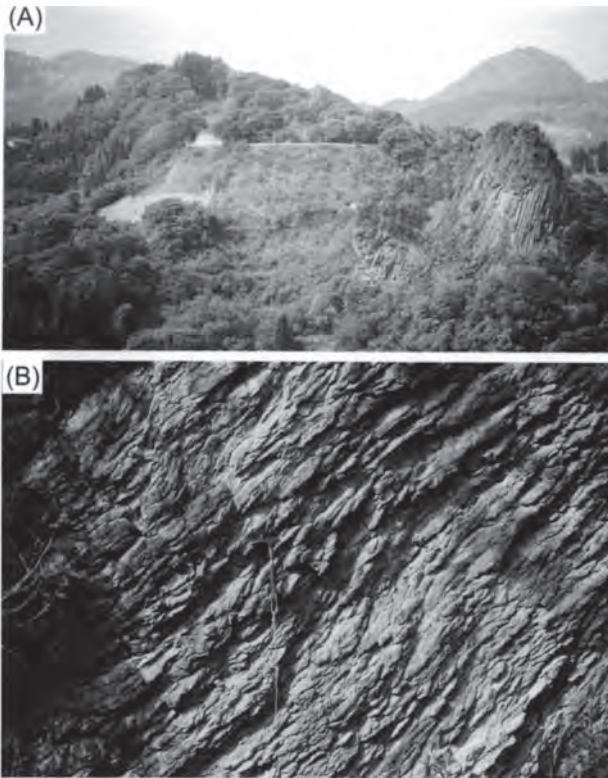
第4.5図 閃緑斑岩 3 (D3) の貫入構造

- (A) 地獄谷上流の重複岩床. 玄武岩岩床 (B) (滝の暗色部分) に貫入する閃緑斑岩 3 (D3) 岩床 (下側左明色部). 玄武岩岩床に逆断層センスの変形を与えている. 滝より上流は日影層砂岩となる. 地獄谷 1,530m 付近.
- (B) 高妻山北麓の日影層砂岩に貫入する碎屑岩脈. 複数岩種からなり, 閃緑斑岩 (中央, 明灰色) を岩塊として含んでいる. 氷沢川 1,650m 付近.



第4.6図 高妻山の閃緑斑岩 (D3) と五地蔵の閃緑斑岩 (D2) との貫入関係

- (A) 一不動付近から見る高妻山東面. 標高2,000mより下は日影層の堆積岩と薄い貫入岩 (主に閃緑斑岩2) からなっている.
- (B) 左上側の柱状節理が発達する閃緑斑岩 (D3) が右下方から延びる閃緑斑岩 (D2) を切っている. 高妻山東面2,000m付近.



第4.7図 猪郷路岩体

- (A) 南西から見た岩体全景.
- (B) 高府層との接触面. ガラス質でしわが発達する.

部では垂直で、やや北に傾斜した冷却節理が発達するが、下方に向かって節理間隔がやや広がっている（第4.7図）。これは岩体が母岩の高府層の構造に平行な調和的な伸長方向を持っていて、かつ岩体東南部は下側に厚くなっていることを示す。また岩体北部は上位の高府層泥岩に熱変成を与えており、岩床であることを示す。火道あるいはダイアトリームに特徴的な、上方に広がるじょうご型の形状は認められない。竹下・八木（1961）が記載した角閃石安山岩アグロメレート岩脈は確認できなかったが、あったとしても極めて小規模と思われる。岩体は単斜輝石含有斜方輝石安山岩からなり、石基はガラス基流晶質で新鮮な茶色ガラスを含む。八木・八木（1958）、竹下・八木（1961）は普通輝石斑晶がピジョン輝石反応縁を持つことを指摘している。

戸隠山東麓の丸山（1,278m）は八木・八木（1958）により飯縄火山の普通輝石・紫蘇輝石安山岩溶岩と記載された。今回の調査では泥岩層の露出を認めたのみであるが、周囲の崖錐は斜方輝石単斜輝石安山岩の角礫を含む。この安山岩は石基結晶度が非常に高いことから、丸山に貫入岩が伏在する可能性はある。今回の調査では貫入岩を見いだせなかったため、地質図上では高府層として表現した。

地質年代 猪郷路山岩体の K-Ar 年代は 0.26 ± 0.02 Ma である（早津ほか、1996）。竹下ほか（1960）、Momose（1963）によると猪郷路岩体は正帯磁を示す。

第5章 第四紀火山

(早津賢二・古川竜太・長森英明)

5.1 斑尾火山

斑尾火山(第5.1図)は、開析の進んだ成層火山で、山崎(1895)、八木(1926)、山田(1929)、八木・八木(1958)、竹内(1970)、早津(1985)、赤羽・富樫(1992)などの研究がある。本図幅では、火山体の西端部が含まれる。

火山体主部は、北東-南西方向に長軸をもつ楕円形をなし、外側の主に非火山性の地層から構成されている山地とは、細長い低湿帯によって境されている。最高地点は、飯山図幅地域内の斑尾山(1381.8m)で、周辺の低湿帯との比高は、約600から700mである。火山体は著しく開析され、北斜面の一部を除いて原地形はほとんど失われてしまっている。

斑尾火山は、溶岩流・火砕流堆積物・各種降下火砕堆積物をはじめ、新旧の崩壊堆積物から構成されている。岩石は、輝石安山岩及び角閃石やかんらん石を少量含む輝石安山岩が大半を占め、角閃石安山岩やデイサイトを

伴う。活動年代は、約70万年前から約55万年前の間に入る(早津ほか, 1994; 早津・河内, 1997)。

5.1.1 薬師岳火山岩類(M1)

命名 早津ほか(1996)。

模式地 信濃町古間にある薬師岳の南西山腹の採石場。

分布 薬師岳の山体(第5.2図)を構成する。

岩相 底径950×680m、比高180mの、山頂部がやや平坦なドーム状の山体をつくる。周りの地層との関係は不明であるが、溶岩ドームであろうとされている(八木・八木, 1958; 富沢, 1970)。岩石は、灰白色から淡青灰色を呈する角閃石含有普通輝石しそ輝石安山岩である。

年代 0.61±0.04MaというK-Ar年代を有する(早津ほか, 1996)。

5.1.2 城山火山岩類(M2)

命名 新称。早津(1985)の城山溶岩層に相当する。

模式地 斑尾火山南西、城山の西山麓の採石場。

分布 城山の山体(第5.3図)を構成する。

岩相 底径約400m、比高120mの、ドーム状の山体をつくる。岩石は、灰白色から淡青灰色を呈する角閃石含有普通輝石しそ輝石安山岩で、薬師岳火山岩類に酷似する。周りの地層との関係は不明である。八木・八木(1958)は、斑尾火山の形成末に噴出した寄生火山であろうとしている。

年代 同一試料についての2回のK-Ar年代測定値が、0.64±0.06、0.61±0.06Maと報告されている(早津・河内, 1997)。



第5.1図 西方の黒姫高原から見た斑尾火山



第5.2図 南西側から見た薬師岳



第5.3図 溶岩ドームからなる城山



第5.4図 縦ヶ崎溶岩層（野尻湖北岸）
風化の進んでいる部分が多い。



第5.5図 斑尾山溶岩層（西山腹の林道）



第5.6図 三千寺火山岩類の溶岩
田子池西方の尾根に露出する赤灰色塊状の安山岩溶岩。ハンマーの長さ32cm。

5. 1. 3 縦ヶ崎溶岩層 (M3)

命名 八木・八木 (1958)。

模式地 野尻湖の縦ヶ崎。

分布 縦ヶ崎・松ヶ崎を含む野尻湖の北岸一帯に分布する。本図幅内では、その一部が分布する。

岩相 輝石安山岩質の厚い溶岩流で、斑晶・石基とも、斜長石・普通輝石・しそ輝石・鉄鋳物から構成されている。一部を除き、風化が進行している (第5.4図)。

年代 K-Ar年代が、 $0.67 \pm 0.04\text{Ma}$ (早津ほか, 1994)と報告されている。

5. 1. 4 釜石溶岩層 (M4)

命名 八木・八木 (1958) を再定義。

模式地 野尻湖南東岸の竜宮崎と琵琶ヶ崎に挟まれた地域。

分布 斑尾南東山腹から野尻湖の湖岸にかけての地域に分布する。本図幅内では、その一部が分布する。

岩相 露出不良のため詳細は不明である。確認される限り、1層の溶岩流からなる。斑晶として、斜長石・普通輝石・しそ輝石・鉄鋳物と、少量の角閃石・アパタイトを含む。石基は、斜長石・単斜輝石・珪酸鋳物・鉄鋳物と、少量のアパタイト・ガラスからなる。

年代 K-Ar年代が、 $0.70 \pm 0.05\text{Ma}$ (早津ほか, 1994)と報告されている。

5. 1. 5 斑尾山溶岩層 (M5)

命名 早津 (1985).

模式地 斑尾火山西山腹にある石原山西方の林道沿いの地域 (中野図幅地域内) (第5.5図).

分布 石原山から野尻湖岸の竜宮崎にかけての地域、及び斑尾火山の北斜面から東斜面にかけての地域に分布する。斑尾火山の噴出物のなかで、最も広い分布を示す。

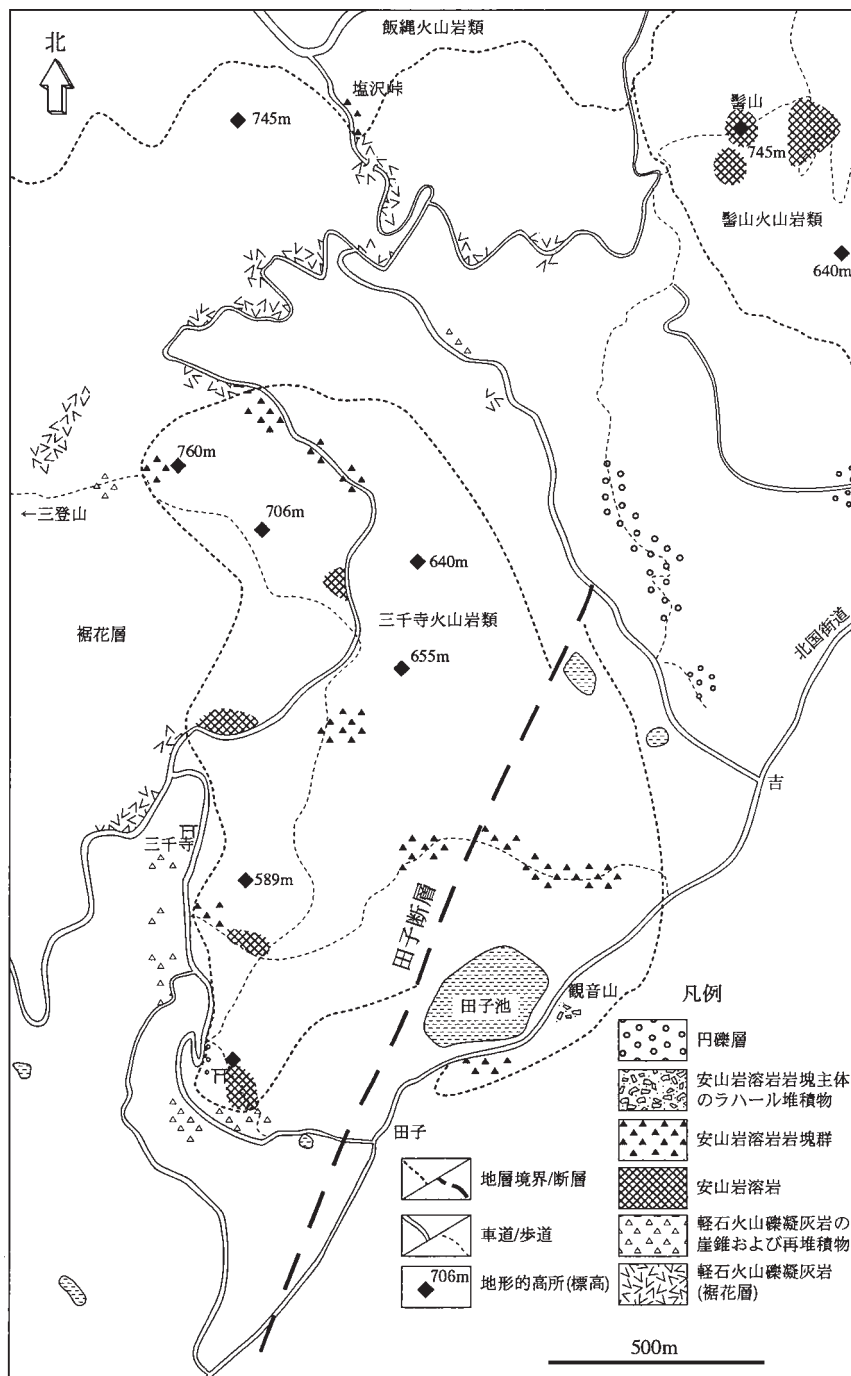
岩相 輝石安山岩質の溶岩流と火砕若から構成される。溶岩流は、青灰色を呈し、緻密で堅固である。斑晶は、斜長石・普通輝石・しそ輝石・鉄鉱物と少量のかんらん

石から、石基は、斜長石・単斜輝石・鉄鉱物と、少量のしそ輝石・ガラスから、それぞれ構成されている。

年代 K-Ar年代が $0.55 \pm 0.04\text{Ma}$ (早津ほか, 1994) と報告されている。

5. 2 三千寺火山岩類 (Sj)

命名 新称。八木・八木 (1958) で三千寺山の安山岩と記載された。長野市 (2000) で田子池溶岩と記載されたものを含む。



第5.7図 三千寺周辺のルートマップ

模式地 長野市田子池西方の標高510mの尾根沿い。

分布 三千寺東方，三登山東麓から田子にかけて分布する。

岩相 田子西方の尾根沿いには塊状の溶岩が露出する(第5.6図，第5.7図)。ほとんどの場所では直径10～30cm前後の安山岩岩塊を主体とするブロック溶岩の産状を示す。溶岩は全体に赤みを帯びた明灰色で，斑晶は斜方輝石，斜長石を主体として普通角閃石を含む。石基はピロタキシティック組織を示す。全岩化学組成を第5.1表に示す。田子池北岸から東岸にかけては火山麓扇状地であるが，田子断層によって切られている。田子池東岸の観音山は火山麓扇状地で，複数岩種からなる溶岩岩塊を主体とする土石流堆積物が露出する。溶岩の岩石学的特徴が北東に隣接する髻山火山とは異なることから，三千寺は独立した火山体であろう。

年代 模式における溶岩は簡易型磁力計による測定で正帯磁を示す。

5. 3 髻山火山岩類 (Mt)

命名 赤羽・富樫 (1992)。

模式地 上水内郡牟礼村平出の髻山採石場。

分布 髻山(第5.8図)を中心とし，その周辺に分布する。

層序 水内層や牟礼岩屑なだれ堆積物を貫き，豊野層に覆われると推定されている(赤羽・富樫，1992)。

岩相 露出が限られているため，詳細は不明であるが，確認される限り，同岩質の溶岩のみからなる。溶岩は，



第5.8図 北方から見た髻山火山

淡灰色から淡青灰色を呈し，緻密で，斑晶に乏しい安山岩からなり，単成火山(髻山火山)の噴出物と考えられる。斑晶は，斜長石・しそ輝石・普通輝石・角閃石・鉄鋳物から，石基は，斜長石・普通輝石・しそ輝石・鉄鋳物から構成されている。SiO₂は58%で，中間カリ質のカルクアルカリ岩に属する(第5.1表)。

年代 同一試料による2回のK-Ar年代の測定値が， 0.18 ± 0.05 ， 0.22 ± 0.04 Maと報告されている(早津・河内，1997)。

5. 4 飯縄火山

飯縄火山は，山頂部に北西に開いた小カルデラを伴う複式成層火山である(第5.9図)。最高点は，外輪山の



第5.9図 東麓の霊仙寺湖から見た飯縄火山全景

第 5.1 表 三千寺及び髻山火山岩類の主成分化学組成

地層名	髻山火山岩類	髻山火山岩類	髻山火山岩類	三千寺火山岩類
部層・層準	溶岩	溶岩	溶岩	溶岩
SiO ₂	56.27	58.20	60.92	61.08
TiO ₂	0.72	0.52	0.37	0.47
Al ₂ O ₃	18.30	18.45	19.31	19.45
Fe ₂ O ₃	3.71	2.62	1.98	2.30
FeO	4.46	4.71	3.55	4.14
MnO	0.18	0.16	0.15	0.16
MgO	3.48	3.58	1.80	1.76
CaO	7.52	7.71	7.19	6.03
Na ₂ O	2.82	2.85	3.35	3.10
K ₂ O	1.08	1.02	1.17	1.28
P ₂ O ₅	0.24	0.18	0.21	0.23
H ₂ O+	0.42			
H ₂ O-	0.84			
total	100.04	100.00	100.00	100.00
分析方法	湿式	XRF	XRF	XRF
文献	竹下・八木 (1961)	長野市(1997)	長野市(1997)	長野市(2000)
試料番号	5	4	5	22
採取場所	髻山	髻山	髻山	
記載		角閃石含有紫 蘇輝石普通輝 石安山岩	普通輝石紫蘇 輝石安山岩	田子池溶岩

飯縄山 (1,917.4m) (第 5.10 図) で、東麓の平坦部との比高は約 1,200m に達する。妙高・黒姫火山のような大形の中央火口丘は存在せず、かわって複数の小溶岩ドーム群が、火山体の北西半部に認められる (第 5.2 表)。火山体主要部の底面の半径は約 5km で、遠方に達している降下火砕物質を除く噴出物の分布面積と体積は、それぞれ約 180km² と約 25km³ である。

飯縄火山は、溶岩流・火砕流堆積物・降下火砕堆積物・岩屑なだれ堆積物のほか、各種の崩壊堆積物・湖沼堆積物から構成されている。飯縄火山体を構成する地層のうち、ラハール堆積物などの一部を除いたほとんどの地層は、形成時期の違いによって、飯縄第 I 期火山岩類と飯縄第 II 期火山岩類の 2 つのグループに大別される。



第 5.10 図 南方稜線から飯縄山を望む

第 5.2 表 飯縄火山の溶岩ドーム一覧

溶岩ドーム名	標高 (m)	底面積 (km ²)	比高 (m)
怪無山	1549	1.5	250
高デツキ	1716.7	0.6	200
笠山	1550	0.3	100
天狗岳	1700	0.2	100
1340m 峰	1340	0.2	150
大頭山	1093.6	0.1	100
富士見山	1157.8	0.04	40
小富士見山	1120	0.02	40

早津(1985)に基づく。

両火山岩類の間には、大きな時間間隙が存在する。飯縄第 I 期火山岩類は、カルデラ内や外輪山の北斜面に露出する。一方、飯縄第 II 期火山岩類は、火山体の全域に広く分布する。岩質は、輝石安山岩が最も多く、玄武岩及び珪長質角閃石安山岩からデイサイトを伴う。

飯縄火山の活動史は、2 つの活動期と 2 つの活動休止期に大別される。活動開始年代は約 35 万年前、主要な活動の終わりは約 15 万年前と考えられる。確認される最後の噴火は、約 6 万年前の水蒸気爆発である。噴火記録はなく、噴気活動も認められない。

なお、飯縄火山の各地層の記載は、主に早津 (1985) に基づいて行う。池尻川岩屑なだれ堆積物は、供給源が不明であるが、分布の傾向から判断して便宜的に飯縄火山に含めた。

5.4.1 研究史

飯縄火山は、妙高火山群のなかでは、比較的多くの人たちによって研究されてきた。飯縄について最初の報文を発表したのは山崎 (1895) で、この火山が成層火山であることを記述した。山田 (1934b) は、噴出物の区分を試み、岩質の記載を行った。

八木・八木 (1958) は、飯縄火山の噴出物を細分し、それぞれの岩質を記載した。この研究によって、飯縄火山の性格がかなり明らかになってきた。しかし、外輪山を構成する噴出物は、ほとんど一括して扱われた。沢村 (1960) は、主に火山体南西部の調査をおこない、飯縄火山のカルデラは、一種の爆発カルデラであることを示した。竹内・竹下 (1965) は、火山周辺に分布する古い火山岩類を、飯縄火山の噴出物と区別し、古飯縄火山岩類と呼んだ。Suzuki (1965, 1966) は、地形学的研究に基づいて、飯縄火山体の形成に伴い、その荷重のために撓曲的沈下が起こったと考えた (第 5.11 図)。竹内 (1970) は、火山体全域を詳細に調査し、代表的噴出物のほとんどを地質図に示した。

早津 (1976)、Hayatsu (1976) は、火山体中心部を構成する地層の区分をより詳細に行い、竹内 (1970) がほとんどふれなかった各地層の層位関係と形成史について論じた。早津・新井 (1980, 1982) は、山麓に分布する降下テ

フラ層を仲介として、飯縄火山の活動年代や他火山の噴出物との層位関係について言及した。早津 (1985) は、飯縄火山のそれまでの研究を総括する形で、地質記載を行い、形成史を論じた。最近では、飯縄火山とその周辺の K-Ar 年代がいくつか測定され (早津ほか, 1994, 1996: 早津・河内, 1997), 活動年代がより明確になってきた。

これら形成史についての研究と併行して、Ishizaka *et al.* (1977), Yanagi and Ishizaka (1978), 長谷中ほか (1995) による岩石学的な研究も行われている。

5. 4. 2 活動史の概要

第 5. 3 表には、層序とともに、飯縄火山の形成史区分が示されている。このなかで、第 I 活動期は飯縄第 I 期火山岩類の形成に、第 II 活動期は飯縄第 II 期火山岩類の形成に、それぞれ対応する。また、第 I 休止期は上記 2 つの活動期に挟まれた、第 II 休止期は第 II 活動期終了後現在までの、活動の休止期ないし静穏期にあたる。

飯縄火山の活動は、早津 (1985) により、以下のようにまとめられている。最初の活動、すなわち第 I 活動期の活動は、今から約 34 万年前である。第 I 活動期の活動によって形成された火山体 (第 I 期火山体) は、現火山体とほぼ同位置に噴出中心をもつ成層火山体であったと考えられている。成層火山体の大規模な崩壊堆積物である

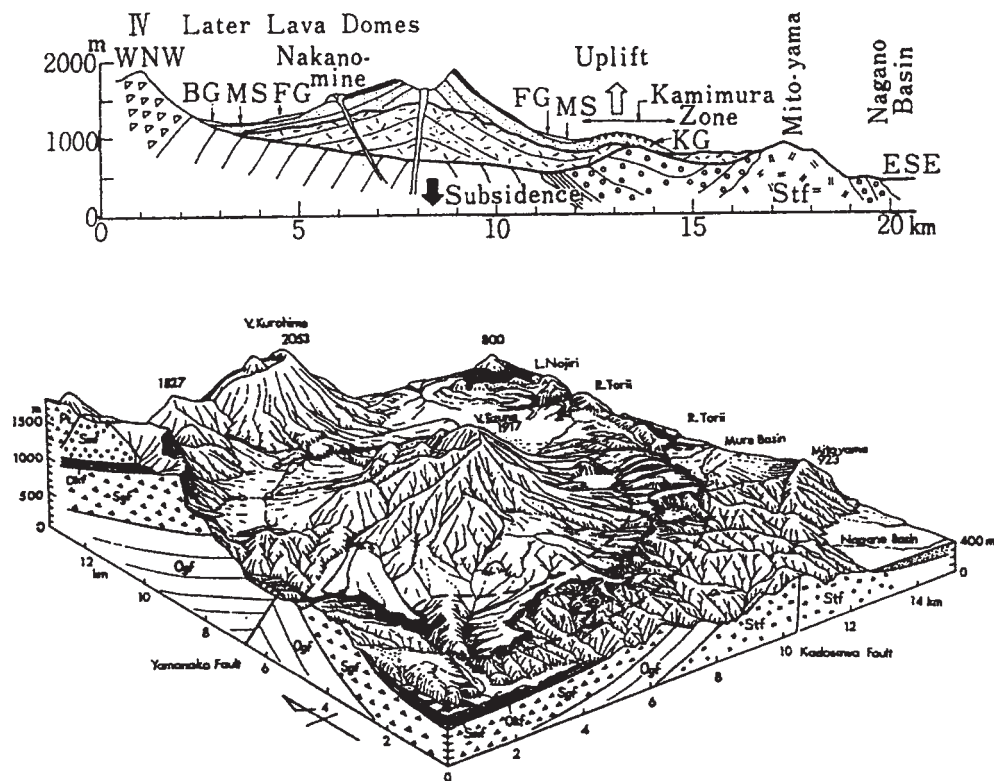
牟礼岩屑なだれの発生は、少なくとも第 II 活動期の飯縄溶岩層の形成初期以前であることが判明している。

第 I 活動期の後、火山活動は長い休み (第 I 休止期) に入る。この間に、火山体の開析が進み、最高点の標高が 2,000m 以下の、凹凸に富んだ山体に変わっていった。

やがて、この開析された第 I 期火山体を土台として、第 II 活動期の活動が開始される。第 II 活動期の活動の推移は、第 I 活動期のそれにくらべて、かなり明確に分かっており、火山形成史は、大きく成層火山期・カルデラ期・溶岩ドーム期の 3 期に分けて考えることができる。第 II 活動期の最初の活動が始まったのは、約 20 万年前であった。

成層火山期の前期 (第 1 期) は、玄武岩質マグマの活動によって代表され、多量の降下スコリアの放出と、間欠的になされる少量のうすい溶岩流の流出によって特徴づけられる。前半の活動を通して、飯縄玄武岩類に属する地層が形成され、なめらかな斜面を有する新たな火山体が誕生した。その後、火山活動は休止期をむかえ、東斜面に深い谷が形成された。

この休止期の間に、地下のマグマは輝石安山岩質へと変化し、やがてこの輝石安山岩質のマグマによって、成層火山期中期 (第 2 期) の活動が開始された。およそ 18 から 19 万年前のことである。溶岩流と火砕物質を交互に噴出することによって、火山体は急速に成長していっ



第 5. 11 図 飯縄火山の荷重沈下を示す地質断面図 (上) と鳥瞰図 (下) (Suzuki, 1965, 1966)
下図の点線で囲まれた範囲は、火山体の荷重沈下に伴って背斜的に隆起した地域。

第5.3表 飯縄火山の層序表

年代 (ka)	形成史区分		地 層 名			
			山 体	テ フ ラ 層		
	第 II 休 止 期			高山火山灰層 (TY)		
150	第 II 活 動 期	溶岩ドーム期	怪無山溶岩 高デッキ溶岩 天狗岳溶岩 1340m峰溶岩 富士見山溶岩 大頭山溶岩 念仏池溶岩	第 II 期 火 山 岩 類	上樽軽石層 (KT) 西山軽石層 (NY)	
			カルデラ期		越水岩屑なだれ堆積物	
		成層火山期	第3期		諸沢火砕流堆積物	
180			第2期		笠山溶岩 飯縄山溶岩層 飯縄火砕流堆積物	古間スコリア層 (FM)
190			第1期		飯縄玄武岩類	
200						
	第 I 休 止 期		牟礼岩屑なだれ堆積物			
340	第 I 活 動 期		第 I 期 火 山 岩 類			

Ka=1,000 年.

た。中期における一連の噴火時動によって、飯縄山溶岩層・飯縄火砕流堆積物・飯縄-古間スコリア層 (IZ-FM) が形成され、標高 2,400 から 2,500m に達する円錐形成層火山が出現した。火山体の山腹には、厚い溶岩流の末端崖がつくる階段状地形が発達し、前期火山体のなめらかな斜面とは、著しく様相を異にしていたことであろう。

輝石安山岩質マグマの噴出による円錐形成層火山の形成後、活動は再び休止期をむかえ、火山体には放射状の谷が刻まれていった。その間に、マグマは、角閃石輝石安山岩質に変化し、やがて、火砕流や降下火山灰として噴出される。これが、成層火山期後期 (第3期) の活動である。噴出された火砕流は、放射状谷にそって南西山麓に流下し、諸沢火砕流堆積物を形成した。

成層火山期の活動を通して形成された標高 2,500m 前後の円錐形火山体は、その後、山頂部が大崩壊を起こし、越水岩屑なだれとして、北西山麓へ流下した。その結果、山頂部には北西に開いた U 字形カルデラが、北西山麓には越水岩屑なだれ堆積物のつくる広大な平坦面が、それぞれ形成された。

カルデラの形成後、新たな火山活動が再開された。溶岩ドーム期の活動である。この時期の活動には、カルデラ形成以前の成層火山期の活動と、大きく異なった点が認められる。すなわち、成層火山期の活動は、一般に中央火口からの噴火の繰り返しであったのに対し、溶岩ドーム期の活動は、中央火口からではなく、火山体の西

(南南西)側半分の地域に新しく開いたいくつかの火口において、散発的になされるようになった。噴出されたマグマは、角閃石安山岩質からデイサイト質 (7火口) のものが多く、輝石安山岩質 (1火口) のものが伴われる。溶岩ドーム期の活動を通して、合計 7 個の溶岩ドームと 1 層の溶岩流が形成された。各溶岩ドーム相互の活動順序は、明確ではない。

溶岩ドーム期の年代は、怪無山溶岩の K-Ar 年代が約 15 万年前と測定されていること、この時期に噴出した上樽軽石層の年代が 15 から 13 万年前と推定されている (早津・新井, 1982; 鈴木, 2001) こと、及びテフラ層序に基づく、17 から 15 万年前ごろになると考えられる。

溶岩ドーム群の形成を最後に、飯縄火山第 II 活動期の活動は、急速に衰退していく。しかし、山麓のテフラ層の研究によると、その後、今から約 6 万年ほど前に、複数の噴火があったことが判明している。溶岩ドーム形成期までを第 II 活動期、それ以降今日までの活動の静穏期ないし活動停止を第 II 休止期とする。

成層火山期以後、溶岩ドーム期から第 II 休止期にかけて、火山体の浸食が進み、山麓には火山麓扇状地堆積物が広く堆積した。カルデラの一部には、おそらく溶岩ドームの形成に伴う堰き止め作用に関係して、一時的に小さな湖沼が形成され、カルデラ湖沼堆積物が堆積した。火山体のところどころには、かつての噴気孔の跡を認めることができる。しかし、噴気活動や高温の温泉の湧出

などは全く認めることができず、現在、火山活動は完全に停止状態にあると考えられる。

5. 4. 3 第 I 期火山岩類 (I1)

命名 新称. 早津 (1985) の古期火山岩類に対応.

模式地 飯縄火山のカルデラ内.

分布 飯縄火山のカルデラ内と、外輪山の北山腹及び南西山腹に露出する.

層序 外輪山南西山腹の笠山西方の谷及びカルデラ内の瑠璃山で、飯縄第II期火山岩類に属する飯縄玄武岩類に直接覆われる.

岩相 溶岩流と各種火砕堆積物の互層から構成されており、観察される限り、現火山体の中心部から外側へ傾斜する。カルデラ内の飯縄山から瑠璃山へ延びる尾根 (第 5. 12 図) の東半部には、尾根と同方向 (東-西) に延びる岩脈が産出する。早津 (1985) の瑠璃沢溶岩層・殿沢溶岩層・桂沢溶岩層などを含む。層厚は、200m 以上に達する。岩質は、角閃石しそ輝石安山岩が多い。

年代 $0.34 \pm 0.03\text{Ma}$ (桂沢溶岩層)、 $0.34 \pm 0.04\text{Ma}$ (瑠璃沢溶岩層) という 2 つの K-Ar 年代が報告されている (早津ほか, 1994)。

5. 4. 4 牟礼岩屑なだれ堆積物 (I2)

命名 早津 (1985) により牟礼岩屑流堆積物と命名されたが、その後、岩屑流が岩屑なだれとよばれることが一般的になったことに伴い、牟礼岩屑なだれ堆積物と改称された (河内ほか, 1995)。Kawachi and Hayatsu (1994) の Mure debris avalanche と同一堆積物で、鈴木 (1938)

の飯縄凝灰岩、斎藤ほか (1960) の飯綱火砕岩層、Suzuki (1965, 1966) の Mure tuff breccia member、竹内 (1970) の飯縄凝灰角礫岩層、赤羽ほか (1992) の鳥居川火砕岩層にほぼ相当する。

模式地 信濃町古間から牟礼にかけての鳥居川兩岸.

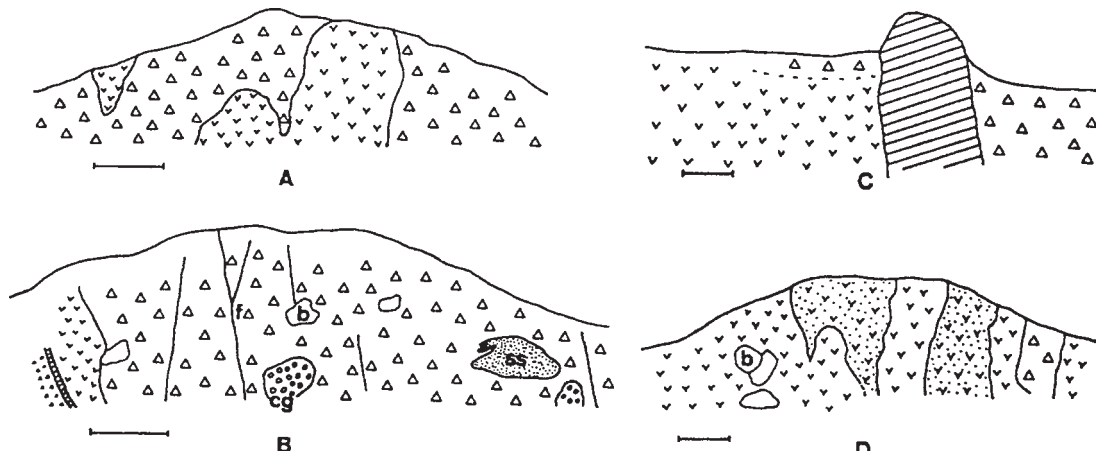
分布 東方山麓の古間から豊野町にかけての鳥居川流域を中心に広く分布する。現在、確実に分布の確認できる部分は約 5km^2 であるが、上位の地層に覆われていると推定される部分や、浸食によって失われたと見られる部分を合わせると、堆積時の分布面積は 100km^2 を越えると推算される。

層序 鳥居川下流域一帯で、基盤の猿丸層を不整合に覆い、分布状態から見て、飯縄火砕流堆積物の下位にある。また、鳥居川兩岸及びその支流域では、湖沼堆積物である豊野層 (豊野層団体研究グループ, 1977) や倉井層 (赤羽・富樫, 1992) に覆われる。

岩相 一般に粒径 2m 以下の角礫から亜角礫状の各種岩片とその間を埋める細粒物質とから構成され、無層理で分級は極めて悪い。層厚は、最大で約 100m に達する。岩片は、飯縄火山を構成する輝石安山岩・玄武岩・角閃石安山岩の岩片を主とし (輝石安山岩が圧倒的に多い)、基盤の岩片を伴う。しばしば、同一種の岩片が集まって、1つのブロックをなす (第 5. 13 図)。これらのブロックの大きさは、普通直径数 m 以下であることが多いが、 10m を越す場合も少なくなく、時に数 10m 以上に達する。大きなブロックでは、成層火山体を構成していた当時の火砕流堆積物・降下火砕堆積物・溶岩流の成層構造や、堆積岩の層理を保持しているものも認め



第 5. 12 図 瑠璃山より飯縄山の山頂部を望む
手前から後方へのびる尾根に沿って岩脈が産出する。



第5.13図 牟礼岩屑なだれ堆積物の産状（早津，1985）

A：牟礼村小玉，：豊野町豊野から上神代へ通ずる道路側壁，C：豊野町川谷西方，D：川谷北方，△：複数の岩石種からなる部分，V：単一の岩石種からなる火砕流堆積物のブロック，▲：降下スコリア層，斜線：溶岩様の部分，ss：砂岩のブロック，cg：礫岩のブロック，b：その他の巨岩片，f：断層，スケールは2m.

