

55(521.52+.53)(084.32M50)(083)

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

金沢(10)第61号

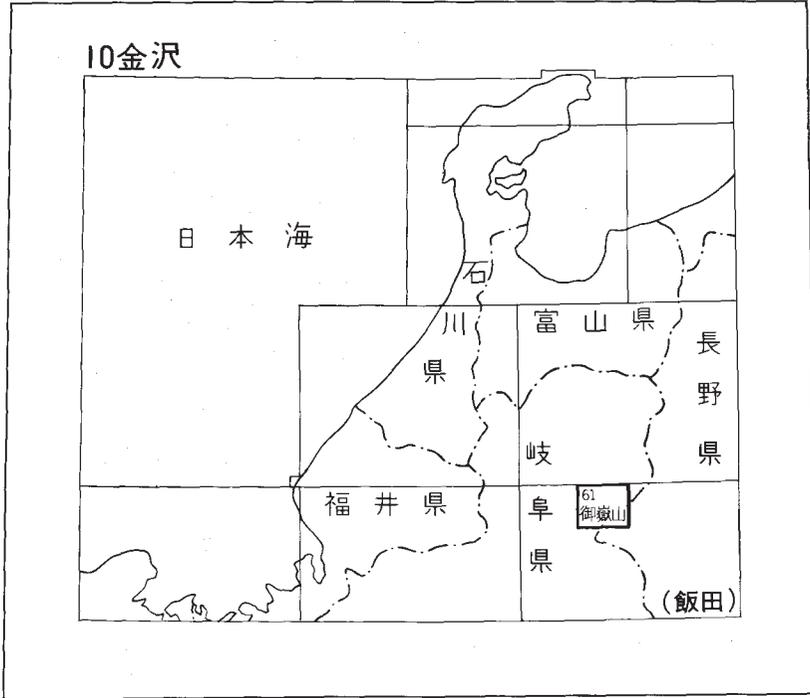
御嶽山地域の地質

山田直利・小林武彦

昭和63年

地質調査所

位置図



() は1:200,000図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地質概説	7
III. 美濃帯中生層	13
III. 1 研究史及び概要	13
III. 2 朝日 - 高根地域	15
III. 3 王滝地域	18
III. 4 小坂 - 萩原地域	19
IV. 濃飛流紋岩類及び関連する貫入岩類	20
IV. 1 研究史及び層序の概要	20
IV. 2 ステージIIの火砕岩類	25
IV. 2. 1 小坂火砕岩類	25
IV. 2. 2 東俣 - 船山溶結凝灰岩層	28
IV. 2. 3 赤石溶結凝灰岩層	35
IV. 2. 4 夕森山溶結凝灰岩層	36
IV. 3. 阿寺層	37
IV. 4. ステージIIIの火砕岩類	38
IV. 4. 1 高樽溶結凝灰岩層	38
IV. 4. 2 真弓峠溶結凝灰岩層	40
IV. 4. 3 鱈川溶結凝灰岩層	40
IV. 5 白川層	41
IV. 6 黒沢角礫岩層	42
IV. 7 ステージIVの火砕岩類	42
IV. 8 ステージVの火砕岩類	46
IV. 8. 1 千沢溶結凝灰岩層	46
IV. 8. 2 鈴ヶ沢溶結凝灰岩層	46
IV. 9 火砕岩脈	48
IV. 10 貫入岩類	49
IV. 10. 1 花崗閃緑斑岩	49
IV. 10. 2 花崗斑岩	50
IV. 10. 3 焼岩谷花崗閃緑岩	51
IV. 11 地質構造	52
V. 鮮新 - 更新世火山岩類	54
V. 1 丹生川火砕流堆積物	55

V. 2	鈴蘭高原玄武岩	59
V. 3	角閃石ひん岩	62
V. 4	黒雲母デイサイト	63
VI.	御嶽火山噴出物	63
VI. 1	研究史	63
VI. 2	御嶽火山活動史	68
VI. 2 1	古期御嶽火山	68
VI. 2 2	古期御嶽後の静穏期	71
VI. 2 3	新期御嶽火山	71
VI. 2 4	最新静穏期	75
VI. 3	古期御嶽火山岩類	77
VI. 3 1	土浦沢溶岩層	79
VI. 3 2	白布谷溶岩層	80
VI. 3 3	箱谷溶岩層	83
VI. 3 4	幕岩川溶岩層	83
VI. 3 5	倉越原溶岩層	84
VI. 3 6	千間樽溶岩層	85
VI. 3 7	鈴ヶ沢溶岩層	85
VI. 3 8	布川溶岩層	86
VI. 3 9	溝口川溶岩層	86
VI. 3 10	三笠山溶岩層	86
VI. 4	新期御嶽火山岩類	87
VII. 4 1	継母岳火山群	87
VII. 4 1. 1	シン谷溶岩層	87
VI. 4 1. 2	湯ノ谷溶岩層	88
VI. 4 1. 3	濁滝火砕流堆積物	89
VI. 4 1. 4	三浦山溶岩層	89
VI. 4 1. 5	滝越層	90
VI. 4 2	摩利支天火山群	90
VI. 4 2. 1	濁河火山噴出物	90
VI. 4 2. 2	金剛堂火山噴出物	94
VI. 4 2. 3	地獄谷岩脈	95
VI. 4 2. 4	奥の院火山噴出物	95
VI. 4 2. 5	草木谷火山噴出物	98
VI. 4 2. 6	継子岳火山噴出物	101
VI. 4 2. 7	一ノ池火山噴出物	102

VI. 4. 2. 8 四ノ池火山噴出物	102
VI. 4. 2. 9 三ノ池溶岩層	103
VI. 5 御嶽火山噴出物の化学的性質	105
VII. 更新世後期 - 完新世の堆積物	106
VII. 1 段丘堆積物	106
VII. 2 崖錐・崩積堆積物	106
VII. 3 岩屑堆積物	106
VII. 4 沖積層	107
VII. 5 1984年御嶽岩屑なだれ堆積物	107
VIII. 応用地質	110
VIII. 1 概要	110
VIII. 2 銅・鉛・亜鉛鉱床	111
VIII. 3 螢石鉱床	111
VIII. 4 温泉	112
文献	112
Abstract	128

図・表・付図・付表・図版目次

第1図 「御嶽山」図幅地域の接峰面図	2
第2図 御嶽火山の地形概念図	3
第3図 御嶽山地域の等重力線図	4
第4図 新期御嶽火山体と古期御嶽火山体の構造と相互関係を示す断面図	5
第5図 御嶽山山頂部の地形	6
第6図 剣ヶ峰から北方を望む	7
第7図 中部地方中央部の地体構造区分と濃飛流紋岩類及びその類似岩の分布	8
第8図 中部日本の新生代波状変形と乗鞍火山帯の位置	12
第9図 美濃帯北東部の地帯区分図	14
第10図 美濃帯北東部を構成する各帯の岩相と年代	14
第11図 岐阜県高根村西部地域の美濃帯地質図	16
第12図 A 美濃帯砂岩泥岩互層中のスランブ褶曲	17
B スランブ褶曲を示す砂岩泥岩互層	17
第13図 砂岩の大小の岩塊を含むオリストストローム	18
第14図 小坂火砕岩類中の美濃帯オリストストロームの岩塊	19
第15図 小坂火砕岩類中の美濃帯オリストストロームの岩塊	19
第16図 「御嶽山」図幅地域及びその周辺地域の濃飛流紋岩類の地質図	22-23

第 17 図	小坂火砕岩類の主岩相をなす凝灰角礫岩	25
第 18 図	美濃帯中生層（オリストストローム）の岩塊に富む小坂火砕岩類の 露頭スケッチ（平面図）	26
第 19 図	美濃帯オリストストロームの巨大岩塊を貫く火山礫凝灰岩の岩脈	27
第 20 図	小坂火砕岩類に包有された美濃帯泥質岩（岩塊）を貫く火山礫凝灰岩の細脈	27
第 21 図	小坂火砕岩類が美濃帯泥質岩（岩塊）と接触する部分に発達する 縞状構造の顕著な細粒凝灰岩	28
第 22 図 A, B	「御嶽山」図幅地域の濃飛流紋岩類のモード組成	30
第 23 図 A, B	東俣 - 船山溶結凝灰岩層中の大型の本質レンズと異質岩片	31
第 24 図	阿寺層柱状図	37
第 25 図	王滝村濁川周辺部における濃飛流紋岩類の試錐柱状図	43
第 26 図	瀬戸川溶結凝灰岩層のユータキサイト構造	44
第 27 図	瀬戸川溶結凝灰岩層の基底部のガラス質帯	45
第 28 図	千沢溶結凝灰岩層に含まれる餓川溶結凝灰岩層の岩片（中央） 及び美濃帯砂岩の岩片（右上）	47
第 29 図	東俣 - 船山溶結凝灰岩層を貫く凝灰岩岩脈	48
第 30 図	「御嶽山」図幅地域（周辺地域を含む）の濃飛流紋岩類の地質構造図	53
第 31 図	NE-SW 方向の断層による幅広い破砕帯	54
第 32 図	飛騨地方東部における鮮新 - 更新世火山岩類の分布図	55
第 33 図	丹生川火砕流堆積物の分布範囲, 基底面等高線及び流走方向	56
第 34 図	丹生川火砕流堆積物基底部の露頭	57
第 35 図	高根村道後谷上流地域における丹生川火砕流堆積物基底部の模式柱状図	57
第 36 図	鈴蘭高原（左上）より南方の栲原谷（右下）に向かって流下した 鈴蘭高原玄武岩の溶岩流原面	59
第 37 図	鈴蘭高原玄武岩の基底部	60
第 38 図	鈴蘭高原玄武岩の分布中の最高点: 大平山（標高 1590.9m）	60
第 39 図	上野玄武岩類の分布	62
第 40 図 A, B	小坂町若栲谷日面谷の黒雲母デイサイトの露頭	64
第 41 図	御嶽火山の地質概略図	70
第 42 図	御嶽山東麓における新期御嶽初期の浸食谷の状態	72
第 43 図	御嶽山東麓における新期御嶽テフラの模式柱状図と主な軽石の斑晶鉱物組成	73
第 44 図	新期御嶽テフラ層中の主な軽石層の分布図	74
第 45 図	御嶽火山の完新世の類質テフラ層柱状図	76
第 46 図	御嶽火山 1979 年火山灰降下範囲	77
第 47 図	A, B 御嶽火山 1979 年火山灰等層厚線図	78-79
第 48 図	古期御嶽火山岩類の層序関係を示すルートマップ	81

第 49 図	古期御嶽火山岩類と新期御嶽火山岩類（継母岳火山群）の関係を示すルートマップ	82
第 50 図	シン谷溶岩層	88
第 51 図	シン谷谷頭部に露出する濁河火山の構造	91
第 52 図	小坂町落合に発達する高位及び低位の段丘	92
第 53 図	濁河火山噴出物に由来する土石流堆積物	92
第 54 図	新期御嶽摩利支天火山群の成層火山の配列	93
第 55 図	新期御嶽火山岩類と滝越層の関係を示すルートマップ	94
第 56 図	奥の院火山噴出物，特に溶結した岩滓集塊岩の分布を示すルートマップ	96
第 57 図	伝上川上流部の長野県西部地震（1984 年）による崩壊崖上部にみられる 奥の院火山噴出物の断面	97
第 58 図	伝上川上流部の長野県西部地震（1984 年）による崩壊地付近の地質図	98
第 59 図	奥の院火山噴出物の火砕サージ堆積物と上位の溶結した岩滓集塊岩	99
第 60 図	草木谷火山噴出物に属する溶岩流末端部の断面	99
第 61 図	摩利支天山東壁に見られる草木谷火山噴出物の断面	100
第 62 図	摩利支天山東壁に露出する岩滓集塊岩	100
第 63 図	三ノ池溶岩の表面に認められる自然堤防	103
第 64 図	御嶽火山噴出物の酸化物変化図	104
第 65 図	御嶽山南斜面の崩壊と 1984 年御嶽岩屑なだれの流下	108
第 66 図	小三笠山北方の台地上を流れた岩屑なだれ	109
第 67 図	濁川の谷底を埋めた岩屑なだれ堆積物	109
第 68 図	単一の縞模様を構成する安山岩の溶岩ブロック	110
第 1 表	御嶽火山の火口	7
第 2 表	「御嶽山」図幅地域の地質総括表	9
第 3 表	高山市周辺地域における美濃帯中・古生層の層序	13
第 4 表	濃飛流紋岩類の層序区分	21
第 5 表	「御嶽山」図幅地域の濃飛流紋岩類の岩相一覧表	24
第 6 表	「御嶽山」図幅地域の濃飛流紋岩類及び花崗斑岩の化学組成及びモード組成	32
第 7 表	「御嶽山」図幅地域の濃飛流紋岩類及び花崗斑岩のフィッシュトラック年代	44
第 8 表	「御嶽山」図幅地域の丹生川火砕流堆積物及び鈴蘭高原玄武岩の化学組成	58
第 9 表	丹生川火砕流堆積物及び鈴蘭高原玄武岩の自然残留磁気	58
第 10 表	従来の御嶽火山層序の比較	65
第 11 表	新期御嶽テフラ層の層序区分比較表	66
第 12 表	御嶽火山活動史総括表	69
第 13 表	御嶽火山噴出物の層序総括表	80
第 14 表	御嶽火山噴出物の Rb, Sr 組成及び Sr 同位体組成	105

付図	御嶽火山噴出物の分析・記載試料採取地点図	122-123
付表	御嶽火山噴出物の化学組成	122-127

- 第 I 図版 西方から望む御嶽山山頂部
- 第 II 図版 南東方上空から望む御嶽山
- 第 III 図版 南方上空から望む御嶽山山頂 - 南斜面
- 第 IV 図版 御嶽山 1979 年噴火 - 活動最盛期の状況 -
- 第 V 図版 摩利支天山南壁 (カルデラ壁) にみられる草木谷火山の構造
- 第 VI 図版
1. 石英アレナイトの円礫を含む美濃帯の礫岩
 2. 放散虫化石に富む美濃帯の凝灰質シルト岩
- 第 VII 図版
1. 流紋デイサイト溶結凝灰岩 (濃飛流紋岩類, 東俣 - 船山溶結凝灰岩層)
 2. 本質レンズ中の破碎された斜長石斑晶 (同上)
- 第 VIII 図版
1. 高樽溶結凝灰岩層 (濃飛流紋岩類) 中の本質レンズ
 2. デイサイト溶結凝灰岩 (丹生川火砕流堆積物)
- 第 IX 図版
1. かんらん石玄武岩 (鈴蘭高原玄武岩)
 2. 普通輝石かんらん石玄武岩 (同上)
- 第 X 図版
1. かんらん石普通輝石玄武岩質安山岩 (土浦沢溶岩層)
 2. 普通輝石含有角閃石紫蘇輝石デイサイト (箱谷溶岩層)
- 第 XI 図版
1. 普通輝石かんらん石安山岩 (幕岩川溶岩層)
 2. 普通輝石紫蘇輝石含有角閃石安山岩 (倉越原溶岩層)
- 第 XII 図版
1. かんらん石含有角閃石普通輝石紫蘇輝石安山岩 (三笠山溶岩層)
 2. 紫蘇輝石角閃石流紋岩 (湯ノ谷溶岩層)
- 第 XIII 図版
1. 紫蘇輝石かんらん石普通輝石玄武岩質安山岩 (濁河火山噴出物)
 2. 角閃石含有かんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩 (一ノ池火山噴出物)

御嶽山地域の地質

山田直利*・小林武彦**

御嶽山地域の地質図幅の作成は、昭和60年度及び昭和61年度の特异地質図幅の研究として行われたものである。本研究は、昭和45-52年度の地質図幅の研究の成果を利用している。研究報告の執筆に当たっては、美濃帯中生層、濃飛流紋岩類及び鮮新-更新世火山岩類を山田が、御嶽火山噴出物を小林が、それぞれ分担し、その他の項目は共同で執筆した。1984年長野県西部地震による御嶽岩屑なだれ堆積物については、大阪出張所長三村弘二技官に執筆して頂いた。応用地質の項については地質部豊 遙秋技官の協力を得た。

本報告のうち、御嶽火山に関する部分には小林が昭和37年以来調査・研究を行ってきた研究が土台となっている。この間、小林は信州大学理学部の(故)小林国夫教授、北海道大学理学部石川俊夫名誉教授、勝井義雄教授、同教養部の河内晋平助教、妙高火山研究所の早津賢二氏を始めとする多くの方々から指導・協力を受けた。野外調査に当たっては、王滝村・朝日村・小坂町・長野営林局・木曾福島営林署・王滝営林署・上松運輸営林署・名古屋営林局・小坂営林署・久々野営林署の関係各位から多大の便宜・協力を頂いた。

次に、本報告のうち、濃飛流紋岩類に関する部分には山田が昭和45年以来行ってきた本図幅周辺地域の調査研究の成果がまとめられており、この期間に岐阜大学教育学部小井土由光助教を始めとする濃飛流紋岩団体研究グループの各位からは、現地調査並びに討論の過程で多大の援助・協力を頂いた。特に、岐阜工業高校の笠原芳雄氏、アジア航測(株)の加藤芳郎氏並びに東建地質調査(株)の棚瀬充史氏からは貴重な野外資料の提供を受けた。新エネルギー総合開発機構並びに三井金属資源エンジニアリング(株)からは王滝地域試錐資料の利用について便宜を図って頂き、三井金属鉱業(株)及び中部電力(株)からは重力資料を提供して頂いた。現地調査に際しては、長野営林局王滝営林署、小坂営林署、久々野営林署及び王滝村・小坂町・朝日村・高根村の関係各位から多大の協力を受けた。また、美濃帯中生層中の放散虫化石産地については名古屋大学理学部足立 守助教から、同層中の生痕化石については地熱技術開発(株)田中啓策氏(元所員)から御教示を受けた。鮮新-更新世火山岩類の古地磁気は東京工業大学理学部田中秀文氏に測定して頂き、また同岩類のK-Ar年代については金沢大学理学部清水 智氏から未公表資料の提供を受けた。温泉については岐阜大学教育学部梶田澄雄教授から資料を頂いた。

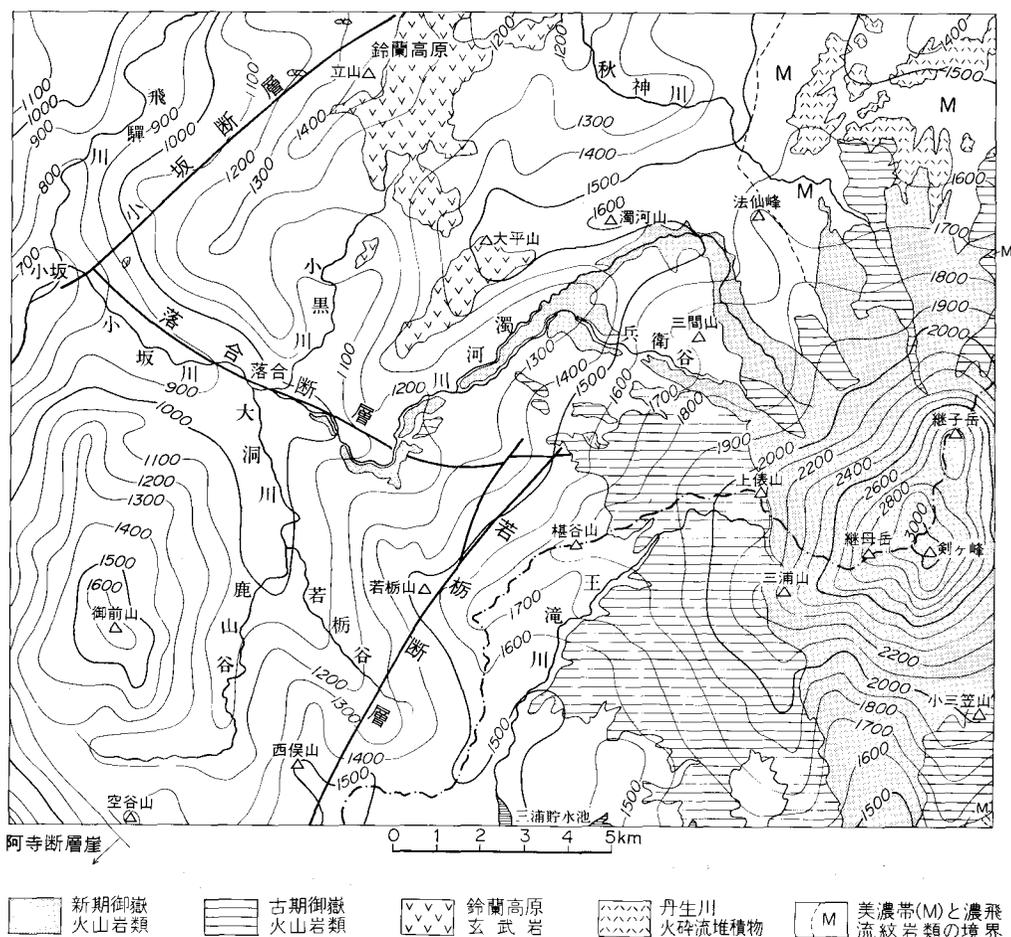
以上の方々に記して御礼申し上げる。

所内では、化学分析を大森江い・大森貞子・藤貫 正の各位(元所員)及び曾屋龍典技官に、Sr同位体分析を倉沢 一技官に御願いした。原山 智技官からは濃飛流紋岩類に関するEPMA分析データを提供して頂いた。本報告で使用した岩石薄片は、大野正一氏(元所員)、(故)村上 正氏、宮本昭正・安部正治・佐藤芳治・野神貴嗣・木村 朗の各技官の製作によるものである。

I. 地 形

中部日本山岳地帯では、北から南へ、飛驒山脈、木曾山脈及び赤石山脈が雁行状に配列している。本図幅地域は、木曾山脈の西方、飛驒山脈の南方に位置しており、一般に阿寺山地と呼ばれるNW-SE方向に延びる定高性の山地の北部を占めている。阿寺山地の南西縁は阿寺断層崖によって画され、美濃

*地 質 部 **富山大学(昭和45、52及び61年度併任)

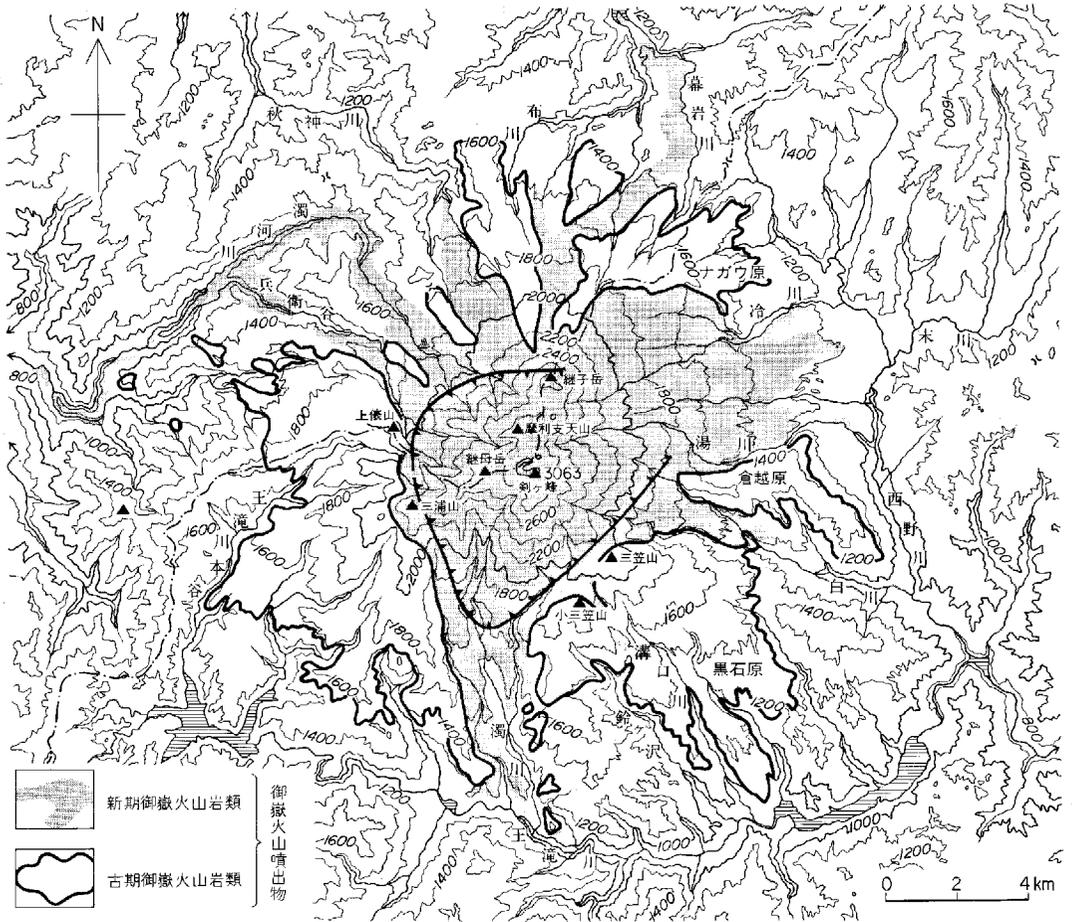


第1図 「御嶽山」図幅地域の接峰面図

・三河高原と接している。阿寺断層崖は本図幅地域の南西隅を通過している(第1図)。阿寺山地北部には御嶽火山が噴出し、ひとときわ高くそびえている。

本図幅地域のうち、東部の御嶽火山を除く地域は、一般に、標高1,400-1,700mの山頂高度をもち、中でも、御前山(1,646.4m)、濁河山(1,633.6m)、法仙峰(1,745.6m)などの山頂周辺部には浸食小起伏面が認められ、これらはすべて濃飛流紋岩類及びそれに関連する貫入岩類によって構成されている。また、これら高位の小起伏面より少し下位に、標高1,200-1,500mの小起伏面が発達するが、そのうち、本図幅地域北部の鈴蘭高原一帯は鮮新世後期の鈴蘭高原玄武岩溶岩により、また北東部の高根村道後谷上流部は同じく鮮新世後期の丹生川火砕流堆積物により広く覆われている(第1図)。鈴蘭高原玄武岩の一部(大平山付近など)には溶岩の原地地形が残存するが、一般には、これら鮮新世後期の火山岩類によって埋積された地域にもかなり開析作用が及んでいる。

これらの山地を流れる河川は、本図幅地域西部及び北東部では飛驒川とその支流、南東部では王滝川

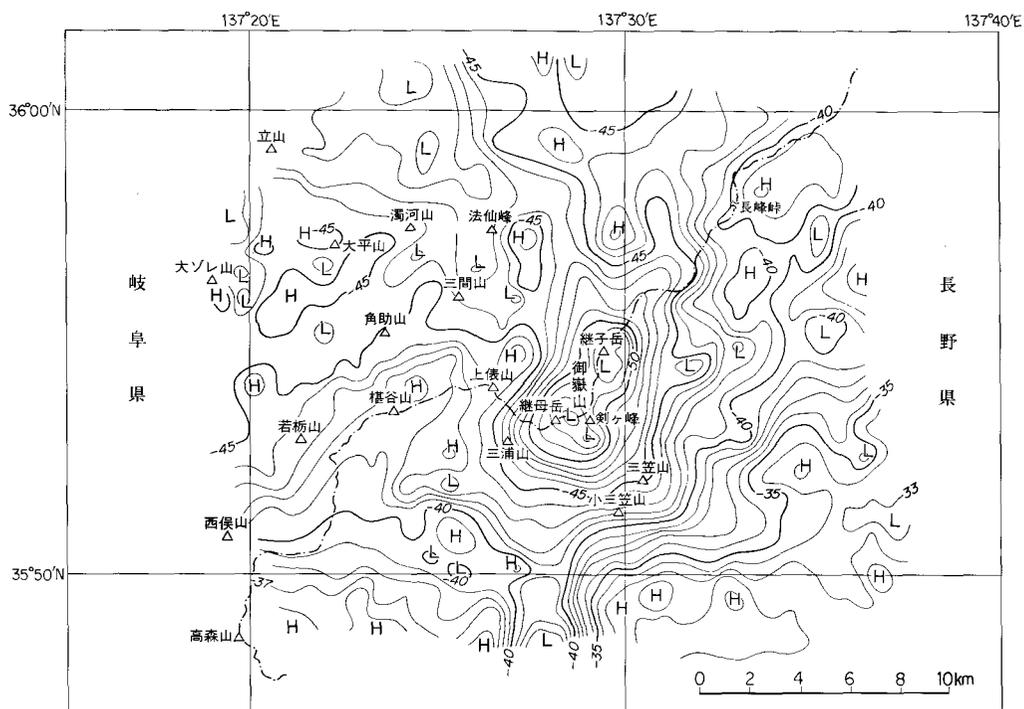


第2図 御嶽火山の地形概念図 等高線は200m間隔。ケバ付きの太線はカルデラ縁

とその支流であり、いずれも木曾川水系に属する。日本海に注ぐ神通川水系との分水界は、北隣の「高山」図幅地域内にあり、位山分水嶺と呼ばれている。本図幅地域西部の山地は、飛驒川本流及び小坂川とその支流(大洞川・濁河川・小黑川など)によって深く下刻され、谷筋と尾根筋との比高は一般に500mを超えており、なかでも、御前山とその西側の飛驒川本流との比高は1,300mにも達する。しかし、北東部の秋神川沿いでは、谷筋と尾根筋との比高は300-400m程度であり、北東隅の道後谷・布川流域では、更に200m程度にまで低下する。

これらの水系は、NE-SW方向をとるものが多く、これは本図幅地域で支配的な同方向の断層系(若柵断層など)に規制されたものであろう。一方、小坂川の流路は、NW-SE方向の落合断層によって規制されている。

飛驒川と支流の小坂川沿いには、幅狭い(500m以下の)谷底平野が発達し、そこに段丘堆積物と沖積層が分布する。集落が発達するのもほとんどこの部分に限られている。



第3図 御嶽山地域の等重力線図(ブーゲー異常)
等重力線間隔1ミリガル。補正密度 $\rho=2.5\text{ g/cm}^3$, H: 高重力異常, L: 低重力異常. 三井金属鉱業・中部電力(1983)による

御嶽火山は標高1,400–1,900 mの基盤上に形成された大きな孤立峰で、最高点は剣ヶ峰(標高3063.4 m)である。山体を構成する噴出物は約200km²の面積を覆っている(本図幅地域内では約110km²)。山頂から半径7km前後の範囲に主に分布するが、基盤の起伏が大きいため溶岩や火砕流堆積物は基盤の凹所を流下し谷に沿って長く延びることがあり、噴出物分布の輪郭は入り組んでいる(第1図)。

火山体は約80km²の噴出物で構成され(KOBAYASHI, T., 1974)、その形態は円錐形に近く、山体を刻む河川系も全体としては放射状である(第2図)。しかし、火山構造は複雑に複合した成層火山で、カルデラ形成前の古期御嶽火山体とカルデラを埋めた新期御嶽火山体が組み合わさって円錐形に近い山体を作っている。最近の重力測定でも新期火山体は著しい負の重力異常を示し、埋没されたカルデラ構造の存在を示唆している(第3図)。カルデラは直径5–6kmで角ばった形らしいが、新期御嶽噴出物による埋積が進み、山体の南部–西部にカルデラ壁が辛うじて残った。南東山腹の三笠山(2,256.1m)や小三笠山(2,029m)、西部山腹の上俣山(2,076.9m)や三浦山西下の尾根(約2,000m)はカルデラ壁の名残りである。

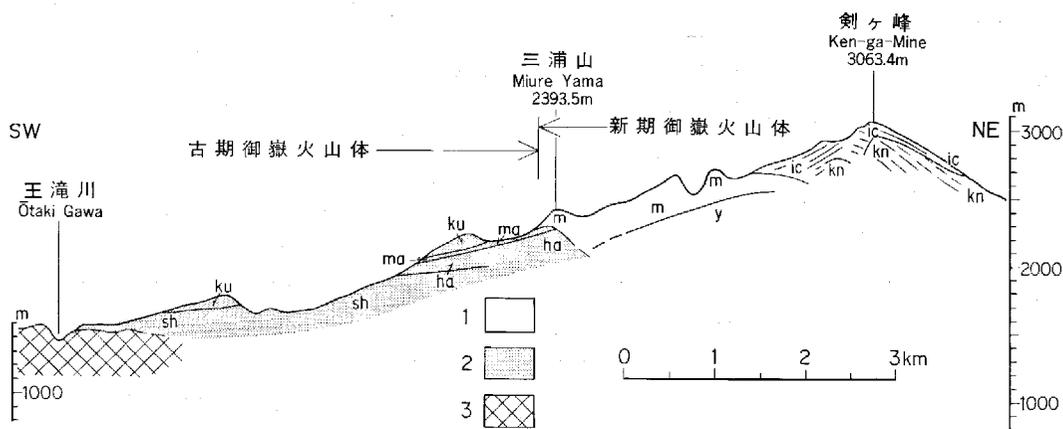
古期御嶽火山体は、北東山麓を除く全山麓に著しく開析された尾根又は台地状を呈して広く認められる(第II図版)。「木曾福島」図幅地域内の倉越原・黒石原・鞍越・大原・ナガウ原などの地名は、その様な尾根や台地に付けられたものである。残存部から推定される火山体は円錐形に近く、単一の大きな

成層火山か、現山頂部と同様に比較的接近して生じた成層火山群によって形成されたものとみられる。北部-東部山麓では、カルデラ壁を覆い尽くした新期御嶽噴出物が古期御嶽山体を刻む谷に流れ込み、緩傾斜の古期御嶽火山体の尾根があたかも急傾斜の新期御嶽火山体の山腹から外へ向かって張り出すかのような形態を示す。古期御嶽の尾根の先端は山体を取り巻く王滝川・西野川・布川などの河谷に面して比高300-500mの急崖を作る。

三浦山(2,393.5 m)では、新期御嶽のデイサイト溶岩がカルデラ縁に乗り上げて、わずかだけ古期御嶽の火山体を覆っている(第4図)。三笠山と小三笠山の間を流れる鈴ヶ沢上流では、カルデラを埋めた新期御嶽火山体の表面がカルデラ壁にあった窪みの高さまでに達した後に、カルデラ壁の低所を越えて新期御嶽溶岩がカルデラ外に流出した。

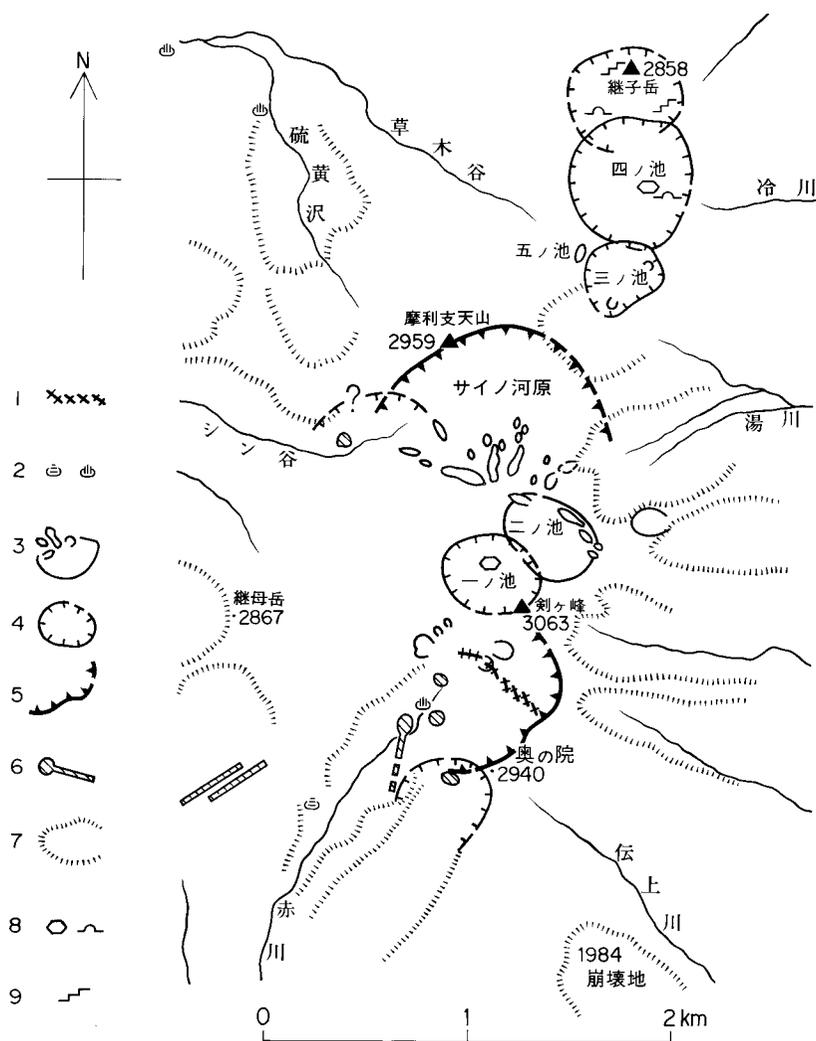
カルデラ壁の位置を横切るとき河谷はZ字状に屈曲することがある。濁河川支流兵衛谷上流のシン谷(継母岳北西方約2km)、王滝川上流(本谷)の最上流部、濁川支流伝上川などがその例で、標高2,000-1,700m付近で屈曲する。山体北部では、新期御嶽噴出物はカルデラ壁を完全に埋め、古期御嶽火山体の開析谷に流れ出した。

カルデラの中に生じた新期御嶽山体も複合的な成層火山である。流紋岩-デイサイト質噴出物の火山体を覆った安山岩質噴出物の成層火山群が、起伏の大きい御嶽火山上部を作っている(第I, II図版)。山頂部では、剣ヶ峰(3,063.4m)を火口縁の一部とする一ノ池や、二ノ池, 三ノ池, 四ノ池の4つの火口地形(第5図, 第6図, 第1表)と摩利支天山(2,959.2m), 継母岳(2,867m), 奥の院(2,940m)などの峰や尾根が配列し、南北約4kmの高まりを作る(第III図版)。火口地形のうち最も新鮮なのは三ノ池で、水深約13mの湖盆をもち(田中阿歌磨, 1930), そこから流出した溶岩は既に森林に覆われているとはいえ、溶岩流地形を鮮明に止めており、活動時期の新しさを示している(第63図参照)。一ノ池, 四ノ池も成層火山をつくった火口であるが、既に火口壁の一部が切れて馬蹄形の窪地となっている。一ノ池の南, 地獄谷谷頭部には1979年の噴火で小火口群を生じたが、同様な小火口地形は以前から見られた。二



第4図 新期御嶽火山体と古期御嶽火山体の構造と相互関係を示す断面図

1. 新期御嶽火山岩類, 2. 古期御嶽火山岩類, 3. 濃飛流紋岩類(火山の基盤)。(図中の略号は地質図のものと同じ)



第5図 御嶽山山頂部の地形

1. 1979年噴火の小火口列, 2. 噴気孔・温泉, 3. 小火口(本質火山噴出物を噴出した形跡がない火口), 4. 火口, 5. 山頂カルデラ(又は櫛名型カルデラ), 6. 岩頭・岩脈, 7. 急崖, 8. 多角形土・ハンモック, 9. 階状土

ノ池は他の3つの火口と規模では変わらない。

この火口盆の北部からサイノ河原にかけては水蒸気爆発による舟底型の小火口群が分布する。飛驒頂上の五ノ池も水蒸気爆発による爆裂火口である。

山頂部の大部分は安山岩の成層火山で、幾つもの成層火山が複雑な起伏を作った。火口地形を残す火山は山頂部の地形形成にはあまり寄与しておらず、それらの噴出物に覆われるより古い火山体が山頂部の主な地形を築いた。神津(1907)は、摩利支天山の弧状の尾根を奥の院や継母岳と円弧でつないで1つのカルデラとしたが、奥の院から王滝頂上・剣ヶ峰の尾根状地形は、それが摩利支天と同じカルデラと



第6図 剣ヶ峰から北方を望む

左側手前に一ノ池火口底，次いで二ノ池，左側後方の尾根は摩利支天山の一部，中央後方に継子岳がある

第1表 御嶽火山の火口

火口名	底の標高 (m)	直径(m)		火口壁の 平均高さ(m)	湖盆の深さ (m)
		長径	短径		
一ノ池	2990	450	400	70	—
二ノ池	2905	400	300	?	3
三ノ池	2690	350	300	35	13
四ノ池	2690	600		120	—

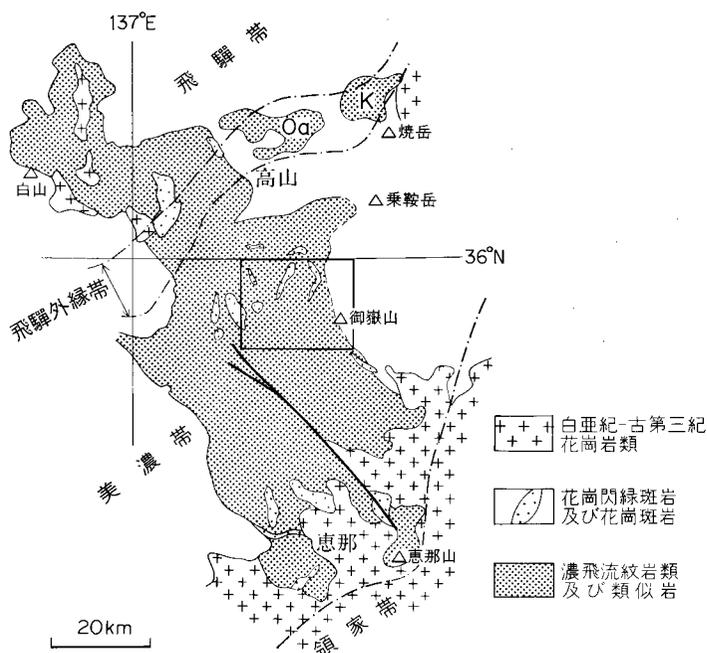
はみられない。流紋岩質-デイサイト質噴出物による火山体は継母岳から三浦山に至る尾根周辺だけにみられ、三浦山付近の台状尾根は高粘性溶岩に特有の表面地形を残す。

なお、御嶽山頂部には長野県西部地震（1984）による崩壊と同規模の崩壊地形が幾つも存在する。

非火山性の地形現象として、御嶽山上部では周氷河現象が知られており、一ノ池（小林，1958）や四ノ池底の砂礫地では大きな多角形土やアース・ハンモックが、また継子岳や三浦山では階状土が発達する（第4図）。なお、一ノ池と四ノ池が火口跡に生じた氷蝕地形であろうとする推測もされた（鹿野，1937）が、積極的証拠に乏しい。

II. 地質概説

中部地方の主要部は西南日本内帯に属し、地体構造上、北から、飛驒帯・飛驒外縁帯・美濃帯・領家帯の4帯に区分される。本図幅地域はすべて美濃帯に属している（第7図）。



第7図 中部地方中央部の地体構造区分と濃飛流紋岩類及びその類似岩の分布。山田ほか(1982)に基づき、一部修正・加筆。Oa: 大雨見山層群, K: 笠ヶ岳流紋岩類, 四角の枠は「御嶽山」図幅の範囲を示す

本図幅地域の地質は、古い方から、美濃帯中生層、白亜紀後期-古第三紀初期の濃飛流紋岩類及び関連する貫入岩類、鮮新-更新世の火山岩類及び更新世中-後期の御嶽火山噴出物から構成される。これらのほか、小規模の段丘堆積物、沖積層並びに各種の斜面堆積物が分布している。本図幅地域における地質及び地史を総括して第2表に示した。

美濃帯は、主に中生代(三畳紀-ジュラ紀、一部白亜紀最前期)の海成層からなる(脇田, 1985, 1987ほか)。これらの地層群は、岩相によって、玄武岩・石灰岩・チャートを主体とする緑色岩石灰岩相と、砂岩・泥岩・チャートを主体とする砂岩-チャート相とに分けられる(ADACHI, 1976)。最近の研究では、美濃帯中の緑色岩石灰岩相の地層(石炭紀-二畳紀の化石を産する)も、大部分は中生層中に挟み込まれた異地性岩体とみなされている(脇田, 1985; 大塚, 1986)。しかし、本図幅地域北隣の高山市付近に分布する二畳紀の小八賀川層(山田ほか, 1985)のように、異地性とは考えられない緑色岩-石灰岩相の地層も存在している。本図幅地域の美濃帯の地層群は、すべて砂岩-チャート相に属しており、三畳紀後期のチャート層とジュラ紀中-後期の砕屑岩層とからなる。したがって、本報告では以下これを美濃帯中生層と呼ぶことにする。

本図幅地域の美濃帯中生層は、主として北東部の朝日・高根村境付近に分布する。ここでは、比較的よく連続するチャート層と、砂岩を主とし、泥岩・礫岩などを挟む砕屑岩層とが繰り返して出現する。これらの地層はNE-SW方向に伸長し、北西側に急斜する同斜構造を示している。このほか、オリストストロームを主とする地層が、本図幅地域南東隅の王滝村地内にわずかに分布し、また、西部の小坂町

第2表 「御嶽山」 図幅地域の地質総括表

地質時代		層序	岩相 (括弧内は貫入岩)	地史		
新 生 代	第四紀	更新世後期 御嶽火山噴出物	1984年岩屑なだれ堆積物 (da) 沖積層 (a) 岩屑堆積物 (db) 崖錐・崩積堆積物 (tl) 段丘堆積物 (t)	1984年 長野県西部地震 1979年 御嶽山水蒸気爆発		
			更新世後期	摩利支天火山群 [ng, nd, kn, id, ok, od] [ks, mm, ic, yn, sn] 継母岳火山群 滝越層 (T) [s, y, n, m]	安山岩溶岩・火砕岩 流紋岩・デイサイトの溶岩・火砕岩	成層火山群の形成 木曾川上流部に火山性 砕積物堆積 溶岩円頂丘群の形成 多量の降下軽石 (Pm-Iなど) の噴出とカルデラ生成 古期火山体の侵食
			更新世中期	古期御嶽火山岩類 [ts, sh, sl, ha, ma, ku] [se, su, nu, mz, mi]	安山岩・玄武岩質安山岩・玄武岩・ デイサイトの溶岩・火砕岩	古期成層火山の形成
	第三紀	鮮新世後期	鈴蘭高原玄武岩 (B) 丹生川火砕流堆積物 (Ny)	(黒雲母デイサイト: D) (角閃石ひん岩: Po) (普通輝石)かんらん石玄武岩の 溶岩・岩脈 普通輝石紫蘇輝石デイサイト 溶結凝灰岩	湯ヶ峰デイサイト噴出 阿寺新層系活動開始 上野玄武岩類噴出 乗鞍岳付近で火砕流噴出	
			古第三紀	濃飛流紋岩類 ステージVの火砕岩類 (V) ステージIVの火砕岩類 (IV) 黒沢角礫岩層 (K) 白川層 (S) ステージIIIの火砕岩類 (III ₁ , c, III ₂ , III ₃) 阿寺層 (A) ステージIIの火砕岩類 (II ₁ , II ₂ , r, II ₃ , II ₄)	(焼岩谷花崗閃緑岩: Gy) (花崗斑岩: Gp) 流紋岩-流紋デイサイト 溶結凝灰岩 流紋デイサイト溶結凝灰岩 (花崗閃緑斑岩: Gdp) 流紋岩溶結凝灰岩 流紋デイサイト-流紋岩 溶結凝灰岩 (花崗岩?)	全般的隆起・侵食 平行岩脈群等貫入 小規模火砕流噴出 (濃飛岩体東縁部) 濃飛岩体陥没(東縁断層) 大規模火砕流噴出 (濃飛岩体東部) 大規模火砕流噴出 (濃飛岩体主部) 湖成層(阿寺湖)堆積 大規模火砕流噴出 (濃飛岩体主部) 先濃飛期深成作用 美濃帯中生層の削剝 褶曲運動 スラストシートの形成 大規模な海底地すべり 砂岩・泥岩・礫岩の堆積と 珪長質火山活動
	中生代	白亜紀後期	濃飛流紋岩類		珪長質火成作用	
						ジュラ紀後期
		三疊紀中後期	層状チャート (ch) 石灰岩 (ls)	チャートの堆積		

御嶽火山の活動
↑ 山間盆地の形成
と火山活動
↓珪長質火成作用
↑美濃帯中生層の堆積
と変形
↓

地内でも濃飛流紋岩類中に巨大岩塊として包有されている。

白亜紀後期には、美濃帯及びその周辺の広い範囲に珪長質の火成活動が始まった。それを代表するのが陸上における濃飛流紋岩類の噴出であり、またそれと相前後する花崗岩類の貫入である。この珪長質火成活動は、次第に規模を縮小しながら古第三紀初頭にまで引き継がれる。

濃飛流紋岩類は、美濃帯から飛騨外縁帯・飛騨帯にかけて、NNW-SSE 方向に伸びた長大な岩体を形成している(第7図)。本図幅地域は濃飛流紋岩類の岩体中央部から東縁部にかけての地域に相当する。濃飛流紋岩類は美濃帯の構造とほぼ直交する分布形態を示している。濃飛流紋岩類は、その大部分が強く溶結した火砕流堆積物からなり、厚さは2,000-3,000mに及ぶ。本岩類は、火山活動の休止期を挟んで、大きくI-Vの5ステージに区分されており(第4表・第16図参照)、本図幅地域にはそのうち、ステージII-Vの火砕流堆積物が分布する。各ステージの火砕流堆積物は、岩相の異なる溶結凝灰岩の数枚のユニットに層序的に区分される。

これらのうち、ステージIIの火砕流堆積物は、本図幅地域のほとんど全域にわたって分布し、美濃帯中生層を不整合に覆っている。本図幅地域では、層序的に下位から、小坂火砕岩類(II₁)、東俣-船山溶結凝灰岩層(II₂)、赤石溶結凝灰岩層(II₃)、夕森山溶結凝灰岩層(II₄)の4ユニットに区分されるが、それらの間には顕著な時間間隙は存在しない。これらのユニットのうち、小坂火砕岩類は、美濃帯中生層の岩片-巨大岩塊を多量に含む凝灰角礫岩-火山凝灰岩からなり、ステージIIの初期における破壊的な噴火活動を示すものとして注目される。これに引き続いて噴出した東俣-船山溶結凝灰岩層は濃飛流紋岩類中最大の分布面積と厚さを持つ火砕流堆積物であり(第16図参照)、その岩相の側方変化から、その噴出中心の1つは小坂火砕岩類と同様、本図幅西部地域にあったものと推定される。これより上位の赤石溶結凝灰岩層及び夕森山溶結凝灰岩層は、いずれも主たる分布地域南隣の加子母図幅地域内にあり、比較的小規模である。これらのユニットのうち、小坂火砕岩類と赤石溶結凝灰岩層は流紋岩の、また東俣-船山溶結凝灰岩層と夕森山溶結凝灰岩層は主として流紋デイサイトの組成を有している。

ステージIIの火砕流堆積の後、火山活動の休止期があり、「加子母」図幅地域を中心とする広大な湖沼(「古阿寺湖」)に砂岩・泥岩・礫岩・凝灰岩など(阿寺層:A)が堆積した。本図幅地域では、阿寺層は薄く(厚さ20m内外)、一部では欠如している。

ステージIIIの火砕流堆積物は阿寺層を整合的に覆い、下位から、高樽溶結凝灰岩層(III₁)、真弓峠溶結凝灰岩層(III₂)、川溶結凝灰岩層(III₃)の3ユニットに分けられる。これらのうち、真弓峠溶結凝灰岩層は石質岩片に富むという特徴をもつが、組成的にはいずれも流紋岩質である。高樽溶結凝灰岩層の内部には薄い砕屑岩層やvitrophyre zone (Smith, 1960b) が挟まれ、クーリングユニットとしては更に細分される可能性がある。このステージの火砕流堆積物がステージIIに比べて分布がやや断続的であるのは、削剝がより進んだため、本来は濃飛岩体の大部分の地域を覆っていたものであろう。

ステージIIIの火砕流噴出の後の休止期に、濃飛岩体東部地域に湖成堆積層(白川層:S)とそれに続く角礫岩層(黒沢角礫岩層:K)の堆積があり、引き続いてステージIVの活動が始まった。

ステージIVの火砕流堆積物は、本図幅地域南東部に分布し、瀬戸川溶結凝灰岩層(IV)と呼ばれる流紋デイサイト組成の溶結凝灰岩からなる。本層は厚さ700m以上にわたって単一のクーリングユニットからなることが、ボーリング資料から明らかにされた。本層は御嶽火山噴出物によって広く覆われてお

り、その上限は不明である。

ステージVの火砕流堆積物は、濃飛岩体東縁部に生じた小規模な火山活動の産物で、本図幅地域ではその南東隅にわずかに分布する。美濃帯中生層を不整合に覆い、下位の千沢溶結凝灰岩層 (V_1 : 流紋岩質) と上位の鈴ヶ沢溶結凝灰岩層 (V_2 : 流紋デイサイト質) とに分けられる。

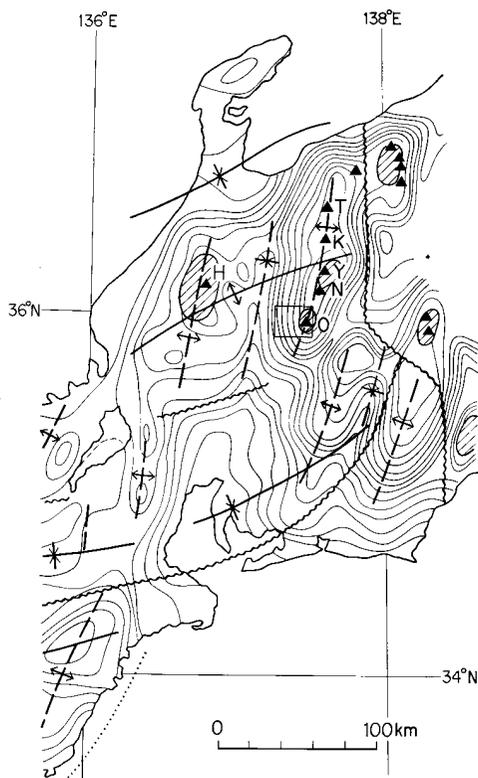
なお、本図幅地域及びその周辺の濃飛流紋岩類については、ジルコンのフィッシュトラック測定により、ステージIIから70Ma前後、ステージIIIから65Ma前後、ステージIVから66Ma前後、ステージVから58Ma前後という年代値が得られており、ステージII-IVが白亜紀末期、ステージVがこれより若干遅れて古第三紀初期の活動であることを示している。

濃飛流紋岩類を貫く半深成岩類は、花崗閃緑斑岩 (Gdp) と花崗斑岩 (Gp) とに大別される。花崗閃緑斑岩は、萩原岩体・大萱谷岩体・栃原谷岩体・オコズリ谷岩体・ソクボ谷岩体など比較的大きな岩体をなし、主としてステージII、一部ではステージIIIの火砕流堆積物を貫いている。一方、花崗斑岩は、門坂岩体・三間山岩体などの比較的大きな岩体をなすもののほか、本図幅地域南西部にNE-SW方向の平行岩脈群としても分布する。花崗斑岩は、本図幅地域及びその隣接地域においてステージII-Vの火砕流堆積物を貫いている。これら半深成貫入岩類のフィッシュトラック年代は、「高山」図幅地域内の花崗閃緑斑岩が63Ma前後、花崗斑岩が57Ma前後であり (山田ほか, 1985)、上記の産状並びに被貫入岩の年代値をも合わせて判断すると、花崗閃緑斑岩はステージIVの直後に、また花崗斑岩はステージVの直後に、それぞれ貫入した可能性が大きい。

本図幅地域の濃飛流紋岩類 (とくにステージIIの火砕流堆積物) 及び花崗閃緑斑岩中には、しばしば、優白質の黒雲母花崗岩の岩片あるいは捕獲岩が見いだされ、本地域の近傍に先濃飛期、少なくともステージII以前の花崗岩体が存在したことが示唆される。一方で、本図幅地域の濃飛流紋岩類 (主にステージIIの東俣-船山溶結凝灰岩層) は、図幅中央部から西部のかなり広い範囲にわたって、二次的黒雲母の晶出などで表される熱変成作用を受けており、その熱源となった底盤状花崗岩体が地下比較的浅所に伏在するものと推定される。この伏在花崗岩は、濃飛岩体の南縁部及び東縁部において流紋岩類を貫いている苗木・上松花崗岩の延長部であろう。なお、本図幅地域北東部には、美濃帯中生層を貫く花崗閃緑岩の小岩体 (焼岩谷花崗閃緑岩: Gy) が分布し、濃飛流紋岩類との直接の関係は不明であるが、本報告では後濃飛期の岩体として扱った。

古第三紀から新第三紀にかけて、本図幅地域は隆起・浸食の状態に置かれていたが、鮮新世後期になると、北方の高山盆地を中心としたかなり広い範囲で内陸盆地が形成され、鮮新-更新統の堆積が始まった。本図幅地域はこれら内陸盆地の後背地に当たり、火山活動が活発であった。すなわち、現在の乗鞍岳付近を給源とする2.5-2.3Maの丹生川火砕流堆積物 (Ny: 主にデイサイト溶結凝灰岩) が本図幅地域北東部の美濃帯中生層から構成される小起伏面上に堆積し、続いて、2Ma前後の鈴蘭高原玄武岩溶岩 (B: かんらん石玄武岩及び普通輝石かんらん石玄武岩) が本図幅地域北・中部の濃飛流紋岩類中の幾つかの火口から噴出し、小起伏面上の凹地に向かって流下した。一方、本図幅地域南部では、角閃石ひん岩 (PO: 時代不明) と黒雲母デイサイト (D: 0.5Ma前後) の小岩体岩脈が濃飛流紋岩類中に貫入した。

更新世中期になって、本図幅地域東部において御嶽火山の活動が始まった。同火山は乗鞍火山帯に



第8図 中部日本の新生代波状変形と乗鞍火山帯の位置

藤田・太田(1977)に一部加筆。破線は新期構造軸、実線は旧期構造軸、波線は構造線を示す。接峰面(曲線)は20 km 平方中の最高点をとったもので、等高線間隔は200 m。黒三角と斜線部はそれぞれ第四紀火山の位置とその分布を示す。四角の枠は御嶽山図幅の範囲を示す。T: 立山, K: 雲の平・鷲羽岳, Y: 焼岳, N: 乗鞍岳, O: 御嶽山, H: 白山

属し、その南端部に位置する。

御嶽火山から乗鞍岳、焼岳、雲の平・鷲羽岳、立山とほぼ南北に配列する乗鞍火山帯は、更新世の顕著な隆起軸である飛騨山脈に沿う、延長が100kmにも満たない小さな火山帯である(第8図)。御嶽火山(3,063m)はこの火山帯の中で最大の噴出物をもつ活火山である。その噴出物は SiO_2 : 50-73%の広い変化を示し、その岩石記載的性質も多様で、しばしば少量の角閃石・かんらん石を伴う普通輝石紫蘇輝石安山岩を中心に、普通輝石かんらん石玄武岩質安山岩から、ジルコンを含む角閃石紫蘇輝石黒雲母流紋岩に至る噴出物が認められる。

御嶽火山は噴出中心を濃飛流紋岩体と美濃帯中生層の境界部付近にもち、標高1,300-1,900 mの山地を基盤として円錐形に近い孤立峰を作っている。火山構造は複雑で、山頂部は火口群が南北性の配列を示す複合成層火山で、山腹にもほとんど埋没しかかったカルデラが認められる。火山活動は、30-20万年前(?)に開始された古期御嶽活動期とその後の静穏期、カルデラを埋めた新期御嶽活動期(9-7万年前から3万年前)とその後現在にいたる静穏期が区別される。古期御嶽火山噴出

物は溶岩とそれに付随する火砕岩類からなり、 SiO_2 : 50-67%で玄武岩質安山岩-デイサイトの範囲にあり、アルカリに富む。新期御嶽の前半、継母岳火山群の噴出物は SiO_2 : 72-66%で、初期の大量な流紋岩質降下軽石(Pm-I等)及び火砕流と、後期のデイサイト質の溶岩・火砕流などからなっており、大量の火山性砕屑物を木曾川上流部に供給し、滝越層を形成した。新期御嶽後半の摩利支天火山群の噴出物は SiO_2 : 51-65%の安山岩質降下スコリア・溶岩を主とし、火砕流を伴う。

この火山は1979年以前は活動の記録がなかったが、1975-1978年の群発地震、1979年の水蒸気爆発、1984年の長野県西部地震(マグニチュード6.8)など火山活動に関係するとみられる地殻変動が周辺に多く認められる。また、御嶽山の地下では地震波の異常吸収も発見されている(青木, 1980)。

III. 美濃帯中生層

III. 1 研究史及び概要

美濃帯中生層は、本図幅地域北東部の朝日村・高根村境界地域にやや広く分布し、北方及び東方隣接地域に続いている。このほか、本図幅地域南東隅の王滝村地域及び西部の小坂町地域にも小規模に分布している。

朝日・高根村の中生層は、野田(1910, 1912)によって始めて記載され、粘板岩・砂岩・角岩(本報告のチャート)からなる「秩父古生層」とされた。戦後、岩船・佐久間(1952)は、岐阜県地下資源調査の一環として、高根村から朝日村にまたがる広い地域の地質図を作成し、この地域の「秩父古生層」が高根村日和田付近(東隣の「木曾福島」図幅地域内)を通るNE-SW方向の大きな背斜構造に支配されること、その北翼部に同方向の野麦断層が走ることなどを明らかにした。藤本ほか(1962)は飛騨山地の上部古生界について総括し、本地域のものは、チャート・粘板岩・砂岩で特徴づけられる根尾相の「二畳系」に含めた。その後出版された牛丸(1964)や岐阜県(1970)などの地質図は、上記の岩船・佐久間(1952)に基づいている。足立・水谷(1971)は、本地域北東方の高根村野麦地域における「古生層」の岩相分布を示すとともに、砂岩頁岩互層の砂岩層基底面に見られる底痕から、古流向の方向が大きくみて北→南であることを明らかにした。

第3表 高山市周辺地域における美濃帯中・古生層の層序

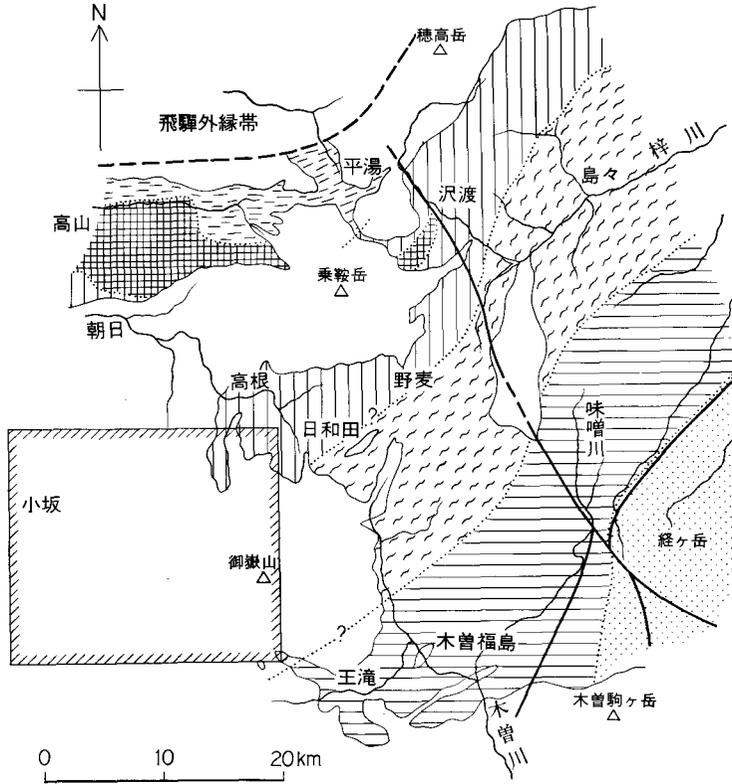
地質時代	層序区分	岩相
ジュラ紀	後期 馱吉層 ? —	スランプ礫岩
	中期 大西層*	砂岩・頁岩・珪質頁岩・ 凝灰質頁岩・礫岩
	前期	(未区分)
三畳紀	中・後期 髭多山層* ? — 根方層	層状チャート スランプ礫岩
	前期	中・古生層)
二畳紀	後期	
	前・中期	小八賀川層 玄武岩・チャート・石灰岩

* 御嶽山図幅地域に分布する地層

1970年代に入ってからのコノドントの発見及び1970年代末から1980年代へかけての放散虫化石の相次ぐ発見により、美濃帯の非石灰岩相「古生層」についての認識は根本的に改められ、そのうちの多くの部分がジュラ紀中・後期のものであることが明らかにされた(MIZUTANI *et al.*, 1981; 脇田, 1985)。本図幅地域の近傍でも、王滝村瀬戸川の珪質頁岩から *Mirifusus baileyi* 群集(足立, 1982)、また高根村道後谷¹⁾の珪質頁岩から "*Dictyomitrella*" sp. 群集 - *Pantanellium* sp. 群集(MIZUTANI *et al.*, 1981) などの、ジュラ紀放散虫化石が報告されている。

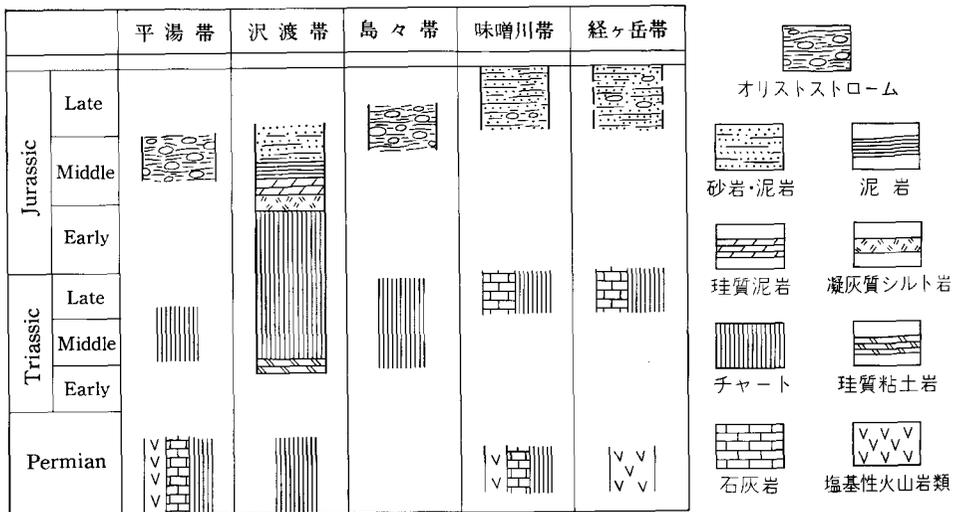
一方、本図幅地域北方の高山市周辺地域の美濃帯の地層群は、飛騨外縁帯の石炭系荒城川層(磯見・野沢, 1957)と断層で接し、緑色

