

地域地質研究報告

5 万分の 1 地質図幅

東京 (8) 第 34 号

NI-54-31-13

高 遠 地 域 の 地 質

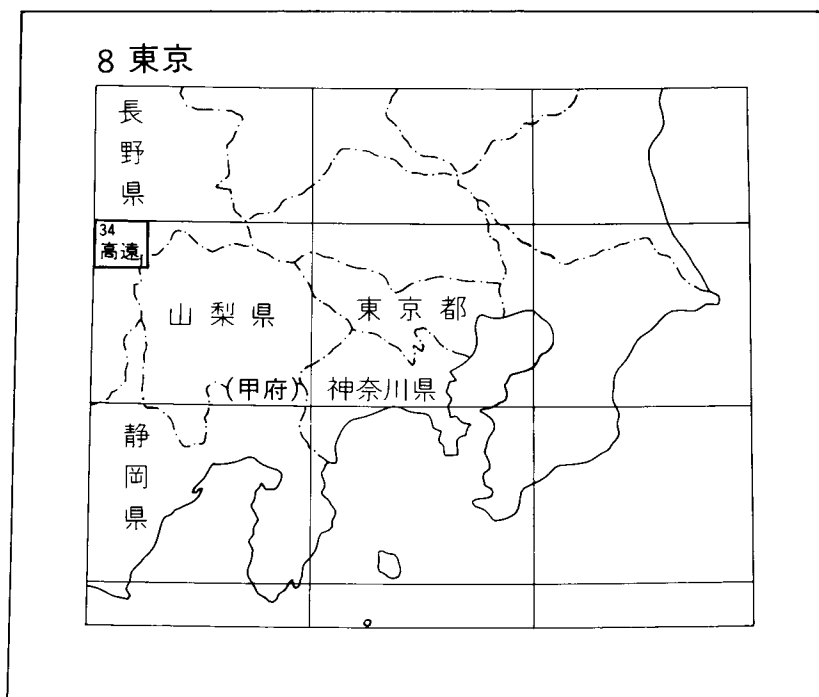
牧本 博・高木秀雄・宮地良典

中野 俊・加藤碩一・吉岡敏和

平成 8 年

地 質 調 査 所

位置図



()は 1:200,000 図幅名

5万分の1地質図幅索引図

Index of the Geological Map of Japan 1:50,000

10-54 塩尻 Shiojiri NJ-53-6-4 (1964)	8-23 諏訪 Suwa NJ-54-36-16 (1954)	8-24 蓼科山 Tateshinayama NJ-54-36-12 (1975)
10-63 伊那 Ina NI-53-1-1 (1961)	8-34 高遠 Takato NI-54-31-13 (1996)	8-35 八ヶ岳 Yatsugatake NI-54-31-9 (1977)
10-74 赤穂 Akaho NI-53-1-2 (1958)	8-45 市野瀬 Ichinose NI-54-31-14 (1983)	8-46 葦崎 Nirasaki NI-54-31-10 (未刊行, unpublished)

目 次

I. 地 形	(牧本 博・高木秀雄)	1
II. 地質概説	(牧本 博・高木秀雄・中野 俊・宮地良典・加藤碩一・吉岡敏和)	5
III. 西南日本内帯	(高木秀雄)	11
III.1 領家帯概説		11
III.2 領家変成岩類		12
III.2.1 原岩		12
III.2.2 領家帯の変形構造：褶曲		16
III.2.3 変成作用		20
III.3 領家深成岩類		28
III.3.1 概要		28
III.3.2 塩基性深成岩類：コートランド岩		29
III.3.3 非持トーナル岩		29
III.3.4 勝間石英閃緑岩		33
III.3.5 高遠花崗岩		34
III.3.6 マイロナイト		35
IV. 西南日本外帯	(牧本 博)	41
IV.1 三波川帯		41
IV.1.1 層序と地質構造		42
IV.1.2 岩相		43
IV.1.3 変成作用		46
IV.1.4 地質時代		49
IV.2 秩父帯堆積岩コンプレックス		49
IV.2.1 入笠ユニット		50
IV.2.2 東谷ユニット		50
IV.2.3 程久保ユニット		53
IV.2.4 釜無ユニット		54
IV.2.5 変成作用		55
IV.2.6 産出化石と地質時代		56
IV.3 下部白亜系戸台層		57
IV.4 四万十帯白亜系－赤石層群		59
V. 先新第三紀の主要な断層	(牧本 博・高木秀雄)	62
V.1 中央構造線		62
V.2 戸台構造帯		63