られる（第5.14図）．小露頭では，これらを一次堆積の火砕流堆積物・降下火砕堆積物・溶岩流・堆積岩と誤認する恐れもある．

牟礼岩屑なだれ堆積物の分布域には，直径数10mから数100m，比高数10m以下の小丘が散在する．これらのあるものは，同一種の岩片のみから構成されており，またあるものは，成層火山の構造を残した巨大ブロックからなる．したがって，これらの丘の多くは，“流れ山”であると考えられる（堆積後の差別浸食によって，より強調された形になっているものが多い）．

5. 4. 5 第II期火山岩類

5. 4. 5. 1 飯縄玄武岩類 (13)

命名 早津（1985）．

模式地 外輪山南東斜面の鳴岩西方の沢．

分布 飯縄山の南東斜面（模式地）及び南西斜面などの沢

にそって露出する．また，カルデラ内の瑠璃山（第5.15図）の山頂部を構成する．

層序 外輪山南西斜面・瑠璃山において飯縄第I期火山岩類（II）を覆い，模式地・外輪山南東斜面において飯縄山溶岩層に覆われる．

岩相 玄武岩質の降下スコリア堆積物，及び溶岩流と各種火砕堆積物の互層からなる．早津（1985）の黒滝スコリア層・西沢溶岩層・瑠璃山溶岩層などを含む．いずれも，現火山体の中心部から外側へ向かって傾斜する．模式地（黒滝スコリア層）では，厚い降下スコリア堆積物とそれに挟在する薄い（層厚1m以下）溶岩流からなり，全層厚は50m以上に達する．スコリア堆積物は，一般に粒径数cmから10数cm，ときに20～30cm大のよく発泡したスコリアからなり，無数のフォールユニットから構成されている（第5.16図）．1つのユニットは，数10cmから120cmの層厚を有する．外輪山南西斜面に



第5.14図 牟礼岩屑なだれ堆積物に含まれる成層火山体の構造を残した巨大ブロック（牟礼村袖之山北東）



第5.15図 東方から見た瑠璃山

分布するもの(西沢溶岩層)は、4層の溶岩流と火砕堆積物(火山弾・スコリアを主とする)の互層からなり、層厚は10m以上(下限不明)である。

岩質は玄武岩質で、一般に、斑晶として斜長石・かんらん石・普通輝石・鉄鉱物を含む。石基は、斜長石・単斜輝石・かんらん石・ガラス・鉄鉱物からなる。瑠璃山を構成するもの(瑠璃山溶岩層)は、しそ輝石斑晶を含む。年代 $0.18 \pm 0.07\text{Ma}$ (黒滝スコリア層)、 $0.22 \pm 0.07\text{Ma}$ (西沢溶岩層) という2つの K-Ar 年代が報告されている(早津ほか, 1994)。

5. 4. 5. 2 飯縄火砕流堆積物 (I4)

命名 早津(1985)、沢村(1960)の外輪山後期凝灰角礫岩、Suzuki(1965, 1966)の Iizuna proper strato-volcanic products の pyroclastics に、ほぼ一致する。

模式地 飯縄山東方山麓の飯縄東高原。

分布 飯縄火山の山麓一帯に広く分布する。特に南東から東山麓の牟礼村高坂西方地域において、好露出する。本層の火山体中心部への延長部は、溶岩流と互層し、飯縄山溶岩層の中に含まれる。

層序 模式地では、指標テフラ層である飯縄-古間スコリア層(IZ-FM)の上部に覆われる。また、東麓一帯で牟礼岩屑なだれ堆積物を覆い、東麓及び南西麓一帯で飯縄火山麓扇状地堆積物(I16)に覆われる。南西山麓の渦関川左岸道路側壁及び楠川右岸の柵小学校付近(第6.6図のボーリング資料)では、清水層に覆われる。

岩相 火山岩塊火山灰流タイプの火砕流堆積物を主とし、スコリア流堆積物を伴う。複数のフローユニットからなる堆積物で、最大層厚は約100mに達する。一般に粒径1m以下の岩片と、その間を埋める火山灰からなり、全体として暗灰色を呈することが多い(第5.17図)。岩片は、灰黒色から灰色(一部酸化により表面が赤褐色から紫灰色)、一般に多孔質で、いずれも輝石の斑晶を多

く含む。

本質岩片は、斑晶として、斜長石・しそ輝石・普通輝石・鉄鉱物を常に含み、ときにオパサイト化の進んだ褐色角閃石や、しそ輝石・鉄鉱物などの反応縁を有するかんらん石を伴う。石基は、一般にガラス質で、多量の褐色から淡褐色ガラスと斜長石・単斜輝石・しそ輝石・鉄鉱物・アパタイト・シリカ鉱物(孔隙中のトリディマイト)などからなる。

5. 4. 5. 3 飯縄山溶岩層 (I5)

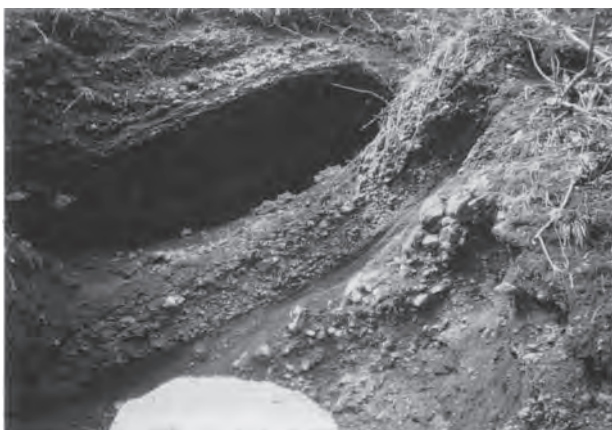
命名 早津(1985)、竹内(1970)の滝ノ沢溶岩・大久保溶岩・黒滝上部溶岩・飯縄溶岩などを含む。

模式地 霊仙寺山東斜面を刻む屏風沢上流。

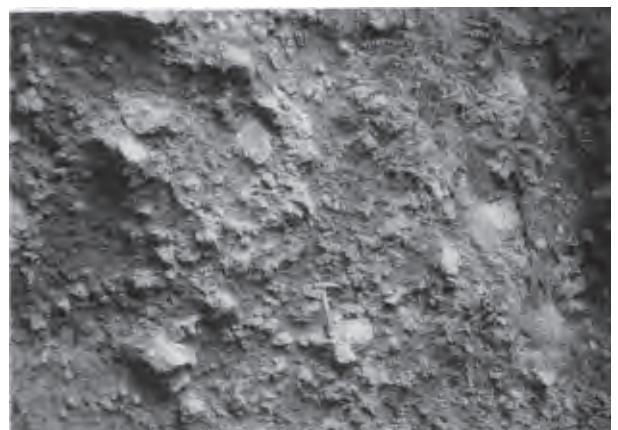
分布 外輪山外斜面一帯に広く分布する。飯縄火山体の中で、最大の分布面積と体積を有する。

層序 外輪山南東及び南西山腹の沢において飯縄玄武岩類(I3)を覆い、南西斜面において諸沢火砕流堆積物(I7)に覆われる。また、笠山溶岩・念仏池溶岩・天狗岳溶岩・高デッキ溶岩・怪無山溶岩・大頭山溶岩・富士見山溶岩との接触部は確認されていないが、分布状態及び地形(カルデラ形成との前後関係)から、これら溶岩流の下位にあることは確実と考えられる。

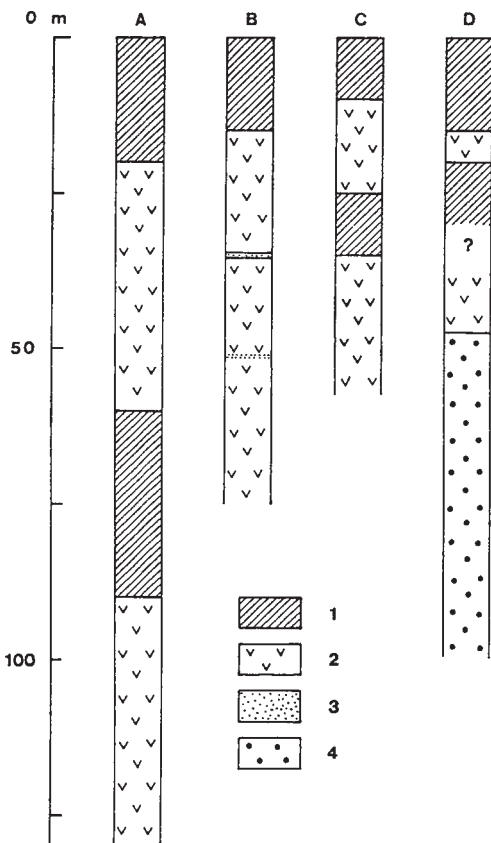
岩相 溶岩流と火砕堆積物の互層からなり(第5.18図)、全層厚は約200mに達する。火砕堆積物は、火砕流堆積物と降下火砕堆積物を含む。火砕流堆積物は、飯縄山溶岩層の最下部で特に厚い。模式地の屏風沢上流では、上位より、溶岩流(層厚20m)・火砕流堆積物(約40m)・溶岩流(30m)・火砕流堆積物(30m<)の順に重なる。溶岩流は、一部で板状節理を有するが、一般には不規則な大小の塊状の節理を有する。新鮮な部分では、一般に灰色から暗灰色、ときに青灰色を呈し、斜長石・輝石の斑晶がめだつ。まれにゼノリスを含むことがある。火砕流は、直径数10cm以下の亜角礫状の岩片と火山灰からなることが多いが、時に1m以上の岩片を含むことがある。



第5.16図 飯縄玄武岩類に属する降下スコリア層(鳴岩西方の沢)
写真の縦幅は約3m。



第5.17図 飯縄火砕流堆積物(南西山麓南原付近)



第5.18図 外輪山外斜面における飯縄溶岩層の柱状図 (早津, 1985)
 A: 屏風沢, B: 大沢, C: 滝ノ沢, D: 鳴岩西方の沢, 1: 飯縄山溶岩層の溶岩流, 2: 飯縄山溶岩層の火砕堆積物, 3: 火砕堆積物中の降下スコリア層, 4: 飯縄玄武岩類.

他の地域では、降下スコリアやスコリア流堆積物も認められる。東大沢では、層厚60m以上の厚い火砕流堆積物が産出し、そこでは、降下スコリア層を挟んで少なくとも3層に分けられる。飯縄山溶岩層に属する溶岩流は、広域にわたってよく類似した岩相を有するが、南西斜面の西沢左岸の尾根をつくる溶岩流は、斑晶がより細粒で、他のものと若干岩相を異にする。

溶岩流はいずれも、斑晶として、斜長石・しそ輝石・普通輝石・鉄鋳物を含み、時に少量のかんらん石を伴うことがある。石基は、斜長石・単斜輝石・しそ輝石・ガラス・鉄鋳物・アパタイト・シリカ鋳物(石英)からなる。火砕物質も、ガラスの量がより多いこと、まれにごく少量の角閃石斑晶を伴うことを除くと、溶岩流と酷似した鋳物組成を有する。

鏡下の性質 ガラスは、褐色から無色で、量は溶岩流によりまた同一溶岩流でも部分により変化に富む。ガラスの特に多い薄片を除き、しそ輝石は微粒単斜輝石の反応縁を有する。

年代 K-Ar年代として、 $0.19 \pm 0.01\text{Ma}$ (早津ほか, 1994), $0.18 \pm 0.03\text{Ma}$, $0.16 \pm 0.02\text{Ma}$ (同一試料についての2回の測定値) (早津・河内, 1997) が報告されている。

5.4.5.4 笠山溶岩 (I6)

命名 八木・八木 (1958).

模式地 笠山の南西山腹。

分布 笠山の溶岩ドームを構成する。

層序 接触部は未確認であるが、分布状態から見て、飯縄山溶岩層の上位にあることは確実である。

岩相 露出不良のため、内部構造の詳細は不明である。露出部分では、大まかな塊状の節理を有する。岩石は、灰色から暗灰色で、最大長径5cmに達する角閃石の巨晶を含むことによって特徴づけられる。

斑晶として、斜長石・しそ輝石・普通輝石・鉄鋳物を含み、まれに角閃石の巨晶を伴う。石基は、斜長石・単斜輝石・ガラス・しそ輝石・鉄鋳物からなる。

5.4.5.5 諸沢火砕流堆積物 (I7)

命名 早津 (1976).

模式地 外輪山南西山腹。

分布 外輪山の南西斜面から山麓にかけて分布する。

層序 南西斜面で、飯縄山溶岩層を覆う。確認される限り、外輪山を構成する最上位の噴出物である。

岩相 火山岩塊火山灰流タイプの火砕流堆積物である。一般に直径1m以下で、垂角礫状の岩片とその間を埋める火山灰からなる (第5.19図)。複数のフローユニットから構成され、全層厚は20m以上である。シルト質火山灰の薄層を挟む。分級は不良で、膠結度は中程度である。全体として、灰白色から淡紫灰色、粗鬆で、比較的大型の斜長石・角閃石斑晶がめだつ。急冷周縁相の発達した岩片が多く、パン皮状火山弾も含まれる。多数のゼノリス様包有物を含む。

本質岩片は、斑晶として、斜長石・しそ輝石・角閃石・かんらん石・鉄鋳物と、ごく少量の普通輝石を含む。石基は、極淡褐色ガラス・斜長石・しそ輝石・鉄鋳物からなり、少量の単斜輝石を伴う。

5.4.5.6 越水岩屑なだれ堆積物 (I8)

命名 早津(1985). 沢村(1960)の火山泥流層に相当する。

模式地 飯縄火山西山麓の戸隠村, 上楠川左岸地域。

分布 西山麓の越水ヶ原西方一帯に広く分布し、橋川上流左岸にそって好露出をなす (第5.20図)。越水ヶ原・戸隠牧場などでは、上位の地層に覆われて露出しない。

層序 模式地の楠川上流左岸において、基盤岩類を不整合に覆う。また、飯縄火山麓扇状地堆積物 (II6) の明らかに下位にある。越水岩屑なだれ堆積物は、飯縄山溶岩層の岩片を含むことから、飯縄山溶岩層の上位にあると推



第5.19図 諸沢火砕流堆積物（南西山腹の林道）
露頭の高さは約4m.

定される。さらに、堆積物中に高デッキ・天狗岳・怪無山などの後カルデラ丘を構成する岩片を含まないこと、これら後カルデラ丘の岩片を含む飯縄火山麓扇状地堆積物に覆われること、から考えて、後カルデラ丘噴出物の下位にあるものと推定される。

岩相 一般に粒径2m以下の岩片とその間を埋める細粒物質とから構成され、分級は極めて悪く、無層理である。層厚は、最大20m以上に達する。岩片は、角礫か



第5.20図 越水岩屑なだれ堆積物（西山麓の上楠川左岸）
露頭の高さは約50m.

ら亜角礫状を呈することが多く、しばしば同質の火砕岩や破砕された溶岩の集合体、及び著しく硫気変質を被った部分などが、それぞれ大小のブロックとして包有されている。また、成層構造を有する巨大岩塊（長径5～10m）も認められる。楠川流域では、基盤のつくる谷を埋積して堆積している様子を観察できる（沢村，1960）。

5. 4. 5. 7 念仏池溶岩 (I9)

命名 新称. 早津 (1985) の中ノ峰溶岩のうち、中ノ峰のピークを構成する部分を除いたものに相当する。

模式地 飯縄火山北西山麓念仏池南の溶岩流の末端崖。

分布 中ノ峰から北西方向に延びる尾根を構成して分布する。

層序 分布から推して、飯縄山溶岩層 (I5) 越水岩屑なだれ堆積物 (I8) の上位にあることは確実である。

岩相 長さ2km、幅500m、厚さ50mの溶岩流で、細長い舌状の尾根を形成している。溶岩堤防など溶岩流の原地形の保存状態はよい。露出は、周縁部の自破砕部分に限られており、そこでは大きな岩塊の集合よりなる。岩石は、一般に灰色から暗灰色、ときどき酸化により紫灰色を呈し、科長石・輝石の斑晶が散点する。

斑晶として、斜長石・しそ輝石・普通輝石・鉄鋳物を、石基として、斜長石・しそ輝石・単斜輝石・ガラス・鉄鋳物を含む。

5. 4. 5. 8 大頭山溶岩 (I10)

命名 早津 (1985)。大頭山は、Suzuki (1965, 1966) により、最初に溶岩ドームとして記載された。

模式地 大頭山南斜面。

分布 大頭山の溶岩ドームを構成する。

層序 分布状態から見て、飯縄火砕流堆積物 (I4) の上位にあることは確実である。

岩相 露頭を全く欠き、内部構造などの詳細は不明である。南及び西斜面にわずかに認められる転石から判断すると、大頭山は、全山同岩質の溶岩によって構成されているものと推定される。岩石は、灰白色から淡紫灰色を呈し、やや緻密で、角閃石と斜長石の斑晶が散在する。斑晶量は比較的少ない。富士見山溶に類似した岩質を有する。斑晶として、斜長石・角閃石・鉄鋳物・しそ輝石を、石基として、斜長石・ガラス・しそ輝石・鉄鋳物を含む。

5. 4. 5. 9 富士見山溶岩 (I11)

命名 八木・八木 (1958)。

模式地 戸隠村宝光社東方の富士見山 (1,157.8m) 北麓の男鹿沢。

分布 富士見山の溶岩ドームを構成する。

層序 分布状態から見て、飯縄山溶岩層 (I5) や飯縄火砕流堆積物 (I4) の上位にあるものと推定される。竹内

(1970)は、富士見山の西山麓において、本層が飯縄火砕流堆積物(竹内の飯綱凝灰角礫岩)の上位にあるのを観察できている。

岩相 良好な露頭は小範囲に限られており、内部構造などの詳細は不明である。一部で、板状に近い節理を有する。やや緑色味を帯びた灰色から紫灰色、時に赤褐色を呈し、緻密である。長径5mm以下の角閃石斑晶が散点する。斑晶量は全体に少ない。沢村(1960)によると、富士見山北東麓において、上下2枚の溶岩の間に、白色凝灰角礫岩・細粒礫岩・白色粘土層(炭化木を含む)が観察されたということである。

斑晶は、斜長石・角閃石・しそ輝石・鉄鋳物からなる。石基は、斜長石・ガラス・しそ輝石・鉄鋳物・アパタイトから構成されている。

5. 4. 5. 10 1,340m峰溶岩 (I12)

命名 早津(1976)。

模式地 飯縄火山北山腹の1,340m峰山頂部。

分布 飯縄火山北山腹の1,340m峰の溶岩ドームを構成する。

層序 飯縄第I期火山岩類の上位にある。

年代 $0.22 \pm 0.02\text{Ma}$ のK-Ar年代が報告されている(早津ほか, 1994)。

岩相 露出不良のため、内部構造は不明である。岩石は、一般に灰白色、または酸化により赤褐色を呈し、角閃石斑晶を多く含む。高デッキ溶岩流と同様の鋳物組成を有す

5. 4. 5. 11 天狗岳溶岩 (I13)

命名 早津(1976)により再定義。竹内(1970)の天狗岳溶岩のうち、天狗岳を構成する溶岩流に相当する。

模式露頭 天狗岳山頂部。

分布 天狗岳の溶岩ドームを構成する。

層序 分布及び地形から、飯縄山溶岩層(I5)の上位にあると考えられる。

岩相 露出不良のため、内部構造の詳細は不明である。大まかな方状の節理を有し、一部で流理構造が発達する(第5.21図)。酸化を被り、赤褐色から紫灰色を呈することが多いが、新鮮な部分では灰白色を示す。角閃石斑晶を多く含む。鋳物組成は、高デッキ溶岩流のものと一致する。

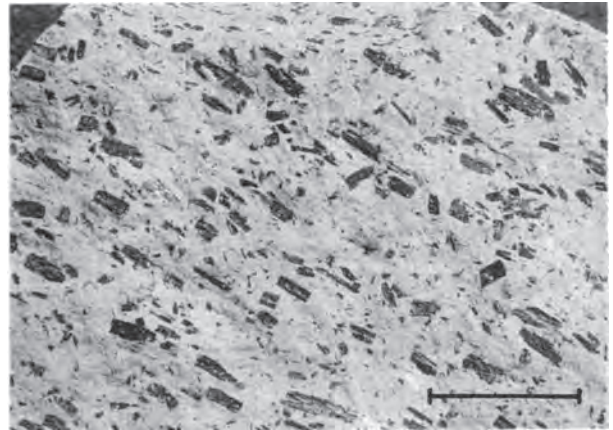
5. 4. 5. 12 高デッキ溶岩 (I14)

命名 早津(1976)により再定義。八木・八木(1958)の高デッキ溶岩のうち、高デッキ山を構成する溶岩に相当する。

模式地 高デッキ山の山頂部。

分布 高デッキの溶岩ドーム(第5.22図)を構成する。

層序 分布及び地形から、飯縄山溶岩層(I5)の上位にあ



第5.21図 流動方向に長軸を向けた天狗岳溶岩流の角閃石
スケールは2cm.

ることは疑いない。

岩相 露出不良のため、内部構造の詳細は不明である。一部で、不規則な形の節理を有する。岩石は、灰白色ないし酸化により赤褐色を呈する。比較的粗鬆で、角閃石斑晶を多量に含むことによって特徴づけられる。

斑晶として、斜長石・角閃石・アパタイト・鉄鋳物を含み、まれに角閃石の核として、融食されたしそ輝石が産出することもある。石基は、無色ガラスに富み、斜長石・しそ輝石・角閃石・鉄鋳物・アパタイト・珪酸鋳物を含む。

年代 K-Ar年代として $0.26 \pm 0.11\text{Ma}$ という値が報告されている(早津ほか, 1994)。

5. 4. 5. 13 怪無山溶岩 (I15)

命名 八木・八木(1958)の怪無溶岩による。

模式地 怪無山山頂部。

分布 怪無山の溶岩ドームを構成する。

層序 分布及び地形から見て、飯縄山溶岩層(I5)の上位にあることは確実である。



第5.22図 高デッキの溶岩ドーム

岩相 露出不良のため、内部構造は不明である。岩石は、一般に酸化を被り紫灰色から赤褐色を呈するものが多い。高デッキ・天狗岳・1,340m 峰の各溶岩に比べると、より緻密で暗色を呈し、角閃石は、より小型のものが多く量もやや少ない。

斑晶として、斜長石・角閃石・しそ輝石・鉄鋳物・アパタイトを含む。石基は、斜長石・しそ輝石・鉄鋳物・アパタイトを初生鋳物として含む。

年代 $0.14 \pm 0.05\text{Ma}$, $0.16 \pm 0.05\text{Ma}$ (同一試料の測定値) という K-Ar 年代を有する (早津・河内, 1997)。

5. 4. 6 飯縄火山カルデラ湖沼堆積物 (I16)

命名 新称。

模式地 大沢上流のカルデラ内。

分布 飯縄火山のカルデラ内 (第5.23図) に小分布をなす。

層序 分布状態から見て、飯縄山溶岩層 (I5) の上位にあり、高デッキ (I14)・天狗岳溶岩流 (I11) の岩片を含むことから、少なくとも一部は両溶岩流の上位にある。

岩相 火山灰質の砂層・シルト層を主とし、砂礫層を伴う。泥炭質の土壤層を挟む。ラミナが発達し岩相変化が激しい。高デッキ・天狗岳を構成する溶岩流の岩片を含む。最大層厚は10m以上に達する。露出地点は限られているが、十分な水深をもった湖沼の堆積物は、確認されていない。

5. 4. 7 池尻川岩屑なだれ堆積物 (Ik)

命名 野尻湖発掘調査団 (1975) の池尻川泥流による。石井・野尻湖地質グループ (1997) によって、岩相の再検討によって池尻川岩屑なだれ堆積物に名称変更された。

模式地 上水内郡信濃町六月。

分布 信濃町緑ヶ丘から向新田にかけての地域に分布する。

層厚 5m 以上。



第5.23図 飯縄火山カルデラ湖沼堆積物の分布する火口原

層序 下位層との関係は不明。上位は貫ノ木層に覆われる。

岩相 主に黄褐色砂質火山灰と各種の礫からなる基質と、輝石安山岩礫 (まれに角閃石安山岩) を主とする巨礫、炭化木片、堆積時の構造を保持した火砕流堆積物・水成層・泥炭層などのブロックから構成される (野尻湖発掘調査団, 1975; 野尻湖発掘調査団地質グループ, 1977; 石井・野尻湖地質グループ, 1997)。

対比 供給源は不明。

年代 本層の年代に関する資料は報告されていないが、上部更新統の貫ノ木層に整合に覆われることから、後期更新世の堆積物と推定される。

5. 5 黒姫火山

黒姫火山 (第5.24図) は、山頂部に北西に開いたU字形の小カルデラを有する複式成層火山である。カルデラの中には、1つの中央火口丘を擁する (第5.25図)。最高点は、外輪山の黒姫山 (2,053.4m) (第5.26図) で、東麓の平坦面との比高は、約1,200mに達する。火山体主要部の底面の半径約3.6km、薄い降下堆積物を除く噴出物の分布面積は約70km²、体積は約15km³である。

火山体は、溶岩流や種々の火砕堆積物によって構成されている。火砕流は、Cas and Wright (1987) の火山岩塊火山灰流に分類されるタイプのものが多いが、一部で軽石流を伴う。岩石は、輝石安山岩が圧倒的に多く、少量の玄武岩や角閃石・かんらん石・輝石安山岩を伴う。妙高・焼山で一般的に認められる優白色の角閃石デイサイトから珪長質な安山岩は、形成初期の噴出物に限り産出する。黒雲母斑晶を含む岩石は、全く産出しない。

黒姫火山を構成する地層は、形成時期の違いによって、黒姫第Ⅰ期火山岩類・黒姫第Ⅱ期火山岩類・黒姫第Ⅲ期火山岩類の3つに大別することができる。活動史は、3つの活動期と3つの活動休止期に大別される。活動の開始年代は約25万年前、最後のマグマ噴火は約4.3万年前である。噴火記録はなく、噴気活動も認められない。

なお、各地層の記載は、主に早津 (1985) に基づいて行う。

5. 5. 1 研究史

黒姫火山の地質についての研究報告は、妙高火山群の他の火山に比べると、極めて少ない。1970年以前には、山崎 (1895)、山田 (1934b)、八木・八木 (1958) など2・3報告が見られるのみである。その原因は、好露出に乏しいうえ、一面樹木に覆われ、地質調査を困難にしていることにあったと思われる。

山崎 (1895) は、妙高火山群についての調査の一環として、黒姫火山にもふれ、黒姫火山を二重式成層火山であ



第 5. 24 図 南側から眺めた黒姫火山全景

ると記述している。山田 (1934b) は、黒姫火山の地質区分を最初に試み、岩質の記載も行った。八木・八木 (1958) は、黒姫火山の噴出物を、外輪山・中央火口丘・寄生火山の 3 つに大別し、それぞれの細分と、地質・岩質の記載を行った。この研究によって、黒姫火山は、輝石安山岩を主体とした、構造の比較的簡単な火山であることが明らかにされた。

これら従来の研究では、いずれもこの火山の所々に見られる地形の高まりを、寄生火山であると認定するなどの混乱が見られ、詳しい層序や形成史の解明は、後の研究に残された。

1970 年代以降になると、火山体の徹底した野外調査による研究 (早津 1972 ; Hayatsu, 1976, 1977) や、山麓のテフラ層の研究 (早津・新井, 1980, 1982 など) が進



第 5. 25 図 北西の笹ヶ峰から見た黒姫火山
中央のピークが中央火口丘の小黒姫。



第 5. 26 図 黒姫火山最高峰の黒姫山（南方の稜線より）

み、噴出物の¹⁴C年代の測定（早津ほか，1980；野尻湖発掘調査団，1975など）と合わせて，黒姫火山の形成史が，時間軸の上で，詳しく論じられるようになってきた（早津，1985）。また，噴出物のK-Ar年代も報告されるようになり，活動年代がより詳しく判明しつつある（早津ほか，1994；早津・河内，1997）。その他，黒姫火山に関する研究報告には，野尻湖地質グループ（1990b）などがある。

黒姫火山の形成史についての研究と併行した形で，Ishizaka *et al.*（1977），Yanagi and Ishizaka（1978），Sakuyama（1981），長谷中ほか（1995）などによる岩石学的な研究も報告されている。

5. 5. 2 活動史の概略

黒姫火山の活動史は，7万年から10万年の活動の静穏期を挟んで，3の活動期に大別できる（第5.4表）。古い方から，第Ⅰ活動期（第Ⅰ期火山岩体に対応）・第Ⅱ活動期（第Ⅱ期火山岩体に対応）・第Ⅲ活動期（第Ⅲ期火山岩体に対応）と呼ぶ。また，第Ⅰ活動期と第Ⅱ活動期の間，第Ⅱ活動期と第Ⅲ活動期の間の活動の静穏期を，それぞれ第Ⅰ休止期，第Ⅱ休止期と呼ぶ（早津ほか，1994）。なお，早津（1985）では，ここでいう黒姫第Ⅰ期火山岩類（佐渡山火山岩類）を，佐渡山火山の噴出物として黒姫火山の噴出物とは区別して扱ったため，活動期の名称が本報告や早津ほか（1994）と異なっている。

第Ⅰ活動期は，第Ⅰ期火山岩体（佐渡山火山岩類）の形成に関わった活動の時期であり，今から約25万年前ごろである（早津ほか，1994）。第Ⅰ活動期を通じ，溶岩流の流出と火砕流や降下軽石・火山灰の噴出が交互に繰り返された。噴出されたマグマは，すべて珪長質な輝石角閃石安山岩質からデイサイト質で，鉱物・化学組成の幅が極めて小さいのが特徴である。噴出中心の位置については，噴出物の露出が少なく，構造の復元が不完全であるため，正確なことは不明である。しかし，噴出物の種類や分布などを考慮すると，基本的に一つの噴出中心をもった成層火山を形成したものと推定され，その中心は，現在の佐渡山の山頂（1,827.6m）と御巢鷹山（小黒姫，2,048m）の間，つまり，現在の黒姫火山体の中心（第Ⅱ・第Ⅲ活動期の噴出中心）よりやや西方にあったものと推定される。

第 5. 4 表 黒姫火山の層序表

年代 (ka)	形成史区分		地 層 名		
			山 体	テ フ ラ 層	
	第Ⅲ 休 止 期		駒爪岩屑なだれ堆積物		
43	第Ⅲ活動期	中央火口丘期	小黒姫溶岩 巢鷹山溶岩	第Ⅲ期火山岩類	
43		カルデラ期	なべわり川岩屑なだれ堆積物		
47		成層火山期	後 期		唐沢溶岩 長水溶岩
50			前 期		見返り坂溶岩 長原溶岩
55					牛臥山溶岩層
	第Ⅱ 休 止 期				
120-130	第Ⅱ活動期	第 3 期	高沢スコリア層 1559m峰溶岩層 天狗岩溶岩層 七曲り坂溶岩 一郎沢溶岩	第Ⅱ期火山岩類	
			第 2 期		
150			第 1 期		へそ山溶岩層
	第Ⅰ 休 止 期				
250	第Ⅰ 活 動 期		佐渡山火山岩類	第Ⅰ期火山岩類	

Ka=1,000年.