1) 足立 守氏の御教示による。



0 10 20km
 平湯帯 沢渡帯 島々帯 味噌川帯 経ヶ岳帯 美濃帯の他の要素

第9図 美濃帯北東部の地帯区分図。大塚(1986)に一部加筆。四角の枠は御嶽山図幅地域を示す



第10図 美濃帯北東部を構成する各帯の岩相と年代(大塚, 1986)。太い実線で挟まれた部分が異地性岩塊以外の岩相を、細い実線で挟まれた部分が異地性岩塊の岩相を示す

岩-石灰岩相と砂岩-チャート相 (ADACHI, 1976) の“中・古生界”が混在して分布していることが明らかとなり (小嶋, 1982, 1984 ; ADACHI and KOJIMA, 1983), その中から抽出された放散虫・コノドント・紡錘虫化石から, 第3表に示すような地層区分がなされた。しかし, 高山地域的美濃帯の地層群は, ENE-WSW 方向の大きな褶曲構造のほか, 同方向の断層群や低角の衝上断層などの構造によって支配され, もともとの地層の累重関係については不明の点が多い。本図幅地域の高根村・朝日村境界地域に分布する美濃帯の地層群は, 砂岩-チャート相に属する中生層であり, 北隣の「高山」図幅地域で三畳系髭多山層及びジュラ系大西層とされたものの延長である。

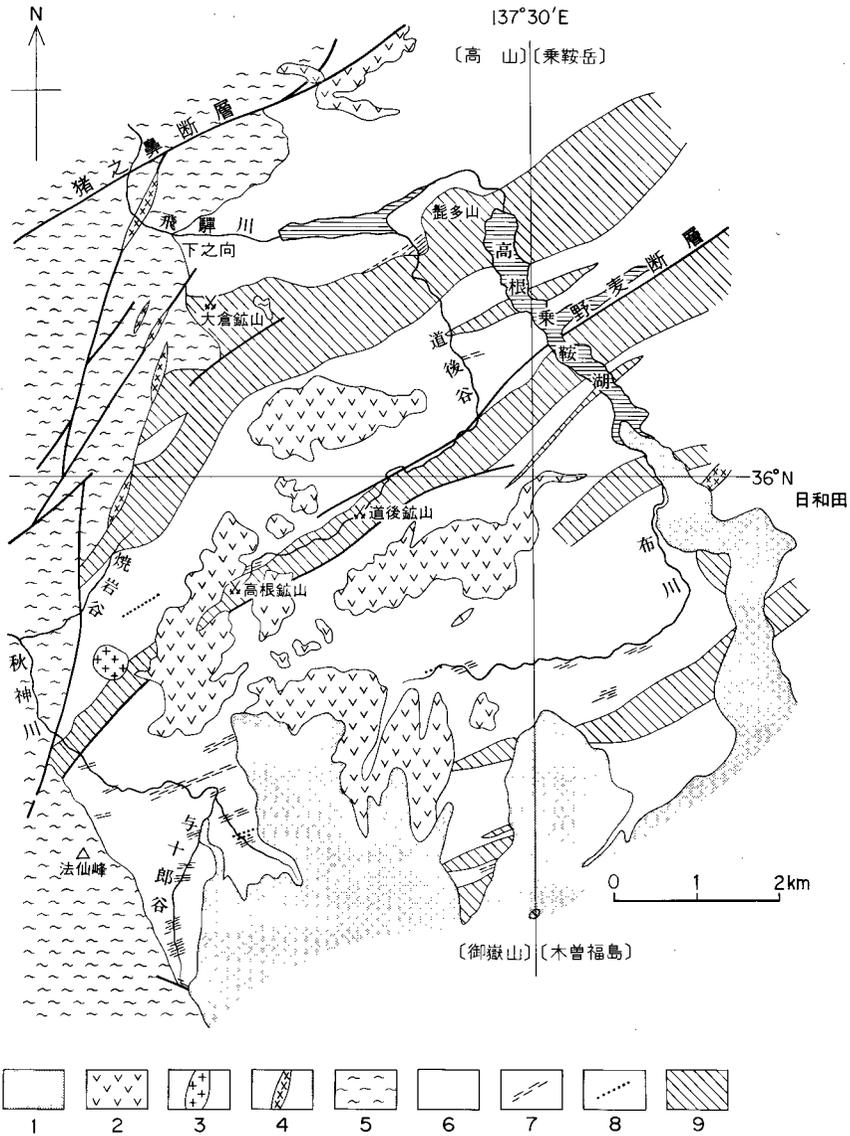
大塚 (1986) は, 美濃帯北東部の中生層を, 北から, 平湯帯・沢渡帯・島々帯・味噌川帯・経ヶ岳帯の5帯に大別し (第9図), 各帯の地質時代と岩相を第10図のように総括した。これによれば, 本図幅地域北東部の美濃帯中生層は沢渡帯に属し, 三畳紀-ジュラ紀前期のチャートとジュラ紀中期 (-後期) の碎屑岩とからなる層序ユニットが何回も繰り返して現れている。一方, 本図幅地域南東隅 (玉滝村) に分布するものは, 主にオリストストロームからなり, 大塚 (1986) の島々帯の地層の延長に当たる。また, 本図幅地域西部 (小坂町) の濃飛流紋岩類中に点在する小岩体もオリストストロームからなるが, 大塚 (1986) のどの帯に属するか明らかでない。

III. 2 朝日-高根地域

本図幅地域北東部に当たる朝日-高根地域的美濃帯中生層は, 砂岩・チャート・泥岩を主とし, 凝灰質頁岩・礫岩を伴い, まれに石灰岩レンズを挟有する。これらのうち, チャートは, 北隣の「高山」図幅地域で三畳系髭多山層 (山田ほか, 1985) と呼ばれたものに, また碎屑岩類はジュラ系大西層 (山田ほか, 1985) とよばれたものに, それぞれ対応している (第3表参照)。第11図に示したように, この地域的美濃帯中生層は NE-SW 方向の一般走向をもち, 北西側に傾斜する同斜構造を示し, 比較的よく連続するチャート層と, 砂岩・泥岩などの碎屑岩層が, 何度も繰り返して現れている。なおこれらチャート層と碎屑岩層との境界は, 野麦断層やそれに並走する断層などのように, 明らかな破砕帯を伴う断層の場合もあるが, 一般には堆積接触関係にあるものと判断される。

チャートは, 朝日村焼岩谷上流及び高根村道後谷上流に帯状に分布するほか, 高根村布川上流にも幅 50-300 m 程度の幾つかの小岩体として分布する。焼岩谷上流のチャートは, 髭多山層の模式地 (高根村髭多山; 「高山」図幅地域内) から連続する厚さ 500-600m のチャート層の一部であり (第11図), N60° E, ほぼ垂直の走向傾斜を示し, 西側の濃飛流紋岩類とは断層または不整合関係で接している。道後谷上流のチャートは, 野麦断層の南側に沿って連続的に分布する厚さ 300 m 前後のチャート層の一部であり (第11図), N60°-90° E, 60°-75° N の走向・傾斜を示し, 石灰岩レンズ (厚さ 5 m 前後; GSI R40381) を数か所で伴い, 接触交代作用による銅・鉛・亜鉛鉱床 (高根鉱山及び道後鉱山) を胚胎している。これらのチャートは, 灰色・赤褐色・白色などを呈する層状チャートからなる。高根村下之向南方 (「高山」図幅地域内) のチャートからは, 三畳紀後期の放散虫化石が産出している (山田ほか, 1985)。

碎屑岩は, 主に塊状砂岩層と砂岩泥岩互層からなり, 少量の礫岩層・凝灰質泥岩層などを挟有する。秋神川支流の与十郎谷では, 塊状砂岩層と砂岩泥岩互層が数 m- 数 10m の厚さで繰り返し重なっており,



第11図 岐阜県高根村西部地域的美濃帯地質図

本報告(山田・小林, 1988)のほか, 山田ほか(1985), 足立・水谷(1971), 岩船・佐久間(1952)の資料を加えて作成。
 1. 御嶽火山噴出物, 2. 鮮新-更新世火山岩類, 3. 焼岩谷花崗閃緑岩, 4. 花崗斑岩, 5. 濃飛流紋岩類, 6-9. 美濃帯中生層
 (6. 砂岩優勢部分, 7. 泥岩優勢部分, 8. 礫岩, 9. チャート)

N40°-90° E, 45°-90° Nの走向・傾斜を示している。このルートでは褶曲や断層による地層の繰り返しはほとんど認められないので, この部分だけでも見掛け上約1,500 mの厚さをもつ。他の地域では連続的な露頭が見られないため, 層序関係や厚さは不明である。

塊状砂岩層を構成する砂岩は, 新鮮な部分では灰色-灰青色を呈するが, 風化面では黄褐色となる。



第12図A 美濃帯砂岩泥岩互層中のスランブ褶曲（朝日村秋神川左岸林道切割）。正常な互層に挟まれた幅3-4mの部分にスランブ褶曲が発達する



第12図B スランブ褶曲を示す砂岩泥岩互層（Aの矢印の部分）

しばしば、数mm-数cm大の不定形の泥岩岩片を含む。組成的には、長石質アレナイトに属するが、かなり岩片を含んでいる。粒度は中-粗粒のものが多く、泥岩岩片に富む部分は一般に粗粒-極粗粒である。構成鉱物は、石英、斜長石（変質により汚濁）、カリ長石（主に微斜長石パーサイト）、黒雲母（変質・屈曲）、白雲母、緑泥石、ざくろ石、電気石、ジルコン、不透明鉱物などである。岩片としては、花崗岩（しばしば微文象質）、文象斑岩、黒雲母白雲母片麻岩、千枚岩、石英アレナイト、デイサイト-流紋岩、玄武岩、多結晶石英、石灰岩、砂岩、チャート、珪質泥岩（放散虫化石に富む）などが含まれる。

礫岩は、焼岩谷東方，秋神川上流東俣谷，布川流域などに露出する。焼岩谷の礫岩は、厚さ 30-40m 程度で、長径 2- 5 cm (最大 25 cm) の円礫からなり、礫種は、砂岩、泥岩、チャート、流紋岩溶岩 (GSJ R40388) などである。布川の礫岩 (GSJ R40378) は、粗粒砂岩と 1-2m 厚さの互層をなす細礫岩で、円礫として、微斜長石花崗岩、黒雲母堇青石片麻岩、緑泥石白雲母片岩、石英アレナイト、多孔質玄武岩、文象斑岩、流紋岩、多結晶質石英などを含んでいる (第VI図版-1)。

泥岩は、多くの場合、砂岩と 10 数 cm- 数 10 cm の厚さの互層を形成しているが、互層の一部が局部的にスランプ褶曲を示すことがある (第 12 図 A, B)。泥岩は、黒色で、剝離性に富み、しばしば植物破片を含む。秋神川上流東俣谷の林道沿いに露出する黄灰色のシルト岩 (GSJ R40386) は、生痕化石²⁾を含む。

凝灰質泥岩 (GSJ R40387) は、道後谷上流のチャート層のすぐ北側に接して分布し、厚さ 30- 40 m で、北側 (見掛け上上位) で砂岩泥岩互層に移化する。暗灰色、緻密で、細かい葉理が発達する。鏡下では、斜長石 (新鮮、ラブラドライト- アンデシン、累帯構造顕著)、黒雲母 (新鮮)、白雲母、石英、炭質物、粘土鉱物などからなり、放散虫化石を多量に含んでいる。

III. 3 王滝地域

木曾川支流の王滝川流域に分布する美濃帯中生層の一部が、本図幅地域内の王滝村小三笠山南方 (鈴ヶ沢上流部) 及び南隣の「加子母」図幅地域北端部の伝上川支流部に、濃飛流紋岩類及び御嶽火山噴出物に覆われて、わずかに分布している (第 9 図)。これら 2 地域に分布する中生層は、泥質基質中に砂岩



第 13 図 砂岩の大小の岩塊を含むオリストストローム
(王滝村伝上川支流, 「加子母」図幅地域最北端部)

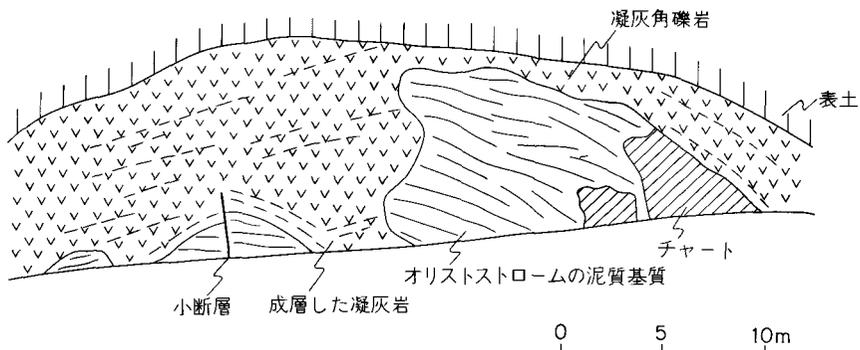
2) Phycosiphon に属するスミクイアトで、半深海ないし深海堆積層にしばしば見られるものである (田中啓策氏の鑑定による)

やチャートの大小の岩塊を包有するオリストストロームから構成される(第13図)。伝上川支部での本層はほぼ東西走向で南へ70-90°傾斜している。本地域の美濃帯中生層は、大塚(1986)の島々帯に相当するものであろう。

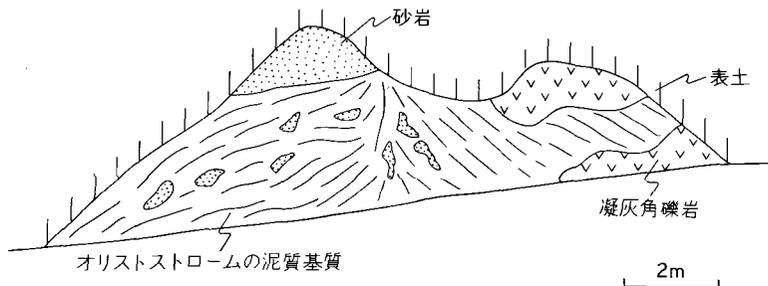
これら2地域的美濃帯中生層は、中部地方において北西南東方向に延びる濃飛流紋岩類の岩体東縁部に位置しており、「濃飛岩体東縁破碎帯」と呼ばれる地帯に含まれる(山田ほか、1971、1976；濃飛流紋岩団体研究グループ³⁾、1973)。しかし、これらの報告で「破碎帯」とされたものは、上記のオリストストロームであり、その分布は濃飛流紋岩類の分布とは関係が無く、大塚(1986)により島々帯と呼ばれた広大な地域にわたることが明らかになっている。

III. 4 小坂-萩原地域

この地域的美濃帯中生層は、濃飛流紋岩類(主としてステージIIの初期に噴出した小坂火砕岩類)中の巨大岩塊として、本図幅地域西部の小坂町西部から「萩原」図幅地域の萩原町東部にかけて、断片的に露出している。これら濃飛流紋岩類中の中生層の岩塊は、いずれも、泥質基質中に砂岩やチャートの大小の岩塊を含むオリストストロームからなり(第14図、第15図)、堆積時あるいは堆積後の変形が著しく、層理は不明瞭である。これらのオリストストロームの基質は、一般に暗灰色を呈する泥岩からなる



第14図 小坂火砕岩類中の美濃帯オリストストロームの岩塊
(GSJ R40372, 40373)(小坂町大萱谷、赤沼田林道切割のスケッチ)



第15図 小坂火砕岩類中の美濃帯オリストストロームの岩塊(小坂町味屋北方、甲頭洞林道切割のスケッチ)

3)以下、濃飛団研と略称

が、ときには青灰色の凝灰質シルト岩（斜長石や黒雲母の破片に富む）からなり、多量の放散虫化石を含む（第VI図版-2）。基質中にはしばしば石英の細脈が発達し、石英脈自身もちぎれて“礫”状になることがある。

濃飛流紋岩類に含まれるこれらオリストストローム岩塊のうち、最大のものは、小坂町無数原の南北約800 mの岩塊であり、その他、径100 mを超える岩塊が10個以上認められる。これらの分布は、水平的には、飛驒川・小坂川合流点付近を中心とする東西約3km、南北約10 kmの細長い地帯（巨大岩塊密集帯：山田・河田，1983）に限られ、一方、垂直的には、飛驒川河床レベル（標高約500m）から最高1,300mの山稜部にまで及んでいる。これらの岩塊は、しばしば幅数cm-数mの凝灰岩-凝灰角礫岩の岩脈に貫かれる（IV-2-1項参照）。

濃飛流紋岩類中の上記オリストストローム岩塊は、濃飛流紋岩類の噴出の際、相互に著しい移動や回転をしたとは考えられない（IV-2-1項参照）。したがって、小坂町西部-萩原町東部地域の美濃帯は南北10 km以上にわたって主にオリストストロームによって構成されていたと推定される。このような幅広いオリストストロームからなる地帯は、大塚（1986）の島々帯の延長であるかも知れない。

IV. 濃飛流紋岩類及び関連する貫入岩類

IV. 1 研究史及び層序の概要

本図幅地域の濃飛流紋岩類は、明治-大正年間を通じて、“石英斑岩”、“微粒斑状花崗岩”あるいは“花崗質斑岩”などと呼ばれ、溶岩あるいは浅所侵入岩とみなされてきた（坂，1877；神津，1907；野田，1910，1912）。野田（1910）は「20万分の1木曾御料地地質図」において、“花崗質斑岩”の分布を示すとともに、「裏木曾ノ北部又ハ益田川沿岸ニ露出スルモノハ石基益微粒状トナリ時ニ硅長質ヲ呈シ斑晶鈹物ニ斜長石ノ外ニ角閃石ヲ含ミテ岩石稍緑色ヲ帯ブ」と記述し、本図幅地域に分布するものが木曾川流域のものやや異なり、若干苦鉄質（流紋デイサイト質-後述）であることを指摘している。

その後、本図幅地域の濃飛流紋岩類の研究は長い空白期を迎える。第2次大戦後、岩船・佐久間（1952）は本図幅地域をその一部として含む岐阜県大野郡高根村、同朝日村地内の地下資源調査を行い、同地域の10万分の1地質図を作成した。そして、「石英斑岩は、古生層に対して一部進入し一部熔岩流をなした盃状大進入岩体を形成し……」、「大底盤岩体よりの進入条件による各種の相（浅い方から、石英粗面岩・石英斑岩・花崗斑岩；現著者注）に分たれ、古生層内にはこの支脈の貫く部がある」と述べている。

1950年代後半に入って、中部地方の“石英斑岩”地帯の5万分の1地質図幅調査が次々に実施された。それらの調査資料に基づいて、河田ほか（1961）は、“石英斑岩”の主体が溶岩でも侵入岩でもなく、流紋岩質の溶結凝灰岩であることを明らかにし、美濃・飛驒・木曾地方にまたがって分布する“石英斑岩”を「濃飛流紋岩類」と呼ぶことを提唱した。山田（1961）も、本図幅地域南隣の「加子母」図幅地域の全域にわたって分布する濃飛流紋岩類が、主に流紋岩質の溶結凝灰岩からなり、各所に阿寺層（片田・磯見，1958）と呼ばれる礫岩・砂岩・泥岩などの碎屑岩層を挟有することを示した。しかし、これら碎屑

第4表 濃飛流紋岩類の層序区分

ステージ分	濃飛岩体南南部 (濃飛団研, 1976; YAMADA, 1977; 原山・鈴木, 1984; 小井土・檀原, 1986)	濃飛岩体中央部 (山田・河田, 1983)	高山図幅地域 (山田ほか, 1985)	御嶽山図幅地域 本報告(山田・小林, 1988)
V	1748mピーク W.T. 鈴ヶ沢 W.T. 千沢 W.T.			鈴ヶ沢 W.T. (58.2±3.2) 千沢 W.T.
IV	卒塔婆山 W.T. 瀬戸川 W.T.			瀬戸川 W.T. (66.0±3.8)
	黒沢角礫岩層 白川層			黒沢角礫岩層 白川層
III	鍼川 W.T. 真弓峠 W.T. 高樽 W.T.	鍼川 W.T. 高樽 W.T.	九蔵川 W.T. (64.5±2.5)	鍼川 W.T. 真弓峠 W.T. 高樽 W.T.
	阿寺層	阿寺層	青屋凝灰岩層	阿寺層
II	夕森山 W.T. 赤石 W.T. 東俣 W.T. 切越峠 W.T. (71.7±4.1)	夕森山 W.T. 赤石 W.T. 東俣 W.T.	船山 W.T. (69.6±3.0) 錦山 W.T.	夕森山 W.T. 赤石 W.T. 東俣-船山 W.T.
	ニッ森山礫岩層	小坂火砕岩類	中之宿凝灰岩層	小坂火砕岩類
Ib	赤河 W.T. (76.5±1.5) 久室 W.T. (76.3±4.0) ? (64.8±3.4) 72.4±3.8			
Ia	南沢山 W.T. 富士見台 W.T. 恵那山 W.T. 一の沢 W.T. 黒井沢 W.T.			
	戸沢層			
基盤	美濃帯中・古生層	美濃帯中・古生層	荒城川層 / 美濃帯中・古生層	美濃帯中生層

W.T.: 溶結凝灰岩 () 内の数字はジルコンのフィッシュントラック年代 単位100万年

岩層を鍵層として濃飛流紋岩類を層序的に区分するまでには至らなかった。片田ほか(1961)は、本図幅地域を含む濃飛流紋岩類の主分布地域の地質図を編さんした。

上記の地質調査所の調査研究と相前後して、柴田(1955, 1957, 1963)は、本図幅地域南東部を含む木曾谷一帯の地質調査を行い、“石英斑岩”の一部に溶結構造があることを認めながらも、“石英斑岩”が“古生層”や本岩類に伴われる礫岩・砂岩などに対して貫入関係にあると記述している。

濃飛流紋岩類に関する本格的な研究が始まったのは、1960年代以降である。山田ほか(1971)は、火砕流堆積物という観点から本岩類の主体をなす溶結凝灰岩の性状を記述し、また、本岩類を形成した火山活動を大きくI-Vにステージに区分し(第4表)、それらの空間的拡がりや化学組成の推移を考察した。そのうち、濃飛岩体東部地域(阿寺山地一帯)には、ステージII-ステージIVの火山岩類が、一般に北東側へ緩く傾斜する構造をもって分布し、岩体東縁部(王滝村)では、ステージIVの瀬戸川溶結凝灰岩層がNW-SE方向の断層をもって“古生層”と接していることを示した。

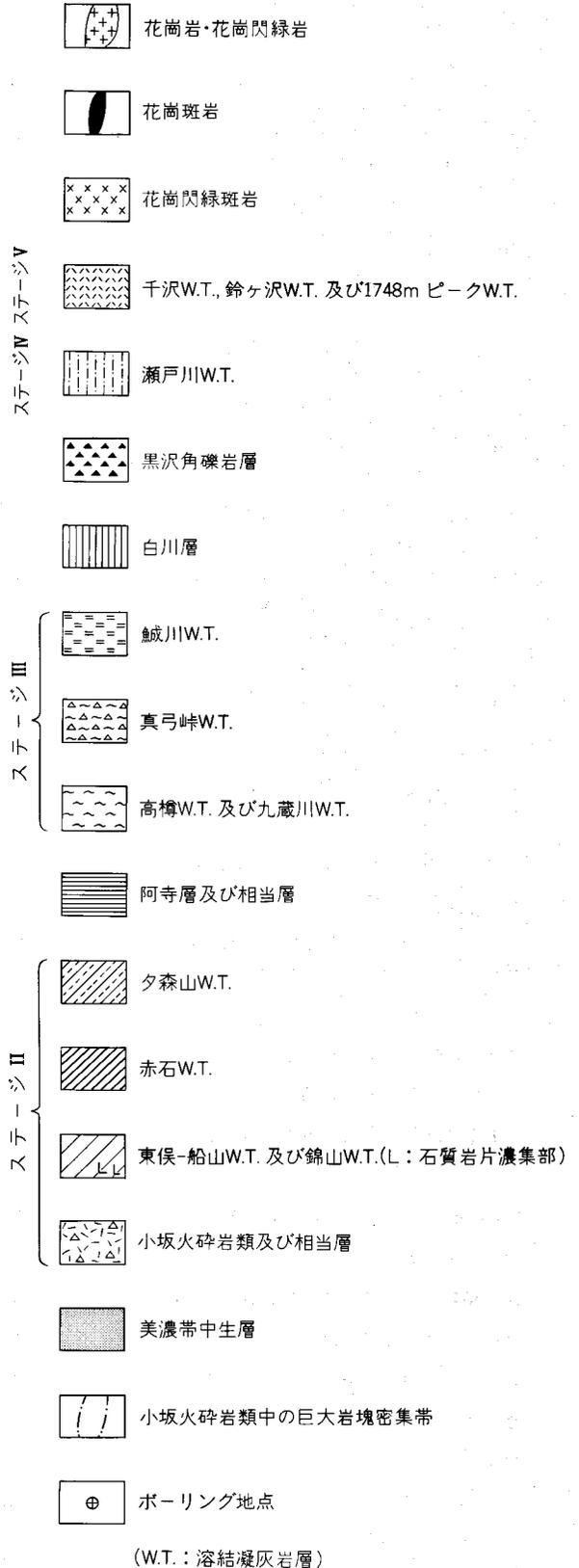
1970年に濃飛団研が発足し、以後各地域での詳細な調査研究を行うようになった。またこれと並行し

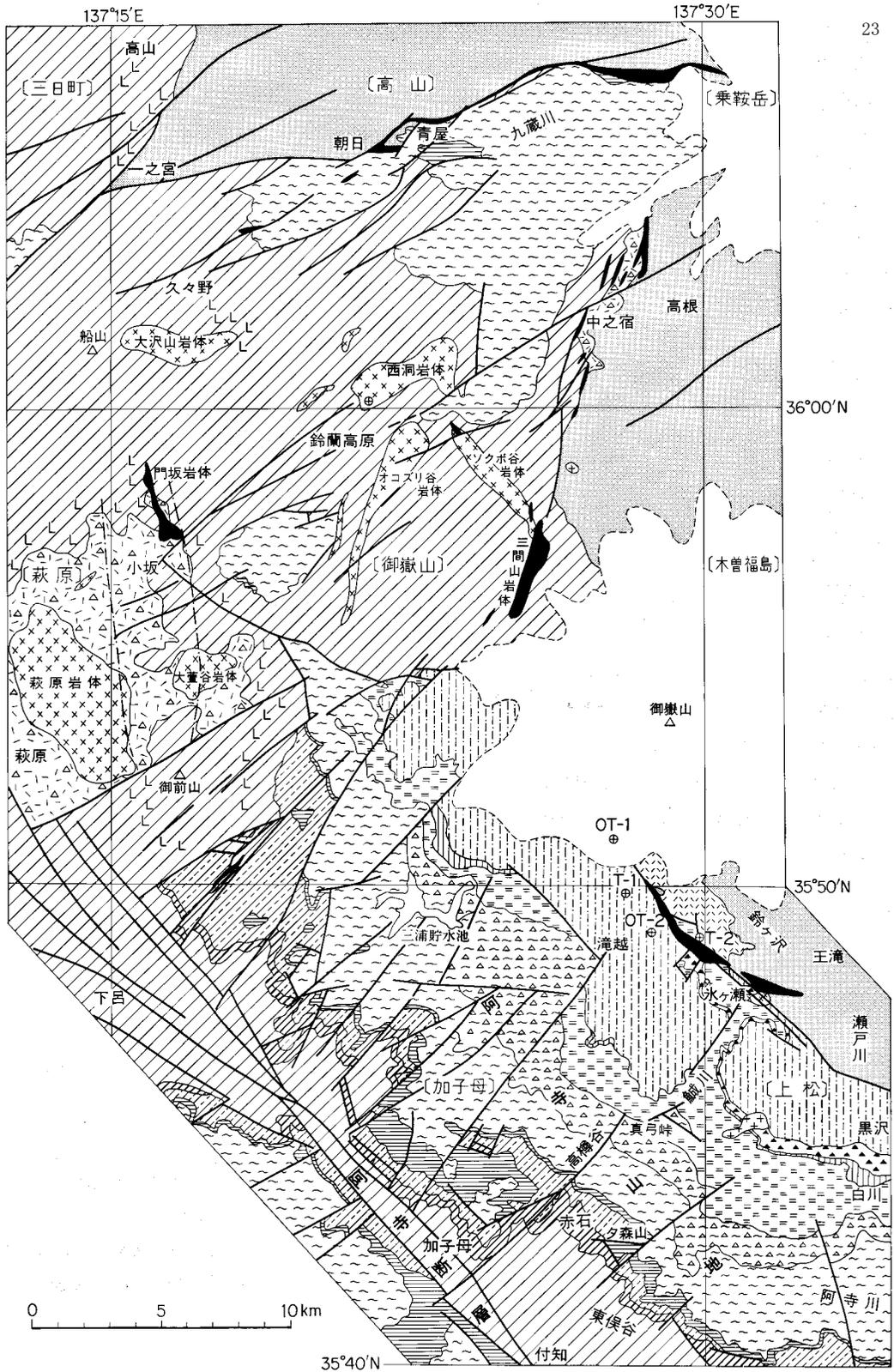
て、濃飛流紋岩類をテーマとする卒業論文の作成が、東京教育大学・信州大学・岐阜大学などの学生によって行われた。そのうち、本図幅地域に直接関係するものは、金沢(1971)による王滝村西部地域の研究、加藤(1972)による小坂町南西部地域の研究、打江(1973)による小坂町北部地域の研究、永淵(1973)による高根村-朝日村地域の研究などである。

濃飛団研(1973)は、王滝村濁川東方地域において、“古生層”を不整合に覆う“新期流紋岩類”(ステージV)を発見し、それらが比較的薄い何枚もの溶結凝灰岩層からなることを示した(第4表参照)。

諸橋ほか(1972)及びMOROHASHI *et al.* (1974)は、ステージIVの瀬戸川溶結凝灰岩層の岩相が垂直方向に変化することを見だし、本質レンズ中の斜長石斑晶の累帯構造の検討から、その変化がマグマ溜りにおける水蒸気圧の変動に関連することを示した。

一方、昭和45-48年度には、地質調査所による「活断層地域の地質構造解析」の一つとして、阿寺断層地域が取り上げられ、本図幅地域南部を含む広範な地域の地質構造図が作成された(山田ほか, 1976)。また昭和54年度からは、地震予知特定観測地域の地質図幅作成事業が開始され、これによって、本図幅地域北西隣の「三日町」図幅(河田, 1982)及び北隣の「高山」図幅(山田ほか, 1985)が出版された。この結果、従来全く不明であった濃飛岩体中央部-北部地域の層序関係(主として、ステージII-III)や地質構造が明確になった。これらと並行して、山田・河田(1983)は本図幅地域西部から「萩原」図幅地域にかけての濃飛流紋岩類の概要を示し、特に最下位の小坂火砕岩類の産状からそれが噴出火道内部あるいは火口付近に形成されたと推定した。





第16図 「御嶽山」図幅地域及びその周辺地域の濃飛流紋岩類の地質図。本報告(山田・小林, 1988)のほか、山田ほか(1976)、河田(1982)、山田・河田(1983)、山田ほか(1985)などの資料により作成。鮮新-更新世の堆積物や火山岩はすべて省略し、御嶽・乗鞍両火山噴出物(白抜き)の分布も簡略化した。〔 〕内は図幅名

第5表 「御嶽山」 図幅地域の濃飛流紋岩類の岩相一覧表

ステージ 区 分	層序区分	最大層厚 (m)	岩質	結晶量* (vol. %)	結晶 粒度	結 晶 容 量 比	本 質 レンズ	石質岩片
V	鈴ヶ沢 W.T.	130	Rd	55±	中粒	Pl>Qz>Kf>Px, Hb, Bt	多 い	少ない
	千 沢 W.T.	70	Rh	30±	中粒	Qz>Pl>Kf>Bt, Hb	多 い	多い
IV	瀬戸川 W.T.	700	Rd	40-50	中粒	Pl>Qz>Kf>Px, Bt, Hb	多 い	少ない
	黒沢角礫岩層	20	角礫岩・砂岩					
	白 川 層	150	凝灰質砂岩・泥岩, 凝灰岩-火山礫凝灰岩					
III	鹹 川 W.T.	200	Rh	15-30	中粒	Qz>Pl≥Kf>Hb	多 い	少ない
	真弓峠 W.T.	300	Rh	30-40	中粒	Qz≥Kf>Pl>Hb	多 い	多い
	高 樽 W.T.	700	Rh	30-40	中粒	Qz>Kf≥Pl>Hb, Bt	多 い	少ない
	阿 寺 層	50	凝灰質砂岩・泥岩, 礫岩, 凝灰岩					
II	夕 森 山 W.T.	500	Rd	40-50	粗粒	Pl>Qz>Kf>Px, Hb, Bt	多 い	多い
	赤 石 W.T.	50	Rh	25-35	細粒	Qz>Pl≥Kf>Px, Hb, Bt	少ない	少ない
	東 船-船山 W.T.	1,000	Rd	45-55	粗粒	Pl>Qz>Kf>Opx, Cpx, Hb, Bt	多 い	少ない (一部多い)
	小坂火砕岩類	<800	Rh	凝灰角礫岩-火山礫凝灰岩(非溶結), 流紋岩溶結凝灰岩など				

W.T.: 溶結凝灰岩層 Rh: 流紋岩 Rd: 流紋デイサイト Qz: 石英 Pl: 斜長石 Kf: カリ長石 Bt: 黒雲母 Hb: 角閃石 Px: 輝石 Opx: 斜方輝石 Cpx: 単斜輝石
* 斑晶鉱物及びその碎片の集計。基質のガラス片や本質レンズの石基も多少とも結晶化しているが、これらは含めない。本文中も同じ。

本図幅調査によって明らかにされた濃飛流紋岩類の層序並びに周辺地域との対比を第4表に、本図幅周辺地域の濃飛流紋岩類及び関連する貫入岩類の分布を第16図に示した。また、本図幅地域における濃飛流紋岩類の各層序ユニットの岩相を要約して第5表に示した。

これらの図表に示されるように、濃飛流紋岩類を構成する溶結凝灰岩は、阿寺層・白川層などの碎屑岩層(湖成堆積層)で示される火山活動の静穏期を介して、大きく5つの活動ステージ(I-V)に分けられる。各ステージの溶結凝灰岩は、化学組成、鉱物組成、結晶量、岩片量等の特徴に基づいて、更に幾つかの層序ユニット(〇〇溶結凝灰岩層)に細分される。火砕流堆積物という観点から見ると、これらの層序ユニットのあるもの(たとえばステージIVの瀬戸川溶結凝灰岩層)は、1つのクーリングユニット(SMITH, 1960a)に属するが、ステージIIIの高樽溶結凝灰岩層のように複数のクーリングユニットから構成されていたり、反対に、ステージIIの3枚の溶結凝灰岩層のように岩相の異なる層序ユニットが顕著な時間間隙なしに厚く累重する例もあり、各層序ユニットの位置づけは一様でない。ここでは、便宜的に岩相の特徴で区分された図示単位として取扱う。

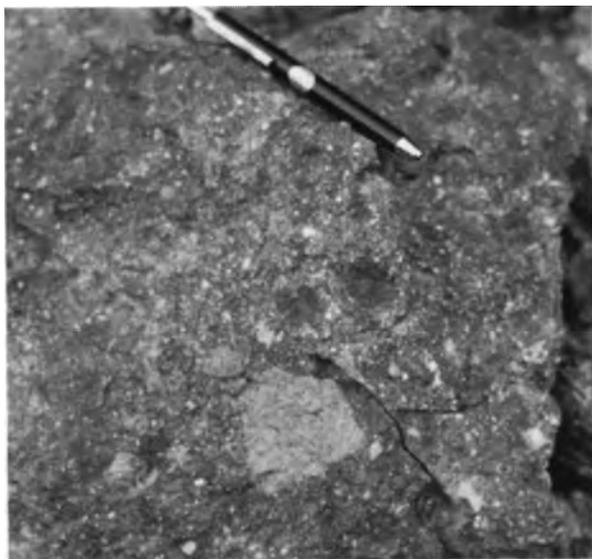
なお、ステージIの溶結凝灰岩は、更にIaとIbのサブステージに区分される。ステージIaの溶結凝灰岩は主として木曾川以南の濃飛岩体南縁部(恵那山-恵那地域)に、またステージIbの溶結凝灰岩は木曾川以北の濃飛岩体西縁部(金山町-白川町地域)に分布し、本図幅地域には分布しない。

これらの溶結凝灰岩を形成した火砕流の噴出中心は、ステージIaが濃飛岩体南縁部、ステージIbが西縁部、ステージIIが西縁部・中央部など数か所、ステージIIIが中央部又は東部、ステージIVが東部、ステージVが東縁部にあったと推定されており(濃飛団研, 1976; YAMADA, 1977; 山田・河田, 1983など)、時間の経過と共に噴出中心が大きく移動したことが推察される。

なお、濃飛流紋岩類の生成年代に関しては、溶結凝灰岩中に含まれるジルコンのフィッシュトラック測定により、ステージIb：約75 Ma、ステージII：約70 Ma、ステージIII及びIV：約65 Ma、ステージV：約58 Maという、層序関係と調和的な年代値が得られており（第4表）、濃飛流紋岩類が白亜紀後期から古第三紀にかけて生成したことを示唆している。

IV. 2 ステージIIの火砕岩類

ステージIIの火砕岩類は、本図幅地域を含む濃飛岩体のほとんど全域（南縁部を除く）にわたって分布する。本図幅地域では、下位から、小坂火砕岩類、東俣-船山溶結凝灰岩層、赤石溶結凝灰岩層、夕森山溶結凝灰岩層の4ユニットに区分される。これらのうち、小坂火砕岩類は非溶結の凝灰角礫岩-火山礫凝灰岩を主体とし、美濃帯中生層の巨大な岩塊を含むなど特異な岩相を示す。その他のユニットは、すべて溶結した火砕流堆積物からなり、ユニット相互間に碎屑岩層や非溶結相で表されるような時間間隙を挟まない。そのうち、東俣-船山溶結凝灰岩層は濃飛流紋岩類中最大の規模をもって連続的に分布するが、赤石・夕森山両溶結凝灰岩層は主な分布地が南隣の「加子母」図幅地域内にあり、本図幅地域内での分布は狭い。岩相的には、東俣-船山溶結凝灰岩層と夕森山溶結凝灰岩層とがよく似ており、いずれも流紋デイサイト質で、かつ結晶片に富むが、赤石溶結凝灰岩は流紋岩質で比較的結晶片に乏しい（第5表）。



第17図 小坂火砕岩類の主岩相をなす凝灰角礫岩（小坂町西洞林道、「萩原」図幅地内）。文象斑岩（中央下）、泥岩、砂岩などの岩片に富む

IV. 2. 1 ^{おきか}小坂火砕岩類（II₁）

命名：山田・河田（1983）

模式地：小坂町飛驒小坂駅周辺

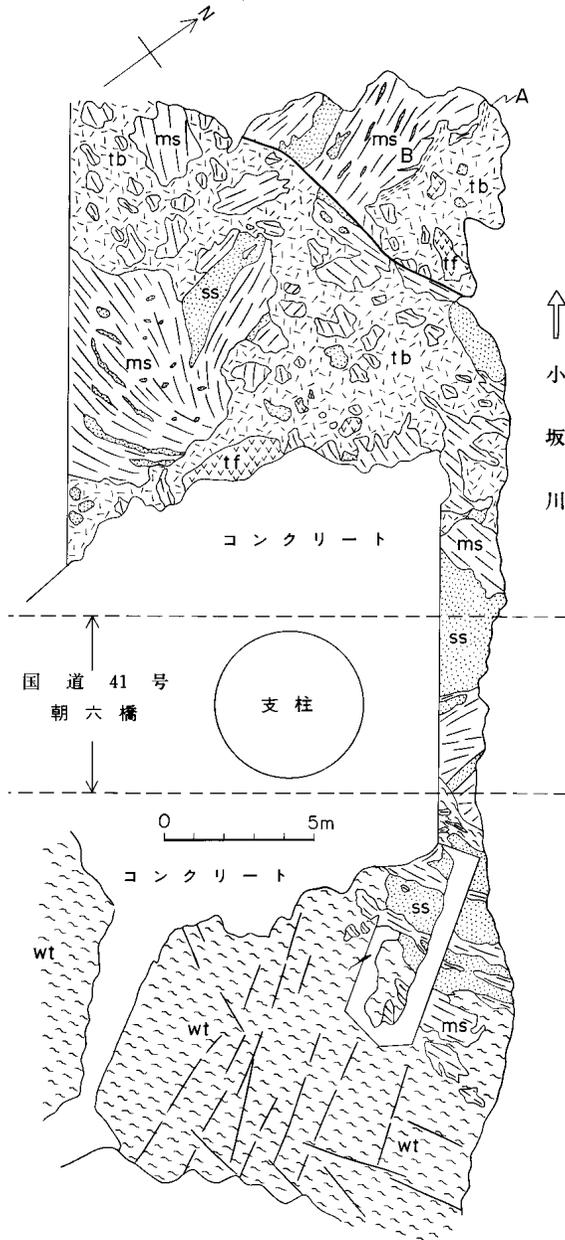
分布：小坂町西部-萩原町東部一帯（第15図）。飛驒川河床（標高400-600m）から稜線部（最高1,400m）まで、高度に無関係に分布する。

下位層との関係：美濃帯中生層の岩塊を包有し、それを貫く。

厚さ：見掛けの厚さ（標高差）は約800m。

岩相：流紋岩質の凝灰角礫岩-火山礫凝灰岩（非溶結）を主体とし（第17図）、同凝灰岩、同溶結凝灰岩、同溶岩⁴⁾などを含み、極めて岩相変化に富む。これらの火砕岩

4) 萩原町四美地区（「萩原」図幅地内；GSJ R40408, 40409 に分布）



第18図 美濃帯中生層(オリストストローム)の岩塊に富む小坂火砕岩類の露頭スケッチ(平面図)(小坂町小坂川左岸, 国道41号線朝六橋直下). ms: 泥質岩, ss: 砂岩, tf: 流紋岩凝灰岩(岩片), tb: 凝灰角礫岩-火山礫凝灰岩(基質), wt: 流紋デイサイト溶結凝灰岩(東俣 船山溶結凝灰岩層), A: 第21図の位置, B: 第20図の位置

類には, 結晶片として石英・カリ長石・斜長石・黒雲母などが, 異質岩片として泥岩・砂岩・チャート・含礫泥岩などが, また類質岩片として流紋岩凝灰岩・同溶結凝灰岩・球顆流紋岩・文象斑岩・細粒閃緑岩・安山岩などが含まれる. 軽石片が含まれることも多く, それが偏平化して葉理構造を呈することもある. 非溶結凝灰岩はしばしば成層構造を示しているが, その層理面の走向・傾斜は場所によって著しく異なる. 火砕岩類の基質は, 上記鉱物・岩石の細粉, ガラス片及び塵埃状物質からなり, 多くの場合ビトロクラスティック構造を示している.

巨大岩塊密集帯; 飛驒小坂駅近傍の飛驒川河床部から南方の山稜部にかけての, 幅2-3 km, 南北約10 kmの地帯には, 本火砕岩類中に美濃帯中生層(オリストストローム)の巨大岩塊が密集している(第16図, 第18図). これらの岩塊のうち, 通常露頭で岩塊として認識できるのは径10 m以下のものである(第14図)が, 径数10 m, ときには100 mを超えるようなものも, 急傾斜の山腹でその上下に火砕岩類の露出が確認され, 「基盤」そのものではなく, 「根無し」の岩塊と判定される. これらの巨大岩塊は, 飛驒川河床部から山稜部にまで, 高度に無関係に分布しており, 露頭状態が良ければ地質図に示したよりもはるかに多数の岩塊が存在しているにちがいない. しかし, 飛驒小坂駅北方の飛驒川河床に露出するオリストストロームについては, 基盤そのものである可能性を否定しきれ



第 19 図 美濃帯オリストストロームの巨大岩塊を貫く火山礫凝灰岩の岩脈（矢印で挟まれた部分）、（小坂町無数原，林道切割；GSJ R40417）



第 20 図 小坂火砕岩類に包有された美濃帯泥質岩（岩塊）を貫く火山礫凝灰岩の細脈（第 18 図の B 地点）



第21図 小坂火砕岩類が美濃帯泥質岩（岩塊）と接触する部分に発達する縞状構造の顕著な細粒凝灰岩
（第18図のA地点；GSJ R40430）

ない。

上記の岩塊中には、しばしば周りの火砕岩類から派生した凝灰岩－火山礫凝灰岩の岩脈が貫入している（第19図，第20図）。また、岩塊に近接した火砕岩類の周縁部には、岩塊との境界面に平行な縞状構造を示す細粒相が発達する（第21図）。このような「貫入岩」的産状を示す火砕岩は、地表に堆積した通常の火砕岩から区別して、タフィサイト（tuffisite；Cloos,1941）又はintrusive tuffとよばれる。タフィサイトは、火山ガスが充満して流動性を保持している火山灰の集合体が、既存の岩石中の割れ目や弱線に沿って上昇しつつ、壁岩を破壊し、自らに取り込んで行くプロセスを示すものと説明されている（HOLMS, A. and HOLMS, D.L., 1978, p.178-179）。

小坂火砕岩類中の巨大岩塊密集部は、恐らく、基盤の美濃帯中生層を破壊してできた火道中に、上記のタフィサイト化作用（流動化作用の一種）によって形成されたもので、大規模な火道角礫岩の一種であろう。また、巨大岩塊密集部以外の小坂火砕岩類は、成層凝灰岩や溶結凝灰岩の存在から、火口近傍の地表部における堆積物が主体であろう。しかし、実際には両者の区別は容易ではない。

IV. 2. 2 東俣－船山溶結凝灰岩層

命名：山田ほか（1971）の東俣溶結凝灰岩層と河田（1982）の船山溶結凝灰岩層とを合わせ、1つの連続的なユニットとして再定義する。

模式地：東俣溶結凝灰岩層は付知町付知川支流東俣谷流域（「加子母」図幅地内）を、また船山溶結凝灰岩層は久々野町船山（標高1,479.5m）付近（北西隣の「三日町」図幅地内）をそれぞれ模式地とする（第16図）。

分布：本層及びこれに対比される溶結凝灰岩は、本図幅地域を含む濃飛流紋岩類主部（北端部及び南縁部を除く）のほぼ全域、南北約 80 km、東西約 50 km の範囲に分布する。濃飛流紋岩類中の最大のユニットである。

基盤との関係：本図幅地域東部の秋神川上流部で美濃帯中生層を不整合に覆う。不整合関係が観察されているのは、法仙峰山頂（標高 1,745.6m）から秋神川に向かって北東方向に発達する谷（5 万分の 1 地形図で崖の表示がされている谷）の、標高約 1,560 m の地点であり、砂岩・泥岩からなる中生層の上に、走向 NW-SE で南西側に傾斜する不整合面をもって、本層が載る⁵⁾。この不整合面の走向・傾斜は、秋神川上流地域における本層の葉状構造の走向・傾斜とおおむね一致しており、本層堆積後に濃飛岩体の内側に向かって傾動するような運動があったことを示唆している。法仙峰より北方では、本層は主に南北性の断層をもって美濃帯中生層と接触しているが、本図幅地域北端部では両者の境界に沿って花崗斑岩の岩脈が貫入している。

なお、上記の不整合面直上の本層最下部（厚さ 20-30m）は、本層主部と比較して、やや細粒（結晶片の径 1 mm 前後）、流紋岩質組成の溶結凝灰岩で、かつ脱ガラス化の程度が低いという特徴を有している。

また、本図幅地域西端部の小坂町無数原岩崎谷^{むずはら}においては、本層がオリストストロームからなる美濃帯中生層の径数 10 m- 数 100 m の岩塊を包有し、それらの中に貫入している。

小坂火砕岩類との関係：小坂町西部地域において、本層は小坂火砕岩類に対してその地形的上位を占めることが多いが、本層の一部は小坂火砕岩類に対して貫入関係にあり（第 18 図）、両者の境界は非常に凹凸に富んでいる。

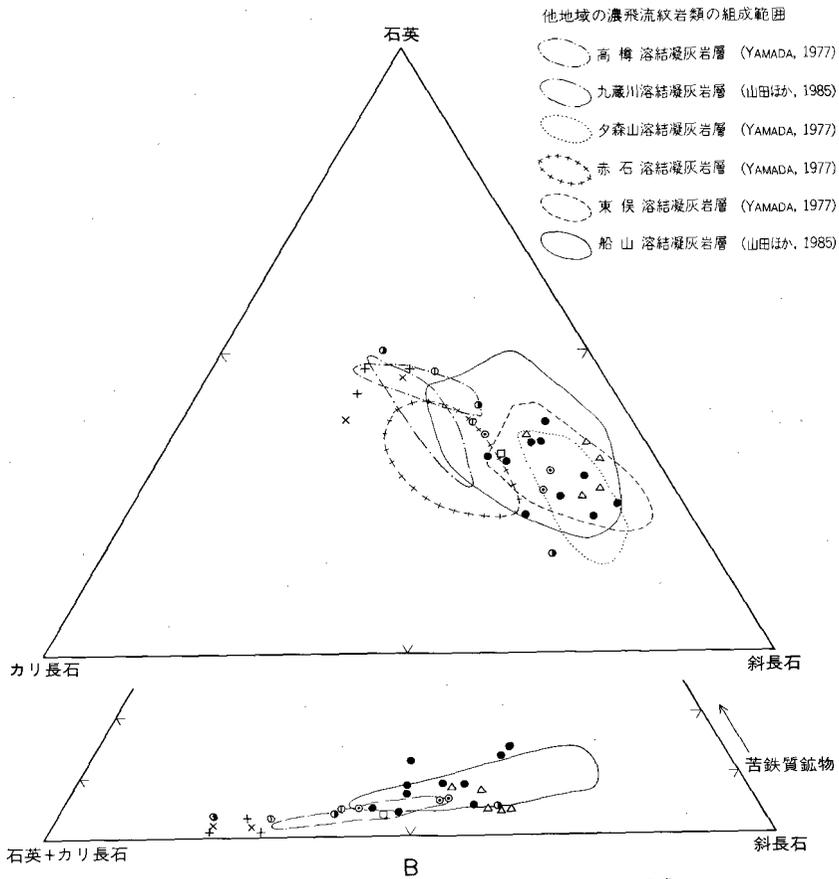
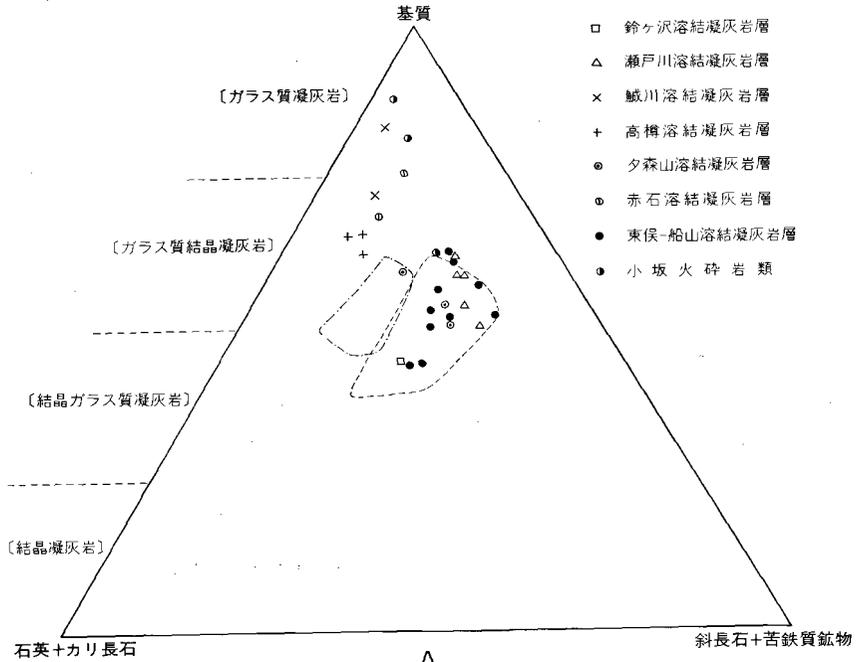
厚さ：1,000 m 前後と推定されるが、構造が一定しないため正確ではない。朝日村鈴蘭高原のボーリング地点（第 16 図）では、地下での厚さ 650 m 以上であり、それより東方及び北方に向かって厚さが減少することが確かめられている（山田ほか、1985）。御前山-若柘山を結ぶ地質断面図（A-B-C）では、見かけの厚さは 2,000m に達するが、NE-SW 方向の断層によって繰り返している可能性があり、真の厚さはこれより少ないであろう。

岩相：本層の大部分は、苦鉄質鉱物（特に輝石）に富む流紋デイサイト（一部流紋岩）組成の溶結凝灰岩からなる。以下にこれを主岩相と呼ぶ。そのほか、主岩相とは漸移的であるが、著しく石質岩片に富む岩相が本図幅西部地域にみられる（第 16 図）。また、主岩相に比べてやや細粒で結晶量の少ない流紋岩溶結凝灰岩の薄層が本層中にしばしば挟有される。しかし、非溶結相や水底堆積層など、明らかに時間間隙を示すような挟有物は見いだされない。なお、本図幅地域北西部から中央部にかけては、これらの溶結凝灰岩が広範囲に熱変成作用を受けており、地下比較的浅所に大きな花崗岩体が伏在するものと推定される。

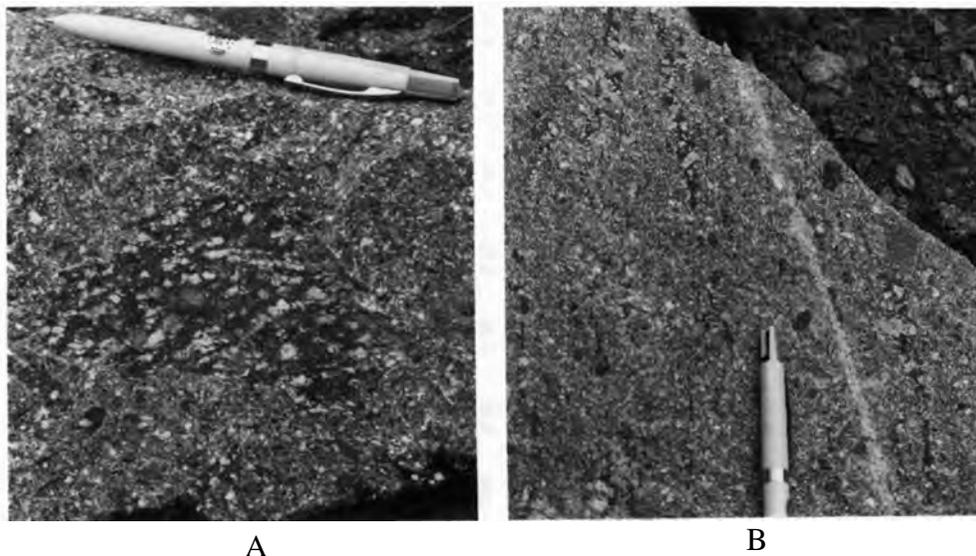
〔主岩相〕

緑灰色ないし暗灰色を呈し、大型の斜長石や苦鉄質鉱物の目立つ流紋デイサイト質（一部流紋岩質）の緻密・堅硬な溶結凝灰岩を主とする。全結晶量（容量比）は、35-60% の範囲で変化するが、大部分は 40-

5) 本ルートの記載は、笠原芳雄氏から提供された資料・試料による。



第22図 A, B 「御嶽山」 図幅地域の濃飛流紋岩類のモード組成



第 23 図 A, B 東俣 - 船山溶結凝灰岩層中の大型の本質レンズと異質岩片 (小坂町鹿山谷, 小ヶ倉林道).
A: 葉理面に平行な面, B: 葉理面に垂直な面

50%の範囲に入り, 火砕岩の分類上はガラス質結晶凝灰岩 (vitric-crystal tuff) に属する (第 22 図 A). 結晶破片の容量比は, 斜長石 > 石英 > カリ長石 > 苦鉄質鉱物の関係にあるが, かなりの変動幅があり (第 22 図 B), 色指数も 10-4 の間で変化する. このようなモード組成上の特徴は, 「高山」図幅地域内における船山溶結凝灰岩 (山田ほか, 1985) 及び「加子母」図幅地域内における東俣溶結凝灰岩 (YAMADA, 1977) の特徴とよく一致している (第 22 図 B). 苦鉄質鉱物としては, 輝石 (特に斜方輝石) が最も多く, そのほか黒雲母・角閃石・不透明鉱物などが含まれるが, 流紋岩質のものでは, 黒雲母が最も多い.

本質レンズは普遍的に含まれており, 長径 10 cm 前後, ときには 20-30 cm に達し, 1/2-1/10 程度の偏平率を示し, 露頭状況が良好であればユータキサイト構造が認められる (第 23 図). 本質レンズ中の斑晶鉱物は一般に粗粒で自形性が強いが, 斜長石やカリ長石の斑晶はしばしば碎破されて細粒結晶の集合体となり, それらが本質レンズの伸長方向に引き伸ばされていることが多い. 本質レンズ中の苦鉄質鉱物の EPMA 分析の結果によれば, 斜方輝石は鉄紫蘇輝石, 単斜輝石は鉄普通輝石の組成を示し, 角閃石や黒雲母はいずれも *mg* 値が低く, また不透明鉱物はチタン鉄鉱である. これらの性質は, 本質レンズの化学組成の特徴とも調和的で, 原山 (1979) や原山ほか (1982) が明らかにした濃飛流紋岩類の一般的特徴—Fe に富み, Mg に乏しいマグマから低酸素分圧下で生成—によく合致している.

石質岩片は, 径 1-2 cm 程度あるいはそれ以下で, 量も少ない. その種類は, チャート, 砂岩, 泥岩, 流紋岩凝灰岩, 中粒角閃石黒雲母花崗閃緑岩⁷⁾ (まれ) などである.

6) 原山 智技官の未公表資料による (以下同じ).