V.3	仏像構造線	64
VI.	中新統守屋層 (宮地良典・加藤碩一)	66
VI.1	概要	66
VI.2	岩相層序	68
VI.2.1	白沢礫岩部層	68
VI.2.2	古屋敷泥岩部層	70
VI.2.3	田無川凝灰岩砂岩部層	71
VI.2.4	後山黒色泥岩部層	72
VI.2.5	高部礫岩部層	72
VI.2.6	熊久保安山岩部層	74
VI.2.7	唐沢川酸性火山岩部層	74
VII.	中新世貫入岩類 (牧本 博・宮地良典・高木秀雄)	75
VII.1	深成岩類	75
VII.1.1	小泉山閃緑岩	75
VII.1.2	茅野花崗閃緑岩	75
VII.1.3	木舟花崗閃緑岩	77
VII.1.4	接触變成作用	78
VII.2	岩脈類	79
VIII.	下部更新統 (中野 俊)	81
VIII.1	塩嶺火山岩類	81
VIII.2	神宮寺安山岩	87
IX.	中部更新統 - 完新統 (中野 俊・吉岡敏和)	88
IX.1	葦崎岩屑なだれ堆積物	88
IX.2	段丘堆積物	91
IX.2.1	高位段丘堆積物	91
IX.2.2	中位段丘堆積物	91
IX.2.3	低位段丘堆積物	92
IX.3	崖錐堆積物	93
IX.4	沖積層	93
IX.5	湿原堆積物	93
IX.6	降下テフラ層	93
IX.7	大塩火砕流堆積物	94
X.	活断層 (吉岡敏和)	95
X.1	糸魚川-静岡構造線活断層系	95
X.1.1	断層変位地形	95
X.1.2	トレンチ発掘調査	97

X.2	その他の活断層	99
XI.	応用地質	(牧本 博) 99
XI.1	金属及び非金属鉱床	99
XI.2	温泉及び鉱泉	100
XI.3	遺跡	100
	文 献	101
	Abstract	109

図・表目次

第 1 図	本図幅地域及び周辺の接峰面図	2
第 2 図	三峰川北岸の段丘地形	4
第 3 図	藤沢川沿いの中央構造線周辺の地形	4
第 4 図	本図幅地域及び周辺の地質概略	6
第 5 図	領家変成岩類のルートマップ	13
第 6 図	級化層理を示す泥岩起源変成岩(黒雲母片岩)に見られる層面片理と斜交する劈開面	14
第 7 図	泥岩起源変成岩(黒雲母片岩)に保存された砂岩泥岩薄互層の堆積構造	14
第 8 図	変形した礫岩起源変成岩の X Z 研磨片写真	15
第 9 図	高遠花崗岩の北-北東方の領家変成岩類の層面片理	17
第 10 図	泥岩砂岩互層を起源とする変成岩のシェブロン型転倒褶曲	18
第 11 図	シェブロン型転倒褶曲(第 10 図)をなす層面片理の姿勢と 褶曲軸のシュミットネット投影	19
第 12 図	ざくろ石珪線石帯の泥質片麻岩に認められる褶曲	19
第 13 図	変成鉱物の存在範囲	20
第 14 図	変成鉱物出現分布と変成分帯図	21
第 15 図	珪線石帯の泥質変成岩に存在するポイキロプラスチックなカリ長石斑状変晶	22
第 16 図	珪線石帯の泥質変成岩の薄片写真	23
第 17 図	ざくろ石-珪線石帯の泥質片麻岩の薄片写真	24
第 18 図	ミグマタイト組織を示す泥質片麻岩	25
第 19 図	領家変成岩類を貫く高遠花崗岩	26
第 20 図	黒雲母片岩の接触変成作用による組織の変化	26
第 21 図	黒雲母片岩に認められる接触変成作用の証拠-花弁状双晶を示す堇青石斑状変晶	27
第 22 図	集片双晶(?)が残存している緑泥石斑状変晶	27
第 23 図	高遠町中条のコートランド岩の露頭写真	29
第 24 図	弱いマイロナイト化を受けた非持トータル岩の露頭写真	30
第 25 図	領家花崗岩類のモード組成	31