第Ⅰ活動期の間またはその後の第Ⅰ休止期に、山体の大規模な崩壊が起こり、岩屑なだれが発生した（早津の未公表資料による）。

第Ⅱ活動期は、第Ⅱ期火山岩類の形成に関わった活動の時期であり、噴出物の岩質に基づいて、さらに第Ⅰ期・第Ⅱ期・第Ⅲ期の3つの時期に細分できる。

第Ⅰ期は、玄武岩から苦鉄質安山岩のマグマの噴出によって代表される。その年代は、約15万年前（早津ほか、1994）と考えられる。本図幅内では、へそ山溶岩層がこの時期の噴出物にあたる。その後、マグマは輝石安山岩質に変化し、溶岩流や火砕物質として噴出されるようになった。これが第Ⅱ期の活動であるが、この時期の噴出物は、本図幅内には露出しない。続く第Ⅲ期の活動は、輝石安山岩マグマと角閃石・輝石安山岩マグマの活動によって代表され、溶岩流・火砕流・降下火砕物質として噴出された。一郎沢溶岩・七曲り坂溶岩層・高沢スコリア層などが、この時期の噴出物である。第Ⅲ期の末期に、火山体の大規模な崩壊があり、岩屑なだれが発生して、東方山麓へ流れ下った（早津の未公表資料による）。第Ⅲ期末の年代は、対応するテフラ層の年代などから約12～13万年前（早津ほか、1994）と考えられ、第Ⅱ活動期は、約15万年前から12～13万年前までの2から3万年間続いたことになる。この間に、一つの円錐形の成層火山体が形成されたものと見られる。

第Ⅱ活動期の活動終了後、黒姫火山は、7万年ほどにわたって、顕著な活動をしていない。この時期を、第Ⅱ休止期と呼ぶ。この期間に、第Ⅱ期火山体は開析が進み、最高地点の標高が2,000m（第Ⅱ期火山岩類の現在における分布の最高地点）ほどの凹凸に富んだ山体に変化していった。

次の新しい活動は、約5.5万年前に開始され（早津ほか、1994）、この活動以降、黒姫火山は第Ⅲ活動期に入る。第Ⅲ活動期は、カルデラの形成とその前後の3つの時期、すなわち成層火山期・カルデラ期・中央火口丘期に分けて考えることができる。

成層火山期は、活動したマグマの岩質の違いによって、さらに前期と後期の2つに細分できる。前期は、輝石安山岩質のマグマの活動によって代表される。溶岩流・火砕流・降下火砕物質などを、およそ5,000年間にわたって断続的に噴出して、開析された第Ⅱ期火山体をほとんど埋積する新火山体を形成した。牛臥山溶岩層・長原溶岩・見返り坂溶岩などが、この時期の噴出物である。牛臥山溶岩層は、いずれも多数の溶岩流・火砕流・降下火砕物質からなる多輪廻の噴出物で、量的には前期噴出物の大半を占める。前期の末に噴出した長原溶岩は、火口から南流した後、飯縄火山の山体にぶつかって東に向きを変え、さらに鳥居川にそって流下し、舌状にのびた幅約1.3kmの長原台地を形成した。

成層火山期の後期は、かんらん石と角閃石斑晶を含む

輝石安山岩質マグマの活動によって代表される。唐沢溶岩・長水溶岩が、この時期の噴出物である。唐沢溶岩と長水溶岩は、それぞれほぼ同じころの噴出物で、前者は南方へ後者は東方へ流下し、いずれも末端部に2段の舌状台地を出現させた。山麓に分布する黒姫-六月火山礫層（KH-RG）も、その層位と年代から見て、後期の噴出物であることは疑いない。成層火山形成期の活動を通じて、標高2,400から2,500mに達する整った円錐形の成層火山体が形成されたと推定される。

その後、今から約4.3万年前に、山頂部の約0.8から1km³の部分が崩壊を起こし、崩壊物は岩屑なだれとして、北西山麓へ流下した。この事件によって、山頂部には、2×1.5kmの北西に開いた馬蹄形のカルデラが形成された。成層火山期の活動が終了してから、次の中央火口丘の形成が始まるまでの、カルデラ形成を含む時期を、カルデラ期とする。カルデラの形成は、顕著な地形変化を伴うため、火山形成史の中では目立つエピソードではあるが、後述のように、時間軸の上では、次の中央火口丘期の活動と連続していた可能性もある。

続く中央火口丘期の活動は、カルデラの中央からやや西よりの地点に新たに開いた火口を通してなされた。この時期の噴出物には、巢鷹山溶岩・小黒姫溶岩などがある。マグマはいずれもかんらん石角閃石輝石安山岩質で、お互いに酷似している。中央火口丘期の年代は、約4.3万年前と考えられる。

中央火口丘の形成後、今日にいたるまで、黒姫火山が噴火をしたという証拠は、何も得られていない。少なくとも、溶岩流・火砕流・降下火砕物質などは全く見いだされておらず、現在噴気活動のようなものも認められない。したがって、中央火口丘の形成をもって、第Ⅲ活動期の主な活動は終了したものと考えられる。第Ⅲ活動期は、約5.5万年前から約4.3万年前（早津、1994）までの、約1.2万年間続いたことになる。今後、第Ⅳ活動期に対応するような火山活動が再開する可能性も否定できないので、それまでの間の時期を、便宜的に第Ⅲ休止期と呼んでおく。第Ⅲ休止期には、約1,000年前に、外輪山の崩壊により駒爪岩屑なだれが発生している。

以上のべてきた黒姫火山の発達史を整理すると、第Ⅰ活動期は約25万年前、第Ⅱ活動期は15万年前から12～13万年前までの2から3万年間、第Ⅲ活動期は5.5～4.3万年前までの1.2万年間となる。

5. 5. 3 第Ⅰ期火山岩類

5. 5. 3. 1 佐渡山火山岩類（K1）

命名 早津（1985）。

模式地 佐渡山北山麓。

分布 佐渡山の山体（第5.27図）を構成するほか、黒姫火山北麓の関川右岸とその支流域にも露出する。

層序 佐渡山西山麓の水沢川右岸で、基盤の第三系を不

整合に覆う。また、黒姫火山北山麓の西沢で、黒姫火山の山桑山溶岩層(妙高山図幅地域内)に覆われる。

岩相露出状態が極めて悪く、内部構造の詳細は不明であるが、全体として溶岩流と火砕堆積物の互層からなる。火砕堆積物は、火砕流・降下軽石・岩屑なだれなどの堆積物からなる。溶岩・火砕岩とも、新鮮な部分では灰白色からやや緑色味をおびた灰白色を呈するが、酸化により紫灰色から赤褐色を示すことも多い。岩石は、いずれも比較的多量の角閃石斑晶を含む珪長質な安山岩からデイサイトで、角閃石斑晶を欠く岩石は産出しない。

黒姫火山北山麓の西沢(妙高山図幅地域内)では、下位より、軽石流堆積物(層厚7m以上)・火山岩塊火山灰流タイプの火砕流堆積物(3m)岩屑なだれ堆積物(10m以上)の順に重なる。

溶岩・火砕岩ともに、斑晶は、一般に斜長石・角閃石・しそ輝石・普通輝石・鉄鉱物からなる。普通輝石を欠く岩石や、石英またはかんらん石を少量伴うものも認められる。石基は、一般に多量のガラスと、斜長石・しそ輝石・単斜輝石・鉄鉱物・アパタイト・シリカ鉱物を含むが、単斜輝石を欠く岩石も認められる。

年代 氷沢川右岸の溶岩流のK-Ar年代は、 $0.25 \pm 0.03\text{Ma}$ と報告されている(早津ほか, 1994)。

5. 5. 4 第II期火山岩類

5. 5. 4. 1 へそ山溶岩層(K2)

命名 早津(1972)。

模式地 黒姫火山東山腹のへそ山東斜面。

分布 へそ山の北側の谷右岸と南側の谷左岸に、小露出をなすのみで、詳細は不明であるが、へそ山の高まりをつくっているものと思われる。

層序 見返り坂溶岩(K10)・七曲り坂溶岩(K4)に、それぞれ覆われる。

岩相 確認される限り、東に傾斜する一層の溶岩流からなり、層厚は、20m以上に達するものと思われる。大まかで不規則な節理がみられる。淡紫灰色を呈し、緻密で、斜長石の斑晶がめだつ。



第5.27図 開析の進んだ佐渡山

斑晶は、斜長石・普通輝石・しそ輝石・かんらん石と、少量の鉄鉱物からなる。石基は、斜長石・単斜輝石・鉄鉱物・褐色ガラスと、少量のアパタイト・雲母を含む。

5. 5. 4. 2 一郎沢溶岩(K3)

命名 早津(1972)。

模式地 黒姫火山の外輪山北山腹の西沢谷頭部。

分布 黒姫火山外輪山北斜面の西沢谷頭部にのみ、小規模に露出する。

層序 西沢谷頭部において、牛臥山溶岩層(K8)に覆われる。

岩相 確認される限り1層の溶岩流からなり、最大層厚は30m以上である。等粒状(径約1mm)の斜長石が密集している中に、粗粒(0.5から1cm)の輝石の集斑状集合体が散在するという、特徴のある岩相を示し、全体として暗灰色から灰黒色を呈する。

斑晶は、斜長石・しそ輝石・普通輝石・鉄鉱物からなり、集斑状集合体が多く存在する。石基は、斜長石・しそ輝石・ガラス・鉄鉱物と、少量のアパタイト・シリカ鉱物(トリディマイト)からなる。

5. 5. 4. 3 七曲り坂溶岩(K4)

命名 早津(1972)。

模式地 黒姫火山外輪山の東山腹、大滝沢左岸。

分布 へそ山と大滝沢に挟まれた、東登山道を中心とする幅約500m、長さ約2.5kmの地域に分布し、大滝沢及びへそ山南側の沢に好露出をなす。

層序 大滝沢流域で長水溶岩(K11)に、カルデラ縁に近い東登山道にそう地域では見返り坂溶岩(K10)に、それぞれ覆われる。

岩相 模式地付近では層厚約50mで、大まかな柱状節理が発達する。灰色から青灰色を呈し、不ぞろいな粒径の斜長石と輝石が散在する。溶岩流の原地形の保存は、比較的良好。

斑晶として、斜長石・しそ輝石・普通輝石・鉄鉱物と、ごく少量のかんらん石・角閃石を含む。石基は、斜長石・しそ輝石・単斜輝石・鉄鉱物・ガラスと、微量のアパタイト・シリカ鉱物(トリディマイト)からなる。

5. 5. 4. 4 天狗岩溶岩層(K5)

命名 新称。

模式地 黒姫山南西の外輪山稜線。

分布 模式地の外輪山稜線部とカルデラ南東内壁の一部に露出する。

層序 模式地付近で、長原溶岩に覆われている。また、接触部は未確認であるが、分布から推して牛臥山溶岩層(K8)の下位にあることは確実である。

岩相 模式地付近では、少なくとも50m以上の層厚を有する溶岩流からなる。不規則な塊状の節理を有する。

確認した範囲では、全体が酸化を被り紫灰色を呈する。

斑晶として、斜長石・しそ輝石・普通輝石・鉄鉱物・かんらん石・角閃石・アパタイトを含む。石基は、斜長石・ガラス・しそ輝石・鉄鉱物・単斜輝石などからなる。

5. 5. 4. 5 1,559m 峰溶岩層 (K6)

命名 早津 (1985)。

模式地 へそ山北側の新蔵沢。

分布 黒姫火山外輪山の北東山腹の1,559m 峰を中心とする地域に小規模に分布する。

層序 不明。

岩相 層厚20m以上の1層の溶岩流からなるものと推定される。不規則な塊状の節理を有する。灰白色から淡青灰色を呈し、やや緻密で、細粒の斜長石と輝石がめだつ。斑晶は、斜長石・しそ輝石・普通輝石・かんらん石・鉄鉱物からなり、オパサイト化が著しく進んだ角閃石をごく少量伴う。石基は、斜長石・しそ輝石・鉄鉱物・単斜輝石・シリカ鉱物(石英)・アパタイトから構成されている。

5. 5. 4. 6 高沢スコリア層 (K7)

命名 早津 (1985)。

模式地 高沢集落の東方500mの道路側壁(妙高山図幅地域内)。

分布 高沢付近の関川右岸の急崖にそって、好露出をなす。他地域では、一般により上位のテフラ層によって覆われる。

層序 模式露頭において、高沢火砕流堆積物(早津, 1972)を直接覆う。

岩相 スコリア・火山礫・火山灰などの降下テフラ層(第5.28図)で、模式地では、全層厚約15m以上に達する。下半部は、一般にスコリア層と火山灰層との互層からなり、単層の厚さは薄く10~50cmのものが多い。上半部には、スコリア・火山灰のほかに、発泡の悪い火



第5.28図 高沢スコリア層(北東山麓の高沢, 妙高山図幅地域内)

山礫・火山岩塊が卓越し、粒径もより大きい。単層は数10cmから3mでより厚い。上・下部を通し、分級は一般に良好で、明瞭な成層構造を示す。スコリア及び火山礫には、安山岩質のもの玄武岩質のものが認められる。前者は、斑晶として、斜長石・しそ輝石・普通輝石・鉄鉱物を常に含み、少量のかんらん石または角閃石(時に両方)を伴うことがある。石基は、多量のガラスと、斜長石・しそ輝石・単斜輝石・鉄鉱物によって構成されている。後者は、斑晶として、斜長石・かんらん石・普通輝石・しそ輝石・鉄鉱物を含むが、しそ輝石を欠くものも存在する。石基には、多量のガラスと、斜長石・かんらん石・単斜輝石・鉄鉱物が認められ、斜方輝石を欠く。指標テフラ層である大鹿スコリア層グループ(OS)と同一層であり、玄武岩質のスコリア層は、妙高火山起源である(早津・新井, 1980)。

5. 5. 5 第III期火山岩類

5. 5. 5. 1 牛臥山溶岩層 (K8)

命名 再定義。早津(1985)の牛臥山溶岩層と古池溶岩層を合わせたものに相当する。

模式地 黒姫火山外輪山の北斜面。

分布 外輪山外斜面一帯に広く分布する。火山体で最も広い分布を有する。

層序 西沢谷頭部において一郎沢溶岩流(K3)を、また、駒ヶ滝上流(ともに妙高図幅地域内)で駒ヶ滝溶岩層と関川溶岩層(早津, 1985)をそれぞれ覆う。

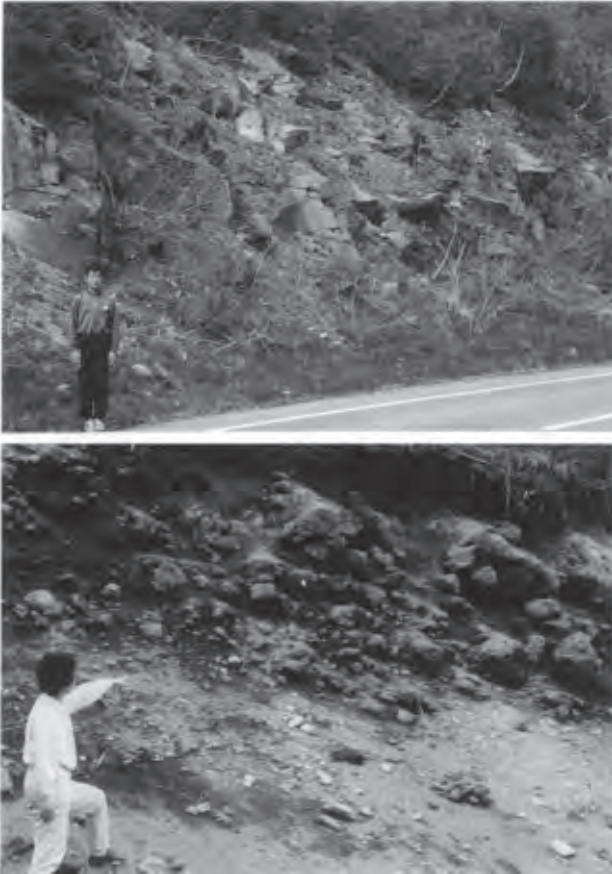
岩相 溶岩流・火砕流堆積物・降下スコリア堆積物などを含み(第5.29図)、全体の層厚は、少なくとも100m以上に達する。溶岩流は、いずれも青灰色から暗灰色を呈し、斜長石と比較的粗粒の輝石の斑晶が散在しており、溶岩流ごとの岩相・岩質の変異は、極めて小さい。1つの露頭で確認できる溶岩流の数は、1から3層であるが、全体では、少なくとも10層以上の溶岩流を含んでいるものと推定される。火砕堆積物は、降下スコリアと火砕流堆積物が主体をなす。火砕流堆積物は、一般に灰黒色から暗灰色を呈する多孔質でガラス質の岩片と火山灰から構成されている。分級・膠結の程度ともに悪い。指標テフラ層の黒姫-大平スコリア層(KH-OD)(早津・新井, 1980)の一部と指交関係にある。

溶岩・本質火砕物質ともに、斑晶として、斜長石・しそ輝石・普通輝石・鉄鉱物を常に含み、まれに、かんらん石を伴う。石基は、斜長石・単斜輝石・しそ輝石・鉄鉱物・ガラス・アパタイト・シリカ鉱物(トリディマイト)からなる。

5. 5. 5. 2 長原溶岩 (K9)

命名 八木・八木(1958)が命名し、早津(1972)により再定義された。

模式地 鳥居川第一発電所と第二発電所のほぼ中間の鳥



第 5.29 図 牛臥山溶岩層
上：溶岩流（古池南方），下：火砕流堆積物（黒姫火山北山腹の林道）。

居川左岸地域。

分布 黒姫山南西の外輪山稜線から、南斜面を下り南東山麓まで、舌状に分布する。1層の溶岩流としては、黒姫火山で最も広い分布（約6km²）を示す。

層序 分布状態から見て、牛臥山溶岩層（K8）の上位にあることは確実である。長原台地上では、長原溶岩との間に褐色火山灰土を挟んで、指標テフラ層の黒姫-六月火山礫層（KH-RG）（早津・新井，1980）が普遍的に分布する。また、一部では、溶岩流に直接接して、黒姫-大平スコリア層（KH-OD）（早津・新井，1980）の最上部が重なる。

岩相 原地形がよく保存された1層の溶岩流からなり、末端部で、みごとな舌状の台地を形成する。層厚は、山麓部で約50m、山腹の急斜面で5～10mである。多くの部分では不規則な塊状の節理を有するが、部分的に板状の節理が発達する（第5.30図）。灰黒色から暗灰色で、ガラス光沢を示し、斑晶はあまり目立たない。

斑晶は、斜長石・しそ輝石・普通輝石・鉄鉱物から、石基は、斜長石・無色ガラス・単斜輝石・しそ輝石・鉄鉱物・アパタイト・シリカ鉱物（トリディマイト）から、それぞれ構成されている。



第 5.30 図 長原溶岩流の板状節理（鳥居川左岸）

5.5.5.3 見返り坂溶岩（K10）

命名 早津（1972）。

模式地 ヘそ山北側の新蔵沢。

分布 ヘそ山と1,559m峰に挟まれた、見返り坂を含む新蔵沢流域に分布する。

層序 東登山道の七曲り坂より上方地域で、七曲り坂溶岩を（K4）覆う。また、信濃町黒姫高原スキー場内では、見返り坂溶岩に接してその上位に、時間間隙を示す土壤などを挟まずに、黒姫-大平スコリア層（KH-OD）（早津・新井，1980）の最上部にあたる中粒火山灰層（層厚30cm）とスコリア層（20～30cm）が重なる（第5.31図）。

岩相 最大層厚約30mの1層の溶岩流からなり、末端部では、明瞭な舌状の台地を形成する。灰黒色から暗灰色で、ガラス光沢を有し、斑晶は目立たない。岩相は、長原溶岩のそれと酷似する。鉱物組成は、長原溶岩とまったく同様である。

5.5.5.4 長水溶岩（K11）

命名 早津（1972）。

模式地 長水の集落から約1.5km西方の溶岩流末端部。

分布 黒姫火山外輪山東斜面の薬研沢と大滝沢に挟まれた外輪山東斜面に分布する。

層序 大滝沢で七曲り坂溶岩（K4）を覆う。また、下段の舌状台地では、溶岩流の上位に、褐色火山灰土を挟んで、

少なくとも妙高-兼俣火山灰層 (MK-KM) (早津・新井, 1980) がのっている。

岩相 原地形は比較的よく保存され, 末端部付近では, 明瞭な2段の舌状台地を形成する。この地形から見て, 最大層厚30~50mの2層の溶岩流から構成されているものと考えられる。一般に, 大まかな塊状の節理を有する。酸化を被っている場合が多いが, 新鮮な部分では, 青灰色を呈し, 比較的粗鬆で, 最大2.5cmの大型の角閃石が散点する。

斑晶は, 斜長石・しそ輝石・普通輝石・鉄鋳物・角閃石・かんらん石から, 石基は, 斜長石・しそ輝石・単斜輝石・鉄鋳物・ガラス・アパタイト・シリカ鋳物 (トリディマイト) から, それぞれ構成されている。

5. 5. 5. 5 唐沢溶岩 (K12)

命名 八木・八木 (1958)。

模式地 黒姫火山の南方山麓, 鳥居川第三発電所付近の道路側壁。

分布 黒姫火山の南方山麓では, 唐沢とニツ沢とにはほぼ挟まれた地域に分布し, 外輪山の稜線近くまで分布を確認できる。

層序 分布から見て, 牛臥山溶岩層 (K8) の確実に上位にある。

岩相 末端部付近では, 2段の舌状台地を形成しており, 少なくとも2層に大別できる。各層とも, 末端部で層厚40~50mに達し, 一般に大まかな塊状の節理, 一部で板状節理を有する。青灰色を呈し, 比較的粗鬆で, 大型 (最大2cm) の角閃石が散点する。一部で火砕物質を伴うが, 詳細は不明である。

斑晶として, 斜長石・しそ輝石・普通輝石・角閃石・鉄鋳物・かんらん石を含む。石基は, 斜長石・しそ輝石・単斜輝石・鉄鋳物・ガラス・アパタイト・シリカ鋳物 (トリディマイト) からなる。



第5.31図 見返り坂溶岩流とそれを覆う黒姫-大平スコリア層の上部 (ハンマー部分)

5. 5. 5. 6 なべわり川岩屑なだれ堆積物 (K13)

命名 早津 (1972)。

模式地 黒姫火山の北西山麓のなべわり川流域。

分布 関川四ノ滝 (妙高山図幅地域内) 上流から氷沢川流域を含む, 北西山麓一帯に広く分布する。分布面積は約10km²と推算される。

層序 分布状態から見て, 牛臥山溶岩層 (K8) の上位, 巢鷹山溶岩 (K14) の下位にあることは確実である。堆積面上には, 妙高-関山スコリア層 (MK-SY) (早津・新井, 1980)・始良Tnテフラ層 (AT) (町田・新井, 1976) を含むローム層が重なる。

岩相 一般に, 角礫から亜角礫状の岩片と火山灰から構成され, 淘汰は悪い (第5.32図)。岩片は粒径1m以下が多く, 最大7mである。細粒物質は比較的少なく, 膠結の程度はよくない。岩片の大半は, 黒姫火山第II活動期と第III活動期成層火山期の噴出物の岩片であるが, 第I活動期の噴出物の岩片 (佐渡山火山岩類) と基盤の新第三系の岩片も, 少量認められる。層厚は, 最大で約100mに達する。

年代 今回, 信濃町佐渡山北西山麓氷沢川右岸 (地質図の地点2) のなべわり川岩屑なだれ堆積物中から採取された木片のAMS ¹⁴C年代がBeta Analytic Dating Laboratoryによって測定され, 43,980 ± 1,050 Y. B. P. (Beta-145390) という測定値が得られた。

5. 5. 5. 7 巢鷹山溶岩 (K14)

命名 早津 (1972)。

模式地 黒姫火山の北西山麓巢鷹山の北側急崖。

分布 黒姫火山の北西山麓に分布し, 巢鷹山などの舌状台地を構成する。台地周縁部の急崖及び林道切り割りに好露出をなす。

層序 分布状態と地形から推して, なべわり川岩屑なだれ堆積物 (K13) の上位, 小黒姫溶岩 (K15) の下位にあるこ



第5.32図 なべわり川岩屑なだれ堆積物 (氷沢川右岸) 同じ種類の岩片のみからなる脆い集合物のブロックを多数含む。

とは確実である。

岩相 原地形はよく保たれており、3層のフローユニットが識別できる。いずれも末端部において、約50mの層厚を有し、幅約750mの明瞭な舌状台地を形成している。溶岩流の表面には、溶岩じわが認められる。一般に大きな塊状の節理を有する。灰色から青灰色を呈し、角閃石の比較的大きな斑晶が点在する。

3層とも岩質は酷似する。斑晶は、斜長石・しそ輝石・普通輝石・鉄鋳物・角閃石・かんらん石からなる。石基は、斜長石・しそ輝石・鉄鋳物・単斜輝石・ガラス(淡褐色)・アパタイト・シリカ鋳物(トリディマイト)・雲母から構成されている。

5. 5. 5. 8 小黒姫溶岩 (K15)

命名 早津 (1972)。

模式地 黒姫火山北西山麓の巢鷹山南方。

分布 中央火口丘の小黒姫(第5.33図)及びその北西斜面に分布する。

層序 分布状態から見て、巢鷹山溶岩の上位にある。また、指標テフラ層である妙高-関山スコリア層(MK-SY)(早津・新井, 1980)に覆われる。

岩相 原地形は極めてよく保存されている。北西の末端部付近では、幅200~300mの細長い溶岩が10層近く識別でき、その一部は、中央火口丘の山頂近くまで追跡される。溶岩流の一部には、溶岩じわが鮮明に認められる。岩石は、灰色を呈し、角閃石が点在する。巢鷹山溶岩と酷似した岩相を有し、岩相上、両者を識別することは困難である。

斑晶として、斜長石・しそ輝石・普通輝石・かんらん石・鉄鋳物・角閃石を含む。石基は、斜長石・しそ輝石・鉄鋳物・単斜輝石・ガラス・アパタイト・シリカ鋳物(トリディマイト)・雲母からなる。

5. 5. 6 駒爪岩屑なだれ堆積物 (K16)

命名 早津 (1972)。



第5.33図 中央火口丘の小黒姫(外輪山の南東稜線より)

模式地 黒姫火山の北東山麓の駒爪。

分布 駒爪を含む約2.5km²の地域一帯に分布する。

層序 堆積面上には、ローム層を欠く。黒土層を挟んで、妙高-大田切川火山灰層(MK-OT)(早津・新井, 1985)に覆われる。上山桑遺跡(長野県史刊行会, 1981)では、縄文時代早期遺物包含層を含む黒土層の下部にある。

岩相 最大層厚10m以上の1層の堆積物で、角礫から亜角礫状の岩片(最大粒径3m)と比較的粘土化の進んだ黄褐色の細粒物質からなり、淘汰は悪い(第5.34図)。岩片は、すべて外輪山構成岩の岩片である。同一岩質の岩片の脆い集合体からなるブロックを多く含み、成層したローム層のブロックもしばしば認められる。流れ山地形は、明瞭ではない。

年代 堆積物中の木片の¹⁴C年代が、8,810 ± 140 Y. B. P. (I-17, 889)と報告されている(早津, 1995)。

5. 5. 7 黒姫火山カルデラ湖沼堆積物 (K17)

命名 新称。

模式地 黒姫火山のカルデラ内。

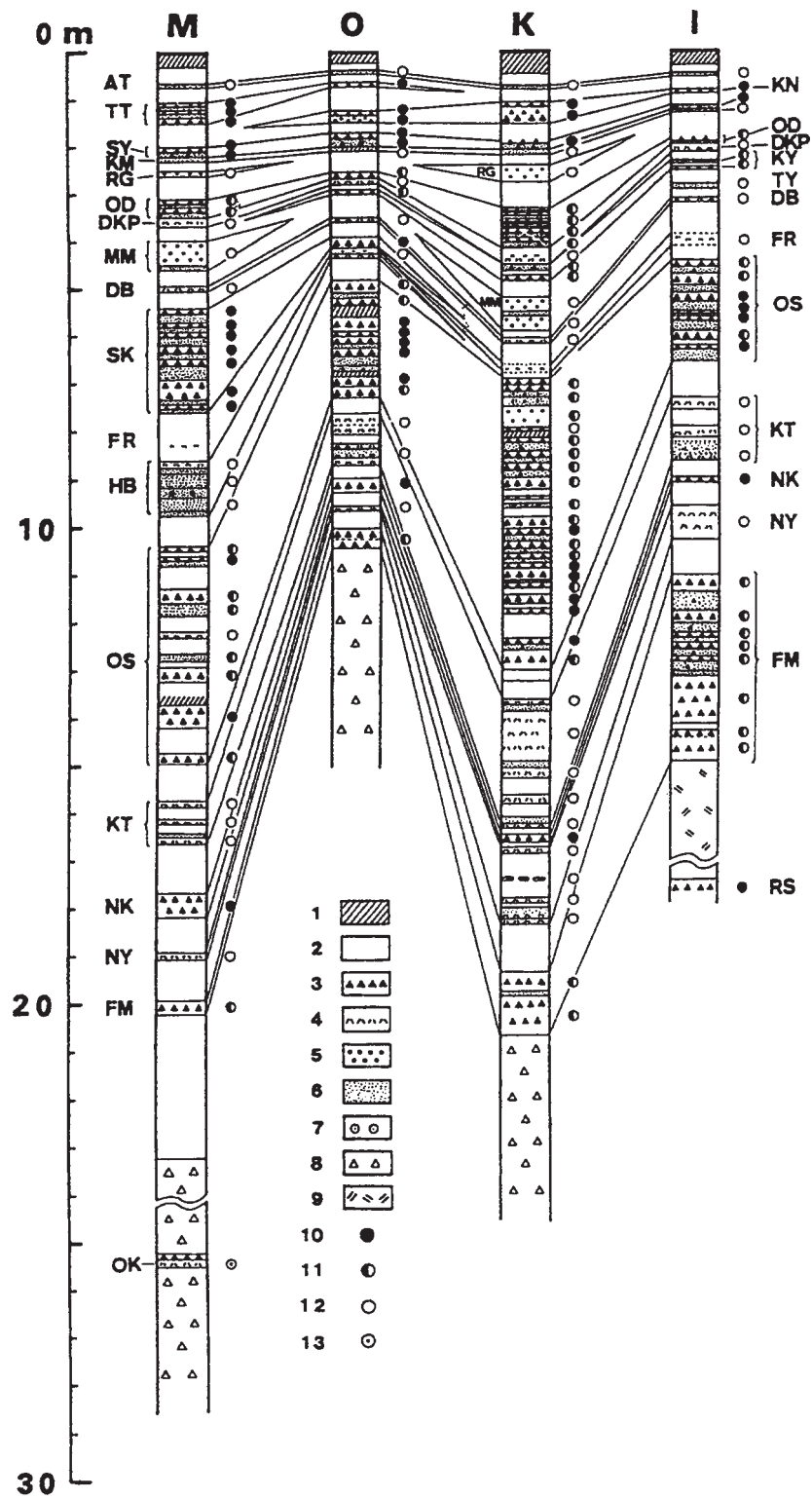
分布 カルデラ内の七ツ池・大池を含む火口原(第5.35



第5.34図 駒爪岩屑なだれ堆積物(北東山麓の駒爪)



第5.35図 黒姫火山カルデラ湖沼堆積物の分布する火口原



第5.36図 妙高火山群地域における信越テフラ層の模式柱状図（早津，1985）

M：妙高火山東麓地域，K：黒姫火山東麓地域，I：飯縄火山東麓地域，O：妙高地域と黒姫地域の境界付近（飯山市沼地周辺），〔凡例〕1：黒色腐植土層，2：褐色風化火山灰層，3：スコリア層，4：軽石層，5：火山礫層，6：火山灰層，7：火山豆石，8：泥流・岩屑なだれ堆積物，9：火砕流堆積物，10：玄武岩質，11：安山岩質，12：デイサイト質，13：流紋岩質．テフラの記号については，本文及び早津・新井（1985）参照．

図)に分布する。

岩相 露出が悪く詳細は不明である。上部は、泥炭質土壌層や薄いシルト層などの湿原性の堆積物からなる。

5. 6 テフラ層 (Lm)

飯縄山、黒姫山、妙高山の火山列の東側にはテフラ層が認められ、信越テフラ層をはじめ多数が提唱されている。本図幅地域に分布するテフラ層は東部を中心に広く分布するが、基盤の地層の分布を示すために基本的に地質図には表現していない。例外として、信濃町伊勢見山付近ではテフラ層が厚く堆積して基盤の地層分布状況が不明なため、地質図上に表示した。

5. 6. 1 信越テフラ層

命名 早津・新井 (1985)。

模式地 黒姫火山東麓の野尻湖周辺。

分布 妙高火山群の山麓地域から東方の信濃川流域までを含む広域に分布する。信越テフラ層の分布域は、妙高火山群テフラ地域と呼ばれる (早津・新井, 1980)。

岩相 主に妙高火山群を構成する諸火山 (戸隠及び妙高山図幅地域内) と高社火山 (中野図幅地域内) を給源とする軽石層・スコリア層・火山礫層・火山灰層、及びそれらの間に挟まれる火山灰土壌層から構成され、全層厚は20～30mに達する (第5. 36, 第5. 37図)。量的には限られているが、妙高火山群以外の火山、たとえば阿蘇・鬼界カルデラ・始良カルデラ・大山・立山・御岳などの諸火山から飛来したテフラ層も挟在する。最下部の一部を除き、それぞれのテフラ層の給源が特定されており、火山体との対比がなされている (早津・新井, 1980, 1982, 1985 など)。

5. 6. 2 その他のテフラ層

火山灰土壌のうち、更新世のものは一般に褐色を呈し、



第5. 37図 模式地における降下テフラ層 (野尻湖西岸の大平)

粘土化が進んでおり、赤土層・ローム層などとも呼ばれる。

本図幅地域を含む飯縄山、黒姫山、妙高山の東側の丘陵地における中～後期更新世のテフラ層及び火山灰土壌は、前章で記述した信越テフラ層の他に、次に示す地層が報告されている。長野市髻山周辺では、飯縄ローム層 (鈴木, 1938)、飯縄火山灰層、野尻火山灰層 (Saito, 1962a)、古期ローム、新期ローム (豊野層団研究グループ, 1969)、三水ローム層、バイオタイトローム層、赤塩ローム層 (花岡・豊野層団研究グループ, 1985)、北信ローム層 (赤羽ほか, 1992) などの報告がある。信濃町古間から野尻湖にかけての地域では、信濃町ローム層 (中村, 1981)、神山ローム層、野尻ローム層、柏原黒色火山灰層 (野尻湖発掘調査団, 1975)、古期火山灰、中期火山灰、新期火山灰 (豊野層団研究グループ, 1972) などの報告がある。

このように近接している地域にもかかわらず、多くの局所的な層序が提唱されている。赤羽ほか (1992) は、長野盆地以西の丘陵地に分布するテフラ層及び火山灰土壌を統括してして、北信ローム層としてまとめた。しかしながら、赤羽ほか (1992) の北信ローム層に含められたテフラ層は十分な記載がなされていないものもあり、既存の層序間の有機的な摺り合わせは十分になされていない。本論では主要なテフラ層の層序及び岩相等の概略を紹介するにとどめる。なお、上記のテフラ層のうち、飯縄ローム層、飯縄火山灰層、野尻火山灰層、古期ローム、新期ローム、古期火山灰、中期火山灰、新期火山灰などは、区分及び記載が概略的であるため省く。

北信ローム層 (赤羽ほか, 1992) : 赤羽ほか (1992) は、長野盆地以西の丘陵地に分布するテフラ層を北信ローム層としてまとめ、その層序を下位より三水ローム層、バイオタイトローム層、赤塩ローム層、神山ローム層、野尻ローム層に区分した。なお、Saito (1962a) の飯縄火山灰層、野尻火山灰層や豊野層団研究グループ (1969) の古期ローム、新期ロームは、北信ローム層に相当するとされる。

三水ローム層 (花岡・豊野層団研究グループ, 1985) : 中期更新世。I, II, III に細分される。泥流堆積物、暗灰色火山灰、粗粒火山灰、軽石質火山灰などからなる。風化帯は赤褐色を示す。花岡・豊野層団研究グループ (1985) では、分布などの基礎情報の記述はなされていない。

バイオタイトローム層 (花岡・豊野層団研究グループ, 1985) : 中期更新世。暗灰色の風化火山灰からなる。松本盆地団研究グループ (1972) のクリスタルアッシュに対比される。花岡・豊野層団研究グループ (1985) では、分布などの基礎情報の記述はなされていない。

赤塩ローム層 (花岡・豊野層団研究グループ, 1985) : 中期更新世。火山角礫、軽石質火山灰などからなる。下

部，中部，上部に区分され，さらにそれぞれが I，II，III に細分される．花岡・豊野層団研究グループ (1985) では，分布などの基礎情報の記述はなされていない．