7) 小坂町^{ちいばら}柏原, 飛騨川右岸の大露頭中に見出された径約 5 cm の岩片 (GSJ R40076)

第6表 「御嶽山」 図幅地域の濃飛流紋岩類及び花崗斑岩の化学組成及びモード組成

ユニット名	東俣-船山溶結凝灰岩層			高樽溶結凝灰岩層	瀬戸川溶結凝灰岩層	鈴ヶ沢溶結凝灰岩層	花崗斑岩	No.	H ₂ O を 除 く 100 分 比						
	1	2	3	4	5	6	7		1	2	3	4	5	6	7
No.								No.							
SiO ₂	69.84	71.72	73.74	77.39	70.56	71.60	76.05	SiO ₂	70.33	72.47	75.26	77.86	72.25	72.81	76.90
TiO ₂	0.40	0.28	0.17	0.11	0.30	0.23	0.06	TiO ₂	0.40	0.28	0.17	0.11	0.31	0.23	0.06
Al ₂ O ₃	14.80	14.41	12.65	12.26	14.14	14.29	12.44	Al ₂ O ₃	14.90	14.56	12.91	12.33	14.48	14.53	12.58
Fe ₂ O ₃	0.81	0.51	0.29	0.21	0.57	0.67	0.83	Fe ₂ O ₃	0.82	0.52	0.30	0.21	0.58	0.68	0.84
FeO	2.58	1.88	1.42	0.95	2.10	1.74	0.41	FeO	2.60	1.90	1.45	0.96	2.15	1.77	0.41
MnO	0.05	0.04	0.03	0.02	0.05	0.06	0.03	MnO	0.05	0.04	0.03	0.02	0.05	0.06	0.03
MgO	0.65	0.37	0.32	0.10	0.58	0.28	0.06	MgO	0.65	0.37	0.33	0.10	0.59	0.28	0.06
CaO	2.94	2.41	1.91	0.54	2.97	2.28	0.84	CaO	2.96	2.44	1.95	0.54	3.04	2.32	0.85
Na ₂ O	3.59	3.62	3.54	3.27	3.07	3.07	3.38	Na ₂ O	3.62	3.66	3.61	3.29	3.14	3.12	3.42
K ₂ O	3.56	3.66	3.88	4.53	3.26	4.09	4.79	K ₂ O	3.59	3.70	3.96	4.56	3.34	4.16	4.84
P ₂ O ₅	0.08	0.06	0.03	0.02	0.07	0.04	0.01	P ₂ O ₅	0.08	0.06	0.03	0.02	0.07	0.04	0.01
H ₂ O(+)	0.66	0.47	0.71	0.39	1.22	0.36	0.51	No.1 黒雲母角閃石輝石流紋デイサイト(本質レンズ), 小坂町濁河山(GSJ R40077) No.2 " ("), 小坂町御前洞(GSJ R40080) No.3 黒雲母角閃石流紋岩(本質レンズ), 小坂町正子(GSJ R40081) No.4 角閃石流紋岩溶結凝灰岩, 小坂町カラ谷(GSJ R40088) No.5 黒雲母輝石流紋デイサイト溶結凝灰岩, 王滝村上小谷(GSJ R40090) No.6 黒雲母角閃石輝石流紋デイサイト溶結凝灰岩, 王滝村鈴ヶ沢(GSJ R40091) No.7 黒雲母花崗斑岩, 王滝村濁川東方〔「加子母」 図幅地域〕(GSJ R40094)							
H ₂ O(-)	0.15	0.24	0.14	0.17	0.17	0.58	0.28								
Total	100.11	99.67	98.83	99.96	99.06	99.29	99.69								
分 析 者	大森江い	大森江い	大森江い	大森江い	大森江い	藤貫 正	藤貫 正								
モード組成															
石 英	12.6	8.3	15.2	14.6	14.9	17.6									
カ リ 長 石	12.2	6.6	9.1	11.9	11.9	11.3									
斜 長 石	16.3	27.4	13.3	7.4	13.5	24.8									
苦 鉄 質 鉱 物	2.8	4.0	2.0	0.4	1.0	1.7									
不 透 明 鉱 物	0.1	0.2	—	—	0.2	0.1									
基 質 又 は 石 基	56.0	53.5	60.4	65.7	58.5	44.5									

以下に主岩相の代表的標本について記載する。

角閃石単斜輝石斜方輝石流紋デイサイト溶結凝灰岩:小坂町濁河山南西道路切割 (GSJ R40077, 第VI図版-1, 2)

緻密・堅硬で、緑灰色を呈する。大型の本質レンズ(最大長径30cm)に富み、その配列による葉状構造は、走向ほぼE-Wで、約50°南へ傾斜する。そのほか、アプライト質花崗岩、流紋岩溶結凝灰岩などの少量の石質岩片を含む。本岩は、結晶量約45%のガラス質結晶凝灰岩であり、基質は再結晶しているが、わずかに溶結構造を残している。

本岩中の本質レンズの化学組成とモード組成を第6表(No.1)に示す。斑晶の斜長石及びカリ長石(長径0.5-1cm)は、それぞれ全体の輪郭を保ちながらわずかに光学的方位を異にする数多くの小結晶の集合体となり、その間に石基の微粒石英・長石が侵入している場合が多い(第IV図版-2)。カリ長石は、清澄で、微斜長石構造やパーサイト構造を示さず、(-)2V≐20°で、サニエインであろう。苦鉄質鉱物のうちでは、斜方輝石(緑泥石化)が最も多く、単斜輝石、普通角閃石(褐色)、黒雲母、不透明鉱物などの順に減少する。角閃石は、単斜輝石の反応縁として存在するほか、単独結晶としても含まれる。黒雲母は、比較的粗粒なもの、再結晶作用によってできた微粒・寄木状のものがある。また、本質レンズ中には、長柱状斜長石、斜方輝石、単斜輝石、不透明鉱物からなる集斑状の部分(径1-2mm)がしばしば含まれている。

黒雲母単斜輝石斜方輝石流紋デイサイト溶結凝灰岩:小坂町濁河川南岸オリシキ林道切割 (GSJ R40078)

緻密・堅硬で、暗緑灰色を呈する。大型の本質レンズ(最大長径10cm)に富み、その配列による葉状構造は走向N-Sで、東へ20°傾斜する。結晶量約45%のガラス質結晶凝灰岩であり、基質の溶結構造は熱変成作用のため不鮮明となっている。苦鉄質鉱物(特に輝石)の結晶に富み、全岩の色指数は約5.5で、本溶結凝灰岩層のうち最も苦鉄質の岩石である。熱変成作用により微細な黒雲母やアクチノ閃石が再結晶している。

本岩中の本質レンズについて、斑晶鉱物のEPMA分析を行った。測定した本質レンズのモード組成は、斜長石27.9%、輝石5.8%、石英4.5%、黒雲母0.5%、石基61.3%である。斜長石は長径5mm前後、累帯構造を示し、ラブラドライト-アンデシン(An_{62-42})の組成を持つ。大型の斜長石結晶の多くは、わずかに光学的方位を異にする無数の斜長石結晶粒の集合体からなる。輝石は長径1mm前後で、鉄紫蘇輝石($Ca_{4.6-3.1}Mg_{45-33}Fe_{52-64}$)と、これより少量の鉄普通輝石($Ca_{40-41}Mg_{25-27}Fe_{34-32}$)とからなる。鉄紫蘇輝石は、一部またはほとんど全部が、緑泥石やアクチノ閃石の集合体に置き換えられる。鉄普通輝石は比較的新鮮で、しばしば普通角閃石(フェロエデン角閃石, $mg=0.37$)の反応縁をもつ。黒雲母は径0.1mm程度の結晶で、アナイト成分に富む($mg=0.16-0.19$)。不透明鉱物は少量で、チタン鉄鉱のみである。石基は微文象構造を残しながら、熱変成作用により微粒寄木状の石英、長石の集合体となっている。石基にも微量の角閃石や黒雲母が含まれるが、石基の色指数は低く、1-2程度であろう。

黒雲母角閃石単斜輝石斜方輝石流紋デイサイト溶結凝灰岩:久々野町阿多粕谷林道切割 (GSJ R40079)

緻密・堅硬で、緑灰色を呈する。大型の本質レンズ(最大長径20cm)に富み、その配列による葉状構造は走向ほぼE-Wで、25°北へ傾斜する。そのほか、少量の類質岩片(流紋岩凝灰岩)を含む。結晶量約45%のガラス質結晶凝灰岩であり、基質の溶結構造は熱変成作用のため不鮮明となっている。全岩の色指数は約3.3である。

本岩中の本質レンズについて、構成鉱物のEPMA分析を行った。測定した本質レンズのモード組成は、斜長石31.5%、石英8.5%、輝石(+角閃石)2.8%、黒雲母0.4%、石基56.5%、その他(カリ長石・チタン鉄鉱・褐れん石等)0.3%である。斜長石の形態等は前記の試料(GSJ R40078)と同様であり、 An_{52-37} の累帯構造を示す。斜方輝石は大部分緑泥石に変わっている。単斜輝石は $Ca_{39-41}Mg_{19-21}Fe_{38-40}$ 組成の鉄

普通輝石であな角閃石（褐色種）は輝石の反応縁として産するほかに、単独の結晶を作るものも多く、フェロエデン角閃石 ($mg = 0.32-0.35$) である。黒雲母は鉄鋳を縁どっているものと、熱変成作用による微細な2次鋳物とがある。石基は、微文象構造を残しながら、熱変成作用により微粒寄木状の石英・長石の集合体となっている。

〔大型の石質岩片に富む岩相〕

本岩相は、小坂町無数原・大洞・御前洞・萩原町桜谷地区など、本図幅地域西部のかなり広い範囲に分布し（第16図）、大まかにみると本溶結凝灰岩層の比較的下部を占めている。すなわち、桜谷筋では、標高950-1,200 mに小坂火砕岩類が、1,200-1,450 mに本岩相が、1,450-1,646 m（御前山山頂）に主岩相が露出し、また、無数原西方山腹でも地形的上位に向かって石質岩片が乏しくなる傾向がある。しかし、第18図に示したように、主岩相が小坂火砕岩類と直接接触することもあり、本岩相と主岩相との境は複雑に入り組んでいるらしい。

石質岩片は、チャート、砂岩、泥岩、珪質泥岩（放散虫化石に富む）、変玄武岩、細粒-中粒花崗岩などの異質岩片と、流紋岩凝灰岩、同溶結凝灰岩、同溶岩、デイサイト-安山岩（溶岩？）などの類質岩片とからなる。これらは径数cm-10 cm前後、ときには20 cmに達することがある。これらの石質岩片のうち、異質岩片は主として美濃帯中生層から、また類質岩片は主として小坂火砕岩類に由来する。花崗岩の岩片は、北隣の「高山」図幅地域内の久々野小坊-口有道谷地区でも見いだされており（山田ほか、1985）、先濃飛期（少なくともステージII以前）の花崗岩の存在を示唆している。

以下に、本岩相の代表的な標本について記載する。

黒雲母角閃石単斜輝石斜方輝石流紋デイサイト溶結凝灰岩：小坂町御前洞林道切割（GSJ R40080）

緻密・堅硬で、灰色を呈する。大型の本質レンズ（最大長径45cm）及び泥岩・チャートなどの異質岩片（最大長径4 cm）に富む。本質レンズの偏平度は低く、葉状構造は不明瞭である。本岩は、結晶量約48%のガラス質結晶凝灰岩であり、色指数は約6である。熱変成作用により微細な黒雲母やアクチノ閃石を生じている。

本岩中の本質レンズの化学組成とモード組成を第6表（No.2）に示す。本質レンズ中の石英斑晶は、径0.5-1 cmで、融食形を示す。斜長石は、長径0.5-1 cmで、累帯構造が顕著である。カリ長石は、長径1-2 cmで、微斜長石構造やパーサイト構造を示さない。斜長石やカリ長石は、いずれも破断・粒状化が著しい。苦鉄質鋳物のうち、斜方輝石（緑泥石化）が最も多量で、普通角閃石（褐色）、黒雲母、単斜輝石の順に減少する。しばしば、自形長柱状斜長石、斜方輝石、単斜輝石、不透明鋳物などが、集斑状の集合体をつくる。石基は微晶質の石英・長石からなる。

輝石角閃石黒雲母流紋岩溶結凝灰岩：小坂町^{しょうご}正子道路切割（GSJ R40081）

緻密・堅硬で、緑灰色を呈する。大型の本質レンズ（最大長径20 cm）に富み、それによる葉状構造の走向傾斜はN60° E, 32° Nである。流紋岩凝灰岩・砂岩・チャート・泥岩などの岩片（最大径15 cm, 平均1 cm前後）を含む。本岩は結晶量約56%の結晶ガラス質凝灰岩であり、基質の溶結構造は明瞭である。熱変成作用の影響は認められない。

本岩中の本質レンズの化学組成とモード組成を第6表（No.3）に示す。この本質レンズは本溶結凝灰岩層に含まれる本質レンズのうち、最も珪長質の組成を有している。石英・長石の斑晶の形態構造等は上述の流紋デイサイト組成の本質レンズと大差ない。苦鉄質鋳物としては、黒雲母が最も多く、角閃石・輝石がこれに次ぐが、これらはほとんどすべて、緑泥石・炭酸塩鋳物等の変質鋳物によって置き換えられている。

〔細粒流紋岩溶結凝灰岩〕

本岩相は、上田俣谷北方山腹（タルガ洞林道）に良好な露出があり、石質・本質岩片に富む粗粒斑状の溶結凝灰岩中に、その葉状構造（走向E-W、南へ80°傾斜）に調和的に、厚さ2-5mの層状岩体として挟有され、走向方向に約500m連続する。本岩（GSJ R40082）は、暗灰色・緻密で、結晶量約30%、流紋岩質で、石英は径1.5mm以下で、苦鉄質鉱物に乏しく、基質は明瞭な溶結構造を示し、泥岩・砂岩・凝灰質泥岩などの岩片（径5mm以下）を含む。

上記岩石に類似した、やや細粒の流紋岩溶結凝灰岩（GSJ R40083）は、中呂谷北方にも露出し、厚さ5m以上で、緑灰色・緻密で、結晶量約30%、石英は径2mm以下で、苦鉄質鉱物として黒雲母と角閃石（？）を含み、基質は明瞭な溶結構造を示す。露頭不良のため、産状等は不明である。

IV. 2. 3 赤石溶結凝灰岩層（II₃）

命名：山田ほか（1971）

模式地：加子母村赤石付近（南隣の「加子母」図幅地域内）

分布：主として阿寺山地南西斜面に露出し、分布範囲はNW-SE方向に30kmに達する（第16図）。本図幅地域のもは、本層の北端部に相当する。本図幅地域では小坂町鹿山谷観音滝南方と、下呂俣谷沿いに、幅狭く分布する。

下位層との関係：本層は一般に東俣-船山溶結凝灰岩層の上に整合的に載っている。本地域でも、観音滝南方の鹿山谷筋で、粗粒結晶に富む流紋デイサイト溶結凝灰岩（東俣-船山溶結凝灰岩）と接触してそれを覆っており、境界部では、非溶結相や砕屑岩を伴うことなく、岩相が急変する。下呂俣谷沿いでは境界部付近に花崗斑岩の岩脈が貫入し、また断層による破碎作用を受けているため、両者の関係は明瞭でない。

厚さ：模式地付近において330mで最も厚いが、それより北西方の地域では一般に150-200m程度である（小井土，1974）。本図幅地域では50m程度と見積られるが、断層の存在のため正確ではない。

岩相：東俣-船山溶結凝灰岩層に比べて、流紋岩質で、結晶片が細かく（径1-2mm程度）、かつその量も少ない（30%程度）という特徴がある（第22図）。小型の石質岩片をかなり多く含む。本質レンズは小型（長径2-3cm）であるが、扁平率が大きく（1/5-1/10程度）、基質も強く溶結している。小井土（1974）は、模式地から下呂町鞍掛峠付近まで（いずれも「加子母」図幅地域）の本層を3枚の層序ユニット（下位から、I、II、III）に細分し、そのうちユニットIIが最大の体積を有するものと推定した。本図幅地域のもは、結晶粒度や結晶量から恐らくユニットIIに相当するものであろう。

次に、本層の代表的標本について記載する。

流紋岩溶結凝灰岩：小坂町下呂俣谷、林道切割（GSJ R40084）

緻密・堅硬で、灰色を呈し、本質レンズの平行配列によるユータキサイト構造が顕著である。石英・長石などの結晶片は径1mm前後のものが多く、本岩のモード組成は、斜長石9.3%、石英8.9%、カリ長石5.1%、苦鉄質鉱物0.8%、不透明鉱物約0.2%、石質岩片1.0%、基質74.7%である。苦鉄質鉱物は、すべて緑泥石に置き換えられているが、恐らく輝石であろう。石質岩片は、長径2mm以下で、泥岩・珪質泥岩・石灰岩などからなる。基質は強く溶結したガラス片からなり、現在は隠微晶質の珪長質鉱物から

なる。

IV. 2. 4 夕森山溶結凝灰岩層 (II₄)

命名：山田ほか (1971)

模式地：加子母村付知川上流部 - 夕森山地域 (南隣の「加子母」図幅地域内；第 16 図参照)

分布：阿寺山地南西斜面から、阿寺断層西方の白川町・東白川村地内にかけて、東西約 40km、南北約 30km の範囲に分布する。本図幅地域のものは、本層の北端部に相当し、小坂町若栃谷流域から鹿山谷上流部にかけて分布し、南方地域へ続く。

下位層との関係：本層は一般に赤石溶結凝灰岩層の上に整合的に載っている (第 16 図)。しかし、本図幅地域内で両層の直接の関係が見られるのは、鹿山谷観音滝南方の露頭のみであり、若栃谷下流部では本層が東俣 - 船山溶結凝灰岩層を直接覆っている。いずれの場合にも、本層基底部に非溶結相や砕屑岩は発達せず、下位層との間に著しい時間間隙があったとは考えられない。

厚さ：模式地では約 200m であるが、それより北方の下呂町地域では 250-550m と、厚くなる傾向がある。本図幅地域内では、本層は一般に南東側に 15-30° 傾斜しており、厚さは最大 500m 程度と推定される。しかし、本層分布域の北端部である若栃谷下流部では本層は北方に向かって厚さが急減している。

岩相：緑灰色ないし暗緑灰色を呈する流紋デイサイト組成の溶結凝灰岩 (第 22 図 A, B) で、東俣 - 船山溶結凝灰岩層に似ているが、本質レンズが小型 (長径 5 cm 以下) であり、普遍的に石質岩片 (長径 5 cm 以下) を含むなどの点において識別される。結晶量 40-50% のガラス質結晶凝灰岩である。石質岩片は、泥岩、砂岩、凝灰質泥岩、珪質泥岩 (放散虫化石を含む)、チャート、ガラス質凝灰岩、花崗斑岩⁸⁾ などであり、また、ざくろ石の他形結晶が含まれることがある。下位の東俣 - 船山溶結凝灰岩層や赤石溶結凝灰岩層などに由来する類質岩片は認められない。

以下に本層の代表的標本について記載する。

流紋デイサイト溶結凝灰岩：小坂町若栃谷林道切割 (GSJ R40086)

本層の基底部から数 10m 上位の部分に当たる。緻密・堅硬で、淡緑灰色を呈する。本質レンズは小型 (長径 2 cm 以下) で、よく偏平化している。本岩のモード組成は、斜長石 17.9%、石英 15.1%、カリ長石 9.0%、輝石・角閃石 0.9%、黒雲母 0.8%、不透明鉱物 0.3%、石質岩片 0.2%、基質 55.8% である。カリ長石は、微パーサイト構造を示し、微粒の析出鉱物によって汚濁している。斜長石は絹雲母化を受け、苦鉄質鉱物はすべて緑泥石・緑れん石などに置き換えられている。石質岩片は主に砂岩と泥岩である。基質は溶結構造を残し、隠微晶質である。

流紋デイサイト溶結凝灰岩：小坂町一位谷支流、標高約 1,300 m の河床 (GSJ R40087)

この地点から阿寺層露出地点までの比高は 100 m 程度であり、本岩は本層の比較的上部に相当する。緻密・堅硬で、緑灰色を呈し、上記の標本同様著しい変質作用を受けている。本質レンズは長径 2 cm 以下である。本岩のモード組成は、斜長石 25.4%、石英 12.2%、カリ長石 8.1%、輝石・角閃石 2.2%、黒雲母 0.5%、不透明鉱物 0.2%、石質岩片 0.4%、基質 51.0% で、上記の標本よりやや苦鉄質の組成を示している。

8) 小坂町一位谷林道切割の標本 (GSJ R40085)。

る。本質レンズ中の斜長石やカリ長石は破碎により微粒結晶の集合体になっているものが多い。カリ長石はパーサイト構造を示さない。

IV. 3 阿 寺 層⁹⁾ (A)

命名：片田・磯見(1958)は阿寺山地一帯の濃飛流紋岩類中の碎屑岩層を一括して阿寺層と呼んだが、山田ほか(1971)は阿寺川流域の碎屑岩層と同一層準のもの(ステージⅡとステージⅢの境界をなすもの)に限定して、これを再定義した。

模式地：長野県木曾郡大桑村阿寺川右岸山腹(南東隣の「上松」図幅地域, 第16図)。

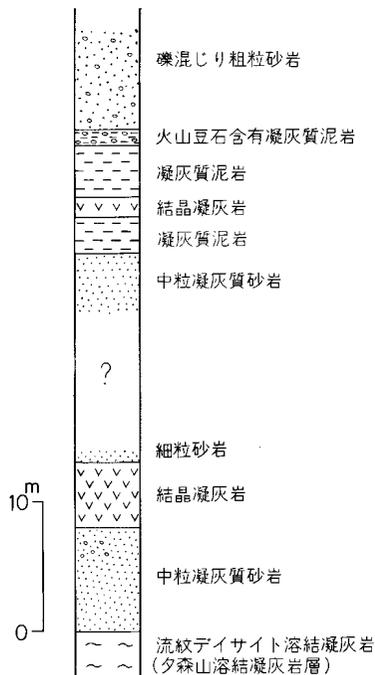
分布：模式地を南限として、それより北方の阿寺山地西側斜面一帯及び阿寺断層を挟んでその西方の地域に広く分布し、北限は朝日村青屋付近(「高山」図幅地域)である。その広がり東西30 km以上、南北50 km以上に達する。本図幅地域内では、小坂町若栃谷東方山腹によく連続して分布するほか、若栃谷西方の稜線部(最高点の標高1,428 m)、一位谷上流部、濁河川下流部、赤沼田北方及び小黒川上流部に小規模に分布する。

下位層との関係：本図幅地域南部では、本層は夕森山溶結凝灰岩層を整合的に覆っている。若栃谷右

岸山腹の標高950 mの地点では、本層最下部の凝灰質砂岩が、夕森山溶結凝灰岩層の暗緑色の流紋デイサイトの上に乗っており(第24図)、両層の構造は調和的で、いずれも東へ10-20°の緩傾斜を示している。一方、本図幅地域北部では、本層は東俣船山溶結凝灰岩を覆っており、この関係は北方の「高山」図幅地域内でも同様である。

厚さ：本層の分布の中心である加子母村・東白川村地域で最も厚く、300-400mの厚さを有するが、それより北方の下呂町地域では一般に50-100m程度である(濃飛団研, 1976)。本図幅地域では、南部の若栃谷右岸において厚さ約50mであり、北部地域では20m前後である。若栃山西方の稜線部では50m以上の厚さを持つと思われるが、露出不良のため確かでない。

岩相・層序関係：本層は凝灰質砂岩・凝灰質泥岩・礫岩・凝灰岩などからなり、垂直・水平方向ともに岩相変化が著しい。



第24図 阿寺層柱状図(小坂町若栃谷・東俣谷合流点付近)。加藤(1972)による

9) 若栃谷流域の阿寺層については、加藤(1972)の記載を参考にした。

若栃谷右岸山腹における本層の柱状図を第24図に示した。この露頭でみられる凝灰質砂岩は、緑灰色・塊状で、主に濃飛流紋岩類に由来する砕屑物からなり、まれに砂岩・泥岩・チャートなどの細礫を含む。凝灰質泥岩は、層理が発達し、しばしば軽石片を含む。火山豆石を含む凝灰質泥岩（GRJR40544）は、標高980 mの地点に露出し、厚さ約1.3 mで、火山豆石はほぼ層理面に沿って扁平化し、長径1 cm前後のものが多い。火山豆石の中核部はシルトサイズの火砕物質から構成され、それを粘土サイズの黒色泥岩が薄く覆っている。火山豆石を含む凝灰質泥岩は、この露頭以外でも、この付近の数か所において転石として見いだされる。結晶凝灰岩は多量の結晶片と、ピロクラスティック組織を示す基質とから構成される。礫岩は、この露頭では見られないが、若栃谷西方ヌメリ谷に露出し、2層準あり、いずれも厚さ2 m前後で、美濃帯中生層起源の泥岩・砂岩・チャート及び濃飛流紋岩類に由来する溶結凝灰岩の径2 cm前後の角礫-垂角礫と、砂質の基質とから構成される。なお、北部地域の阿寺層は、軽石凝灰岩を主とし、凝灰質砂岩・泥岩・礫岩などを伴っている。

IV. 4 ステージⅢの火砕岩類

ステージⅢの火砕岩類は、ステージⅡと同様、濃飛岩体のほとんど全域（南縁部を除く）にわたって分布する。本図幅地域では、下位から、高樽溶結凝灰岩層、真弓峠溶結凝灰岩層、鯨川溶結凝灰岩層の3ユニットに区分される。これらはいずれも流紋岩質の火砕流堆積物であるが、高樽溶結凝灰岩層は内部に薄い砕屑岩層を挟み、複数のクーリングユニットから構成される。真弓峠溶結凝灰岩層は、石質岩片に富む点を除けば、高樽溶結凝灰岩層に類似しており、北方に向かって薄化・尖滅する。

IV. 4. 1 高樽溶結凝灰岩層（Ⅲ）

命名：山田ほか（1971）

模式地：加子母村付知川支流高樽谷（南隣の「加子母」図幅地域内）

分布：模式地を含む阿寺山地稜線部に連続して露出し、そのほか、阿寺断層西方地域（濃飛団研，1976）、高山市東方地域（九蔵川溶結凝灰岩層：山田ほか，1985）や高山市西方地域（赤谷溶結凝灰岩層：河田，1982）など、濃飛岩体主部のほとんど全範囲にわたって分布している（第16図）。これらは、元来は一続きの火砕流堆積物であったが、その後の断層や浸食によって分布が断たれたものであろう。

下位層との関係：本層は、本図幅地域南部の若栃谷流域において阿寺層の上に整合的に載っており、この関係はこれより南方の地域と同様である。一方、本図幅地域北部の小黒川流域及び秋神川流域では、本層は阿寺層を覆うところもあるが、多くの場合、東俣船山溶結凝灰岩層を直接覆っている。また、北方の朝日村青屋地域では、本層の一部が美濃帯中・古生層を不整合に覆っている（山田ほか，1985）。

厚さ：本層の厚さは、模式地で約700 mであり、若栃山西側山腹でも約700 mと見積られる（地質断面図B-C参照）。小黒川流域では本層の上位層が分布しないため不明である。北方の「高山」図幅地域では、1,000 m前後と推定されている（山田ほか，1985）。

岩相：本層は、全体を通じて均質な外観を呈する流紋岩溶結凝灰岩（主岩相）からなるが、少なくとも

1枚の碎屑岩層を挟有しており、2枚(あるいはそれ以上)のクーリングユニットからなる。また本層中には、著しく変質したガラス質溶結凝灰岩の薄層が挟まれており、これによってクーリングユニットは更に細分される可能性がある。

〔主岩相〕

風化面では灰白色、灰色、淡黄褐色など様々な色調を呈するが、新鮮な破断面ではやや青味を帯びた灰色の色調を特徴とする、肉眼的に、径2-3mmの自形あるいは融食形の石英が目立ち、有色鉱物はほとんど識別できない。淡黄色の本質レンズに富み、明瞭なユータキサイト構造を示す。本質レンズの長径は5cm前後、扁平率は1/3-1/5程度のものである。結晶量は全岩の30-40% (容量比) を占め、その容量比は、石英>カリ長石>斜長石>角閃石・黒雲母・輝石(?)で、苦鉄質鉱物は全結晶中の1-3%を占めている(第22図)。基質は強く溶結しており、また脱ガラス化作用により隠微晶質-微晶質となっている。

石質岩片は一般には少量(1%以下)、小型(径2cm以下)で、その種類は、美濃帯中生層に由来するチャート・砂岩・泥岩(異質岩片)及び細粒ガラス質凝灰岩(類質岩片)などである。極めてまれに細粒花崗岩¹⁰⁾の岩片が含まれる。また、本層中の数か所で、石質岩片をかなり多量に含む部分が数m-数10mの厚さで層状に発達しているのが見られる。

以下に主岩相の化学分析試料について記載する。

角閃石流紋岩溶結凝灰岩：小坂町カラ谷林道切割(GSJ R40088, 第6表No.4)

やや青味を帯びた灰色を呈し、淡黄色の本質レンズを多量に含み、その葉状構造は走向ほぼE-Wで北へ18°傾斜する。細粒ガラス質凝灰岩や泥岩などの石質岩片(径1cm以下)を少量含んでいる。

石英は、径2mm前後で、比較的自形に近いものが多い。カリ長石は、長径2-4mmで、パーサイト構造を示すが、緑れん石に置き換えられたものが多い。斜長石は、長径1-3mmで、オリゴクレース組成を示すが、絹雲母化作用を著しく受けている。苦鉄質鉱物は少量で、外形から角閃石と判断されるが、完全に緑泥石化している。基質は、隠微晶質-微晶質で、明瞭な溶結構造を示している。本質レンズの石基は、微文象質あるいは微球顆構造を示し、レンズの中心部は特に粗粒で、他形の石英や緑泥石によって充填されている(第Ⅷ図版-1)。

本岩の $\text{SiO}_2^{*11)}$ は約78%で、本層の模式地における組成($\text{SiO}_2^* \approx 73\%$; 山田ほか, 1971)及び朝日村九蔵川における組成($\text{SiO}_2^* \approx 75\%$; 山田ほか, 1985)のいずれよりも珩長質で、現在までに報告された濃飛流紋岩類の化学組成のうち最も珩長質な性質を示す。これはモード組成の特徴(第22図)とも調和的である。

〔碎屑岩層〕

小黒川支流のアシ谷下流部及び上流部に小規模に露出し、両者は恐らく同一層準の地層と推定されるが、露出不良のため確認できない。主に礫岩及び軽石凝灰岩からなり、一部に砂岩・泥岩を伴う。厚さは10-20m程度と推定される。アシ谷下流部の砂岩泥岩互層は正常級化構造の発達した互層であり、N40°E, 18°NWの走向・傾斜を示す。礫岩は、流紋岩溶結凝灰岩・チャート・泥岩などの径数mm-5cmの円礫・亜円礫・亜角礫とこれらを充填する凝灰質砂からなる。まれに径約1mのチャート角礫を含む。

10) 若柳谷蛇ダシ谷出合。加藤(1972)による。

11) H_2O 及び CO_2 を除いて再計算された SiO_2 百分比(以下同様)。

[変質ガラス質溶結凝灰岩]

小黒川支流の茂兵谷流域の4か所(いずれも小黒川林道沿い)に露出する。それらが同一層準のものかどうかは不明である。本岩は暗紫色・緑灰色などさまざまな色調を呈し、剥離性が顕著で葉状構造が発達する。厚さは2-5 m程度で、方状節理のよく発達した主岩相と葉理面に平行な岩相急変面で接する。本岩は、斑晶状の石英を除いてすべて絹雲母によって交代されているが、軽石片やガラス片の偏平化した構造が残っており、基質が極めて微粒であることから、本来は火砕流の基底面近くに発達するガラス質帯(vitrophyre zone: SMITH, 1960b)であった可能性が大きい。本岩及びその近くの主岩相中には、しばしば鉍染状の黄鉄鉍が生じており、石英脈を伴うことも多い。なお、これと類似の変質帯は、小黒川河床(ミソズリ谷口より約70 m上流)における本層基底部にも発達している。

IV. 4. 2 真弓峠溶結凝灰岩層(Ⅲ₂)

命名：山田ほか(1971)

模式地：加子母村・王滝村境の真弓峠付近(南隣の「加子母」図幅地内)

分布：模式地を含む阿寺山地稜線部に連続的に分布し、王滝村三浦貯水池西方で最も分布幅が広い(第16図)。本図幅地域では、王滝村三浦貯水池北方に上記の延長部がわずかに分布するにすぎない。本層の北限は王滝川に沿うNE-SW方向の断層によって断たれている。

下位層との関係：下位の高樽溶結凝灰岩層とは一般に岩相急変面で境される(山田ほか, 1971)。本図幅地域では、両者の境界部が王滝川沿いの低地にあり、露頭不良のため確認できない。

厚さ：模式地では約400m、三浦貯水池東方で最も厚く、500m以上(金沢, 1971)であるが、本地域では北方へ向かって薄くなり200-300 m程度となる。

岩相：石質岩片に富む溶結凝灰岩からなる。石質岩片は、砂岩、泥岩、珪質泥岩(放散虫化石を含む)、流紋岩凝灰岩などで、径1-5cmのものが多い。本質レンズも大型(最大径5 cm前後)で、石基は球顆構造を示す。石質岩片に富むことを除けば、他の性質は高樽溶結凝灰岩層によく似ている。すなわち、結晶量は30-40%の容量を占め、石英>カリ長石>斜長石の容量比を示し、石英はよく粒形の揃った(径2-3 mm)、自形に近い結晶である。苦鉄質鉍物はごく少量で、外形から角閃石と推定されるが、すべて粘土鉍物等に変化している。

IV. 4. 3 鹹川溶結凝灰岩層(Ⅲ₃)

命名：山田ほか(1971)

模式地：長野県木曾郡王滝村鹹川流域(南東隣の「上松」図幅地域内)

分布：主として阿寺山地の北東斜面に連続的に分布する。本層の分布の北東縁に当たる王滝川氷ヶ瀬北方地域では、本層はNW-SE方向の濃飛岩体東縁断層によって美濃帯中生層と接している。本図幅地域では、王滝川土浦沢流域、王滝川本谷流域、若栃山山頂部及び濁河川支流樫谷南方地域に連続的に分布し、その北限はE-W性の断層によって断たれている。

下位層との関係：王滝川本谷より東方の地域では真弓峠溶結凝灰岩層の上に、またそれより西方の地域では高樽溶結凝灰岩層の上に載る。王滝川本谷東方の谷沿い(標高約1,400 mの地点)では、石質岩片

に富む真弓峠溶結凝灰岩層と本層とが漸移的に移化している。高樽溶結凝灰岩層との境界は、両層の岩相が類似しているため、明確でない。

厚さ： 模式地では約 500 m であるが、本図幅地域では約 200 m である。

岩相： 風化面で淡黄色、破面で灰色を呈する流紋岩溶結凝灰岩からなる。結晶量は比較的少量で(15-30%)、ガラス質結晶凝灰岩-ガラス質凝灰岩に属する(第 22 図)。よく偏平化した淡黄色-淡黄緑色の本質レンズ(長径 5-15 cm)を多量に含み、ユータキサイト構造が明瞭であること、一般に石質岩片に乏しいこと、比較的大型(2-5 mm)の石英結晶を含むことなどを特徴とする。

以下に本岩の代表的試料について記載する。

流紋岩溶結凝灰岩： 王滝村三浦貯水池北方、王滝川本谷の一つ東側の谷、標高 1,410 m の地点(GSJ R40089)

本岩のモード組成は、石英 12.4%、カリ長石 7.5%、斜長石 7.5%、苦鉄質鉱物 0.4%、基質 72.2% である。石英は、径 2-3 mm で、半球形の結晶が多い。カリ長石は長径 2-3 mm の短柱状結晶及びその破片からなり、部分的にパーサイト構造が不規則に発達し、一部炭酸塩鉱物によって交代されている。斜長石は、長径 1-2 mm の柱状結晶及びその破片からなり、オリゴクレス組成で、絹雲母化作用を著しく受けている。苦鉄質鉱物は完全に粘土鉱物に置き換えられており、外形から角閃石と推定される。本質レンズは、微球顆構造及びアキシオライト構造を示し、その中心部にやや粗粒の石英が晶出している。基質は明瞭な溶結構造を示し、隠微晶質ないし微晶質である。

IV. 5 白川層(S)

命名： 山田ほか(1971)

模式地： 上松町黒沢支流白川(南東隣の「上松」図幅地域内)

分布： 模式地から王滝川支流鹹川流域(王滝村)にかけて連続的に分布する。それより西方では、断層による変位等のため、分布は断続的である。本図幅地域では、王滝川支流土浦沢流域から王滝川本谷流域にかけて分布する。王滝川本谷より西方では、本層は消滅する。

下位層との関係： 模式地では、露頭及びボーリングコアから、本層が鹹川溶結凝灰岩層(強溶結)の上に、明瞭な不連続面(浸食面)をもって載ることが明らかにされている(山田ほか, 1971)。本図幅地域でも、王滝川本谷と土浦沢の中間の谷沿いで、本層基底部の凝灰質砂岩層が鹹川溶結凝灰岩層(強溶結)の上に乗っている。王滝川支流大川小谷沿いの林道切割では、鹹川溶結凝灰岩層の最上部と思われる軽石凝灰岩(弱溶結、ビトロクラスチック組織を示す)の上に、本層基底部の成層した凝灰質砂岩層が整合的に載っているのが見られる。濁川西岸のボーリング(OT-1)によれば、地下約 1,200 m の深度で、厚さ約 4 m の本層(成層凝灰岩)が鹹川溶結凝灰岩層の上に乗っている(第 25 図参照)。

厚さ： 模式地での厚さは 30 m である。本図幅地域では、土浦沢で約 40 m、それより西方では次第に厚くなり、土浦沢と王滝川本谷との中間の谷では約 150 m となる。大川小谷では、花崗斑岩の岩脈に貫かれ、また、御嶽火山噴出物に覆われるため、不明である。

岩相： 模式地では、主に凝灰質泥岩と凝灰岩とからなり、最上部に砂岩-黒色泥岩の細互層が発達している。本図幅地域では、凝灰質砂岩、凝灰質泥岩及び凝灰岩-火山礫凝灰岩からなり、これらが種々

のオーダーで互層状に重なっている。

IV. 6 黒沢角礫岩層 (K)

命名：山田ほか (1971)

模式地：上松町黒沢 (南東隣の「上松」図幅地域内)

分布：模式地から王滝村鯨川及び濁川流域にかけてほぼ連続的に分布する。それより西方の王滝川上流地域では本層は欠除するが、本図幅地域の小坂町カラ谷及び榎谷流域で再び連続的な分布を示す。

下位層との関係：模式地及び鯨川上流部では、白川層の上に、明瞭な不連続面をもって、整合的に載るが、鯨川下流部及び濁川流域では、白川層を欠いて、鯨川溶結凝灰岩層を直接覆っている。本図幅地域においても、常に、鯨川溶結凝灰岩層を直接覆っている。しかし、榎谷林道沿いの露頭では、本層と鯨川溶結凝灰岩層とは、若断層によって接触しており、両層の関係は観察できない。なお、この付近では、この断層のすぐ西側の鯨川溶結凝灰岩層中に、本角礫岩層に由来すると思われる暗黒色の角礫岩が、NW-SE方向に伸びる幅約5mのほぼ垂直な岩脈(碎屑岩脈)として貫入している。

厚さ：模式地では約150mであるが、鯨川・濁川流域では50-20mである。本図幅地域内では約20mである。

岩相：榎谷林道沿いの露頭では、暗黒色-暗灰色、塊状の角礫岩からなり、凝灰質砂岩の薄層あるいはレンズを挟有する。角礫岩の大部分を占めるのが、径1-2cmの砂岩・泥岩・チャート(美濃帯中生層)及び流紋岩溶結凝灰岩(鯨川溶結凝灰岩層に類似)の亜角礫-亜円礫である。溶結凝灰岩はときには最大径50cmの巨礫として含まれることもある。基質は比較的少量で、石英、長石、変質した苦鉄質鉱物などの細片及び微粒の塵埃状物質からなる。なお、カラ谷上流部(標高1,377mの地点の南東約200mの崖)では、本層は暗灰色角礫岩層、砂岩層、凝灰岩層などの互層からなり、林道沿いの岩相とはかなり異なっている。

IV. 7 ステージIVの火砕岩類

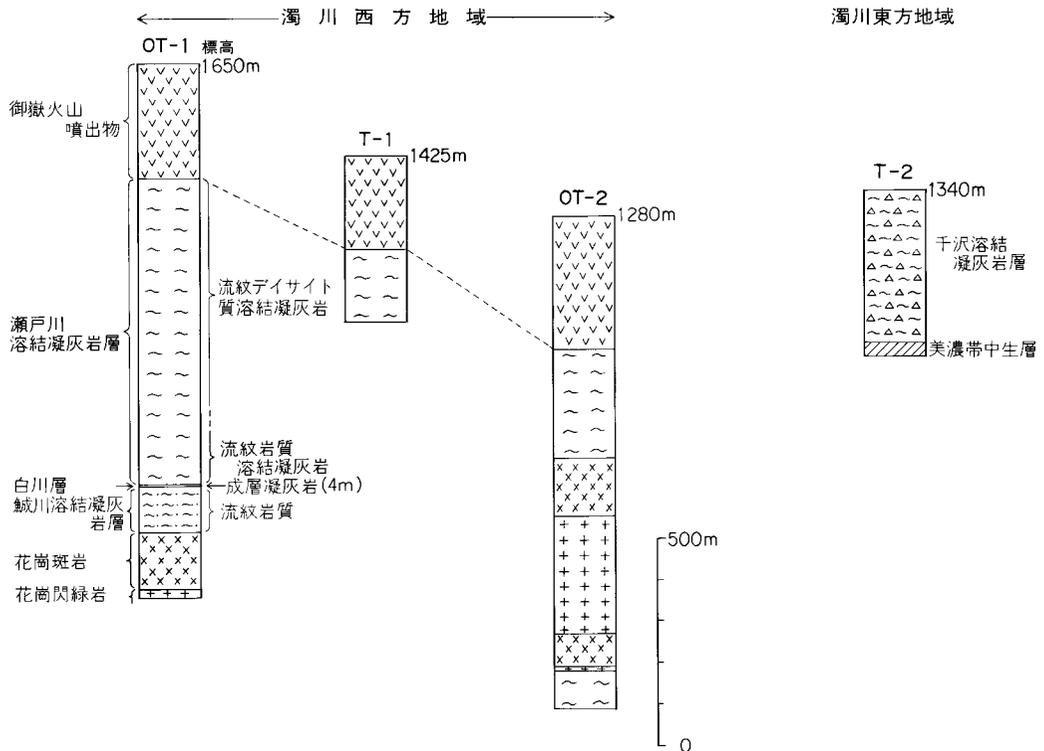
ステージIVの火砕岩類は、白川層・黒沢角礫岩層と同様に、濃飛岩体の東部地域に、NW-SE方向に伸びた分布を示している。模式地の上松町地域では、瀬戸川溶結凝灰岩層及び薄い碎屑岩層を挟んでその上に重なる卒塔婆山溶結凝灰岩層からなる(山田ほか, 1971)が、本地域では瀬戸川溶結凝灰岩層のみからなる。瀬戸川溶結凝灰岩層は、主として流紋デイサイト質火砕流堆積物からなり、厚さ700m以上にわたって単一のクーリングユニットからなることがボーリングコアの観察から明らかにされた。

瀬戸川溶結凝灰岩層 (IV)

命名：山田ほか (1971)

模式地：王滝村王滝川支流瀬戸川上流域 (南東隣の「上松」図幅地域内)

分布：上松町黒沢流域から、王滝村滝越地域を経て、本図幅地域内の榎谷山(標高1,884.5m)周辺地



第25図 王滝村濁川周辺部における濃飛流紋岩類の試錐柱状図
 新エネルギー総合開発機構(1988)に基づき、一部加筆。試錐地点は第30図参照

域まで、NW-SE方向に約30kmにわたって分布する。瀬戸川沿いでは、本層は北東側に分布する美濃帯中生層とNW-SE方向の断層（濃飛岩体東縁断層）によって接触している。本図幅地域では、本層の北東側の分布は御嶽火山噴出物による被覆のため不明確であるが、濁川右岸におけるボーリング資料（OT-1, OT-2）によれば、地下1,200mの深部にまで本層が存在することが確認されており（第25図）、美濃帯古生層との境界はOT-1地点よりも北東に位置する（第16図）。

下位層との関係： 模式地より南方の黒沢流域では、本層の基底部に厚さ30-50mの非溶結凝灰岩層（塊状、一部成層）が発達し、これが、黒沢角礫岩層を整合に覆っている（山田ほか, 1971）。また、王滝村氷ヶ瀬西方では、本層の溶結凝灰岩が直接黒沢角礫岩層を覆っており、基底部に厚さ約1mの黑色ガラス質帯（vitrophyre zone; SMITH, 1960b）が発達している（濃飛団研, 1973）。本図幅地域では、本層は土浦沢及び大川小谷流域では白川層を、王滝川本谷上流では鹹川溶結凝灰岩層を、また小坂町カラ谷及び榎谷流域では黒沢角礫岩層を、それぞれ覆っている。このうち、榎谷南方の榎谷林道切割では、本層の基底部に上記と同様の黑色ガラス質帯が、厚さ20m前後にわたって発達する。他地域では、露出不良のため、下位層との直接の境界は観察されない。

厚さ： 模式地付近では約500mである。榎谷山付近では600mを超えることは確かである。上記のボーリング資料（OT-1）では、地下の部分だけで深さ約750m（平均傾斜を20°として計算すると、厚さ約

第7表 「御嶽山」 図幅地域の濃飛流紋岩類及び花崗斑岩のフィッシュントラック年代

試料名	鉱物名	自発核分裂飛跡		誘導核分裂飛跡		フラックス		(注1) 年代値 T (Ma)	(注2) 誤差		結晶数 n (粒)	結晶面積 S (cm^2)	(注3) ウラン 濃度 U (ppm)
		総数 ΣN_s (t)	密度 ρ_s $=\Sigma N_s/\Sigma S$ (t/ cm^2)	総数 ΣN_i (t)	密度 ρ_i $=\Sigma N_i/\Sigma S$ (t/ cm^2)	総数 ΣN_ϕ (n)	熱中性 子線量 ϕ (n/ cm^2)		$\pm \varepsilon \cdot T$ (Ma)	$\pm \varepsilon$ (%)			
WT-1	Zircon	1441	3.93×10^6	591	1.61×10^6	1079	4.54×10^{14}	66.0	3.8	5.8	30	3.67×10^{-4}	178
WT-2	Zircon	1535	3.56×10^6	710	1.61×10^6	1074	4.52×10^{14}	58.2	3.2	5.5	30	4.31×10^{-4}	182
GP-1	Zircon							測定不能					
GP-1 (参考値)	Zircon	1261	8.30×10^6	422	2.78×10^6	1085	4.57×10^{14}	81.4	5.2	6.4	27	1.52×10^{-4}	304
GP-2	Zircon	813	3.92×10^6	342	1.65×10^6	1068	4.50×10^{14}	63.8	4.5	7.1	22	2.08×10^{-4}	183

$$\lambda f = 7.03 \times 10^{-17} \text{y}^{-1}$$

$$\text{注1. } T = 5.96 \times 10^{-8} \phi \times \Sigma N_s / \Sigma N_i$$

$$\text{注2. } \varepsilon = \left\{ (1/\sqrt{\Sigma N_s})^2 + (1/\sqrt{\Sigma N_i})^2 + (1/\sqrt{\Sigma N_\phi})^2 \right\}^{1/2}$$

注3. $U = 5 \times 10^{10} \times \rho_i / \phi$ (但し、ジルコン結晶中でエッチングされる最大飛跡長を $12 \mu\text{m}$ と仮定する)

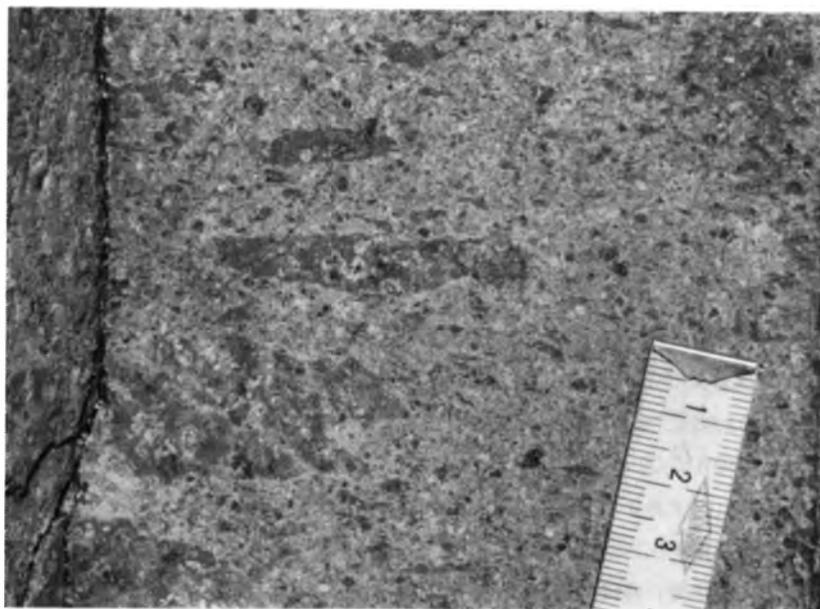
WT-1: 流紋デイサイト溶結凝灰岩(瀬戸川溶結凝灰岩層)。王滝村上小谷支流御岳林道(GSJ R40095)

WT-2: 流紋デイサイト溶結凝灰岩(鈴ヶ沢溶結凝灰岩層)。王滝村鈴ヶ沢支流鈴ヶ沢林道(GSJ R40091)

GP-1: 黒雲母花崗斑岩(三間山岩体)。小坂町追分南方(GSJ R40096)

GP-2: 黒雲母花崗斑岩(濁川岩体)。王滝村濁川東方御岳林道、「加子母」図幅地内(GSJ R40094)

(測定: 東京都フィッシュントラック)



第26図 瀬戸川溶結凝灰岩層のユータキサイト構造
(王滝村王滝川本谷河床; GSJ R40589)

700 m) であるから、本来の厚さは1,000 m規模のものと推定される。

年代: 本層のフィッシュントラック年代は、 $66.0 \pm 5.8 \text{Ma}$ を示す(第7表)。

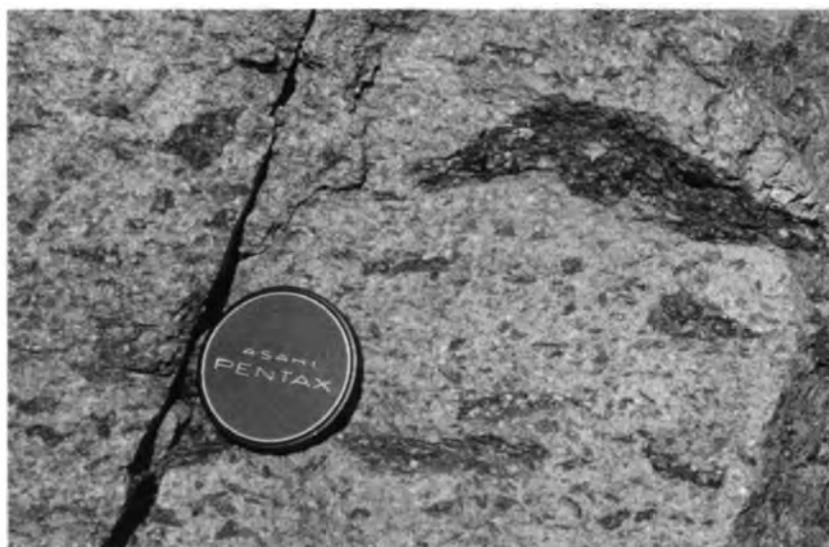
岩相: 本層は、基底部を除いて、ほとんど均質な流紋デイサイト溶結凝灰岩からなり、堅硬・緻密で、風化面では灰色-緑灰色、新鮮な破断面では暗灰色ないしやや青味を帯びた灰色を呈する。多量の

本質レンズを含み、その長径は5-10 cm程度、ときには30 cmに達し、扁平度は1/3-1/10で、ユータキサイト構造が明瞭である(第26図)。石質岩片は、一般にほとんど含まれないか、あっても少量で、美濃帯中生層に由来する砂岩・泥岩・チャートからなり、径1-2 cmのものが多く、本岩中の結晶破片の量は、全岩の40-50%を占め、斜長石>石英>カリ長石>苦鉄質鉱物の量比を示し、色指数は1.5-3程度である。以下に、本層の代表的試料(化学分析試料)について記載する。

輝石流紋デイサイト溶結凝灰岩：王滝村上小谷右岸御岳林道切割(GSJ R40090, 第6表No.5)

堅硬・緻密で、淡青灰色を呈す。斜長石は、長径1-3 mmの半自形他形結晶で、アンデシン組成を示し、累帯構造が著しい。石英は径1-3 mmの自形-半自形結晶である。カリ長石は、少量で、径1 mm以下の半自形-他形結晶が多く、微バーサイト構造を示すが、変質により著しく汚濁している。苦鉄質鉱物は、その外形から大部分輝石(恐らく斜方輝石)と判定されるが、完全に緑泥石によって置き換えられている。基質は明瞭な溶結構造を残すものの、著しい脱ガラス化作用(あるいは再結晶作用)により、微晶質等粒状の石英・長石からなる。これに対して、本質レンズの石基はやや粗粒で、微文象構造を示している。本試料の全岩化学組成¹²⁾は、 $\text{SiO}_2^* \approx 72\%$ 、 $\text{MgO}/\text{Total FeO} \approx 0.2$ で、東俣-船山溶結凝灰岩層と類似の性質を示す。

榎谷林道切割に見られる、黒川ガラス質帯は、主岩相に比べてやルースな外観を呈し、よくつぶれた黒色の軽石質レンズが緑灰色基質中に多量に含まれている(第27図)。本岩中の結晶片は、石英を除いて、すべて絹雲母・方解石の集合体になっており、軽石は繊維状の構造を残して微細な絹雲母・方解石・緑泥石の集合体になっている。恐らく、本岩は火砕流の基底部に生じたガラス質強溶結帯



第27図 瀬戸川溶結凝灰岩層の基底部のガラス質帯
(小坂町榎谷林道；GSJ R40592)

12) 山田ほか(1971)は、瀬戸川溶結凝灰岩層1試料の化学分析値($\text{SiO}_2^* \approx 75\%$)を示したが、この試料は本層最下部の非溶結凝灰岩(流紋岩質)から採取されたものであり、本層の主岩相の組成を示すものではない。

(*vitrophyre zone*; SMITH, 1960b) が、主岩相に比較して特に著しい変質作用を受けて生じたもの、と推定される。なお、本岩相の側方延長は、露出不良のため追跡できない。

IV. 8 ステージ V の火砕岩類

ステージ V の火砕岩類は、濃飛岩体東縁部にのみ局地的に分布し、美濃帯中生層の上に不整合に載っており、ステージ III - IV の火砕岩類とは NW-SE 方向の断層（濃飛岩体東縁断層）で接する。本図幅地域には、最下部の千沢溶結凝灰岩層（流紋岩質）とその上に重なる鈴ヶ沢溶結凝灰岩層（流紋デイサイト質）が分布する。

IV. 8. 1 千沢溶結凝灰岩層 (V₁)

命名：濃飛団研 (1973)

模式地：王滝村王滝川支流千沢上流域（南東隣の「上松」図幅地域内）

分布：模式地付近に、東西 2 km 以内、南北 2 km 以内の範囲に分布するほか、濁川支流伝上川流域（「加子母」・「御嶽山」両図幅境界部）に小規模に分布する。

下位層との関係：本層は模式地において美濃帯中生層を、ほぼ水平の不整合面をもって直接に覆う（濃飛団研, 1973）。伝上川流域でも、標高約 1,370 m のほぼ水平の不整合面¹³⁾をもって、美濃帯泥質岩（オリストストローム）の上に乗っている。鹹川溶結凝灰岩層や瀬戸川溶結凝灰岩層とは、直接接触しないために、層序的關係は確かめられないが、本層中に鹹川溶結凝灰岩層に由来する岩片が含まれること及び本層と瀬戸川溶結凝灰岩層とは岩相が著しく異なるから、これらより新期（ステージ V）に属するものと考えられる（第 4 表）。

厚さ：模式地では約 80 m、伝上川上流部では 50-70 m であるが、模式地より西方のボーリング地点（T-2）では地表部から地下 360 m まで本層が伏在している（第 25 図）。

岩相：模式地では、ややルースな外観の流紋岩溶結凝灰岩からなり、中生層の角礫のみからなる角礫岩層（千沢角礫岩層）を 1-3 枚挟有している（濃飛団研, 1973）。本図幅地域内の伝上川支流及び本流に露出する本層は、いずれも、淡黄灰色を呈する流紋岩溶結凝灰岩からなり、砂岩・泥岩や流紋岩溶結凝灰岩の岩片（最大径 10 cm）を多量に含み（第 28 図）、破碎作用並びに変質作用（絹雲母化作用及び緑泥石化作用）を著しく被っている。

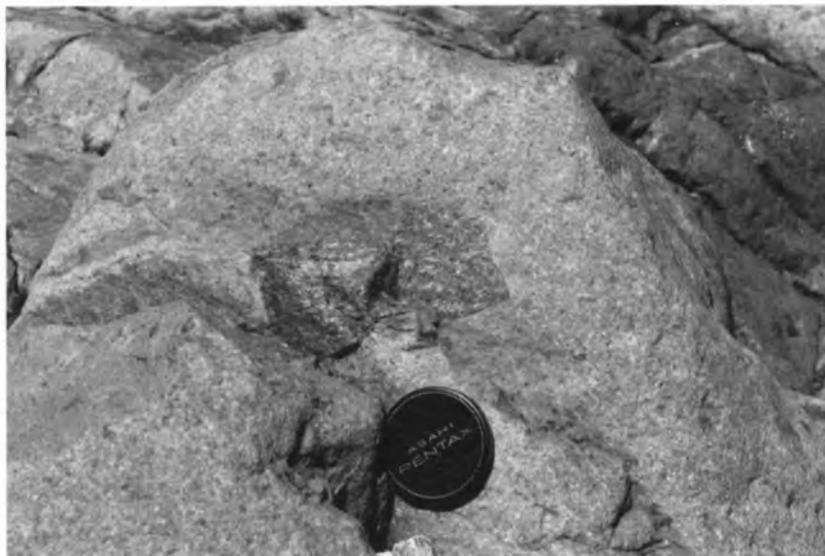
IV. 8. 2 鈴ヶ沢溶結凝灰岩層 (V₂)

命名：濃飛団研 (1973)

模式地：王滝村王滝川支流鈴ヶ沢南西方の山腹（南東隣の「上松」図幅地域内）

分布：模式地から千沢上流部並びに伝上川流域にかけて、東西約 2.5 km、南北約 2.5 km の範囲（「上松」・「加子母」・「御嶽山」の 3 図幅にまたがる地域）に分布する。本図幅地域内では、南東端の鈴ヶ沢

13) 不整合関係が観察されるのは、伝上川支流から東方へ向かって分岐する沢沿いの露頭（「加子母」図幅域再北端部）である。



第 28 図 千沢溶結凝灰岩層に含まれる鯨川溶結凝灰岩層の岩片 (中央) 及び美濃帯砂岩の岩片 (右上).
(王滝村伝上川河床; GSJ R40608)

支流域及びその西方の伝上川支流域に、これらの分布の北端部がわずかに露出している。

下位層との関係：千沢上流部では、千沢溶結凝灰岩層の上に整合的に重なる (濃飛団研, 1973)。本図幅地域のうち、鈴ヶ沢支流域では美濃帯中生層を不整合に覆うが、伝上川支流では、千沢溶結凝灰岩層の上に載る。ただし、同溶結凝灰岩層との境界は不明瞭で、漸移的に移化している可能性が大きい。

厚さ：模式地では約 130 m、千沢上流部では約 180 m であるが、本図幅地域では最大 130 m 程度と推定される。

年代：本層のフィッシュントラック年代は 58.2 ± 3.2 Ma を示し (第 7 表)、ステージ II - IV の年代 (第 4 表) よりもかなり若く、古第三紀初期 (晩新世) に相当する。

岩相：模式地では、本層は、下位から、結晶量の少ない流紋岩溶結凝灰岩 (I)、やや結晶量の多い流紋デイサイト溶結凝灰岩 (II)、著しく結晶量の多い流紋デイサイト溶結凝灰岩 (III) の 3 ユニットに細分されている (濃飛団研, 1973)。本図幅地域に分布するものは、岩相からは、このうちのユニット III に類似している。しかし、露出が断片的のため、正確な対比は困難である。なお、本層の上位には、1,748 m ピーク溶結凝灰岩層 (著しく結晶量の多い流紋岩溶結凝灰岩) が重なるが、古期御嶽火山岩類の三笠山溶岩層に覆われるため、本図幅地域内には露出しない。

以下に、本層の化学分析試料について記載する。

黒雲母角閃石輝石流紋デイサイト溶結凝灰岩：王滝村鈴ヶ沢西方山腹、鈴ヶ沢林道切割 (GSJ R40091, 第 6 表 No.6, 第 7 表参照)。

堅硬・緻密で、緑灰色を呈する。結晶片が全体の 55% を占める結晶ガラス質凝灰岩である。斜長石は

長径1-2 mmの短柱状結晶及びその破片であり、アンデシン組成で、弱い累帯構造を示す。石英は径1-3 mmの自形結晶及びその破片である。カリ長石は、径2 mm前後の破片結晶が多く、パーサイト構造を示し、著しく汚濁している。苦鉄質鉱物は、輝石・角閃石（褐色種）及び黒雲母からなり、いずれもほとんど緑泥石及び炭酸塩鉱物に置き換えられている。基質は明瞭な溶結構造を示しており、隠微晶質ないし微晶質で、ガラス片の脱ガラス化作用の程度は低い。本質レンズは比較的小型（長径2 cm以下）で、斑晶量は30%前後である。本岩中には、少量の流紋岩凝灰岩の岩片（径1 mm以下）が含まれる。

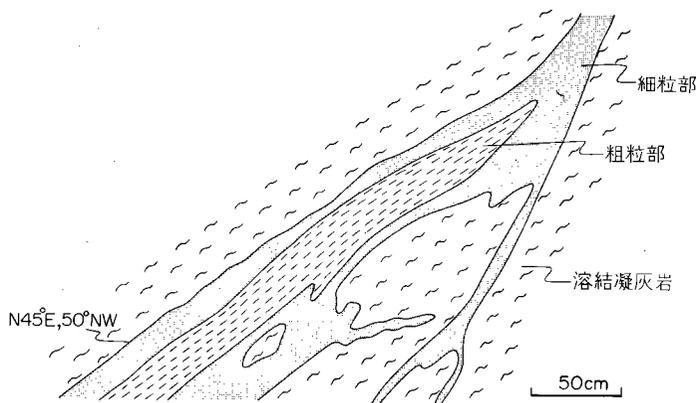
IV. 9 火砕岩脈 (Tf)

小坂火砕岩類の一部が火砕岩脈として美濃帯中生層の岩塊を貫くことは、IV. 3節にのべたが、そのほかに、高根村高根鉦山付近にチャートを貫く2本の火砕岩脈が、また朝日村与十郎谷で砂岩を貫く1本の火砕岩脈が認められ、更に、小坂町鹿山谷では東侯-船山溶結凝灰岩を貫く1本の火砕岩脈が見いだされた。

高根村高根鉦山付近の火砕岩脈 (GSJ R40615-40616, R40619) は、いずれも幅約15 mでN50-70° W方向に延びるほぼ垂直の岩脈である。これらは、灰白色・緻密で、石英・カリ長石・斜長石などの結晶片のほか、流紋岩溶結凝灰岩・同凝灰岩・泥岩・花崗岩などの細片を含み、基質は極めて微粒の珪長質鉱物からなり、溶結構造は不明瞭である。しばしば、軽石片やガラス片が認められ、軽石片は岩脈の壁面と平行に配列している。岩脈の周縁部は一般に細粒となり、暗灰色を呈する。本岩脈は鮮新世の丹生川火砕流堆積物に不整合に覆われている。

朝日村与十郎谷の火砕岩脈 (GSJ R40617) は、NW-SE方向に延びる幅約10 mの岩脈であり、塊状で、淡緑灰色を呈する。石英・斜長石・カリ長石などの結晶片、流紋岩溶結凝灰岩や泥岩などの岩片及び軽石片を含み、基質は極めて微粒の珪長質鉱物からなり、溶結構造は不明瞭である。

小坂町鹿山谷の林道切割¹⁴⁾に見られる火砕岩脈 (第29図) は、流紋デイサイト溶結凝灰岩を切って



第29図 東侯-船山溶結凝灰岩層を貫く凝灰岩岩脈
(小坂町鹿山谷林道；GSJ R40614)

14) 小ヶ倉林道分岐点から、約200 m南西の地点。地質図では省略した。

NE-SW 方向に延びる幅 1-2 m の凝灰岩岩脈であり、その外形は複雑に入り組んでいるが、節理系は母岩と共通である。本岩脈は、石英・斜長石・カリ長石・苦鉄質鉱物などの結晶片、チャートの細片及び軽石片からなり、これらの粒度は、一般に岩脈の中心部で粗粒（平均 1 mm 程度）、周縁部で細粒（0.2 mm 以下）となっている。

IV. 10 貫入岩類

本図幅地域の濃飛流紋岩類に伴う貫入岩類は、主に、花崗閃緑斑岩と花崗斑岩からなる。これらのほか、美濃帯中生層を貫く花崗閃緑岩の小岩体（焼岩谷花崗閃緑岩）が本図幅地域北東部に分布する。

IV. 10. 1 花南閃緑斑岩 (Gdp)

花崗閃緑斑岩は、岩株あるいは比較的大きな岩脈として、本図幅地域西部-北東部の濃飛流紋岩類（主としてステージⅡ、一部でステージⅢ）を貫いている。濃飛流紋岩類に対する熱変成作用は、ほとんどないか、あっても極めて微弱である。本岩は、各所で花崗斑岩の岩脈により貫かれている。本図幅地域内での本岩の年代測定は行われていないが、朝日村西洞の花崗閃緑斑岩（第 16 図）のフィッシュトラック年代は $63.1 \pm 2.6 \text{ Ma}$ であり（山田ほか, 1985）、本岩が濃飛流紋岩類（ステージⅡ-Ⅳ）の噴出後間もない時期に貫入したことを示している（第 4 表参照）。

本図幅地域における花崗閃緑斑岩の主要な岩体は、西から東へ、萩原岩体、大萱谷岩体、栃原谷岩体、オコズリ谷岩体、ソクボ谷岩体の 5 つである。このうち、前 2 者と後 3 者は、それぞれ岩相が類似している。これらのほか、小坂町栃洞北方や久々野町阿多粕谷上流部にも、花崗閃緑斑岩の小岩体が分布している。

萩原岩体： 萩原町東部地域に NNW-SSE 方向に延びる長径約 7 km、短径約 4 km の岩体で、その主な分布地域は「萩原」図幅地内にある。主として、ステージⅡ最下部の小坂火砕岩類を貫く。周縁相はほとんど発達しない。本岩体は、桜洞中流部（「萩原」図幅地内）に小規模に分布する石英閃緑斑岩 ($\text{SiO}_2^* \div 66\%$) と、岩体の主部を占める花崗閃緑斑岩 ($\text{SiO}_2^* \div 69\%$) とからなる（山田ほか, 1971）。本図幅地域に分布するものは、斑状のカリ長石（長径 2-3 cm）に富む灰白色の角閃石黒雲母花崗閃緑斑岩である。斜長石（アンデシン）と石英は、径 0.5-1 cm の自形半自形結晶をなす。苦鉄質鉱物（長径 5 mm 以下）はほとんど緑泥石や緑れん石に変わっているが、一部に新鮮な褐色普通角閃石が残存している。これらの結晶の間隙に、細粒（径 0.1-0.4 mm）の石英・斜長石・カリ長石・黒雲母からなる石基部が発達するが、その量は全体の 20% 程度である。石基の石英とカリ長石はしばしば微文象構造を呈している。本岩体は径数 cm ないし 10 数 cm の暗色包有物を含む。

萩原町大ヶ洞谷上流部（標高約 900 m の地点）で、本岩中に中粒黒雲母花崗岩の捕獲岩（径約 20 cm）が発見された（GSJ R40092）。この花崗岩は、石英≧カリ長石（微パーサイト）>斜長石（オリゴクレス）>黒雲母（緑泥石化）のモード比を示し、石英とカリ長石は部分的に微文象構造を呈している。

大萱谷岩体： 小坂町小坂川支流大萱谷流域に分布する径約 2 km の岩株であり、岩体北縁では東俣-

船山溶結凝灰岩層を、それ以外の地点では小坂火砕岩類を貫いている。斑状のカリ長石に富む灰白色の角閃石黒雲母花崗閃緑斑岩からなり、鏡下の性質も萩原岩体によく似ている。

栃原谷岩体：小坂町小黒川上流栃原谷流域において、NNE-SSW 方向に延びた幅約 200m、長さ 3 km 以上の岩脈として、東俣 - 船山溶結凝灰岩層及び高樽溶結凝灰岩層を貫き、鈴蘭高原玄武岩に覆われる。岩相は次に述べるオコズリ谷岩体と同様である。

オコズリ谷岩体：小坂町小黒川上流オコズリ谷を中心として、NNE-SSW 方向に延びた幅 0.2-1.5 km、長さ約 8km の岩体をなし、東俣 - 船山溶結凝灰岩層を貫き、鈴蘭高原玄武岩に覆われる。長径 2 cm 以下のカリ長石を少量含むやや斑状の緑灰色 - 暗緑色の黒雲母角閃石花崗閃緑斑岩からなる。斑晶は、長径 0.5-1cm の斜長石（アンデシン）、径 5mm 前後の石英、少量のカリ長石、長さ 5mm 以下の角閃石（緑泥石・炭酸塩鉱物に変化）、径 3mm 以下の黒雲母（緑泥石化）及びまれに長さ 3mm 以下の単斜輝石からなり、全体の約 50% を占める。石基は細粒、ほぼ等粒状（径 0.1mm 前後）の石英・斜長石・カリ長石・黒雲母等からなる。

本岩体はしばしば径 10 cm 前後の暗色包有物（細粒角閃石石英閃緑岩質）を捕獲している。

本岩体の南端部、乗越峠北東約 600 m の地点で、本岩体中に細粒黒雲母花崗岩の捕獲岩（径約 80cm）が発見された（GSJ R40093）。この花崗岩の鏡下の特徴は萩原岩体中のものに類似している。

ソクボ谷岩体：朝日村秋神川支流ソクボ谷流域から小坂町追分にかけて北西 - 南東方向に延びる幅約 0.7 km、長さ約 5 km の岩脈状岩体をなし、東俣 - 船山溶結凝灰岩層を貫き、花崗斑岩（三間山岩体）に貫かれる。本岩体は、比較的少量のカリ長石大型斑晶を含む暗緑色の花崗閃緑斑岩からなり、鏡下の特徴はオコズリ谷岩体に類似している。

IV. 10. 2 花崗斑岩 (Gp)

本図幅地域の花崗斑岩は、西部の門坂岩体、東部の三間山岩体、南西部の平行岩脈群及びその他の岩脈に分けられる。これらのうち、三間山岩体は北隣の「高山」図幅地域内の高根村中之宿付近の平行岩脈群（山田ほか、1985）の南方延長部に位置しており、濃飛岩体東縁部における NNE-SSW 方向の断裂に関連して生成したものであろう。一方、南西部の平行岩脈群は、濃飛岩体中央部を NE-SW 方向に横断する佐見 - 門和佐平行岩脈群（濃飛団研、1976）の北東方延長部に当たる。これらに対して、門坂岩体は、萩原岩体（花崗閃緑斑岩）と同じように、NNW-SSE 方向に延びており、濃飛岩体中央部における基盤（美濃帯中生層）の断裂帯を示唆するものかも知れない。

これらの花崗斑岩は、ステージ II - IV の濃飛流紋岩類及び花崗閃緑斑岩を貫き、一部では美濃帯中生層を貫いている。また、三間山岩体と非常に岩相の類似した花崗斑岩の岩脈が、本図幅地域南東隣の王滝村濁川東方地域で、ステージ V の溶結凝灰岩を貫いている（濃飛団研、1973）。濁川東方の花崗斑岩の化学組成（第 6 表）は $\text{SiO}_2^* \div 77\%$ を示し、花崗閃緑斑岩に比べて著しく珪長質である。花崗斑岩のフィッシュトラック年代としては、北方の朝日村青屋の弧状岩脈から $57.0 \pm 2.3 \text{ Ma}$ （山田ほか、1985）、上記の濁川東方の岩体から $63.0 \pm 4.5 \text{ Ma}$ （第 7 表）という値が得られている。これらの資料から、花崗斑岩の活動は、濃飛流紋岩類主部（ステージ II - IV）の生成より若干遅れて、古第三紀始めの頃に行われたものと考えられる。

門坂岩体：小坂町門坂付近に、NNW-SSE 方向に延びた幅 0.2-1km、長さ約 4km の岩体として分布し、小坂火砕岩類及び東俣-船山溶結凝灰岩層を貫く。小坂町松原北方にもこれと類似の小岩体が分布する。灰白色灰色の角閃石黒雲母花崗斑岩からなるが、斑晶量や石基の粒度等は場所によりかなり変化する。斑晶は、全体の 30-50% (まれに 60-70%) を占め、自形-融食形の石英 (径 5mm 前後)、短柱状のカリ長石 (長径 1cm 以下、微パーサイト構造を示す)、短柱状の斜長石 (オリゴクレーズ)、黒雲母・角閃石 (長径 3mm 以下、いずれも緑泥石化) などからなる。石基は完晶質で、ほぼ等粒状 (径 0.1mm 前後) の石英・斜長石・カリ長石及び黒雲母から構成されるが、岩体周縁部では、微晶質-隠微晶質となり、しばしば微文象構造を呈する。

三間山岩体：小坂町濁河川上流の三間山 (標高 1,799.7 m) を中心として NNE-SSW 方向に延びる幅 0.5-0.8 km、長さ約 4 km の岩脈状岩体であり、東俣-船山溶結凝灰岩層及び花崗閃緑斑岩 (ソクボ谷岩体) を貫く。本岩体北端部の追分付近及び南端部の兵衛谷沿いにも、これと類似の小岩体が分布する。本岩体は、灰白色を呈する黒雲母花崗斑岩からなり、暗色包有物をほとんど含まない。斑晶は、岩石の 40-50% を占め、自形-融食形の石英 (径 5-10 mm)、長柱状のカリ長石 (長さ 5-15 mm、微パーサイト構造を示す)、短柱状の斜長石 (長さ 5 mm 以下、オリゴクレーズ) 及び少量の黒雲母 (径 1 mm 前後、緑泥石・絹雲母に変質) からなる。石基は完晶質で、ほぼ等粒状 (径 0.1 mm 前後) の石英・斜長石・カリ長石及び少量の黒雲母からなる。微量の蛍石が石基中の他形結晶として、あるいは斑晶黒雲母を交代して生じていることがある。

小坂町南部の平行岩脈群：小坂町鹿山谷・若栃谷流域から、南方及び東方地域にかけて、NE-SW 方向に延びる 30 本以上の花崗斑岩の岩脈群が認められる。岩脈の幅は、数 m-20 m のものが大部分で、まれに 100 m 近いものがある。この地域では、ステージ II からステージ IV までの全層準の濃飛流紋岩類がこの岩脈群によって貫かれている。これらの岩脈は、濃飛流紋岩類に対して明瞭な貫入面をもって接しており、周縁部には、斑晶が小型・少量の石英斑岩ないし珪長岩質の周縁相 (幅 1-2 m) が発達し、しばしば流理構造を呈する。