第 26 図	領家花崗岩類の薄片写真	32
第 27 図	高遠町塩供周辺の藤沢川沿いのルートマップとマイロナイトの面構造・線構造	36
第 28 図	非持トータル岩起源のマイロナイトの薄片写真	37
第 29 図	マイロナイト化した非持トータル岩由来のカクレーサイトの薄片写真	38
第 30 図	珪線石片麻岩由来のマイロナイトの露頭	38
第 31 図	珪線石片麻岩由来のマイロナイトの XZ 薄片写真	39
第 32 図	珪質フィロナイトの XZ 薄片写真	40
第 33 図	三波川変成岩類の層序概念図	42
第 34 図	三波川変成岩類のルートマップ	43
第 35 図	褶曲した泥質片岩	44
第 36 図	苦鉄質片岩の薄片写真	45
第 37 図	三波川帯及び秩父帯の変成鉱物分布	48
第 38 図	入笠ユニットの構成岩類	51
第 39 図	東谷及び程久保ユニットのルートマップ	52
第 40 図	東谷ユニットの砂岩の薄片写真	52
第 41 図	程久保ユニットの泥岩とチャートの互層	53
第 42 図	釜無ユニットの石灰岩レンズ(Ls)を含む泥質混在岩	54
第 43 図	釜無ユニットの層状石灰岩	55
第 44 図	戸台層のルートマップ	58
第 45 図	戸台層礫岩の薄片写真	59
第 46 図	四万十帯の砂岩泥岩互層と級化層理	60
第 47 図	四万十帯砂岩の薄片写真	61
第 48 図	高遠町板山の中央構造線の露頭写真とその葉片状断層ガウジ部	63
第 49 図	戸台層と御荷鉾緑色岩類を境する断層	64
第 50 図	仏像構造線の断層露頭	65
第 51 図	守屋層の露頭写真	69
第 52 図	守屋層の古流系及び軟体動物化石産出地点	70
第 53 図	守屋層白沢礫岩部層の礫のインプリケーション	71
第 54 図	中新世花崗岩類のモード組成	76
第 55 図	茅野花崗閃緑岩の薄片写真	77
第 56 図	木舟花崗閃緑岩の露頭写真	78
第 57 図	高遠花崗岩に貫入する輝緑岩	79
第 58 図	領家帯に貫入する輝緑岩の貫入面の極のシュミットネット投影	80
第 59 図	塩嶺火山岩類有賀峠岩体の岩質分布	84
第 60 図	塩嶺火山岩類の成層した碎屑物	86
第 61 図	塩嶺火山岩類の安山岩溶岩	86

第 62 図	菫崎岩屑なだれ堆積物中の岩塊相	90
第 63 図	菫崎岩屑なだれ堆積物中の基質相	90
第 64 図	中位Ⅱ段丘堆積物の礫層	92
第 65 図	大塩火砕流堆積物中の軽石流堆積物	94
第 66 図	高遠図幅地域周辺における糸魚川-静岡構造線活断層系	96
第 67 図	茅野市金沢地区におけるトレンチ発掘調査から得られた ¹⁴ C年代と断層活動イベントの時期	98
第 1 表	本図幅地域の地質総括表	7
第 2 表	πダイアグラムにより求められた高遠花崗岩の北-北西方に発達する褶曲軸の姿勢	17
第 3 表	非持トータル岩及び勝間石英閃緑岩のモード組成	31
第 4 表	傾家花崗岩類の化学組成	32
第 5 表	高遠花崗岩のモード組成	35
第 6 表	三波川帯及び秩父帯に出現する変成鉱物	47
第 7 表	戸台層からの産出化石	58
第 8 表	守屋層の層序対比表	67
第 9 表	守屋層の層序総括表	67
第 10 表	守屋層から産出する軟体動物化石	73
第 11 図	中新世花崗岩類のモード組成	76
第 12 表	塩嶺火山岩類の層序区分	82
第 13 表	塩嶺火山岩類の全岩化学組成	83
第 14 表	塩嶺火山岩類の斑晶モード組成	84
第 15 表	神宮寺安山岩の全岩化学組成	88
第 16 表	本図幅地域の段丘対比表	91
Table 1	Summary of geology of the Takatō District	110