信濃町ローム層 (中村, 1981) : 中期更新世．以下，野尻湖発掘調査団編著 (1997) に基づき，記述する．模式地は信濃町本道から古海 (妙高山図幅地域内) 付近．下部，中部，上部に区分される．信濃町ローム層下部は，主に，褐色風化火山灰からなり，軽石層，スコリア層及び火山灰層を挟む．主要な噴出源は，飯縄火山．層厚 5.6m．信濃町ローム中部の岩相は，下部と類似する．主要な噴出源は，飯縄火山と黒姫火山．層厚 6.2m．信濃町ローム層上部は，主にスコリア，ラピリ，粗粒火山灰からなる．主要な噴出源は黒姫火山．層厚 13.4m．

神山ローム層 (野尻湖発掘調査団, 1975) : 貫ノ木層と同時異相．後期更新世．以下，赤羽 (1996) に基づいて，記述する．褐色風化火山灰層．層厚約 5m．下部，上部に細分される．さらに，下部は I，II，III，上部は I，II，III に区分される．下部神山ローム層 II には広域火山灰の

Aso-4 が挟まれる．

野尻ローム層 (野尻湖発掘調査団, 1975) : 模式地は信濃町貫ノ木．野尻湖層と同時異相．後期更新世．以下，赤羽 (1996) に基づいて，記述する．褐色風化火山灰層．層厚は 5 から 6m．下部，中部，上部に細分される．さらに，下部は I，II，III，中部は I，II，III，上部は I，II に区分される．下部野尻ローム層は，黒姫火山起源のスコリア，細粒火山灰，火山礫などからなる．下部野尻ローム層 I には，広域火山灰の DKP が挟まれる．中部野尻ローム層は，黒姫火山起源のスコリア及び火山礫からなる．上部野尻ローム層は，明褐色を呈する風化火山灰層である．上部野尻ローム層 II には，広域火山灰層の AT が挟まれる．

柏原黒色火山灰層 (野尻湖発掘調査団, 1975) : 模式地は信濃町貫ノ木．後期更新世最末期から完新世．以下，赤羽 (1996) に基づいて，記述する．黒色の軟質火山灰層．層厚約 1m．主に妙高火山起源の火山灰からなる．広域火山灰層の K-Ah が挟まれる．

(長森英明・早津賢二)

6.1 研究史及び概要

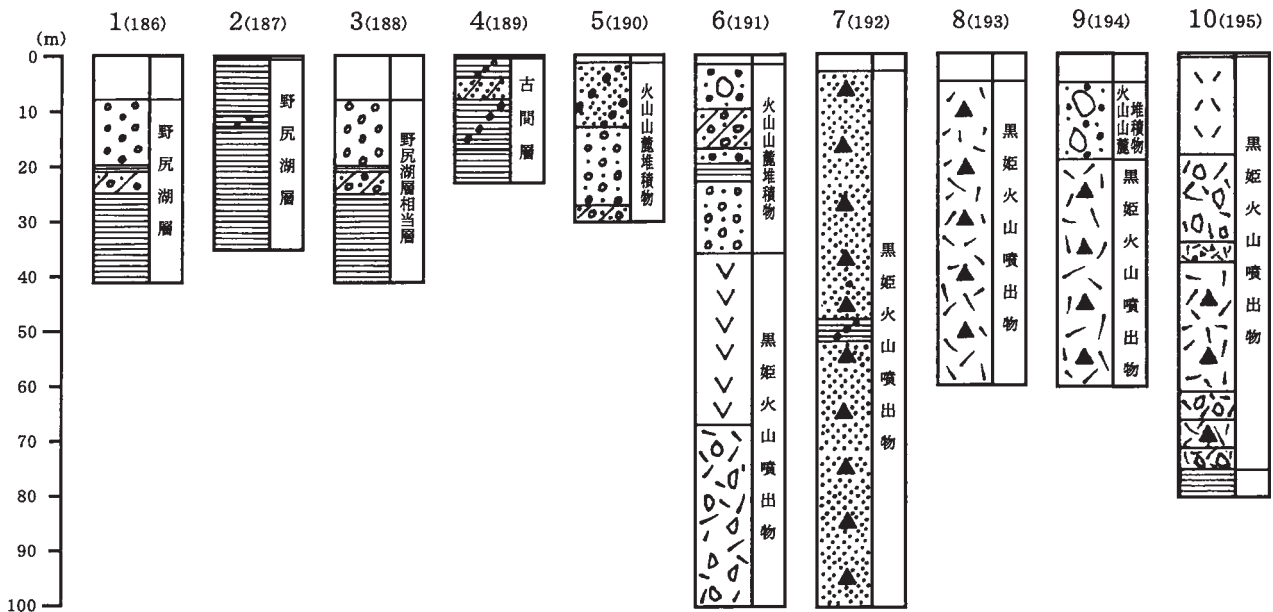
本図幅地域の火山噴出物を除く中期更新世 - 完新世の堆積物は飯縄山及び黒姫山を取り巻く地域に分布し、特に東部地域に広く分布する。

野尻湖周辺の中 - 後期更新世の堆積物の研究は、古くは八木 (1926) によって始められた。第二次世界大戦を挟み研究が停滞した後、井島 (1955) 及び安國・遠藤 (1955) による天然資源、富沢 (1956a) による長鼻類化石、堀江 (1956) による地形発達史、Saito *et al.* (1960) による花粉化石などの研究がなされ、研究の主題が多様化している。1962年には現在も連綿と続けられている野尻湖発掘調査団による大規模な野尻湖湖底発掘が行われた。その後、火山灰、花粉、珪藻、哺乳類、昆虫、古地磁気、生痕、人類考古などのさまざまな視点から総合的に検討が進められ、その成果は数多く公表されている(例えば、豊野団研グループ、1962；豊野層団体研究グループ、1973；野尻湖発掘調査団、1975；野尻湖発掘調査団地質グループ、1977；野尻湖地質グループ、1980, 1984a, b；野尻湖地質グループ音波探査サブグループ、1987；公文・井内、1990；野尻湖発掘調査団足跡古環境班、1992；野尻湖地質グループ・野尻湖火山灰グループ、

1993)。野尻湖周辺の中 - 上部更新統の赤羽 (1996) による対比図を第6.6図に示す。

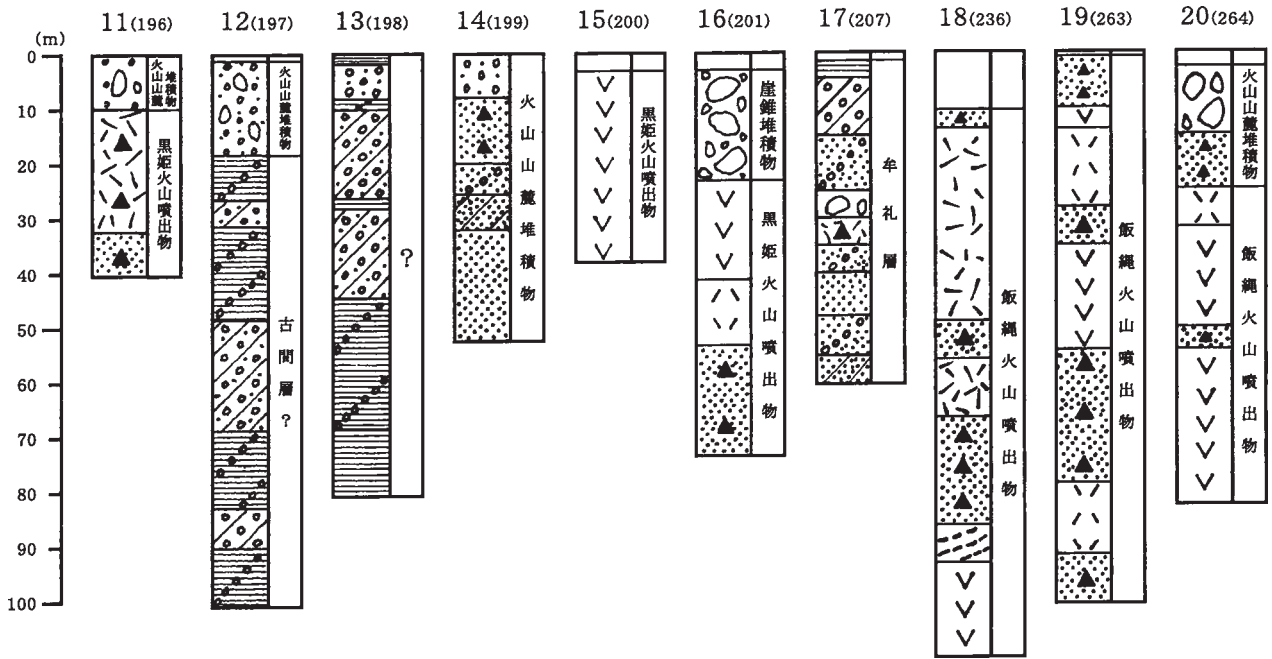
野尻湖層以外の中 - 後期更新世の湖沼性ないし湿地の堆積物として、針ノ木層 (野尻湖地質グループ、1997)、古間層 (Suzuki, 1966a, b)、牟礼層 (Suzuki, 1966a, b)、豊野層 (豊野層団体研究グループ、1974, 1977)、清水層 (矢野・村山、1976)、笹が峰層 (高田平原団体研究グループ、1966)、逆谷地層 (富樫ほか、1999a)、逆サ川層 (田辺ほか、2002) などが記載された。

本図幅地域の段丘堆積物は、主に裾花川水系及び鳥居川水系沿いに分布し、高位段丘堆積物、中位段丘堆積物、低位段丘堆積物、最低位段丘堆積物に区分される。なお、笹が峰層、野尻湖層、古間層、牟礼層、清水層、逆サ川層などの湖成層、開析扇状地堆積物などの堆積平坦面は、河川によって開析されて段丘化され、段丘面と対比される。また、高位段丘堆積物のなす堆積平坦面は、北部フォッサ・マグナ地域の高位浸食平坦面の大峯面群 (小林、1953) に対比されている (仁科、1972)。本図幅地域における浸食面及び堆積面からなる地形平坦面の対比は、豊野層団体研究グループ (1972, 1973)、仁科 (1972) などによってなされている。しかしその対比は大局的なものであり、その後も年代論を含む詳細な段丘面の研究は進

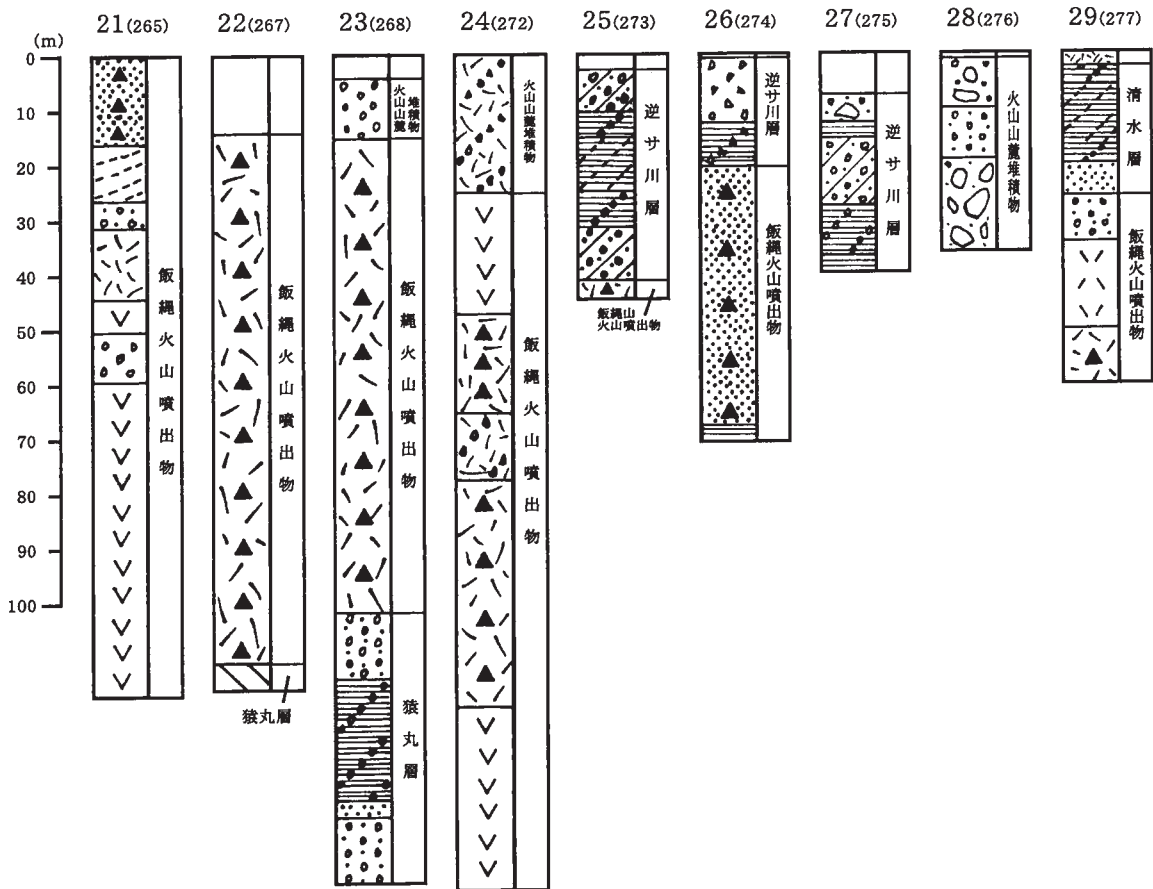


第6.1図 戸隠図幅地域内の井戸における地質柱状図 No. 1 ~ 10

関東農政局計画部 (1980) による柱状図に、推定可能な範囲で地層名を加えた。火山噴出物は、飯縄山火山噴出物と黒姫山火山噴出物としてまとめて表現した。各柱状図の位置は地質図上に示した。なお、柱状図番号は新たに設定したものであり、関東農政局計画部 (1980) の原番号は括弧内に併記した。



第 6.2 図 戸隠図幅地域内の井戸における地質柱状図 No. 11～20
図の説明は第 6.1 図を参照.



第 6.3 図 戸隠図幅地域内の井戸における地質柱状図 No. 21～29
図の説明は第 6.1 図を参照.

んでいない。本図幅地域では、活断層及び活褶曲、飯縄火山及び黒姫火山の噴出物ないし崩壊堆積物による水系の堰き止め、地すべりによる水系の堰き止め、地域的な隆起量の違い、河川争奪などの要因が段丘の形成に影響を与えていることが予想される。このことから、本地域内における段丘面の同時代的な対比は非常に困難であることが予想される。それぞれの段丘堆積物の堆積年代はほとんど明らかにされていないため、今後の検討を待たなければならない。本報告では、段丘面を河床からの相対的な比高によって区分した。

本図幅内の更新世-完新世の堆積物を検討するに当たり、下記の点について留意した。本図幅地域の東部に分布する中-上部更新統の層序はさまざまな見解がある(第6.4図)。本論ではこれらの堆積物を、5万分の1の縮尺に合わせて層序をまとめた。更新統の分布域に点在する井戸の地質柱状図を第6.1図、第6.2図、第6.3図に示す。中部更新統の富士里層(中村, 1981)が用いられることがあるが、出典が講演要旨であり記載が不十分であることと、調査時の露頭状況では確認できなかったため本報告では割愛した。貫ノ木層及び針ノ木層は分布が小規模であり5万分の1の縮尺で表現できないため、地質図上では省略した。

6.2 高位段丘堆積物 (t1)

長野市の地附山の頂上付近の平坦面に分布する。その北西約1 kmに位置する標高700m前後の平坦面は調査時には既に墓地として開発されていたために堆積物は確認していないが、面として対比される可能性が高い。明確な露頭は存在せず、転石でのみ確認された。チャート、火山岩などの円磨された中礫が認められる。

仁科(1972)はこれらの面を地附山面に区分し、小林(1953)の大峯面群に対比した。大峯面群は小起伏浸食面として扱われているが、構成する堆積物の対比の根拠が希薄であることから暫定的に高位段丘堆積物として扱った。

大峯面群上に分布する大峰礫層(小林・平林, 1955)の堆積時期は、前期更新世とされる(加藤ほか, 1989)。加藤ほか(1989)は、大峯面群はその発達規模から見て海成の浸食面であり、大峰礫層の堆積当時の標高はほぼ海水準に近かったとしている。

6.3 豊野層 (Ty)

命名 鈴木(1938)の豊野頁岩砂岩蛮岩層による。

模式地 指定なし。

分布 長野市田子川及び土京川沿い、浅川西条-田中間の沢沿いに分布する。このほか、長野市髻山の北に極小規模に分布する。

層序 牟礼岩屑なだれ堆積物、猿丸層、裾花層などを不整合で覆う。南郷層に不整合で覆われる。

層序比較 斎藤(1955b)は豊野層を、豊野砂・シルト層と平出砂礫・粘土層に区分した。さらに、豊野層団体研究グループ(1974, 1977)は本層を、下位より高丘シルト部層、観音山シルト部層、平出砂礫部層に区分した。Suzuki(1966a, b)の赤塩層は、その分布から判断すると豊野層団体研究グループ(1974)などの観音山シルト部層、平出砂礫部層にほぼ対応する。これらの層序区分は名称のほか層準的な相違もあるため、それぞれの対比を第6.4図に示す。本論では細分せず一括して豊野層として扱う。また、赤羽(1979)の三水層は、地層区分の根拠が必ずしも明確でないため暫定的に豊野層に含める。

東隣の中野図幅地域の西部地域における更新統の湖成層の層序は、本地域から分布が連続する豊野層の他に、倉井層(赤羽ほか, 1992)、赤坂層(赤羽ほか, 1992)、毛野層(花岡・豊野層団体研究グループ, 1985)、赤塩層(Suzuki, 1966a, b)、赤塩層(花岡・豊野層団体研究グループ, 1985)など多くの名称の地層が提唱されているが、それらの正確な記載及び対比はなされていないため混乱している。今後の課題となる。

層厚 最大15~20m。

岩相 髻山の北から隣接地域にかけて分布する本層の露

鈴木(1938)	富沢(1954)	斎藤(1955)	斎藤ほか(1960)	Suzuki(1966)	豊野層団体研究グループ(1974)	赤羽ほか(1992)	清水・横倉(1997)	長森ほか(2003)本論
豊野頁岩砂岩蛮岩層	豊野上部層 (砂岩・泥岩層)	平出砂礫・粘土層 豊野砂・シルト層	平出砂礫粘土層 観音山シルト岩層	赤塩層	南郷層 平出砂礫部層 観音山シルト部層 高丘シルト部層	南郷層 倉井層 ¹⁾ 平出砂礫部層 観音山シルト部層 高丘シルト部層	南郷層 観音山シルト部層 高丘シルト部層 鳥居川火砕岩類	南郷層
飯縄凝灰岩層 ²⁾	初期飯縄集塊岩層 豊野下部層 白色凝灰岩層 泥岩・砂岩層 砂岩・礫岩層	牟礼火山砕屑岩層 川谷泥岩・砂岩・礫岩層	飯縄火砕岩層 猿丸上部砂岩礫岩層	牟礼凝灰角礫岩部層 猿丸層	飯縄火砕岩層 最上部猿丸層	飯縄火砕岩層 水内層	飯縄火砕岩層 立ヶ花シルト砂礫層 大倉磯岩部層 川谷泥岩部層 猿丸層	豊野層 牟礼岩屑なだれ堆積物 猿丸層

第6.4図 長野盆地西縁地域の層序対応図

ローム層及び基盤の第三系は省略した。1):鈴木(1938)は豊野頁岩砂岩蛮岩層よりも飯縄凝灰岩層が上位であると解釈しているが、他の層序と合わせるために逆にして表示してある。2):赤羽ほか(1992)は倉井層を豊野層より上位にしているが、豊野層団体研究グループ(1974)では倉井層の分布域は観音山シルト部層としている。

出は極めて乏しいため、赤羽ほか(1992)、Suzuki(1966a, b)を引用する。赤羽ほか(1992)によると、隣接する中野図幅地域内の豊野町白坂峠附近における岩相は黄褐色の中-粗粒砂を主体とし、砂礫、塊状粘土などからなる。礫は、チャート・粘板岩・安山岩の円礫よりなる細礫を含み、水磨した軽石やシルト岩片を含んでいる。Suzuki(1966a, b)によると、最下部に安山岩、頁岩、スコリアなどの礫が含まれる。また、上部は砂に富み、しばしば大礫や円磨した軽石を含む。

田子川及び土京川沿い、浅川西条-田中間の沢沿いにおける本層の岩相は、主に砂質シルト、白色粘土、中礫からなり、砂を伴う。砂岩シルト及び白色粘土は、数cmの薄層理が発達し、ほぼ平行な葉理を示していることが多い。しばしば、砂ないし礫の薄層を挟在する。礫は、中礫を主体とし、不淘汰で、不明瞭な斜交層理が見られ、砂ないし泥の薄層を挟む。角~亜角礫を主体とする。礫径は数cmの大きさのものが多く、最大30cmに達する。礫種はチャートなどの北アルプス起源の古期岩類や安山岩、凝灰岩などが見られる。

化石 戸隠図幅範囲外の本層から軟体動物が報告されている(富沢1954;松岡・清水, 1988)。松岡・清水(1988)は、本層から産出する*Corbicula leana*, *Cipangopaludina japonica*, *Ci. chinensis*, *Semisulcospira reiniana*, *Inversidens japonensis*, *Cristaria* sp., *Anodonta lauta*を豊野非海生軟体動物群としてまとめ、後期鮮新世や後期更新世の動物群とは区別可能な中期更新世に出現した動物群であることを明らかにした。

年代と対比 清水・横倉(1997)は、本層の高丘シルト砂礫部層から中期更新世の“クリスタルアッシュ”に対比される結晶質火山灰層を報告している。

6.4 針ノ木層(地質図では省略)

命名 野尻湖地質グループ(1997)

模式地 信濃町針ノ木の上信越自動車の切り割り(現在観察不能)

分布 模式地のみで確認されている。

層厚 約4m。

層序 未区分泥流堆積物を不整合に覆い、下部赤塩ローム層に不整合に覆われる。

岩相 主に泥炭質シルト層、シルト層からなり、結晶質火山灰層、ガラス質火山灰層を挟む。模式地における層厚は7m以上。

化石 本郷ほか(1998)は、本層の花化石を検討し、Pinaceae(マツ科)が卓越する亜寒帯針葉樹林の存在を推定している。

年代 広域火山灰層のクリスタルアッシュのCA4とCA5、加久藤火山灰が認められる(野尻湖地質グループ, 1997)。このことから、本層の堆積した時代は中期更新

世である。

6.5 清水層(Sm)

命名 矢野・村山(1976)の清水砂・シルト層による。

模式地 全体の層序はボーリングのみで確認される(第6.5図)。戸隠村柵小学校付近、折橋東方などで小規模な露頭が確認される。

分布 戸隠村町から清水一帯に広がる平坦な地域、戸隠村猿丸の西方に分布する。河川による開析によって分布域は分断されている。

層序 飯縄火砕流堆積物、荒倉山層を不整合で覆う。

層序比較 八木・八木(1958)の湖底堆積物層、宮下(1985)の栃原湖成層及び町湖成層に対応する。宮下(1985)は道路拡張工事による露頭及びボーリングコア資料の検討により栃原湖成層を町湖成層が不整合で覆うとしたが、地質図として表すことは困難なため本論では両層を一括して扱う。

層厚 最大37m。

岩相 主にシルト及び粘土、泥炭質シルトから構成され、砂、礫を伴う。戸隠村生涯学習館の建設に伴って実施されたボーリング柱状図を第6.5図に示す。このボーリングでは、2枚の火山灰薄層が挟まれる。シルト及び粘土層は数cmの薄層理が発達し、ほぼ平行な有律葉理を示す。礫層は、砂が多く混じり斜交層理が発達する。礫種は、チャート、安山岩、軽石質凝灰岩などが含まれる。直径3cm前後以下の円礫が多い。

年代と対比 これまでに年代に関する報告はない。中部更新統の飯縄山火砕流堆積物を不整合で覆うことと、河川による開析が進み本層の分布高度よりも低い位置に河岸段丘が形成されていることから、中期更新世の最末期から後期更新世の堆積物であると予想される。本層がなす堆積面は中位段丘面に相当する。

6.6 ^{みなみごう}南郷層(Mn)

命名 豊野層団研究グループ(1974)。

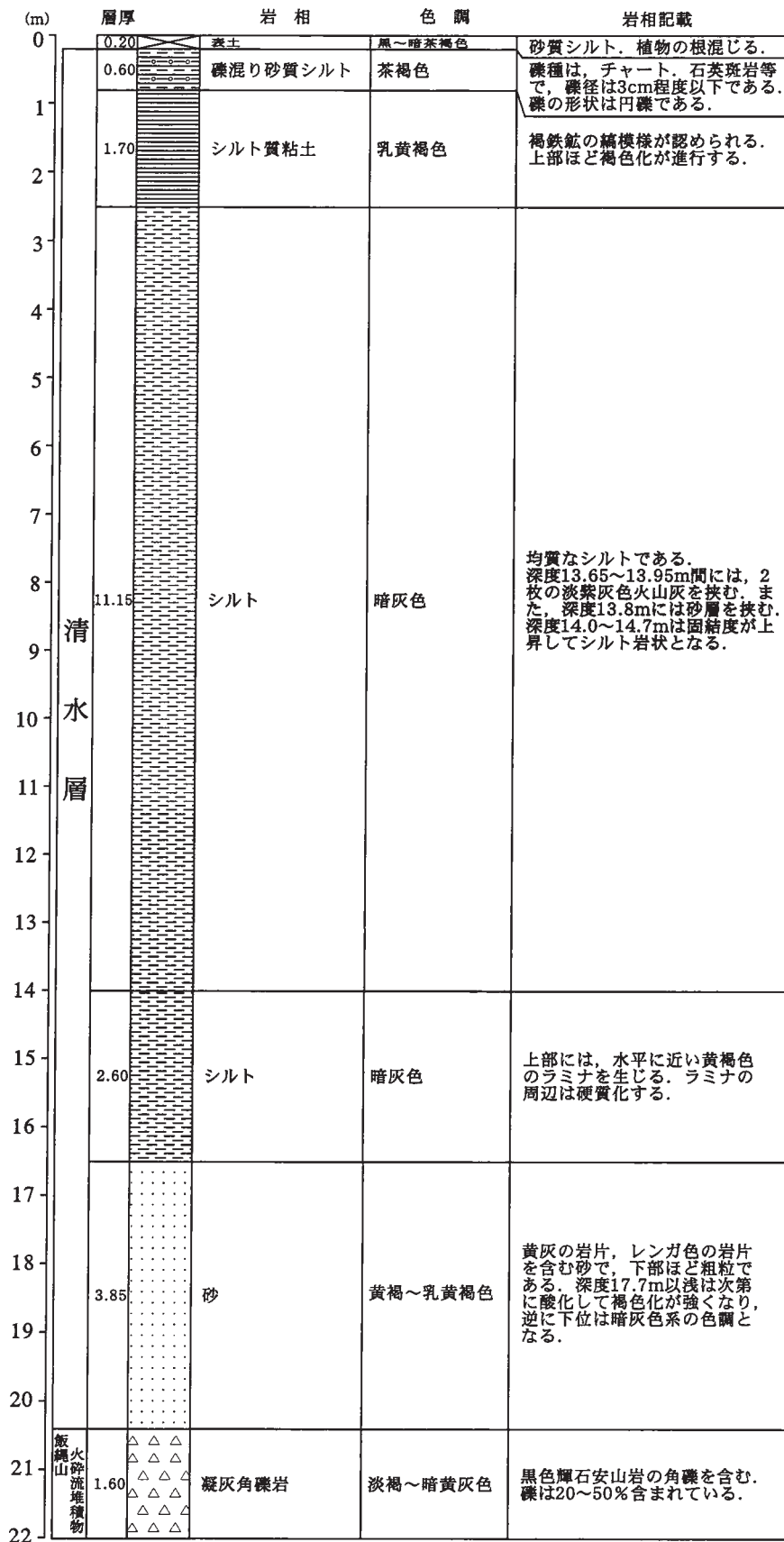
模式地 豊野町南郷と長野市若槻療養所間の田子沢。

分布 長野市田中から浅川西条にかけて、西三才の丘陵部に分布する。

層序 裾花層及び豊野層を不整合で覆い、扇状地堆積物及び崩積堆積物に覆われる。清水・横倉(1997)は本層を分布域と岩相の違いから、三才礫層、草間礫層、蚊里田土石流堆積物の3つの部層に区分している。本報告では、細分せずに南郷層として一括して扱う。

層厚 模式地付近で約40m。

岩相 長野市土京川、浅川西条-田中間では、裾花層の凝灰岩起源の礫層、砂層、泥層からなり、礫を主体として構成される。全体的に極めて不淘汰で、砂層、泥層が



第6.5図 戸隠村栃原のボーリング柱状図

戸隠村生涯学習館の建設に伴って実施されたボーリングで、戸隠村教育委員会より提供された未公表資料を再編集した。ボーリングの地盤高は756.876m。孔内水位は、GL-14.3m。

レンズ状に挟まれる。不淘汰な土石流堆積物が大半を占めるが、流水下で堆積したことを示す斜交層理を伴う砂層もある。礫は角礫を主体とし、まれに円磨された亜角礫が含まれる。礫径は裾花層の分布域に近いほど大きくなる傾向があり、最大径50cmとなる。

田子川最上流域左岸の丘陵には、チャート、安山岩、裾花層の凝灰岩などから成る礫層、砂層、粘土層の互層が分布する。礫は亜円-亜角礫が多く、径1～5cm程度である。この礫層は、先述した礫層の堆積場とは異なる、より規模の大きい河川系の影響を受けて堆積したことを示している。

化石 本図幅地域内における化石の報告はない。長野図幅地域内に分布する本層からは次の化石が報告されている。植物化石としてKodaira (1921)は*Juglans sieboldiana*を、富沢 (1979)は*Navicula* sp., *Melosira* sp., *Synedra* sp., *Epithemia* sp., *Abies*, *Pinus*, *Inaperturopoll*, *Alnus*, *Juglans*, *Pterocarya*, *Castanea*, *Quercus*, *Fagus*, *Aquifoliaceae*, *Ericaceae*, *Compositae*, *Palmae*を、脊椎動物化石として富沢 (1979)は*Palaeoloxodon naumanni*をそれぞれ報告している。

年代と対比 加藤・赤羽 (1986)は、*Palaeoloxodon naumanni*の産出などから、本層の堆積したのは更新世中期末-後期にかけての時期とした。

6. 7 中位段丘堆積物 (t2)

鬼無里村の小川流域に分布する。河床からの比高は110～120m程度である。礫、砂及び泥からなる。清水層のなす堆積面は中位段丘面に対比される。

6. 8 貫ノ木層 (地質図では省略)

命名 野尻湖発掘調査団 (1975)に基づく。

模式地 信濃町貫ノ木。

分布 信濃町貫ノ木、六月、野尻、向新田及びその周辺に分布する。活断層の六月断層により、基底分布高度が異なる。

層序 池尻川岩屑なだれ堆積物を不整合で覆い、野尻湖層に整合に覆われる。

層序比較 野尻湖地質グループ (1990a)は、野尻湖湖底のボーリング試料の黒褐色の泥炭層に対して、本層の部層として琵琶島沖泥炭層と命名した。なお、野尻湖地質グループ (1990a)が同一のボーリング試料において貫ノ木層及び野尻湖層としたシルト質粘土層に対して、公文・井内 (1990)は野尻湖底粘土層の名称を与えている。

層厚 模式地では1～2m。厚いところでは10m以上。

岩相 黄灰褐色ないし灰色の火山灰質砂、シルト及び泥炭からなり、ところにより層理やラミナが発達する (野尻湖発掘調査団地質グループ, 1977;野尻湖地質グループ,

1984b)。数枚の火山灰鍵層を挟在する。

第6.7図に野尻湖地質グループ (1990a)の野尻湖周辺の古地理図を示す。貫ノ木層は野尻湖で堆積した最も古い淡水成の堆積物とされる。野尻湖の成因は、池尻川岩屑なだれ堆積物によって池尻川が堰き止められた結果とされている (大橋, 1909;野尻湖発掘調査団, 1975;野尻湖地質グループ, 1990a;赤羽, 1996)。しかしながら赤羽 (1996)の層序表 (第6.6図)では、池尻川岩屑なだれ堆積物よりも下位の層準に野尻湖で堆積したと判断される琵琶島沖泥炭層がすでに堆積していることから、野尻湖の成因については再検討の余地がある。

化石 大型植物、昆虫、珪藻、花粉などの化石が産出する。野尻湖地質グループ (1990a)は、*Menyanthes trifoliata*の種子や昆虫化石の産出を報じている。

年代と対比 水成層の貫ノ木層に対して、風成層の神山ローム層が同時異相として対比される (野尻湖地質グループ, 1984b;赤羽, 1996)。長橋・木村 (1997)によれば、神山ローム層には後期更新世の広域火山灰層のDKPやAso-4を含む。このことから、本層の堆積した時代は後期更新世となる。

6. 9 逆谷地層 (Sky)

命名 富樫ほか (1999a)の逆谷地泥炭層による。

模式地 飯縄山南東麓に位置する逆谷地湿地。

分布 逆谷地湿地。富樫ほか (1999b)によって湿地の分布及び基底面が推定されている。

層序 ローム層を不整合に覆う。

層厚 13m。

岩相 本層は、赤羽・酒井 (1993)、富樫ほか (1999a)によって記載された。富樫ほか (1999a)の14mと18mのボーリング及び4.8mのハンドオーガーによる試料をもとになされた記載によると、ほぼ黒褐色の泥炭層から構成され、まれに黄色を帯びるシルト層及び火山灰層を挟む。