本岩脈群は、灰白色、淡黄色、淡紅色などさまざまな色調の黒雲母花崗斑岩からなり、斑晶は比較的小型 (径 5 mm 以下)、少量 (20-30%) で、石基は緻密、珪長岩質である。一般に変質作用・風化作用を著しく受けており、黒雲母はすべて緑泥石や他の粘土鉱物に変質している。石英斑晶は、しばしば集斑状の集合体をつくる。カリ長石斑晶は、長径 1 cm に達するものがあり、一般にパーサイト構造が顕著である。斜長石斑晶は、オリゴクレーズ組成を示すが、絹雲母化作用が著しい。石基は微粒 (径 0.01-0.05 mm 程度) の石英・長石類からなり、しばしば微文象構造あるいは微球顆構造を示す。

その他の岩脈：小坂町落合南東方において東俣-船山溶結凝灰岩層と高樽溶結凝灰岩層との境界断層に沿う NW-SE 方向の岩脈、王滝村王滝川本谷において白川層中に貫入する同方向の岩脈などが認められる。岩質は上記の平行岩脈群に類似している。

IV. 10. 3 焼岩谷花崗閃緑岩 (Gy)

本岩は、本図幅地域北東部の秋神川支流焼岩谷南東方の山腹に、径約 0.5 km の小岩株として分布する。本岩は、濃飛岩体の東縁を画する N-S 方向の断層から 100 m 程東へずれており、美濃帯中生層 (主

に砂岩)を貫く岩体であるが、露出不良のため、貫入関係は確かめられない。本岩は、中粒黒雲母花崗閃緑岩(GSJ R40639)を主とし、一部に黒雲母花崗岩(文象斑岩質;GSJ R40638)を伴う。花崗閃緑岩は、短柱状(長径5mm以下)で著しい累帯構造を示す斜長石(主にアンデシン)、半自形・粒状(径5mm以下)の石英、少量のカリ長石及び黒雲母(緑泥石化)からなる。

本岩と濃飛流紋岩類との関係は不明であるが、濃飛流紋岩類の石質岩片や花崗閃緑斑岩中の捕獲岩として発見されている花崗岩とは岩質が異なっており、一方で濃飛流紋岩類に熱変成作用を与えた花崗岩体の伏在が推定されていることから、本岩は濃飛流紋岩類よりも新期のものとして扱った。しかし、「高山」図幅地域北端部の美濃帯中生層(駄吉層)中には、 $86 \pm 6\text{Ma}$ のK-Ar年代(SHIBATA and NOZAWA, 1966)を示す下ノ原花崗閃緑岩が貫入しており(山田ほか, 1985)、本岩もこれと同様に濃飛流紋岩類(少なくともステージII)よりも古期である可能性は残されている。

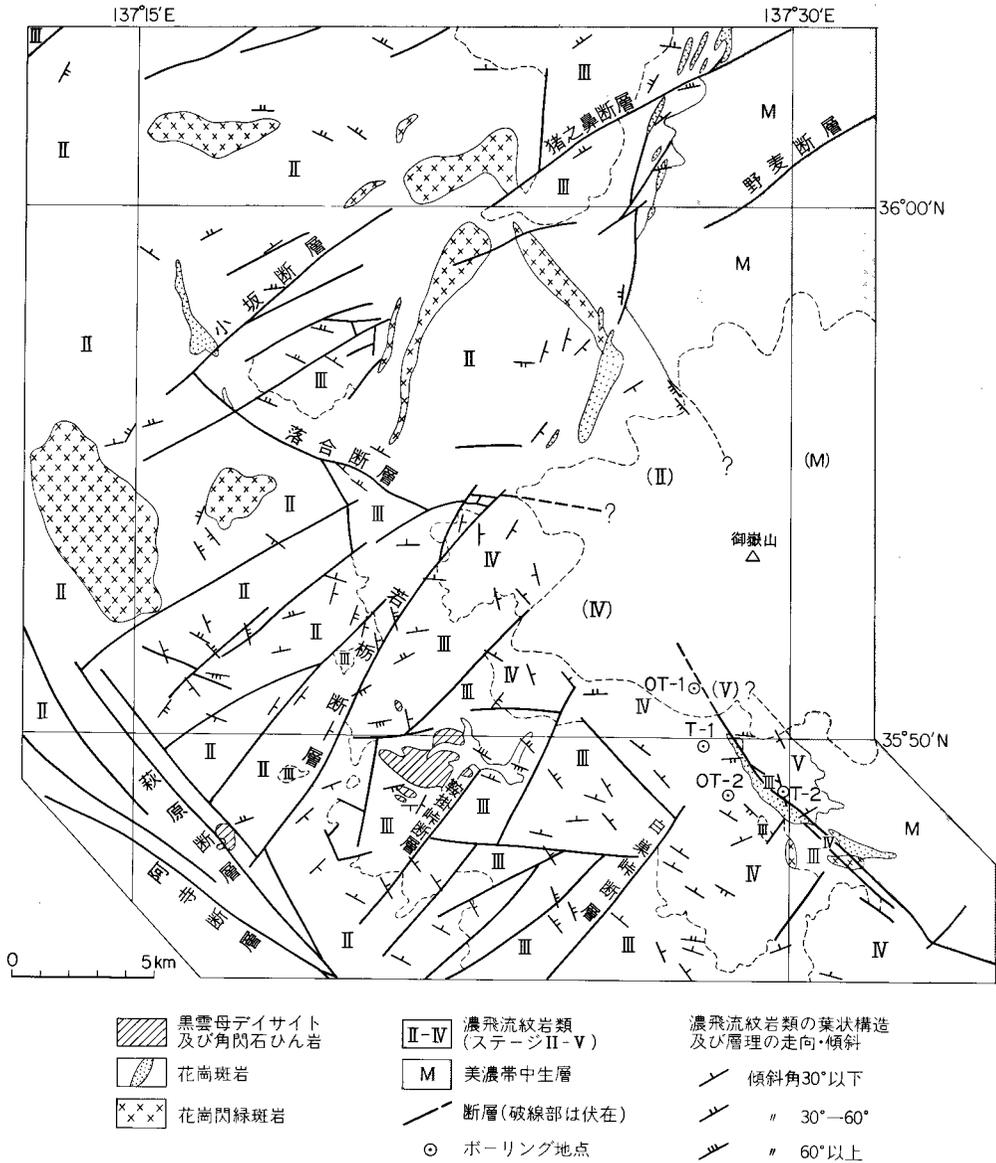
IV. 11 地質構造

本図幅地域及びその周辺地域の濃飛流紋岩類の地質構造を第30図に示した。この図に示された濃飛流紋岩類の走向・傾斜は、大部分、溶結凝灰岩の葉理面(本質レンズの配列する方向)の測定によって得られたものであるが、葉理面を正確に測定できる露頭が限られているため、測定値はかなり偏在している。また、この地域には阿寺断層群及びそれに共役的な多数の断層が発達し、局部的に走向・傾斜を著しく乱していることが多い。大局的な構造を解明するためには、濃飛流紋岩類を構成している各岩層の分布状況、とりわけ各ステージの境界をなす碎屑岩層の分布・構造を把握することが、最も有効である。

第30図に示された地域の濃飛流紋岩類の地質構造は、大きくみて、南部地域と北部地域とでかなり異なっている。

南部地域では、濃飛流紋岩類は一般に北東方向に緩く傾斜し、地表部には南西側から北東側に向かって、ステージII→Vの溶結凝灰岩層が順次配列している。このうち、ステージIIの溶結凝灰岩層は構造が複雑で、 $50-80^\circ$ の急傾斜を示す部分が多いが、ステージIIIでは一般に $20-30^\circ$ 程度の傾斜であり、ステージIVとVではほとんど水平か 20° 以下の緩傾斜を示すことが多い。ステージIVについては、NW-SE方向に長軸をもつ緩い盆状構造が発達しており、その東縁部が同方向の断層(濃飛岩体東縁断層)によって切られる。この断層によって濃飛岩体の陥没運動が生じ、断層の東側の流紋岩類がほとんど削割された後に、ステージVの火山活動が始まったと考えられている(濃飛団研, 1973)。王滝村の試錐地点のうち、OT-1, OT-2, T-1はこの断層の西側、T-2は東側に位置する。この断層に沿って、ステージIII-IVを貫く花崗閃緑斑岩の小岩体と、ステージIII-Vを貫く花崗斑岩の濁川岩体が分布している。ただし、この断層に沿う美濃帯中生層の“濃飛岩体東縁破砕帯”(濃飛団研, 1974)は、オリストストロームを誤認したものであって、実在しない。

北部地域では、濃飛流紋岩類はステージIIとIIIの溶結凝灰岩のみからなり、これらは一般に北へ $30-50^\circ$ の傾斜を示している。しかし、濃飛岩体東縁部では、ステージIIの溶結凝灰岩が、西方へ急斜する不整合面をもって美濃帯中生層を覆っており、不整合面直上の溶結凝灰岩も西方へ 60° 前後の傾斜を示



第30図 「御嶽山」 図幅地域(周辺地域を含む)の濃飛流紋岩類の地質構造図。本報告(山田・小林, 1988)のほか、山田ほか(1976), 山田ほか(1985)に基づいて作成

している。濃飛岩体東縁部におけるこのような構造は、溶結凝灰岩の堆積後、西方へ向かって著しく傾動するような運動(陥没運動の一部か?)が生じたことを示唆しており、その運動はステージⅢの生成直後と推定される(山田ほか, 1985)。この地域に分布する花崗閃緑斑岩(ソクボ谷岩体)や花崗斑岩(三間山岩体)は、上記の傾動運動に関連したN-SあるいはNW-SE方向の断裂に規制されて貫入した可能性がある。



第 31 図 NE-SW 方向の断層による幅広い破砕帯 (矢印で挟まれた部分) (小坂町小黒川上林地)
破砕帯の右側(北側)は東俣-船山溶結凝灰岩層, 左側(南側)は高樽溶結凝灰岩層

上記の北部地域と南部地域との境界はほぼ落合断層に一致する。落合断層は、小坂-落合間ではステージⅡの火砕岩類の中を通るが、落合東方では、ステージⅡとステージⅢ、更にステージⅡとステージⅣの火砕岩類の境界となっており、東方に向かってこの断層の隔離量が増大する。落合断層を東方に延長するとほぼ御嶽山山頂付近に達する(第30図)。落合断層の活動時期は、断層破砕帯が固結していること、花崗斑岩の岩脈が断層沿いに貫入していることなどから、第四紀のものではなく、花崗斑岩貫入の前後と推定される。

本地域の断層の大部分は、NE-SW 方向に走る断層群であり、地形的なりニアメントとしても明瞭で、未固結の断層破砕帯(第31図)や断層粘土を伴うことから、恐らく第四紀に活動したものであろう。そのうち、若栃断層と小坂断層については、左ずれ変位を示す活断層とされている(活断層研究会, 1980)。若栃断層は下呂町乗政付近から15 km にわたって続く断層であり、若栃山北方で数本の断層に分岐して消滅する。これによる破砕帯の幅は若栃谷筋で50 m 前後に達する。これらのほか阿寺断層群の一つである萩原断層の副断層が、本図幅地域南西隅をNW-SE 方向に通過し、断層沿いの東俣溶結凝灰岩が幅20-30 m にわたって破砕されている。

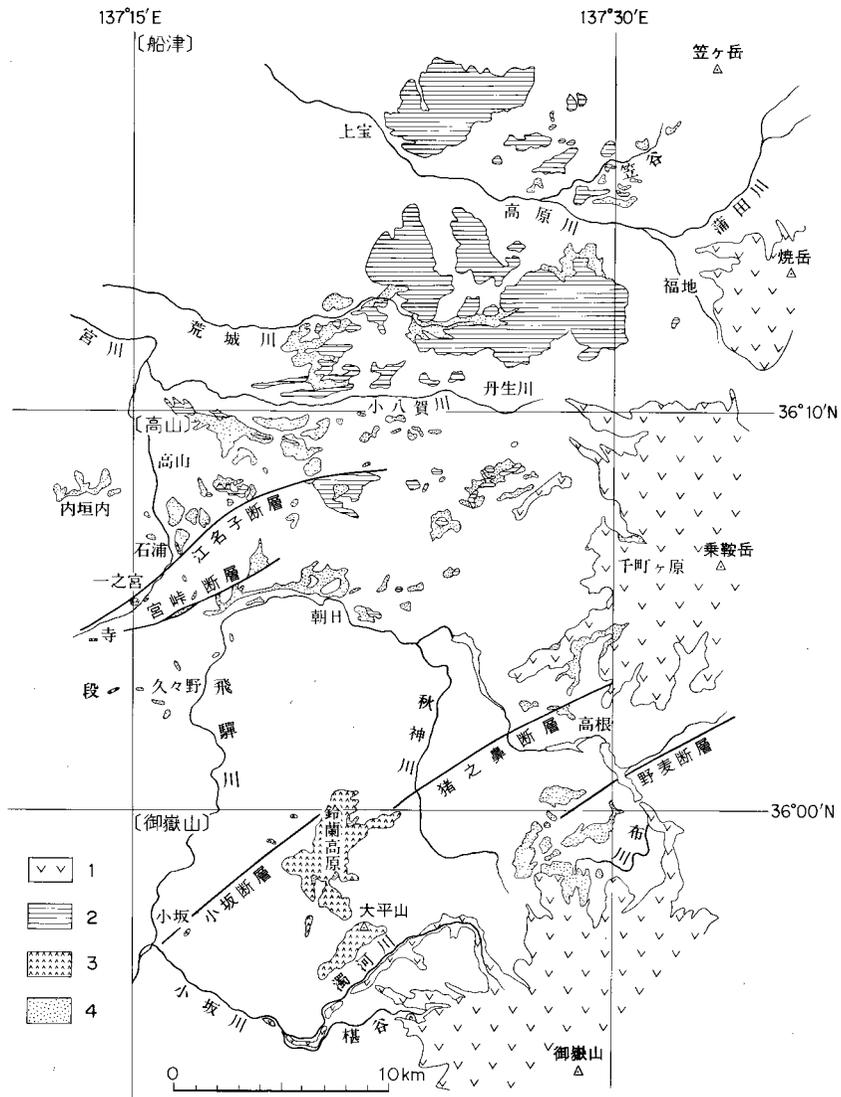
V. 鮮新更新世火山岩類

本図幅地域の鮮新-更新世火山岩類は、古い方から、丹生川火砕流堆積物(鮮新世後期)、鈴蘭高原玄武岩(鮮新世後期)、角閃石ひん岩及び黒雲母デイサイト(更新世中期)からなる。

にゅうかわ
V. 1 丹生川火砕流堆積物 (Ny)

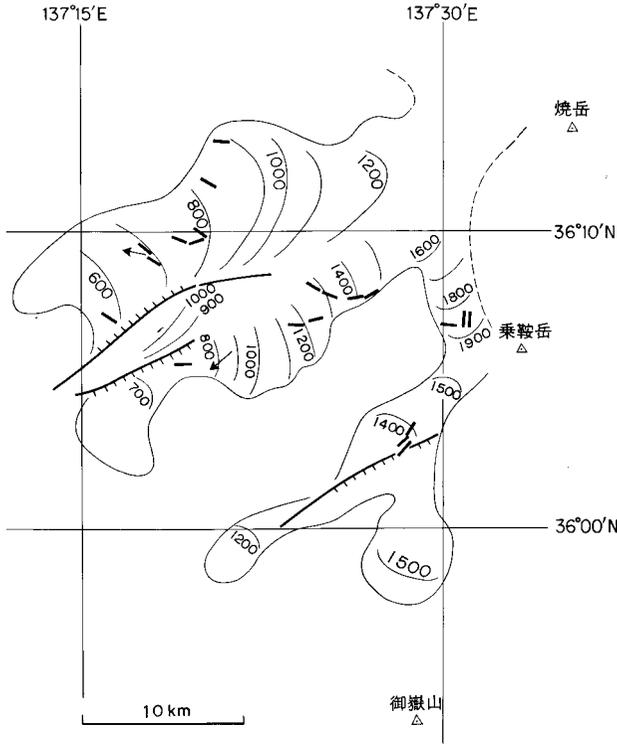
命名：金子ほか(1976), 山田ほか(1985)

分布：第32図に示すように、本堆積物の分布の東限は乗鞍岳西側山腹の千町ヶ原付近にあり、北限は



第32図 飛騨地方東部における鮮新-更新世火山岩類の分布図

1. 第四紀火山, 2. 上宝火砕流堆積物, 3. 鈴蘭高原玄武岩及びその類似岩, 4. 丹生川火砕流堆積物。山田ほか(1985)の第43図を一部修正・加筆して使用



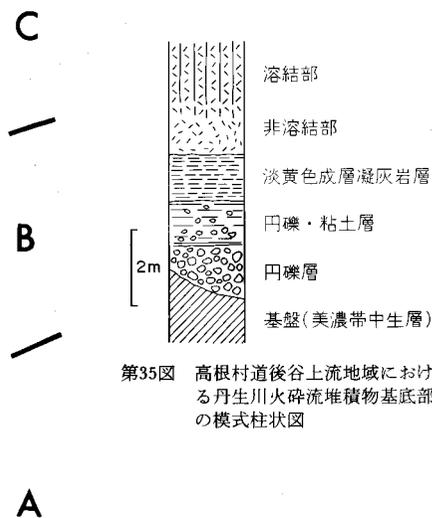
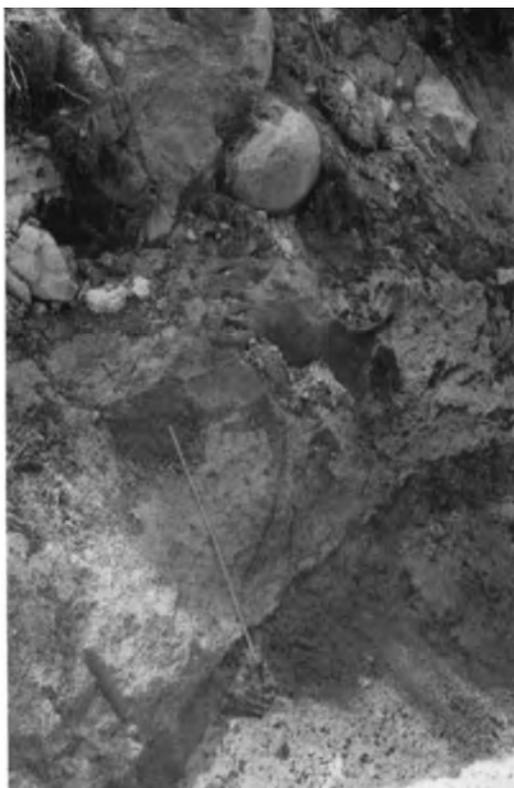
第33図 丹生川火砕流堆積物の分布範囲、基底面等高線(m)及び流走方向(短い太線及び矢印) 長い太線は活断層を、ケバはそれによる落下側を示す。山田ほか(1985)の第44図を一部修正して使用

「上高地」図幅地域内の笠谷流域、西限は「三日町」図幅地域内の高山市内垣内に、また南限¹⁵⁾は本図幅地域内の高根村布川上流部にそれぞれある。これら全地域における分布状態を復元すると、堆積当時の面積は少なくとも $4 \times 10^2 \text{ km}^2$ を下らない。本堆積物の基底面高度(第33図)は、東限の千町ヶ原付近で標高1,850 mの最高高度を示し、西方の高山盆地西部で600 mにまで高度を減ずる。本図幅地域では、高根村道後谷流域から布川流域にかけてかなり広く分布するほか、朝日村・小坂町境の鈴蘭高原付近にも点々と分布する。高根村地内では、本堆積物は標高1,500-1,600 mのかかなり開析された小起伏面をつくっており、その基底面高度は標高1400-1,600 mの範囲で起伏に富むが、大勢としては南方(御嶽山山頂の方向)に向

かって高まっている。鈴蘭高原付近では、本堆積物の分布高度は1,100-1,200 mの範囲内にある。

層序関係・年代:本堆積物は、道後谷-布川地域では美濃帯中生層(主に砂岩・泥岩・チャート)を、また鈴蘭高原では濃飛流紋岩類(東俣-船山溶結凝灰岩層)を、不整合に覆う。道後谷地域では不整合面直下の砂岩やチャートが赤色に風化し、土壌化していることが多い(第34図)。本堆積物基底部の模式柱状図を第35図に示した。最下部の円礫層は道後谷高根鉦山付近や鈴蘭高原東側山腹に露出しており、前者は砂岩・チャート・濃飛流紋岩類・花崗閃緑斑岩などの巨礫-大礫を、また、後者は濃飛流紋岩類・花崗斑岩などの大礫-中礫を主材としている。礫層の基底面は水平-緩傾斜の場合もあるが、しばしば急斜あるいは直立している。この礫層はかつての小起伏面を刻んで流下した河川の堆積物であろう。その上に重なる成層凝灰岩層は高根鉦山付近によく露出し、層理面は緩く傾斜していることが多く、分布も局所的であることから、火砕サージ堆積物の可能性がある。道後谷-布川地域の大部分の地点では、基盤の上に直接丹生川火砕流堆積物の非溶結部が載っている。なお、高山盆地では、本火砕流堆積物の下位に、松原礫層(厚さ約20m)とこれを覆う大洞層(厚さ約30m、軽石質火山灰層・礫層・砂層・シルト

15) 山田ほか(1985)は本堆積物の南限を濁河川下流部としたが、これは誤りである。



第35図 高根村道後谷上流地域における丹生川火砕流堆積物基底部の模式柱状図

第34図 丹生川火砕流堆積物基底部の露頭
(高根村道後谷上流部, 秋神・中之宿林道)
A: 美濃帯中生層の砂岩(赤褐色に風化, 土壌化).
B: 丹生川火砕流堆積物基底の非溶結部. C: 同堆積物の溶結部. スケールの長さ 1 m

層など)が発達しており, 上記の円礫層及び成層凝灰岩層はこれらに対比されるものであろう.

丹生川火砕流堆積物の放射年代は, 道後谷流域の試料 (GSJ R27298) から $2.3 \pm 0.1\text{Ma}$, 丹生川村木地屋の試料 (GSJ R27296) から $2.5 \pm 0.1\text{Ma}$ というよく一致する K-Ar 年代 (全岩) が得られている (山田・加藤ほか, 1985). 本堆積物の自然残留磁気は逆転磁化を示している (丹治ほか, 1977; 第7表). これらのことから, 本堆積物が松山逆磁極期の初期 (鮮新世後期) に生成したことは確かであろう.

厚さ: 本堆積物は, 給源に最も近いと推定される千町ヶ原で 120m+, 末端部の高山盆地で約 50m である. 本図幅地域では, 道後谷-布川地域で 100-50m 程度であり, 鈴蘭高原付近では非常に薄く 10-5 m 程度となる.

岩相: 道後谷-布川地域の丹生川火砕流堆積物は, 基底部を除いて普通輝石紫蘇輝石デイサイト溶結凝灰岩からなり, 風化面で淡紫色, 破面で淡灰色を呈する. 岩相の変化はほとんど認められない. 以下に, 本岩の代表的試料 (年代測定・化学分析試料) について記載する.

普通輝石紫蘇輝石デイサイト溶結凝灰岩: 高根村道後谷南方, 松竹梅産業 (株) 所有地内 (GSJ R27298/NY76092101¹⁶⁾; 第8表, No. 8; 第VII図版2)

16) 公表文献中に原番号が表示されている試料については, 登録番号の後に原番号を並記した (以下同様).

第8表 「御嶽山」 図幅地域の丹生川火砕流堆積物及び鈴蘭高原玄武岩の化学組成

ユニット名	丹生川火砕流堆積物				鈴蘭高原玄武岩				H ₂ Oを除く100分比						
	No.	8	9	10	11		8	9	10	11		8	9	10	11
SiO ₂	62.31	52.15	52.47	52.31	52.31	SiO ₂	63.86	52.46	52.56	52.37					
TiO ₂	0.80	1.39	1.20	1.25	1.25	TiO ₂	0.82	1.40	1.20	1.25					
Al ₂ O ₃	17.08	16.59	16.67	17.04	17.04	Al ₂ O ₃	17.50	16.69	16.70	17.06					
Fe ₂ O ₃	2.48	2.13	9.50*	9.39*	9.39*	Fe ₂ O ₃	2.54	2.14	9.52*	9.40*					
FeO	3.02	7.02				FeO	3.09	7.06							
MnO	0.10	0.17	0.16	0.15	0.15	MnO	0.10	0.17	0.16	0.15					
MgO	1.82	7.12	7.03	6.38	6.38	MgO	1.86	7.16	7.04	6.39					
CaO	4.31	8.98	8.74	8.79	8.79	CaO	4.42	9.03	8.76	8.80					
Na ₂ O	3.10	2.88	3.01	3.41	3.41	Na ₂ O	3.18	2.90	3.02	3.42					
K ₂ O	2.39	0.68	0.74	0.85	0.85	K ₂ O	2.45	0.68	0.74	0.85					
P ₂ O ₅	0.18	0.31	0.30	0.31	0.31	P ₂ O ₅	0.18	0.31	0.30	0.31					
H ₂ O(+)	1.37	0.25	n.d.	n.d.	n.d.	* 全鉄を Fe ₂ O ₃ として求めた。									
H ₂ O(-)	0.84	0.15	n.d.	n.d.	n.d.	No. 8 普通輝石紫蘇輝石デイサイト溶結凝灰岩. 高根村道後谷東方(GSJ R27298/NY76092101)									
Total	99.80	99.82	99.82	99.88	99.88	No. 9 かんらん石玄武岩溶岩. 小坂町オオズリ谷林道(GSJ R40100)									
分析者	大森貞子 大森江い	大森貞子 大森江い	曾屋龍典	曾屋龍典	曾屋龍典	No.10 普通輝石かんらん石玄武岩溶岩. 小坂町榎谷(GSJ R40101)									
						No.11 普通輝石かんらん石玄武岩溶岩. 小坂町榎谷(SW-29)									

第9表 丹生川火砕流堆積物及び鈴蘭高原玄武岩の自然残留磁気

No.	地層名	岩石名	偏角	伏角	κ	α_{95}
1	丹生川火砕流堆積物	デイサイト凝灰岩	174°E	-51°	470	3°
2	同上	同上	192°E	-46°	74	8°
3	同上	同上	191°E	-38°	6	31°
4*	同上	デイサイト溶結凝灰岩	185°E	-55°	74	6°
5	鈴蘭高原玄武岩	玄武岩溶岩	165°E	-42°	46	10°

(測定: 東京工業大学理学部 田中秀文)

* 丹治ほか(1977)より引用 κ : 精度パラメーター α_{95} : 95%信頼円

試料採取地点

No. 1: 小坂町小黒川銀右衛門谷(GSJ R40097)

No. 2: 朝日村西洞川西方山腹(GSJ R40098)

No. 3: 朝日村西洞川西方山腹(GSJ R40099)

No. 4: 丹生川村木地屋(「船津」図幅地域: GSJ R27296/NY75091511)

No. 5: 小坂町小黒川鈴蘭谷(NY77092901)

本試料は美濃帯砂岩層との不整合面から約20m 上位の部分に当たる。灰色を呈し、風化面では径3-5mの玉葱状構造が発達する。石質岩片として、黒色無斑晶質安山岩や泥岩(いずれも径1cm以下)を含む。

斑晶及びその破片は全体の約40%を占め、斜長石、紫蘇輝石、普通輝石、磁鉄鉱(少量)及び褐色普通角閃石(微量)からなる。斜長石は、長径3mm以下の自形-他形結晶で、累帯構造が著しく、ラブラドライト-アンデシンの組成を有する。輝石は径1mm前後の自形結晶及びその破片であり、紫蘇輝石に比べて普通輝石は少量である。本質レンズは小型(長径5cm前後)で、その石基はかなり脱ガラス化しており、斜長石・アルカリ長石・クリストバル石・鱗珪石などが晶出し、また、微球顆構造を示す部分もある。基質のガラス片は強く溶結し、またわずかに脱ガラス化している。

鈴蘭高原付近の丹生川火砕流堆積物は、非溶結の紫蘇輝石デイサイト凝灰岩からなり、淡紫色-灰白色を呈し、固結度がやや低く、孔隙を含み、結晶もやや小型（長径 2 mm 以下）で、比較的少量（30%前後）である。軽石片（長径 5 cm 以下）は扁平化し、ほぼ水平に配列する。径 12 cm の暗灰色-褐色の安山岩（？）岩片を含む。基質は、ピトクロラスティック組織を示し、溶結作用・脱ガラス化作用を受けていない。この地域の試料 3 個（第 9 表）は、いずれも逆転磁化を示している。

化学組成：道後谷南方の丹生川火砕流堆積物の化学組成を第 8 表 (No.8) に示す。SiO₂* ≒ 64%, Na₂O+K₂O ≒ 5.6%, 全 FeO/MgO ≒ 2.9 で、カルクアルカリ岩系のデイサイトに相当するが、丹生川村山口の試料 (SiO₂* ≒ 69%, Na₂O+K₂O ≒ 6.7%, 全 FeO/MgO ≒ 3.0 ; 山田ほか, 1985) に比べると、やや苦鉄質な組成を示している。

V. 2 鈴蘭高原玄武岩 (B)

命名：本報告

分布・産状：本玄武岩は、小坂町・朝日村境の鈴蘭高原一帯とその南方の大平山付近に主として分布し、そのほか、久々野町阿多粕谷上流、小坂町方願谷上流、同長瀬北方、同榎谷上流部などに、小岩体として分布し、更に小岩脈として各所で濃飛流紋岩類を貫いている。

このうち、鈴蘭高原一帯に分布する玄武岩溶岩は、現在の分布だけでも約 15 km² の面積を持ち、標高 1,300-1,400 m の小起伏面を形成しているが、その基底面高度は 1,400 m を最高として北方及び南方に向かって下がり、栃原谷では標高約 1,000 m にまで低下する（第 36 図）。厚さは 100 m 程度と推定される。本溶岩は、濃飛流紋岩類及び花崗閃緑岩を不整合に覆うが、鈴蘭高原東側斜面や南部の鈴蘭谷・銀右衛門谷では、本溶岩と濃飛流紋岩類との間に丹生川火砕流堆積物を介在する。本溶岩の下位には、一般にチョコレート色-赤褐色に風化したスコリア層を伴い、その厚さは 15m の範囲で変化する。本溶岩の基底面は、破碎されて、角礫質になっていることが多い（第 37 図）。

大平山付近に分布する玄武岩は、約 5 km² の分布面積を占め、標高 1,590.9 m の最高点（第 38 図）から、



第 36 図 鈴蘭高原 (左上) より南方の栃原谷 (右下) に向かって流下した鈴蘭高原玄武岩の溶岩流原面 (小坂町小黒川上林道より東方を望む)。右端が大平山、中央がオコズリ山、その左側の鞍部が鈴蘭峠である



第 37 図 鈴蘭高原玄武岩の基底部 (小坂町鈴蘭谷林道)

A: 丹生川火砕流堆積物 (非溶結), B: 同堆積物の礫を主材とする崖錐堆積物 (厚さ約 1.5m), C: 玄武岩の小角礫からなる溶岩基底層 (厚さ約 2m), D: 溶岩主部



第 38 図 鈴蘭高原玄武岩の分布中の最高点: 大平山 (標高 1590.9m)

山頂部の露岩は玄武岩, その左側の穏やかな尾根は濃飛流紋岩類からなる。山頂のすぐ北側 (写真の向こう側) には火口の跡と思われる円形の窪みがある

東方に向かって標高 1,350m まで、また南西方に向かって標高 1,250m にまで流下している。大平山から東方に向かって流下した溶岩は、その原面が比較的良く保存されている。厚さは 50m 程度と推定される。本溶岩は主として濃飛流紋岩類を、一部で花崗閃緑斑岩を覆い、下位にスコリア層を伴う。

榎谷上流の玄武岩は、標高約 1,450m の基底面をもって濃飛流紋岩類を覆う厚さ約 100m の溶岩で、御嶽火山噴出物に覆われる。その他の小岩体については、露出不良のため産状等は不明であり、貫入岩体の可能性も残されている。

玄武岩岩脈は、小坂町松尾谷、同大垣内、同若栃谷などに分布する。これらは、一般に NE-SW 方向に伸びた幅 0.5-2m 程度の小岩脈である。

岩石：風化面で赤褐色-褐色、新鮮な破面で灰色-暗灰色を呈し、弱い板状節理あるいは一部に柱状節理が発達する。斑晶鉱物の組合せから、かんらん石玄武岩 (I) と普通輝石かんらん石玄武岩 (II) とに大別され、それらは、それぞれ斜長石斑晶を含むもの (a) と含まないもの (b) とに分けられる。このうち、最も多量に産するのが Ia と II a であり、Ib は鈴蘭谷の本溶岩最下部から採取され、II b は大平山北西約 1km の地点で採取された。

以下に、I a と II a の代表的試料 (化学分析試料) について記載する。

かんらん石玄武岩：小坂町オコズリ谷、標高 1,320 m の道路切割 (GSJ R40100, 第 8 表 No.9, 第 IX 図版-1)

本試料は本溶岩の基底面から約 20 m 上位の部分に当たる。本試料の自然残留磁気は逆転磁化を示している (丹治ほか 1977)。緻密で、灰色を呈する。斑晶はかんらん石 (長径 1mm 以下) のみからなり、単斜輝石及び斜方輝石からなる反応縁を有する。石基は完晶質で、間粒状組織を示し、短冊状の斜長石、粒状の単斜輝石・斜方輝石・磁鉄鉱からなる。

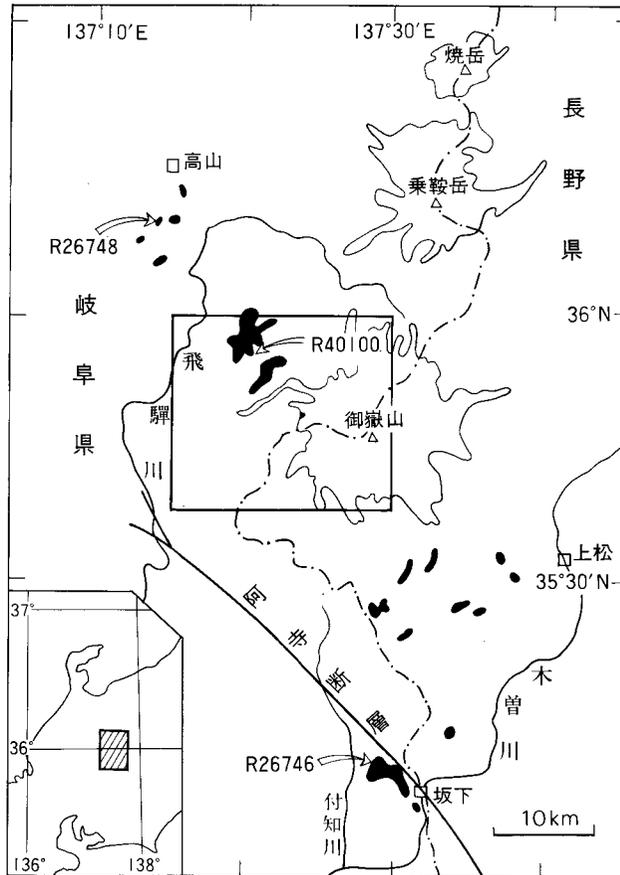
普通輝石かんらん石玄武岩：小坂町榎谷上流、林道切割 (GSJ R40101, 第 8 表 No.10, 第 IX 図版-2)

本試料は、緻密で灰色を呈し、流理構造が顕著である。斑晶は、ほぼ等量のかんらん石と普通輝石とからなり、全岩の約 10% を占める。いずれも長径 0.5 mm 前後のものが多い。かんらん石は鉄鉱物 (クロム鉄鉱か?) を多数包有し、また、単斜輝石の反応縁を有する。普通輝石は、砂時計構造が顕著である。石基は完晶質で、間粒状組織を示し、ほぼ平行に配列する短冊状斜長石、単斜輝石、斜方輝石及び鉄鉱からなる。

化学組成：本玄武岩の 3 試料の化学組成を第 8 表に示した。これらはいずれも KUNO (1966) の high-alumina basalt の領域に属する。尾崎 (1986) 及び中野 (1986) によれば、本玄武岩を含む上野玄武岩類は、 $\text{SiO}_2 = 49-55\%$ の組成範囲を持っており、今回の 3 試料はそのうちの中間的な組成に相当する。

年代：本玄武岩 (GSJ R40100) の K-Ar 年代は、 $2.12 \pm 0.14 \text{ Ma}$ ¹⁷⁾ で、鮮新世末期に相当する。本図幅地域を含む岐阜県東部-長野県西部地方には、本岩と類似の玄武岩が 30 数か所にわたって分布し、一括して上野玄武岩類と呼ばれている (第 39 図)。それらの K-Ar 年代は、宮村一之宮の試料 (GSJ R26748) が $2.03 \pm 0.20 \text{ Ma}$ 、坂下町小野沢の試料 (GSJ R26746) が $1.41 \pm 0.12 \text{ Ma}$ であり (宇都・山田, 1985)、上野玄武岩類が全体として約 60 万年あるいはそれ以上の年代幅をもつ単成火山群の活動によるものと推定

17) 金沢大学理学部地学教室清水 智氏の未公表資料による。



第39図 上野玄武岩類の分布

宇都・山田(1985)に一部加筆. 黒色部が玄武岩類, 矢印は測年試料採取地点, 四角の枠は本図幅地域を示す

されている。本地域の玄武岩も、岩質的に多様で、噴火口も複数存在したと考えられ、年代についてもかなりの幅を持っていた可能性がある。

V. 3 角閃石ひん岩 (Po)

本岩は、王滝村三浦貯水池の西岸付近に分布し、ややNW-SE方向に延びた3km×2kmの岩体として、濃飛流紋岩類(主としてステージⅡの夕森山溶結凝灰岩層及びステージⅢの高樽溶結凝灰岩層)を貫いている。本図幅地域には本岩体の北端部のみが分布している。そのほか、これと類似の小岩脈が、本図幅地域南西部の下呂町地内に見いだされる。以下、主に山田(1961)に基づいて記載する。

本岩は、斜長石(長さ5mm内外)及び角閃石(長さ3mm以下)の斑晶と、細粒・緻密、暗灰色-灰色の石基とからなり、一部に黒雲母の斑晶を含む。斜長石はアンデシソ-オリゴクレースの組成を有し、

累帯構造が著しい。角閃石は、オパサイト縁をもち、内部はほとんど完全に変質して緑泥石や炭酸塩鉱物などの集合体になっている。石基は完晶質・細粒で、短冊状斜長石（オリゴクレス）、粒状ないし間隙充填状の石英及び少量の変質した苦鉄質鉱物からなる。

本岩と濃飛流紋岩類との境界部には、しばしば流紋岩類の角礫と本岩の角礫とが混在した貫入角礫岩が形成されている。本岩は普通このような角礫岩に対して明瞭な貫入接触関係を示している。

V. 4 黒雲母デイサイト (D)

本岩は、主に小坂町若栃谷上流の^{ひおも}日面谷に分布し、NW-SE方向に延びた幅約200mの岩体及び隣接する小岩体として、濃飛流紋岩類ステージⅢの高樽溶結凝灰岩層を貫いている。このほか、これと同様な岩質の岩脈が、小坂町湯屋及び同若栃谷支流域に分布している。

日面谷の岩体は、流理構造に沿って板状に剝離しやすいデイサイトを主とし、同岩の角礫（径1m以下）とその細片のみからなる角礫岩を伴う（第40図A, B）。流理構造はほぼ垂直のものから、かなり緩傾斜のものまであり、その方向は一定しない。板状のデイサイトは角礫岩に対して明瞭な貫入面をもって接触することが多い。

日面谷のデイサイト（GSJ R40679）は、緻密・灰白色で、流理構造に平行に配列する薄板状の黒雲母（径1mm前後）と長柱状斜長石（長さ1mm以下）を斑晶とするが、その量は全体の5%以下である。黒雲母は新鮮で、淡黄色-褐色の多色性を示す。斜長石はオリゴクレス組成を有する。石基は、流理構造が顕著で、短冊状の斜長石、微粒の黒雲母及びこれらを充填する隠微晶質物質とからなる。なお、加藤（1972）によれば、本デイサイト中に中粒黒雲母花崗岩の捕獲岩（径約10cm）が包有される。

本岩と岩質の類似した黒雲母デイサイトが、本岩から約10km南西の下呂町湯ヶ峰（標高1,066.8m）に、濃飛流紋岩類を覆う溶岩として分布し、湯ヶ峰デイサイトと呼ばれている（山田, 1961; 河井・桐山, 1962; 岩田, 1982）。湯ヶ峰デイサイトのK-Ar年代（全岩）は、 0.5 ± 0.1 Maであり（山田・加藤ほか, 1985）、更新世中期の珪長質単成火山の1つが阿寺断層地帯に生成したことを示している。

VI. 御嶽火山噴出物

VI. 1 研究史

御嶽火山の最初の地質研究は、震災予防調査会の一連の研究の一つとして神津（1907）によって行われた。その後、田中阿歌磨（1930）の湖沼研究と鹿野（1937）の水蝕地形の予察的報告を除き、長い間御嶽火山の研究はほとんどなかった。50年たつて鮫島（1958）、ついで柴田（1963）の研究が公にされたが、それらは基本的に神津の研究を基にしたものであった。

神津（1907）は、御嶽火山が一つの大きな成層火山（摩利支天火山）とその後期に生じた4つの寄生火山（三笠山・小三笠山・三ノ池・継子岳）、山頂カルデラ（神津の大火口）内の中央火口丘（一ノ池火口及び二ノ池火口）で構成されるとした。摩利支天火山では1回の大きな浸食期を挟む12種類の噴出物を識別し、



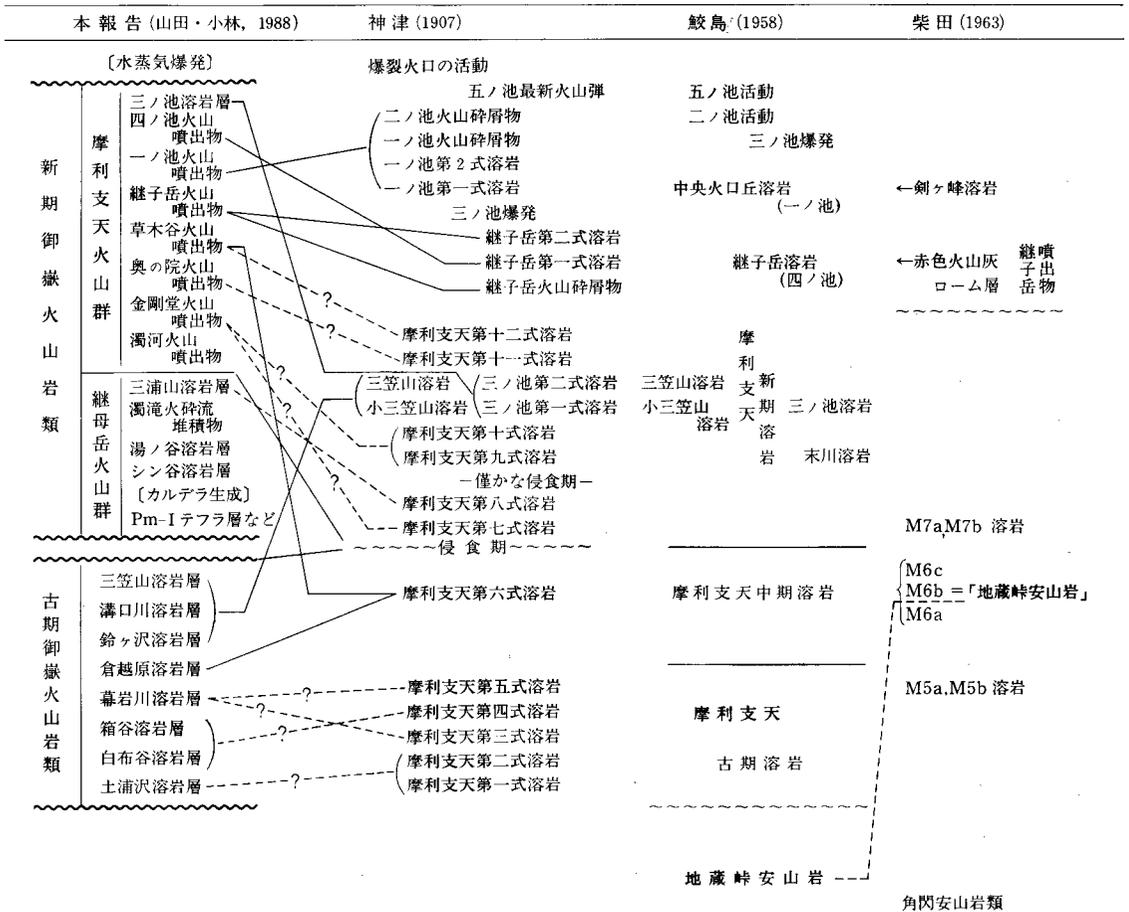
A



B

第 40 図 A, B 小坂町若栃谷日面谷の黒雲母デイサイトの露頭
(A) ほぼ垂直の流理構造を示す部分, (B) デイサイト角礫及び同細片のみからなる貫入角礫岩

第10表 従来の御嶽火山層序の比較



寄生火山，中央火口丘噴出物を含めた層序を編んだ(第10表)。この研究は，火砕岩の取り扱いの不備や噴出物同定における大きな間違いも一部にあったが，最初の研究と言うばかりでなく丹念に調査された包括的なものであり，以後の研究の基礎となった。

鮫島(1958)は神津(1907)の摩利支天火山噴出物を古期・中期・新期の3期に区分するとともに，湖成堆積物，火砕岩にも触れ，末川溶岩の特異な産状を記述した。末川溶岩は後に木曾川泥流(木曾谷第四紀研究グループ，1967;藤井，1976)とされた大規模な岩屑なだれ堆積物である。柴田(1963)は木曾地方の5万分の1地質図の中で御嶽火山(長野県側)を扱い，神津の摩利支天火山噴出物の幾つかを更に細分した。摩利支天第六式溶岩(M6)は3つに分け，その一部であるM6b式溶岩を御嶽山の東に広がる開析小起伏面上の火山岩類，のちの地蔵峠火山岩類(木曾谷第四紀研究グループ，1967)に続くとした。また，山腹に見られるテフラ層を繼子岳の噴出物であると述べた。

1950年代以降の日本の第四紀研究の進歩，とりわけテフロクロロジーの発達と関係して，信州ローム層と呼ばれたテフラ層の給源として新たに御嶽火山の研究が始まった。御嶽火山起源のテフラ層につ

第11表 新期御嶽テフラ層の層序区分比較表

	小林国夫 ほか (1971)	SAKAI (1981)	小林 武彦 (1982)			竹本 ほか (1987)	
					テフラ層の名称	示 標 層 名	
新期御嶽 上部テフラ層	—	—	Ua		Sk (境峠テフラ層)		
	—	S-2 (木曾谷)	Ub		Ki (開田テフラ層)	Ki-2	
	—	S-2 (松本盆地)	木曾川泥流		Yn (柳又テフラ層)	Yn-1	
	Pm-V	S-2 (伊那谷)	Uc		Og (小本曾テフラ層)	Og-3	
	—	木曾川泥流	Ue	Y-Pm	Ys (屋敷野テフラ層)	YsS	
	Pm-IV	S-1		M-Pm	Mt (三岳テフラ層)	MtS	
	—	S-0	Uf	S-Pm	Sn (千本松テフラ層)	SnS	
	—	—	Ug		Kn (寒原テフラ層)	Kn-1	
	—	—	Uh		Kr (倉本テフラ層)	Kr-1	
	—	—	—		Fk (福島テフラ層)	Fk-5	
新期御嶽 下部テフラ層	Pm-III	Pm-3D~G	Pm- III		Pm-III テフラ層	TtP	
	Pm-III'	Pm-3C —	Pm- III'		Pm-III' テフラ層	NgP KjL	
	Pm-II'	Pm-3B	Pm- II'	Pm-II' テフラ層		OtP	
		Pm-3A				InP	
		Pm-2B				KtP	
	Pm-II	— Pm-2A	Pm- II		Pm-II テフラ層	Pm-II-4 YbP	
	Pm-I	Pm-1B Pm-1A	Pm- I		Pm-I テフラ層	SoP OP1	
Pm-I'	ヒゲ Pm —	Pm- I'		Pm-I' テフラ層	Pm-I'-2 KmP		

いては小林国夫を中心とする KOBAYASHI, K. (1960, 1969), 小林国夫 (1961, 1963, 1970), KOBAYASHI, K. and SHIMIZU (1965), 小林国夫ほか (1967), KOBAYASHI *et al.* (1968), MOMOSE *et al.* (1969), 小林国夫ほか (1969), 小林国夫ほか (1971), MOMOSE and KOBAYASHI, K. (1972) など一連の研究と、木曾地方のテフラを主な対象とした仁科 (1960), 酒井 (1963a, b), 木曾谷第四紀研究グループ (1967, 1969) などの研究があり、また、近年の酒井潤一を中心とする酒井・下野 (1972), 酒井 (1973, 1981a, b, 1983), SAKAI (1981) の研究や、小林武彦ほか (1977), 小林武彦 (1982), 竹本ほか (1987) などの研究が公表されている (第11表)。

テフラの研究と密接に関係して、御嶽火山とその噴出物を主な対象とする研究がなされた。

小林武彦は御嶽火山の地質調査と御嶽起源テフラ層の研究を平行して行い、御嶽火山が2回の大きな活動期、古期御嶽と新时期御嶽の活動で形成されたこと、信州ローム層と呼ばれてきたテフラ層の主要部は新时期御嶽の噴出物であり約8万年前から3万年前に生じたこと、御嶽火山体にほとんど埋没したカルデラを発見し、それが大量の酸性テフラの噴出に關係して形成されたことなどを示した(小林国夫ほか, 1971; KOBAYASHI, T., 1974, 1980; 小林武彦ほか, 1975; 小林武彦, 1982, 1985a, b, 1986).

最近、酒井潤一らによる御嶽火山南麓地域の地質についての研究が報告された(酒井ほか, 1985a, b; 松本盆地団体研究グループ木曾谷サブグループ, 1985; 松本盆地団体研究グループ, 1986). 酒井らは、御嶽山周辺の「第四紀層」を下位から上位へ鈴ヶ沢累層、樽沢累層、王滝累層に分けた。鈴ヶ沢累層は御嶽火山の最初期の噴出物と地蔵峠火山岩類(木曾谷第四紀研究グループ, 1967)を「一括して再定義したもので、両者は互層しており、のちの噴出物に覆われないときは地蔵嶺面を作る。樽沢累層は御嶽火山の主要部をなす大量の火山噴出物と火山泥流・砂礫層・湖成層などで構成され、下部にフィッシュトラック年代 39 ± 8 万年 B.P. (酒井ほか, 1985b) を示すクリスタル・アッシュ(松本盆地団体研究グループ, 1972) を挟むとした。この時期に現在の御嶽山よりずっと高い成層火山が形成された。王滝累層は火山噴出物や砂礫層・湖成堆積物などからなる。この時期の初期に大量の軽石(Pm-1A など) 噴出とカルデラ形成がなされ、カルデラ盆地はPm-3 グループ(酒井・下野, 1972)の軽石を含む木曾谷層がまず埋積し、その上に中央火口が活動して成層火山を作った。成層火山の頂部にはやがて小カルデラができ、継子岳が最後に活動をした。王滝累層は酒井・下野(1972)の小坂田ローム層と小林国夫(1961)の波田ローム層にほぼ対比されるという。酒井らの一連の報告ではしばしば独特な用語法や地層の定義があり、しかも既存の報告の用語や概念との関係が明記されない事が多く判読できない部分があるが、酒井らの地層名と KOBAYASHI, T. (1974), 小林武彦(1985b)の御嶽火山噴出物名との関係を推定すると以下のようなものである。王滝累層に含まれる火山噴出物は新时期御嶽の噴出物に対応し、鈴ヶ沢累層のなかで御嶽火山を作る部分及び樽沢累層中の火山噴出物は古期御嶽火山噴出物に相当するようである。

御嶽火山噴出物の岩石学的研究は、神津(1907, 1910), Koto(1916), 鮫島(1958), 石川(1958), 湯佐(1971), 倉沢(1972, 1986), MATSUHISA *et al.* (1973), KOBAYASHI, T. (1974), 小林武彦ほか(1975), 奥野ほか(1975, 1976, 1977), KOBAYASHI, T. and SOYA (1981), 曾屋・小林(1982)によって報告された。

1979年御嶽火山の地獄谷で起こった水蒸気爆発については、青木(1980), 植原ほか(1980a), 気象庁観測部(1981), 科学技術庁研究調整局(1982)などの包括的報告書があり、SAWADA(1982), 島田(1982), ARAMAKI and OSSAKA(1983)などの概括的な報告と、小林武彦(1979, 1980, 1981), KOBAYASHI, T. (1980), 曾屋ほか(1980)などの地質学・火山学からの報告、KUSAKABE *et al.* (1982), 小坂ほか(1983), 平林ほか(1984), SANO *et al.* (1984)などの地球化学面の報告、田中康裕ほか(1982, 1984a)の噴火以降の熱放出状況の観測結果、植原ほか(1980b)のランドサットデータによる火山灰の分布調査、楯(1980)の御嶽山の活動に関する地元の伝承の調査などの研究報告がある。

1984年の長野県西部地震とその災害に関しては多くの報告があるが、飯田(1985), 信州大学自然災害研究会(1985), 日本地質学連合(1985), 国立防災科学技術センター(1985), 土質工学会(1985), 災害科学総合研究班河川災害分科会(1985)などの総合的な報告書・特集号・資料集があり、また、王滝村(1986)は災害誌を刊行し、国土地理院地理調査部地理第1課(1985a, b)は地形変化に関する資料を公表

した。本図幅地域内の地質と伝上川の崩壊との関係については、既出の小林武彦 (1985a, b, 1986, 1987), 酒井ほか (1985a, b), 松本盆地団体研究グループ木曾谷サブグループ (1985) に加え, 平野ほか (1985) がある。伝上川で発生した岩屑なだれについての主な報告は, 守屋 (1985), 松田・有山 (1985), 諏訪ほか (1985), 奥田ほか (1985), 奥西 (1986) がある。

御嶽山頂部の高山地形については, 鹿野 (1937) の氷蝕地形についての予察的報告と KOBAYASHI, K. and MORI (1956), 小林国夫 (1958) による一ノ池の構造土の研究, 中条 (1979) による高山植生と周氷河地形の関係についての研究がある。

VI. 2 御嶽火山活動史

御嶽火山は美濃帯中・古生層と濃飛流紋岩類の境界部に火口を開き, 20-30万年前に活動を始めた (小林武彦ほか, 1975)。それ以降, それぞれが数万年の期間をもつ活動期と静穏期を交互に2回繰り返して現在に至っている。ここで活動期とは直接マグマに由来する噴出物を放出して火山体を大きく変化させた時期であり, 静穏期とはマグマの噴出がなく活動が一般的に低調な時期を表す (小林武彦, 1985b)。2回の活動期を古期御嶽 (火山), 新期御嶽 (火山) と呼ぶ (第12表・第41図; 第13表参照)。2つの活動期は単に中間に長い静穏期を挟むと言うだけでなく, 噴出物の化学的性質などに明瞭な差異を持っており, 各々を別個の火山と見なすこともできる。なお, 現在は新期御嶽後の静穏期に当たる。

VI. 2. 1 古期御嶽火山

古期御嶽火山の活動は, 主に安山岩-玄武岩質の噴出物 (SiO_2 50-67%) を約 80 km^3 生産し, 現在の御嶽山よりやや大きい成層火山を作った。しかし, 後のカルデラ生成により山体中央部は失われ, かつての山腹に当たる三笠山 (2,256.1 m), 小三笠山 (2,029 m), 上俵山 (2,076.9 m) などを最高点として山体の下部だけが残った。噴出物の分布域は南西部, 南東部, 北部の3地域に分かれ, 構成層には地域差がある。

古期御嶽初期の噴出物は南西部山腹に広く分布する。それらは下位から上位へ, 土浦沢溶岩層 (ts: かんらん石普通輝石玄武岩質安山岩), 白布谷溶岩層 (sh: 角閃石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩), 箱谷溶岩層 (ha: 普通輝石含有角閃石紫蘇輝石デイサイト) の順に噴出した。「木曾福島」図幅地域内の北東麓や東麓湯川沿いに分布する初期の噴出物は火砕岩類に富んでおり, 溶岩は主に南西-西麓へ流れ, 火砕岩類は主に北東-東へ堆積したらしい。

火山体の下部を作るこれらの噴出物を覆って, 幕岩川溶岩層 (ma: 普通輝石かんらん石玄武岩質安山岩) は比較的広く分布するが, その上位の倉越原溶岩層 (ku: 普通輝石紫蘇輝石含有角閃石安山岩) は更に広域に堆積してそれ以前のほとんどすべての噴出物を覆い, 古期御嶽山体の大部分でその表層部をなしている。倉越原溶岩層は, 神津 (1907) の摩利支天第六式溶岩 (M6) に当たる斑晶の少ない緻密な岩石であるが, その広域的な堆積の機構は不明である。これら2つの噴出物の堆積で, 南東部山腹を除く古期御嶽火山の現存山体はほとんど完成した。

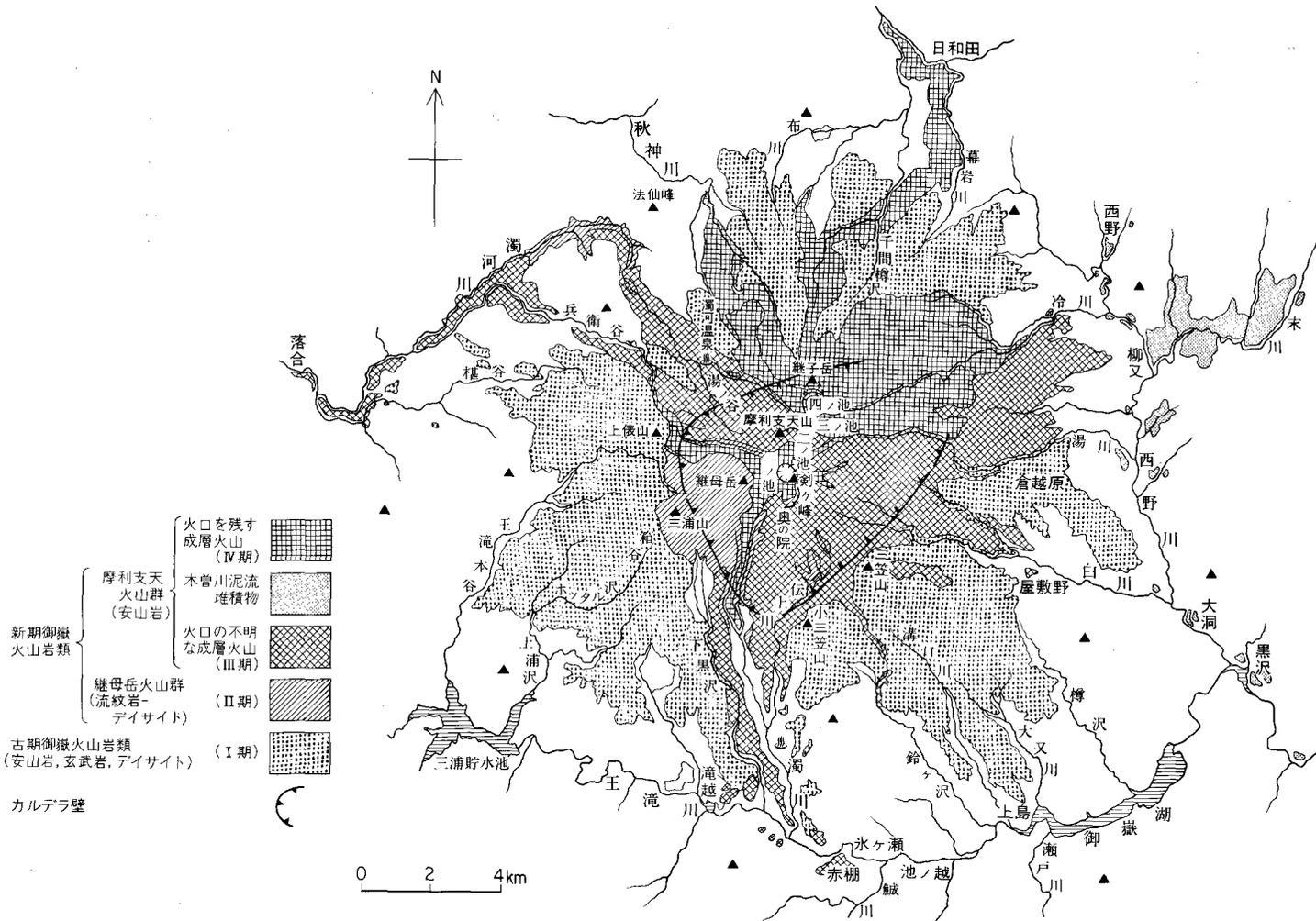
倉越原溶岩層以降の噴出物は主に「木曾福島」図幅地域内に分布し, 三笠山を最高点として南東山腹

第12表 御嶽火山活動史総括表 (小林, 1985a)

活動史 区分	噴出物	主な活動	地形	テフラ層 主な 軽石層	年代 指示層	年代 ($\times 10^4$ 年)	
静穏期		1979年水蒸気爆発 水蒸気爆発 水蒸気爆発			←アカホヤ 火山灰 AT火山灰	0.6 2.3	
新期 御嶽 火山	摩利 支天 火山 群	安山岩 成層火山群の形成	火口地形が 残る (IV期) 火口が残っ ていない (III期)	三ノ池 四ノ池 二ノ池 一ノ池 継子岳 田の原 摩利支天 奥の院	上部テフラ層 Y-Se M-Se S-Se	木曾川泥流 DKP DSP	4.8
	継母岳 火山群 (II期)	デイサイト 流紋岩	溶岩円頂丘群 の形成と降下 軽石・火砕流 の活動 多量の降下軽 石と火砕流の 噴出及びカル デラの形成	継母岳 三浦山 カルデラ	下部テフラ層 Pm-III Pm-III' Pm-II' Pm-II Pm-I Pm-I'	←Aso-4 ←Kr-P ←K-Tz ←Ks-P	7 7-9
静穏期		?			和村泥流		
古期 御嶽 火山	後期	安山岩	単一の成層 火山の形成	三笠山 小三笠山			
	中期	安山岩・玄武岩		倉越原 黒石原 ナガウ原			
	(I期)前期	デイサイト 安山岩 玄武岩 安山岩					

の表層部を作り、大又川、溝口川、鈴ヶ沢の流域に露出する。溝口川では少量の火砕岩を挟み、7枚以上の溶岩流が重なっている。それらは鈴ヶ沢溶岩層(su: 紫蘇輝石普通輝石無斑晶質安山岩)、溝口川溶岩層(mz: 普通輝石紫蘇輝石安山岩)、三笠山溶岩層(mi: かんらん石含有角閃石普通輝石紫蘇輝石安山岩)の順序に重なる。同時期の噴出物は南山腹の下黒沢右岸尾根にも見られ、また、北麓では布川溶岩層(nu: 普通輝石かんらん石安山岩)、千間樽溶岩層(se: かんらん石含有角閃石普通輝石紫蘇輝石安山岩)が分布する。

古期御嶽の活動年代はまだ明らかでない。絶対年代の測定値は最近幾つかなされているが、測定値は



第41図 御嶽火山の地質概略図 (小林, 1986; 一部加筆)

差異が大きく年代判定には有効性を欠く。松本盆地団研木曾サブグループ(1985)は御嶽南麓の樽沢累層(本報告の古期御嶽火山岩類の中-上部に相当するらしい)中にクリスタル・アッシュ(フィッシュントラック年代は 39 ± 8 万年)を発見したと報告しているが、具体的資料は明らかでなく、それを根拠にして古期御嶽火山岩類の年代を考えるには不安がある。

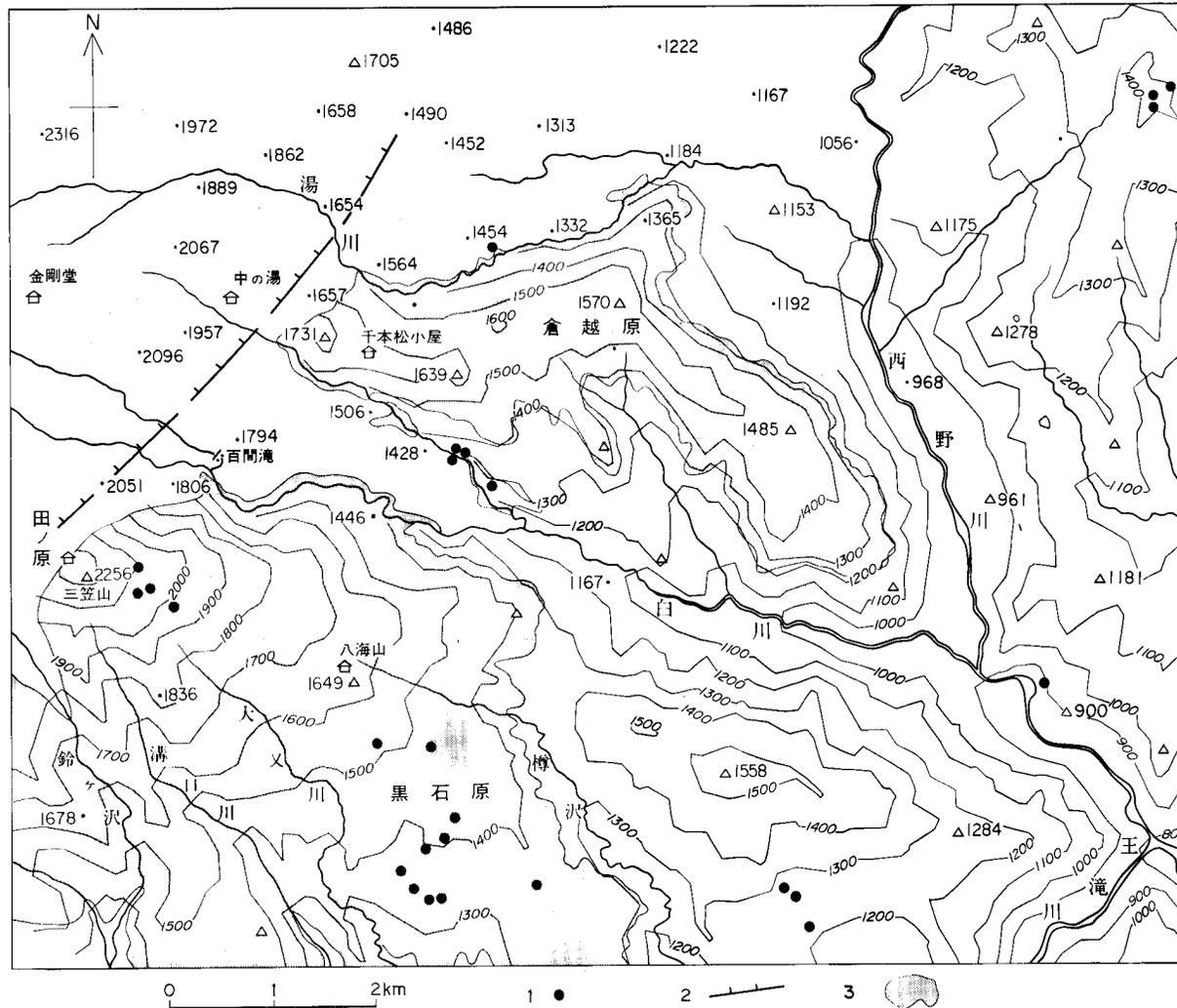
VI. 2. 2 古期御嶽後の静穏期

古期御嶽火山の活動が終わった後、相当長期の静穏期があったらしい。古期御嶽の三笠山溶岩層の流下堆積のあと山体は著しく開析され、新期御嶽の活動開始期までに東麓の白川や湯川では深い谷地形が作られた。また、多分その間に古期御嶽火山体のどこかで大規模崩壊が発生し岩屑なだれ堆積物-土石流堆積物を木曾川沿いに流下させた(島田, 1969)。御嶽山から約80km下流に当たる岐阜県中津川市付近の高位段丘面、赤土平面(恵那団研グループ, 1967; 志津, 1970)までその堆積物が知られている。新期御嶽火山の初期に噴出されたPm-I, Pm-I'の風成テフラ層は白川や湯川の現在の谷底近くに風成で堆積していることから、その規模が推定される(第42図)。この時期に形成された谷地形の規模は、新期御嶽火山の活動終了後の約3万年の静穏期に生まれた浸食谷と比べるとずっと大規模であり、もし、浸食谷の規模が静穏期の長さ単純に比例するならば、古期御嶽後の静穏期は新期御嶽後の静穏期の数倍の期間があった事になる。