高遠地域の地質

牧本 博*・高木秀雄***・宮地良典***・中野 俊***
加藤碩一†・吉岡敏和***

本研究は、地震予知のための特定観測地域「長野県西部・岐阜県東部」の地質調査研究の一環として平成4-6年度に実施された。野外調査及び室内研究では、西南日本内帯・中央構造線を高木が、西南日本外帯・中新世花崗岩類を牧本が、中新統守屋層を宮地・加藤が、塩嶺火山岩類ほかの中-下部更新統を中野が担当した。原稿執筆に当たっては、各々が担当分を執筆するとともに、吉岡が活断層及び上部更新統-完新統の執筆に加わり、牧本が全体調整を行った。

本報告の調査研究に当たっては、東北大学の長濱裕幸氏及び早稲田大学の伊藤 実・田中達也・和田正明の各氏から資料の提供を受けた。また、秩父帯及び四万十帯の微化石検討では地質部酒井 彰技官の協力を得た。

本研究のために使用した薄片の作製は、地質標本館佐藤芳治・野神貴嗣・大和田朗・安部正治(元所員)、北海道支所佐藤卓見の各技官及び早稲田大学技術職員の佐賀賢一氏による。

I. 地 形

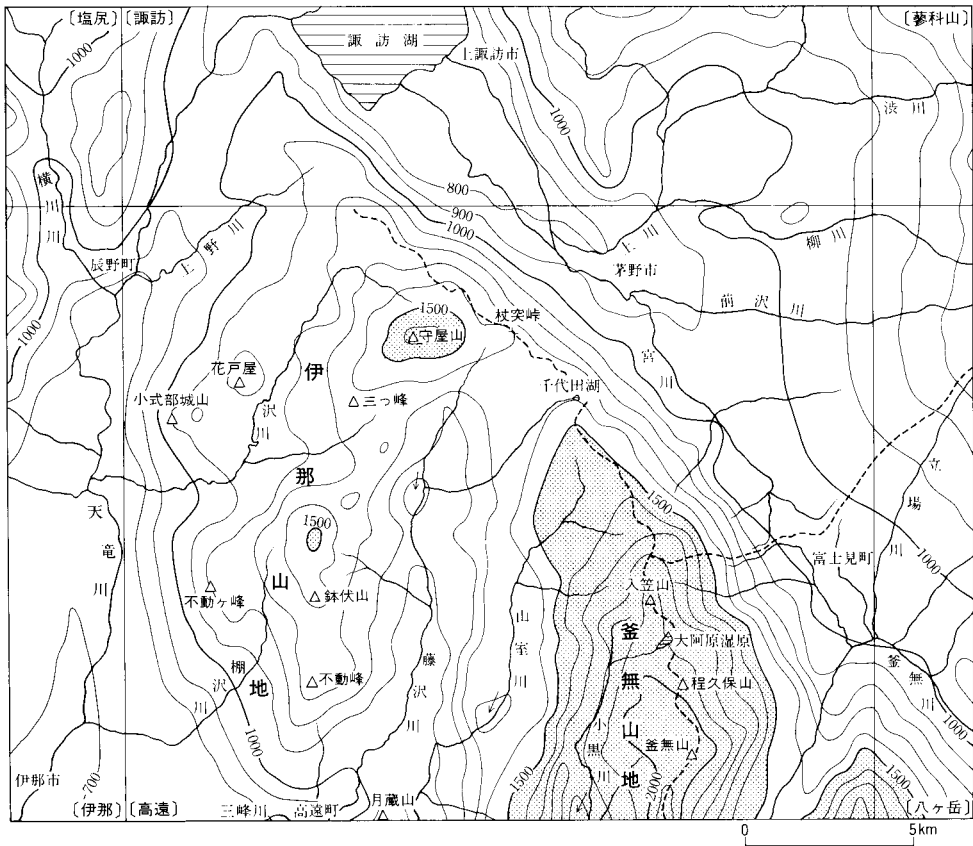
(牧本 博・高木秀雄)