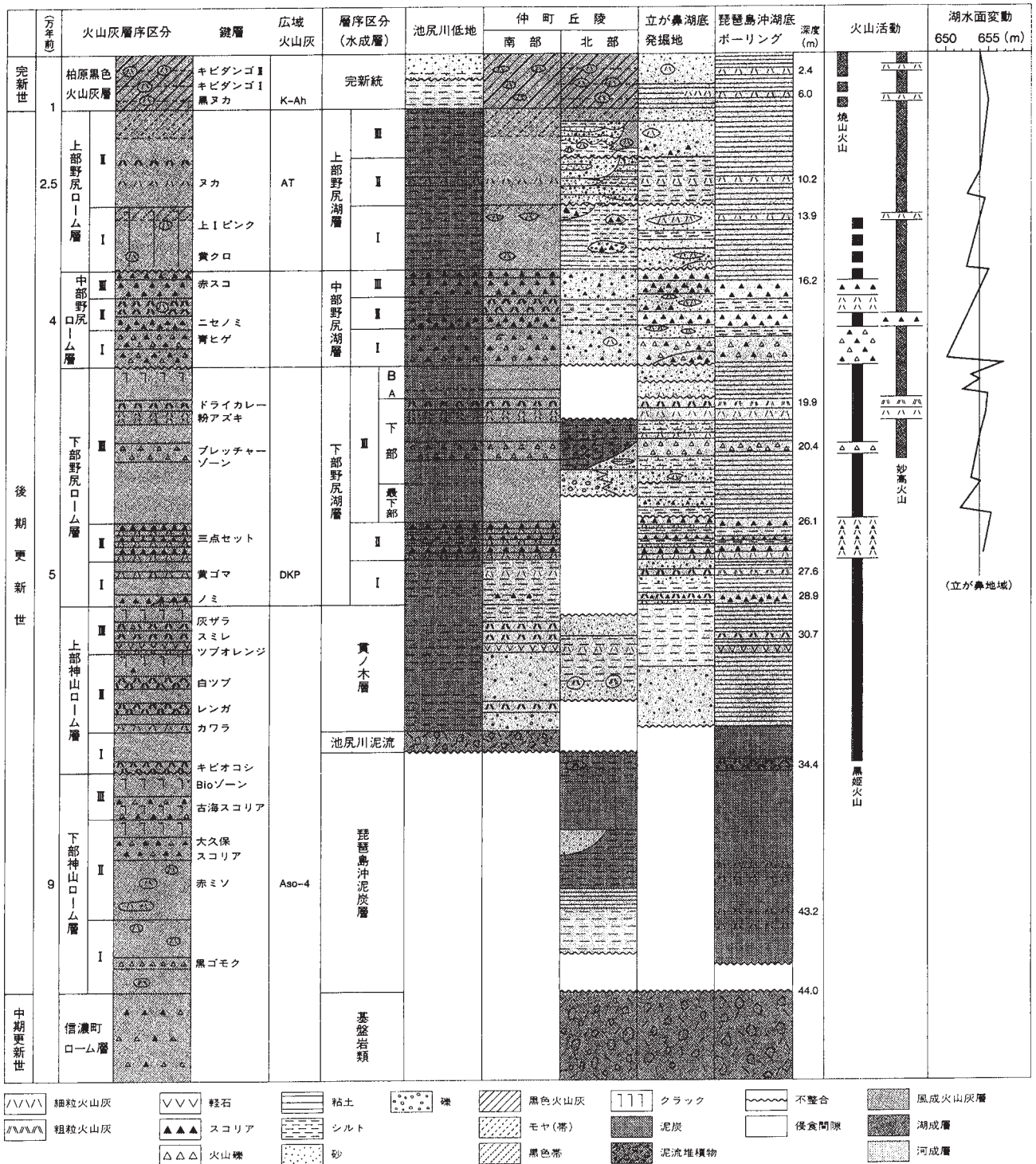
年代と対比 富樫ほか (1999a)によって、 $7,310 \pm 70$ から $48,660 \pm 1,700$ の9試料の泥炭のAMS法による ^{14}C 年代値、さらに広域火山灰層のAso-4と大山倉吉火山灰の産出が報告されている。このことから、約10万年から現在までの堆積物であることが明らかにされた。

6. 10 開析扇状地堆積物 (df)

定義 河川に開析されて段丘化した扇状地堆積物を開析扇状地堆積物とする。

分布 信濃町平岡、氷沢川流域、戸隠村谷沢流域、逆サ川流域、楠川上流域に分布する。

層厚 戸隠村谷沢流域と楠川上流域で最も厚く、およそ50mに達する。



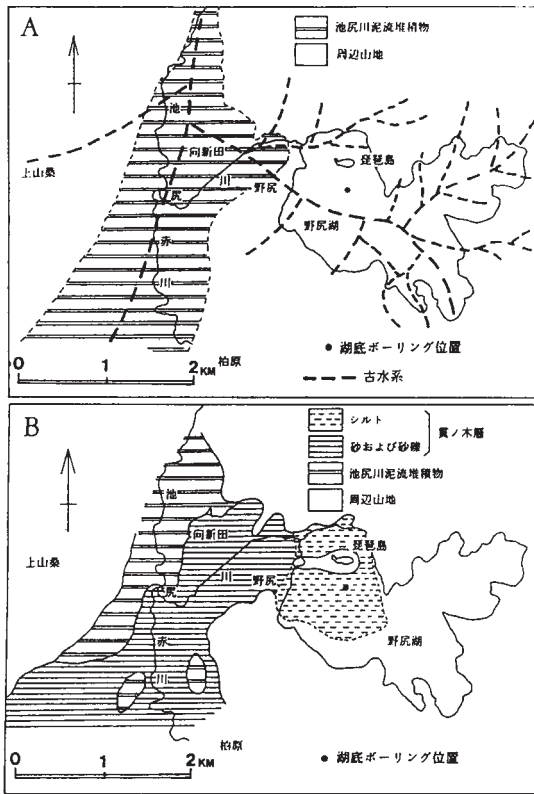
第6.6図 池尻川低地・仲町丘陵・立が鼻湖底発掘地・琵琶島沖湖底の地質柱状図(赤羽, 1996)

層序 笹が峰層, 古間層, 逆サ川層, 清水層と指交する。背後に急勾配の山地がある場合には, 崖錐及び完新世の土石流堆積物に表面を覆われる。

岩相 角礫を主体とする淘汰の悪い礫層からなり, 砂層, 泥層を挟む。いずれも形成した河川が小規模なことから, それぞれの流域に分布する地層を起源とする礫から構成される。

時代 これまでに具体的な年代値は報告されていないが, 上記の湖成層と指交することから後期更新世に堆積したと推定される。

備考 いずれも河川によって開析が進み, 低位ないし最低位段丘化している。戸隠村谷沢流域では, 宮の前断層に切られ堆積面が不連続となる。



第6.7図 野尻湖周辺の古地理図(野尻湖地質グループ, 1990a)
A : 池尻川岩屑なだれ堆積物. B : 貫ノ木層堆積期.

6. 11 低位段丘堆積物 (t3)

裾花川流域に分布する低位河岸段丘面の河床からの比高は30m前後である。礫、砂、泥からなり一部泥炭質の層を挟む。

戸隠山の稜線の南東斜面と北西斜面に戸隠山層起源の崩積物から構成される山麓緩斜面が開析されて、低位段丘面を形成している。南東斜面では戸隠山層が崩壊して供給された直径10mを超える巨大な火砕岩の塊が点する。

上部更新統の笹が峰層、古間層、逆サ川、清水層などの湖成層の堆積面は、河川に浸食されて低位段丘面を形成している。これらの堆積物は前述のようにほぼ同時期に堆積しており、その成因は飯縄火山と黒姫火山の噴出物ないしは崩壊堆積物によって堰き止められて形成されたと推定されている。このほか、開析扇状地堆積物の堆積面の一部も下刻されて低位段丘面を成す。

6. 12 笹が峰層 (S)

命名 高田平原団体研究グループ(1966)の笹が峰湖成層に基づく。

模式地 指定なし

分布 妙高高原町関川の笹ヶ峰牧場付近より上流域に分布する。本図幅内では、氷沢川及びニグロ川沿いに分布し、平坦面をなす。

層序 田ノ頭層、日影層などの第三系を不整合に覆い、開析扇状地堆積物に覆われる。

層厚 数10m程度。

岩相 本層は、粘土、砂及び不淘汰な角礫から構成される。本層の分布の中心となる笹ヶ峰牧場付近では粘土層や砂層を主体として構成されるが、分布の縁辺部となる氷沢川及びニグロ川では角礫を主体とし粘土層及び砂層を挟む。粘土層及び砂層は成層し、しばしば有機物の多い泥炭質泥層を挟む。礫層は主に角礫から構成され、ごくまれに円磨された礫が見られる。不淘汰、基質支持などの土石流堆積物の特徴を示す。まれに礫支持を示し、不明瞭なインプリケーションが見られることがある。礫種は氷沢川においては高妻山を構成する閃緑斑岩、佐渡山を構成する安山岩、田ノ頭層及び日影層起源の砂岩、泥岩から、ニグロ川においては戸隠山層の安山岩、貫入岩類、田ノ頭層及び日影層起源の砂岩、泥岩、礫岩からなる。いずれも砂岩、泥岩及び礫岩の礫は少量である。

対比 高田平原団体研究グループ(1966)、妙高団体研究グループ(1973)は本層を堆積した湖を古笹ヶ峰湖と呼び、その成因を妙高火山の溶岩による関川の堰き止めによる可能性を指摘している。早津・新井(1982)は、テフラの対比から本層、古間層、牟礼層及び野尻湖層がほぼ同時代に形成されたとしている。本層が成す堆積面は低位段丘面に相当する。

年代 北隣の妙高図幅地域内の本層上部から24,550 ± 700 Y. B. P. という¹⁴C年代値が報告されている(妙高団体研究グループ, 1969)。広域火山灰層として、始良Tn火山灰層(約2.1~2.2万年前)及び貫ノ木スコリア層(約2.5万年前)が認められている。これらのことから下限の年代は不詳であるものの、本層は後期更新世の堆積物である。

6. 13 逆サ川層 (Sk)

命名 田辺ほか(2002)

模式地 指定なし。

分布 鳥居川源流の逆サ川流域。

層序 戸隠山麓の扇状地堆積物及び飯縄火山の火山麓扇状地堆積物と指交する。

層厚 6m以上。

岩相 不淘汰な砂礫層、シルト・砂の互層からなり、泥炭層を挟在する。

年代と対比 田辺ほか(2002)によって、¹⁴Cの年代値として、18,100 ± 100 ~ 13,700 ± 100 BCが報告されている。このことから、本層は後期更新世から完新世の堆積物である。

6. 14 ^{ふるま}古間層 (Fm)

命名 Suzuki (1966a, b) の古間部層による。

模式地 指定無し。

分布 海拔 660～680m の信濃町古間付近に分布し、堆積面が明瞭に残る。No.12 のボーリング柱状 (第 6.2 図) では、深度約 15～100m において本層と推定される礫を伴う粘土を主体とする地層が認められる。

層厚 8m 以上。

層序 貫ノ木層に整合に重なる。

層序比較 Saito *et al.* (1960) の古間泥炭層 (単層) を含む。堀江 (1956) は本層を堆積させた湖を古間化石湖と呼んだ。また、古間化石湖と古野尻湖に分断される前の古斑尾湖の存在を推測している。本層は対比の項で述べるように野尻湖層と同時期の堆積物であるが、別々の湖盆で堆積した地層であるという前提で区分した。しかしながら、その関係は必ずしも明らかにされていないため検討が必要である。

岩相 粗粒砂、シルト及び礫などの互層からなるが、側方への岩相変化が著しい。3.5m の泥炭層が認められている (Suzuki, 1966a, b)。礫は安山岩の円礫が含まれる。

化石 種子化石として *Menyanthes trifolita* (豊野層団研グループ, 1973) が、花粉化石として *Picea* 属など (Saito *et al.*, 1960) が、珪藻化石として *Fragilaria intermedia*, *Gomphonema parvulum*, *Diploneis ovali* ほか多種 (堀江, 1956) が報告されている。

対比及び年代 早津・新井 (1982) は、テフラの対比から本層、笹が峰層、牟礼層及び野尻湖層がほぼ同時代に形成されたとしている。

貫ノ木スコリア層 (約 2.5 万年前) や大山倉吉軽石層 (4.5～4.7 万年前) が認められていること (早津・新井, 1980) から、本層の堆積した時代は後期更新世である。本層が成す堆積面は低位段丘面に相当する。

6. 14 野尻湖層 (Nj)

命名 豊野層団研グループ・斎藤 (1964) で新称とされているが、地層の記載を伴う論文としては豊野層団研グループ (1962) にて初出。野尻湖発掘調査団 (1975) によって体系づけられた。

模式地 信濃町立ヶ鼻の野尻湖湖底。

分布 野尻湖湖底及び池尻川沿いの低地。

層序 中部更新統の貫ノ木層に整合に重なり、完新統に整合に覆われる。野尻湖地質グループ・野尻湖火山灰グループ (1993) などによれば、不整合を境にして、下位より下部野尻湖層、中部野尻湖層、上部野尻湖層の各部層に区分される。野尻湖付近の層序表を第 6.4 図に示す。本論では部層に細分せずに扱う。

層序比較 八木 (1926) の六月湖成層、富沢 (1956a) の

立ヶ鼻火山礫凝灰岩層を包含する。

層厚 分布域により異なるが、信濃町立ヶ鼻の湖底では、3m 程度 (野尻湖発掘調査団, 1975)。野尻湖底のボーリング結果では、約 28m (野尻湖地質グループ・野尻湖火山灰グループ, 1993)。

岩相 主に中-粗粒砂、シルト、泥炭からなる淡水成層。全体的に凝灰質であり、スコリア、火山ガラス質火山灰などをよく挟む。これらの火山灰層は鍵層として有効なものが 20 層以上認められている (例えば、野尻湖発掘調査団, 1975)。一部に斜交層理などが見られる。野尻湖地質グループ (1984b) による池尻川流域の地質図を第 6.8 図に示す。

化石 脊椎動物化石として *Palaeoloxodon naumanni*, *Sinomegaceros yabei*, *Cervus cf. nippon*, *Ursus arctos*, *Microtus sp.*, *Anser fabalis* などが、植物化石として *Picea maximowiczii*, *Pinus koraiensis*, *Larix leptolepis* などのほか、軟体動物化石、珪藻化石、昆虫化石、花粉化石などの多様性に富む化石が報告されている (野尻湖発掘調査団, 1975)。このほか生痕化石として、*Palaeoloxodon naumanni* 及び偶蹄類の足跡化石が産出している (野尻湖発掘調査団足跡古環境班, 1992)。

人類遺物 下部野尻湖層 III より上位の地層から、石器等の旧石器時代の人類遺物が産出している。

年代と対比 早津・新井 (1982) は、テフラの対比から牟礼層、笹が峰層及び古間層がほぼ同時代に形成されたとしている。水成層の野尻湖層に対して、風成層の野尻湖層が同時異相として対比される (赤羽, 1996; など)。¹⁴C 年代値として 17,460 ± 340 ~ 49,410 ± 970 の絶対年代値が報告されている (野尻湖地質グループ・野尻湖火山灰グループ, 1993) ことから、本層の堆積した時代は後期更新世である。池尻川流域において本層が成す堆積面は最低位段丘面に相当する。

備考 野尻湖層に関する研究成果は主に野尻湖発掘調査団によって膨大な量が公表されている。本論では代表的な論文を引用するにとどめた。引用から漏れた論文は野尻湖発掘調査団編著 (1997) 及び野尻湖ナウマンゾウ博物館の研究報告等の刊行物などを参照されたい。

6. 15 ^{むれ}牟礼層 (Mr)

命名 Suzuki (1966a, b) の牟礼部層に基づく。

模式地 指定なし。

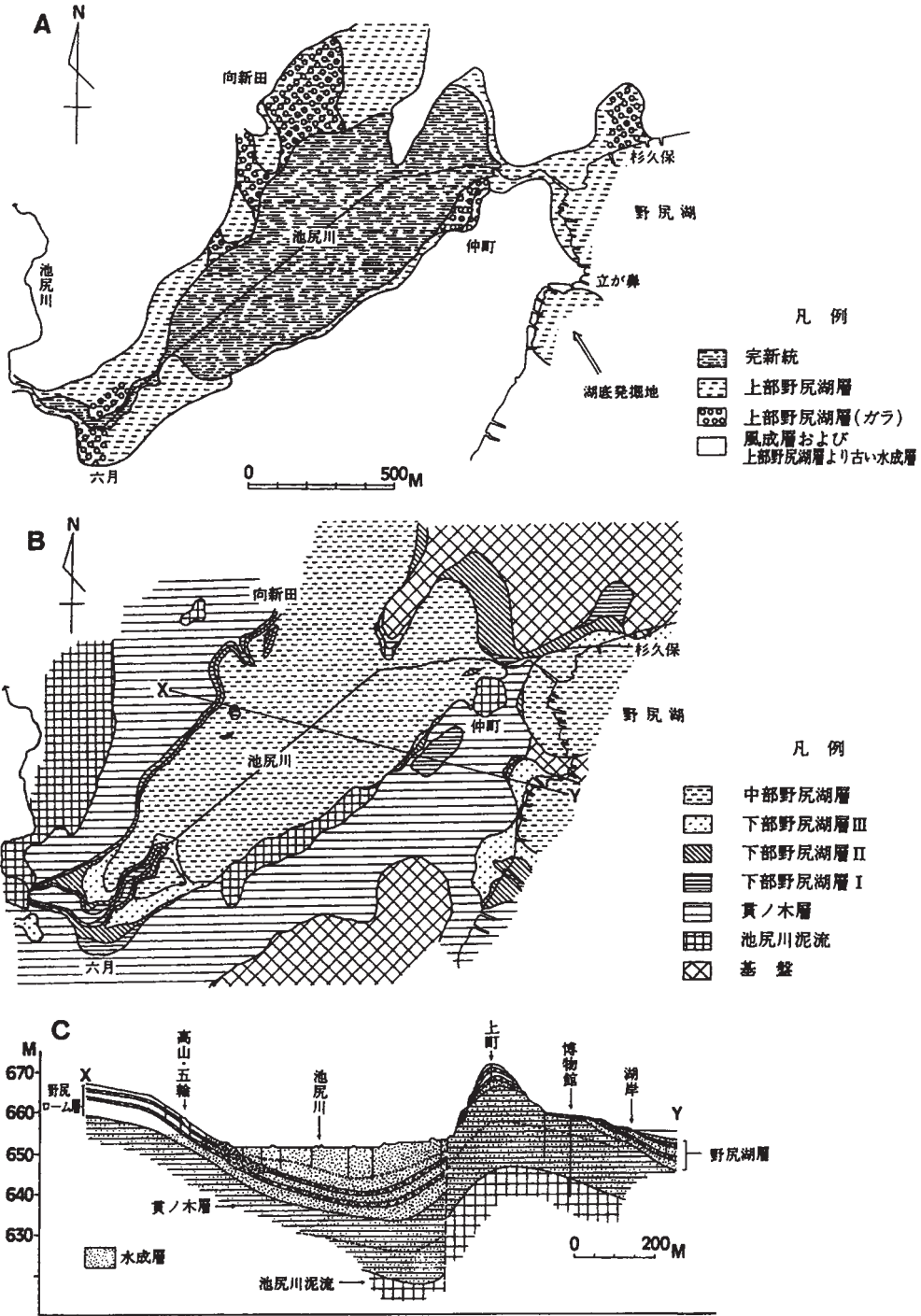
分布 牟礼村牟礼一帯に分布し、平坦面を形成している。

層序 牟礼岩層なだれ堆積物を覆う。

層厚 6m 以上。

岩相 シルト、粘土が卓越し、砂礫、砂、泥炭から構成される。火山灰層を挟在する。

化石 小林・赤塩 (1949) は、本層と見られる泥炭層から



第 6.8 図 池尻川低地とその周辺の地質図（野尻湖地質グループ，1984b）

図A：上部野尻湖層と水成完新統の分布。図B：中部及び下部野尻湖層，貫ノ木層，池尻川泥流の分布（上部野尻湖層と上位に重なる風成層は，はいで示している）。図C：地質断面図（断面線は図Bに示す）。

Menyanthes trifoliata の種子化石を報告している。

年代と対比 早津・新井(1982)は、テフラの対比から本層、笹が峰層、古間層及び野尻湖層がほぼ同時代に形成されたとしている。AT、DKPが確認されている(早津・新井, 1982)ことから、本層の堆積した時代は後期更新世である。本層が成す堆積面は低位段丘面に相当する。

6. 16 最低位段丘堆積物 (t4)

裾花川、楠川、鳥居川流域に小規模に分布する。現河床との比高は5m以下である。この他、信濃町池尻川流域の野尻湖層の堆積面が最低位段丘面となる。礫、砂及び泥からなる。

長野県北部地域では地震や集中豪雨の時にしばしば地すべりによる堰き止め湖が出現している。詳細は明らかではないが、そのような事象も最低位段丘堆積物の形成時に影響を与えている可能性がある。

6. 17 谷底平野堆積物 (k)

信濃町池尻川流域、赤川流域、信濃町古間周辺の鳥居川流域に分布する。砂、礫、泥、泥炭などから構成される。池尻川及び赤川流域には主に泥炭層が分布する。堆積時期は完新世である。

6. 18 崩積堆積物 (c)

長野市上松、田子、黒姫山のカルデラ内に分布する。地すべり地塊、崖錐、土石流堆積物が混合している。地質図には大規模なものを図示したが、小規模なもの、基盤の地質が複雑な箇所では割愛した。

6. 19 未区分湿地堆積物 (m)

これまでに命名されていない湿地の堆積物を未区分湿地堆積物とした。主に飯縄山山麓を中心に点在し、その規模は小さい。

赤羽・酒井(1993)は長野市大座法師池の約400m西の湿地(大谷地湿原)における調査報告を行っている。それによると、深度50cmまでは泥炭、50～400cmはシルト、砂礫からなる。深度150cmの泥炭質シルトの¹⁴C年代は1,080 ± 80 B. P. y.である。これらの堆積物には地層名は与えられていないことから、未区分湿地堆積物として扱った。

一般的に大部分の泥炭層(湿地堆積物)は約1万年前以降に形成された(坂口, 1983)と言われているが、本地域では逆谷地層の様に約10万年前から存続している湿地も存在する。

6. 20 新期扇状地堆積物 (f)

定義 現在の河川によって形成されたものを新期扇状地堆積物とする。その堆積面は開析されず、段丘面をなさない。

分布 長野盆地の西縁に位置する、長野市浅川から吉にかけての地域を流れる浅川を始めとする河川沿いに分布する。活断層の田子断層を現にして南東方向に発達する。

岩相 角礫を主体とする淘汰の悪い礫層からなり、砂層、泥層を挟む。いずれも形成した河川が小規模なことから、それぞれの流域に分布する地層起源の礫から構成される。長野市宇木(現在の長野電鉄長野線本郷駅の北側の地域)のボーリングコア資料によると、深度約18mまで砂礫層が分布する(飯島・斎藤, 1966)。

時代 主に完新統からなると推定される。浅川扇状地は活断層によって長野盆地側が相対的に沈降したことにより扇状地堆積物が累積しているが、形成され始めた時期は不明である。中-後期更新世まで遡る可能性が高い。

6. 21 火山麓扇状地堆積物 (d)

命名 守屋(1975)の分類に基づき命名。

模式地 飯縄火山南西山麓。

分布 飯縄・黒姫・斑尾火山の放射状谷内及び山麓一帯に広く分布する。特に、飯縄火山の山麓でよく発達する(第6.9図)。黒姫火山では、東方山麓と佐渡山山麓に分布する。

層序 種々の地層と指交の関係にある。飯縄火山では、飯縄山溶岩層を刻んだ谷の中に分布していることから、少なくともその大半は同溶岩層の上位にあることは確実である。確認される限り、飯縄火砕流堆積物・諸沢火砕流堆積物を覆っており、その逆の関係は認められていない。また、各溶岩ドーム周辺に分布する本堆積物は、それぞれの溶岩ドームを構成する溶岩流の岩片を含んでい



第6.9図 飯縄火山の北麓に分布する火山麓扇状地

ることから、少なくとも本堆積物の上部は、これら溶岩ドームの上位にある。

岩相 土石流堆積物を主とし、河床堆積物（礫層・砂層など）や湖沼・湿地性堆積物などを伴う。しばしば降下火砕堆積物が挟在する。層相・岩相などは、地点により変化に富む。層厚は、最大で50mを越える。

年代 本層と指交関係にある逆サ川層中の泥炭層から得られた4つのAMS ^{14}C 年代は、14,000～18,000yrBPの間にある（田辺ほか，2002）。

6. 22 現河床堆積物（a）

いずれの河川にも存在するが、裾花川、楠川、小川及びニグロ川支流の西俣、東股などの流域で広く分布する。いずれの河川の堆積物も礫を主体とする。本地域には砂防堰堤が無数に存在し、その上流側には砂及び泥ないしは礫を主体とする堆積物が埋積している。

(長森英明)

本図幅地域の地質構造は、中新統から下部更新統を著しく褶曲させる大型の褶曲及び断層が発達する。また、主に長野盆地西縁活断層系(仁科ほか, 1985)に属する活断層及び活褶曲が存在する(加藤・山崎, 1979)。赤羽(1979, 1980, 1981a, b)は、北部フォッサ・マグナ地域を構造発達史的な側面から検討し、構造に区切られた8つの構造区に区分した。本図幅地域は、赤羽(1979, 1980, 1981a, b)の開田構造区、水内構造区、高井構造区にまたがる。開田構造区と水内構造区の境界は第四紀火山の噴出物に覆われ不明瞭である。水内構造区と高井構造区の境界は長野盆地西縁活断層系が位置する。

竹内(1977)は、長野県北部では、中新世中期-後期に水平東西性方向に最小主応力軸を有する応力場が存在したが、中新世後期末-鮮新世初頭に主応力軸が転換し、それ以前と以降とは応力配置が異なることを明らかにした。

第7.1図に長野盆地周辺地域の地下構造を示す。

7.1 褶曲

褶曲として、日影向斜、西京背斜、大平向斜、折橋向斜、下橋川向斜、下楠川背斜、北郷向斜が認められる。

7.1.1 日影向斜

井島・遠藤(1955a)が命名。鬼無里村日影(白馬岳図幅地域内)にちなむ。富沢(1953)の裾花向斜と同一。裾花向斜の方が初出であるが、引用の例もないことから日影向斜を用いた。本図幅地域の北西部に位置し、北東-南西方向に延びる。北東端は佐渡山付近で第四系火山噴出物に覆われ、南西端は大町図幅地域の美麻村由久保付近で小谷-中山断層に切られる。軸の総延長は、およそ30kmに及ぶ。田ノ頭層、戸隠山層、日影層の分布を規制する。

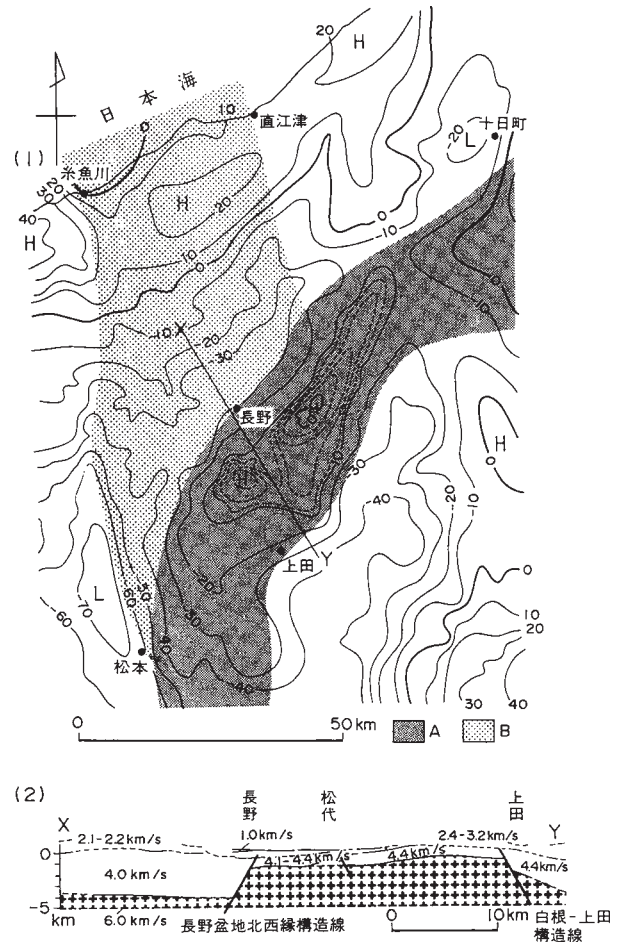
南東翼における傾斜は20°前後、北西翼における傾斜は30°前後であり、軸部における傾斜は緩く、非対称な船底状の形態を示す。本図幅内では南西部では北東に開き、北東部では南西に開く盆状の形態を示す。

7.1.2 西京背斜

井島・遠藤(1955a)が命名。鬼無里村西京(白馬岳図幅地域内)にちなむ。富沢(1953)の西京-上楠川背斜と同一。西京-上楠川背斜の方が初出であるが、引用の例もないことから西京向斜を用いた。本図幅地域の南西部に

位置し、北東-南西方向に延びる。鬼無里村小牧付近において小牧断層で一旦切られる。北東端は鬼無里村品沢高原付近で不明瞭になり消滅する。南西部は小川村桐山付近(大町図幅地域内)において持京断層に切られる(加藤ほか, 1989)。総延長はおよそ14kmに達する。鬼無里村桃木沢における露頭では、軸部が鋭角となるシェブロン褶曲の形態を示す(第3.5図)。小牧断層の南西側では、北西翼では40°から70°傾斜であるのに対して南東翼では逆転層が多く、軸面が西傾斜の非対称傾斜褶曲構造を示す。小牧断層の北東側では南西方向にやや開く。本背斜構造は、西京層、論地層の分布を規制する。

矢野・村山(1976)は、西京背斜が小牧付近から北東側



第7.1図 長野盆地周辺地域の地下構造(加藤・赤羽, 1986)

- 1) 北信地域の重力異常図. A: 中央隆起帯, B: 西頸城-大峰帯(加藤・赤羽, 1986).
- 2) 爆破地震動観測による地下速度構造図(加藤・赤羽, 1986).