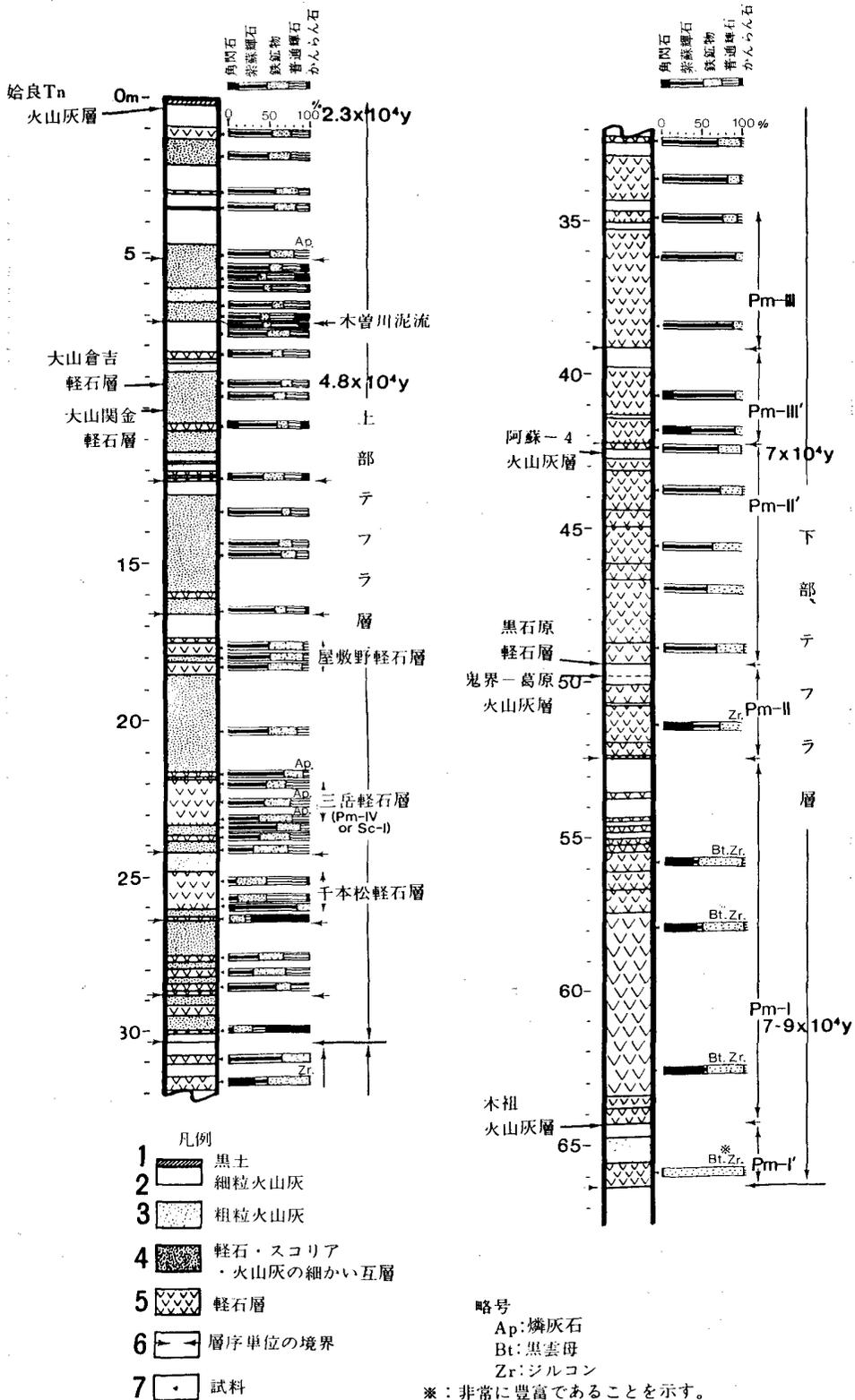
VI. 2. 3 新期御嶽火山

約8万年前に始まった新期御嶽の活動は大量の流紋岩質テフラの放出とカルデラ形成を端緒として活動を行い、約5万年間継続した。前半の流紋岩質デイサイト質噴出物(SiO_2 73-66%)の活動を継母岳火山群の活動、引続き起こった安山岩質噴出物(SiO_2 52-64%)の活動を摩利支天火山群の活動と呼ぶ。これらの噴出物はカルデラ盆地を埋め現在の御嶽山中央部を築いた。新期御嶽火山噴出物と火山活動に関連して生じた堆積物のうち、火山体を構成する地層を総称して新期御嶽火山岩類と呼ぶ。新期御嶽の風成テフラ層である新期御嶽テフラ層(小林武彦ほか, 1977)は、下半部に当たる下部テフラ層が継母岳火山群の、上半部の上部テフラ層が摩利支天火山群の噴出物である(小林武彦, 1982, 1985a, b; 竹本ほか, 1987)(第43図, 第44図)。

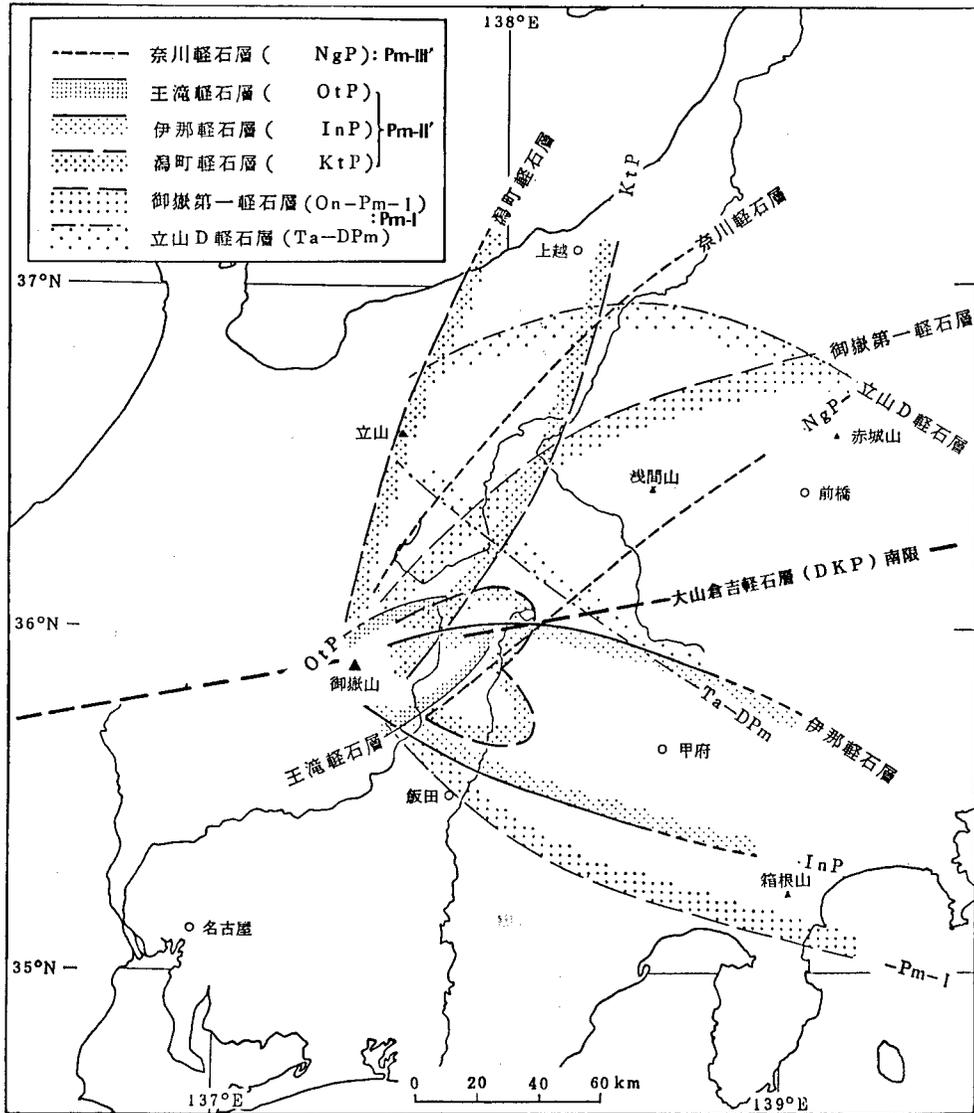
継母岳火山群の活動は流紋岩質軽石の激しい噴出で始まった。莫大なPm-Iテフラ層(小林国夫ほか, 1967)とその前後のPm-I', Pm-IIテフラ層の流紋岩質降下テフラが大洞軽石流堆積物(「木曾福島」図幅地域内)とともに噴出し、古期御嶽火山体の中央部にカルデラを形成した(小林国夫ほか, 1971; KOBAYASHI, T., 1974; 小林武彦, 1985a, b, 1986など)。引き続き酸性マグマの活動は生まれたばかりのカルデラを埋めて標高2,900m前後の継母岳火山群の山体を形成した。継母岳(2,867m) - 三浦山(2,393.5m)尾根の周辺に山体の一部が残るが、継母岳火山群が生産した噴出物の体積は約 50km^3 と推定され、主に流紋岩-デイサイトの厚い溶岩、火砕流堆積物(大量の崩壊堆積物、岩屑なだれ堆積物、土石流堆積物を伴う)などで構成されている。それらは下位から上位へ、シン谷溶岩層(s: 普通輝石紫蘇輝石流紋岩)、湯ノ谷溶岩層(y: 普通輝石含有角閃石紫蘇輝石流紋岩)、濁滝火砕流堆積物(n: 紫蘇輝石角閃石流紋岩質火砕流堆積物): 三浦山溶岩層(m: 角閃石普通輝石紫蘇輝石デイサイト)の順序で重な



第42図 御嶽山東麓における新期御嶽初期の浸食谷の状態
 1. 新期御嶽初期の風成テフラ層 (Pm I', Pm-I 軽石層及び同相当層)の露出地点, 2. 新期御嶽初期のカルデラ縁の位置, 3. 古期御嶽火山岩類. 等高線は幅250 m以下の谷を埋めた埋谷図(国土地理院発行1/2.5万「御岳高原」使用). 図中左上部の等高線の無い部分は新期御嶽火山岩類の主要分布域



第43図 御嶽山東麓における新期御嶽テフラの模式柱状図と主な軽石の斑晶鉱物組成。重鉱物(1/4-1/8 mm 粒)の個数パーセントで示した。小林(1986)による。柱状図の左側に矢印で示したのは竹本ほか(1987)による広域テフラ層の層準



第44図 新期御嶽テフラ層中の主な軽石層の分布図。竹本ほか(1987)による。

奈川軽石層は Pm-III' 軽石層に属する1つの降下単位層であり、王滝軽石層・伊那軽石層・濁町軽石層はそれぞれが1つの降下単位層で、Pm-II' テフラ層に属する

り、それらの間には下部テフラ層の Pm-III などが挟まれる。

新期御嶽下部テフラ層の年代は、Pm-I 軽石層のフィッシュトラック年代(町田・鈴木, 1971)や他火山からの広域テフラ層との関係から(竹本ほか, 1987)推定され、初期がほぼ7-9万年B.P.で末期は約6万年B.P.で、継母岳火山群の活動年代もほぼ同じであると考えられる。

この時期の火山活動は御嶽周辺の河谷に大量の火砕物を供給した。王滝川、濁河川などの流域では滝

越層と呼ばれる流紋岩-デイサイト質の砂・礫に富んだ火山礫層, 土石流堆積物が堆積した。そのせき止めで滝越には湖成堆積物を生じた。当時木曾川流域は河谷の埋積期に当たっており, 木曾谷層(高木, 1980)と呼ばれる河成堆積物の堆積が進行していた。御嶽火山から供給された火山性碎屑物は木曾谷層の上部に挟まれて木曾川流域に広く堆積した。

摩利支天火山群の活動は継母岳火山群の形成後ほとんど引き続いて始まり, 火口を移動しつつ安山岩質噴出物を約 10km³ 噴出して, 山頂部の南北約 4km 間で成層火山群が重複し合う現在の御嶽山上部の地形が作られた。噴出物は, 初期に少量の紫蘇輝石かんらん石普通輝石玄武岩質安山岩が噴出されたが, 大部分は普通輝石紫蘇輝石安山岩質で, 角閃石やかんらん石の斑晶を含有するものも多い。

この時期の成層火山は少なくとも 8 つが識別できる。それらの噴出物を古い順にあげれば, 濁河火山噴出物 (ng), 金剛堂火山噴出物 (kn), 奥の院火山噴出物 (ok), 草木谷火山噴出物 (ks), 継子岳火山噴出物 (mm), 一ノ池火山噴出物 (ic), 四ノ池火山噴出物 (yn), 三ノ池火山溶岩層 (sn) である。これらのうち, 末期の火山だけが火口地形を明瞭に残しており一ノ池, ニノ池, 三ノ池, 四ノ池と呼ばれている(小林国夫ほか, 1967 などで IV 期と呼んだ)。

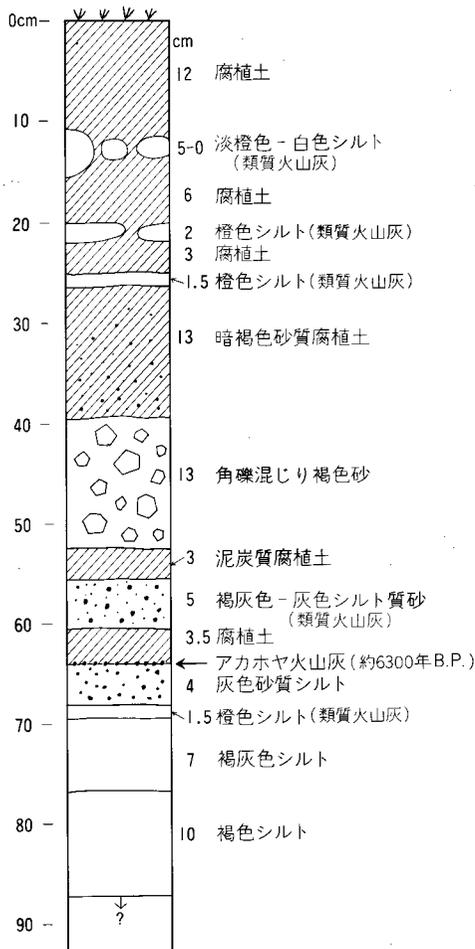
新时期御嶽上部テフラ層はほとんどが安山岩質のスコリア・火山礫・火山灰からなり, 赤褐色で降下層の数は多いが, 個々の単位層は薄く, 分布も狭いものが多い。比較的分布の広い降下単位層を持つ千本松テフラ層, 三岳テフラ層, 屋敷野テフラ層(竹本ほか, 1987) は前半に噴出された。上部テフラ層の年代は下限が約 6 万年 B.P., 上限が約 3 万年 B.P. と考えられ, 摩利支天火山群の活動年代もほぼこの期間だったと見なされる。

木曾川泥流堆積物(木曾谷第四紀研究グループ, 1967; 藤井, 1976) はこの時期に発生した大規模な岩屑なだれ土石流堆積物で, 御嶽山北東麓の開田村から木曾川下流の岐阜県犬山市や各務原市まで約 200km 流下した。

IV. 2. 4 最新静穏期

始良 AT 火山灰(町田・新井, 1976) の降灰(約 23,000 年 B.P.) 以前に新时期御嶽の活動期は終り, 最近約 3 万年間は静穏期に当たる。静穏期の火山活動には温泉・噴気など恒常的な熱放出活動の外に間欠的な水蒸気爆発がある。アカホヤ火山灰(町田・新井, 1978) 以降, 最近約 6000 年間に御嶽火山は少なくとも 5 回の水蒸気爆発を起しており(小林武彦, 1985b), 最も新しい爆発は 1979 年に起こった(第 45 図, 第 46 図, 第 47A, B 図)。

水蒸気爆発による小火口群は主に一ノ池南の地獄谷谷頭部と二ノ池北の緩斜面に分布するが, 形態からみて二ノ池北の小火口群は地獄谷のものよりやや古いと思われる。山頂部の地形に残る大規模崩壊も多くはこの時期に発生したと考えられるが, 資料はほとんどない。小坂町の濁河川上流草木谷支流の硫黄沢では, 1932 年に豪雨に伴う大崩壊が起こり岩屑を谷に堆積させた。1984 年, 長野県西部地震に伴う濁川支流伝上川源頭部の崩壊(通称で御嶽崩れ)では, 岩屑なだれが約 16 km の間を約 10 分で流下して大きな地形変化を起し大災害となった(奥田ほか, 1985; 田中・井口, 1985; 松田・有山, 1986; 国土地理院地理調査部地理第 1 課, 1985a, b; 第 VIII 章参照)。



第45図 御嶽火山の完新世の類質テフラ層柱状図。
王滝登山道、標高2,330 mの地点で作成

1979年御嶽火山の水蒸気爆発

10月28日の早朝、予期されざる火山活動が山頂の剣ヶ峰(3,063.4m)南直下で起こった。主な活動は水蒸気爆発で、固形噴出物である火山灰や放出岩塊中には新しいマグマの存在は認められなかった。しかし、比較的深い震源における火山性地震の発生(青木, 1980)と高温型火山ガスの関与を示す火山ガスの組成(小坂ほか, 1983)などが認められ、約3万年間マグマの噴出のない静穏期の火山でありながらもなお生きていることを示した。

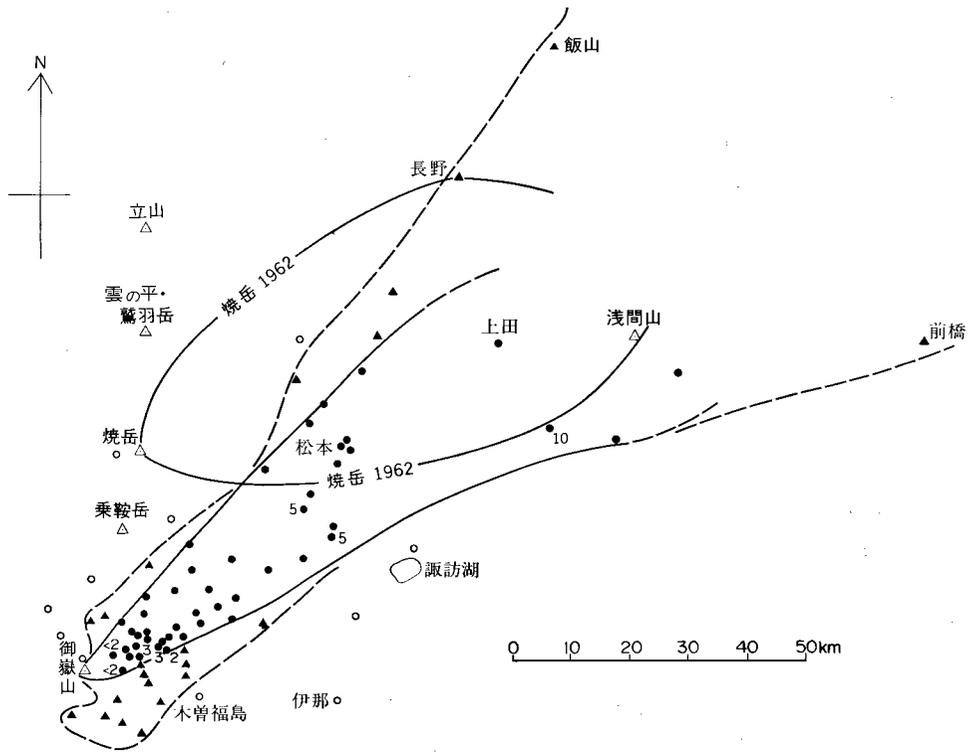
地表活動は、数時間の弱い火山性地震を先駆として午前5時過ぎに始まった。午前5時20分に中部日本各地の地震計に記録された強い山体振動とともに割れ目群が開口したと推測される。当時、小火口群から500m以内の山頂付近には10人以上の人々がいたが、火口付近では活動開始時に爆発音がなく、初期の噴煙もむしろ白く小さい穏やかなものであったため、活動開始時間は明瞭でない。

地表活動の源は新たに生じた雁行状割れ目型の小火口列群で、剣ヶ峰を南から刻む地獄谷谷頭部にそれぞれ50-60m程の長さの6本の小火口列を作り、全体としてNW-SE方向に約500mの延長をもっていた(第5図, 第IV図版)。10月28日の噴煙活動の主な中心

は割れ目群の北西端に当たる地獄谷底の小火口で、活動状況の主な変化もこの火口で演じられ、噴出物のほとんどはここから放出された。固形の噴出物は類質テフラのみであり、火山灰の大部分は灰色を呈しモンモリロナイト・緑泥石・雲母鉱物などの粘土鉱物で、黄鉄鉱(天野ほか, 1982)が含まれる。また、粗粒粒子は岩片・斑晶鉱物片で主に構成されるが、比較的大きな黒雲母の自形結晶も認められた(ARAMAKI and OSSAKA, 1983)。

噴煙は活動開始から暫次増大し続け、活動開始から約4時間たった午前9時すぎには、地獄谷底の火口から暗灰色の噴煙が脈動するように吹き上げ、500-600mの高さに達した。風下の北東山麓開田村の一部では降灰が本格化し、正午頃には一部地域で降灰による時ならぬ闇を生じた。この頃の火山灰の多くの部分が水分によって凝集したとみられる3-5mm以下の霰状の塊を作って落下した(第47図)。

噴煙活動の頂点は午後2時頃、活動開始から約9時間後頃だった。噴煙はカリフラワー状に約500-



第46図 御嶽火山1979年火山灰降下範囲。小林(1980)による。

黒丸及び実線：10月28日活動開始から午後5時までの降灰範囲。黒三角：10月28日午後5時以降、10月29-30日に新たに降灰があった地点。破線：10月30日までの降灰範囲。白丸：10月30日まで降灰が認められなかった地点

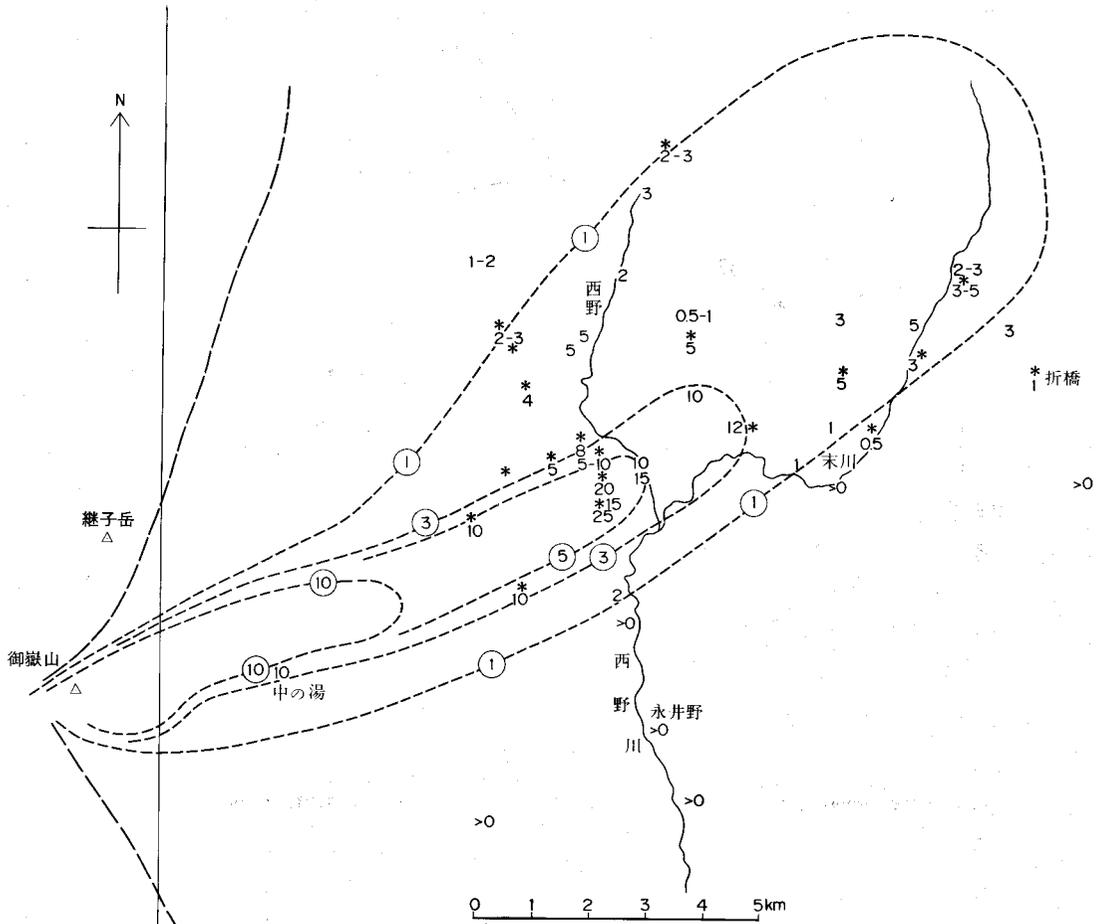
600m 吹き上げ、短時間ではあったが鶏尾型噴煙も発生した (ARAMAKI and OSSAKA, 1983)。飛散した岩片は剣ヶ峰周辺に落下して神社・山小屋などを損傷し、火山灰の降り積もった地表には無数の窪みを作った。地獄谷には火山灰の粉体流が流下した。地獄谷谷底の火口の最盛期に、他の小火口列の一部では活動を停止するものも見え始め、小火口列の噴煙は各列で1-2の火口に活動が収斂していった。地獄谷底からの噴煙も28日夕方には衰えだし、翌29日早朝には完全に停止した。他の小火口列では列ごとに1-2の小火口に弱い噴煙が残っていた。

噴煙は御嶽火山からほぼ北西に延び、火山灰は群馬県前橋市に達したことが知られている(第46図)。

このようにして1979年の主な活動はほぼ24時間で終わり、その後は南東端の火口などに噴気・間欠泉の活動が残った。

VI. 3 古期御嶽火山岩類

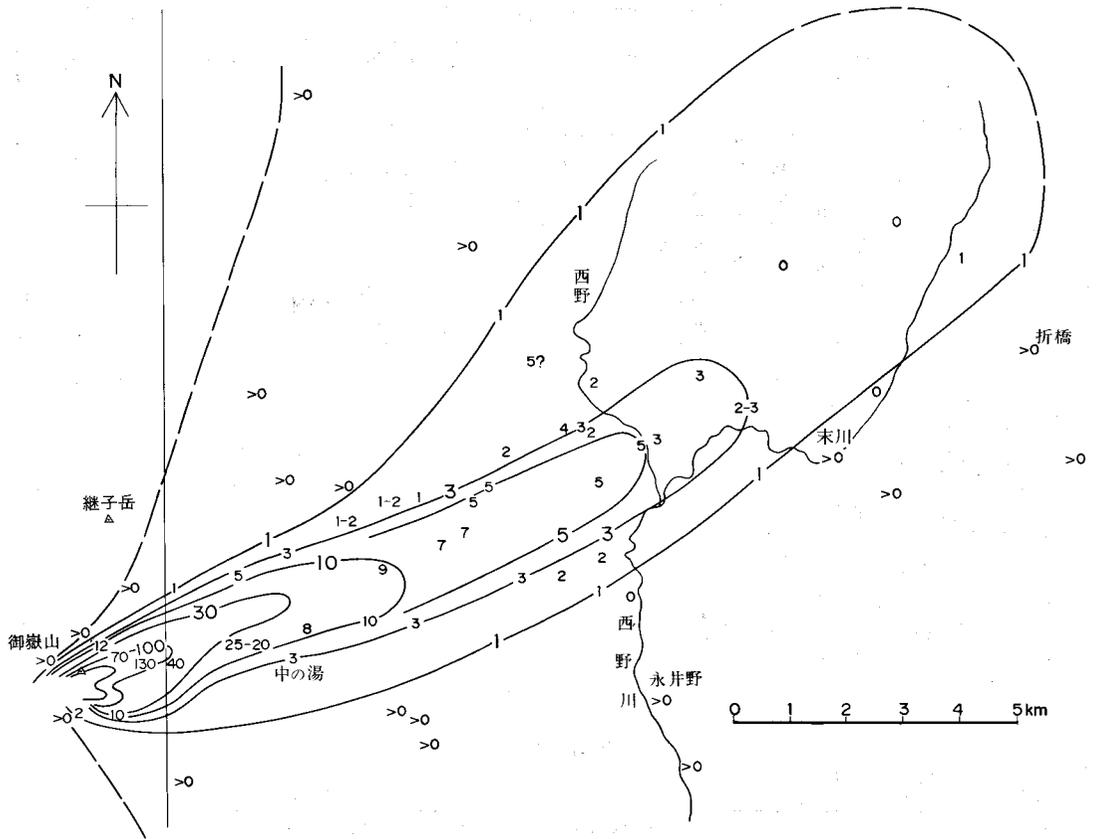
古期御嶽噴出物の分布域は御嶽山の南西部、南東部、北部の3地域に分かれており、地域ごとに噴出物の構成に差異があるが、極めて広域に分布する倉越原溶岩層(後述)を鍵層として全体の対比と層序区



第47図 A, B 御嶽火山1979年火山灰等厚層線図。小林(1980)による。

A. 10月28日午後の主な降灰直後の厚さ：厚さの単位はmm。破線と円内の数字はBの等厚線とその厚さを示す。*印は巖状火山灰塊の観察例。住民からの聞き取りにより作成。縦線より東は「木曾福島」図幅地域。

分を行った(第13表)。倉越原溶岩層の下位の噴出物は南西部山腹の土浦沢(第48図)と王滝川上流(本谷)(第49図)を模式地にして層序区分を行い、倉越原溶岩層より上位の噴出物は南東部山腹の溝口川(東隣の「木曾福島」図幅地域内)を模式地として層序区分を行った。それ以外の地域については、噴出物の岩相の類似性と倉越原溶岩層との関係から模式地の区分に合わせた。なお、本図幅地域内では一次的な火砕岩類の分布は多くないので、主に溶岩の岩質に注目して層序区分がなされ、火砕岩類は随伴物として扱われている。「木曾福島」図幅地域内の東-北東麓のように一次的な火砕岩層の卓越する地域を基準として、本岩類について更に詳しい編年の可能性がある。全体の対比の上で重要な鍵とした倉越原溶岩層の広域分布の機構は不明であり、今後の検討が必要である。



第47図B 10月30-11月2日の地表調査による。厚さの単位はmm

VI. 3. 1 土浦沢溶岩層 (ts)

模式地：土浦沢の白布谷・イツミ谷合流点付近（第48図）。

土浦沢，王滝川上流（本谷），兵衛谷上流など南西部山麓で古期御嶽火山噴出物の最下部に露出する2-3枚の玄武岩質安山岩溶岩と，それらに随伴する火砕岩類を土浦沢溶岩層と呼ぶ。東麓の湯川中流（東隣の「木曾福島」図幅域内）にも認められる。

土浦沢では，基盤の濃飛流紋岩類の上に厚さ3mの河成礫層を介在して厚さ約10mの玄武岩質安山岩（土浦-1）と30m前後の土石流堆積物が重なり，王滝川上流（本谷）では，7mの河成礫層を介在して厚さ約20mの玄武岩質安山岩溶岩（Ho-12）と厚さ10m程度の土石流堆積物が重なる。兵衛谷上流から尺ナンゾ谷にかけては火砕岩質をほとんど挟まず，厚さ10m前後の玄武岩質安山岩溶岩が3枚重なっている。いずれの分布地でも露出は谷底部の狭い地域に限られる。湯川では，角閃石・輝石の巨晶（最

第13表 御嶽火山噴出物の層序総括表

時代	地層	地質図に表示されない地層
新 世	後 期 新 期 御 嶽 火 山 岩 類 <ul style="list-style-type: none"> 摩利支天火山群 <ul style="list-style-type: none"> 三ノ池溶岩層 (sn) 四ノ池火山噴出物 (yn) 一ノ池火山噴出物 (ic) 継子岳火山噴出物 (mm) 草木谷火山噴出物 (ks) 奥の院火山噴出物 (ok) 地獄谷岩脈 (jd) 金剛堂火山噴出物 (kn) 濁河火山噴出物 (ng) 継母岳火山群 <ul style="list-style-type: none"> 三浦山溶岩層 (m) 濁滝火砕流堆積物 (n) 湯ノ谷溶岩層 (y) シン谷溶岩層 (s) 	木曾川泥流堆積物* 千本松テフラ層 (S-Pm) 滝越層 (T) Pm-III テフラ層 Pm-I テフラ層* 及び大洞火砕流堆積物* 和村泥流堆積物*
	中 期 古 期 御 嶽 火 山 岩 類 <ul style="list-style-type: none"> 三笠山溶岩層 (mi) 溝口川溶岩層 (mz) 布川溶岩層 (nu) 鈴ヶ沢溶岩層 (su) 千間樽溶岩層 (se) 倉越原溶岩層 (ku) 幕岩川溶岩層 (ma) 箱谷溶岩層 (ha) 白布谷溶岩層 (sh) 土浦沢溶岩層 (ts) 	

* 本図幅地域内に分布が認められない地層

大3.5cm)を含む安山岩と普通輝石かんらん石玄武岩質安山岩溶岩が存在する。

溶岩の岩相は、土浦沢では黒色-暗灰色、多孔質の、細粒の斑晶を多く含む玄武岩質安山岩で、柱状節理が発達する。王滝川上流(本谷)のものは暗青灰色緻密で無斑晶質に近く、その下部には流理構造が発達する。

かんらん石普通輝石玄武岩質安山岩(土浦-1)(第X図版-1)

産状・産地：溶岩流、王滝村土浦沢上流イヅミ谷の標高1,410m付近

化学組成：SiO₂51.22% (付表, 1)

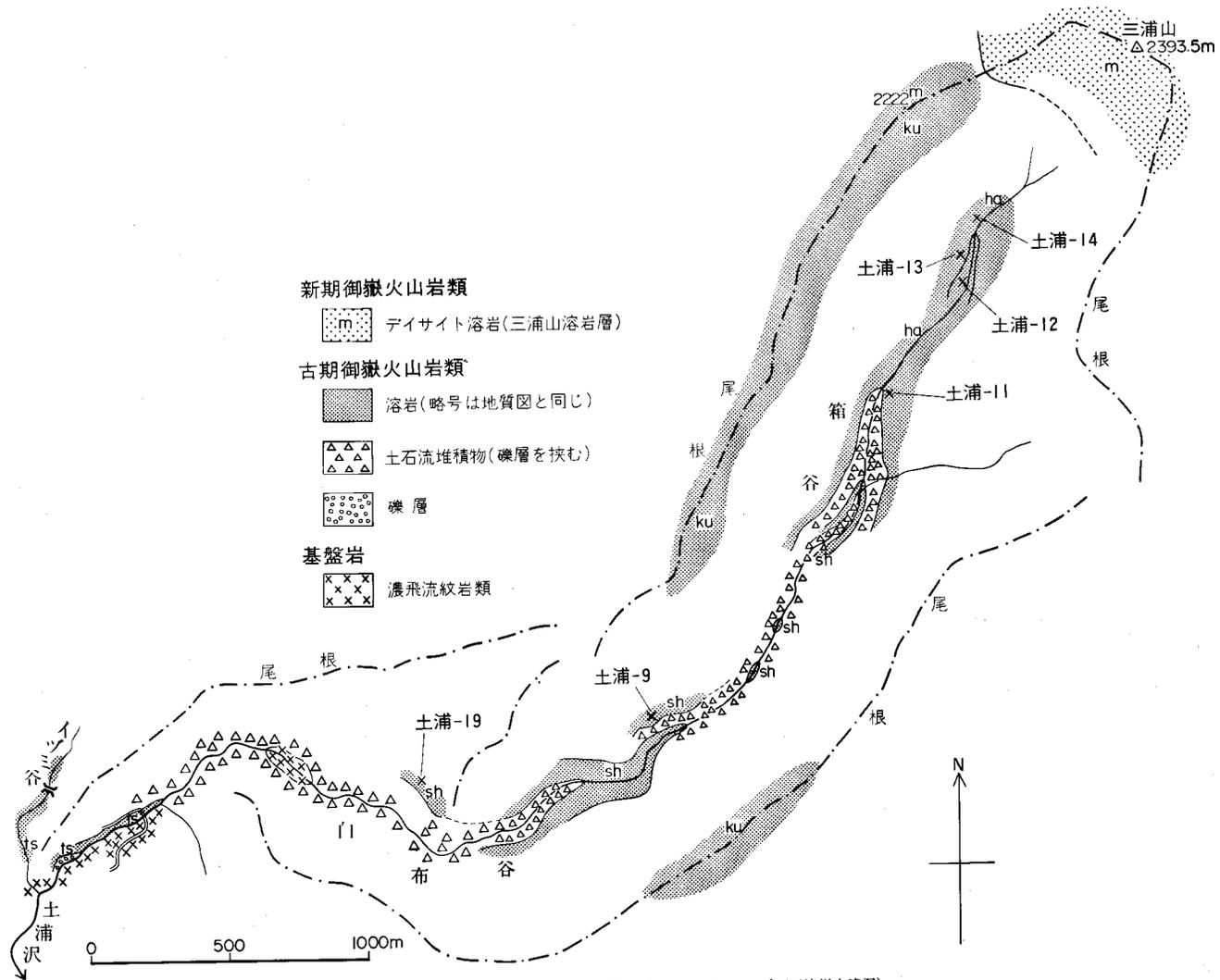
斑晶：斜長石・普通輝石・かんらん石・鉄鈹

石基：填間状組織、暗褐色ガラス・斜長石・かんらん石・普通輝石・鉄鈹

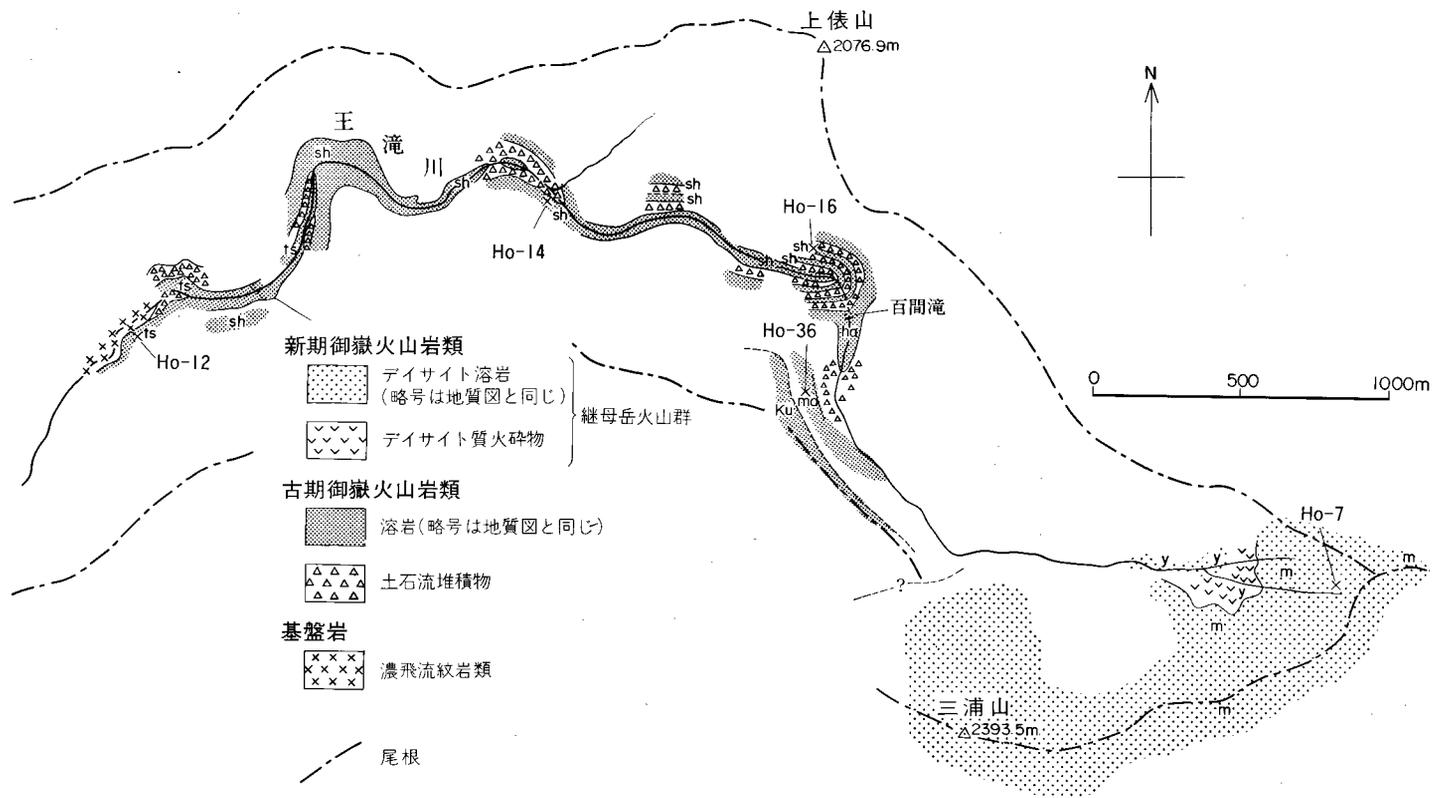
VI. 3. 2 白布谷溶岩層 (sh)

模式地：土浦沢上流の白布谷中-下流(第48図)

模式地一帯、兵衛谷上流及び樫谷など御嶽山南西-西麓に広く露出する普通輝石紫蘇輝石安山岩溶岩(まれに角閃石を含む)とそれらに随伴する火砕岩類で、土浦沢溶岩層を覆う。白布谷では2枚の溶岩と



第48図 古期御嶽火山岩類の層序関係を示すルートマップ(王滝川土浦沢)



第49図 古期御嶽火山岩類と新期御嶽火山岩類(継母岳火山群)の関係を示すルートマップ(王滝川上流)

土石流堆積物が重なり、王滝川上流（本谷）では4枚の溶岩と火砕流堆積物が認められ、本層の全層厚は100 mを超える。この溶岩層に相当する安山岩質火砕岩（降下火砕物・火砕流堆積物）は、東麓の南俣谷（「木曾福島」図幅地域内）にも見られ、北東麓の冷川左岸の1,582.2 m 三角点周辺では火砕岩類とそれを覆う1枚の溶岩が分布する。なお、王滝川上流（本谷）の下流部とその支流である大川小谷には、本層中に小規模な湖成堆積物（sl）が存在する。

本層下部の溶岩は、まれに角閃石を含む普通輝石紫蘇輝石安山岩で、各々は20-40 mの厚さをもち、板状節理が発達する。肉眼的には、暗灰色緻密な石基に2 mm 前後の斜長石斑晶と1 mm 前後の輝石斑晶を持つ緻密な岩石である。本層上部の溶岩は角閃石斑晶を多く含む。

普通輝石紫蘇輝石安山岩（土浦-19）

産状・産地：溶岩流，王滝村土浦沢上流白布谷中流（谷底の標高1,490m）付近の右岸1,570m

化学組成：SiO₂ 59.69%（付表，4）

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・鉄鉍

石基：ガラス基流晶質-ピロタキシティック，斜長石・ガラス・斜方輝石・単斜輝石・鉄鉍・アノーソクレス・黒雲母

VI. 3. 3 箱谷溶岩層（ha）

模式地：白布谷上流の箱谷（第48図）

白布谷溶岩を覆うデイサイト溶岩で、模式地一帯から兵衛谷上流の尺ナンゾ谷下流にかけて露出する。箱谷では2枚、他では各1枚の溶岩が認められ、上小谷では溶岩に伴って同質の火砕流堆積物が存在する。また、御嶽山東麓の湯川中流（東隣の「木曾福島」図幅地域内）、南麓の濁川下流左岸などには、火砕流堆積物や軽石層・凝灰岩層が認められる。箱谷では厚さ60mを超える。

肉眼的には、くすんだ灰色石基中に1-2 mmの斜長石（まれに3-4 mm）と少量の角閃石・輝石斑晶を含む。

普通輝石含有角閃石紫蘇輝石デイサイト（土浦-11）（第X図版-2）

産状・産地：厚い溶岩流，王滝村土浦沢上流箱谷，標高1,800m付近

化学組成：SiO₂ 65.40%（付表，10）

斑晶：斜長石・角閃石・紫蘇輝石・鉄鉍・普通輝石

石基：ガラス基流晶質-ピロタキシティック，（無色-淡褐色ガラス）・斜長石・斜方輝石・単斜輝石・アノーソクレス・鉄鉍・黒雲母・燐灰石。

VI. 3. 4 幕岩川溶岩層（ma）¹⁸⁾

模式地：千間樽沢右岸の林道沿い

御嶽山北東麓（「木曾福島」図幅地域内）の千間樽沢から冷川左岸の1,582.2 m 三角点のある台地（ナガウ原）にかけて、倉越原溶岩層に覆われて広く分布する玄武岩質安山岩を幕岩川溶岩層と呼ぶ。土浦沢上流の箱谷源流部や王滝川上流（本谷）の標高約1,950 m（百間滝上）の左岸では、箱谷溶岩を覆って本

18) 小林ほか(1975)のナガウ原溶岩に相当する。

層の玄武岩質安山岩が存在する。溶岩の岩相こそ同一ではないが、倉越原溶岩層の直下にある玄武岩質安山岩は、北西麓の濁河峠付近、「木曾福島」図幅地域では東部山腹の千本松付近、南東山腹の鈴ヶ沢上流など広範囲に認められ、ほぼ同一層準であるとみられるので、これらを幕岩川溶岩層として扱う。

溶岩の肉眼的岩相は様々である。ナガウ原（新高-8）の溶岩では結晶質緻密な暗褐色 - 青灰色石基中に 1 mm のかんらん石斑晶がごく少量認められる。土浦沢上流の箱谷源流部や王滝川（本谷-36）、濁河峠付近に分布するものは暗灰色石基中に 3-4 mm の斜長石・輝石斑晶が比較的多量に含まれている。東麓の溶岩（湯川-9）は、厚さ 30-40 m、結晶質暗紫灰色で少量の輝石斑晶が認められる。この溶岩には下部に柱状節理、上部に板状節理が発達する。

普通輝石かんらん石玄武岩（新高-8）

産状・産地：溶岩流，開田村冷川右俣中流左岸の 1,582.2 m 三角点（ナガウ原）南，標高 1,560 m 付近（「木曾福島」図幅地内）

化学組成：SiO₂ 50.81%（付表，18）

斑晶：斜長石・かんらん石・普通輝石・鉄鈹

石基：間粒状，斜長石・単斜輝石・かんらん石・鉄鈹，一部に褐色ガラス。

紫蘇輝石含有普通輝石かんらん石玄武岩質安山岩（本谷 3-6）

産状・産地：溶岩流，王滝村王滝川最上流（谷底の標高 1,990 m）左岸急崖，標高 2,050 m 付近

化学組成：SiO₂ 51.91%（付表，14）

斑晶：斜長石・かんらん石・普通輝石・鉄鈹・紫蘇輝石

石基：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・かんらん石・鉄鈹

かんらん石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩（湯川-9）

産状・産地：溶岩流，三岳村湯川中流（谷底 1,250 m）右岸断崖（「木曾福島」図幅地内）

化学組成：SiO₂ 55.23%（付表，16）

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・かんらん石・鉄鈹

石基：間粒状，斜長石・単斜輝石・鉄鈹・アノソクレス・かんらん石

VI. 3. 5 倉越原溶岩層 (ku)

模式地：王滝村松越，御嶽神社里宮裏（南東隣の「上松」図幅地内）

肉眼で角閃石と斜長石の斑晶が少量認められる普通輝石紫蘇輝石含有角閃石安山岩または無斑晶質の普通輝石紫蘇輝石安山岩で、細かい板状節理が特徴的な溶岩と随伴する火砕岩層からなり、古期御嶽火山体のほとんど全域に分布する。幕岩川溶岩層を覆う。上位層に覆われる南東部山腹などを除き、残存する古期御嶽火山体の大半で本層は山体の表層部を作る。西山腹では基盤岩の山地に流れ、角助山付近では急斜面を滝状に流下して、更にかつての谷底を 3 km 以上流れた。神津（1907）の摩利支天第六式溶岩（M6）にはほぼ相当するが、神津の記述には噴出時期の違ういろいろな溶岩の混同が認められる。

溶岩の厚さは基底の地形に支配されて変化し、凹地では厚く、傾斜地では薄い。普通 50 m 前後の厚さがあるが、西部山腹の幕岩付近では 150 m にも達する一方、20 m 前後の場合もある。神津（1907）は厚さの変化に関係して節理と岩相が変化し、厚さが比較的高い所では、岩相と節理の上下変化があり、上部は灰色緻密な石基で板状節理が発達し、中下部はややガラス光沢をもつ黒色石基で柱状節理が発

達するとしたが、この見解は他層準の溶岩との混同によって生じたらしい、本層の溶岩は普通灰色緻密な石基と板状節理が卓越する。

この溶岩は5-15%しか斑晶鉱物を含まない。灰色石基の場合、肉眼ではふつう少量の柱状角閃石斑晶とごく少量の斜長石斑晶が認められる。角閃石はほとんど発見できない事も多い。黒色石基の場合、肉眼的には斜長石斑晶しか見いだせない事が多い。灰色部に細かい流理構造が発達する事もある。

倉越原溶岩層では同一地域で複数の溶岩流が重なっている事はまれであるが、南麓の滝越北の林道(「加子母」図幅地域内)では3枚の溶岩が重なっているのが認められる。

5万分の1地質図幅「上松」(片田・磯見, 1958)の御嶽火山溶岩のうち、大又川・溝口川の中の平坦な尾根を作る(説明書でVIII d型とされた王滝村溝口のもの)ものは本層に属する溶岩であり、5万分の1地質図幅「加子母」(山田, 1961)の御嶽火山溶岩のうち、濁川・伝上川左岸に分布し、説明書(p.18)で紫蘇輝石角閃石安山岩(VII e型)とされたものはほとんどが本層に属し、角閃石安山岩(VII e型)とされたもののうち上黒沢右岸のものも本層に当たる。

普通輝石紫蘇輝石含有角閃石安山岩(鈴ヶ沢-4)(第XI図版-2)

産状・産地: 溶岩流, 王滝村鈴ヶ沢中股, 標高1,660m

斑晶: 斜長石・角閃石・鉄鉱・紫蘇輝石・普通輝石・燐灰石

石基: フェルト状組織 - ガラス基流晶質, 褐色ガラス・斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鉱・アノソクレス・黒雲母・燐灰石

VI. 3. 6 千間樽溶岩層 (se)

模式地: 高根村布川支流千間樽沢左岸尾根, 標高1,760m付近の林道沿い(「木曾福島」図幅地域)

日和田登山道が標高1,700-2,200mまでの間通る尾根を作っているガラス質安山岩で、ほかでの分布は認められない。ガラス質で黒色-やや鈍い光沢の暗灰色石基中に細粒の斜長石斑晶を多く含む。千間樽沢沿いで周囲よりやや高い尾根を作っており、直接には幕岩川溶岩層を覆う。倉越原溶岩層との関係は不明であるが、倉越原溶岩層が侵食され幕岩川溶岩層が露出した谷を流下したと推定される。

かんらん石含有角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩(高根-29)

産状・産地: 溶岩流, 高根村内ヶ谷支流千間樽沢左岸尾根, 標高1,760m付近の林道沿い(「木曾福島」図幅地域)

化学組成: SiO₂ 63.88% (附表, 23)

斑晶: 斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鉱・角閃石・かんらん石

石基: ガラス基流晶質, 褐色ガラス・斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鉱・黒雲母

VI. 3. 7 鈴ヶ沢溶岩層 (su)

模式地: 王滝村溝口川中流(「木曾福島」図幅地域内), 溝口川-3

玄武岩質ないしやや苦鉄質の安山岩とそれらに随伴する火砕岩層で、倉越原溶岩層を覆う。模式地では、倉越原溶岩層に属する厚い火砕岩を覆い、厚さ10m前後で板状節理の発達する溶岩が2枚存在する。いずれも黒色-暗灰色、緻密な石基で、肉眼的には細粒斑晶を少量含むか、無斑晶質である。

紫蘇輝石普通輝石無斑晶質安山岩 (溝口川-3)

産状・産地：溶岩流，玉滝村溝口川上流の標高 1,530m 付近の滝（「木曾福島」図幅地域）

化学組成：SiO₂ 54.12% (付表, 24)

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・鉄鈹

石基：斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鈹

Ⅶ. 3. 8 布川溶岩層 (nu)

模式地：朝日村と高根村の村境尾根の標高 2,009m の独標付近に作られたアンテナの敷地内（朝日-27）

模式地のある布川上流の村境尾根沿いに分布する。模式地において倉越原溶岩層を覆う薄い溶岩で、4mm 前後の斜長石斑晶を多量に含む紫蘇輝石普通輝石かんらん石安山岩である。層厚は 10m 前後とみられる。

普通輝石かんらん石安山岩 (朝日-27)

産状・産地：溶岩流，朝日村-高根村村境標高 2,009m の独標付近のアンテナ敷地内

化学組成：SiO₂ 53.58% (付表, 26)

斑晶：斜長石・かんらん石・普通輝石・鉄鈹

石基：斜長石・単斜輝石・かんらん石

Ⅵ. 3. 9 溝口川溶岩層¹⁹⁾ (mz)

模式地：王滝村溝口川上流（「木曾福島」図幅地域内），溝口川-5, 6, 7, 8）

溝口川・鈴ヶ沢流域及び下黒沢右岸の尾根の上部に分布する普通輝石紫蘇輝石安山岩溶岩と随伴する少量の火砕岩層で，御嶽山南東-南山腹に広く分布し，鈴ヶ沢溶岩を覆う。

本層に含まれる溶岩は，溝口川では 4 枚，鈴ヶ沢では 2 枚認められる。火砕岩はごく少量しか認められない。

溶岩は暗灰色緻密な石基中に比較的粗粒な (5-1mm) 卓状斜長石斑晶を多量に含み，少量の輝石斑晶 (2-1mm) を伴う。厚さは 10-20m で板状節理が発達する。

普通輝石紫蘇輝石安山岩 (溝口川-7)

産状・産地：溶岩流，王滝村溝口川上流（谷底の標高 1,740m）左岸，標高 1,880m 付近（「木曾福島」図幅地域）

化学組成：SiO₂ 60.64% (付表, 30)

斑晶：斜長石・鉄鈹・紫蘇輝石・普通輝石

石基：ガラス基流晶質- 隠微晶質組織，淡褐色ガラス・斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鈹・アノーソクレス・黒雲母・鱗珪石・石英

Ⅵ. 3. 10 三笠山溶岩層 (mi)

模式地：王滝村三笠山山頂直下のバス道路沿い，標高 2,140m 付近（「木曾福島」図幅地域）

19) 小林武彦ほか (1975) の「溝口沢溶岩」と同じ

三笠山・小三笠山から南東山腹に広く分布するかんらん石含有角閃石普通輝石紫蘇輝石安山岩溶岩で、王滝口登山道のバス道路沿いでは御嶽高原スキー場の最下部リフト乗り場付近まで広く露出する。溝口川・鈴ヶ沢などで溝口川溶岩層を覆う。

溶岩の厚さは50mを超える。しばしば1cmを超える非常に粗粒な斜長石斑晶を含む安山岩で、2mm前後の輝石・角閃石斑晶を伴う。石基は青灰色-灰色で、流理構造が認められることも多い。

かんらん石含有角閃石普通輝石紫蘇輝石安山岩(王滝-24)(第XII図版-1)

産状・産地：厚い溶岩流、王滝村三笠山山頂の北、歩道沿い、標高2,230m付近(「木曾福島」図幅地域)

化学組成：SiO₂ 59.66% (付表, 32)

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・角閃石・鉄鈹・かんらん石

石基：一部ガラス基流晶質組織、斜長石・褐色ガラス・斜方輝石・単斜輝石・黒雲母・アノソクレス・鉄鈹・燐灰石

VI. 4 新期御嶽火山岩類

カルデラを埋め御嶽火山の中央部を作っている新期御嶽火山岩類は、層序的並びに岩石記載的に上・下に2分される(第13表)。下半部は流紋岩-デイサイトの主に厚い溶岩からなる継母岳火山群であり、上半部は安山岩質噴出物からなる成層火山群、摩利支天火山群を作っている。両火山群の間で噴出物の岩石記載的性質の差異は明瞭であるが、両火山群の活動の間に長い時間間隙があったという積極的な証拠は知られていない。

継母岳火山群の火山噴出物は、主に継母岳から三浦山に至る尾根を中心に地表に分布するが、広い範囲で摩利支天火山群の噴出物に埋没され、湯ノ谷・シン谷・赤川・伝上川では谷底のみに露出する。継母岳火山群の風成テフラ層である新期御嶽下部テフラ層は最下部のPm-I 軽石層のフィッシュトラック年代が7-9万年B.P.であり、その上位には鬼界-葛原火山灰層(K-Tz)、Pm-II'の上位には阿蘇4火山灰層(Aso-4)が挟まれ(竹本ほか, 1987)であり、継母岳火山群の活動時代は約8万年前から約6万年前と考えられる。

摩利支天火山群は山頂部を作ってほぼ南北に配列する小成層火山群で、その噴出物は地表に広い分布を持つ(第54図)。摩利支天火山群の風成テフラ層である新期御嶽上部テフラ層は、その中部に大山火山起源の倉吉軽石層(DKP, 町田・新井, 1979: 最近の竹本・新井の未公表資料によれば年代は約4.8万年B.P.)及び関金軽石層(DSP)を挟み(竹本ほか, 1987)、上位を始良Tn火山灰層に覆われており、その活動時期は65万年前から約3万年前までであったと推定される。

VI. 4. 1 継母岳火山群

VI. 4. 1. 1 シン谷溶岩層(s)

模式地：小坂町最東部シン谷中流の標高2,200-2,300mの谷底

シン谷中流に露出する普通輝石紫蘇輝石デイサイトの厚い溶岩で、継母岳火山群の山体構成層中では最下位にある。下限は不明であるが、厚さは100mを超える。模式地付近の谷沿い以外には露出は知ら



第 50 図 シン谷岩層．よく続く縞状構造をもつ厚いデイサイト溶岩（小坂町兵衛谷上流シン谷，標高 2,150 m 付近）．（岐阜県小坂町「小坂の滝」編集委員会提供）

模式地の湯ノ谷やシン谷，尺ナンゾ谷などの濁河川上流から王滝川上流（本谷）源流部，濁川上流の白川，赤川の上流部に露出する．紫蘇輝石角閃石流紋岩の厚い溶岩と随伴する火砕岩類からなる．溶岩は通常脱ガラス化してくすんだ灰色の石基を持ち，連続性のよいリズムミクな縞状構造を示す場合があり，一部では黒色-暗灰色ガラス質のレンズが数 m 以下の厚さで見られる．斜長石・角閃石の針状結晶からなる同源捕獲岩を少量含む．溶岩と重なり合う火砕流堆積物は濁滝火砕流堆積物の強く溶結した部分とよく似ており，灰色の基質に暗色の本質レンズを多く含む．尺ナンゾ谷右俣では火砕岩層中に風成の Pm-III' 軽石層を挟む．

本層の原地形は継母岳南の白川右岸の標高 2,269m の独標付近のみに残る．ここでは本層に属する 2 枚の厚い溶岩があり，上位の溶岩は厚さ約 200m の溶岩丘であったと思われる．その上面が独標を載せているが，白川に大きく浸食され岩壁を作っている．シン谷で本層はシン谷溶岩を覆う．

紫蘇輝石角閃石流紋岩（濁河-28）（第 XII 図版-2）

産状・産地：厚い溶岩，小坂町濁河川上流湯ノ谷，標高 2,100m

れていない．

石基は一般に灰色で，連続性のよい流理構造（縞状構造）が発達する（第 50 図）．一部で流理構造に沿った厚さ数 m の黒色ガラス質部のレンズが見られる．少量の斜長石・紫蘇輝石・普通輝石の斑晶を含む．

普通輝石紫蘇輝石デイサイト

（濁河-127）

産地・産状：厚い溶岩流又は溶岩円頂丘，小坂町濁河川支流兵衛谷上流のシン谷，標高 2,330m 付近

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・鉄鉱

石基：斜長石・斜方輝石・単斜輝石・黒雲母・アノソクレス・角閃石（気泡の周りのみ）

VI. 4. 1. 2 湯ノ谷溶岩層 (y)

模式地：濁河川上流の支流湯ノ谷，標高 2,100 m 付近

化学組成：SiO₂68.15% (付表, 37)

斑晶：斜長石・角閃石・紫蘇輝石・鉄鈹・ジルコン(まれ)

石基：斜長石・(褐色ガラス)・アノソクレス・斜方輝石・雲母・燐灰石。基が褐色ガラスのみでできている部分も見られる。

VI. 4. 1. 3 濁滝火砕流堆積物 (n)

模式地：小坂町濁河川中流の標高1,150m付近。林道が濁河川を渡る場所。

濁滝(濁河温泉の約2km下流)から下流へ約5kmの間の濁河川の谷沿いに露出する紫蘇輝石角閃石流紋岩質(ごくまれに普通輝石を含む)の火砕流堆積物で、濁河川中流に広く露出する。岩質などから見て湯ノ谷溶岩層の一部の火砕流堆積物が流下してきたものと推測されるが、一応区別して扱う。模式地付近では厚さが100m以上ある。濁河川中流部河床の標高1,100-1,300m付近では、火砕流堆積物の下部が強く溶結し柱状節理が発達する。上部には小さなパン殻状火山弾(直径約3cm以上)を多く含む非溶結の火砕流堆積物も見られる。

紫蘇輝石角閃石流紋岩溶結凝灰岩(濁河-103)

産状・産地：強く溶結した軽石流堆積物、濁河川中流の畑サコ谷合流点から約1km上流(谷底1,230m)の左岸。

斑晶：斜長石・角閃石・紫蘇輝石

基質：無色ガラス・斜長石・斜方輝石・鉄鈹

VI. 4. 1. 4 三浦山溶岩層 (m)

模式地：継母岳(標高2,867m)の山頂付近

継母岳火山群の最上位に当たる角閃石普通輝石紫蘇輝石デイサイト溶岩と同質の火砕岩類を呼ぶ。地表での主な分布は継母岳を最高点として、南西-西に伸び三浦山に至る緩やかな尾根を作る部分だけであるが、火山体南部では摩利支天火山群の下位に広く存在し、濁川上流の赤川や伝上川上流で谷底に露出する。湯ノ谷溶岩層を覆う。継母岳から三浦山に至る尾根では本層の高粘性溶岩がつくる舌状地形が見られる。三浦山(2,393.5m)は本溶岩がカルデラ壁にアバットして古期御嶽火山体の一部を覆った高まりである。溶岩の厚さは継母岳では50m程しかないが、三浦山付近では200mに達する部分もあるものと推定される。

溶岩は脱ガラス化した灰色石基に斜長石と少量の輝石・角閃石の斑晶を含み、流理構造は顕著でない。柱状の斜長石と角閃石を主成分鈹物とする同源捕獲岩が多く含まれ、その塊が直径2mに及ぶ場合もある。

角閃石普通輝石紫蘇輝石デイサイト(本谷-7)

産状・産地：溶岩流、王滝村継母岳の南西約1kmにある王滝川源流の標高2,647mの独標北の王滝川谷頭

化学組成：SiO₂66.32% (付表, 38)

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・鉄鈹・普通輝石・角閃石

石基：ハイアロピリティック、淡褐色ガラス・斜長石・斜方輝石・燐珪石・単斜輝石・黒雲母・アノソクレス

VI. 4. 1. 5 滝越層 (T)

模式地：王滝村濁川上流赤川に標高 1,500m 付近で左岸側から合流する支流黒谷の、標高 1,550m 付近の左岸 (第 55 図参照)。

模式地では厚さ約 50-60m の、継母岳火山群の流紋岩-デイサイト質噴出物に由来する砕屑物に富む灰色の河成砂礫層で、赤川では湯ノ谷溶岩層を覆う。しばしば灰色砂の薄層や淡黄色軽石の薄層を挟み、成層することも多い。本層は、濁川上流地域、下黒沢流域、上俵山南東部、兵衛谷²⁰⁾ から濁河川流域 (第 60 図参照) などに分布する。その特徴は「加子母」図幅地域内の滝越湖成層 (山田, 1961) 下部の、火山性の砂に富む砂礫層によく似ており、ほぼ同時に堆積したと考えられる。滝越湖成層は滝越付近で段丘状に残る湖成堆積物で、良く成層した粘土・シルト・砂などの細かい互層と、これに挟まれる軽石の薄層や火山性物質に富む礫層からなる地層を指すとされているが、本層と堆積の時期・物質など良く似ているので、滝越湖成層も含めこの河成堆積物を滝越層の名称で再定義する。滝越層とは、継母岳火山群の噴出物に由来する砕屑物に富む河成堆積物で一部に湖成層を含み、上部には摩利支天火山群に由来する砕屑物が含まれることもある。滝越層は木曾谷層 (高木, 1980) の上部に対比される。