高遠図幅地域は、北緯 $35^{\circ}50' - 36^{\circ}0'$ 、東経 $138^{\circ}0' - 138^{\circ}15'$ の範囲を占め、行政区画としては長野県茅野市・諏訪市・伊那市・上伊那郡及び諏訪郡に属し、南東端部が山梨県北巨摩郡に属している。

本図幅地域は、北東部を除くと、赤石山地の北端部に当たる(第1図)。赤石山地は、南アルプスとも

*地質標本館 **早稲田大学 ***地質部 †首席研究官

Keywords: areal geology, geological map, 1:50,000, Takato, Nagano Prefecture, Yamanashi Prefecture, Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, Median Tectonic Line, Inner Zone, Ryoke Metamorphic Rocks, Ryoke Granitic Rocks, Outer Zone, Sambagawa Metamorphic Rocks, Chichibu Sedimentary Complex, Akaishi Group, Shimanto Belt, Todai Formation, Moriya Formation, Enrei Volcanic Rocks, Jinguji Andesite, Nirasaki Debris Avalanche Deposits, Jurassic, Cretaceous, Miocene, Quaternary, mylonite



第1図 本図幅地域及び周辺の接峰面図
1 km 方眼により作成。波線は水系の境界を、また[]は5万分の1地形図の名称を示す

呼ばれ、天竜川と釜無川-富士川に挟まれた南北延長が 100 km、幅が 50 km に及ぶ日本で最大規模の非火山性の山岳地帯である。この赤石山地の主山稜、白根連峰・赤石連峰をとりまく前山である伊那・釜無の両山地が本図幅地域の大部分を占め、南東端部が鳳凰山地の北方支脈に当たる。これら山地は標高 1,000 m を越え、特に東半部では急峻となっている。そして、このような山地を南北から北東-南西方向に伸びる河川が下刻している。一方、本図幅地域の北東部は、八ヶ岳火山群の火山麓扇状地に当たり、標高 900-1,100 m の緩やかな斜面となっている。この火山麓扇状地には放射状の水系が認められ、扇状地末端部は河岸段丘を構成している。このほか、本図幅地域の西端部が天竜川に沿う伊那盆地に含まれている。

本図幅地域のこのような地形分布は、この地域の地質状況、特に日本の主要断層、糸魚川-静岡構造線と中央構造線が会合することに起因している。すなわち、糸魚川-静岡構造線は赤石山地の東側を限る釜無川-富士川に沿って走っており、本図幅地域では諏訪湖-茅野市-富士見町と続く北東方向への急斜面として表れている(第1図)。この急斜面の比高は入笠山付近では 700 m 以上に及び、諏訪湖に向かってし

だいに小さくなっている。この糸魚川-静岡構造線に沿っては、数多くの活断層が分布し、一部は段丘地形を変位させている(下川ほか, 1995)。一方、守屋山東方の杖突峠から南へ藤沢川に沿っては中央構造線が通っており、直線的な断層谷となっている。また、藤沢川に並行する北北東-南南西方向の河川である小黒川と釜無川は、それぞれ戸台構造帯、仏像構造線と呼ばれる断層に対応している。更に、天竜川に沿う伊那盆地は、赤石山地と木曾山地の境界部に生じた構造盆地とされ(松島・岡田, 1993)、現在も南北方向の活断層群(伊那谷活断層系)が認められ活動的である。

【山地】 伊那山地は、天竜川と中央構造線に沿った藤沢川を始めとする南北方向の断層谷に挟まれた幅 10 km、南北 100 km の山地で、最高峰は標高 1,900 m 近くに及ぶ。同山地の主稜は山地東側に偏しており、本図幅地域では守屋山(標高 1650.3 m)を最高点に、南に向かって三つ峰、鉢伏山、不動峰と 1,400 -1,600 m の山稜が連なっている。それより南では高度を急に下げ三峰川によって一旦断たれるが、更に南へと伸びている。地質的には、守屋山周辺の地形の高まりを中新統守屋層が占め、その北西及び南東方に広がる緩斜面には塩嶺火山岩類が分布している。これらを除くと領家帯の深成岩・変成岩から構成される。