でおしかぶせ断層になるとした。しかしながら、緻密な踏査によって鬼無里凝灰岩、走向傾斜、岩相の分布などをもとに検証した結果、矢野・村山(1976)のような形態の断層は認められなかった。ちなみに、矢野・村山(1976)の“ゆるくうねった地質構造”は本報告の西京背斜の一部及び大平向斜に相当する。

7. 1. 3 ^{おおだいら}大平向斜(新称)

鬼無里村大平にちなむ。西京背斜、小牧断層、法戸断層に囲まれる。総延長約6km。品沢高原付近を境にして、北東-南西方向から北北東-南南西方向へ軸方向が変化する。また、品沢高原より北西側では、向斜構造が開くために不明瞭となる。北東から北北東方向にプランジするが、鏡池付近で不明瞭となる。南西部における両翼の傾斜は70°前後で対称であるのに対し、北東部では北西翼がN 55°-70° W 10°-30° N、南東翼がN 50°-60° E 30°-50° Nと非対称となる。法戸断層と小牧断層に囲まれた地域は周辺に比べ傾斜が緩い傾向にある。西京層、論地層の分布を規制する。

7. 1. 4 折橋向斜

富沢(1953)が命名。戸隠村折橋にちなむ。北東-南西方向の軸を持ち、北東方向に18°の角度でプランジする。矢野・村山(1976)によれば、軸の延長は約10kmである。北東方向への延長は飯縄山火山噴出物に覆われる。南東翼の傾斜は20°から35°、北西翼では30°から88°と北西翼側が急傾斜である。また、北西翼では、下楠川背斜と下楠川向斜により構造が乱される。荒倉山層、高府層、荻久保層、猿丸層の分布を規制する。

折橋向斜は飯縄山火砕岩層に対して弱い変形を与えていると考えられている(沢村, 1960; 矢野, 1981b)。矢野(1981b)はその理由として、1) 飯縄火山の山麓が折橋向斜軸の東北東延長部で向斜状の地形を呈する、2) この向斜状の地形は北西翼がより急傾斜となっており、折橋向斜の非対称性と調和的である、3) 飯縄山火砕岩層中に含まれるわずかな水成層の走向傾斜は緩やかな向斜状構造の存在を示唆している、などを挙げた。

本向斜は高府向斜(八木・八木, 1958)の北東の延長部とする見解(Saito, 1961, 1962a, b; など)と、別々の向斜とする見解(矢野・村山, 1976; など)がある。本図幅地域には両構造の関係を論ずるに必要な地層が分布せず検討を行っていないため、その問題点の結論は避け、加藤・赤羽(1986)に合わせて折橋向斜とする。

7. 1. 5 ^{しもくすがわ}下楠川向斜(新称)

戸隠村下楠川にちなむ。折橋向斜北西翼に位置する。北東-南西方向の軸を持ち、北東方向に若干プランジする。軸の延長は500mである。北西翼の傾斜は65°から88°で、南東翼の傾斜は40°から50°であり、北西翼側が

急傾斜である。高府層及び荻久保層の分布を規制する。

7. 1. 6 ^{しもくすがわ}下楠川背斜(新称)

戸隠村下楠川にちなむ。折橋向斜の北西翼に位置する。北東-南西方向の軸を持ち、ゆるいドーム状を呈する。総延長は約700m。北西翼の傾斜は40°から50°で、南東翼の傾斜は35°前後である。諸沢の支流では背斜軸沿いに存在する小規模な断層の影響により一部逆転する。高府層及び荻久保層の分布を規制する。

7. 1. 7 北郷向斜

長野市北郷にちなみ、斎藤(1956)が命名。本図幅地域の南東部に位置し、軸の方向は北東-南西方向に伸び、北東に開く。軸の総延長は約4km。南端は門沢断層に切れ、北端は飯縄火山の噴出物で覆われる。高府層及び最大層の分布を規制する。

7. 2 活褶曲

活褶曲として、貫ノ木背斜、三才向斜、三才背斜、南郷背斜が認められる。

7. 2. 1 ^{かんのみ}貫ノ木背斜(新称)

信濃町貫ノ木にちなむ。信濃町大平から神山にかけての丘陵に沿って南西-北東方向に伸びる。延長は約1.5 kmと推定される。活断層の六月断層と併走しており、関連して活動したと推定される。石井・野尻湖地質グループ(1997)によれば、中部更新統から上部更新統の野尻ローム層の堆積時期まで活動している。また、軸の東側の見かけ傾斜が約60°、西側の見かけ傾斜が約20°であり、非対称である。貫ノ木層、古間層、池尻川岩屑なだれ堆積物、テフラ層などを変形させる。

7. 2. 2 ^{さんさい}三才背斜(新称)

長野市三才にちなむ。本図幅地域の南東部に位置し、北東-南西方向に伸びる。総延長は約1.2km。活断層の田子断層及び三才断層、三才向斜と平行する。豊野層及び南郷層の分布を規制する。傾斜は、両翼ともに10°前後である。詳細は不明であるが、活断層とともに活動したと推定される。

7. 2. 3 ^{さんさい}三才向斜(新称)

長野市三才にちなむ。本図幅地域の南東部に位置し、北東-南西方向に伸びる。総延長は約700m。活断層の田子断層及び三才断層、三才背斜と平行する。豊野層及び南郷層の分布を規制する。傾斜は、両翼ともに10°前後である。詳細は不明であるが、活断層と連動して活動したと推定される。

7. 2. 4 南郷背斜

長野市南郷にちなみ、豊野層団研究グループ(1977)が命名。主要な分布域は東隣の中野図幅地域で、南西端のみが長野市三才付近に認められる。三才向斜と三才断層に挟まれ、北北東-南南西に延びる。総延長は約1.7km。赤羽ほか(1992)によれば、南東翼翼側が傾斜がきつく、軸面は高角で少し北西に傾く。豊野層を変形させている。三才断層の活動に伴う引きずり褶曲と解釈され、長野盆地の沈降に対応する山側の隆起を示唆する証拠であるとされる(斎藤, 1956)。

7. 3 断層

断層は、小牧断層、法戸断層、奈良尾断層、上ヶ屋断層、猿久保断層、門沢断層、浅川断層、三千寺断層が認められる。一部は活断層の可能性もある。

7. 3. 1 小牧断層(新称)

鬼無里村小牧にちなむ。本図幅地域の南西部に位置し、南北方向に延びる。総延長約2.5km。西京背斜、大平向斜の構造を切り、南端は法戸断層を切る。西京層、論地層の分布を切る。相対的に断層の西側が下がる。断層露頭は確認されなかったが、構造の不連続が認められるため、推定断層とした。

7. 3. 2 法戸断層(新称)

鬼無里村法戸にちなむ。本図幅地域の南西部に位置し、南西-北東方向に延びる。総延長約6km。西京層、論

地層の分布を切る。断層の南側では80°以上の急傾斜ないし逆転層が見られる。北西側上がりの逆断層であり、断層の南側の地層の欠如が著しい。

富沢(1953)などは西京背斜の北東への延長部が断層(西京断層)に移行するとしている。精査の結果、その断層は、西京背斜とは一連の構造ではなく、法戸断層として独立している。

7. 3. 3 奈良尾断層(新称)

戸隠村奈良尾にちなむ。折橋向斜の北西翼に位置し、北西-南東方向に延びる。総延長約1km。若干の破碎帯が見られる。荒倉山層の上部、高府層、荻久保層の分布を切る。左ずれ断層。

7. 3. 4 上ヶ屋断層

長野市上ヶ屋にちなみ、斎藤ほか(1960)が命名。長野市上ヶ屋付近に位置し、N10°E-N10°W方向に延びる。

総延長は約2.5km。高府層、猿丸層を切る。

7. 3. 5 猿久保断層(新称)

長野市猿久保にちなむ。長野市門沢付近に位置し、門沢断層と平行して北北西-南南東方向に延びる。総延長は約4km。裾花層、論地層、高府層、猿丸層を切る。断層付近では走向傾斜が乱れる。

7. 3. 6 門沢断層

長野市門沢にちなみ、斎藤(1956)が命名。長野市門沢付近に位置し、北北西-南南東方向に延びる。南端は加



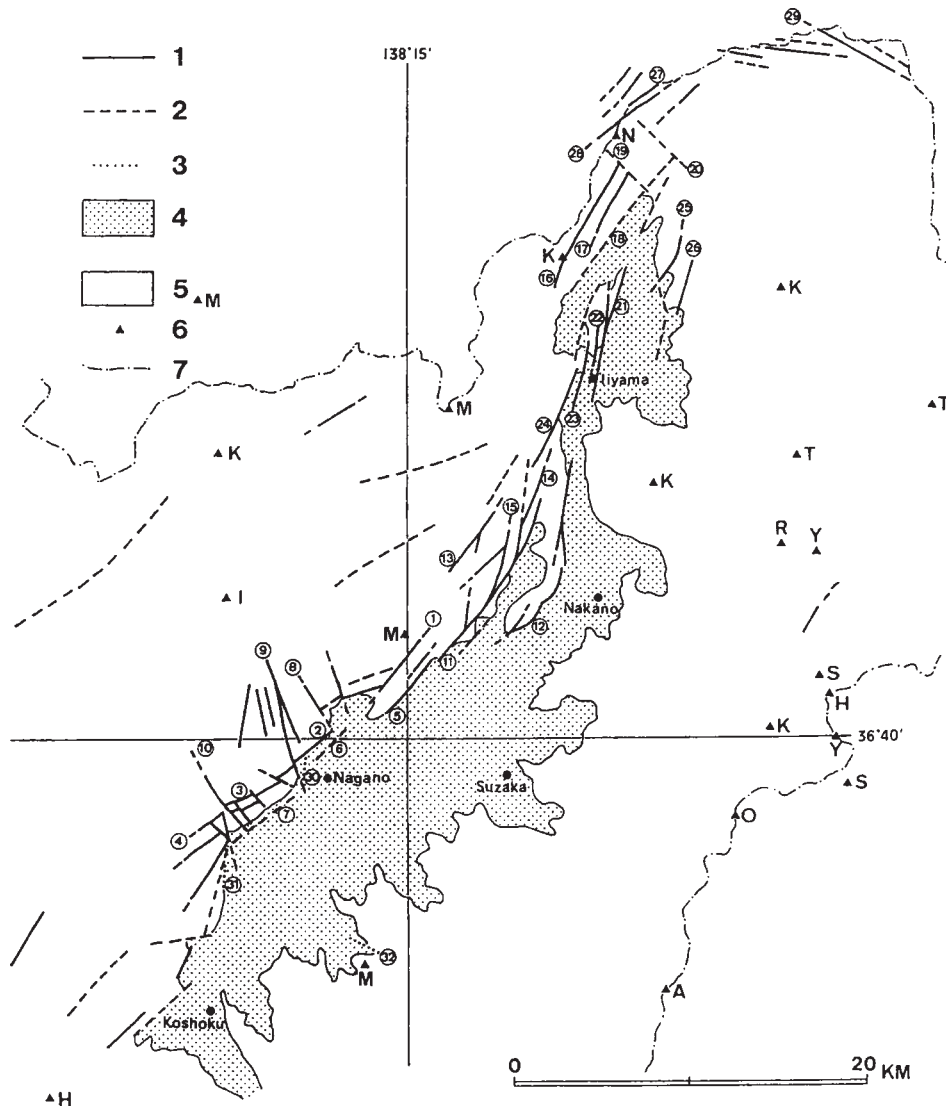
第7.2図 門沢断層

門沢断層によって寸断される猿丸層(Src)の礫岩とT4凝灰岩。向かって右が東、左が西。

藤・赤羽 (1986) によれば長野幅地域内の長野市平柴付近で不明瞭になる。北端は、長野市中曾根付近。斎藤 (1956) によれば本断層は飯縄火山の噴出物を切っていることから、活断層の可能性もある。推定部分を含めて、総延長はおよそ 7km である。裾花層、論地層、高府層、猿丸層の分布を切る。また、北郷向斜の構造を切る。北北西-南南東の方向性を持つ断層の中で最も変位量が大きく、断層の両側で地質構造が大きく異なる。断層付近では走向傾斜が乱れる。本断層の周辺には小断層が発達し、東落ちの断層である (第 7.3 図)。

7. 3. 7 三千寺断層 (新称)

本断層は本図幅地域の南東部に位置する。露頭条件が劣悪なため推定断層としたが、断層を境にして西側に北西傾斜の中新統裾花層が、東側に東傾斜の下部更新統猿丸層が分布することから断層の存在は明らかである。猿丸層の北郷向斜及び本断層以東における分布から判断すると、西上がりの逆断層であり、変位量は数 100m 以上と推定される。後述の長野盆地西縁活断層系の田子断層と同系列の断層と考えられるが、中-上部更新統を変位させていないことから活断層から除外した。



第 7.3 図 長野・飯山盆地の活断層 (仁科ほか, 1985)

1: 活断層, 2: 推定活断層, 3: 地震断層, 4: 盆地部, 5: 山地, 6: 第四紀中～後期の火山, 7: 県境. 活断層名 (1: 田子断層, 2: 善光寺北断層, 3: 犀沢断層, 4: 梨久保断層, 5: 三才断層, 6: 城山断層, 7: 安茂里断層, 8: 浅川断層, 9: 門沢断層, 10: 小市断層, 11: 替佐断層, 12: 長丘断層, 13: 斑尾川断層, 14: 赤坂断層, 15: 道光寺断層, 16: 黒岩山断層, 17: 屯平断層, 18: 飯山盆地西縁断層, 19: 三郷断層, 20: 温井断層, 21: 長峰丘陵東縁断層, 22: 有尾断層, 23: 愛宕断層, 24: 永江断層, 25: 重地原断層, 26: 北竜湖断層, 27: 開田断層, 28: 茶屋池断層, 29: 野々海峽断層, 30: 善光寺地震断層, 31: 小松原地震断層, 32: 松代地震断層)。

7. 3. 8 浅川断層

仁科ほか(1985)が命名。本断層は本図幅地域の南東部に位置し、北西-南東方向に延びる。延長約2km。南東端を田子断層に切られる。南北方向の派生断層を伴う。浅川層、裾花層、高府層、猿丸層の最下部を切る。猿丸層最下部を切ることから前期更新世に活動した断層と推定される。

7. 4 活断層

本地域における活断層は、主に南東地域で認められる逆断層系の長野盆地西縁活断層系(仁科ほか, 1985)に属するものが多い。第7.3図に仁科ほか(1985)の活断層分布図を示す。長野盆地西縁断層系については、仁科ほか(1985)、信濃毎日新聞社編集局(1998)、活断層研究会(1980, 1991)、池田ほか(2002)などでまとめられている。長野盆地西縁断層系の活断層はいずれも西上がり東落ちの高角逆断層で、各断層の落差の総計は1,000～2,000mに達する。

7. 4. 1 田子断層

豊野層団研究グループ(1974)が命名。本図幅地域の南東端に位置し、北東-南西方向に延びる。長野盆地西縁断層系に含まれる(仁科ほか, 1985)。富沢(1987)の上松断層、辻村(1932)の茶臼山断層崖に対応する。豊野層団研究グループ(1977)は、井島(1960)の試掘井の資料と周辺地質の検討から、断層を現にして基盤高度に1,000～2,000mの落差があると見積もっている。長野市浅川西条付近において、比高約2mの断層崖が認められる。活断層研究会(1980)によると、确实度II、活動度B、延長4kmの南東落ちの断層である。仁科ほか(1985)によると、确实度I、活動度A、延長5kmである。

7. 4. 2 三才断層(仁科ほか, 1985)

本断層は、本図幅の南東端に位置し、南西-北東方向

に延び、約3kmの長さを有する。活断層研究会(1980)の替佐断層c、赤羽ほか(1992)の南郷断層にあたる。長野盆地西縁断層系に含まれる(仁科ほか, 1985)。3条の断層が平行している。断層崖は合計約30mの比高差を有する。長野市稲田付近では比高差が不鮮明となり、撓曲帯へと移行して浅川扇状地面を変位させる。活断層研究会(1991)によると、确实度はI、活動度はAである。1847年の善光寺地震によって活動した地震断層とされる(活断層研究会, 1991)。

7. 4. 3 城山断層(活断層研究会, 1980)

本断層は、本図幅の南東端に位置し、南南西-北北東方向に延び、約1.5kmの長さを有する。長野盆地西縁断層系に含まれる(仁科ほか, 1985)。比高差2～4mで幅100～200mの撓曲崖を伴う(栗田ほか, 1987)。活断層研究会(1991)によると、确实度I、活動度Aの活断層である。1847年の善光寺地震によって活動した(栗田ほか, 1987)。

7. 4. 4 六月断層(新称)

本図幅地域の北東に位置し、南西-北東方向に延び、約2kmの長さを有する。野尻湖地質グループ音波探査サブグループ(1987)、赤羽(1996)は、地質図こは表現していないものの、断面図においてその存在を示している。それによると、上部更新統の池尻川岩屑なだれ堆積物から上部野尻湖層を、本断層が切っている。北西側落ちで、ずれの落差は10m以上に達する。

7. 4. 5 宮の前断層(新称)

本断層は、本図幅地域の南西部の戸隠村宮の前付近に位置し、南北方向に延びる。総延長は、約2.2km。荻久保層、猿丸層、開析扇状地堆積物などを切る。詳細は不明だが、開析扇状地堆積物の堆積面の比高差から判断すると西側が約20m落ちている。開析扇状地堆積物を切っていることから、活断層に含めた。

第8章 資 源

(長森英明)

本図幅地域内の地下資源は、褐鉄鉱、粘土、碎石、石油、天然ガス、泥炭、亜炭などが産出する。しかしながら、いずれも生産量が乏しい上に品位が低いため現在採掘を休止している場合が多い。温泉ないし鉱泉は、近年戸隠神告げ温泉が開発されたものの、近隣の図幅地域に比べて極めて少ない。

8. 1 褐鉄鉱

本図幅地域における金属鉱床は、褐鉄鉱床のみが認められている。飯縄山及び黒姫山の山麓に点在する含鉄鉱泉の湧出地点付近において、褐鉄鉱が沈殿して鉱床が形成されている。しばしば砂、泥炭質層などを挟む。いずれの鉱床も小規模であり、最大の厚さは数メートル未満である。第二次世界大戦中に採掘が盛んであったが、現在は採掘している鉱床はない。八木・八木(1958)によると、次のような鉱床において採掘されていた。黒姫火山に伴うものとして、柏原鉱床、御鹿鉱床、榛木鉱床、裏山鉱床、二之倉用水源泉、湯の人鉱床、古池鉱床、種池鉱床、汗馬坂鉱床、喜多の園鉱床、大沢鉱床、ニッ沢鉱床、赤坂鉱床、長原鉱床、二之倉鉱床が、飯縄火山に伴うものとして、富士里鉱床、稲付鉱床、高山鉱床、高岡鉱床、霊仙寺鉱床、滝之沢鉱床、隅谷地鉱床、大石谷地、ドタの沢、芋井鉱床などがある。

柏原鉱床の分析値は、鉄54.79%、珪酸6.84%、硫酸0.19%、燐0.18%の値が得られている(八木・八木, 1958)。

8. 2 耐火粘土鉱床

牟礼村上村の上村鉱床(牟礼鉱山)から耐火粘土が採掘されていた。軽石凝灰岩(本報告の飯縄山火砕流堆積物に含まれる)が粘土化したもののうち、火山礫や輝石等の結晶の少ない部分が耐火粘土鉱床として採掘された。藤井・藤本(1970)により詳細に検討されている。それによれば、鉱床の成因は軽石凝灰岩が水中に堆積したことにより粘土化したと推定している。主要な組成鉱物は、ハロイサイト、クリストバライトからなる。その埋蔵鉱量は112,000tと推定された。なお、藤井・藤本(1970)は、上村鉱床の他に信濃町富が原の西方にも鉱床の存在を報告し、双子山鉱床の名を与えた。

8. 3 ベントナイト

長野市真光寺のブランド薬師の南方及び東方に分布する裾花層からベントナイトが採掘されていた(八木・八木, 1958)。八木・八木(1958)によると、裾花層の裂罅を充填するベントナイトが採掘され、主に田用水の漏水を防ぐために用いられた。採掘期間は不明である。

8. 4 石油・天然ガス

本図幅地域内の油徴は、長野市真光寺、牟礼村北川、信濃町柴津などで認められる。石油が産出することは古くは1753年(宝暦3年)に瀬下敬忠によって「千曲真砂」に記述されている。1856年には12基の油井が掘られ、石油の生産が行われた。現在稼働している油井はなく、司去真光寺のループ橋の脇に石油井戸だけが残されている。

伊木(1902)によると、柏原村(現信濃町)の南端、古間村(現信濃町)富濃、戸隠村宝光社、浅川村(現長野市)畑山に油徴があったが、試掘したものの稼行するに至っていない。浅川村(現長野市)司去真光寺では深さ30~40間(約55m~73m)の油井が8基、90間(約164m)のものが1基あり、およそ年230石(約41kl)を産出した。ガス徴は、野尻湖周辺、信濃町古間、富士里、牟礼村北川、戸隠村宝光社、鬼無里村法台、戸隠村古池付近、長野市真光寺、釜などで認められる(井島・吉富, 1955; 八木・八木, 1958; など)。ガス徴はしばしば鉱泉の湧出に伴っている(長野市企画課, 1953)。井島(1955)は野尻湖周辺より天然ガス徴及び油徴を報告し、さらに安國・遠藤(1955)はこれらの天然ガスの化学分析を行った。本島(1955)は野尻湖湖畔のガス式掘井について化学的試験結果から低い評価を下した。

8. 5 泥炭・亜炭

現在採掘されている亜炭及び泥炭はないが、資源難であった第二次世界大戦中に多くの場所で採掘されていた。八木・八木(1958)、牟礼村誌・学校誌編纂委員会(1996)によると泥炭の採掘は、信濃町柏原の西方から南方にかけての湿地帯、信濃町古間、落影、六月付近、戸隠村奥社北の丸山付近、牟礼村牟礼駅付近、飯縄山南麓などで行われていた。これらの採掘は、野尻湖層、古間層、牟礼層に挟まれている泥炭層を対象としている。

亜炭の採掘は主に第二次世界大戦中に行われ、猿丸層に挟まれる最大層厚数 10cm 程度の亜炭層を対象にしていた。

8. 6 砕石

猿丸層の砂岩を対象として、長野市坂中、戸隠村中之地などで採掘され、現在も稼行している。荒倉山層の溶岩及び火砕岩を対象として戸隠村坪根、貫入岩類を対象として鬼無里村奥中田、長野市桜の猪郷路（通称：猪郷路石、むじな石）、第四紀火山の溶岩を対象として長野市吉の髻山（通称：髻石）、信濃町薬師岳（通称：古間石）を骨材ないし石材として採掘されていたが、戸隠村坪根

第 8.1 表 牟礼村温泉及び戸隠神告げ温泉の化学成分表

単位 (mg)	牟礼村温泉	戸隠神告げ温泉
泉質	ナトリウム・カルシウム—塩化物 冷 鉱 泉	単純温泉
水素イオン濃度 (pH)	7.56	8.03
蒸発残留物	3727	236
源泉温度	21.6℃	28.1℃
水素イオン	—	—
リチウムイオン	3	0.02
ナトリウムイオン	867.4	47.2
カリウムイオン	98	4.2
マグネシウムイオン	70.2	2.4
カルシウムイオン	295.4	6.1
アルミニウムイオン	0.3	0.01
マンガンイオン	0.06	痕跡
鉄 (II) イオン	痕跡	0.2
アンモニウムイオン	1.1	痕跡
バリウムイオン	0.8	痕跡
ストロンチウムイオン	4.1	0.03
亜鉛イオン	—	0.2
フッ素イオン	0.02	0.3
塩素イオン	1805	8
臭素イオン	3.1	—
ヨウ素イオン	1.8	—
水酸イオン	—	—
硫化水素イオン	—	—
硫酸水素イオン	—	—
硫酸イオン	2.3	痕跡
リン酸二水素イオン	—	—
リン酸水素イオン	痕跡	2
炭酸水素イオン	648.6	148.3
炭酸イオン	—	—
亜硝酸イオン	痕跡	—
硝酸イオン	0.3	—
遊離二酸化炭素	41.5	8.3
遊離硫化水素	—	—
メタケイ酸	86.5	71
メタホウ酸	96.4	1.5
メタ亜ヒ酸	—	—
総ヒ素	—	0.005
総リン	—	—
分析年月日	1996.6.18	1999.5.12
分析者	長野県薬剤師会検査センター	

を除いて採石はすでに休止されている。このほか、鬼無里村財又付近に分布する戸隠山層起源の安山岩の転石は、財又石と称されて採掘されていた。

砕石についてまとめられた報告は少ないが、八木・八木 (1958) に詳しい。このほか、松井ほか (1979) が、昭和 53 年度の長野市周辺の採石状況についてまとめている。

8. 7 温泉・鉱泉

現在利用されている温泉として、戸隠村中社の戸隠神告げ温泉が、鉱泉として牟礼村川上の牟礼村温泉、長野市の飯縄山南麓の鉄鉱泉がある。戸隠神告げ温泉と牟礼村温泉の分析表を第 8.1 表に示す。

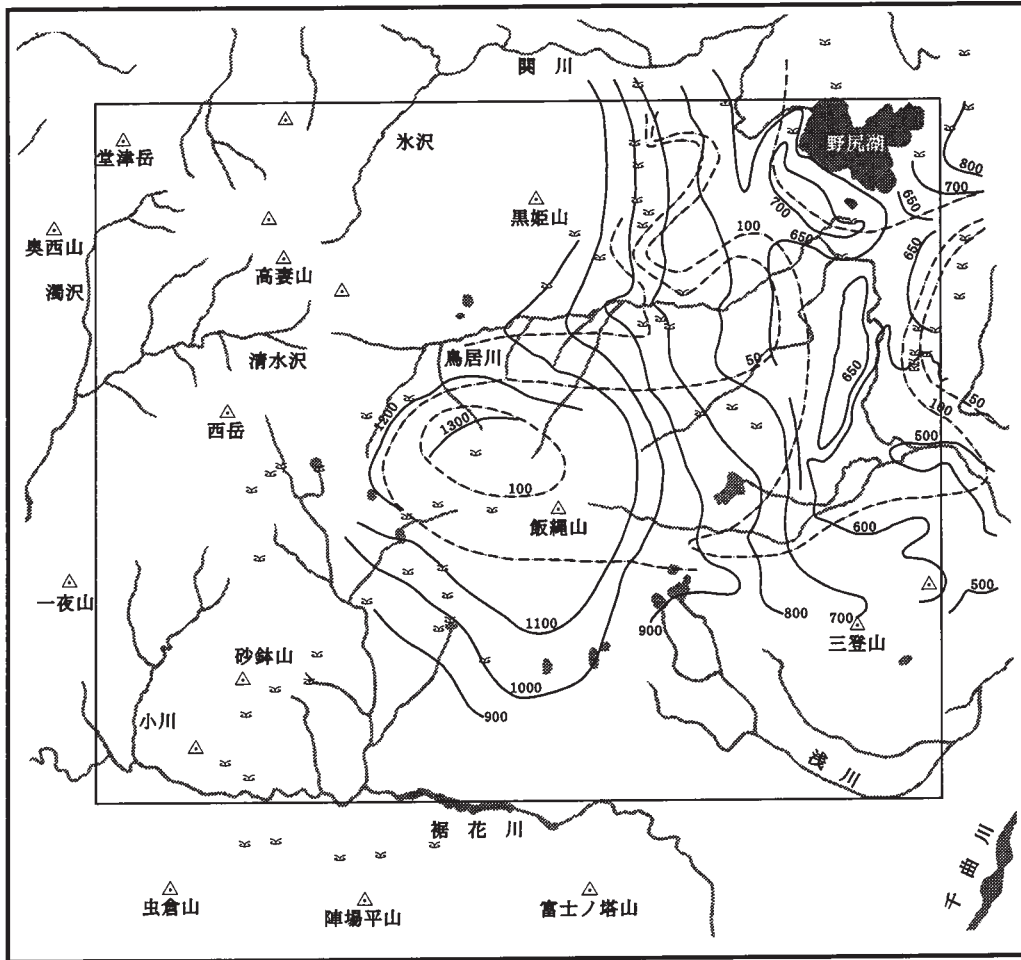
かつて利用されていた鉱泉として、ブランド薬師鉱泉 (PH7.3, 温度 15.3℃, 硫黄泉), 長原鉱泉 (PH8.4, 温度 14.7℃, 硫黄泉), 湯谷鉱泉 (PH7.2, 温度 18℃, 硫黄泉), 釜の湯鉱泉 (PH9.2, 温度 13℃, 硫黄泉) などがある (長野市企画課, 1953)。その他、正確な位置及び泉質等是不詳であるが、長野市田子から浅川西条にかけての地域において、西条鉱泉, 湯の人鉱泉 (二本松の湯), 弁天鉱泉, 田中鉱泉, 浅草沢鉱泉, 駒沢鉱泉, 福岡鉱泉, ガスの湯 (長野市向去真光寺) などが存在する (長野市企画課, 1953 ; 八木・八木, 1958)。

硫化水素ガスを伴う鉱泉として西条鉱泉, 福岡鉱泉, ブランド薬師鉱泉, 湯の入鉱泉, 浅草沢鉱泉が, メタンガスを伴う鉱泉としてガスの湯が, 炭酸ガスを伴うものとして飯縄山南麓の鉄鉱泉がある。これらの鉱泉のほか、飯縄山及び黒姫山の山麓に鉱泉が多数点在し、しばしば褐鉄鉱の鉱床を伴う。

ちなみに、戸隠図幅地域の温泉に関わる基礎データとして、温泉及び鉱泉一覧 (塚本, 1982 ; 金原, 1992), 地熱資源 (高橋ほか, 1993) などのデータ集がある。

8. 8 地下水

本図幅地域の地下水については、関東農政局計画部 (1980) によってまとめられている。それに従い概略を記述する。地域内の湧水地点、地下水位等高線、比湧出量等値線を第 8.1 図に示す。井戸による地下水の利用は主に水道に、湧水は農業及び水道に利用されている。井戸の一部の柱状図を第 6.1 図, 第 6.2 図, 第 6.3 図に示す。水理地質区分は 11 に区分される。地質と地下水の関係の大ききまとめると、新第三系は裂隙水、第四系堆積物と火山岩の一部は不圧地下水及び被圧地下水、第四系火山岩類の一部は被圧地下水及び裂隙水の存在が期待される。地域内の地下水区は、地形ならびに地質から、黒姫・飯縄火山山麓地下水区、斑尾火山山麓地下水区、河西丘陵地下水区に区分される。



≡ 湧水地点 — 地下水位等高線(m) ---- 比湧出量等値線 (m³/日/m)

第8.1図 戸隠図幅地域の湧水地点, 地下水位等高線, 比湧出量等値線
 関東農政局計画部 (1980) の図を基に編集した.

第9章 自然災害

(長森英明)

地震の発生は、有名な歴史地震の善光寺地震を筆頭に大型の地震が多い。

地すべりは、第三紀の地層を中心にして非常に多くの地域で発生している。知名度が高い地附山の地すべりも本図幅地域に含まれている。

9.1 地震

本図幅地域は信濃川地震帯(大森, 1913)に位置し、地震が多発している。北部フォッサ・マグナ地域に発生する地震の分布と地質構造との関係は、卯田・茅原(1985)により検討された。それによると、北部フォッサ・マグナ地域に発生する地震は、深さ40km未満の地殻内部のものと、太平洋プレートの沈み込みによる深さ120km以深のものに区別される。これらのうち深さ20km以浅で発生する地震が大半を占める。深さ40km以浅の地震のうち、内陸部に発生するものは褶曲構造や活断層と震央分布の対応は顕著で、地震断層を生じた例も多い。このほか、北部フォッサ・マグナ地域の地震に関する研究として、中村・松田(1968)などがある。

本図幅地域内に震源地をもつ代表的な大地震として、以下のものが記録されている。

善光寺地震：1847年5月8日(弘化4年3月24日)の夜に発生した善光寺地震は、M7.4の規模を持ち、広い地域にわたり甚大な被害をもたらした(第9.1図)。震央地は長野市浅川清水付近とされる(活断層研究会, 1991)。本地震により活動した地震断層として、城山断層と三才断層が認められている(八木, 1947; 栗田ほか, 1987; 活断層研究会, 1991)。この地震により長野県北部の広い範囲において地すべり、家屋倒壊28,000戸などの甚大な被害が発生した。地震によって発生した地すべりによって形成された堰き止め湖の決壊もあり、死者は8,000から12,000名にも上る(善光寺地震災害研究グループ, 1994)。被害状況を第9.1図に示す。本地震に関する研究として、佐山・河角(1973)、地質調査所(1986)、萩原ほか(1986)、佃ほか(1987)、宇佐美(1988)、宇佐美ほか(1989)、宇佐美・渡辺(1988, 1989)、古谷(1990)、宇佐美・池井戸(1990)、善光寺地震災害研究グループ(1994)、伊藤(1983)、石川・井上(2000)、北原(2002)など多数ある。この他、郷土史などの報告は善光寺地震災害研究グループ(1994)に多数引用されている。

古間地震：1943年10月13日14時42分に信濃町古間(東経138度13.3分、北緯36度48.3分)を震源とし

て発生した。震源の深さは10～20kmと推定されている(八木・八木, 1958)。地震の規模はM6.1である(活断層研究会, 1980)。本地震の被害は、信濃町針ノ木における家屋の損壊、同町針ノ木、古間、大久保に亀裂・陥没・湧水の発生、鉄道線路の破損などがあった(八木・八木, 1958)。

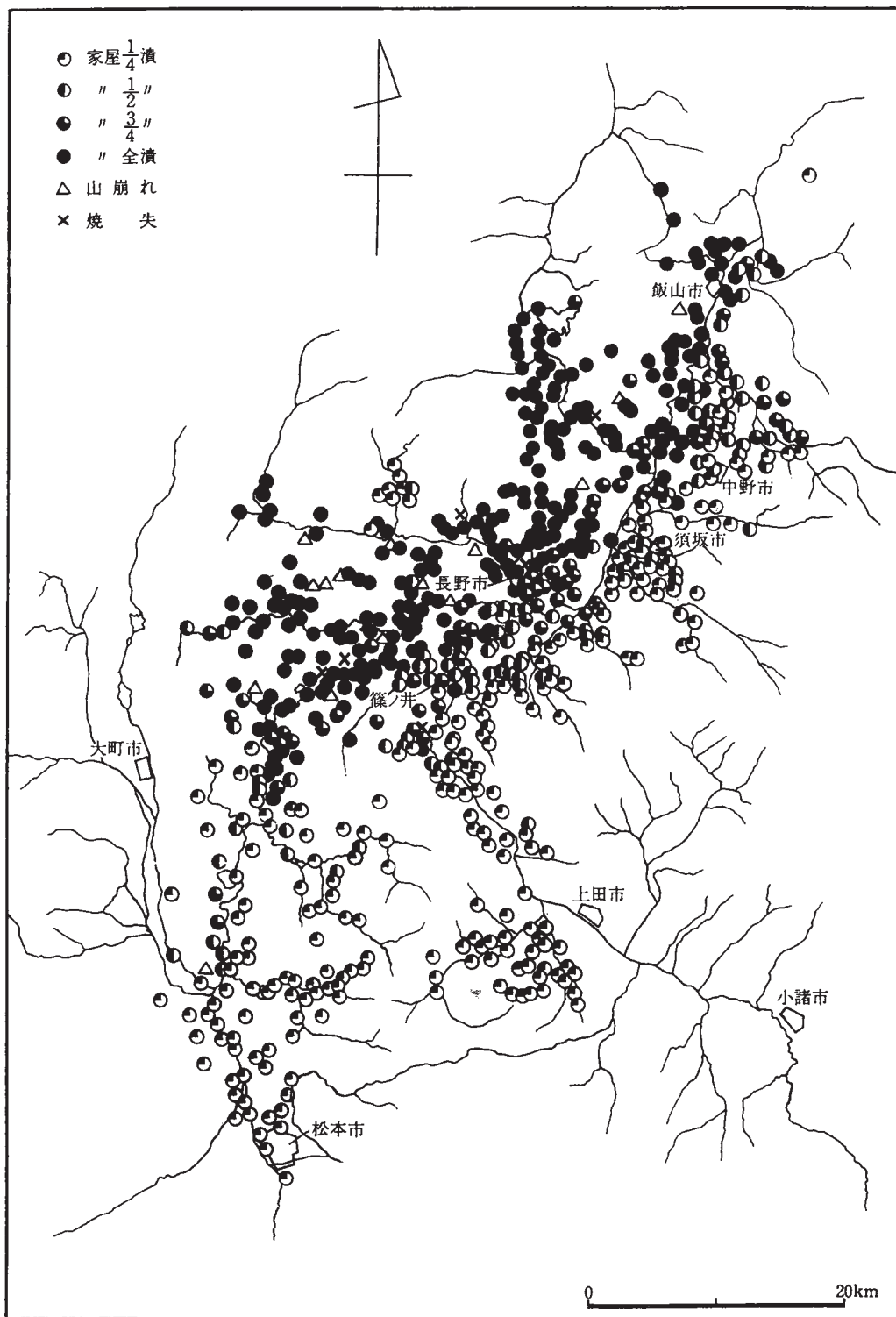
長野地震：1941年7月15日23時45分の長野市三登山付近を震央として発生した。その規模はM6.1である(活断層研究会, 1991)。本地震の被害は、長野市長沼、若槻、古里、浅川及び豊野町において甚大であり、死者5名、家屋全壊77戸、半壊227戸に及んだ(八木・八木, 1958)。

9.2 地すべり

長野県中・北部地域には地すべりが多く発生しており、多くの地域が地すべり防止区域となっている(第9.2図)。これらの地すべり分布域には、地すべりにちなむ可能性のある浅川、小川、地附山、押出、出し、奈良尾などの地名も点在している。本図幅地域内における地すべりの分布は、鳥山(1960)、新潟県(1982)、斎藤(1982)、長野市(1988)、善光寺地震災害研究グループ(1994)などに図示されている。そのほか、斎藤ほか(1976)などで地すべりについて記述されている。本報告では、地すべりの分布把握を目的に現地踏査及び空中写真判読を行った。基盤地質分布情報を表現するために、地質図上では地すべり移動体の地形輪郭のみを示している。滑落崖が明瞭な場合は図示した。

斎藤(1982, 1986)によると、長野県北部の第三紀層の地すべりは標高600～700mに分布する大倉面から標高750～900mに分布する大峰面群の周縁部に地すべりが集中して発達する。また、斎藤(1986)は地すべりの発生時期はI～III期に区分されIII期の地すべりはI期のものが再活動しているとした。望月(1971)は、本図幅地域を含む犀川沿いの山地の地すべりの検討を行った。それによると、地すべりは岩質に支配され泥質岩分布地が多いこと、褶曲地帯に多く、地層の傾斜に規制されるなどの特徴が認められている。

本図幅地域における地すべりは、特定の地層において多発しており、地質の分布傾向と明瞭な整合性がある。地すべりが多発する主要な地層は、浅川層、西京層、論地層、田ノ頭層、高府層、猿丸層、牟礼岩屑なだれ堆積物などである。本図幅地域内における地すべりの発生は、