VI. 4. 2 摩利支天火山群

IV. 4. 2. 1 濁河火山噴出物 (ng)

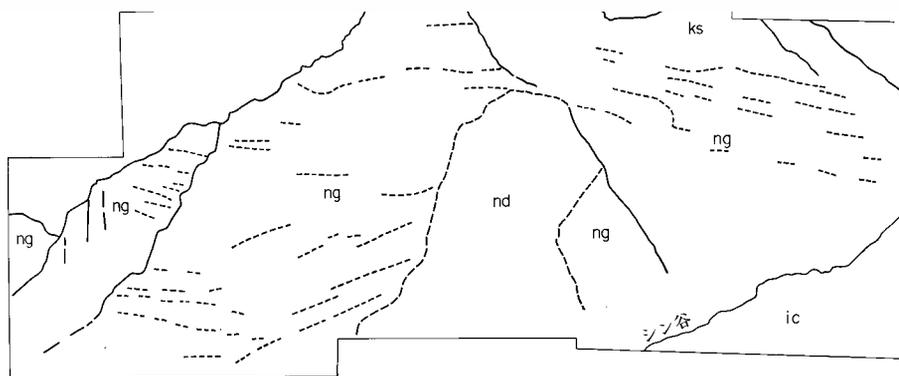
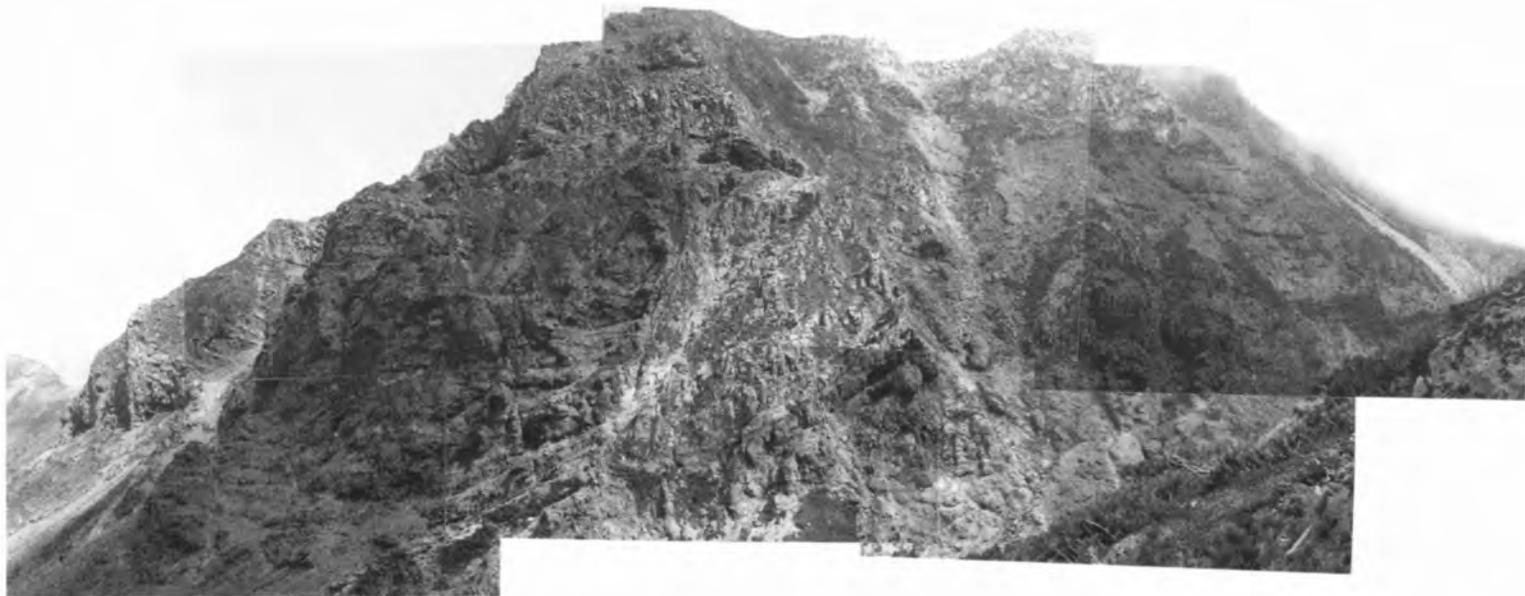
模式地：小坂町最東部シン谷谷頭部右岸

剣ヶ峰から約 1.5 km 北西のシン谷の谷頭部に噴出中心をもって活動した濁河火山の噴出物で、摩利支天山 (標高 2,959.2m) から西南西約 0.5 km の尾根 (標高 2,840m) を分布の最高点として、主にシン谷右岸から硫黄沢-草木谷にかけて北-北西向きの斜面に分布し、更に濁河川に沿って流下して追分付近に達している。草木谷火山噴出物などの被覆のため北-北東方への分布は不明であるが、東麓には本層の構成物とみられる溶岩は認められない。

噴出物は、初期に摩利支天火山群中で最も塩基性の紫蘇輝石かんらん石普通輝石玄武岩質安山岩を、次いで普通輝石紫蘇輝石安山岩及び角閃石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩を噴出した。噴出物の厚さはシン谷谷頭部右岸で約 150m、湯ノ谷谷頭部で約 120m である。シン谷谷頭部右岸の断崖では、噴出物は下部が紫蘇輝石普通輝石かんらん石安山岩質の岩滓集塊岩の溶結相と非溶結相の互層で構成され、上部は普通輝石紫蘇輝石安山岩質の溶岩と溶結した岩滓集塊岩その他の火砕岩でできている。この成層火山の断面中には岩頭 (nd) が認められる (第 51 図)。湯ノ谷谷頭部では 7-8 枚の溶岩-溶結岩滓集塊岩と 1 枚の火砕流堆積物が重なり、最下位の溶岩が紫蘇輝石普通輝石かんらん石安山岩 (濁河-203) で、濁河川中流の畑サコ谷合流点付近まで流下している。他は普通輝石紫蘇輝石安山岩質である。濁河温泉スキー場周辺部には、角閃石を少量含む普通輝石紫蘇輝石安山岩質の火砕流堆積物が分布し、またそれに由する土石流堆積物は落合付近にまで達して高位の段丘地形をつくっている (第 52 図, 第 53 図)。

本層は継母岳火山群の溶岩や火砕流堆積物を覆っているが、それらとの間には顕著な浸食間隙は認められない。

20)地質図では省略。濁滝火砕流堆積物とした部分の上部にある。



第51図 シン谷谷頭部に露出する澗河火山の構造
 (説明図)実線：地形の輪郭，点線：地質境界，細点線：火山の成層構造，ng：澗河火山噴出物，nd：澗河火山の岩頸，ks：草木谷火山噴出物，ic：一ヶ池火山噴出物

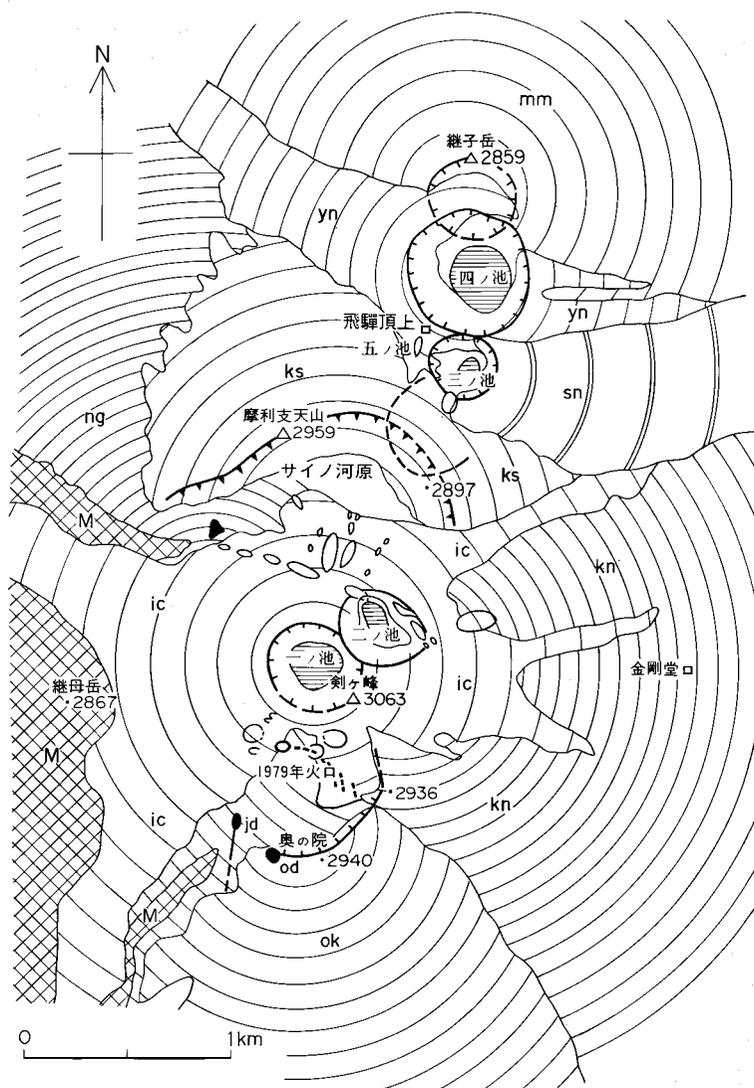


第 52 図 小坂町落合に発達する高位及び低位の段丘

中央の平坦面が高位段丘，その手前，約 20m 下位の小平坦面が低位段丘である。高位段丘の上部は，濁河火山噴出物に由来する土石流堆積物によって構成される



第 53 図 濁河火山噴出物に由来する土石流堆積物
高位段丘の最上部を構成する。厚さ 5m 前後、
赤褐色 - 黄褐色のスコリアに富み、一部で成層
する（小坂町落合）



第54図 新时期御嶽摩利支天山火山群の成層火山の配列。小林(1987)による。
M: 継母岳火山群の噴出物, 他の記号は地質図と同じ

紫蘇輝石普通輝石かんらん石安山岩 (濁河-203) (第 XIII 図版-1)

産状・産地: 溶岩流, 小坂町濁河川上流湯ノ谷谷頭部。標高2,450m 付近

化学組成: SiO_2 51.87% (付表, 39)

斑晶: 斜長石・かんらん石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鉍

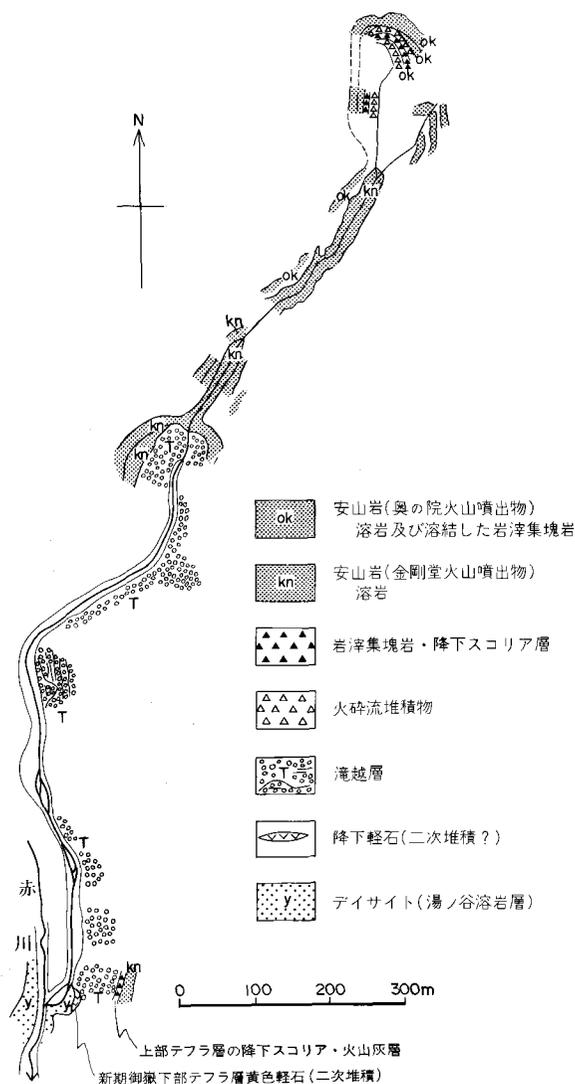
石基: ピロタキシティック, 斜長石・単斜輝石・鉄鉍・アノーソクレス

普通輝石紫蘇輝石安山岩 (濁河-116)

産状・産地: 溶岩流, 小坂町濁河川上流湯ノ谷谷頭部, 標高2,550m 付近

斑晶: 斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・鉄鉍

石基: ガラス基流品質, 淡褐色ガラス・斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉍・黒雲母



第55図 新期御嶽火山岩類と滝越層の関係を示すルートマップ(王滝村赤川支流, 黒谷)

分らない。幾つかの成層火山の集合体である可能性もある。

角閃石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩溶結凝灰岩(白川-19-1)

産状・産地: 黒曜石状に強く溶結した火砕流堆積物, 三岳村白川右俣(谷底の標高1,280m)付近の左岸急崖の中部(東隣の「木曾福島」図幅地域)

化学組成: SiO_2 61.70% (付表, 44)

斑晶: 斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・鉄鈦, ごくまれに角閃石

基質: ガラス質, 流理構造の発達した淡褐色ガラスからなり少量の石質岩片を含む。

VI. 4. 2. 2 金剛堂火山噴出物 (kn)

模式地: 三岳村湯川上流部

現山頂の剣ヶ峰付近を噴出中心として生じた成層火山で, 噴出物は主に火山の東部-南部に堆積し摩利支天火山群の中央部を構成している(第54図)。剣ヶ峰から東に流れる白川(西野川支流)とサイノ河原から東に流れる湯川に挟まれる山腹にこの噴出物は広く露出しており, 黒沢登山道の6合目中の湯から9合目下の標高2,850mまで, 及び百間滝道の大部分で道路がこの山体の上に作られている。また, 剣ヶ峰から南に流れる赤川上流(第55図), 奥の院から東に流れる伝上川中-下流(濁川支流)などにも露出する。噴出物の岩質は, かんらん石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩, 角閃石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩, かんらん石含有角閃石普通輝石紫蘇輝石安山岩などである。小林武彦ほか(1975)の百間滝溶結凝灰岩と鹿ノ瀬溶岩は本層に含まれる。新期御嶽上部テフラ層の千本松テフラ層・三岳テフラ層・屋敷野テフラ層はこの火山の噴出物である(竹本ほか, 1987)。

この火山は頂部を一ノ池火山噴出物に覆われるため火山の構造などが良く

VI. 4. 2. 3 地獄谷岩脈 (jd)

模式地：王滝村地獄谷上部の標高 2,600m 付近

地獄谷の谷底から南に延びる垂直岩脈で、奥の院の西壁に断続的に露出する紫蘇輝石普通輝石角閃石安山岩である。現地には到達できなかったが、地形から白川上流にも 2 本の岩脈があるとみられる。岩脈の伸びの方向は異なり、岩石試料も入手できないが、これも地獄谷岩脈に入れた。

普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩 (頂上-164)

産状・産地：岩脈、王滝村赤川上流、地獄谷の頭部、標高 2,600m 付近

斑晶：斜長石・角閃石・普通輝石・鉄鉍・紫蘇輝石

石基：斜長石・斜方輝石・鉄鉍・単斜輝石・アノーソクレス・黒雲母

VI. 4. 2. 4 奥の院火山噴出物 (ok)

模式地：奥の院南壁 (オオナギ) 上部

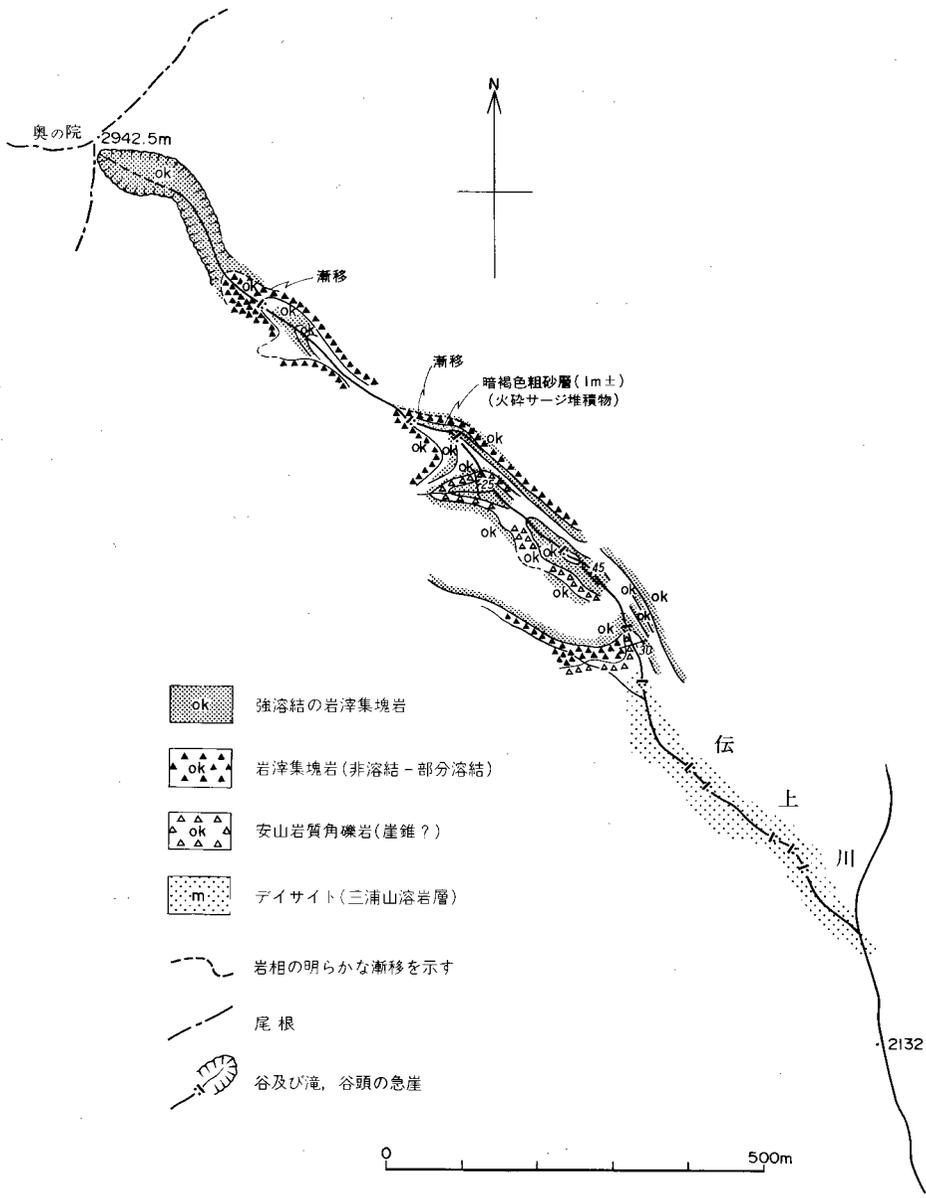
剣ヶ峰のほぼ 1km 南で、王滝頂上から南西に延びる尾根の先端に当たる奥の院付近を噴出中心とする奥の院火山の噴出物である。奥の院火山は摩利支天火山群の中で最も南に生じた火山で、金剛堂火山体の南斜面に火口を開き、金剛堂火山と継母岳火山群の南部を覆って成層火山を形成した。噴出物は王滝登山道 (田の原から上方) 付近を北東端に、下黒沢を西端とする範囲に分布し、特に伝上川と赤川に挟まれる奥の院の南東斜面を作り、濁川-伝上川間の台地を経て滝越東の尾根や王滝川右岸 (赤棚) に達している。

噴出物の岩質は普通輝石紫蘇輝石安山岩が最も多く、紫蘇輝石角閃石安山岩、角閃石又はかんらん石を少量含有する普通輝石紫蘇輝石安山岩を伴う。山体は地獄谷の著しい浸食によって北西半部が失われ、地獄谷に面する奥の院西側の断崖には成層火山の断面が見られ、奥の院では岩頸 (od) が露出する。模式地付近では約 100m 前後の厚さで、主に岩滓集塊岩が溶結部と非溶結部からなる多数の互層を作り少量の溶岩を伴う。伝上川上流では、6枚の強く溶結した岩滓集塊岩層が斜面に沿って堆積している (第 56 図)。伝上川中・下流や赤川支流黒谷などでは主に溶岩 (普通輝石紫蘇輝石安山岩) と火砕流堆積物が分布する (第 55 図)。本層は金剛堂火山噴出物や滝越層を覆う。草木谷火山噴出物との直接的上下関係は判明しないが、地形から奥の院火山の方が古いとみられる。1984 年の長野県西部地震による伝上川上流部の崩壊では崩壊地の頭部に伏した本層に属するスコリア丘が露出した (第 57, 第 58 図)。王滝登山道の 9 合目から王滝頂上までの間には、火砕サージ堆積物が分布する (第 59 図)。

5 万分の 1 地質図幅「上松」(片田・磯見, 1958) の御嶽火山溶岩のうち図幅西端の王滝川南岸のもの (説明書, p.36) とされた溶岩と、5 万分の 1 地質図幅「加子母」(山田, 1961) の御嶽火山溶岩のうちの両輝石安山岩 (説明書, p.18) とされた溶岩は本層に属するものである。角閃石安山岩とされた溶岩のうち滝越の東で王滝川に面する標高 1,250-1,220m の尾根を作る部分も本層に属する。

紫蘇輝石普通輝石安山岩 (赤川-15)

産状・産地：強く溶結した降下火砕堆積物の緻密部、王滝村奥の院付近の 2,940m 独標の南、標高 2,860m 付近

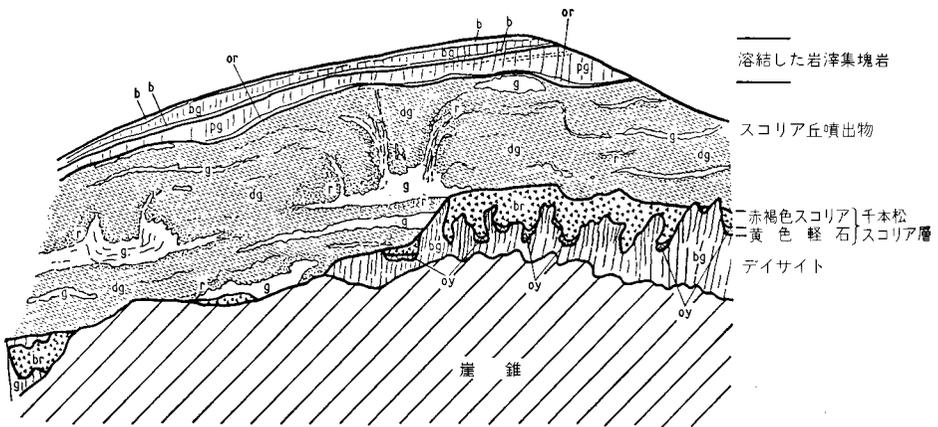


第56図 奥の院火山噴出物, 特に溶結した岩滓集塊岩の分布を示すルートマップ (王滝村伝上川上流)

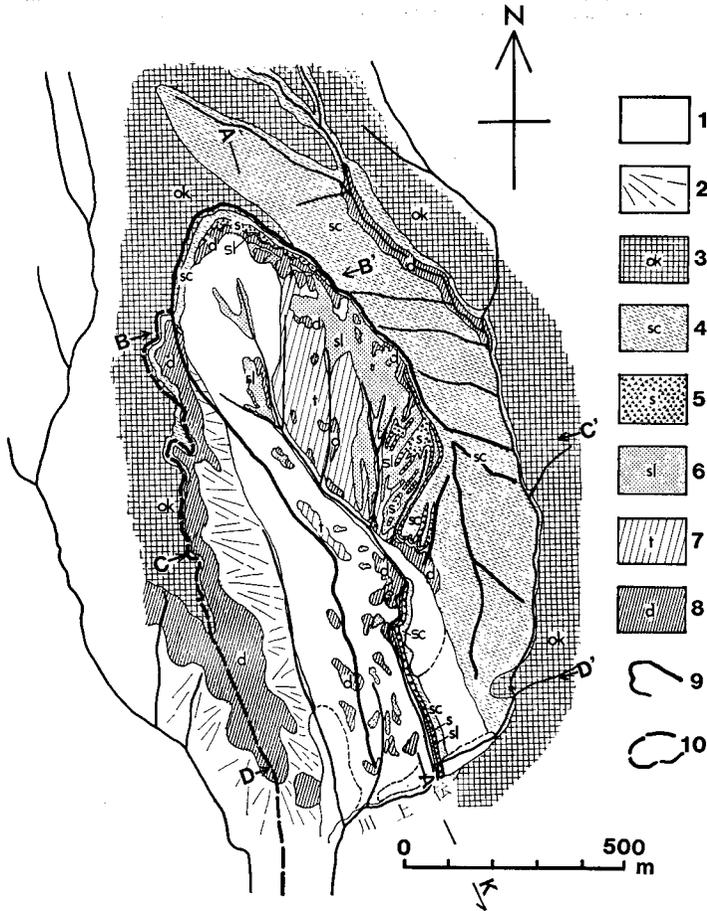
斑晶: 斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・鉄鉍・燐灰石
 石基: 斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉍・黒雲母・鱗珪石

普通輝石紫蘇輝石安山岩 (頂上-169)

産状・産地: 岩頭, 王滝村奥の院, 標高2,920m 付近
 斑晶: 斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・鉄鉍
 石基: 斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鉍・黒雲母・アノソクレス



第57図 伝上川上流部の長野県西部地震(1984年)による崩壊崖上部にみられる奥の院火山噴出物の断面。
 写真の最高所付近が奥の院。断面スケッチの位置は写真よりやや左側にずれている。
 [スケッチ中の色をあらわす略号] b: 褐色, bg: 褐灰色, br: 褐赤色, dg: 暗灰色, g: 灰色, pg: 紫がかかった灰色, or: 橙色, oy: 橙黄色, r: 赤味がかかった灰色-暗灰色



第58図 伝上川上流部の長野県西部地震(1984年)による崩壊地付近の地質図。小林武彦(1987)による。
 1. 崩壊以降の堆積物, 2. 1984年崩壊以前にあった崖錐, 3. 溶結した岩沖集塊岩及び溶岩(奥の院火山噴出物), 4. スコリア丘噴出物, 5. 千本松スコリア層の上部を構成する赤褐色スコリア, 6. 千本松スコリア層下部の黄色軽石, 7. 崖錐(デイサイト岩塊を主とする), 8. デイサイト(継母岳火山群三浦山溶岩層), 9. 1984年崩壊で生じた急崖, 10. 旧崩壊による急崖

VI. 4. 2. 5 草木谷火山噴出物 (ks)

模式地：サイノ河原－飛驒頂上間の登山道がある摩利支天山東側の三ノ池に面した急壁

草木谷火山は金剛堂火山の北斜面, サイノ河原南西部に当たる地点で活動し, 現在の摩利支天山から北に傾斜する斜面をその一部とする成層火山を作った。噴出物は摩利支天山(標高2,959.2m)や2,897m 独標がつくるカルデラ縁(第V図版)を頂点に北側に開く扇形に分布する。西側を濁河火山体に, 東側を金剛堂火山体に遮られ, 溶岩などは北に流れたとみられるが, 北側を継子岳火山などに覆われていて, 地表の分布は狭い。噴出物は北麓の古期御嶽火山体には分布が認められないので, 北麓では新时期御嶽初期のカルデラ内に堆積したものと推定される。西方へ流れた溶岩は兵衛谷から濁河川沿いに谷を埋め, 落合付近まで約15km 流下した(第60図)。



第 59 図 奥の院火山噴出物の火砕サージ堆積物と上位の溶結した岩滓集塊岩. 1 m の折尺が折り曲げられ弓の字形に置かれている (玉滝頂上付近)



第 60 図 草木谷火山噴出物に属する溶岩流末端部の断面. 1 枚の溶岩の柱状節理が, 上部は細かく, 下部は粗い. 溶岩の下位に, 滝越層の礫層が露出している (小坂町濁河川・兵衛谷合流点の巖立^{めんだて})



第 61 図 摩利支天山東壁に見られる草木谷火山噴出物の断面
溶結した岩滓集塊岩の積み重なった層状構造が見られる



第 62 図 摩利支天山東壁に露出する岩滓集塊岩（巻尺
は 1 m を表す）
写真の上部に向かって溶結度が強まり、溶岩との識別が困難になる

噴出物の岩質はかんらん石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩、普通輝石紫蘇輝石安山岩を主とし、角閃石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩を伴う。模式地においては北に傾斜した良く連続する岩層が7層観察されるが、それらは溶岩ではなく、すべてが強く溶結した岩滓集塊岩 (CAS and WRIGHT, 1987) である (第61図, 第62図)。強く溶結した岩滓集塊岩は、下部が赤褐色で上部へ灰色-暗灰色に変わり、赤褐色の下部は元のスコリア粒子の構造らしい模様を示す。上部の灰色-暗灰色の岩層では溶岩とほとんど見分けがつかない事も多いが、しばしばスコリアがレンズ状に変形したとみられる構造が認められ、外来岩片を多く含み、細かい流理構造が発達するなどの特徴をもつ。また、板状節理には丸味を帯びた凹凸が認められ、ハンマーで叩いた時岩石に空隙が多く存在することあるいは軟質であることを示す鈍い音を出す。

シン山谷頭部で濁河火山噴出物を覆い、湯川上流で金剛堂火山噴出物を覆う。

摩利支天山のあるカルデラ縁は草木谷成層火山頂部が失われた榛名型カルデラ (荒牧, 1969) で、サイノ河原西部にはカルデラ底とみられる平坦面が約 2,820m の高度に見られる。

かんらん石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩 (頂上-180)

産状・産地：強く溶結した降下火砕堆積物の緻密部。摩利支天山の東側急崖に付けられたサイノ河原・飛驒山頂間の登山道の三叉路付近

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・鉄鉱・かんらん石

石基：斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱・黒雲母・鱗珪石

VI. 4. 2. 6 継子岳火山噴出物 (mm)

模式地：継子岳三角点北の朝日村東俣山谷頭部

新期御嶽の火山群中最も北に生じた継子岳火山 (第55図) の噴出物で、継子岳 (2,858.9m) の頂部を作り、東麓の冷川左俣と西麓の草木谷に挟まれた北側へ開く扇形の分布をもつ。溶岩は主に冷川流域、日和田川上流、秋神川上流の3方向へ流下して谷を埋積し、古期御嶽山体と融合してなだらかな裾野状の地形を作っている (第 I 図版)。日和田川へ流れた溶岩は日和田開拓などの谷中台地を作って約 15 km 流れ、「乗鞍岳」図幅地域に達している。

噴出物は主に溶岩と強く溶結した岩滓集塊岩からなる。溶岩の岩質は主にかんらん石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩及び普通輝石紫蘇輝石安山岩質で、まれに角閃石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩が認められる。肉眼的には、溶岩は暗灰色-暗青灰色石基中に約 1-2mm の斜長石・輝石斑晶が存在し、特に斜長石が多い。しばしば 5mm 前後の石英・長石の捕獲結晶を含み、それらが流理構造に沿って面的に配列する場合もある。溶岩はいずれも塊状溶岩で、北方へ流下した溶岩ではテフラの被覆が薄いため溶岩流表面の岩塊が地表に露出していることも多い。

地形による推定では、継子岳 (2,858.9m) の高度のうち少なくとも 400m ほどは継子岳火山噴出物に帰せられるので、継子岳火山噴出物の体積は相当多量である。模式地では強く溶結した岩滓集塊岩と溶岩が重なっているのが認められる。継子岳南東400mのピーク (通称継子岳第II峰) から東へ延びる尾根では3枚の溶岩 (又は強く溶結した集塊岩) が重なっており、東麓の冷川上流では3枚以上、秋神川上流では2枚以上の重なり合う溶岩が認められる。

本層は草木谷火山噴出物を覆う。一ノ池火山噴出物との直接的上下関係は不明である。

角閃石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩(新高-4)

産状・産地：溶岩流，開田村冷川右俣，標高1,390m，右岸（「木曾福島」図幅地域）

化学組成：SiO₂ 57.94%（付表，49）

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・鉄鈦・角閃石

石基：ガラス基流晶質，褐色ガラス・斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鈦

VI. 4. 2. 7 一ノ池火山噴出物 (ic)

模式地：二ノ池西壁，標高2,920m 付近

一ノ池火山から生産された噴出物で，主に角閃石含有かんらん石普通輝石紫蘇輝石安山岩-角閃石かんらん石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩質の溶岩からなり，ややガラス質の暗灰色石基中に多量の斑晶を含む。あめ色のかんらん石斑晶がしばしば認められる。一部に溶岩の自然堤防の地形が残存している。溶岩は地形の凹所に沿って谷に入り，深い谷沿いに細く長く流れた。火山口から南方の濁川上流へは5枚の溶岩が重なり先端は約5km 流下し，火山口西方の兵衛谷上流には3枚の溶岩が最大約8km にわたって流下している。また，火山口の北へ向かった溶岩の一部はサイノ河原から東方の湯川上流へ流れた。しかし，金剛堂火山の山頂部が障壁になっていたらしく火山口東側には溶岩はわずかしこ分布しない。一ノ池火山口の南東縁に当たる剣ヶ峰では現在も山頂直下まで金剛堂火山噴出物が露出し，一ノ池火山噴出物はごく薄い。

北東麓におけるテフラ編年によれば，一ノ池噴出物に相当するテフラ層は柳又テフラ層（竹本ほか，1987）で，その直下に木曾川泥流がある。したがって，一ノ池火山の活動開始前に大規模な山体破壊が起こり，木曾川泥流（岩屑なだれとそれに続く土石流）を発生したと推定される。

本層は金剛堂火山，奥の院火山，及び草木谷火山の噴出物を覆っている。継子岳火山噴出物・四ノ池火山噴出物との関係は不明である。

なお，二ノ池北側には一ノ池または二ノ池から噴出された赤褐色の降下スコリア層が表層に堆積しており，約200mの幅で北東へ延びている。最大の厚さは2.5m 以上ある。

角閃石含有かんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩(濁川-20) (第 XIII 図版-2)

産状・産地：溶岩流，王滝村濁川上流白川，標高1,520m 左岸

化学組成：SiO₂ 57.69%（付表，51）

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・かんらん石・鉄鈦・角閃石

石基：斜長石・無色ガラス・斜方輝石・単斜輝石・鉄鈦

VI. 4. 2. 8 四ノ池火山噴出物 (yn)

模式地：四ノ池西壁

現在の四ノ池西部にかつて存在した四ノ池火山(第54図)の噴出物で，角閃石かんらん石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩-角閃石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩，普通輝石紫蘇輝石安山岩の溶岩と火砕岩類からなる。降下火砕物以外の噴出物は，草木谷火山・継子岳火山の両山体に挟まれたほぼ東西方向の谷に沿

って流れ、北西へは4km 流下している。

四ノ池の西壁では少なくとも3枚の溶岩流とそれらの間に挟まれる降下火砕堆積物が認められる。神津(1907)は、継子岳山頂南の浅い窪地(四ノ池北壁の上)から継子岳第Ⅱ峰にかけて分布する黒色の溶結した岩滓集塊岩層を継子岳第一式溶岩として記載し、五ノ池(第54図)周辺から三ノ池・四ノ池の境界にかけて分布する部分を五ノ池噴出物とした。また、鮫島(1958)は五ノ池火口の噴出物として黒色溶岩とスコリアを挙げ、KOBAYASHI, T. (1974)、小林武彦ほか(1975)も五ノ池スコリア層と呼んだ。しかし、これらは同一の溶結した岩滓集塊岩であると考えられる。四ノ池北東の火口壁最上部では溶結して粗い柱状節理をもち、2-5mの急壁を作って露出する。五ノ池付近では降下スコリア層は2層あり、下位のスコリア層は黒色で厚さ最大6m、飛驒頂上御嶽神社裏では溶結して粗い柱状節理をもつ。上位のスコリア層は一般に暗褐色-帯褐黒色で五ノ池南東縁で厚さ3m、三ノ池北縁では約1mで、三ノ池溶岩に覆われる。北東麓で新时期御嶽テフラ層中最上位にあたる開田テフラ層(竹本ほか, 1987)中の降下スコリア層に相当するものと思われる。

かんらん石含有角閃石普通輝石紫蘇輝石安山岩(頂上-44)

産状・産地: 溶岩流, 小坂町飛驒口登山道, 標高2,700m 付近

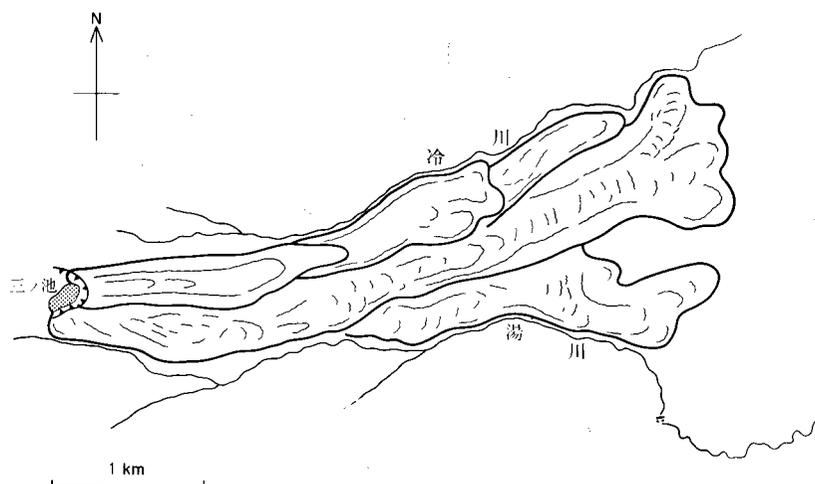
斑晶: 斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・角閃石・鉄鉍・かんらん石(集斑晶内のみ)

石基: ガラス基流晶質, 褐色ガラス・斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鉍

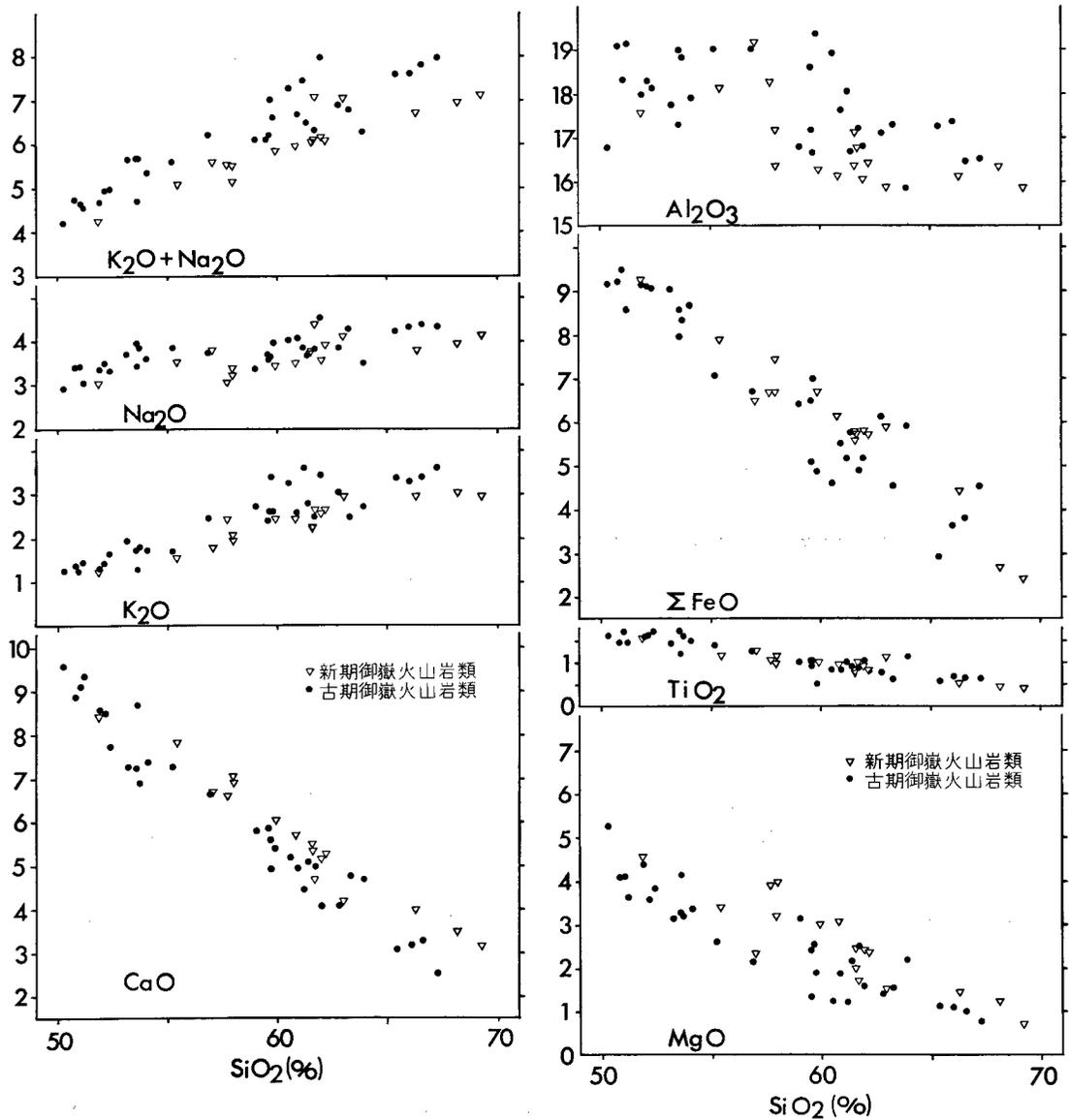
VI. 4. 2. 9 三ノ池溶岩層(sn)

模式地: 三ノ池東壁

三ノ池火口から噴出したかんらん石含有角閃石普通輝石紫蘇輝石安山岩の溶岩で、草木谷火山と継子岳火山噴出物、四ノ池火山噴出物がつくる峡谷に沿って舌状に東に約5 km 流下し、湯川と冷川左俣の間に開田口登山道の通る尾根を作っている。溶岩の肉眼的岩相は、灰色緻密な石基中に比較的粗粒(約3 mm)な斜長石斑晶が多量に存在するもので、少量の緑色粗粒(2 mm ±)の普通輝石斑晶と小さな柱状



第63図 三ノ池溶岩の表面に認められる自然堤防(細い実線)



第64図 御嶽火山噴出物の酸化物変化図。付表のうち、No. 33, 34, 35 の分析値は図示されていない

角閃石斑晶が認められる。三ノ池火口起源の火砕堆積物は知られていない。

この溶岩は火口の東側（風下側）にあるにもかかわらずほとんどテフラの被覆がなく、表面には1-5 mの岩塊が露出し、空中写真から溶岩流地形が鮮明に読み取れ（第63図）、溶岩は7枚が識別できる。

三ノ池溶岩は三ノ池北壁で四ノ池火山噴出物の降下スコリア層を覆い、湯川上流（標高約2,300m付近）では一ノ池火山噴出物中の溶岩を覆っている。なお神津（1907）は、四ノ池の凹地南東部の地形が三ノ池溶岩の一部を切るので三ノ池溶岩より新しいとしたが、三ノ池北壁で四ノ池火山の降下スコリア層が三ノ

第14表 御嶽火山噴出物の Rb, Sr 組成及び Sr 同位体組成

No.	ppm			Ratio		$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_n$	SI	SiO ₂ %
	K	Rb	Sr	Rb/Sr	K/Rb			
1	12,100	34.0	569	0.0598	356	0.705263±14	21.8	51.22
9	23,100	86.5	511	0.169	267	0.706199±25	15.2	61.43
10	27,800	123	537	0.228	227	0.705333±20	9.9	65.40
13	28,100	121	550	0.220	232	0.705634±14	8.4	66.57
18	11,500	31.0	638	0.0486	371	0.705691±13	22.7	50.81
24	14,400	39.6	513	0.0772	364	0.705350±14	19.5	54.12
30	28,100	139	573	0.242	203	0.705228±15	10.2	59.61
31	32,500	149	558	0.267	218	0.705911±13	9.0	61.23
32	22,600	114	602	0.189	198	0.705147±13	20.2	59.05
36	24,600	94.4	462	0.204	261	0.706024±15	7.8	69.26
39	14,700	44.1	714	0.0618	333	0.705704±13	24.6	51.87
40	12,900	40.5	671	0.0604	319	0.705366±14	20.8	55.44
41	14,900	51.0	579	0.0881	292	0.705739±15	15.8	57.06
44	22,100	79.8	554	0.144	277	0.705978±17	11.9	61.70
45	21,900	86.8	536	0.162	252	0.705642±20	16.8	62.18
47	20,600	83.7	728	0.115	246	0.706836±14	12.3	63.29
49	16,300	56.8	558	0.102	287	0.706723±14	20.2	57.94
50	19,900	83.0	638	0.130	240	0.706041±14	19.5	59.92
52	17,600	65.2	599	0.109	270	0.705618±13	24.7	57.94

E & A SrCO₃ standard: $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_n = 0.708054 \pm 8(1\sigma)$
 NBS 987 SrCO₃ standard: $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_n = 0.710278 \pm 9(1\sigma)$
 SI: Solidification index
 No. は付表と同じ.

(分析者:倉沢 一)

池溶岩に覆われてることと、三ノ池溶岩層の示す地形が非常に新鮮なので、三ノ池溶岩層は四ノ池火山噴出物より新しいと考えられる。

かんらん石含有角閃石普通輝石紫蘇輝石安山岩 (頂上-16)

産状・産地: 溶岩流, 三岳村湯川中流 (谷底の標高 1,730m) 左岸 (「木曾福島」図幅地域)

化学組成: SiO₂ 57.94% (付表, 52)

斑晶: 斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・鉄鈦・角閃石・かんらん石

石基: ガラス基流晶質, 斜長石・褐色ガラス・斜方輝石・単斜輝石・鉄鈦

VI. 5 御嶽火山噴出物の化学的性質

御嶽火山の岩石の化学分析値は, IDDINGS (1913), 鮫島 (1958) によって既に 3 試料の値が求められているが, 付表に示された 53 試料が分析され, それらの値をもとに噴出物の化学的性質が検討された (KOBAYASHI, T., 1974; 小林武彦ほか, 1975; 曾屋・小林, 1982).

以下に, それらの主な内容を要約する.

(1) 御嶽火山の噴出物は SiO₂ が 50-73%, 色指数は 29.7-5.4 と広い組成範囲を持つ.

(2) 古期御嶽と新期御嶽の噴出物の間には化学的性質上の明瞭な差異があり、古期御嶽噴出物は新期御嶽噴出物に比べ、アルカリ（とくに K_2O ）と Al_2O_3 に富み、総 $FeO \cdot MgO \cdot CaO$ に乏しい（第 64 図）。ちなみに、古期御嶽噴出物のアルカリ - 石灰指数は 57.7 ($K_2O+Na_2O = CaO = 6.1$)、新期御嶽噴出物では 60.3 ($K_2O+Na_2O = CaO = 5.9$) である。

(3) 両活動期とも更に細かく噴出時期別に検討すると、時期ごとの組成変化の幅は比較的小さく、各時期と時期の間では組成的に不連続変化がみられる。

倉沢 一（未公表）は上記試料の一部について Rb, Sr 組成及び Sr 同位体組成を求めた（第 14 表）。

Ⅶ. 更新世後期 - 完新世の堆積物

Ⅶ. 1 段丘堆積物 (t)

段丘堆積物は、飛驒川・小坂川・濁河川・玉滝川などの河川に沿って幅狭く分布する。現河床からの比高 10-20m の段丘面を形成するが、堆積物（礫層）の厚さは普通 10m 以下である。礫層は、濃飛流紋岩類・御嶽火山噴出物、美濃帯中生層などの巨 - 大礫とそれらを充填する砂とからなり、構成礫の種類は地域によって異なる。小坂町落合では、新期御嶽火山岩類（濁河火山噴出物）に由来する土石流堆積物に覆われる高位段丘よりも約 20m 低位の段丘面を形成している（第 52 図）。

Ⅶ. 2 崖錐・崩積堆積物 (tl)

崖錐堆積物は、山麓急斜面の最下部に発達して、段丘堆積物を覆う。崩積堆積物は、濃飛流紋岩類分布地域の標高 700m 以上の山地に分布して、緩斜面を形成するが、その発達は北隣の「高山」図幅地域（山田ほか、1985）ほど大規模ではない。構成物はいずれも径 1m 以上の角礫を含む不淘汰な物質からなり、粘土を基質とすることが多い。

Ⅶ. 3 岩屑堆積物 (db)

玉滝川支流の伝上川支流及び下黒沢上流部並びに濁河川上流草木谷沿いに分布する。1984年の長野県西部地震により生成した伝上川源流部の岩屑なだれ堆積物については、別項で詳しく記述する。

伝上川支流及び下黒沢上流部の岩屑堆積物は、新期御嶽摩利支天火山群奥の院火山噴出物を作る比較的平滑な斜面を覆っており、背後にはこれら堆積物の給源とみなされる崩壊地形が存在する。これら堆積物は厚さ 50cm 前後のテフラ層（恐らく AT 火山灰層）に覆われている。伝上川支流の堆積物は厚さ 10 m 前後で、古期御嶽火山岩類の岩片と褐色の風化火山灰とからなり、弱い成層構造を示し、主に土石流堆積物からなる。下黒沢上流の堆積物は巨礫と粗粒砂とからなり、成層構造を示す。厚さ 20m 以上で、堆積面は小さな扇状地をなしている。

坦面を作って堆積している。主に安山岩岩片と温泉などの変質による粘土からなり、ほとんど成層構造を示さない。本堆積物は、その分布から、草木谷支流の硫黄沢から流下・堆積した岩屑なだれ堆積物とみられる。1932年に濁河川下流で記録された大規模な土石流の源であった可能性もある。草木谷は本堆積物の堆積域から下流で川底の幅が広くなり、多量の土砂を移動させているが、その給源はこの岩屑堆積物である。

VII. 4 沖 積 層 (a)

沖積層は、飛騨川や王滝川の本・支流に沿って分布する現河床堆積物であり、円礫・砂・泥からなるが、その分布は極めて小規模である。

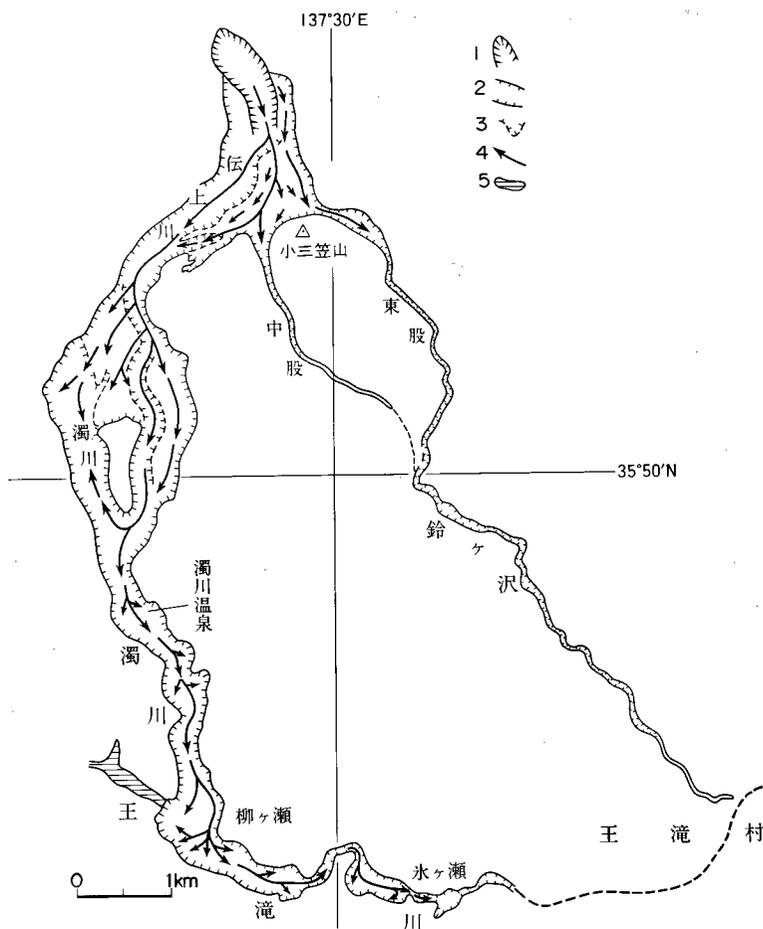
VII. 5 1984年御嶽岩屑なだれ堆積物 (df)

岩屑なだれの概要 1984年9月14日に起きた長野県西部地震 ($M = 6.8$) の際、御嶽南麓一帯で数か所にわたり斜面崩壊が生じた。それらのうち最大規模の崩壊 ($3.4 \times 10^7 \text{ m}^3$; 長岡, 1987) が本図幅地域南東部、御嶽山頂から南南東約3 kmの伝上川上流部に起きた。その崩壊物は、高速の岩屑の流れ—岩屑なだれ²¹⁾として、河谷沿いに流下し、尾根を越えながら本図幅地域南方の王滝川氷ヶ瀬付近まで(第65図)、高度差約1,600 m、距離約12 kmを9分前後、平均時速80 km程(栗田ほか, 1984)で到達した。この岩屑なだれの実態は、目撃談を含めて様々な角度から研究されている(例えば、奥田ほか, 1985; 諏訪ほか, 1985; 芦田・江藤, 1985; 国土地理院地理調査技術開発室, 1985; 守屋, 1985; 松田・有山, 1985; NAGAOKA, 1987; 大八木ほか, 1987; 土木研究所砂防研究室, 1987; 曾屋ほか, 1987; 三村ほか, 投稿中)。

本図幅地域内では、崩壊地を発生した岩屑なだれは伝上川左岸(比高100 m)を越えて小笠山北方の台地上を南南東に流れ(第66図)、その一部は南東方の鈴ヶ沢上流の東股と中股に流れ込んでいる。岩屑なだれの本流は、伝上川に沿って流下し、崩壊地から約3 km下流の伝上川屈曲部で高さ80 m余りの右岸谷壁から尾根を越えて西側の濁川上流にも流れ込んだ。流下地域では、岩屑なだれは樹木をなぎ倒し、表土や岩盤を削り取りつつ流下・堆積した。なだれの傷痕として、堆積物の縁辺部に残存する倒木や立木には、無数の擦痕とともに数mm—数cm大の岩片が打ち込まれ、上流側から木を取り巻くようにへばりついた泥、樹皮の剥ぎ取りなどが観察された。また、なだれが流下した谷の谷壁や河床の岩盤には、無数の擦痕や著しく破碎された痕が認められた。

岩屑なだれ堆積物 堆積物の厚さは、岩屑なだれが尾根や台地を乗り越えた部分では薄く、数mに満たないが、伝上川などの谷底部では厚く、数10 mに達する。

21)岩屑なだれは、debris avalancheの邦訳として、最近よく使われる岩屑流(三村ほか, 1982)よりも適切な表現として提唱(三村・星住, 1985)されている。これは、土石流や泥流のように多量の水を媒体としない岩屑の速い流れを指し、Mt.St.Helensの1980年噴火で実際に観測された。



第65図 御嶽山南斜面の崩壊と1984年御嶽岩屑なだれの流下

1:崩壊地, 2:岩屑なだれとその後発生した土石流及び洪水の流路, 3:台地状尾根の外縁, 4:岩屑なだれの流向, 5:せき止め湖

堆積直後の岩屑なだれ表面には、幅数 m- 数 10 m、長さ数 m- 数 100m で墨を流したような明瞭な多色縞模様が観察された。この縞模様は、各々が同種同色の岩屑が集合して作る帯（守屋，1985）で、岩屑なだれの流れ模様を表している。また、下流域では、岩屑なだれ堆積物に特有な流れ山地形（第 67 図）も認められた²²⁾。

岩屑なだれの堆積断面の特徴（三村ほか，投稿中）は次のようにまとめられる。

(1) 岩屑なだれ堆積物は、安山岩岩塊とその細粒物を主体とし、淘汰が悪く、明瞭な成層・級化構造を示さない。

この特徴は、下流の王滝川沿いでのボーリング調査（長野県木曾建設事務所，1985）やトレンチ調査（曾屋ほか，1987）によっても、堆積物の上面から基底までほとんど変わらないことが確認されている。

²²⁾しかし、このような流れ山地形は、岩屑なだれの流下後直ちに開始された災害復旧事業に伴う整地工事で 2 年後までにほとんど失われてしまった。



第 66 図 小三笠山北方の台地上を流れた岩屑なだれ

岩屑なだれは、写真右方の崩壊地から伝上川左岸（深さ 100 m）を溢流し、写真の向かって右から左へ流れ、左方の鈴ヶ沢東股へ流れ込んでいる。残りは、更に向こう側へ写真中央上部の尾根を越えて、伝上川と鈴ヶ沢中股へ下って行った。堆積物表面には、顕著な多色縞模様が見られる（三笠山・田の原山荘南から 1985 年 7 月 28 日三村弘二撮影）



第 67 図 濁川の谷底を埋めた岩屑なだれ堆積物

地層表面に幾つか流れ山が発達している（本図幅地域南の伝上川と濁川合流点から下流を望む、1985 年 7 月 29 日三村弘二撮影）

これに対し、岩屑なだれのあと、多量の水を含んで流下した土石流堆積物には、部分的に平行層理あるいは斜交層理の発達が見られ、また、岩塊と岩塊の間や、細粒物の間に径数 mm- 数 cm の空隙がしばしば認められる。

(2) 下流域では、流れ山地形を構成する巨大岩塊（メガブロック；三村，1985）が含まれる。そして、その中心部に、安山岩溶岩が累重する成層構造が保持されているものも認められた。



第 68 図 単一の縞模様を構成する安山岩の溶岩ブロック

岩屑なだれは向かって左から右に流れた（写真左方の崩壊地から真南の伝上川東岸溢流部・小三笠山北方の台地上尾根 1985 年 7 月 28 日三村弘二撮影）

岩屑なだれの上流域である本図幅地域内では、このような流れ山地形は明瞭ではない。しかし、堆積物表面には顕著な流れ縞模様が発達しており、各々の縞はそれぞれ同一岩石種の岩片から成り立っている（第 68 図）。したがって、これらの縞のひとつひとつが、まだ下流域のように分断されたメガブロックとはなっていない、横長の形をした単一ブロックと見なすこともできる（三村ほか、投稿中）。自然残留磁気の検討によれば下流域の流れ山は、より大規模な岩屑なだれである八ヶ岳韮崎岩屑流（三村ほか、1982）と同様に、上下方向の回転は小さいが、水平面内での回転が著しい状態で流下したメガブロックで構成されている。

VIII. 応用地質

VIII. 1 概要

本図幅地域の鉱床としては、高根・道後鉱山（銅・鉛・亜鉛）及び渚鉱山（螢石）があるが、いずれも現在は稼行されていない。これらの鉱山は、濃飛流紋岩類に成因的な関係を有する岐阜県北東部の鉱床群（山田ほか、1985）の一部で、そのうち、高根・道後両鉱山は美濃帯中生層中に胚胎する接触交代（スカルン）鉱床、渚鉱山は濃飛流紋岩類中の鉱脈鉱床である。また、碎石として、濃飛流紋岩類（溶結凝灰岩）が数か所で採掘されている。そのほか、濁河温泉・湯屋温泉・下島温泉及び秋神温泉が利用されている。

VIII. 2 銅・鉛・亜鉛鉱床

高根鉱山 本図幅地域北東部の高根村道後谷上流に位置する。道後谷沿いの道は現在は無く、朝日村秋神川からの林道(久々野営林署秋神-中之宿線)によって高根鉱山付近に達することができる。本鉱山は、銅鉱山として文化年間(1804-1817年)に開発された。明治40年頃最も盛んに稼行され、年産精鉱量は約5千トンに達した。大正8年閉山以後今日に至っている(岩船・佐久間, 1952)。現在布袋、大黒、富士等の旧坑付近には多量のズリと貯鉱が残されている。

鉱床付近の地質は、主として、美濃帯中生層(三疊紀-ジュラ紀)及びこれを覆う鮮新世後期の丹生川火砕流堆積物からなる。鉱床は、中生層中のチャート(恐らく三疊紀)に挟有される石灰岩を交代したスカルン、及びチャートの層理面に沿った裂隙を充填した網状鉱脈である。鉱体の延びの方向は、この付近の中生層の一般走向N60-70°E、傾斜50-60°NWとほぼ同じで、その延長は約250mに達する。

鉱床は何本かの流紋岩凝灰岩の岩脈に切られており、富鉱部が特に岩脈との接触部に存在することや、岩脈自体が著しく変質し絹雲母化していることから、同岩脈の貫入が鉱床の生成に関与している可能性を示唆している。流紋岩凝灰岩岩脈は道後谷とその支流カラ松谷の合流部付近でチャートを貫いているのが観察される(IV. 14節参照)。

鉱石は、閃亜鉛鉱(鉄に富み黒色を呈する)、黄銅鉱、磁硫鉄鉱を主とし、少量の黄鉄鉱・方鉛鉱を伴い、細粒緻密な集合をなす。脈石はスカルンの場合、灰鉄輝石(部分的にアクチノ閃石化)を主とし、石英と少量の方解石を伴い、チャート中の脈状をなす場合には石英を伴う。スカルン鉱床でしばしば見られるざくろ石・緑れん石等は確認されていない。なお、富士坑々口付近の露頭では閃亜鉛鉱を伴う灰鉄輝石スカルンを見ることができ、異極鉱・孔雀石等の二次鉱物の生成が認められる。

道後鉱山 高根鉱山東北東約2kmの地点にあり、高根鉱山の支山としてほぼ同時期に稼行された。現在は道後谷沿いに2・3の旧坑を残すのみである。地質的にも、鉱床的にも、高根鉱山に類似し高根鉱山の東方延長と考えてよい。閃亜鉛鉱・黄銅鉱・方鉛鉱・磁硫鉄鉱・黄鉄鉱を伴う灰鉄輝石スカルンであるが、方鉛鉱に富む点で高根鉱山とやや異なる。

VIII. 3 螢石鉱床

渚鉱山 本図幅地域北西隅の久々野町渚南西方、国道41号線の飛驒川橋梁北端部付近に位置するが、国道拡幅工事のため、現在は確認できない。付近の地質は、濃飛流紋岩類(東侯-船山溶結凝灰岩層)とそれを貫く花崗閃緑斑岩(著しく変質)の小岩体とからなる。佐久間ほか(1961)によれば、鉱床は“煌斑岩”(本報告の花崗閃緑斑岩か?)岩脈に沿って、“石英斑岩”(本報告の濃飛流紋岩類)中に発達する石英螢石鉱床で、粘土を伴うことがある。鉱石は、綠色螢石・石英を主とし、方解石を伴う。

なお、今回の調査によれば、渚鉱山より南西約2kmの小坂町無数原岩崎谷中流部(水路橋の直下)に、東侯-船山溶結凝灰岩層と美濃帯中生層(砂岩・泥岩)の接触する露頭があり、接触部付近の破碎された中生層中に幅20-30cmの螢石石英脈(走向N25°W、ほぼ直立)が進入している。

VIII. 4 温 泉²³⁾

濁河温泉 小坂町濁河川上流の草木谷及び湯ノ谷を泉源とするナトリウム・マグネシウム・カルシウム硫酸塩・炭化水素塩泉で、泉温 47-54℃、湧出量約 1,000l/分、蒸発残留物 1.9g/kg、無色透明、無臭、微収斂味を有する。揚水された温泉は一度混合槽に蓄えられ、ここから濁河の各旅館に配湯されている。泉源付近の地質は、新期御嶽摩利支天火山群の濁河火山噴出物からなる。

湯屋温泉 小坂町湯屋の大洞川右岸沿いの地点で揚水している含炭酸重曹泉で、泉温 11.4℃（気温 10.7℃）、湧出量毎分 5.1l、蒸発残留物は 3.8g/kg で、微硫化水素臭を発する。泉源付近の地質は、濃飛流紋岩類（東俣-船山溶結凝灰岩層）と、これを貫く花崗斑岩（灰白色、変質）の小岩脈からなる。泉源から約 50m 南方の大洞川左岸には、黒雲母デイサイトの小岩脈（幅約 1m、走向ほぼ東西、垂直）が露出している。

下島温泉 小坂町下島の濁河川右岸の地点で揚水・利用している単純炭酸泉で、泉温 8.8℃（気温 4.6℃）、湧出量毎分 11.6l、蒸発残留物 0.4g/kg で、微硫化水素臭を発し、弱酸性反応を呈する。泉源付近からその上流 200m の範囲では、濁河川の河床から炭酸ガスの湧出が数か所で認められる。この付近の地質は濃飛流紋岩類（暗灰色の東俣-船山溶結凝灰岩層）からなるが、炭酸ガス湧出地点の付近では変質作用を受けて灰白色を呈している。

秋神温泉 朝日村胡桃島南東の秋神川河床で揚水している純土類炭酸鉄泉で、泉温 12.5℃（気温 23℃）、蒸発残留物 0.1g/kg、中性反応を呈し、無色透明である。泉源付近の地質は、濃飛流紋岩類を貫く花崗閃緑斑岩からなる。泉源付近の秋神川沿いの河床堆積物（礫層）中には、しばしば褐色の沈澱物が付着している。

文 献

- ADACHI, M. (1976) Paleogeographic aspects of the Japanese Paleozoic-Mesozoic geosyncline. *J. Earth Sci. Nagoya Univ.*, vol. 23-24, p. 13-55.
- 足立 守 (1982) 美濃帯の *Mirifusus baileyi* 群集について. 大阪微化石研究会誌, 特別号, no. 5, p. 211-225.
- ADACHI, M. and KOJIMA, S. (1983) Geology of the Mt. Hikagedaira area, east of Takayama, Gifu Prefecture, central Japan. *J. Earth Sci. Nagoya Univ.*, vol. 31, p. 37-67.
- 足立 守・水谷伸治郎 (1971) 美濃帯古生層の sole markings と古流系について. 地質学論集, no. 6, p. 39-48.
- 天野洋司・井上恒久・北川靖夫・松下利定 (1982) 農地への影響の研究. 1979年の御岳山・阿蘇山噴火に関する特別研究報告書 (科学技術庁研究調整局), p. 95-117.

23) 本項の記載は主として岐阜県衛生研究所の分析資料による。

- 青木治三(編)(1980) 文部省特定研究「御岳山1979年の火山活動及び災害の調査研究報告」. 168p.
- 荒牧重雄(1969) カルデラ学説に関するいくつかの問題. 火山, 第2集, vol. 14, p. 55-76.
- ARAMAKI, S. and OSSAKA, J. (1983) Eruption of Ontakesan, October 28, 1979. *Report on volcanic activities and volcanological studies in Japan for the Period from 1979 to 1982, for the XVIII general assembly of IUGG and IAVCEI*, p. 1-7.
- 芦田和男・江頭進治(1985) 長野県西部地震による御嶽くずれの挙動. 京大防災研年報, no. 28-B2, p. 263-281.
- 粟田泰夫・原山 智・遠藤秀典(1984) 1984年長野県西部地震の緊急調査報告. 地質ニュース, no. 364, p. 20-31.
- 坂 市太郎(1887) 飛騨国四近地質報文. 地質要報, no. 3, p. 205-326.
- CAS, R. A. F. and WRIGHT, J.V. (1987) *Volcanic Successions*. Allen and Unwin, London, 528p.
- 中条広義(1979) 高山植物と周氷河地形 I. 木曾御岳山における高山雪田植生と構造土について. 広島大学生物学会誌, no. 45, p. 23-32.
- CLOOS, H. (1941) Bau und Tätigkeit von Tuffschoten: Untersuchungen an dem Schwäwischen Vulkan. *Geologische Rundschau*, vol. 32, p. 709-800.
- 土木研究所砂防研究室(1987) 岩屑流の流下機構に関する研究. 昭和59年(1984年)長野県西部地震による土砂災害に関する緊急研究報告書. 科学技術庁研究開発局, p. 117-133.
- 土質工学会(編)(1985) 小特集「長野県西部地震」. 土と基礎, vol. 33, no. 11, p. 5-68.
- 恵那研グループ(1967) 恵那盆地の土岐砂礫層と上野玄武岩流. 第四紀総合研究連絡誌「第四紀」, no. 10, p. 34-42.
- 藤井登美夫(1976) 御岳火山木曾川泥流堆積物の産状とその流下・堆積様式. 愛知教育大学地理学報告, no. 45, p. 114-120.
- 藤本治義・鹿沼茂三郎・猪郷久義(1962) 飛騨山地の上部古生界について. 藤本治義編「飛騨山地の地質研究」, 飛騨山地の地質研究会, p. 44-70.
- 岐阜県(1970) 岐阜県地質鉱産図(15万分の1)および同概説. 109p.
- 原山 智(1979) 中部地方における白亜紀酸性火山岩類の苦鉄質鉱物の化学組成の特徴. *MAGMA*, no. 56, p. 23-29.
- ・鈴木達郎(1984) 濃飛流紋岩類に関するフィッシュトラック年代. 日本地質学会第91年学術大会講演要旨, p. 368.
- ・山田直利・河田清雄・白波瀬輝夫(1982) 大規模火砕流の発生と定置—濃飛流紋岩を例として—. 地質ニュース, no. 337, p. 164-165.
- 平林順一・小坂丈予・小沢竹二郎(1984) 木曾御岳火山1979年噴火後の活動状況と地球化学的研究. 文部省科学研究費自然災害特別研究成果報告書「火山ガス測定による噴火予測に関する基礎研究」, p. 86-96.
- 平野昌繁・石井孝行・藤田 崇・奥田節夫(1985) 1984年長野県王滝村崩壊災害にみられる地形・地質特性. 京都大学防災研究所年報, no. 28-B1, p. 519-532.

- HOLMS, A. and HOLMS, D. L. (1978) *Holmes Principles of Physical geology*. Thomas Nelson & Sons Ltd, 730p.
- 藤田和夫・太田陽子(1977) 第四紀地殻変動・日本第四紀学会編「日本の第四紀研究」, p. 127-152.
- IDDINGS, J. P. (1913) *Igneous rocks*. John Wiley & Sons, New York, vol. 1, p. 614.
- 飯田汲事(編)(1985) 文部省科学研究費自然災害特別研究突発災害研究成果報告書「1984年長野県西部地震の地震および災害の総合調査」. 296p.
- 石川俊夫(1958) 鳥海および乗鞍火山帯の岩石学的特性. 鈴木 醇教授還暦記念論文集, p. 263-277.
- 礮見 博・野沢 保(1957) 5万分の1地質図幅「船津」及び同説明書. 地質調査所, 43p.
- 岩船達三・佐久間 正(1952) 大野郡高根, 朝日地区地下資源報告書. 岐阜県地下資源調査報告書, no. 1, p. 1-8.
- 岩田 修(1982) 下呂町に分布する湯ヶ峰デイサイト. 岐阜県地学教育, vol. 18, p. 35-42.
- 科学技術庁研究調整局(編)(1982) 御岳火山噴火に関する研究. 「1979年の御岳火山・阿蘇山噴火に関する特別研究」, p. 1-152.
- 金子重敏(1971) 王滝村南滝越地域の濃飛流紋岩類について. 「濃飛」(濃飛団研連絡誌), no. 2, p. 8-9.
- 金子智幸・山崎正男・佐藤博明(1976) 飛驒山地に分布する高原火砕流堆積物について(演旨). 火山, 第2集, vol. 21, p. 127-128.
- 片田正人・礮見 博(1958) 5万分の1地質図幅「上松」及び同説明書. 地質調査所, 38p.
- ・河田清雄・坂本 亨・山田直利・村山正郎・礮見 博(1961) 20万分の1地質図幅「飯田」. 地質調査所.
- 加藤芳郎(1972) 阿寺山地北西部の濃飛流紋岩類. 「濃飛」(濃飛団研連絡誌), no. 4, p. 22-26.
- 活断層研究会(1980) 日本の活断層—分布図と資料. 東大出版会, 363p.
- 河田清雄(1982) 三日町地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 72p.
- ・山田直利・礮見 博・村山正郎・片田正人(1961) 中央アルプスとその西域の地質: その2. 濃飛流紋岩類. 地球科学, no. 54, p. 20-31.
- 河井政治・桐山 清(1962) 湯ヶ峰火山の地質及び岩石. 地学研究, vol. 13, p. 66-69.
- 気象庁観測部(1981) 御岳山. 火山機動観測実施報告, no. 16, p. 23-72.
- 木曾谷第四紀研究グループ(1967) 木曾川上流部の第四紀地質 I. 地球科学, vol. 21, p. 1-11.
- (1969) 木曾谷の第四紀地質. 日本の第四紀(地学団体研究会専報, no. 15), p. 233-236.
- 小林国夫(1958) 御嶽一ノ池の構造土. 「御嶽研究・自然篇」, 木曾教育会, p. 97-110.
- KOBAYASHI, K. (1960) Bearing of "Shinshu Loam" on the Pleistocene geology of Matsumoto basin in Central Japan. *Jour. Fac. Lib. Arts and Sci., shinshu univ.*, no. 10, p. 21-67.
- 小林国夫(1961) いわゆる“信州ローム”. 信州ロームの研究, その1. 地質学雑誌, vol. 67, p. 32-47.
- (1963) 中部地方の洪積世火山灰層. 第四紀研究, vol. 3, p. 110-122.
- KOBAYASHI, K. (1969) Method of identification of particular tephra layers. *Etudes sur le Quaternaire dans le Monde*, VIIIe INOUA Congr. (Paris), no. 2, p. 963-979.
- 小林国夫(1970) 火山灰層位学. 科学, vol. 40, p. 74-83.

- 小林国夫・小林武彦・清水英樹(1971) 御岳火山噴出物による Tephrochronology. 中部地方の鮮新統および最新統, 竹原平一教授記念論文集, p. 191-218.
- KOBAYASHI, K., MINAGAWA, K., MACHIDA, M., SHIMIZU, H. and KITAZAWA, K. (1968) The Ontake pumice fall deposit Pm-I as a Late Pleistocene time-marker in Central Japan. *Jour. Fac. Sci., Shinshu Univ.*, vol. 3, p. 171-198.
- and MORI, Y. (1956) Preliminary report of the patterned ground on Ontake volcano, Central Japan. *Jour. Fac. Lib. Arts and Sci., Shinshu Univ.*, no. 6, p. 11-27.
- and SHIMIZU, H. (1965) Classification and correlation of Shinshu Loam in the South Shinsbu tephrogenetic region, Central Japan. *Jour. Fac. Lib. Arts and Sci., Shinshu Univ.*, no. 15, p. 37-59.
- 小林国夫・清水英樹・北沢和男 (1969) 信州ロームと第四紀後期編年. 日本の第四系 (地学団体研究会専報, no. 15), p. 224-233.
- . ——— . ——— . 小林武彦 (1967) 御岳火山第一浮石層. 地質学雑誌, vol. 72, p. 291-308.
- KOBAYASHI, T. (1974) The petrochemical characteristics of Ontake volcano. *Jour. Coll. Lib. Arts, Toyama Univ.*, vol. 7, p. 71-85.
- 小林武彦 (1979) 1979年御岳山火山活動. 地球科学, vol. 33, 表紙見返し.
- KOBAYASHI, T. (1980) Ontake volcano and its activity of 1979. Excursion guide-book, The 3rd meeting of IGU commission of field experiments in geomorphology, p. 151-156.
- 小林武彦 (1980) 御岳火山 1979年活動. 文部省特定研究「御岳山 1979年火山活動及び災害の調査研究報告書」, p. 4-12.
- (1981) 1979年10月28日の御岳山の噴火. 火山, 第2集, vol. 26, p. 159.
- (1982) 御岳テフラ層の層序とその年代. 文部省科学研究費「下末吉段丘に関する総合研究」研究報告, no. 1, “下末吉段丘”, p. 103-110.
- (1985a) 長野県西部地震による崩壊と御岳山の地質. 昭和59年度災害科学総合研究河川分科会シンポジウム (予稿集), p. 1-10.
- (1985b) 御岳火山の活動史と長野県西部地震による崩壊地の地質. 日本地形学連合シンポジウム資料集「火山体の解体及びそれに伴う土砂移動」, p. 48-58.
- (1986) 王滝村周辺の地形・地質と災害. 「まさか王滝に!」—長野県西部地震の記録—, 長野県木曾郡王滝村, p. 132-151.
- (1987) 御岳火山の火山体形成史と長野県西部地震による伝上崩壊の発生要因. 地形, vol. 8, p. 113-125.
- . 大森江い・大森貞子 (1975) 御岳火山噴出物の化学的性質. 地質調査所月報, vol. 26, p. 497-512.
- KOBAYASHI, T. and SOYA, T. (1981) Petrochemical changes of Ontake during the late Pleistocene. *Abstracts of 1981 IAVCEI Symposium - Arc volcanism -*, p. 182-183
- 小林武彦・高木信行・藤井登美夫 (1977) 御岳火山新时期御岳テフラ層の模式柱状図. 軽石学雑誌, no.

4, p. 37-41.

小井土由光(1974) 岐阜県下呂町東部地域の濃飛流紋岩一とくに、赤石溶結凝灰岩層の細分について
一. 地質学雑誌, vol. 80, p. 307-322.

———・檀原 徹(1986) 濃飛岩体南半部のステージ Ib・IIに属する溶結凝灰岩層のフィッシュン
・トラック年代. 日本地質学会第93年学術大会講演要旨, p. 390.

小嶋 智(1982) 高山市東部のジュラ紀, 三疊紀, 二疊紀放射虫化石. 大阪微化石研究会誌, no. 5,
p. 81-91.

———(1984) 岐阜県高山市東部の中・古生層の層序と構造・地質学雑誌, vol. 90, p. 175-190.

国土地理院地理調査部地理第1課(1985a) 1984年長野県西部地震調査資料. 国土地理院技術資料, D.
1, no. 260.

———(1985b) 1984年長野県西部地震調査資料. 国土地理院技術資料, D. 1, no. 261.

国土地理院地理調査技術開発室(1985) 1984年長野県西部地震による地形変化1-4. 国土地理院技術資
料, D.1, no. 261.

国立防災科学技術センター(編)(1985) 昭和59年(1984年)長野県西部地震災害調査報告. 主要災害調
査, no. 25, 141p.

KOTO, H. (1916) On the volcanoes of Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 23, p. 1-13, 17-28, 77-94.

神津叔祐(1907) 木曾御嶽火山地質調査報告. 震災予防調査会報告, no. 59, 63p.

———(1910) 乗鞍火山地質調査報告. 震災予防調査会報告, no. 71, 71p.

KUNO, H.(1966) Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs. *Bull.*
Volcanologique, vol. 29, p. 195-222.

倉沢 一(1972) 阿蘇・木曾御岳山噴出物のストロンチウム同位体組成. *MAGMA*, no. 39, p. 13-18.

———(1986) ストロンチウム同位体比からみた日本列島弧の火山岩類の成因. 地学雑誌, vol. 95,
p. 254-276.

KUSAKABE, M., MIZUTANI, Y. and KOMETANI, M. (1982) A preliminary stable isotope study of volcanic
ashes discharged by the 1979 eruption of Ontake volcano, Nagano, Japan. *Bull. Volcanologique*, vol.
45, p. 203-209.

町田 洋・新井房夫(1976) 広域に分布する火山灰一始良 Tn 火山灰の発見とその意義一. 科学, vol.
46, p. 339-347.

———・———(1978) 南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラアカホヤ火山灰. 第四紀研
究, vol. 17, p. 143-163.

———・———(1979) 大山倉吉軽石層一分布の広域性と第四紀編年上の意義. 地学雑誌, vol.
88, p. 313-330.

———・鈴木正男(1971) 火山灰の絶対年代と第四紀後期の編年一フィッシュントラック法による試
み. 科学, vol. 41, p. 263-270.

松田時彦・有山智雄(1985) 1984年長野県西部地震に伴う御岳山の岩屑堆積物一とくに“岩屑しぶき”
について一. 地震研究所彙報, vol. 60, p. 281-316.

- MATSUHISA, Y., MATSUBAYA, O. and SAKAI, H. (1973) Oxygen isotope variations in magmatic differentiation process of the volcanic rocks in Japan. *Contr. Mineral. Petrol.*, vol. 39, p. 277-288.
- 松本盆地団研木曾谷グループ(1986) 御岳山南麓伝上川ぞいの地質と斜面崩壊. 地質学論集, no. 28, p. 177-188.
- 松本盆地団研木曾谷サブグループ(1985) 昭和59年長野県西部地震による地盤災害と御岳山南麓の第四系(その1). 地球科学, vol. 39, p. 89-104.
- 松本盆地団体研究グループ(1972) 松本盆地の第四紀地質の概観. 地質学論集, no. 7, p. 261-270.
- 三村弘二(1985) 八ヶ岳韮崎岩屑流. 月刊「地球」, vol. 73, p. 379-384.
- ・星住英夫(1985) 岩片が打ち込まれた樹幹と1984年濁川岩屑流. 地質ニュース, no. 368, 口絵及び表紙.
- ・鹿野和彦・中野 俊・星住英夫(投稿中) 1984年御岳岩屑なだれ—堆積物からみた流動・堆積機構—. 地質調査所月報.
- ・河内晋平・藤本丑雄・種市瑞穂・日向忠彦・市川重徳・小泉光昭(1982) 自然残留磁気からみた韮崎岩屑流と流れ山. 地質学雑誌, vol. 88, p. 653-663.
- 三井金属鉱業株式会社・中部電力株式会社(1983) 御岳山地域地熱調査重力探査報告書.
- MIZUTANI, S., HATTORI, I., ADACHI, M., WAKITA, K., OKAMURA, T., KIDO, S., KAWAGUCHI, I. and KOJIMA, S. (1981) Jurassic formations in Mino area, central Japan. *Proc. Japan Academy*, vol. 57, ser. B, p. 194-199.
- MOMOSE, K. and KOBAYASHI, K. (1972) Thermomagnetic properties of ferromagnetic minerals extracted from the pumice-fall deposit "Pm-I" of the Ontake volcano. *Jour. Geomag. Geoelectr.*, vol. 24, p. 127-131.
- , ———, MINAGAWA, K. and MACHIDA, M. (1969) Identification of tephra by means of ferromagnetic minerals in pumice. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 46, p. 1275-1292.
- 守屋以智雄(1985) 1984年御岳南腹の巨大崩壊と岩屑流. 月刊「地球」, vol. 7, p. 369-373.
- 諸橋 毅・坂野昇平・山崎正男(1972) 斜長石の累帯構造からみた濃飛流紋岩の噴出機構. 日本地質学会第79年学術大会講演要旨, p.113.
- MOROHASHI, T., BANNO, S. and YAMASAKI, M. (1974) Plagioclase zoning in the Setogawa ash-flow sheet of the Nohi rhyolite complex, central Japan. *Contr. Mineral. Petrol.*, vol. 45, p.187-196.
- 永渕義久(1973) 御岳山北麓部における濃飛流紋岩類の研究. 「濃飛」(濃飛団研連絡誌), no. 5, p. 28-33.
- 長野県木曾建設事務所(1985) 昭和59年度国補河川災害復旧工事に伴う地質調査(その2)委託業務報告書, 76p.
- 長岡正利(1987) 地形条件と地形変化に関する研究—1984年御嶽くずれの地形特性と発生条件—. 昭和59年(1984年) 長野県西部地震による土砂災害に関する緊急研究報告書, 科学技術庁研究開発局, p. 42-66.
- NAGAOKA, M. (1987) Geomorphological characteristics and causal factors on the Ontake Landslide caused

- by the Naganoken-Seibu Earthquake. *Bull. Geograph. Surv. Inst., Japan*, vol. 31, p. 72-89.
- 中野 俊(1986) 上野玄武岩類の化学組成変化とかんらん石組成(演旨). 火山, 第2集, vol. 31, p. 283.
- 日本地形学連合(編)(1985) シンポジウム「火山体の解体及びそれに伴う土砂移動」資料集. 249p.
- 仁科良夫(1960) 木曾谷南部のローム層. 信濃教育, no. 35-2, p. 1-6.
- 野田勢次郎(1910) 木曾御料地地質調査概報. 地質調査所報告, no. 23, p. 1-28.
- (1912) 20万分の1地質図幅「木曾」及び同説明書. 地質調査所, 90p.
- 濃飛流紋岩団体研究グループ(1973) 濃飛岩体東縁部における流紋岩類の層序と形成史. 地球科学, vol. 27, p. 161-179.
- (1976) 濃飛岩体西部地域の流紋岩類—特に陥没運動と火山活動のステージについて—. 地球科学, vol. 30, p. 193-205.
- 奥田節夫・奥西一夫・諏訪 浩・横山康二・吉岡龍馬(1985) 1984年御岳山岩屑なだれの流動状況の復元と流動形態に関する考察. 京都大学防災研究所年報, no. 28-B1, p. 491-504.
- 奥西一夫(1986) 崩壊災害。「まさか王滝に!」—長野県西部地震の記録—, 長野県木曾郡王滝村, p. 192-205.
- 奥野 満・小林武彦・倉沢 一(1975) 木曾御嶽火山噴出物の化学組成. 日本地質学会第82年学術大会講演要旨, p. 201.
- ・倉沢 一・小林武彦(1976) 木曾御嶽火山噴出物の化学組成(2). 日本地質学会第83年学術大会講演要旨, p. 226.
- ・———・———(1977) 木曾御嶽火山噴出物の化学組成(3). 日本地質学会第84年学術大会講演要旨, p.187.
- 小坂丈予・小沢竹二郎・酒井 均・平林順一(1983) 木曾御岳火山(1979)年噴火後の活動状況と地球化学的研究. 火山, 第2集, vol. 28, p. 59-74.
- 王滝村(編)(1986) 「まさか王滝に!」—長野県西部地震の記録—. 367p.
- 大塚 勉(1986) 長野県美濃帯および領家帯弱変成部の変形様式. 大阪微化石研究会誌, 特別号, no. 7, p.187-196.
- 大八木規夫・森脇 寛・井口 隆・矢崎 忍・富永雅樹・福囿輝旗(1987) 岩屑流の発生機構に関する研究. 昭和59年(1984年)長野県西部地震による土砂災害に関する緊急研究報告書, 科学技術庁研究開発局, p. 95-116.
- 尾崎裕司(1986) 上野玄武岩の岩石学的性質(演旨). 火山, 第2集, vol. 31, p. 158.
- 災害科学総合研究班河川分科会(編)(1985) 昭和59年度災害科学総合研究河川分科会シンポジウム—河川災害に関するシンポジウム—(予稿集). 39p.
- 酒井潤一(1963a) 木曾谷のローム層I. 地球科学, vol.67, p.13-20.
- (1963b) 木曾谷のローム層II. 地球科学, vol. 68, p.19-24.
- (1973) 長野県中部における小坂田ローム層降灰期の古気候. 信州大学理学部紀要, vol. 8, p. 37-50.

- 酒井潤一(1981a) 中部地方における後期更新世の気候変化. 第四紀研究, vol. 20, p. 165-173.
- (1981b) 坂下町の上部更新統と阿寺断層. 月刊「地球」, vol. 3, p. 200-204.
- SAKAI, J. (1981) Late Pleistocene climatic changes in Central Japan. *Jour. Fac. sci., Shinshu Univ.*, vol. 16, p. 1-64.
- 酒井潤一(1983) 最終氷期の編年一主として中部地方を例にとり一. 月刊「地球」, vol. 5, p. 8-13.
- ・熊井久雄・小坂共栄・公文富士夫・大林市幸・竹村健一・加藤禎夫・高木信彦・千村正純・浮島久幸・矢島勝美・桶田 敦(1985a) 木曾御岳山南麓の地質. 文学省科学研究費自然災害特別研究突発災害研究成果報告書「1984年長野県西部地震の地震および災害の総合調査」, p. 145-156.
- ・———・———・———(1985b) 御岳山南麓の地形と地質—御岳山の生い立ち—. 信州大学自然災害研究会編「昭和59年長野県西部地震による災害」, p. 9-33.
- ・下野正博(1972) 松本盆地南部と伊那谷における小坂田ローム層中の浮石層. 信州大学理学部紀要, vol. 7, p. 123-141.
- 佐久間 正・物部長進・乗川与四雄・亀沢 稔(1961) 益田郡萩原町・馬瀬村・小坂町地区地下資源調査報告. 岐阜県地下資源調査報告書, no. 6, p. 1-8.
- 鮫島輝彦(1958) 木曾御嶽火山の地質. 「御嶽研究・自然篇」(木曾教育会), p.19-96.
- SANO, Y., NAKAMURA, Y., WAKITA, H., URAVE, A. and TOMINAGA, T. (1984) Helium-3 emission related to volcanic activity. *Science*, vol. 224, p. 150-151.
- SAWADA, Y. (1982) On-take. *Bull. Volcanic Eruptions*, no. 20, p. 49-51.
- 柴田秀賢(1955) 木曾御岳附近の地質. 長野林友, 創刊号, p. 4-10.
- (1957) 王滝村三浦地区地質調査報告. 長野林友, 8月号, p. 25-27.
- (1963) 木曾谷地質図(5万分の1)及び同説明書. 長野営林局, 16p.
- SHIBATA, K. and NOZAWA, T. (1966) K-Ar age of the Shimonohara quartzdiorite, Hida mountains, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 17, p. 422-425.
- 鹿野忠雄(1937) 本邦火山体の氷食に関する予察. 地理学評論, vol. 13, p. 93-111.
- 島田安太郎(1969) 木曾川中流の高位段丘と礫層. 第四紀研究, vol. 8, p. 111-119.
- (1982) 御岳山—地質と噴火の記録—. 千村書店, 315p.
- 新エネルギー総合開発機構(1988) 地熱開発促進調査報告書, 王滝地域.
- 信州大学自然災害研究会(編) (1985) 昭和59年長野県西部地震による災害. 148p.
- 志津匡三(1970) 中津川市付近の地質. 島田安太郎「木曾谷の地質」, p. 193-203.
- SMITH, R. L. (1960a) Ash flows, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 71, p. 795-842.
- (1960b) Zones and zonal variations in welded ash flows. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 354F, p. 149-159.
- 曾屋龍典・小林武彦(1982) 火山噴出物の地質学的・岩石学的研究. 1979年の御岳山・阿蘇山噴火に関する特別研究報告書(科学技術庁研究調整局), p. 80-94.
- ・近藤善教・下坂康哉(1980) 御岳火山1979年噴火. 地質ニュース, no. 306, p. 6-13.

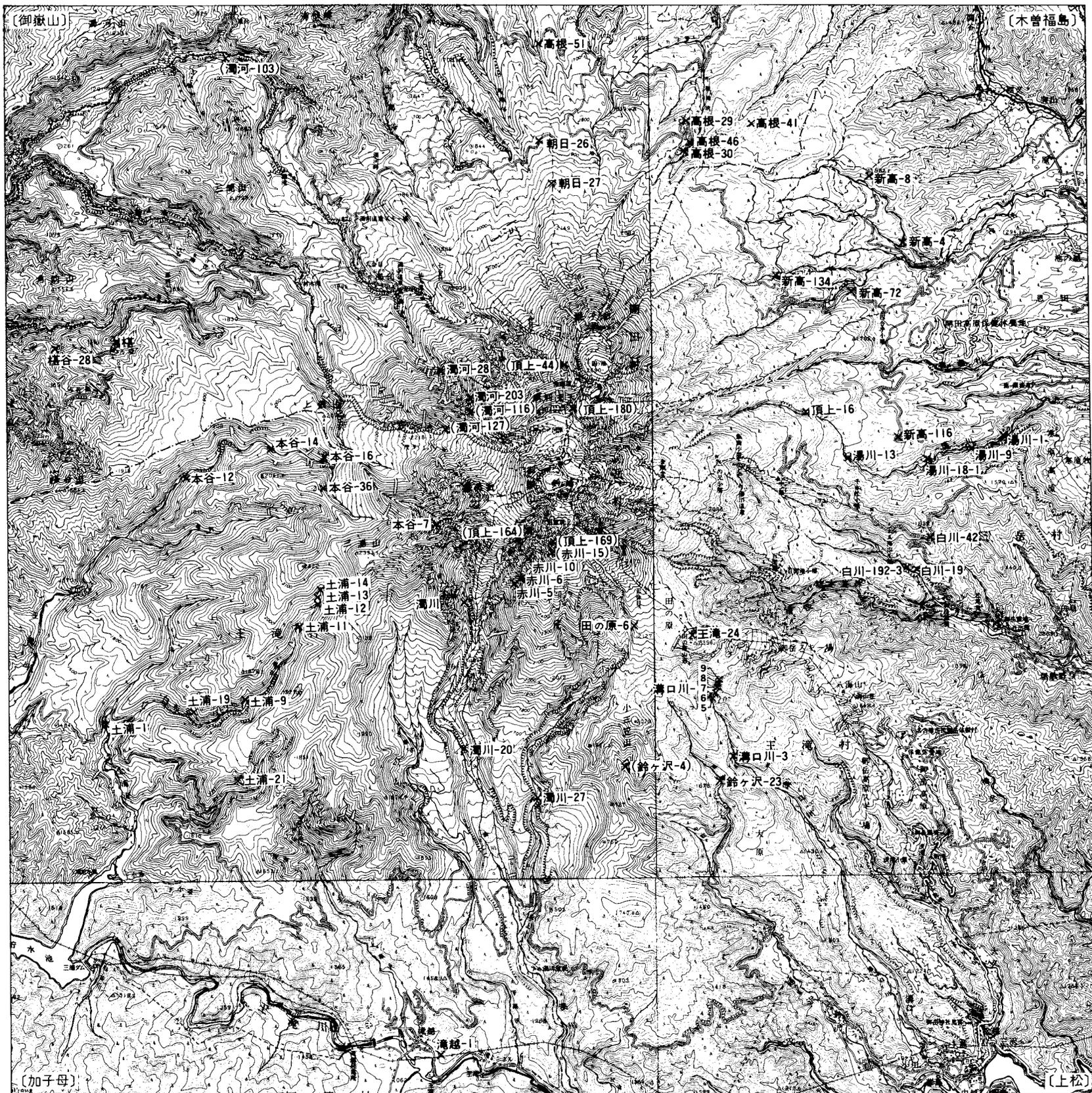
- 曾屋龍典・中野 俊・原山 智・栗田泰夫・遠藤秀典・山崎晴雄・佃 栄吉 (1987) 岩屑流の堆積機構に関する研究. 昭和59年 (1984年) 長野県西部地震による土砂災害に関する緊急研究報告書, 科学技術庁研究開発局, p. 134-157.
- 諏訪 浩・奥西一夫・奥田節夫・高橋秀樹・長谷川博幸・高田 衛・高谷精二 (1985) 1984年御岳山岩屑なだれ堆積物の諸特性. 京都大学防災研究所年報, no. 28-B1, p. 505-518.
- 高木信行 (1980) 木曾谷層の層序とそれに関連した諸問題. 軽石学雑誌, no. 6, p. 41-49.
- 竹本弘幸・百瀬 貢・平林 潔・小林武彦 (1987) 新期御嶽テフラ層の層序と時代—中部日本における編年上の意義—第四紀研究, vol. 25, p. 337-352.
- 田中阿歌鷹 (1930) 木曾御嶽火山の湖沼. 日本北アルプス湖沼の研究, 古今書院, p. 967-1027.
- 田中耕平・井口 隆 (1985) 長野県西部地震による山崩れ. 防災科学, no. 69, p. 1-23.
- 田中康裕・沢田可洋・中禮正明・田 望 (1982) 噴火活動と地表温度分布変化の研究. 1979年の御岳山・阿蘇山噴火に関する特別研究報告書 (科学技術庁研究調整局), p. 22-29.
- ・—————・—————・————— (1984) 御岳山の1979年噴火後の熱的状態. 気象研究所技術報告, no. 12, p. 164-171.
- 丹治耕吉・山田直利・斎藤友三郎 (1977) 岐阜県東部の2, 3の更新世火山岩類の自然残留磁気. 地質調査所月報, vol. 28, p. 687-698.
- 楯 英雄 (1980) 木曾御岳山噴火に関する聞き書き. 伊那, 昭和55年1月号, p. 1-7.
- 植原茂次・幾志新吉・諸星敏一・横溝邦雄 (1980a) 1979年御岳山噴火による災害現地調査報告. 主要災害調査. no. 16 (国立防災科学技術センター), 41p.
- ・—————・向井幸男・大貫仁人・土屋 清 (1980b) ランドサットデータによる火山噴火の降灰領域の抽出. 第6回リモートセンシングシンポジウム, p. 83-86.
- 牛丸周太郎 (1964) 岐阜県地質図 (20万分の1). 岐阜県.
- 打江 進 (1973) 小坂町付近の濃飛流紋岩類. 「濃飛」(濃飛団研連絡誌), no. 5, p. 34-37.
- 宇都浩三・山田直利 (1985) 岐阜県坂下町上野玄武岩および高山市南方の玄武岩溶岩のK-Ar年代. 地質調査所月報, vol. 36, p. 47-52.
- 脇田浩二 (1985) 美濃帯中・古生界における研究史と最近の研究動向. 地球科学, vol. 39, p. 18-30.
- (1987) 美濃帯飛驒金山地域におけるジュラ紀末-白亜紀最前期の放散虫化石の産出 (短報). 地質学雑誌, vol. 93, p. 441-443.
- 山田直利 (1961) 5万分の1地質図幅「加子母」および同説明書. 地質調査所, 25p.
- YAMADA, N. (1977) Nohi Rhyolite and associated granitic rocks. In YAMADA, N. et al. eds. *Mesozoic felsic igneous activity and related metamorphism in central Japan — From Nagoya to Toyama —*. Guide book for excursion 4, p. 33-60, Geol. Surv. Japan.
- 山田直利・足立 守・梶田澄雄・原山 智・山崎晴雄・豊 遙秋 (1985) 高山地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 111p.
- ・加藤碩一・小野晃司・岩田 修 (1985) 北アルプス周辺地域の鮮新世—更新世珪長質火山岩類のK-Ar年代. 地質調査所月報, vol. 36, p. 539-549.

- 山田直利・河田清雄（1983） 飛驒小坂付近の濃飛流紋岩類—とくに小坂火砕岩類の産状と噴出火道について—。 *MAGMA*, no. 67, p. 45-50.
- ・——— 諸橋 毅（1971） 火砕流堆積物としての濃飛流紋岩。 *地球科学*, vol. 25, p. 52-88.
- ・須藤定久・垣見俊弘（1976） 阿寺断層周辺地域の地質構造図（5万分の1）。 *地質調査所特殊地質図* 19.
- ・寺岡易司・秦 光男ほか編（1982） 100万分の1地質図。 *日本地質アトラス*, 地質調査所, p. 3-19, 22-25.
- 湯佐泰久（1971） 御岳火山の岩石学的予察。 *地学関係5学会連合学術大会講演要旨*, p. 328.

付表 御嶽火山噴出物の化学組成

No.	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)
Sample 岩石名 地層名	土浦-1 oaB-A ts	本谷-12 aphB-A ts	湯川-13 hbhaA ts	土浦-19 ahA sh	本谷-14 haA sh	楳谷-28 ahA sh	土浦-21 ahhbA sh	土浦-9 ahhbA sh	本谷-16 hbhaA sh	土浦-11 (a)hbhD ha
SiO ₂	51.22	53.21	53.61	59.69	59.58	56.89	59.86	60.93	61.43	65.40
TiO ₂	1.45	1.45	1.22	1.04	1.06	1.24	0.53	0.85	0.92	0.58
Al ₂ O ₃	19.13	17.73	17.31	16.65	17.14	19.01	19.34	17.64	16.68	17.24
Fe ₂ O ₃	2.12	10.07	9.57	7.79	7.22	7.48	2.72	6.14	6.41	1.70
FeO	6.66						2.43			1.44
MnO	0.12	0.14	0.16	0.11	0.11	0.11	0.09	0.12	0.12	0.07
MgO	3.66	3.18	4.18	2.57	2.46	2.16	1.93	1.90	2.19	1.16
CaO	9.36	7.59	8.68	5.60	5.87	6.67	5.41	4.94	5.22	3.09
Na ₂ O	3.11	3.70	3.44	3.60	3.69	3.76	3.96	4.09	3.70	4.22
K ₂ O	1.46	1.94	1.29	2.62	2.40	2.46	2.62	2.60	2.78	3.35
P ₂ O ₅	0.36	0.43	0.34	0.27	0.31	0.35	0.35	0.34	0.27	0.20
H ₂ O(+)	0.84	(1.46)	(0.94)	(1.08)	(1.03)	(0.77)	0.58	(1.48)	(0.75)	0.73
H ₂ O(-)	0.32						0.60			0.54
Total	99.81	99.44*	99.80*	99.94*	99.84*	100.13*	100.42	99.55*	99.72*	99.72
無水%										
SiO ₂	51.53	53.51	53.72	59.74	59.68	56.80	60.15	61.21	61.60	66.32
TiO ₂	1.46	1.46	1.22	1.04	1.06	1.24	0.53	0.85	0.92	0.59
Al ₂ O ₃	19.25	17.83	17.34	16.66	17.17	18.99	19.44	17.72	16.73	17.48
*Fe ₂ O ₃	9.58	10.13	9.59	7.79	7.23	7.47	5.45	6.17	6.43	3.35
MnO	0.12	0.14	0.16	0.11	0.11	0.11	0.09	0.12	0.12	0.07
MgO	3.68	3.20	4.19	2.57	2.46	2.16	1.94	1.91	2.20	1.18
CaO	9.42	7.63	8.70	5.60	5.88	6.66	5.44	4.96	5.23	3.13
Na ₂ O	3.13	3.72	3.45	3.60	3.70	3.76	3.98	4.11	3.71	4.28
K ₂ O	1.47	1.95	1.29	2.62	2.40	2.46	2.63	2.61	2.79	3.40
P ₂ O ₅	0.36	0.43	0.34	0.27	0.31	0.35	0.35	0.34	0.27	0.20
MgO(%)	21.79	17.78	23.85	16.26	16.35	14.29	14.42	13.46	15.17	9.91
*FeO(%)	51.00	50.68	49.16	44.38	43.18	44.55	36.44	39.15	39.95	25.38
Na ₂ O+K ₂ O(%)	27.21	31.54	26.99	39.36	40.47	41.16	49.14	47.39	44.88	64.69
分析者	O*	S	S	S	S	S	K	S	S	O*
分析法	W	X	X	X	X	X	W	X	X	W

- 土浦-1*: かんらん石普通輝石玄武岩質安山岩, 王滝村土浦沢上流イヅミ谷下流, 1410 m 付近 (GSJ R40741)
- 本谷-12: 無斑晶質玄武岩質安山岩, 王滝村王滝川上流(本谷)谷底, 1590 m の左岸
- 湯川-13: 角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩, 三岳村湯川中流, 1500 m
- 土浦-19: 普通輝石紫蘇輝石安山岩, 王滝村土浦沢上流白布谷中流(谷底1490 m) 付近の右岸, 1570 m (GSJ R40746)
- 本谷-14: 紫蘇輝石普通輝石安山岩, 王滝村王滝川上流(本谷), 1790 m 付近
- 楳谷-28: 普通輝石紫蘇輝石安山岩, 濁河川支流楳谷支流与佐衛門谷・ツガ谷間の尾根, 1450 m
- 土浦-21: 普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩, 王滝村土浦沢上流上小谷中流(谷底1510 m) 付近の右岸急崖, 1590 m 付近
- 土浦-9: 普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩, 王滝村土浦沢上流白布谷中流(谷底1590 m) 付近右岸急崖, 1650 m 付近
- 本谷-16*: 角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩, 王滝村王滝川上流(本谷)1870 m の百間滝下右岸, 1930 m 付近
- 土浦-11*: 普通輝石含有角閃石紫蘇輝石デイスイト, 王滝村土浦沢上流箱谷, 1800 m 付近 (GSJ R40742)



付図 御嶽火山噴出物分析・記載試料採取地点図

括弧内は記載試料，他は化学分析試料。国土地理院発行5万分の1地形図「御嶽山」・「木曾福島」・「上松」・「加子母」の一部を使用

付表 つづき

No.	(11)	(12)	(13)	(14)	(15)	(16)	(17)	(18)	(19)	(20)
Sample	土浦-12	土浦-13	土浦-14	本谷-36	鈴ヶ沢-23	湯川-9	白川-42	新高-8	高根-30	高根-41
岩石名	(a)hbhD	hbhD	hbhD	(h)oaB-A	aoB-A	(o)ahA	aoA	aoB	(a)ob-A	ahA
地層名	ha	ha	ha	ma	ma	ma	ma	ma	ma	ku
SiO ₂	66.06	67.30	66.57	51.91	50.30	55.23	52.41	50.81	51.05	62.80
TiO ₂	0.69	0.66	0.67	1.59	1.60	1.40	1.75	1.46	1.72	0.80
Al ₂ O ₃	17.34	16.53	16.43	17.96	16.76	19.01	18.12	19.06	18.32	17.11
Fe ₂ O ₃	4.07	5.04	4.24	10.17	3.62	2.30	10.08	2.14	10.55	6.85
FeO					6.06	5.02		7.30		
MnO	0.11	0.06	0.23	0.17	0.18	0.14	0.18	0.15	0.18	0.12
MgO	1.13	0.81	1.06	4.41	5.28	2.64	3.87	4.11	4.17	1.42
CaO	3.20	2.54	3.13	8.58	9.57	7.32	8.27	8.88	9.12	4.09
Na ₂ O	4.32	4.33	4.40	3.38	2.96	3.87	3.34	3.40	3.44	3.86
K ₂ O	3.27	3.60	3.39	1.33	1.26	1.73	1.64	1.38	1.23	3.05
P ₂ O ₅	0.23	0.17	0.24	0.34	0.33	0.46	0.33	0.38	0.36	0.30
H ₂ O(+)	(1.83)	(1.29)	(0.85)	(1.50)	0.71	0.26	(1.01)	0.40	(0.89)	(1.83)
H ₂ O(-)					0.94	0.20		0.34		
Total	100.42*	101.04*	100.36*	99.84*	99.57	99.58	99.99*	99.81	100.14*	100.40*
無水%										
SiO ₂	65.77	66.61	66.33	51.99	51.02	55.41	52.42	50.88	50.97	62.56
TiO ₂	0.69	0.65	0.67	1.59	1.62	1.40	1.75	1.46	1.72	0.80
Al ₂ O ₃	17.27	16.36	16.37	17.99	17.00	19.07	18.12	19.08	18.29	17.04
*Fe ₂ O ₃	4.05	4.99	4.22	10.19	10.51	7.91	10.08	10.27	10.54	6.82
MnO	0.11	0.06	0.23	0.17	0.18	0.14	0.18	0.15	0.18	0.12
MgO	1.13	0.80	1.06	4.42	5.35	2.65	3.87	4.11	4.16	1.41
CaO	3.19	2.51	3.12	8.59	9.71	7.34	8.27	8.89	9.11	4.07
Na ₂ O	4.30	4.29	4.38	3.39	3.00	3.88	3.34	3.40	3.44	3.84
K ₂ O	3.26	3.56	3.38	1.33	1.28	1.74	1.64	1.38	1.23	3.04
P ₂ O ₅	0.23	0.17	0.24	0.34	0.33	0.46	0.33	0.38	0.36	0.30
MgO(%)	9.13	6.10	8.37	24.13	28.06	17.22	21.59	22.69	22.74	9.80
*FeO(%)	29.58	34.17	30.13	50.09	49.51	46.25	50.62	50.92	51.79	42.53
Na ₂ O+K ₂ O(%)	61.29	59.73	61.50	25.78	22.43	36.53	27.79	26.39	25.47	47.67
分析者	S	S	S	S	O	O	S	O*	S	S
分析法	X	X	X	X	W	W	X	W	X	X

11. 土浦-12: 普通輝石含有角閃石紫蘇輝石デイサイト, 王滝村土浦沢上流箱谷, 1900 m 付近
12. 土浦-13: 角閃石紫蘇輝石デイサイト, 王滝村土浦沢上流箱谷, 1920 m, 右岸
13. 土浦-14*: 角閃石紫蘇輝石デイサイト, 王滝村土浦沢上流箱谷, 1950 m 付近
14. 本谷-36: 紫蘇輝石含有かんらん石普通輝石玄武岩質安山岩, 王滝村王滝川最上流(谷底1990 m)左岸急崖, 2050 m 付近
- 15*. 鈴ヶ沢-23: 普通輝石かんらん石玄武岩質安山岩, 王滝村鈴ヶ沢東中流, 1510 m 付近(GSJ R40743)
- 16*. 湯川-9: かんらん石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩, 三岳村湯川中流(谷底1250 m)右岸の断崖
- 17*. 白川-42: 普通輝石かんらん石安山岩, 三岳村黒沢口登山自動車道大鳥居(1490 m)から分岐する林道沿いに約100 m 北(GSJ R40745)
- 18*. 新高-8*: 普通輝石かんらん石玄武岩, 開田村冷川右俣中流左岸の1582.2 m 三角点(ナガウ原)南, 1560 m 付近
- 19*. 高根-30: 普通輝石含有かんらん石玄武岩質安山岩, 高根村内ヶ谷川支流千間樽沢, 1700 m 付近に掛かる林道の橋左岸(GSJ R40744)
- 20*. 高根-41: 普通輝石紫蘇輝石安山岩, 高根村巖岩川上流の尾根, 林道沿い, 1650 m 付近

付表 つづき

No.	(21)	(22)	(23)	(24)	(25)	(26)	(27)	(28)	(29)	(30)
Sample 岩石名 地層名	榎谷-24 haA ku	高根-46 (hb) oahA se	高根-29 (o) hbahA se	溝口川-3 haA su	朝日-26 aoA nu	朝日-27 aoA nu	高根-51 aoA nu	溝口川-5 ahA mz	溝口川-6 ahA mz	溝口川-7 ahA mz
SiO ₂	62.02	62.55	63.88	54.12	53.76	53.58	52.15	61.73	60.53	59.61
TiO ₂	1.06	0.86	1.15	1.52	1.61	1.73	1.63	0.87	0.87	0.92
Al ₂ O ₃	16.80	15.64	15.82	17.88	18.80	18.97	18.28	17.21	18.90	18.57
Fe ₂ O ₃	5.76	7.05	6.59	9.63	9.29	8.87	10.13	5.46	5.10	3.49
FeO										1.95
MnO	0.12	0.11	0.11	0.15	0.14	0.14	0.17	0.10	0.08	0.09
MgO	1.60	2.68	2.22	3.40	3.23	3.30	3.62	2.53	1.25	1.37
CaO	4.05	5.00	4.71	7.42	6.93	7.26	8.49	4.97	5.21	4.94
Na ₂ O	4.54	3.47	3.54	3.60	3.86	3.94	3.52	3.82	4.05	3.64
K ₂ O	3.43	2.65	2.76	1.74	1.82	1.74	1.43	2.48	3.22	3.39
P ₂ O ₅	0.40	0.22	0.21	0.42	0.40	0.37	0.35	0.26	0.30	0.33
H ₂ O(+)	(0.60)	(1.13)	(1.03)	(1.04)	(2.42)	(1.93)	(1.18)	(1.77)	(1.10)	0.88
H ₂ O(-)										0.76
Total	99.78*	100.23*	100.99*	99.88*	99.84*	99.90*	99.77*	99.43*	99.51*	99.94
無水%										
SiO ₂	62.16	62.42	63.25	54.20	53.85	53.64	52.28	62.10	60.82	60.52
TiO ₂	1.06	0.86	1.14	1.52	1.61	1.73	1.63	0.87	0.87	0.93
Al ₂ O ₃	16.84	15.60	15.66	17.90	18.83	18.99	18.32	17.31	18.99	18.85
*Fe ₂ O ₃	5.77	7.03	6.53	9.64	9.30	8.88	10.15	5.49	5.13	5.75
MnO	0.12	0.11	0.11	0.15	0.14	0.14	0.17	0.10	0.08	0.09
MgO	1.60	2.67	2.20	3.40	3.24	3.30	3.63	2.54	1.26	1.39
CaO	4.06	4.99	4.66	7.43	6.94	7.27	8.51	5.00	5.24	5.01
Na ₂ O	4.55	3.46	3.51	3.60	3.87	3.94	3.53	3.84	4.07	3.69
K ₂ O	3.44	2.64	2.73	1.74	1.82	1.74	1.43	2.49	3.24	3.44
P ₂ O ₅	0.40	0.22	0.21	0.42	0.40	0.37	0.35	0.26	0.30	0.33
MgO(%)	10.84	17.70	15.36	19.53	18.70	19.45	20.47	18.41	9.53	10.15
*FeO(%)	35.14	41.89	41.04	49.79	48.41	47.07	51.54	35.75	35.01	37.74
Na ₂ O+K ₂ O(%)	54.02	40.41	43.60	30.68	32.89	33.48	27.99	45.84	55.46	52.11
分析者	S	S	S	S	S	S	S	S	S	O*
分析法	X	X	X	X	X	X	X	X	X	W

21. 榎谷-24: 紫蘇輝石普通輝石安山岩, 濁河川支流榎谷支流孫八谷左岸右岸林道沿い

22*. 高根-46: 角閃石含有かんらん石普通輝石紫蘇輝石安山岩, 高根村内ヶ谷支流千間樽沢, 1700 m 付近に掛かる橋の左岸, 林道沿いに高根-30から約200 m 北

23*. 高根-29: かんらん石含有角閃石普通輝石紫蘇輝石安山岩, 高根村内ヶ谷支流千間樽沢左岸尾根, 1760 m 付近の林道沿い

24*. 溝口川-3*: 紫蘇輝石普通輝石安山岩, 王滝村溝口川上流, 1530 m 付近の滝

25. 朝日-26: 普通輝石かんらん石安山岩, 朝日村秋神川上流東俣谷を1860 m 付近で横切る林道を川から約300 m 北進した尾根の頭

26. 朝日-27: 普通輝石かんらん石安山岩, 朝日村-高根村境, 2009 m 独標付近

27. 高根-51: かんらん石普通輝石安山岩, 高根村布川上流右岸尾根, 1630 m 県道沿い

28*. 溝口川-5: 普通輝石紫蘇輝石安山岩, 王滝村溝口川上流(谷底1740 m)付近左岸, 1760 m 付近

29*. 溝口川-6: 普通輝石紫蘇輝石安山岩, 王滝村溝口川上流(谷底1740 m)付近左岸, 1790 m 付近

30*. 溝口川-7*: 普通輝石紫蘇輝石安山岩, 王滝村溝口川上流(谷底1740 m)付近左岸, 1880 m 付近(GSJ R40747)

付表 つづき

No.	(31)	(32)	(33)	(34)	(35)	(36)	(37)	(38)	(39)	(40)
Sample	溝口川-8	王滝-24	湯川-18-1	白川-192-3	福島-1-28	濁川-52	濁河-28	本谷-7	濁河-203	濁川-27
岩石名	ahA	(o)hbahA	hbhbR-Pm	bthhbR-Pm	bthhbR-Pm	(ahb)hR	hhbR	(hb)ahD	hoaB-A	(o)ahA
地層名	mz	mi	Pm-I'	Pm-I	Pm-I	y	y	m	ng	kn
SiO ₂	61.23	59.05	72.61	63.76	64.28	69.26	68.15	66.32	51.87	55.44
TiO ₂	1.04	1.00	0.14	0.46	0.22	0.40	0.44	0.52	1.54	1.17
Al ₂ O ₃	18.03	16.74	13.48	16.01	17.84	15.85	16.35	16.10	17.55	18.11
Fe ₂ O ₃	5.75	2.23	1.15	1.58	1.02	1.36	0.75	2.48	3.99	2.01
FeO		4.42		1.66	0.80	1.17	2.00	2.18	6.17	6.07
MnO	0.10	0.12	0.69	0.10	0.12	0.07	0.08	0.13	0.19	0.17
MgO	1.24	3.18	0.21	0.92	0.26	0.72	1.24	1.46	4.57	3.41
CaO	4.45	5.82	1.47	3.00	1.47	3.16	3.47	3.99	8.42	7.84
Na ₂ O	3.84	3.39	4.18	3.38	3.08	4.16	3.93	3.77	3.04	3.52
K ₂ O	3.61	2.72	3.62	2.54	2.60	2.96	3.02	2.95	1.22	1.56
P ₂ O ₅	0.35	0.30	0.03	0.13	0.03	0.14	0.14	0.21	0.38	0.17
H ₂ O(+)	(1.45)	0.40		4.98	6.15	0.40	0.86	0.20	0.54	0.21
H ₂ O(-)		0.40		1.17	1.91	0.16	0.08	0.34	0.27	0.12
Total	99.64*	99.77	97.58*	99.69	99.78	99.84	100.51	100.65	99.75	99.80
無水%										
SiO ₂	61.46	59.37	74.41	68.12	70.05	69.67	68.28	66.09	52.07	55.36
TiO ₂	1.04	1.01	0.14	0.49	0.24	0.40	0.44	0.52	1.55	1.17
Al ₂ O ₃	18.10	16.83	13.81	17.11	19.44	15.95	16.38	16.04	17.62	18.08
*Fe ₂ O ₃	5.77	7.18	1.18	3.52	2.04	2.70	2.99	4.88	10.88	8.75
MnO	0.10	0.12	0.71	0.11	0.13	0.07	0.08	0.13	0.19	0.17
MgO	1.24	3.20	0.22	0.98	0.28	0.72	1.24	1.45	4.59	3.40
CaO	4.47	5.85	1.51	3.21	1.60	3.18	3.48	3.98	8.45	7.83
Na ₂ O	3.85	3.41	4.28	3.61	3.36	4.19	3.94	3.76	3.05	3.51
K ₂ O	3.62	2.73	3.71	2.71	2.83	2.98	3.03	2.94	1.22	1.56
P ₂ O ₅	0.35	0.30	0.03	0.14	0.03	0.14	0.14	0.21	0.38	0.17
MgO(%)	8.94	20.23	2.32	9.27	3.40	7.04	11.41	11.59	24.58	20.83
*FeO(%)	37.32	40.89	11.44	31.06	22.43	23.39	24.62	35.04	52.49	48.12
Na ₂ O+K ₂ O(%)	53.74	38.88	86.24	59.67	74.17	69.57	63.97	53.37	22.91	31.03
分析者	S	O*	K	O	O	O*	K	K	O	O*
分析法	X	W	X	W	W	W	W	W	W	W

31*. 溝口川-8*: 普通輝石紫蘇輝石安山岩, 王滝村溝口川上流(谷底1740 m)付近左岸, 1930 m 付近

32*. 王滝-24*: かんらん石含有角閃石普通輝石紫蘇輝石安山岩, 王滝村三笠山山頂の北, 歩道沿い, 約2230 m(GSJ R40748)

33*. 湯川-18-1: ジルコン角閃石紫蘇輝石黒雲母流紋岩質黒曜石(降下軽石, Pm-I' 中に含まれる), 三岳村湯川中流(谷底1300 m)左岸(GSJ R40749)

34*. 白川-192-3: 黒雲母紫蘇輝石角閃石流紋岩質軽石(降下軽石, Pm-I), 三岳村白川右俣(谷底1310 m)付近の左岸急崖中部

35*. 木曾福島-1-28: 黒雲母紫蘇輝石角閃石流紋岩質軽石(降下軽石, Pm-I), 木曾郡木曾福島町石亀平, 国道19号線東沿いボーリング場裏切割(GSJ R40750)

36. 濁川-52*: 普通輝石角閃石含有紫蘇輝石流紋岩, 王滝村濁川上流白川, 1920 m(GSJ R40751)

37. 濁河-28: 紫蘇輝石角閃石流紋岩, 小坂町濁河川上流湯ノ谷, 2080 m

38. 本谷-7: 角閃石含有普通輝石紫蘇輝石デイサイト, 王滝村巖母岳の南西約1 kmにある2647 m 独標北の王滝川谷頭コル

39. 濁河-203*: 紫蘇輝石かんらん石普通輝石玄武岩質安山岩, 小坂町濁河川上流湯ノ谷谷頭部, 2450 m(GSJ R40752)

40. 濁川-27*: かんらん石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩, 王滝村濁川支流伝上川1450 mの滝(GSJ R40753)

付表 つづき

No.	(41)	(42)	(43)	(44)	(45)	(46)	(47)	(48)	(49)	(50)
Sample 岩石名 地層名	赤川-5 ahA kn	赤川-6 (ohb)ahA kn	赤川-10 ahhbA kn	白川-19 (hb)ahA-WT kn	湯川-1 (hb)ahA kn	新高-116 (hb)ahA kn	滝越-1 hhbA ok	田の原-6 (o)ahA ok	新高-4 (hb)ahA mm	新高-134 (hb)ahA mm
SiO ₂	57.06	61.56	61.59	61.70	62.18	61.97	63.29	62.97	57.94	59.92
TiO ₂	1.28	0.88	0.79	1.00	0.82	0.91	0.66	1.12	1.16	1.02
Al ₂ O ₃	19.14	16.34	17.12	16.76	16.41	16.03	17.31	15.86	17.16	16.23
Fe ₂ O ₃	7.75	6.42	6.17	1.10	2.24	6.44	1.33	1.12	1.90	7.42
FeO				4.73	3.67		3.35	4.85	5.72	
MnO	0.17	0.14	0.13	0.16	0.11	0.13	0.14	0.13	0.15	0.14
MgO	2.36	2.46	2.01	1.73	2.38	2.40	1.58	1.54	3.20	3.03
CaO	6.70	5.51	5.34	4.70	5.28	5.16	4.81	4.22	6.92	6.04
Na ₂ O	3.79	3.77	3.84	4.40	3.42	3.57	4.29	4.12	3.20	3.45
K ₂ O	1.80	2.26	2.26	2.66	2.64	2.57	2.48	2.94	1.96	2.40
P ₂ O ₅	0.38	0.25	0.33	0.39	0.27	0.28	0.31	0.38	0.28	0.28
H ₂ O(+)	(1.69)	(0.47)	(1.71)	0.38	0.35	(0.71)	0.28	0.20	0.22	(0.75)
H ₂ O(-)				0.16	0.20		0.12	0.14	0.14	
Total	100.43*	99.59*	99.58*	99.87	99.97	99.46*	99.95	99.59	99.95	99.93*
無水%										
SiO ₂	56.82	61.81	61.85	61.79	62.29	62.32	63.35	63.11	57.81	59.97
TiO ₂	1.27	0.88	0.79	1.00	0.82	0.91	0.66	1.12	1.16	1.02
Al ₂ O ₃	19.06	16.41	17.19	16.78	16.44	16.12	17.32	15.89	17.12	16.24
*Fe ₂ O ₃	7.72	6.45	6.20	6.37	6.33	6.47	5.06	6.52	8.24	7.43
MnO	0.17	0.14	0.13	0.16	0.11	0.13	0.14	0.13	0.15	0.14
MgO	2.35	2.47	2.02	1.73	2.38	2.41	1.58	1.54	3.19	3.03
CaO	6.67	5.53	5.36	4.71	5.29	5.19	4.81	4.23	6.90	6.04
Na ₂ O	3.77	3.79	3.86	4.41	3.43	3.59	4.29	4.13	3.19	3.45
K ₂ O	1.79	2.27	2.27	2.66	2.64	2.58	2.48	2.95	1.96	2.40
P ₂ O ₅	0.38	0.25	0.33	0.39	0.27	0.28	0.31	0.38	0.28	0.28
MgO(%)	15.81	17.24	14.71	11.92	16.85	16.74	12.25	10.65	20.27	19.48
*FeO(%)	46.74	40.50	40.64	39.42	40.25	40.43	35.26	40.52	47.05	42.92
Na ₂ O+K ₂ O(%)	37.45	42.26	44.65	48.66	42.90	42.83	52.49	48.83	32.68	37.60
分析者	S	S	S	O*	O*	S	O*	O	O*	S
分析法	X	X	X	W	W	X	W	W	W	X

41. 赤川-5*: 普通輝石紫蘇輝石安山岩, 王滝村濁川上流濁沢上流赤川支流(オオナギ), 2280 m(GSJ R40753)

42. 赤川-6: かんらん石角閃石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩, 王滝村濁川上流濁沢上流赤川支流(オオナギ), 2360 m

43. 赤川-10: 普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩, 王滝村濁川上流濁沢上流赤川支流(オオナギ), 2590 m

44*. 白川-19*: 角閃石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩質溶結凝灰岩, 三岳村白川右俣(谷底1280 m)付近の左岸急崖の中部(GSJ R40754)

45*. 湯川-1*: 角閃石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩, 三岳村湯川中流(谷底1170 m)左岸(GSJ R40755)

46*. 新高-116: 角閃石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩, 三岳村湯川中流(谷底1390 m)左岸, 林道切割

47**. 滝越-1*: 紫蘇輝石角閃石安山岩, 王滝村滝越東の尾根を1170 m付近で横切る高圧線の下, 西斜面上部(GSJ R40756)

48. 田の原-6: かんらん石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩, 王滝村濁川支流伝上川上流(谷底2080 m)左岸, 田の原台地の縁, 2140 m(GSJ R40757)

49*. 新高-4*: 角閃石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩, 開田村冷川右俣, 1390 m 右岸

50*. 新高-134*: 角閃石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩, 開田村冷川本流の支流, 1710 m 付近

付表 つづき

No.	(51)	(52)	(53)				
Sample 岩石名 地層名	濁川-20 (hb)ohaA ic	頂上-16 (o)hbahA sn	新高-72 (hb)haA sn		古期御嶽 平均値	新期御嶽 平均値	御嶽火山 全平均値
SiO ₂	57.69	57.94	60.82	SiO ₂	58.14	61.82	59.60
TiO ₂	1.04	0.96	0.95	TiO ₂	1.15	0.83	1.03
Al ₂ O ₃	18.25	16.31	16.09	Al ₂ O ₃	17.69	16.68	17.29
Fe ₂ O ₃	1.61	1.77	6.82	Fe ₂ O ₃	2.54	1.73	2.03
FeO	5.20	5.10		FeO	4.41	3.76	4.00
MnO	0.17	0.13	0.13	MnO	0.13	0.16	0.14
MgO	3.92	4.01	3.08	MgO	2.62	2.21	2.46
CaO	6.62	7.06	5.68	CaO	6.14	5.09	5.72
Na ₂ O	3.07	3.39	3.50	Na ₂ O	3.74	3.66	3.71
K ₂ O	2.45	2.12	2.44	K ₂ O	2.39	2.45	2.41
P ₂ O ₅	0.24	0.27	0.27	P ₂ O ₅	0.32	0.25	0.29
H ₂ O(+)	0.40	0.51	(0.52)	H ₂ O(+)	0.60	0.38	0.47
H ₂ O(-)	0.23	0.20		H ₂ O(-)	0.51	0.17	0.31
Total	100.89	99.77	99.78*	Total	100.38	99.19	99.46
無水%				無水%			
SiO ₂	57.21	58.16	60.94	SiO ₂	58.57	62.69	60.40
TiO ₂	1.03	0.96	0.95	TiO ₂	1.16	0.84	1.04
Al ₂ O ₃	18.10	16.37	16.13	Al ₂ O ₃	17.82	16.91	17.52
*Fe ₂ O ₃	7.33	7.46	6.84	Fe ₂ O ₃	2.56	1.75	2.06
MnO	0.17	0.13	0.13	FeO	4.44	3.81	4.05
MgO	3.89	4.03	3.09	MnO	0.13	0.16	0.14
CaO	6.56	7.09	5.69	MgO	2.64	2.24	2.49
Na ₂ O	3.04	3.40	3.51	CaO	6.19	5.16	5.80
K ₂ O	2.43	2.13	2.45	Na ₂ O	3.77	3.71	3.76
P ₂ O ₅	0.24	0.27	0.27	K ₂ O	2.40	2.48	2.44
				P ₂ O ₅	0.32	0.25	0.30
MgO(%)	24.36	24.73	20.32	MgO(%)	16.97	16.23	17.08
*FeO(%)	41.33	41.28	40.49	*FeO(%)	43.35	38.99	40.43
Na ₂ O+K ₂ O(%)	34.31	33.99	39.19	Na ₂ O+K ₂ O(%)	39.68	44.78	42.49
分析者	K	O*	S				
分析法	W	W	X				

51. 濁川-20: 角閃石含有かんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩, 玉滝村濁川上流白川, 1520 m 左岸(GSJ R40758)

52*. 頂上-16*: かんらん石含有角閃石普通輝石紫蘇輝石安山岩, 三岳村濁川中流(谷底1730 m)左岸(GSJ R40759)

53*. 新高-72: 角閃石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩, 開田村冷川本流右岸林道沿い, 1560 m 付近

略号 [岩石名] o: かんらん石, a: 普通輝石, h: 紫蘇輝石, hb: 角閃石, bt: 黒雲母, aph: 無斑晶質, B: 玄武岩, A: 安山岩, B-A: 玄武岩質安山岩, D: デイサイト, R: 流紋岩, WT: 溶結凝灰岩, (): 含有, —: 質,
[地層名] 地質図と同じ。

分析者: S: 曾屋龍典, O*: 大森江一・大森貞子(小林ほか, 1975), O: 大森江一・大森貞子, K: 小林武彦(KOBAYASHI, 1974)ほか)

分析方法 W: 湿式分析, X: 蛍光X線分析

蛍光X線法による分析値では, 全鉄を Fe₂O₃ で示し, 灼熱減量を H₂O(+)の欄に括弧付きで表わし, また総計から灼熱減量を除いた(*印付き)。*Fe₂O₃ 及び*FeO は, それぞれ, Fe₂O₃ 及び FeO で表わされる全鉄量を示す。平均値は湿式分析による値のみを用いて求めた。

分析値番号の*印は「木曾福島」図幅地域内の試料, **印は「加子母」図幅地域内の試料であることを示す。

試料番号の後の*印は倉沢(1986)により Rb, Sr の分析が行われたもの(第14表)を示す。産地の数字(m)は標高値を示す。

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Kanazawa (10) No. 61

GEOLOGY

OF THE

ONTAKESAN DISTRICT

By

Naotoshi YAMADA and Takehiko KOBAYASHI

(Written in 1987)

(ABSTRACT)

GENERAL REMARKS

The Ontakesan District is located in the middle of central Honshu, Japan and occupies an area between the 137° 15' E and 137° 30' E longitudes and between the 35° 50' N and 36° 00' N latitudes. Most of the district belongs to Gifu Prefecture, while the southeastern part to Nagano Prefecture.

Topographically, the district lies at the southern extremity of Hida Sammyaku (mountain range), usually called the Northern Japan Alps. In this district, a giant volcanic edifice, Ontake San (mountain) with 3,063 m maximum altitude, stands on the low-relief mountains with 1,500–1,900 m top altitudes. The main rivers in the district are Hida Gawa (river) and its tributaries for the most parts and Ōtaki Gawa for the southeastern part, both joining into Kiso Gawa to the south which flows finally into Ise Wan (bay) facing to the Pacific Ocean.

Geologically, the district belongs to the Inner Zone of Southwest Japan, which is divided into the four geotectonic belts, namely the Hida Belt, the Hida Marginal Belt, the Mino Belt and the Ryoke Belt from north to south. The mapped district is situated in the Mino Belt as a whole, consisting of the folded Triassic to Jurassic marine sequences hitherto called "Chichibu

Table 1 Summary of geology in the Ontakesan District

Geologic age		Stratigraphic units		Remarks	
Cenozoic	Quaternary	Holocene	1984 Ontake Debris Avalanche Deposit	1984 Naganoken-seibu Earthquake	
			Alluvium	1979 Phreatic Explosion	
			Debris deposits		
			Talus and colluvial deposits		
	Pleistocene	Late	Products of Ontake Volcano	Younger Ontake Volcanic Rocks	↑ Erosion of Younger strato- volcanoes
				Marishiten Volcano Group (andesite)	Younger stratovolcanoes
	Middle	Early	Products of Ontake Volcano	Takigoshi Formation	
				Mamahadake Volcano Group (rhyolite-dacite)	Lava domes
	Neogene	Pliocene	Products of Ontake Volcano	Older Ontake Volcanic Rocks (dacite-basalt)	Pumice eruption and caldera formation
					Erosion of Older stratovolcano
Miocene	Pliocene	Products of Ontake Volcano		Older stratovolcano	
Paleogene	Pliocene	Products of Ontake Volcano	Suzurankōgen Basalt	Intrusions of porphyrite and dacite	
			Nyūkawa Pyroclastic Flow Deposit		
Mesozoic	Cretaceous	Late	Nōhi Rhyolites	Formation of the intramountain basins in the northern areas	
					↑ Erosion
	Early	Late	Nōhi Rhyolites	Stage V welded tuffs	Yakeiwadani Granodiorite
				Stage IV welded tuffs	Intrusions of granite porphyry
	Jurassic	Middle	Mesozoic strata of the Mino Belt	Kurosawa Breccia	
				Shirakawa Formation	Intrusions of granodiorite porphyry
	Early	Middle	Mesozoic strata of the Mino Belt	Stage III welded tuffs	
				Atera Formation	Intrusions of pre-Nōhi granitoids
	Triassic	Middle to Late	Mesozoic strata of the Mino Belt	Stage II welded tuffs	↑ Upheaval and erosion
					Regional folding
Early	Middle to Late	Mesozoic strata of the Mino Belt	Olistostrome	Formation of thrust sheets	
			Sandstone, mudstone, tuffaceous mudstone, conglomerate	Submarine slumping	
Early	Middle to Late	Mesozoic strata of the Mino Belt	Bedded chert	Felsic volcanism	

Ontake volcanism
Atera fault movement

Felsic magmatism

Sedimentation-deformation of the Mino Belt

Paleozoic formations” or “Honshū Geosynclinal Deposits”.

On the erosion surface of the above Mesozoic strata of the Mino Belt, rest the Late Cretaceous Nōhi Rhyolites made principally of felsic welded tuff, unconformably. They are intruded by several stocks and dikes of granodiorite porphyry and granite porphyry, which are nearly coeval to the Nōhi Rhyolites or somewhat later.