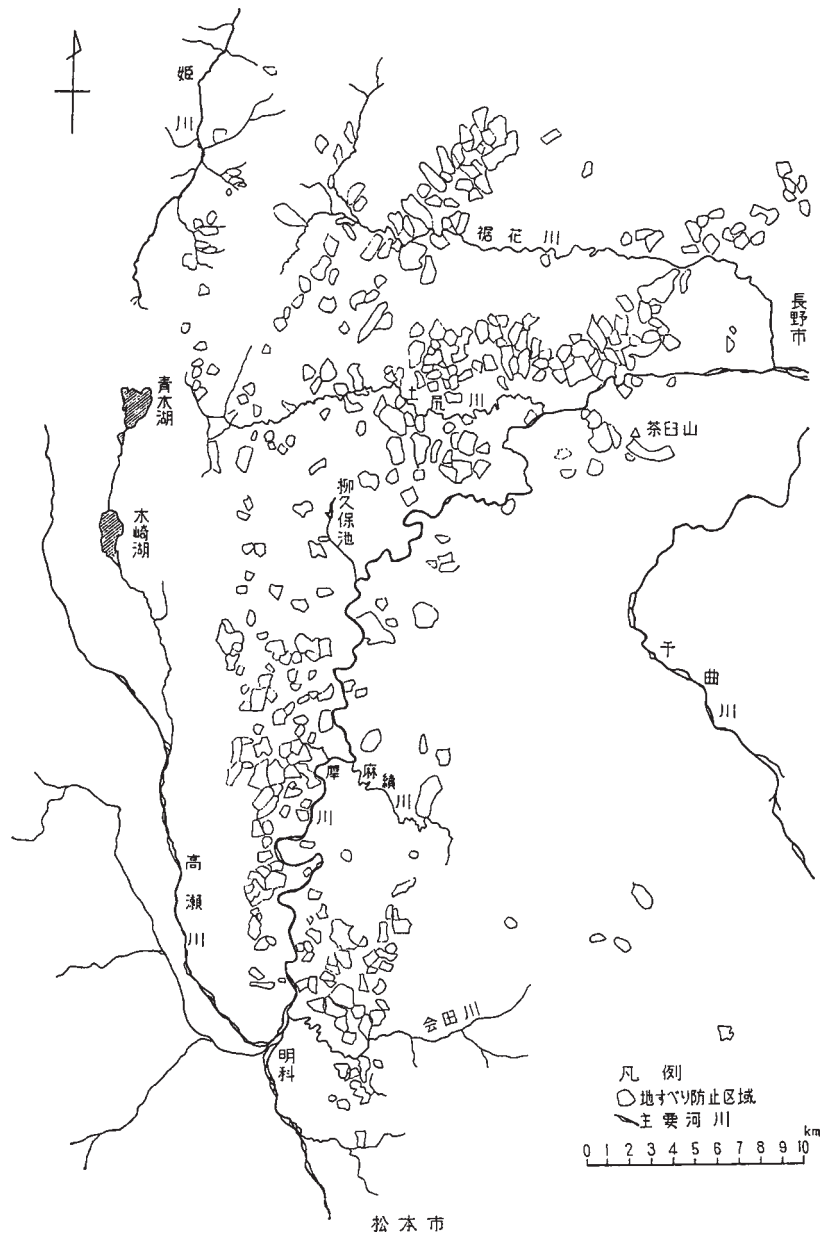


第9.1図 善光寺地震の古絵図による被害分布 (宇佐美, 1996)

褶曲、断層の地質構造の影響よりも地質の影響が顕著である。地すべりのほかに、急峻な地形を有する地域ではいたる所に崩落崖が存在する。地すべりの発生は、集中降雨（例えば、1995年7月11～12日）や地震（例えば、善光寺地震）の際に特に著しい。地すべりの概要を、発生要因となる地層別に分けて以下に記述する。

浅川層が滑動した地すべりは、長野市真光寺一带に分布する。浅川層はほぼ泥岩から構成され、浅川層の分布範囲はすべて地すべりの影響を受けている。

田ノ頭層の地すべりのうち特筆すべきは、1997年春に発生した、規模が幅約300m、長さ約600m、滑落崖の高さは約70mの地すべりである（綱木ほか, 1997）。



第9.2図 長野県中・北部地すべり分布図 (望月, 1971)

この地すべりによって、堰止め湖が形成された (第3.6図の3)。

西京層及び論地層が滑動した地すべりは、鬼無里村を流れる小川流域一帯に分布する。泥岩が卓越する西京層及び西京背斜の南東翼の論地層では特に地すべりが発達し、大きなもので幅数100mの規模となる。鬼無里村南、山中の地すべりでは、古い大規模な地すべり内部で再移動して複数の地すべりが生じている。砂岩・泥岩互層が卓越する西京背斜南東翼の論地層では、幅100m以下の地すべりが多い。泥岩層分布域に地すべりが多く砂岩分布域では少ない傾向にあることから、地すべりの分布と規模は崩壊しにくい砂岩の分布に規制されていると見られる。砂岩優勢の砂岩・泥岩互層から構成される

西京背斜の北西翼に分布する論地層は、地すべりの発生が少ない。

高府層が滑動した地すべりは、荒倉山層との境界付近で多発し、大規模である。鬼無里村上新倉、下新倉、日影では古い大規模な地すべりがさらに再移動して内部で細分化される。

荻久保層が滑動した地すべりは、泥岩の分布域と一致しており、長野市入山から富田にかけての地域に分布する。再移動や人工改変などにより地すべりの地形が不明瞭な場合が多い。

猿丸層が滑動した地すべりは、戸隠村猿丸、長野市京田、中曽根、宮ノ前などに分布する。これらの地域は、猿丸層に挟まれるT3、T3.5、T4などの厚い凝灰岩層



第9.3図 長野市ブランド薬師から東方の景色

正面の緩斜面は、浅川層が滑動した地すべり地形。左側の相対的に急な斜面は裾花層からなる。奥に広がる平野は、長野盆地。

が分布している。これらの凝灰岩層は固結度が低く、しばしば著しく粘土化しているため崩れやすい。地すべりの規模は大きい傾向にあり、大きなものでは500m以上の幅を有する。地すべり内部の地形は再移動及び人工改変などにより不明瞭となる。

牟礼岩屑なだれ堆積物が滑動した地すべりは、牟礼村小玉 - 信濃町戸草間の鳥居川沿い、長野市三ッ出の北北西、長野市軍足、長野市影山北方などの地域で認められる。これらの地域はいずれも牟礼岩屑なだれ堆積物の分布の末端に位置し、大規模な地すべりが発達する。その規模は500～1,000m以上に達する。

裾花層が滑動した地すべりは、長野市地附山付近に多い。近年における地附山の地すべりは、古期地すべり地において1985年7月26日に地附山の南東斜面の標高680m付近を頭部にして発生した。その規模は報告により見積もりが異なるが、富沢(1987)によれば主滑落崖の長さ約400m、横滑落崖の長さ約250m、崩積土のすべり面の深さ30～50m、全長約780m、滑動土塊総量500万m³である。犠牲者が26名にものぼり、テレビ放送によって滑動の様子が中継されたことなどから注目を浴びた。この崩壊以前に、亀裂、段差などの地すべりの

兆候が、昭和39年に旧地すべり上に設置された観光用道路のバードライン上に1981年に確認されている(信州大学自然災害研究会, 1986)。富沢(1987)によれば、地附山地すべりの旧崩積土は2層準あり、その¹⁴Cによる年代値はそれぞれ40,000 Y. B. P. >と6,400 ± 120 Y. B. P.である。発生の要因として、融雪、降雨、凝灰岩のモンモリロナイト化、断層による破砕が指摘されている(富沢, 1987)。この他、道路等の構造物の設置が問題視されている(長野市地附山地滑り災害記録刊行会, 1986; ほか)。

地附山地すべりに関する研究として、岡部・高田(1985)、長岡(1985)、古谷(1985)、信州大学自然災害研究会(1986)、長岡(1986)、島(1986)、長野市地附山地滑り災害記録刊行会(1986)、佐藤(1986)、島ほか(1986)、大八木ほか(1986)、福岡ほか(1987)、富沢(1987)、長野県長野建設事務所(1988a, b)、吉岡ほか(1988)、鷹野・長野応用地質グループ(1988)、地附山地すべり記録誌編集委員会(1989)、福岡ほか(1989)、池田(1993)、長野市地附山地すべり災害誌編さん委員会(1993)、佐竹ほか(1997)、内山(1999)、衛藤(1999)など多数ある。

文 献

- 阿部和時・真島征夫・岩井清志・宮下寛彦 (1997) 長野県鬼無里村で発生した山地崩壊現地調査報告(速報). 砂防学会誌, vol. 50, p. 78-81.
- 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.
- 赤羽貞幸(1979) 北部フォッサ・マグナ地域における後期新生代の地質構造発達史(I). 信州大学教育学部志賀自然教育研究施設研究業績, no. 18, p. 1-23.
- Akahane, S. (1980) Stratigraphy and geologic structure of the Susobana Tuff Formation on the southwestern marginal area of the Nagano Basin, central Japan. *Jour. Fac. Education, Shinshu Univ.*, no. 42, p. 119-130.
- 赤羽貞幸(1980) 北部フォッサ・マグナ地域における後期新生代の地質構造発達史(IV). 信州大学教育学部志賀自然教育施設研究業績, no. 19, p. 1-17.
- 赤羽貞幸(1981a) 北部フォッサ・マグナ地域における後期新生代の地質構造発達史(II). 信州大学教育紀要, no. 44, p. 191-200.
- 赤羽貞幸(1981b) 北部フォッサ・マグナ地域における後期新生代の地質構造発達史(III). 信州大学教育紀要, no. 45, p. 273-282.
- 赤羽貞幸(1996) 野尻湖の生い立ちとその変遷. アーバンクボタ, no. 35, p. 6-19.
- 赤羽貞幸・加藤碩一・富樫茂子・金原啓司(1992) 中野地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 106p.
- 赤羽貞幸・酒井潤一(1993) 長野市飯綱高原の豊かな自然復元基本調査報告書, 地質. 長野市飯綱高原自然復元基本調査委員合, p. 86-107.
- 赤羽貞幸・富樫茂子(1992) 中野地域の地質, 4. 第四系. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅). 地質調査所, p. 33-75.
- 秋山雅彦(1958) 新生代化石解説(27), 柵化石動物群の *Patinopecten* 属について. 新生代の研究, no. 2, p. 32-34.
- Akiyama, M. (1958) New fossil *Chlamys* from the environs of Nagano City, Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 31, p. 243-247.
- Akiyama, M. (1962) Studies on the phylogeny of *Patinopecten* in Japan. *Sci. Rep., Tokyo Kyoiku Daigaku, Sec. C*, no. 8, p. 63-122.
- 芥川真知(1951) 長野県茶臼山附近の地況に関する研究(2). 土木研究所報告, no. 81, p. 1-11.
- Amano, K. (1994) Diversity of *Chlamys* (Bivalvia) from the Pliocene Ogikubo Formation, Central Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 176, p. 661-676.
- Amano, K. (1995) Two relict species of *Thracia* (Bivalvia) from the Pliocene Ogikubo Formation in Nagano Prefecture, Central Japan. *Venus (Jap. Jour. Malac.)*, vol. 54, p. 143-151.
- Amano, K. and Karasawa, S. (1986) A new subspecies of *Chlamys lioica* (Dall) from the Pliocene Shigarami Formation developed in the environs of Nagano City, central Japan. *Mono. Mizunami Fossil Mus.*, no. 6, p. 41-47.
- Amano, K. and Karasawa, S. (1988) *Yabepecten* and *Pseudamiantis* from the Shigarami Formation in Nagano Prefecture, Central Japan. *Saito Ho-on Kai Spec. Pub. (Prof. T. Kotaka Commem. Vol.)*, p. 507-517.
- 天野和孝・唐沢 茂(1993) 長野県北部に分布する鮮新統荻久保層の貝化石群と古環境. 地学雑誌, vol. 102, p. 572-582.
- Amano, K. and Tanaka, K. (1992) An *Omma-Manganjian* Bivalvia, *Profulvia kurodai* (Sawada), from the Pliocene strata of Japan. *Bull. Joetsu Univ. Educ.*, vol. 12, p. 115-124.
- Amano, K., Tanaka, K. and Karasawa, S. (1991) *Chlamys* (*Chlamys*) *foeda* (Yokoyama) from the Shigarami Formation in Nagano Prefecture, Central Japan. *Bull. Joetsu Univ. Educ.*, vol. 10, p. 305-313.
- 青木豊樹・黒川勝己(1996) 新潟県西頸城地域の鮮新世～下部更新統の火山灰層とその対比. 地球科学, vol. 50, p. 341-361.
- 栗田泰夫・奥村晃史・佃 栄吉(1987) 善光寺地震断層系に関する史料と地震断層の現状. 歴史地震, no. 3, p. 166-174.
- Blow, W. H. (1969) Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. *Proc. I, Internatl. Conf. Microfossils*, vol. 1, p. 199-421.
- Cas, R.A.V. and Wright, J.V. (1987) Volcanic Successions. Allen & Unwin, 528p.
- 茅原一也(1974) 新潟地区の火山層序について. 地調報告, no. 250-1, p. 183-234.
- 千地方造(1955) 上水内郡土尻川上流地域の地質. 長野県資源調査研究会編集, 地質調査報告書, 信濃教育会出版部, p. 59-68.
- 地質調査所(1986) 長野県善光寺地震断層近傍のαトラック調査, 地震予知連絡会会報, 36, p. 164-165, 国土地理院.

- 藤井紀之・藤本弁蔵(1970) 飯縄山東山麓の耐火粘土鉱床について. 地下資源報告書, 長野県商工部, p. 1-30.
- 藤本治義・河田喜代助・牛来正夫・鹿股信雄・関 利一郎・川端三郎(1946) 長野油田の地質. 地質雑, vol. 52, p. 48-55.
- 福岡 浩・佐々恭二・島 通保(1987) 長野市地附山地すべりの土質特性と運動. 京都大学防災研究所年報. 30B-1, p. 359-371.
- 福岡 浩・佐々恭二・VIBERT Christophe・島 通保(1989) 高速高圧リング剪断試験機による地附山地すべり・御岳大崩壊の土質特性. 京都大学防災研究所年報, 32B-1, p. 183-195.
- 古谷正和・田井昭子(1993) 大阪層群と段丘堆積層・沖積層の花粉化石. 大阪層群, 創元社, 大阪, p. 247-255.
- 古谷尊彦(1985) 長野市. 地附山地すべり. 地理, vol. 30, no. 10, p. 7-15, 古今書院.
- 古谷尊彦(1990) 善光寺地震に起因した山地崩壊—特に虚空蔵山地すべりについて—. 防災科学資料センター・ニュース, p. 22-24.
- 衛藤正敏(1999) 地附山地すべりの滑動形態と地質構造. 斜面地質学—その研究動向と今後の展望—, 日本応用地質学会, 東京, p. 213-218.
- 後藤仁敏・田辺智隆・吉川博章(1993) 長野県北部の柵累層(新第三系)から産出したネズミザメ類の歯化石について. 地球科学, vol. 47, p. 507-518.
- 萩原幸男・長沢 工・大久保修平(1986) 善光寺地震断層の重力調査. 東京大学地震研究所彙報, vol. 61, p. 529-535.
- 花岡邦明・豊野層団研究グループ(1985) 長野盆地北部における中部更新統. 日本第四紀学会講演要旨集, no. 15, p. 104-105.
- 原山 智・滝沢文教・加藤碩一・駒沢正夫・広島俊男(1995) 20万分の1地質図幅富山. 地質調査所.
- 長谷中利昭・吉田武義・早津賢二(1995) 妙高火山群溶岩の化学組成とマグマ溜まり過程. 東北大学理学部核理研究報告, vol. 28, p. 43-82.
- 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(1)—. 地球科学, vol. 26, p. 47-57.
- 早津賢二(1976) 飯縄火山の地質—妙高火山群の地質記載・その3—. 第四紀研究, vol. 15, p. 55-65.
- Hayatsu, K. (1976) Geologic study on the Myoko volcanoes, central Japan—Part 1. Stratigraphy—. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ., Ser. Geol. Mineral*, vol. 42, p. 131-170.
- Hayatsu, K. (1977) Geologic study on the Myoko volcanoes, central Japan—Part 2. Petrography—. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ., Ser. Geol. Mineral.*, vol. 43, p. 1-48.
- 早津賢二(1985) 妙高火山群—その地質と活動文—. 第一法規出版, 東京, 344p.
- 早津賢二(1994) 妙高火山群研究の1993年における新展開と問題点. 妙高火山研究所年報, no. 2, p. 35-40.
- 早津賢二(1995) 妙高火山群研究の1994年における新展開と問題点. 妙高火山研究所年報, no. 3, p. 39-42.
- 早津賢二・新井房夫(1980) 妙高火山群テフラ地域の第四紀テフラ層—示標テフラ層の記載および火山活動との関係—. 地質雑, vol. 86, p. 243-263.
- 早津賢二・新井房夫(1982) 妙高火山群テフラ地域南部の最新世テフラ層—示標テフラ層の記載とそれに関係した2・3の問題—. 第四紀研究, vol. 21, p. 1-13.
- 早津賢二・新井房夫(1985) 妙高火山群テフラ地域のテフラ層. 妙高火山群—その地質と活動史—, 第一法規出版, 344p. : p. 253-305.
- 早津賢二・河内晋平(1997) 妙高火山群とその周辺の火山岩のK-Ar年代. 信州大学教育学部紀要, no. 92, p. 117-128.
- 早津賢二・永高 賢・田代達雄(1980) 黒姫火山・六月火山礫層(RG)の¹⁴C年代とそれに関係した2・3の問題. 第四紀研究, vol. 19, p. 49-51.
- 早津賢二・清水 智・板谷徹丸(1994) 妙高火山群の活動史—“多世代火山”—. 地学雑, vol. 103, p. 207-220.
- 早津賢二・清水 智・板谷徹丸・松本佐知子・河内晋平(1996) 長野県北部—薬師岳・猪郷路火山岩体のK-Ar年代. 信州大学志賀自然教育研究施設研究業績, no. 33, p. 1-6.
- 姫川団体研究グループ(1958) 糸魚川-静岡線北部にそう地帯の第三紀層. 地質学雑誌, Vol. 64, p. 431-444.
- 北部フォッサ・マグナ研究グループ(1976) 北部フォッサ・マグナ中央部の新第三系の堆積盆. 地質学論集, no. 13, p. 117-131.
- 北陸地方土木地質図編纂委員会(1990) 北陸地方土木地質図及び北陸地方土木地質図解説書. 国土開発技術研究センター, 799p.
- 本郷美佐緒・石井陽子・鈴木 保(1998) 長野県信濃町の中部更新統針ノ木層の花粉化石群集. 野尻湖ナウマンゾウ博物館研究報告, no. 6, p. 9-16.
- 本間不二男(1928) 信濃中部第三紀層の分類(1). 地球, vol. 9, p. 265-277.
- 本間不二男(1931) 信濃中部地質誌. 古今書院, 東京, 331p.
- 本間不二男・小山 進(1930) 12万分の1信濃中部地質図. 信濃教育会小県上田部会, 古今書院.
- 堀江正治(1956) 信濃北部の旧湖堆積物と地形発達. 地理学評論, vol. 29, p. 28-40.
- 伊木常誠(1902) 信濃國の石油産地. 地学雑誌, no. 14(168), p. 799-809.
- 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質的研究(その1) 火山層序学的研究. 信州大

- 学教育学部紀要, no. 12, p. 86-133.
- 飯島南海夫・斎藤 豊(1966) 長野盆地の地盤. 長野県防災会議震災対策部会, 48p.
- 井島信五郎(1955) 野尻湖附近天然ガス地域の地質について. 石油技術協曾誌, vol. 20, p. 144-151.
- 井島信五郎(1960) 長野県上水内郡豊野町試掘地附近の地質. 地調月報, vol. 11, p. 15-30.
- 井島信五郎・遠藤昭二(1955a) 上水内郡鬼無里村, 北小川村及び北安曇郡北城村に亘る地域の地質. 長野県資源調査研究会編集, 地質調査報告書, 信濃教育会出版部, p. 47-58.
- 井島信五郎・遠藤昭二(1955b) 裾花川上流地域の地質. 水内郡土尻川下流地域の地質. 長野県資源調査研究会編集, 地質調査報告書, 信濃教育会出版部, p. 77-94.
- 井島信五郎・吉富武雄(1955) 上水内郡戸隠鬼無里油田の地質. 長野県資源調査研究会編集, 地質調査報告書, 信濃教育会出版部, p. 39-46.
- 池辺 穰(1953) IV探鉱IV. A最近の探鉱成果IV. A.1新瀉・長野地区. 石油技協誌, Vol. 18, p. 156-157.
- 池田 碩(1993) 長野市地附山地すべりの発生経過と対応. 地球, 号外, no. 8, p. 218-226.
- 池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志編(2002) 第四紀逆断層アトラス. 東京大学出版会, 254p.
- Imaizumi, R. (1957) Three new Miocene species of *Calilianassa* from Nagano Prefecture. *Palaeont. Soc. Japan, Trans. Proc.*, N. S., no. 27, p. 26-30.
- Ishida, Y., Nagamori, H. and Narita, K. (1998) *Ophiura sarsii sarsii* (Echinodermata, Phiuroidea) from the Late Miocene Ogawa Formation, Shinshushinmachi, Nagano Prefecture, Central Japan. *Res. Rep. Shinshu-shinmachi Fos. Mus.*, no. 1, p. 9-16.
- 石井陽子・野尻湖地質グループ(1997) 長野県信濃町貫ノ木周辺の中～上部更新統. 野尻湖ナウマンゾウ博物館研究報告, no. 5, p. 9-18.
- 石川芳治・井上公夫(2000) 直下型地震による土砂移動—善光寺地震, 関東地震—. 地震砂防, 古今書院, 東京, p. 52-70.
- Ishizaka, K., Yanagi, T. and Hayatsu, K. (1977) A strontium isotopic study of the volcanic rocks of the Myoko volcano group, central Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 63, p. 295-307.
- 伊藤和明(1983) 善光寺地震—山崩れと洪水の恐怖—. 地理, vol. 28, p. 45-54.
- 地附山地すべり記録誌編集委員会(1989) 復旧への足跡—地附山地すべり対策事業の記録—. 長野県土木部長野建設事務所, 659p.
- 影山邦夫・鈴木尉元(1974) 信越地向斜の古流系と古地理について. 地調報告, no. 250-1, p. 285-306.
- 柿崎 聡・東 将士・立石雅昭(1992) 北部フォッサマグナ小谷-笹ヶ峰地域の新第三系堆積岩類の荒廃地と堆積盆地. 地質学論集, no. 38, p. 191-204.
- Kanno, S. and Tomizawa, T. (1959) Fossil molluscan fauna from the environs of the Zenkoji Hot-springs, Nagano prefecture. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 33, p. 9-14.
- 関東農政局計画部(1980) 北信濃地域の地下水. 広域農業開発基本調査「北信濃地域」報告書, no. 7, 69p.
- 加藤碩一(1983) 松本盆地北東部の断層について. 日本地質学会第90年学術大会講演要旨, p. 477.
- 加藤碩一(1989) 西頸城-大峰傾動地塊周縁の地質構造. 日本地質学会第96年学術大会講演要旨, p. 403.
- Kato, H. (1992) FOSSA MAGNA-A masked border region separating southwest and northeast Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 43, p. 1-30.
- 加藤碩一・赤羽貞幸(1986) 長野地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅). 地質調査所, 120p.
- 加藤碩一・佐藤岱生・三村弘二・滝沢文教(1989) 大町地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 111p.
- 加藤碩一・山崎晴雄(1979) 信越地域活構造図. 地質調査所.
- 金原啓司(1992) 日本温泉・鉱泉分布図及び一覽. 地質調査所, 394p.
- 活断層研究会(1980) 日本の活断層—分布図と資料. 東海大学出版会, 363p.
- 活断層研究会(1991) 新編日本の活断層, 分布図と資料. 東京大学出版会, 437p.
- Kawachi, S. and Hayatsu, K. (1994) Debris avalanche and lahar deposits in the Yatsugatake volcanic chain and Myoko volcano group, central Japan. *Jour. Natural Disaster Sci.*, vol. 16, p. 55-69.
- 河内晋平・早津賢二・大場孝信(1995) 八ヶ岳・妙高火山群の岩屑なだれ・ラハール堆積物の特性と発生頻度. 平成5・6年度科学研究費補助金(一般研究C)研究成果報告書「中部日本における火山体の巨大崩壊堆積物の特性に関する調査研究」, p. 3-18.
- 経済企画庁総合開発局(1974) 土地分類図(長野県). 経済企画庁総合開発局.
- 鬼無里村村史編集委員会(1967) 地質. 鬼無里村村史, 鬼無里村, p. 24-32.
- 北アルプス研究グループ(1998) 長野県北部に分布する前期更新世初頭の指標火砕流堆積物—大峰溶結凝灰岩層と“TZ100”火山灰流堆積物・“T4”凝灰岩層との対比—. 地球科学, vol. 52, p. 318-323.
- 北原糸子(2002) 近世災害情報論—善光寺地震情報はどのように伝えられたか—. 国立歴史民俗博物館研究報告, 96, p. 219-246.
- 小林巖雄・立石雅昭(1992) 新瀉地域における新第三系の層

- 序と新第三紀古地理. 地質学論集, no. 37, p. 53-70.
- 小林国夫(1953) フォッサ・マグナ西部における洪積世浸食面群. 地理評, vol. 26, p. 291-307.
- 小林國夫・赤塩一巳(1949) 信州北部における *Menyanthes* 化石の出現. 地質雑, vol. 54, p. 133.
- 小林国夫・平林照雄(1955) 松本盆地周辺のいわゆる“山砂利”について. 地質雑, vol. 61, p. 30-47.
- 小林 詢(2000) 高妻山, 百名山の自然学, 第16回. 地理, no. 45, p. 98-100.
- Kodaira, R. (1921) Fossil nut-shells of *Juglans sieboldiana*, near Nagano City, Province of Shinano. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 28, p. 19-24, 25-28.
- 小池伯一・大江文雄(1989) 柵層からの耳石群集. 田中邦雄教授退官記念論文集, p. 67-87.
- 小坂共栄・緑鉄洋・保柳康一・久保田正史・宮東靖浩(1992) 北部フォッサマグナ後期新生代層の層序と古地理の変遷. 地質学論集, no. 37, p. 71-83.
- 公文富士夫・井内美郎(1990) 野尻湖の湖底ボーリング試料と音波反射層との対比. 地質学論集, no. 36, p. 167-178.
- 黒田徳米(1931) 化石貝類. 信濃中部地質誌, 古今書院, p. 1-90.
- 黒川勝己・潤間新一・佐藤正隆・吉田裕介・島田律子・富田裕子(1994) 新潟地域における金谷凝灰岩の対比—西頸城地域から中越地域にわたる寺泊層最上部層準の指標—. 新潟大学教育学部紀要, 自然科学編, vol. 35, p. 155-178.
- 町田 洋・新井房夫(1976) 広域に分布する火山灰—始良 Tn 火山灰の発見とその意義—. 科学, vol. 36, p. 339-347.
- 町田 洋・山崎春雄・新井房夫・藤原 治(1997) 大峰火砕流堆積物:北アルプス形成史研究のための一指標テフラ. 地学雑, vol. 106, p. 432-439.
- 槇山次郎(1927) 信濃国上水内郡第三紀化石略報. 地球, vol. 8, p. 181-188.
- 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.
- 松井和典・鈴木泰輔・山田敬一(1979) 長野市周辺の碎石資源. 昭和53年度碎石資源調査報告書, 地質調査所.
- 松本盆地団体研究グループ(1972) 松本盆地の第四紀地質の外観-松本盆地形成過程に関する研究(1). 地質学論集, no. 7, p. 297-304.
- 松本佐知子(1999) 裾花凝灰岩層下部層の諸岩. 志賀自然教育研究施設研究業績, no. 36, p. 13-21.
- 松岡敏二・清水岩夫(1988) 長野県豊野層の淡水生貝類化石. 瑞浪市化石博物館研究報告, no. 14, p. 89-102.
- 宮下 忠(1985) 長野市西方戸隠地域の第四系について. 日本第四紀学会講演要旨集, no. 15, p. 78-79.
- 宮下 忠・宮下英子・高橋啓一・樽野博幸・田辺智隆(1993) シンシュウゾウ発掘の記録—10周年記念—. 戸隠村地質化石館, 34p.
- 望月巧一(1971) 長野県北部, 犀川, 姫川沿川山地地すべり(1) —犀川沿川産地の地すべりの一般性—. 地すべり, vol. 7, p. 7-14.
- Momose, K. (1963) Studies on the variations of the earth's magnetic field during Pliocene time. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 41, p. 487-534.
- 森島正夫(1941) 信越国境富倉油田の層序. 石油技術協会誌, vol. 9, p. 21-26.
- Morishita, A. (1953) On some Neogene echinoids from Nagano Prefecture, Japan. *Mem. Coll. Sci., Kyoto Univ., Ser. B*, vol. 20, p. 217-226.
- 森下 晶(1955) 上水内郡土尻川下流地域の地質. 長野県資源調査研究会編集, 地質調査報告書, 信濃教育会出版部, p. 69-76.
- 守屋以智雄(1975) 火山麓扇状地と成層凝灰垂角礫層. 駒沢大学北海道教養部紀要, no. 9-10, p. 107.
- 本島公司(1955) 野尻湖畔ガス式掘井のコア一試験. 石油技術協会誌, vol. 20, p. 161-163.
- 牟礼村村誌・学校誌編纂委員会(1996) 牟礼村の自然. 長野県牟礼村誌, 上, 牟礼村, p. 3-31.
- 妙高団体研究グループ(1969) 妙高火山の形成史と山麓の水理地質—新潟県の第四系—そのX—. 新潟大学教育学部高田分校研究紀要, no. 14, p. 241-273.
- 妙高団体研究グループ(1973) 黒姫・妙高火山の地質. 第四紀, no. 18, p. 1-8.
- 長橋良隆・木村純一(1997) 野尻湖周辺に分布する後期更新世広域火山灰層の層位と年代. 野尻湖ナウマンゾウ博物館研究報告, no. 5, p. 21-28.
- 永井節治(1989) 長野県上水内郡戸隠村楠川・裾花川流域の地質および下楡 木動物群の古生態について. 田中邦雄教授退官記念論文集, p. 29-43.
- 長森英明(1998) 長野県北信地域に分布する鮮新統の軟体動物化石群集と古環境. 地球科学, vol. 52, p. 5-25.
- Nagamori, H. and Kobayashi, I. (1999) Late Cenozoic Molluscan Faunas and their Paleooceanographic Significance in the Eastern Margin of Japan Sea—Part 1. *Latest Miocene and Early Pliocene of the Northern Fossa Magna Region. In Nishimura, S. and Tsuchi, R. (Eds.), Sixth international congress on Pacific Neogene stratigraphy and IGCP 355, Proceedings, Organized by IGCP-355 and The Paleontological Society of Korea*, p. 78-86.
- 長森英明・品田やよい・田辺智隆(1998) 鮮新統柵累層産の安山岩に穿孔した二枚貝化石群集. 日本地質学会第105年学術大会講演要旨, p. 289.
- 長野県地学会(1962) 20万分の1長野県地質図及び同説明書. 内外地図.
- 長野県地学会編著(1957) 20万分の1長野県地質図説明書.

- 内外地図株式会社, 73p.
- 長野県土木部 (1938) 長野懸地質圖説明書及び30万分の1長野懸地質圖. 長野県, 13p.
- 長野県史刊行会 (1981) 長野県史考古資料編遺跡地名表.
- 長野市地附山地すべり災害記録刊行会(1986) 長野市地附山地すべり災害報告. グラビア信州, 長野市, 200p.
- 長野市地附山地すべり災害誌編さん委員会(1993) 真夏の大崩落, 長野市地附山地すべり災害の記録. 281p., 長野市.
- 長野市企画課 (1953) 長野市地質調査誌. 長野市, 81p.
- 長野県長野建設事務所 (1988a) 地附山地すべり地質調査—ボーリングコア写真集. 78p., 長野県長野建設事務所.
- 長野県長野建設事務所(1988b) 地附山地すべり, 地すべり, vol. 25, p. 27-35.
- 長野市 (1988) 長野市防災基本図 (2.5万分の1地形分類図, 表層地質図, 地盤図).
- 長野市 (1997) 第2章地形・地質 (付図). 第一巻自然編, 長野市誌, p. 14-98.
- 長野市 (2000) 地形・地質. 資料編自然, 長野市誌, p. 1-44.
- 長岡正利(1985) 長野. 地附山地すべりの災害状況と地形変化. 測量, vol. 35, p. 23-31,
- 長岡正利 (1986) 1985年長野・地附山地すべりの地形的特性. 国土地理院技術資料・地理調査部研究報告 (昭和60年度), D, 1, 272, p. 50-58.
- 長澤一雄・田辺智隆 (1994) 長野県北部の新第三系から産出したヒゲ鯨類の下顎骨化石. 地団研専報, no. 43, p. 141-153.
- 中村一明・松田時彦 (1968) 北部フォッサマグナとその周辺地域の地質区と地震活動. 地質学論集, no. 2, p. 63-69.
- 中村由克 (1981) 野尻湖周辺のローム層—その層序と供給源について. 日本第四紀学会講演要旨集, no. 11, p. 84-85.
- 中野 俊・竹内圭史・加藤碩一・酒井 彰・清崎聡志・広島俊男・駒沢正夫 (1997) 1:200,000地質図長野. 地質調査所.
- 中野 俊・竹内 誠・吉川敏之・長森英明・苅谷愛彦・奥村晃史・田口雄作 (2002) 白馬岳地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 105p.
- Naumann, E. (1887) Die japanische Inselwelt, eine geographisch-geologische Skizze. *Mitth. der kais. koening. Geogr. Ges. Wien*, vol. 31, p. 129-138.
- 日本の地質「中部地方I」編集委員会 (1988) 中部地方I. 日本の地質, no. 4, 共立出版, 東京, 332p.
- 新潟県 (1955) 新潟県地質図.
- 新潟県 (1962) 新潟県地質図.
- 新潟県 (1977) 新潟県地質図及び同説明書. 新潟県商工労働部, 493p.
- 新潟県(1982) 空中写真による地すべり地形判読図, 糸魚川土木事務所管内. 新潟県.
- 新潟県(1989) 新潟県地質図および同説明書. 新潟県商工労働部, 128p.
- 新潟県地質図改訂委員会 (2000) 20万分の1新潟県地質図及び新潟県地質図説明書. 新潟県商工労働部商工振興課, 200p.
- 仁科良夫 (1972) 大峯面の形成過程. 地質学論集, no. 7, p. 305-316.
- 仁科良夫・松島信幸・赤羽貞幸. 小坂共栄 (1985) 長野県の活断層—活断層分布図と試料—. 信州大学理学部紀要, vol. 20, p. 171-198.
- 野尻湖地質グループ(1980) 野尻湖発掘地とその周辺の地質 (1976-1978). 地質学論集, no. 19, p. 1-31.
- 野尻湖地質グループ (1984a) 野尻湖層の層序—野尻湖発掘地とその周辺の地質その3 (1981-1983) —. 地団研専報, no. 27, p. 1-21.
- 野尻湖地質グループ(1984b) 神山ローム層と野尻ローム層の層序—野尻湖発掘地とその周辺の地質その4 (1979-1983) —. 地団研専報, no. 27, p. 23-44.
- 野尻湖地質グループ(1990a) 野尻湖におけるボーリング試料の層序とその意義. 地団研専報, no. 37, p. 15-20.
- 野尻湖地質グループ (1990b) 黒姫火山とその東麓の地質. 地団研専報, no. 37, p. 21-28.
- 野尻湖地質グループ (1997) 長野県信濃町針ノ木付近の中～上部更新統. 野尻湖ナウマンゾウ博物館研究報告, no. 5, p. 1-8.
- 野尻湖地質グループ・野尻湖火山灰グループ (1993) 第11次野尻湖発掘地の地質—野尻湖発掘地とその周辺の地質その7—. 信濃町立野尻湖博物館研究報告, no. 1, p. 7-16.
- 野尻湖地質グループ音波探査サブグループ(1987) 音波探査による野尻湖底堆積物の層序と形成史. 地団研専報, no. 32, p. 23-36.
- 野尻湖発掘調査団 (1975) 野尻湖の発掘1962-1973. 共立出版, 東京, 278p.
- 野尻湖発掘調査団足跡古環境班(1992) 上部更新統の野尻湖層で発見されたナウマンゾウの足跡化石. 地球科学, vol. 46, p. 385-404.
- 野尻湖発掘調査団地質グループ(1977) 野尻湖発掘地とその周辺の地質 (1974-1975). 地質学論集, no. 14, p. 255-268.
- 野尻湖発掘調査団編著(1997) 最終氷期の自然と人類. 共立出版, 東京, 229p.
- Ogura K. (1949) A fossil wood of castanops's-type from the Tertiary of Nagano Prefecture. *J. Jap. Bot.*, vol. 24, p. 1-12,
- 岡部賢二・高田康彦 (1985) 1985年長野市地附山地すべり緊急調査報告. 地質ニュース, no. 373, p. 6-13.
- 大橋良一(1909) 野尻湖の成因に就いて. 地質学雑誌, vol.

- 16, p.411-413.
- 大森房吉 (1913) 本邦大地震概説. 震災予防調査会報告, no. 68 (乙), p.93-109.
- 大八木規夫・田中耕平・福囿輝旗 (1986) 1985年7月26日長野市地附山地すべりによる災害の調査報告, 主要災害調査, 26, ii, 45, 国立防災科学技術センター.
- 斎藤 豊 (1955a) 東筑摩郡麻績盆地周辺の地質. 長野県資源調査研究会編集, 地質調査報告書, 信濃教育会出版部, p. 211-218.
- 斎藤 豊 (1955b) 長野県上水内郡豊野村付近の地質. 信州大学教育学部研究論集, no. 5, p.173-179.
- 斎藤 豊 (1956) 長野市付近の新第三系. 信州大学教育学部研究論集, no. 8. p.181-194.
- Saito, Y. (1961a) A preliminary note on structure system of the Tertiary Formation in the northern part of the Fossa Magna. *Bull. Fac. Shinshu Univ.*, no.12, p.99-108.
- Saito, Y. (1961b) Geology of the Northern part of the Fossa Magna (part 1). *Jour. Fac. Educ. Shinshu Univ.*, no. 11, p.179-200.
- Saito, Y. (1962a) Geology of the northern part of the Fossa Magna (part 3). *Jour. Fac. Education, Shinshu Univ.*, no. 12, p.134-160.
- Saito, Y. (1962b) Geology of the northern part of the Fossa Magna (part 2). *Bull. Fac. Educ., Shinshu Univ., Sci.*, no. 13, p.4-35.
- Saito Y. (1963) Geology of the northern part of the Fossa Magna (part 4). *Bull. Fac. Educ., Shinshu Univ., Sci.*, no. 14, p.123-142.
- 斎藤 豊 (1977) 北部フォッサ・マグナ研究グループの論文「北部フォッサ・マグナ中央部の新第三系の堆積盆」に対する批判. 信州大学教育学部紀要, no. 37, p.147-162.
- 斎藤 豊 (1982) 長野県北部の第三紀層地すべりの発生状況. 信州大学教育学部紀要, no. 47, p.237-247.
- 斎藤 豊 (1986) 長野県北部の第三紀層地すべりの特性. 地質学論集, no. 28, p.161-168.
- 斎藤 豊・赤羽貞幸 (1974) 土地分類図 (長野県). 経済企画庁総合開発局国土調査課, 193p.
- Saito, Y., Mizukami, T. and Tsukada, M. (1960) Stratigraphical and pollen analytical studies of the Pleistocene deposits in the northern part of Nagano Prefecture, Central Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ., 2nd Ser. (Geol.) Spec.* vol.4. p.345-355.
- 斎藤 豊・望月功一・赤羽貞幸 (1976) 北部フォッサ・マグナ地域の第三系と主要地すべり. 地質学会地質見学案内書, 45p.
- 斎藤 豊・竹下 寿・立木省治・金箱好雄・仁科良夫・百瀬善水・北原勇・水上寿英・福島宏 (1960) 長野市北東部の新生代層. 地球科学, no. 14, p.19-29.
- 斎藤 豊・豊野層団研究グループ (1967) 長野県裾花川源流地域の地質. 志賀自然教育研究施設研究業績, no. 6, p.69-76.
- 坂口 豊 (1983) 湿原とはなにか. 北海道の自然, no. 22, p.2-8.
- Sakuyama, M. (1981) Petrological study of the Myoko and Kurohime volcanoes, Japan : Crystallization sequence and evidence for magma mixing. *Jour. Petrol.*, vol.22. p.553-583.
- 柵山雅則・佐藤博明 (1989) 安山岩. 日本の火成岩, 久城裕夫・荒牧重雄・青木謙一郎編, 岩波書店, 東京, p.55-86.
- 佐竹次郎・村上広史・星野 実 (1997) DEMによる地形量分布から地すべり地をとらえる試み—長野市地附山地すべりを例に—. 測量調査技術, vol. 66, p.58-64.
- 佐藤 修 (1986) 長野市地附山地すべり地の地下水の水質—地すべり地の陸水の水質6—. 新潟大学積雪地域災害研究センター研究年報, no. 8, p.57-69.
- 佐藤徹也・大場孝信 (2002) 長野県戸隠周辺の地質および火山岩類の岩石化学的研究. 日本地質学会第109年学術大会講演要旨, p.162.
- 沢村孝之助 (1960) 飯縄火山について—その南西部からみた—. 地球科学, no. 48, p.21-25.
- 佐山 守・河角 広 (1973) 古記録による歴史的大地震の調査 (第一報), 弘化4年3月24日善光寺地震. 震研速報, no. 10-2, p.1-50.
- 柴田憲一・杉山 茂・柳沢 昇 (1976) 北部フォッサ・マグナ日影向斜地域の地質. 地質学論集, no. 13, p.133-143.
- 志井田 功・柴田 博 (1971) 地質. 「戸隠—総合学術調査報告」, 信濃毎日新聞社戸隠総合学術調査実行委員会編, I 自然環境, 地理, 一地理・地質—. 信濃毎日新聞社, 長野市. p.387-421.
- Shikama, T. and Domning, D. P. (1970) Pliocene Sirenia in Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S.*, no. 80. p.390-396.
- 島 坦 (1986) 長野市地附山地すべりとその前兆としての極微小地震. 地すべり, vol.23, 1, p.1-7.
- 島 坦・斎藤 豊・北沢秋司・赤羽貞幸・山田哲雄・小坂共栄・藤田至則・青木 滋・熊井久雄・佐藤修・田中浩・川上 浩・阿部広史 (1986) 自然災害特別研究突発災害研究成果・1985年長野布地附山地すべりの災害調査研究・文部省科学研究費 (No.60020045). B-60-5・B-60-5, 158p.
- 清水岩夫・横倉隆夫 (1997) 地形・地質. 豊野町の自然, 豊野町誌刊行委員会, p.3-48.
- 信濃毎日新聞社編集局 (1998) 信州の活断層を歩く. 信濃毎日新聞社, 長野市, 190p.
- 信州大学自然災害研究会 (1986) 昭和60年長野市地附山山地すべりによる災害. 信州大学, 188p.

- 鈴木一久(1976) 長野県犀川流域の新第三系. 地質学論集, no. 13, p. 145-157.
- Suzuki, K. (1982) Sedimentological analysis of the Neogene basins in the central part of the Northern Fossa Magna Region, Central Japan. *Mem. Fac. Set., Kyoto Univ.*, vol. 18, p. 1-42.
- Suzuki, T. (1965) Geomorphology of Iizuna volcano and its adjacent areas, central Japan, part 1. *Bull. Fac. Sci. and Eng. Chuo Univ.*, vol. 8, p. 190-209.
- Suzuki, T. (1966) Geomorphology of Iizuna volcano and its adjacent areas, central Japan, part 2. *Bull. Fac. Sci. and Eng. Chuo Univ.*, vol. 9, p. 1-25.
- 鈴木毅彦(2001) 海洋酸素同位体ステージ5-6境界に降下した飯縄上樽テフラ群とその編年の意義. 第四紀研究, vol. 40, p. 29-41.
- 鈴木達夫(1938) 長野県長野油田(大日本帝国油田第35図)地形および地質図説明書. 地質調査所, 46p.
- 高田平原団地研究グループ(1966) 妙高火山山麓の第四系. 新潟県文化財調査年報, no. 6, p. 1-32.
- 高橋正明・山口 靖・野田哲郎・駒澤正夫・村田泰章, 玉生志郎(1993) 20万分の1新潟地熱資源図説明書. 特殊地質図. (31-1), 地質調査所, 116p.
- 鷹野雅博・長野応用地質グループ(1988) 地附山地すべり, 長野の地質案内・地学団体研究会第42回総会巡見案内書, p. 3-16.
- Takano, O. (2002) Changes in depositional systems and sequences in response to basin evolution in a rifted and inverted basin: an example from the Neogene Niigata-Shin'etsu basin, Northern Fossa Magna, central Japan. *Sedimentary Geology*, vol. 152, p. 79-97.
- Takeshita H. (1974) Petrological studies on the volcanic rocks of the northern Fossa Magna region, central Japan. *Pacific Geology*, vol. 7, p. 65-95.
- Takeshita H. (1975) Petrological studies on the volcanic rocks of the northern Fossa Magna region, central Japan (Part 2). *Pacific Geology*, vol. 10, p. 1-32.
- Takeshita H. and Oji Y. (1968) Hornblende gabbroic inclusions in the calc-alkaline andesites from the northern district of Nagano Prefecture, Japan (I) and (II). *Jour. Jap. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol. 60, p. 1-26, p. 57-73.
- 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. 26-36.
- 竹下 寿・八木健三(1961) 長野市猪郷路安山岩体の鉱物組成と化学組成, とくにその成因的考察. 火山, vol. 6, p. 70-85.
- 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構過程. 地質学雑誌, vol. 83, p. 679-691.
- 竹内 章・坂本 満(1976) 長野県北部, 犀川中流地域に分布する新第三系の層序と構造. 地質学論集, no. 13, p. 187-201.
- 竹内順治(1970) 上水内地方の火山. 長野県上水内郡誌・自然編, 上水内教育会, 長野, p. 102-142.
- 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. 1-10.
- 竹内圭史・加藤碩一・柳沢幸夫・広島俊男(1993) 200,000地質図高田. 地質調査所.
- 田辺智隆・富樫 均・小野寺丈尚太郎・酒井潤一・宮下 忠(2002) 長野県北部戸隠高原の逆サ川層の層相と形成年代. 長野県自然保護研究所紀要, no. 5, p. 15-22.
- 田中邦雄(1955) 大町地方の地質. 水内郡土尻川下流地域の地質. 長野県資源調査研究会編集, 地質調査報告書, 信濃教育会出版部, p. 237-240.
- 田中邦雄(1973) 北部フォッサ・マグナ地域の軟体動物群の時代的変遷について. 信州大学教養部紀要, no. 7, p. 35-47.
- 田中邦雄(1981) 北部フォッサ・マグナ地域の軟体動物化石群. 軟体動物の研究(大森昌衛教授還暦記念論文), p. 319-326.
- 田中邦雄・平林照雄・小谷研研グループ(1971) 糸魚川-静岡線北部地域の地質構造. 信州大学教養部紀要, 自然科学, no. 5, p. 49-71.
- 樽野博幸・戸隠ステゴドン研究グループ(1988) 長野県戸隠村および鬼無里村産のステゴドン化石について—ステゴドン属の起源と分布の拡大に関する考察—. 日本第四紀学会講演要旨集, no. 18, p. 132-133.
- 富樫 均・酒井潤一・公文富士夫・小林舞子(1999a) 飯綱山南東麓の逆谷地泥炭層. 長野県自然保護研究所紀要, no. 2, p. 33-41.
- 富樫 均・内田 克・楠元鉄也(1999b) 逆谷地湿原における泥炭層サンプリング計画—環境変遷史解読を目的として—. 長野県自然保護研究所紀要, no. 2, p. 99-108.
- 富沢恒雄(1953) 長野県北部裾花川流域の層序と地質構造. 地質雑, vol. 59, p. 552-560.
- 富沢恒雄(1954) 長野県豊野層の層序と化石. 地質雑, vol. 60, p. 357.
- 富沢恒雄(1956a) 長野県北部野尻湖周縁の地質と象化石. 地質学雑誌, vol. 62, p. 409-414.
- 富沢恒雄(1956b) 長野市付近産 *Castanopsis* (クリカシ属) 化石について. 地質雑, vol. 62, p. 717-718.
- 富沢恒雄(1958a) 長野県北西部の地質—フォッサ・マグナ北部地域の地史的研究—. 藤本治義教授還暦記念論文集, p. 251-266.
- 富沢恒雄(1958b) 化石の研究. 八木・八木編, 上水内郡地質誌, 上水内教育会, p. 317-348.
- 富沢恒雄(1958c) 柵層の化石について. 長野県地学III, 柳沢書店, 長野, p. 38-57.

- 富沢恒雄 (1962) 信州北部地方の新第三系の地質学的研究
一層序篇一. 長野県地学会, 50p.
- 富沢恒雄(1970) 地形地質. 上水内郡誌, 自然篇, 上水内郡
誌編集委員合, p. 29-150.
- 富沢恒雄(1979) 長野盆地周縁のナウマンゾウ化石産出層に
ついて. 地質雑, vol. 85, p. 258-260.
- 富沢恒雄(1987) 長野市地附山地すべり地におけるマスマー
ブメントの発達過程. 地質学雑誌, vol. 93, p. 459-467.
- 富沢恒男編著(1976) 長野県の地質—長野県地質図説明書—.
信濃教育会出版部, 63p.
- 鳥山武雄(1960) 北信山地の地回り分布と地史的堆積環境.
信大教育学部研究論集, no. 11, p. 149-157.
- 豊野団研グループ (1962) 長野県野尻湖周辺の第四紀研究
—豊野団研のまとめ—. 第四紀, no. 3, p. 35-41.
- 豊野団研グループ・斎藤 豊 (1964) 野尻湖底の哺乳動物化
石含有層の絶対年代—日本の第四紀層の¹⁴C年代 XI—.
地球科学, vol. 73, p. 40.
- 豊野層団研究グループ(1969) 信濃川流域の第四系. 地団
研専報, no. 15, p. 201-216.
- 豊野層団研究グループ(1972) 長野県野尻湖周辺の火山灰
層序. 第四紀研究, vol. 11, p. 236-246.
- 豊野層団研究グループ(1973) 野尻湖及びその周辺の地形
と地質. 第四紀, no. 18, p. 9-22.
- 豊野層団研究グループ(1974) 長野盆地西縁部の第四系.
第四紀, no. 20, p. 38-49.
- 豊野層団研究グループ (1977) 長野盆地西縁部の第四系
—長野盆地の形成史に関する研究—. 地質学論集, no.
14, p. 79-92.
- Tsuchi, R. and Ibaraki, M. (1988) Notes on the Omma-
Manganji molluscan fauna : Its geologic age and
paleoceanographic implications. *Saito Ho-on Kai Spec.
Pub. (Prof. T. Kotaka Commem. Vol.)*, p. 557-565.
- 辻村太郎 (1932) 東北日本の断層盆地. 地理評, 8, p. 641-
658, 747-760, 977-992.
- 塚本忠之 (1982) 昭和55年度全国区温泉利用状況一覧. 温
泉工学会誌, vol. 16, p. 1-65.
- 佃 為成・井筒屋貞勝・羽田敏夫・橋本信一・小林 勝・酒
井 要・溝上 恵 (1987) 長野市街地における善光寺地
震断層の水準測量. 東京大学地震研究所彙報, vol. 62,
p. 501-515.
- 綱木亮介・南哲 行・藤本 済 (1997) 長野県鬼無里村裾花
川支流濁川地すべり及び天然ダム現地調査報告(速報).
砂防学会誌, Vol. 50, p. 74-77.
- 内山卓郎(1999) 地すべり災害と行政責任—長野. 地附山地
すべりと老人ホーム26人の死—. 緑風出版, 東京,
285p.
- 卯田 強・茅原一也 (1985) 北部フォッサ・マグナ地域の地
震の分布と地質構造. 新潟大理地誌研究報告, no. 5,
p. 105-122.
- 宇佐美龍夫 (1988) 善光寺地震の研究 (1) —青木雪卿の山崩
図絵による調査—. 地震保険調査研究・地震災害予測の
研究, 地震災害予測研究会, 昭和 61 年度報告, no. 23,
p. 23-68, 損害保険料率算定会.
- 宇佐美龍夫 (1996) 新編日本被害地震総覧, 増補改訂版.
493p.
- 宇佐美龍夫・古川元一・松永恭介・小沢和弥 (1989) 善光寺
地震の研究(3)—震度分布—. 歴史地震, no. 5, p. 43-68.
- 宇佐美龍夫・池井戸憲 (1990) 善光寺地震の余震にみられる
—特徴. 歴史地震, no. 6, p. 161-165.
- 宇佐美龍夫・渡辺和幸 (1988) 善光寺地震における松代町の
被害分布. 歴史地震, no. 4, p. 157-166.
- 宇佐美龍夫・渡辺和幸 (1989) 善光寺地震の研究2. 地震保
険調査研究・地震災害予測の研究, 地震災害予測研究会,
昭和 62 年度報告, no. 25, p. 25-50, 損害保険料率算定
会.
- 八木健三(1955) 戸隠山近傍の地質. 長野県資源調査研究会
編, 地質調査報告書, 信濃教育会出版部, p. 95-102.
- 八木貞助(1926) 野尻湖及び其付近の地貌及び地質. 田中阿
歌磨著「野尻湖の研究」, p. 3-22.
- 八木貞助(1947) 弘化四年の善光寺大地震に随伴し継続した
る陸地変形に就いて. 帝国学士院記事, vol. 15, p. 180-
186.
- 八木貞助・八木健三 (1958) 上水内郡地質史. 長野県上水内
教育会, 480p.
- 山田直利・野沢 保・原山 智・滝沢文教・加藤碩一・広島
俊男・駒沢正夫 (1988) 1 : 200,000 地質図高山. 地質
調査所.
- 山田節三(1929) 信濃斑尾火山の岩石学的研究, 其の一, 其
の二. 地質雑, vol. 36, p. 419-435, 465-478.
- 山田節三 (1934a) 飯縄, 黒姫火山. 地震研究所彙報, no.
12, p. 96-149.
- 山田節三 (1934b) 信濃斑尾火山の岩石学的研究, 其一・其
二. 地質雑, vol. 36, p. 419-435, 465-478.
- 山岸 猪久馬・輿水達司・横山 裕 (1984) 北部フォッサ・
マグナ新第三系のフィッシュン・トラック年代(そのI).
地質学会第91年会講演予稿集, p. 148.
- 山崎直方(1895) 妙高火山麓地質調査報文. 震災予防調査会
報告. no. 8. p. 23-86.
- Yanagi, T. and Ishizaka, K. (1978) Batch fractionation
model for the evolution of volcanic rocks in an island
arc : An example from central Japan. *Earth Planet.
Sci. Letters*, vol. 40, p. 252-262.
- 矢野孝雄(1981a) 長野県北部柵地域の鮮新統にみられる部
分不整合. 地質雑, vol. 87, p. 35-46.
- 矢野孝雄(1981b) 長野県北部荒倉山周辺の鮮新世における
火山活動. 地質雑, vol. 87, p. 103-120.
- 矢野孝雄(1983) 長野県北部犀川中流域の新第三系. 日本地
質学会第90年学術大会講演要旨, p. 134.

- Yano, T. (1986) Late Cenozoic Geohistory in the Northern Fossa Magna Region, Central Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Sec. C.* no.9. p.81-132.
- 矢野孝雄・村山 進 (1976) 長野県北部荒倉山周辺の層序および地質構造. 地質学論集, no.13, p.159-173.
- 安國 昇・遠藤昭二 (1955) 野尻湖附近天然ガス地域の地化学調査. 石油技術協會誌. vol.20. p.152-160.
- Yokoyama, M. (1925) Tertiary mollusca from Shinano and Echigo. *Imp. Univ. Tokyo, Jour. Fac. Sci.*, vol.1, p.1-23.
- 吉岡龍馬・間島清隆・小泉尚嗣 (1988) 長野県地附山地すべり地における天然水の化学成分および同位体組成について, 京都大学防災研究所年報, 31B-1, p.153-165.
- 善光寺地震災害研究グループ (1994) 善光寺地震と山崩れ. 130p., 長野県地質ボーリング業協会.

Geology of the Togakushi District

By

Hideaki NAGAMORI*, Ryuta FURUKAWA* and Kenji HAYATSU**

(Written in 2002)

(ABSTRACT)

OUTLINE

The Togakushi district is located in the central Honshu province of Japan. It occupies an area between longitude 138° 00' E and 138° 15' E, and between latitude 36° 40' N and 36° 50' N. Mountain area covering most of the district extends mainly in a NE-SW direction reflecting the Cenozoic geological structures. It is intervened by Quaternary Iizuna and Kurohime volcanoes in central and northern area of the Togakushi district.

The Togakushi district geologically belongs to the northern Fossa Magna. Exposed in this district are Miocene sedimentary and volcanic rocks, Pliocene to Pleistocene sedimentary and volcanic rocks, Pliocene to Pleistocene intrusive rocks, Pleistocene to Holocene volcanic rocks and sediments (Fig. 1). Miocene to Pleistocene sedimentary and volcanic rocks are developed in the mountain area. The southeastern extension is bounded by a NE-SW-oriented reverse faults, and is in contact with Pleistocene to Holocene sediments of the Nagano basin. The reverse fault is active and high-angled which subsides the basin and uplifts the mountain area. The central and northern area of this district is extensively covered by Pleistocene to Holocene volcanic products of the Iizuna and the Kurohime accompanying contemporaneous sediments. Pliocene to Pleistocene intrusives extensively exposes in northwestern area. The geology of this region is summarized in Fig. 1.

NEOGENE

Stratigraphy of Neogene and lower Pleistocene strata are established in following three regions respectively ; west, east, and northeast parts of the Nishikyo anticline. These strata are confined by the Hikage syncline, the Nishikyo anticline, the Orihashi syncline, and the Kitago syncline extending northeast to southwest. Stratigraphy of this area is based on some prominent key beds of tuffs ; Kns (Kinasa Tuff), OT10 (Ogikubo Tuff), T1, T2, T3, T3.5, T4, T5 etc. Western part of the Nishikyo anticline consists of the Miocene Nishikyo, Ronji, Yanagisawa, the Pliocene Tanogashira, Togakushiyama, and Hikage Formations in ascending order. The Nishikyo Formation is marine massive mudstone with minor fine to medium sandstone and alternation of sand and mudstone. The Ronji Formation is medium to coarse grained massive sandstone and sandy mudstone of marine. The Kinasa Tuff occurs at lowermost. The Yanagisawa Formation is alternation of sandy mudstone and medium to coarse grained sandstone with minor thickly bedded medium to fine grained sandstone and massive sandy mudstone. It is correlated with the Ronji Formation. The Tanogashira Formation is mudstone and alternation of mud and sandstone including tuffs. It is correlated with the Takafu Formation. Upper part of the Tanogashira Formation intercalates medium to coarse grained epiclastic sandstone of andesite originally from the Togakushiyama Formation. It remarkably includes abundant fossil mollusca. The Togakushiyama Formation comprises lavas and volcanoclastic sediments of basalt, andesite, and dacite with minor sandstone, conglomerate, and mudstone. The Togakushiyama Formation interbeds with the Tanogashira Formation. The Hikage Formation is composed of conglomerate, sandstone, and tuffs of shallow marine with minor mudstone. It is correlated with the Sarumaru Formation.

Eastern area of the Nishikyo Anticline consists of the Miocene Nishikyo, Asakawa, Susobana, and Ronji Formations ; the Pliocene Gonda, Takafu, Arakurayama, and Ogikubo Formations ; the Plio-Pleistocene Sarumaru Formation in ascending order. The Nishikyo Formation is composed of massive mudstone. The Asakawa Formation comprises marine mudstone and tuffs. The Susobana Formation consists of subaqueous lavas and volcanoclastics of rhyolite with minor sediments. The Ronji Formation is composed of medium to coarse grained massive sandstone. The Gonda Formation

* Institute of Geoscience

** Visiting researcher, Institute of Geoscience

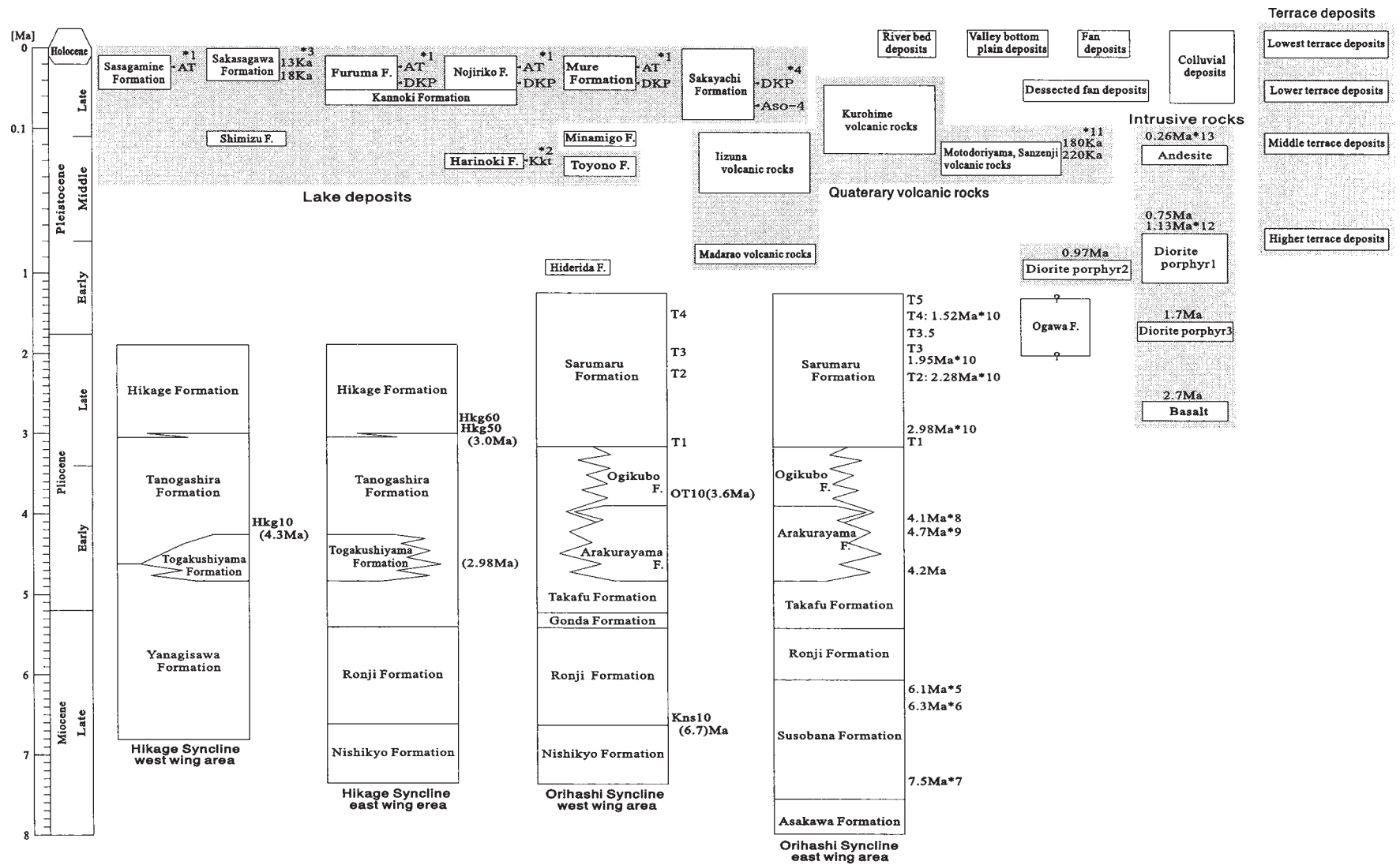


Fig. 1 Summary of geology in the Togakushi district

comprises fine to coarse grained sandstone of marine. The Takafu Formation is composed of marine mudstone and alternation of sand and mudstone. The Arakurayama Formation consists mainly of subaqueous lavas and volcanoclastics of basalt, dacite, and andesite with minor sediments. The Arakurayama Formation interfingers with the Takafu Formation. The Ogikubo Formation is composed of medium to coarse grained andesitic tuffaceous sandstone, conglomerate and tuffs of marine environment. The conglomerate comprises andesite volcanoclastics including boulder of Arakurayama Formation. The Ogikubo Formation also includes abundant Shigarami Fauna composed of Miocene relict species and characteristic species of Onma-Manganji Faunas bloomed in Pliocene to Pleistocene Japan Sea. These faunas constrain their living environment of bay, brackish water, intertidal, and upper neritic zones. The Sarumaru Formation comprises sandstone, conglomerate, and tuff. It shows upward coarsening sequence and its depositional environment changes from marine to non-marine. Correlative tuffs for key marker are T1, T2, T3, T3.5, T4, and T5 which unconformably overlie lower strata in some places.

The Ogawa Formation of sandstone, conglomerate, mudstone, and tuff exposes in northeastern region. Intrusives of basalts, andesites, and diorite porphyries occurs as sill, dike, and stock. Their cooling age is late Pliocene to Pleistocene.

Quaternary volcanoes are the Madarao, Iizuna, Kurohime, Sansenji, and Motodoriyama surrounded by contemporaneous volcanic fan and lacustrine deposits.

The Madarao is a deeply dissected volcano of pyroxene andesite lavas and pyroclastics.

The Iizuna Volcano comprises lava flows, pyroclastic flows, pyroclastic fall deposits, and debris avalanche deposits with colluvial and lacustrine deposits. The eruptives are mainly pyroxene andesite with basalt and hornblende andesite. The first activity of the Iizuna began from 350 ka and end up at 150 ka. The second activity is known that the latest eruption occurred at 60 ka.

The Kurohime Volcano consists of lava flows and pyroclastics. The eruptives are mainly pyroxene andesite with minor basalt, hornblende andesite, hornblende dacite. The Kurohime has three active stages ; first stage began at 250 ka and third stage includes latest eruption at 43 ka.

The volcanoes of the Sansenji and the Motodoriyama are small volcanoes of andesite lavas and pyroclastics.

Pleistocene to Holocene sediments are lacustrine, swamp, caldera-lake deposits, the Minamigou Formation, colluvial, terrace, fan, valley bottom plain, and present river deposits. The lacustrine comprises the Toyono, Shimizu, Harinoki, Kannoki, Nojiriko, Furuma, Mure, and Sasagamine Formations. The middle Pleistocene Toyono Formation is an oldest among them which formed Omine-plain. The Sasagamine, Furuma, and Nojiriko Formations are correlated by volcanic ash key beds (Hayatsu *et al.*, 1982). These lacustrine deposits are originated from lakes dammed up by volcanic eruptions. The swamp deposits are the Sakayachi, Sakasagawa, and unclassified Formations. The Sakayachi Formation is retrospective from present to 100 ka. The caldera-lake deposits occurs at summits of the Iizuna and Kurohime volcanoes. The terrace deposits are classified into four; higher, middle, lower, and lowest. The higher terrace is correlated to the Omine-plain.

Active faults are western marginal active faulting system of Nagano basin. They are activated at Zenkoji earthquake in AD 1847. These faults are high-angled reverse fault which subsiding in east and uplifting in west. The sum of net slip for their faults is 1,000 to 2,000 m.

執筆分担

第 1 章 地 形	長森英明・古川竜太
第 2 章 地質概説	長森英明・古川竜太・早津賢二
第 3 章 新第三系 - 下部更新統	長森英明・古川竜太
第 4 章 貫入岩	古川竜太
第 5 章 第四紀火山	早津賢二・長森英明・古川竜太
第 6 章 中期更新世 - 完新世の堆積物	長森英明・古川竜太
第 7 章 地質構造	長森英明
第 8 章 資 源	長森英明
第 9 章 自然災害	長森英明

文献引用例

長森英明・古川竜太・早津賢二（2003）戸隠地域の地質．地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅）．産総研地質調査総合センター，109p.

章単位での引用例

長森英明・古川竜太（2003）戸隠地域の地質，第 1 章 地形．地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅）．産総研地質調査総合センター，p. 1-4.

Bibliographic reference

Nagamori, H., Furukawa, R. and Hayatsu, K. (2003) Geology of the Togakushi district. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 109 p. (in Japanese with English abstract 3 p.).

Bibliographic reference of each chapter

Nagamori, H., Furukawa, R. (2003) Geology of the Togakushi district, I. Topography. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, p. 1-4 (in Japanese).

地域地質研究報告（5 万分の 1 地質図幅）戸隠地域の地質

平成 15 年 10 月 20 日 発 行

独立行政法人 産業技術総合研究所

地質調査総合センター

〒 305-8567 茨城県つくば市東 1 丁目 1-1 中央第 7

TEL 029-861-3606

本誌掲載記事の無断転載を禁じます。

印刷所 住友出版印刷株式会社

裏表紙写真説明：飯縄山腹から眺めた戸隠山系。そそり立つ戸隠山系の岩壁は、後期鮮新世火山岩の戸隠山層から構成される。1,000年以上の歴史を持つ山岳宗教の修験の場でもある。

Back Cover Photo : Mt. Togakushi series viewed from mountainside of the Mt. Iizuna. Precipice of the Mt. Togakushi is consists of the Pliocene Togakushiyama Formation which mainly comprises lava and volcaniclastic sediments of basalt, andesite and dacite. It is also the place of training of mountains religion with 1,000 years or more of history.