In late Pliocene, the Nyūkawa Pyroclastic Flow Deposit (dacite welded tuff) was emplaced in the northeastern part of the district. In latest Pliocene, the Suzurankōgen Basalt erupted on the northern part of the district. In Middle to Late Pleistocene, the Ontake Volcano located at the easternmost part of the district erupted, producing a large quantity of basalt to rhyolite lavas and pyroclastic materials. Its activity continues to recent as phreatic eruption on a small scale.

Geological succession and remarkable events in the mapped district are summarized in Table 1.

MESOZOIC STRATA OF THE MINO BELT

The Mesozoic strata of the mapped district consist of thick marine sequences and lithologically belong to the sandstone-chert facies of the Mino Belt (ADACHI, 1976). They are distributed in the northeastern part of the district, and are composed mainly of the Triassic chert and the Jurassic sandstone-mudstone, both trending NE-SW. A small quantity of olistostrome facies occurs at the southeastern corner of the district and also in the western part of the district, the latter being enclosed within the Nōhi Rhyolites as large blocks.

NŌHI RHYOLITES AND RELATED INTRUSIVE ROCKS

Nōhi Rhyolites

The Nōhi Rhyolites had long been called “quartz porphyries,” but it became evident in early 1960s that they are large-scale pyroclastic flow deposits, mostly welded and devitrified. They extend in the Inner Zone of southwest Japan, especially in the Mino Belt with approximately 100 km length in a NNW-SSE trend. They are volcanostratigraphically divided into five stages (Stage I to Stage V) on the basis of intercalation of water-laid sediments or structural discontinuities. Volcanic rocks of each stage are further subdivided into several welded tuff units which are discriminated to each other by rock facies such as chemical and mineral compositions, size of crystal fragments and abundance of lithic fragments.

The mapped district lies in the central to eastern parts of the Nōhi Rhyolites mass, where the Stages II–V volcanics are widely distributed. The Stage I volcanics, on the other hand, are only found in the southern to southwestern parts of the mass. Table 2 shows the thickness and lithologic features of each stratigraphic unit of the Nōhi Rhyolites in the mapped district. According to the fission-track dating for zircons, Stages II–IV correspond to latest Cretaceous age and Stage V corresponds to Paleocene age (Table 1).

The Stage II volcanics are the thickest and most widespread in the mapped district. They unconformably overlie the Mesozoic strata of the Mino Belt at the eastern part of the district. While, in the western part of the district, these strata are enclosed as numerous megablocks, several tens or hundreds meters across, within the Osaka Pyroclastic Rocks, the lowermost unit of the Stage II volcanics. This means that the source area for Stage II volcanics probably existed

Table 2 Summary of the Nōhi Rhyolites in the Ontakesan District

Volcanic stage	Stratigraphic unit	Maximum thickness (m)	Composition	Crystal content (vol. %)	Remarks
V	Suzugasawa Welded Tuff	130	Rhyodacite	55 ±	Abundant in lithic fragment
	Senzawa Welded Tuff	70	Rhyolite	30 ±	
IV	Setogawa Welded Tuff	700	Rhyodacite	40–50	
	Kurosawa Breccia	20			Unsorted breccia and sandstone Tuffaceous sandstone-mudstone and tuff-lapilli tuff
	Shirakawa Formation	150			
III	Uguigawa Welded Tuff	200	Rhyolite	15–30	Abundant in lithic fragment
	Mayumitōge Welded Tuff	300	Rhyolite	30–40	
	Takadaru Welded Tuff	700	Rhyolite	30–40	
	Atera Formation	50			Tuffaceous sandstone-mudstone, tuff and conglomerate
II	Yūmoriyama Welded Tuff	500	Rhyodacite	40–50	Abundant in lithic fragment
	Akaishi Welded Tuff	50	Rhyolite	25–35	
	Higashimata-Funayama Welded Tuff	1,000	Rhyodacite	45–55	Abundant in lithic fragment in part
	Osaka Pyroclastic Rocks	<800	Rhyolite		Tuff breccia-lapilli tuff and welded tuff

in the western part of the mapped district.

Among the Stage II volcanics, the Higashimata-Funayama Welded Tuff is the largest unit which cover the main parts of the Nōhi Rhyolites mass. It consists principally of biotite-hornblende-ferroaugite-ferrohypersthene rhyodacite welded tuff ($\text{SiO}_2 = 70\text{--}73\%$) and subordinately of rhyolite welded tuff ($\text{SiO}_2 = 74\%$), both having a highly porphyritic nature. In the western part of the mapped district, it often contains large-sized lithic fragment such as sandstone, mudstone, chert, granite, rhyolite tuff and rhyolite welded tuff. The Akaishi Welded Tuff is a thin unit made of rather aphyric rhyolite welded tuff. The Yumoriyama Welded Tuff is made of rhyodacite welded tuff similar to the Higashimata-Funayama Welded Tuff in lithology. These three welded tuff units are in sharp contact to each other or mutually grade in a narrow extent, but neither the non-welded facies nor the clastic sediments are observed near the boundaries. So these units probably belong to a simple (?) cooling unit of ash-flow tuffs (SMITH, 1960) as a whole.

The Atera Formation, consisting of volcanoclastic sediments, overlies conformably the Stage II volcanics. Although the formation is thin and sometimes become thinning out in the mapped district, it widely occurs in the southern neighboring district, forming the deposits with 100–400 m thickness.

The Stage III volcanics overlie conformably the Atera Formation or the Higashimata-Funayama Welded Tuff. They are divided into the three units (Table 2), though they have highly silicic composition ($\text{SiO}_2 = 78\%$) altogether. The Takadaru Welded Tuff, the lowest unit of these volcanics, has a thin sedimentary intercalation (10–20 m thick) composed mainly of conglomerate and pumice tuff. It suggests that this unit can be subdivided into plural cooling

units. The Mayumitoge Welded Tuff is discriminated from the lower and the upper units by its abundance in lithic fragments. It becomes thicker to the southern neighboring district.

The Shirakawa Formation, consisting of water-laid volcanoclastic rocks, overlies conformably the Stage III volcanics in the southern part of the mapped district, while it is lacking in the central part of the district.

The Kurosawa Breccia, composed mainly of unsorted volcanic breccias, overlies the Uguigawa Welded Tuff, the uppermost unit of the Stage III volcanics. Type localities for the Shirakawa Formation and the Kurosawa Breccia were set up in the southern neighboring district, where the former is covered by the latter conformably.

The Stage IV volcanics consist of the Setogawa Welded Tuff and the Sotobayama Welded Tuff, although the latter occurs only in the southeastern neighboring district. The Setogawa Welded Tuff conformably overlies the Kurosawa Breccia, the Shirakawa Formation or the Uguigawa Welded Tuff, respectively. It is made of rhyodacite welded tuff ($\text{SiO}_2 = 72\%$) for the most parts and probably belongs to a simple cooling unit as shown in the 1200m-length borehole samples drilled at the southeastern part of the mapped district.

The Stage V volcanics occur only poorly in the eastern marginal part of the Nōhi Rhyolites mass including the southeastern corner of the mapped district. They unconformably overlie the Mesozoic strata of the Mino Belt. In the southern neighboring district, the Stage V volcanics are in fault contact with the Stages III-IV volcanics, but this boundary fault is not observed in the mapped district owing to covers of the Quaternary andesite lavas from the Ontake Volcano.

Granodiorite porphyries

The granodiorite porphyries are distributed in the western and the northern parts of the mapped district as several stocks or large-sized dikes intruding the Osaka Pyroclastic Rocks, the Higashimata-Funayama Welded Tuff and, rarely, the Takadaru Welded Tuff. The largest stock is the Hagiwara Granodiorite Porphyry which is distributed more widely in the western neighboring district. These granodiorite porphyries contain abundant phenocrysts of plagioclase, quartz, K-feldspar, biotite, hornblende and clinopyroxene in the fine-grained groundmass. They have abundant mafic inclusions and, rarely, xenoliths of fine to medium-grained biotite granite. Fission-track age of zircons from the granodiorite porphyry in the northern neighboring district is 63.1 ± 2.6 Ma, nearly coeval to the Stage III or IV.

Granite porphyries

The granite porphyries are distributed in the Nōhi Rhyolites mass as numerous dikes intruding the Stage II-V volcanics. Especially, they are clustered in the southwestern part of the mapped district, forming a parallel dike swarm of a NE-SW trend. Some of these dikes also intrude the granodiorite porphyries, so they have been emplaced later than the latter, probably in Paleocene age. These granite porphyries contain abundant phenocrysts of quartz, K-feldspar, plagioclase, biotite and hornblende in the fine-grained or felsitic groundmass.

PLIOCENE TO PLEISTOCENE VOLCANIC ROCKS

The Pliocene to Pleistocene volcanic rocks in the mapped district consist chiefly of the Nyūkawa Pyroclastic Flow Deposit of Late Pliocene age and the Suzurankōgen Basalt of latest Pliocene age. In addition, the small dikes of hornblende porphyrite and biotite dacite, probably of Middle Pleistocene age, occur in the southernmost part of the district.

The Nyūkawa Pyroclastic Flow Deposit is a large-scale pyroclastic flow deposit, probably erupted at the northeastern area now occupied by the Norikura Volcano. It is widely distributed in the northeastern region of the Gifu Prefecture with about 400 km original extent. K–Ar age is obtained as 2.3–2.6 Ma. In the mapped district, it lies on the low-relief mountains with 1400–1600 m altitudes, which are underlain by the Mesozoic strata of the Mino Belt for the most parts. It is made principally of augite-hypersthene dacite welded tuff (50–100 m thick) with basal thin non-welded facies.

The Suzurankōgen Basalt is a part of the Ueno Basalts which are sporadically distributed in the eastern part of Gifu Prefecture to the western part of Nagano Prefecture. It occurs in the northern part of the mapped district and further to the north, overlying the N-ohi Rhyolites or the granodiorite porphyries. K–Ar age is obtained as 2.0 Ma. It is made of olivine basalt or augite-olivine basalt lava of about 50 m thick with basal scoriaceous bed. Petrochemically, it belongs to the high-alumina basalt series (KUNO, 1966). It is assumed from the topographic features that it has erupted at the plural points in the mapped district.

ONTAKE VOLCANO

The Ontake Volcano is a southern end member in the Norikura volcanic zone, in which volcanoes are well arranged with 20 to 30 km interspace to each other on a N–S trend along the major axis of the remarkable upheaval zone, the Northern Japan Alps, in central Honshu. The Ontake Volcano has a conspicuous cone whose top is Ken-ga-Mine (mountain) 3,063.4 m in altitude, resting on mountains 1,500–1,900 m in altitude. The edifice, which contains two overlapping bodies of compound volcanoes with caldera almost buried down, consists mainly of lavas and pyroclastics of calc-alkaline andesite with small amounts of rhyolite-dacite and basalt. The summit of the edifice consists of a series of smaller stratocones of andesite with or without crater basins arranged in a roughly N–S trend.

Volcanic products

The products of the Ontake Volcano are divided into two groups with an erosional gap: the Older Ontake Volcanic Rocks (abbreviated OVR in the followings) erupted before caldera and the Younger Ontake Volcanic Rocks (abbreviation: YVR) as syn- and post-caldera.

OVR covers the outer part of Ontake cone up to about 80 km³ in volume. It consists of lavas and volcanoclastic deposits, especially debris flow deposits. Lavas are mainly of augite-hypersthene andesite with or without small amounts of hornblende and/or olivine (SiO₂: 59–63%), ranging from augite-olivine basalt (SiO₂: 50%) to augite-hypersthene-hornblende dacite (SiO₂: 67%). It is assumed that OVR had formed a single cone of a stratovolcano probably in Middle Pleistocene and thereafter the edifice has been eroded and lost the central part of it with caldera generation.

YVR piled up in the caldera basin and extended over dissected valleys on OVR, resulting to form the central part of present Ontake edifice. Stratigraphically and lithologically, YVR is subdivided into two series of volcanoes without an evident cessation of their activities: the lower part of felsic rocks named the Mamahahadake Volcano Group and the upper part of andesite named the Marishiten Volcano Group. The Mamahahadake Volcano Group are composed mainly of thick lavas and pyroclastic deposits of dacite (SiO₂: 66–69%) piling up in the caldera, although the lowest members of them are large amounts of air-fall pumices of rhyolite (SiO₂:

70–73%) related to the formation of the caldera. The Marishiten Volcano Group are of a group of small stratocones of andesite (SiO_2 : 59–63% for the most parts) covering more than a half of the Mamahahadake Volcano Group and forming the summit of the present Ontake Volcano. The beginning of eruption of YVR is dated 70,000–90,000 y.B.P. by fission-track method and the end of it is estimated about 30,000 y.B.P. tephrochronologically.

Volcanic history

Stratigraphy of the Ontake volcanic rocks leads to the conclusion that there are two active periods and two alternatively inactive periods for about several tens of thousands years, respectively (Table 3). During the inactive period, the volcanic activity is weak on the whole and the superficial phenomena are restricted to phreatic activities: hot springs, fumaroles and intermittent phreatic explosions without discharge of hot magma.

The Older Ontake Period, namely the first active period of the Ontake Volcano, initiated probably far more than 100,000 years ago and continued for perhaps tens of thousands of years. Lavas and volcanoclastic deposits belonging to OVR built up a huge stratovolcano. After this active period, there seems to have been a very long cessation of volcanism, the inactive period. The volcanic edifice of OVR had been dissected intensively to form radial valleys before the activity of YVR.

The Younger Ontake Period is subdivided into two stages by abrupt changes of the volcanic products: the earlier stage, called the Mamahahadake Volcano Group and the later one is Marishiten Volcano Group. Activity of the Mamahahadake Volcano Group started from the successive eruption of enormous volume of rhyolitic pumice-falls accompanied by formation of caldera. Among these extensive tephra layers, a pumice-fall layer called “Pm-I” covered a wide area more than $3 \times 10^4 \text{ km}^2$. The following activities ejected dacitic products: thick lava flows, pyroclastic flows and air-fall pumice. They buried up the major part of the new-born caldera, resulting in the formation of a composite shield volcano with dacite lavas, Mamahaha Dake (mountain). During the activity of the Marishiten Volcano Group, the andesitic products formed small stratocones overlapped each other and arranged in a roughly N-S trend. The upper parts of the cones are composed mainly of mantles of dense-welded agglutinate with small amounts of lava flows except latest craters as San-no-ike crater. Tephrochronological evidences show the last magmatic eruption of the Marishiten Volcano Group occurred before 2.3×10^4 y.B.P., namely before the showering of Aira Tn (AT) ash.

For the last about 30,000 years, the Ontake Volcano has been in the second inactive period, during which the superficial activities continued as fumaroles and hot springs and intermittently repeated phreatic explosions with the average interval about 1,500 years. The last phreatic explosion, but the first historical one, occurred October 28, 1979.

The phreatic explosion of 1979 suddenly broke out in the early morning of October 28 with no apparent signs of the new volcanic activity except for the preceding weak volcanic earthquakes for half a day. The surface activity began at the new small craters and eruptive fissures, arranging in a NW–SE trend on the southern slope of Ken-ga-Mine peak at about 2,900–2,800 m in altitude. At 5:20 of October 28, the tremors from Ontake San (mountain) were recorded at a large number of seismic observatories in central Japan. At the same time, the explosion seemed to have started, but no denotation concerning to opening of new craters was recognized by hikers close to the new craters. Initially, explosions were rather weak and explosion smokes were white or pale gray in more or less 100 m high. Explosions gradually increased in violence.

Table 3 Outline of history of the Ontake Volcano

Age $\times 10^4$ y	Period	Stage	Magmatic products	Volcanic activity	Landform	Remarks			
P L E I S T O C E N E	Holo- cene	Inactive Period		1979 Explosion Phreatic explosion Hot spring Fumarole	Explosion craters Large-scale landslides	1984 Earthquake 1975-78 Earthq. swarm Akahoya Ash (6,300y.B.P.) AT Ash(23,000y.B.P.)			
							2.3		
	P L E I S T O C E N E	Ontake Period	Younger	Marishiten Volcano Group	Andesite	Andesite lava, pyroclastic flow and air-fall tephra	Composite stratovolcano	Kisogawa Mudflows DKP Pumice (ca. 48,000y.B.P.)	
			5-6		Mamahaha- dake Volcano Group	Dacite	Viscous lava, pyroclastic flow and air-fall pumice	Lava domes	Aso-4 Ash
			7-9			Rhyolite	Rhyolitic pumice	Caldera formation	Pm-I Pumice ($7-9 \times 10^4$ y.B.P.)
		Older Ontake Period	Inactive Period					Heavily dissected	Wamura Mudflows
			Late	Andesite	Lava, pyroclastic flow and air-fall tephra	Single cone of stratovolcano			
			Middle	Andesite Basalt Basaltic andesite					
	Early	Dacite Andesite Basaltic andesite							

From 8:30, dark-gray ash-laid clouds formed the cauliflower-like eruptive columns. The highest smoke column reached a height of 1,000 m above the Ken-ga-Mine and ash-showering began to move leeward on the northeastern foot of Ontake San. Around 14:00, the maximum phase of explosion with cock's tail jets were observed. The ejecta fell on around Ken-ga-Mine and destroyed a shrine and huts. The ash-laid clouds yielded the accretionary balls of ash similar to large grains of hails in shape. The main explosions had finished before the morning of October 29. The essential volcanic materials from hot magma are not found out in the 1979 ejecta, but clay minerals and pyrite, formed by activities of fumaroles or hot springs, are found with common rock-forming minerals and fragments of volcanic rocks. The activity of 1979 is characterized by a phreatic explosion, although the volcanic tremors originated from relatively deep foci and the composition of emission gas showed the character of high temperature source.

Petrochemistry

Products of the Ontake Volcano ranges from augite-olivine basalt to hypersthene-hornblende-biotite rhyolite (SiO_2 : 50-73%). There are clear differences in chemical composition between OVR and YVR. Namely, OVR is higher in $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ and Al_2O_3 , and lower in CaO, total FeO and MgO than YVR. The Peacock's alkali-lime indices are 57.9 for OVR and 61.0 for YVR, respectively. In general, chemical characteristics of the Ontake volcanic rocks is similar to that of the Chokai and Daisen volcanic zones.

LATE PLEISTOCENE TO HOLOCENE SEDIMENTS

The Late Pleistocene to Holocene sediments in the Ontakesan District consist of terrace deposits, talus and colluvial deposits, debris deposits, Alluvium and the 1984 Ontake Debris Avalanche Deposit.

Terrace deposits

Terrace deposits are distributed only poorly along Hida Gawa (river) and its tributaries such as Osaka Gawa and Akigami Gawa as well as along Ōtaki Gawa. They form narrow terrace planes 10-20 m above the river floor, and are made of gravel bed, several to ten meters thick.

Talus and colluvial deposits

Talus deposits are distributed on the foot of steep slope along Hida Gawa and its tributaries, while the colluvial deposits are mainly developed on the gentle slope underlain by the Nōhi Rhyolites. Both of these deposits are composed of subangular to angular boulder-pebble, sand and mud.

Debris deposits

Debris deposits are distributed on the southern and the northern slope of Ontake San. They form small fans along valleys, and are made of debris flow or debris avalanche deposits, about 10 m thick, consisting of subangular to angular block of the Ontake volcanic rocks, sand and mud. Most of these deposits are assumed to have been formed by the pre-historic collapse of nearby cliffs.

Alluvium

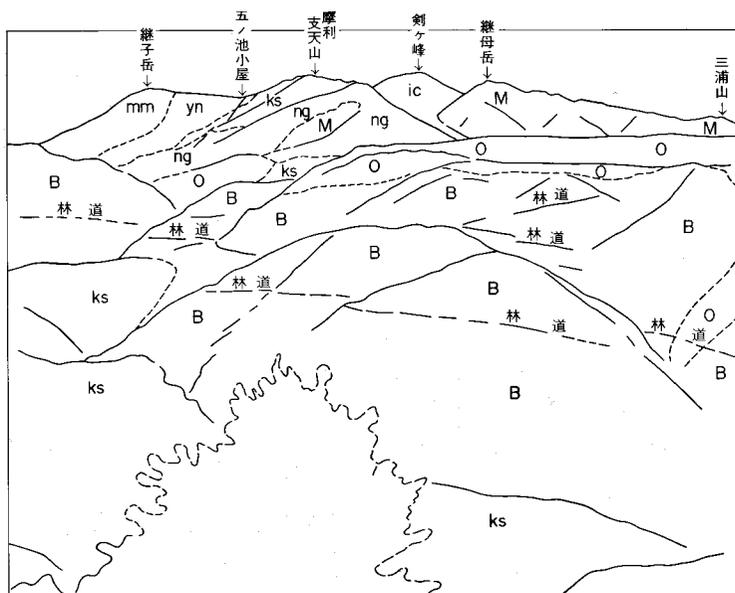
Alluvium is only poorly distributed along Hida Gawa, Ōtaki Gawa and their tributaries. It is composed of round gravel, sand and mud.

1984 Ontake Debris Avalanche Deposit

On September 14 in 1984, a debris avalanche measuring $3.4 \times 10^7 \text{ m}^3$ volume took place at the collapse site in the upper reaches of Denjo Gawa, a tributary of Ōtaki Gawa. The collapse was triggered by a nearby earthquake of M6.8 on Richter scale named the Naganoken-seibu Earthquake. The avalanche, which was undersaturated with water, rushed down 1200 m in altitude and 12 km in distance in 9 minutes along Denjo Gawa down to Otaki Gawa. It left many scratches and cracks on the surface of the tree trunks and the basement rocks on the path sides. Many rock fragments are found injected into the tree trunks.

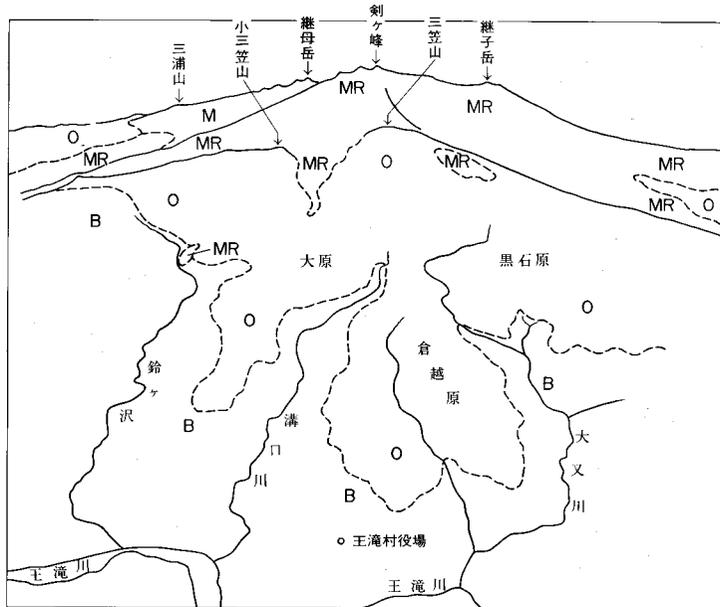
The debris avalanche deposit is several to several ten meters thick and consists of angular andesite blocks, lapilli-ash and mud. It forms a clear hummocky surface which bears many hills composed of sheared megablock of lavas and pyroclastic rocks, occasionally preserving their original stratification. The matrix shows no stratification and is chaotically sorted.

The measurement of natural remanent magnetization suggests that the megablocks were transported rotating mainly with a vertical axis. In the uppermost stream, the deposit has characteristic stripes with clear flow pattern of the surface. Each of the stripes, several to several ten meters wide and several to several hundred meters long, consists of a megablock of monolithologic debris which is scattered into isolated hills in the down stream.



西方から望む御嶽山山頂部

実線：地形の輪郭と林道，点線：地質境界，B：基盤岩（主に濃飛流紋岩類），O：古期御嶽火山岩類，M：繼母岳火山群の噴出物（新期御嶽），ng：濁河火山噴出物，ks：草木谷火山噴出物，mm：繼子岳火山噴出物，ic：一ノ池火山噴出物，yn：四ノ池火山噴出物（ng-yn：新期御嶽，摩利支天山群）（岐阜県益田郡小坂町提供）



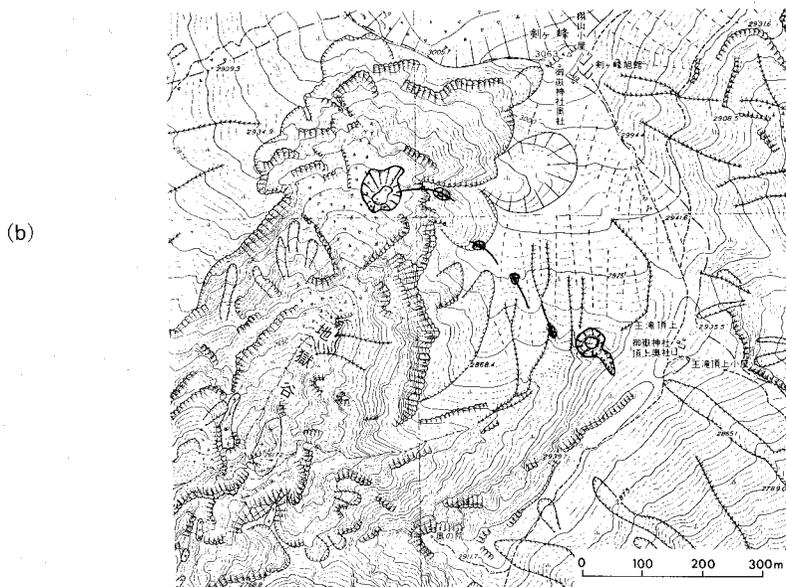
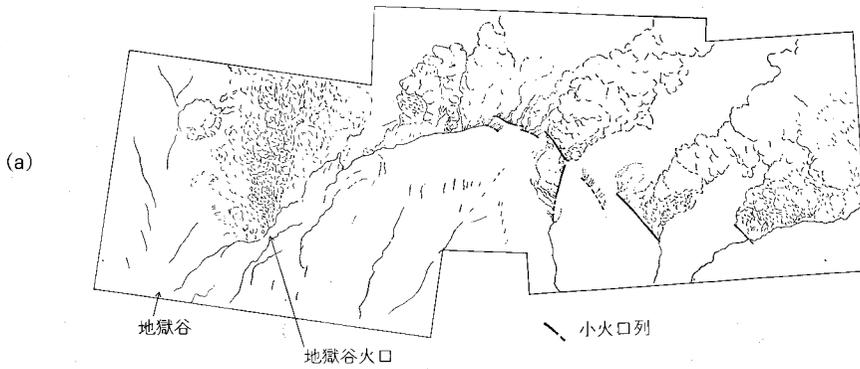
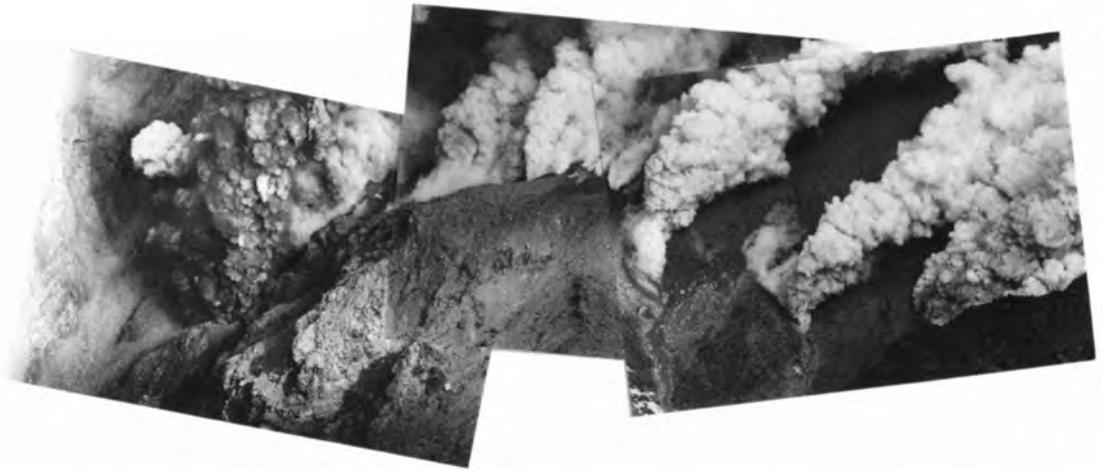
南東方上空から望む御嶽山

実線：地形の輪郭，点線：地質境界，B：基盤岩(主に美濃帯中生層)など，O：古期御嶽火山岩類，M：継母岳火山群の噴出物(新期御嶽)，MR：摩利支天火山群の噴出物(新期御嶽) (長野県木曾郡王滝村提供)



南方上空から望む御嶽山山頂 - 南斜面

写真左側手前に平行する河谷が濁川上流の白川(左)と赤川(右)で、赤川の上流が地獄谷、その谷頭の高まりが山頂剣ヶ峰(3,063m)である。剣ヶ峰の左の窪みが一ノ池(火口)、その後左へ長く延びる尾根が摩利支天山、最も後方に見える頂が継子岳である。継母岳は白川の源頭部にある。写真の手前右側は伝上川上流部で、大きな崩壊地の右側の尾根が1984年長野県西部地震で崩壊した。撮影 1976年(玉野総合コンサルタント提供)

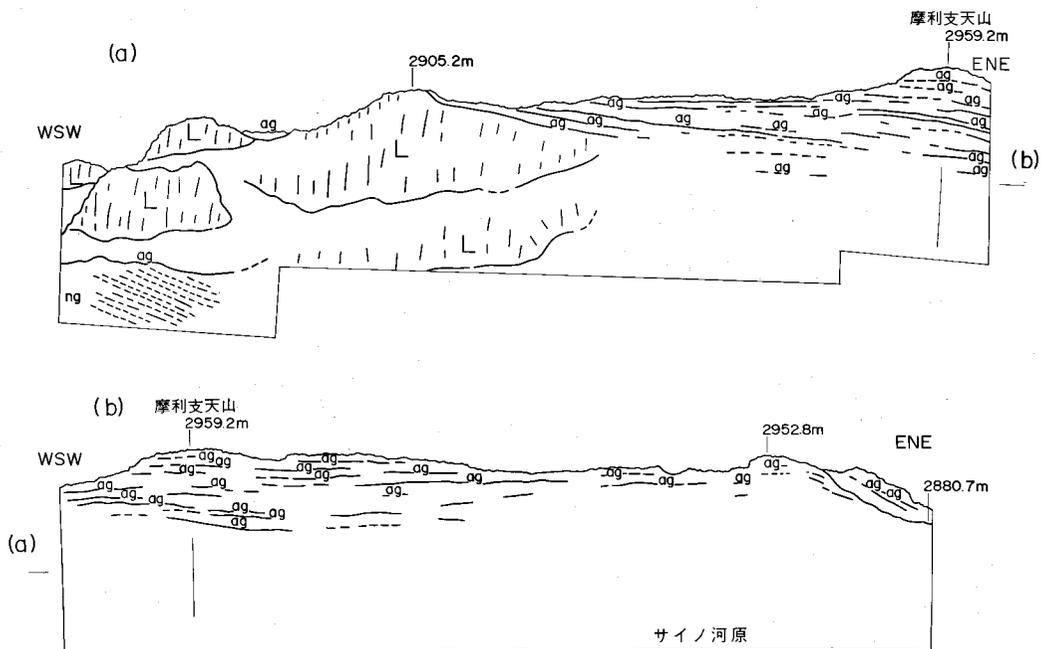
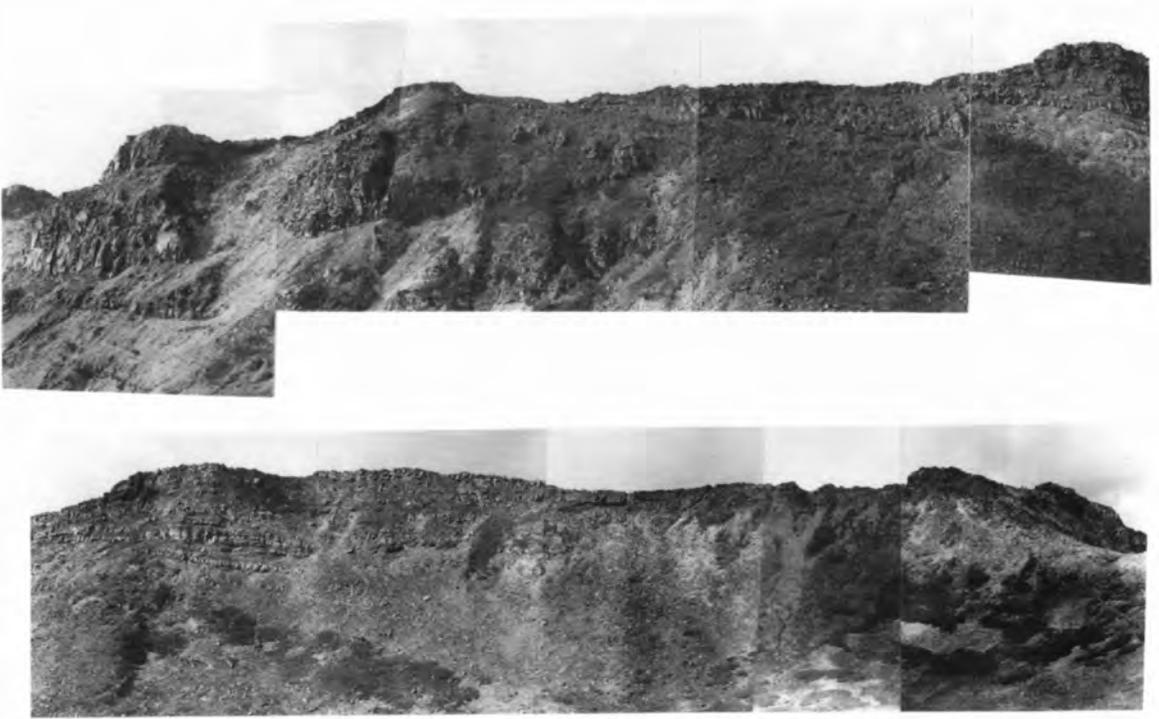


御嶽山1979年噴火—活動最盛期(10月28日午前9時-9時30分)の状況—

この時期には雁行状の割れ目から煙のカーテンを作って噴出したが、次第に噴火口が集束して1つの割れ目に1-2個の小火口に変わった(©中部日本新聞社)

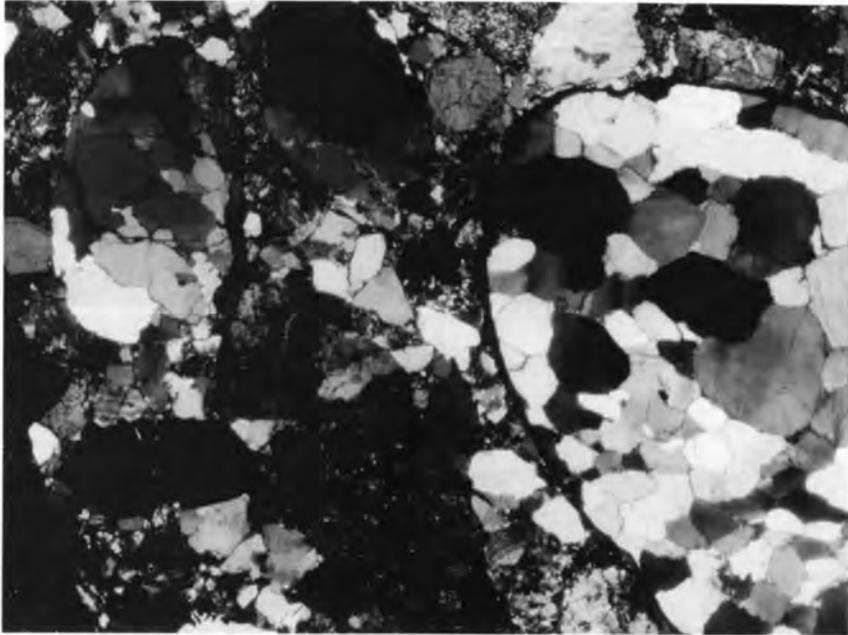
(a) 噴煙と火口列のスケッチ

(b) 噴火後の火口地形(太線部分)、国土地理院発行5千分の1火山基本図「御嶽山-III」の一部

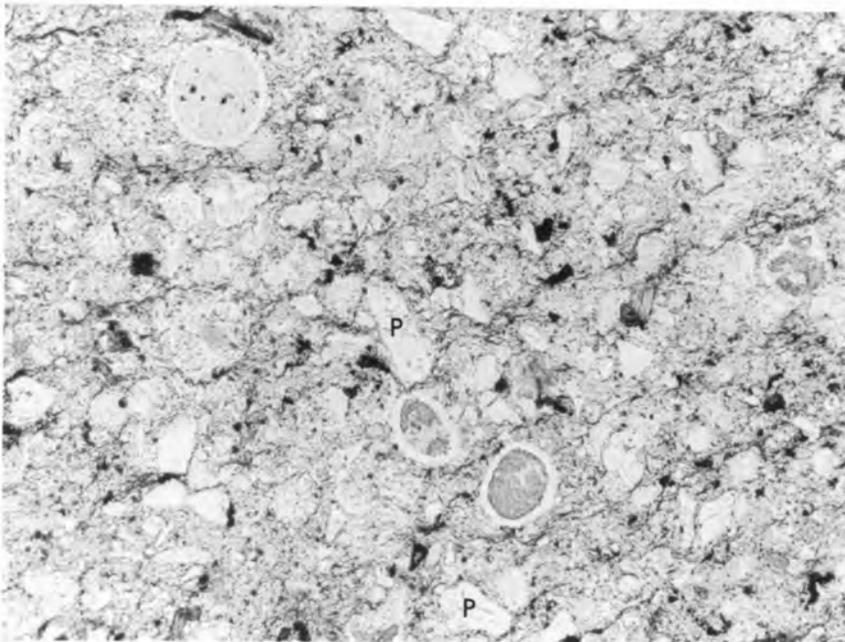


摩利支天山南壁(カルデラ壁)にみられる草木谷火山の構造

草木谷火山の下部(又は西部)には「かまぼこ」型の溶岩流が存在するが、上部(又は北-東部)はすべて溶結岩滓集塊岩からできている。ag: 溶結岩滓集塊岩, L: 溶岩(第51図右上のks), ng: 濁河火山の降下火砕堆積物(第51図右下) (a)と(b)は本来連続した断面であるが、撮影地点が異なるので、一部を重複させてある。第61図, 第62図は(b)の右端に当たる



1



2

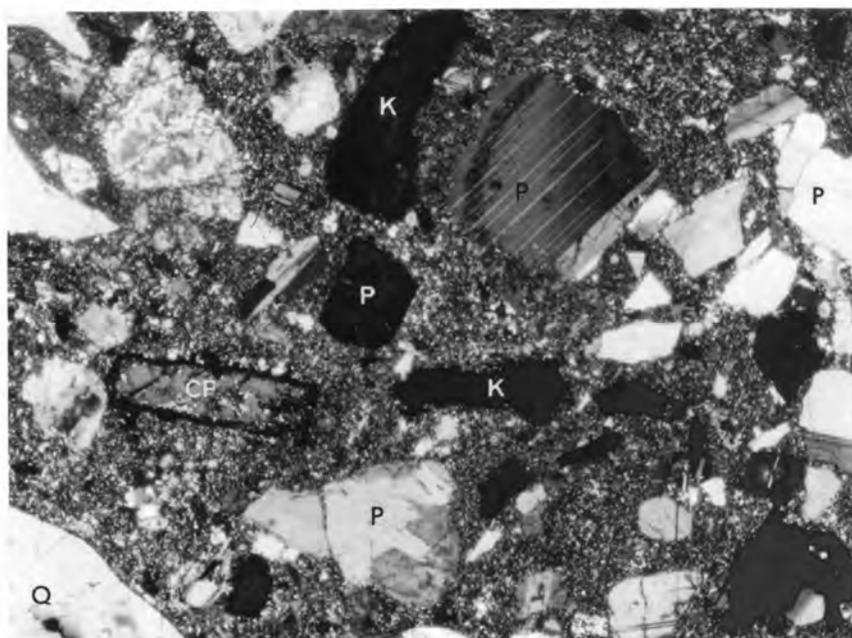
0.1mm

1. 石英アレナイトの円礫を含む美濃帯の礫岩

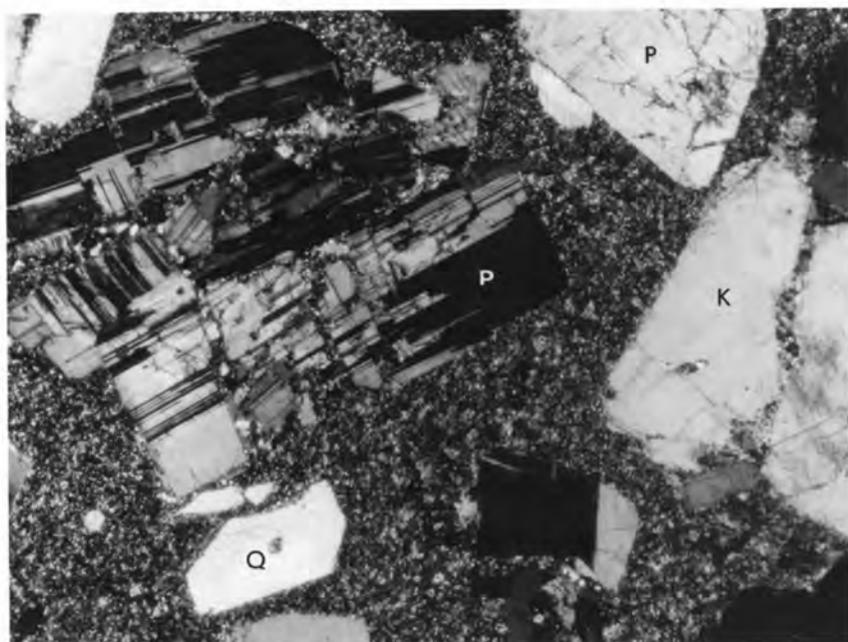
石英アレナイト中の石英粒子はかなり不揃いであるが、元の dusty border を残しており、粒間には微量の粘土鉱物が見られる。高根村布川(GSJ R40378)。直交ポーラー。スケールの長さ 1 mm

2. 放散虫化石に富む美濃帯の凝灰質シルト岩

火山性起源とみられる自形の斜長石(P)を含む。小坂町無数原(GSJ R40371)。下方ポーラー

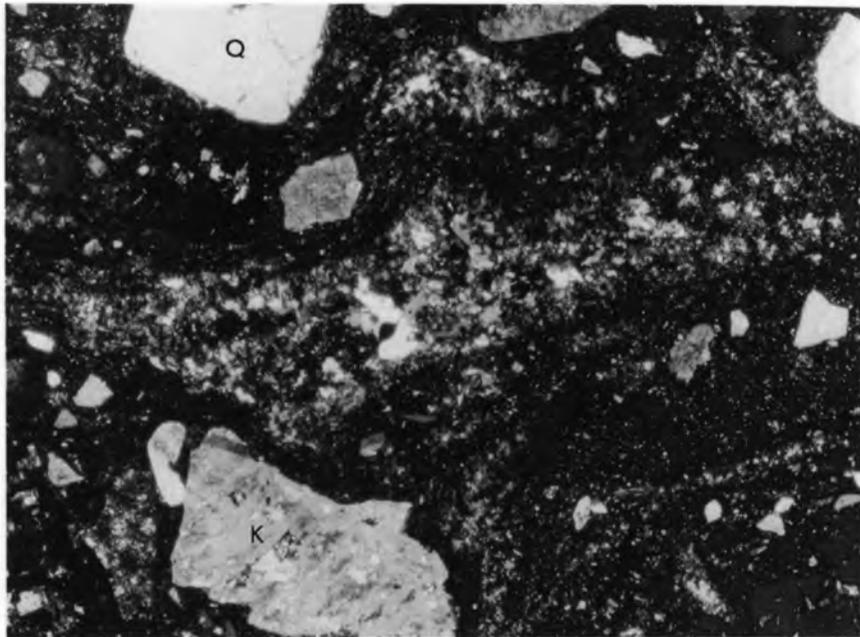


1

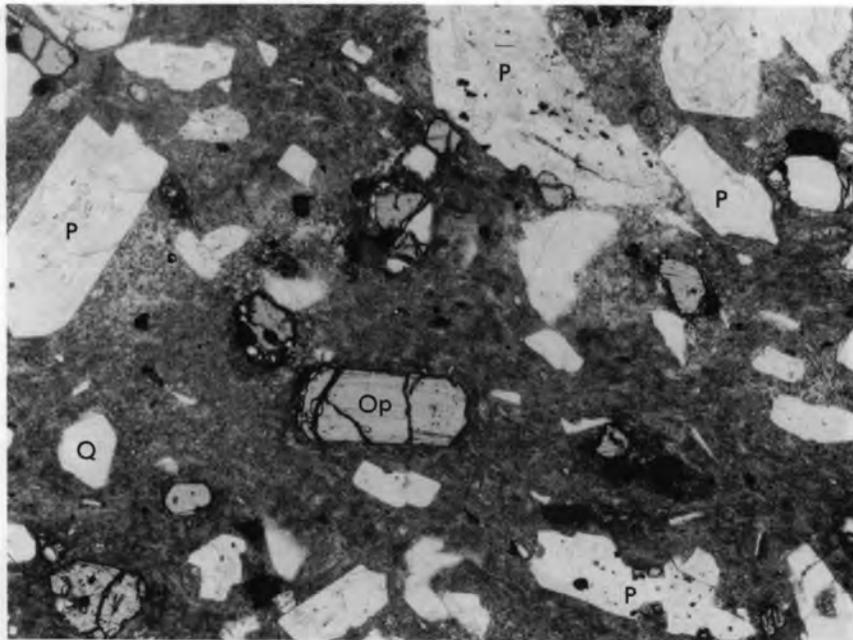


2

1. 流紋デイサイト溶結凝灰岩(濃飛流紋岩類, 東俣 - 船山溶結凝灰岩層)
 斜長石(P), カリ長石(K), 石英(Q), 輝石などの結晶片に富む。単斜輝石(Cp)の自形結晶が褐色普通角閃石の反応縁によって囲まれる。基質は脱ガラス化。小坂町濁河山山西 (GSJ R40077)。直交ポーラー
2. 本質レンズ中の破碎された斜長石斑晶(同上)
 直交ポーラー。スケールの長さ1mm(1, 2)

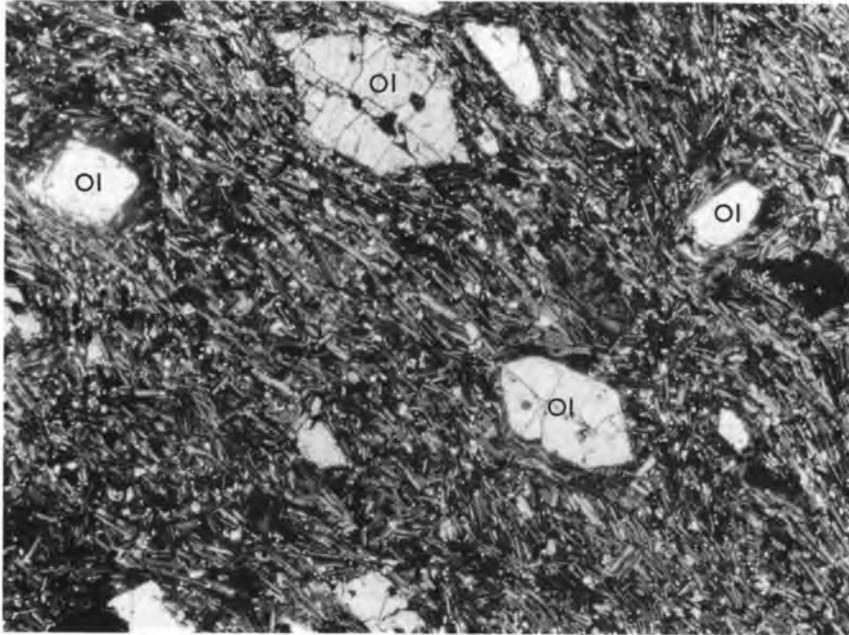


1

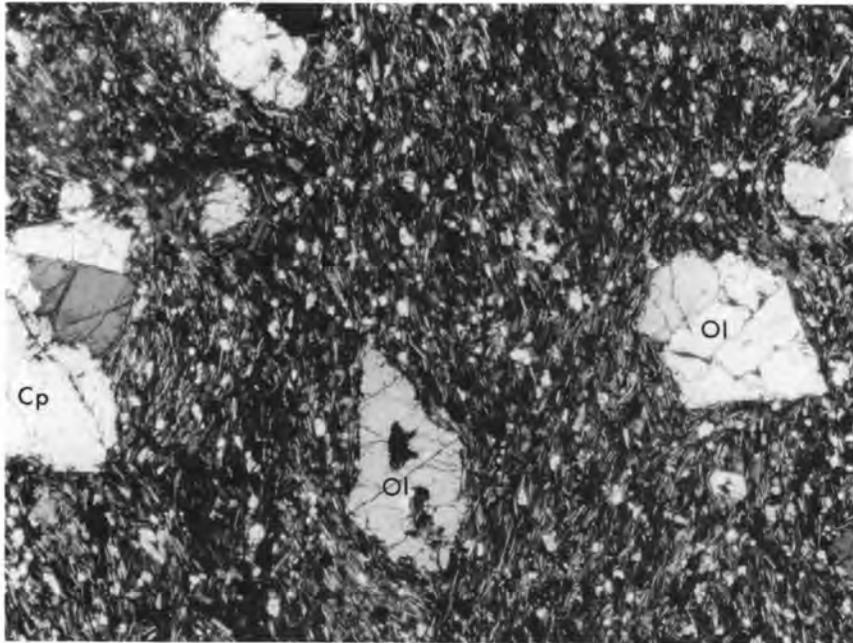


2

1. 高樽溶結凝灰岩層(濃飛流紋岩類)中の本質レンズ
石英(Q)やカリ長石(K)の結晶に富む。本質レンズ(中央)の内部には粗粒の石英や緑泥石が晶出。小坂町カラ谷(GSJ R40088)。直交ポーラー
2. デイサイト溶結凝灰岩(丹生川火砕流堆積物)
斜長石(P)・紫蘇輝石(Op)の自形・破片状結晶に富む。高根村道後谷(GSJ R27298)。直交ポーラー。スケールの長さ 1 mm(1, 2)



1

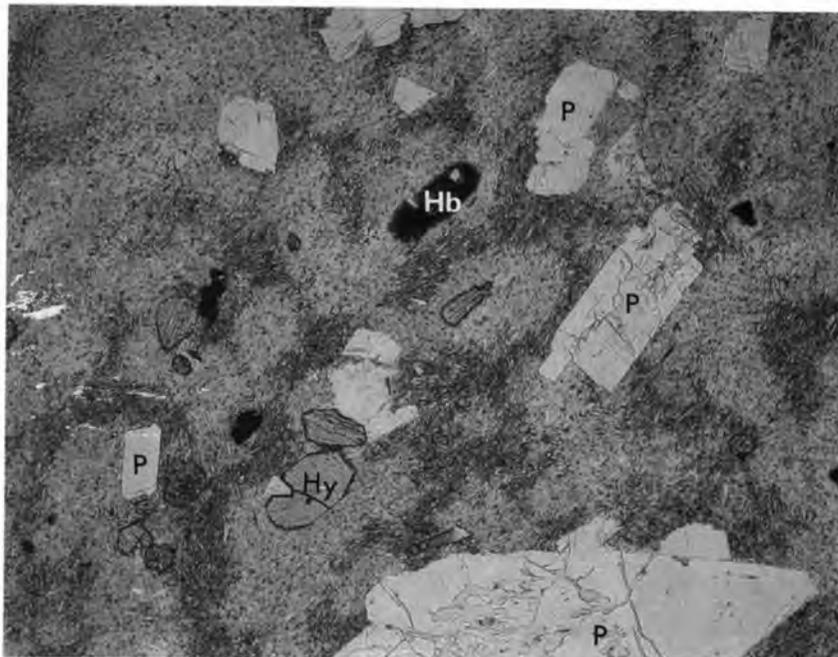


2

1. かんらん石玄武岩(鈴蘭高原玄武岩)
かんらん石(Ol)の斑晶に富む。小坂町オコズリ谷(GSJ R40100)。直交ポーラー
2. 普通輝石かんらん石玄武岩(同上)
かんらん石(Ol)と普通輝石(Cp)の斑晶に富む。小坂町樫谷(GSJ R40101)。直交ポーラー。スケールの長さ1mm(1, 2)

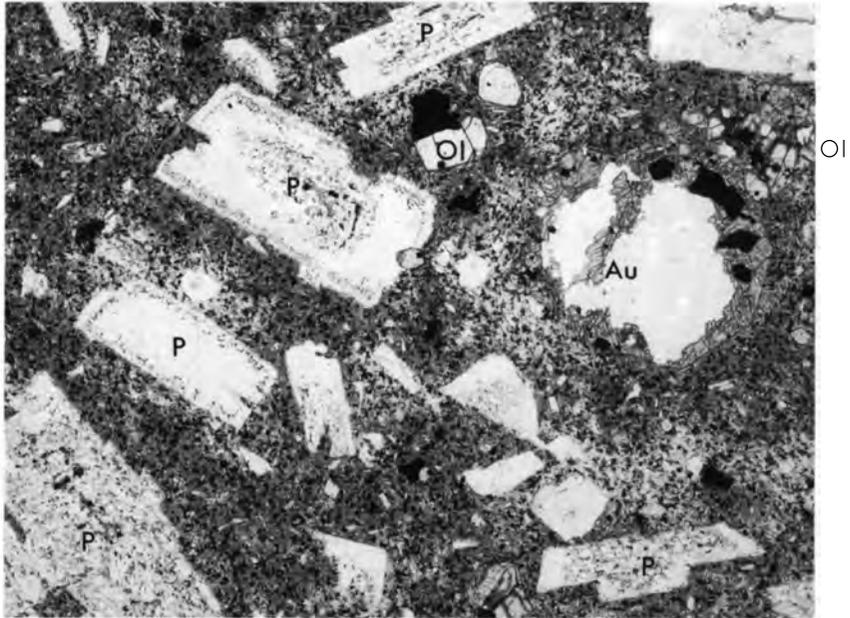


1

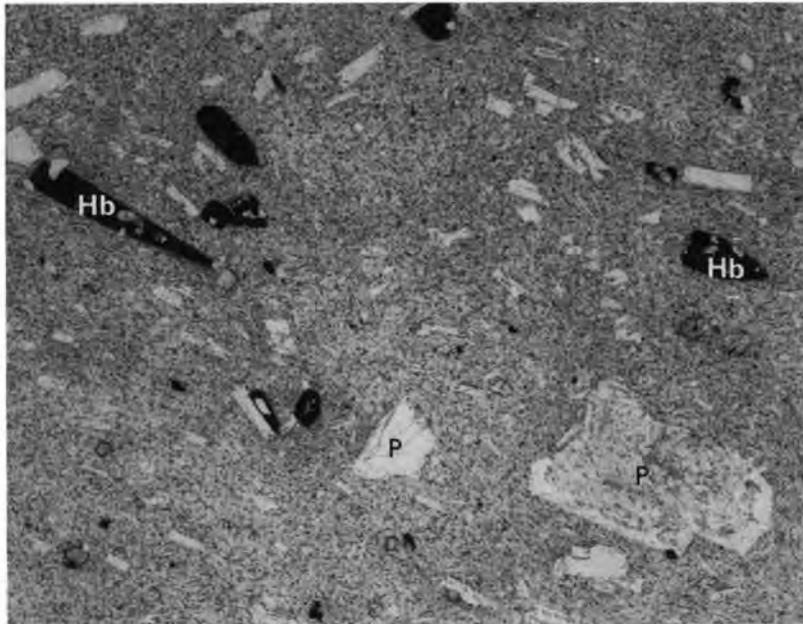


2

1. かんらん石普通輝石玄武岩質安山岩（土浦沢溶岩層）
 斜長石(P), 普通輝石(Au), かんらん石(Ol)の斑晶に富む。石基は、比較的粗粒な斜長石・輝石とそれを埋める褐色ガラス(黒色ないし不透明微晶を含む)からなる。王滝村土浦沢イヅミ谷(GSJ R40741/ 土浦-1), 下方ポーラー
2. 普通輝石含有角閃石紫蘇輝石デイサイト(箱谷溶岩層)
 斑晶は斜長石(P)・紫蘇輝石(Hy), オパサイト化した角閃石(Hb)などからなる。石基は一部ガラス質(暗色)であるが、結晶質の部分(明色)には細かい斜長石結晶を埋めて斑状の石英(?)が生じている。王滝村土浦沢箱谷(GSJ R40742/ 土浦-11), 下方ポーラー、スケールの長さ1mm

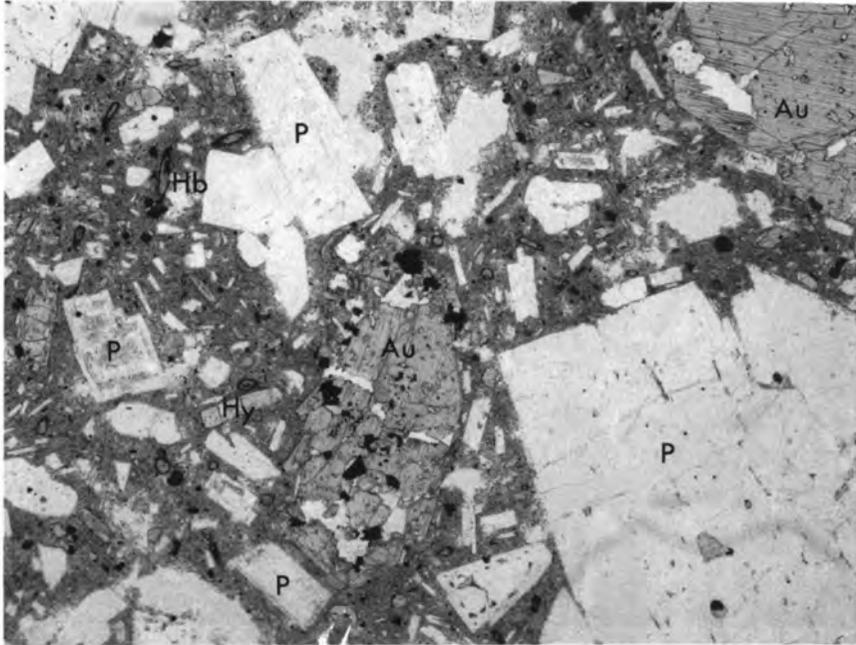


1

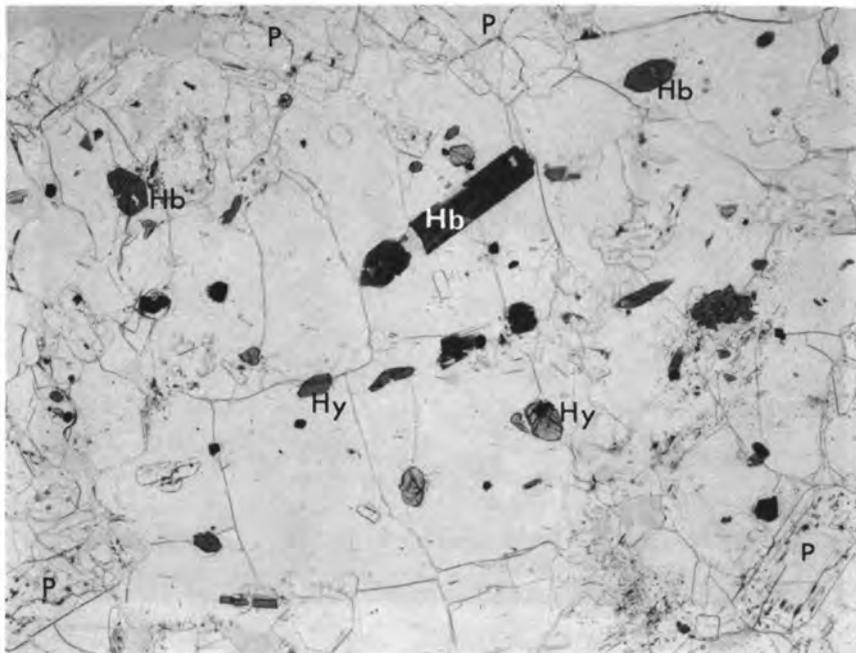


2

1. 普通輝石かんらん石安山岩(幕岩川溶岩層)
 斑晶は、包右物に富む斜長石(P)、普通輝石(Au)及びかんらん石(Ol)からなる。石基は一部で間粒状組織を示す。朝日村秋神川東俣谷(朝日-26)。下方ボーラー
2. 普通輝石紫蘇輝石含有角閃石安山岩(倉越原溶岩層)
 斑晶は、斜長石(P)及び著しくオパサイト化した角閃石(Hb)を主とし、石基は、主にガラスや細粒の斜長石からなる。王滝村鈴ヶ沢中股(鈴ヶ沢-4)。下方ボーラー。スケールの長さ 1 mm

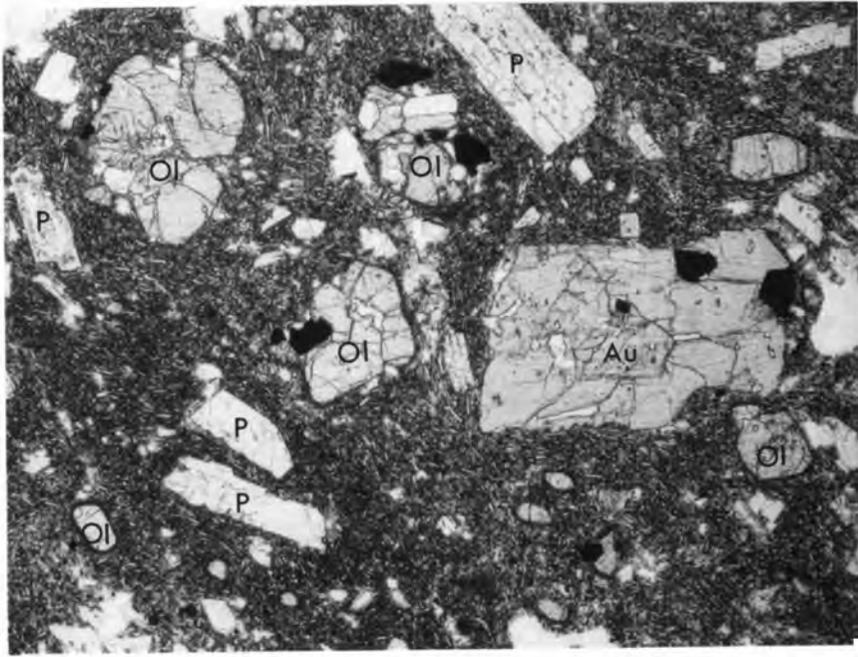


1

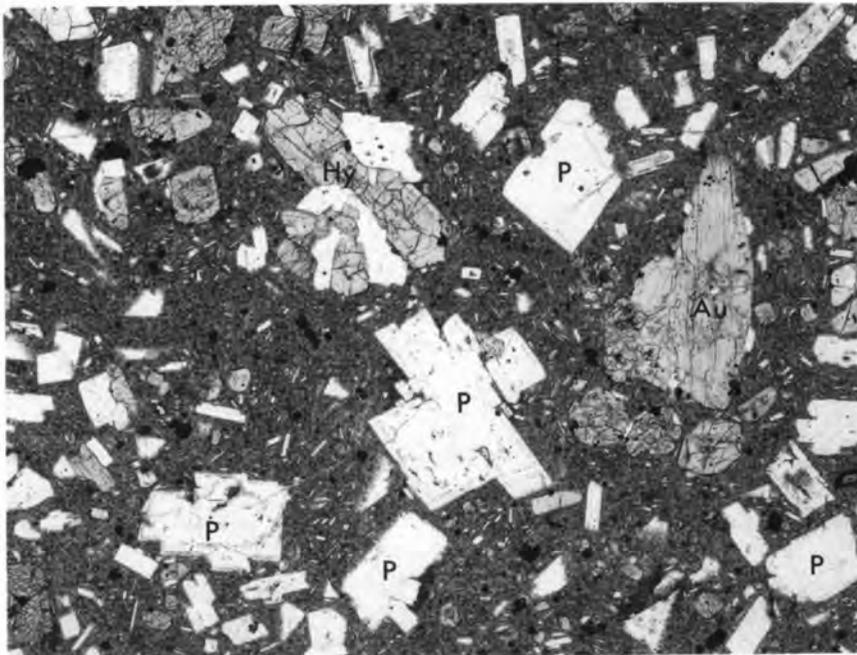


2

1. かんらん石含有角閃石普通輝石紫蘇輝石安山岩(三笠山溶岩層)
 多量の斑晶を含む安山岩で、斜長石斑晶(P)には長さ1cmを超えるものがあり、肉眼でも累帯構造が認められる。普通輝石(AH)や紫蘇輝石(Hy)の斑晶に富む。角閃石(Hb)やかんらん石は融食形を示す。王滝村三笠山(GSJ R40748/王滝-24,「木曾福島」図幅 地域)。下方ボーラー
2. 紫蘇輝石角閃石流紋岩(湯ノ谷溶岩層)
 厚い溶岩の縞状構造に沿って存在するガラス質レンズ。石基はほとんど無色ないし帯褐色ガラスからなり、真珠状割れ目が発達する。斑晶は斜長石(P)・角閃石(Hb、一部オパサイト化)及び紫蘇輝石(Hy)からなる。小坂町濁河川湯ノ谷(濁河-28)。下方ボーラー。スケールの長さ1mm



1



2

1. 紫蘇輝石かんらん石普通輝石玄武岩質安山岩 (濁河火山噴出物)
 斜長石 (P), 普通輝石 (Au), かんらん石 (OI) などの斑晶に富む。石基はピロタキシティック組織を示す部分が多い。
 小坂町濁河川湯ノ谷 (GSJ R40752/ 濁河 -203)。
 下方ボーラー
2. 角閃石含有かんらん石紫蘇輝石普通輝石安山岩 (一ノ池火山噴出物)
 斜長石 (P), 普通輝石 (Au), 紫蘇輝石 (Hy) などの斑晶に富む。石基は、短冊状の斜長石結晶とこれを埋める淡褐色ガラスからなる。玉滝村濁河川白川 (GSJR40758/ 濁河 -20)。下方ボーラー。スケールの長さ 1 mm

文献引用例

山田直利・小林武彦（1988） 御獄山地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質
図幅），地質調査所，136p.

BILIOGRAPHIC REFERENCE

YAMADA N. and KOBAYASHI, T. (1988) *Geology of the Ontakesan district*. With Geological
Sheet Map at 1: 50,000, Geol. Surv. Japan, 136 p. (in Japanese with English
abstract 9 p.).

昭和63年3月22日印刷

昭和63年3月25日発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305 茨城県つくば市東1丁目1-3

印刷者 小宮山一雄
印刷者 小宮印刷工業(株)

東京都新宿区天神町78

© 1988 Geological Survey of Japan