釜無山地は、北から入笠山、釜無山、白岩岳(市野瀬図幅地域)と 2,000 m 級の山頂が連なる南北方向に伸びた山地であり、南に向かって高度を上げている。入笠山から釜無山にかけて標高 1,800-1,900 m の平坦面を残し隆起準平原の 1 つとして古くから知られているのに対し、釜無山以南では壮年期-早壮年期地形を示している。本山地は地質的には三波川帯の変成岩類及び秩父帯の堆積岩類よりなる。

釜無川より東側の本図幅地域南東端は、鋸山-甲斐駒ヶ岳-薬師岳-地蔵岳(市野瀬及び韮崎図幅地域内)と続く鳳凰山地の北方支脈の北端に当たり、壮年期-早壮年期地形を示している。地質的には四万十帯の堆積岩より構成されている。

【河川】 本図幅地域の水系は、釜無山地の稜線から富士見町さらに北東へ続く地形の高まりを境に 2 分され、大部分の地域は天竜川水系として天竜川に注ぎ、南東部のみが釜無-富士川水系に属する(第 1 図)。天竜川水系には、いったん諏訪湖に注ぐ宮川・前沢川・上川などと、天竜川の支流に当たる北から上野川・沢川・棚沢川・三峰川などがある。また、三峰川には、藤沢川・山室川・小黒川などが注いでいる。釜無-富士川水系には、主な河川として釜無川のほか立場川がある。

天竜川は、諏訪湖に発して、木曾山地と伊那山地の間の伊那谷を南流し、遠州灘に注いでいる。この天竜川に沿っては、南北に細長い伊那盆地が広がり、辰野町から天竜峡に至る南北 60 km で幅 4-10 km の範囲を占めている。本図幅地域に含まれる辰野町から伊那市にかけては伊那盆地の最北部に当たり、標高は 700 m 前後である。伊那盆地は、天竜川やその支流三峰川などによって運ばれた土砂が堆積した扇状地・河岸段丘及び氾濫原から構成されている。

三峰川は、市野瀬図幅内の仙丈ヶ岳(3,033 m)を源流に西流し、高遠町と伊那市の境界付近で伊那山地を横切り、伊那市中央部で天竜川に合流している。三峰川は高遠町を扇頂とする長さ約 9 km の扇状地を形成しており、三峰川に沿ってはこれを浸食して形成した大きく 3 段に分かれる河岸段丘がみられる(第 2 図)。



第2図 三峰川北岸の段丘地形
 手前の広い面(a)は沖積面, 1とmはそれぞれ低位段丘面及び中位段丘面に当たる.
 三峰川南岸から北岸の伊那市美篤地域を望む



第3図 藤沢川沿いの中央構造線周辺の地形 高遠町板山より北方を望む

釜無川は鳳凰山地の鋸山(2,607 m)に発し、富士見町まで仏像構造線にそって北北東に流れ、深く刻んだ谷を作っている。これより下流では、富士見町で糸魚川-静岡構造線に沿って大きく南東方に流路を変えて流れ、更に甲府盆地南端で笛吹川と合流し富士川となって駿河湾に注いでいる。

【断層地形】 中央構造線に沿っては、高遠町荒町よりその南方の同町中村までの5 kmの区間は、藤沢川にはほぼ沿った直線的な断層谷をなし、西側の領家帯は東側の三波川帯に比べて急峻な地形をなしている(第3図)。それに対し、荒町より北方杖突峠までと、中村より南方月蔵山^{がつぞう}までは、中央構造線は山腹斜面を走っている。その理由として、前者は塩嶺火山岩類により中央構造線が覆われていること、後者は中央構造線と平行に南北に延びる月蔵山の稜線に沿って、侵食に強い珪質フィロナイトが中央構造線より約200 m西方に細長く分布するため、中央構造線が月蔵山東山腹斜面を走ることになったと考えられる。本図幅地域南端の月蔵山山頂東部に延びる尾根沿いや、高遠町板山付近には、中央構造線に沿って断層鞍部が認められる。

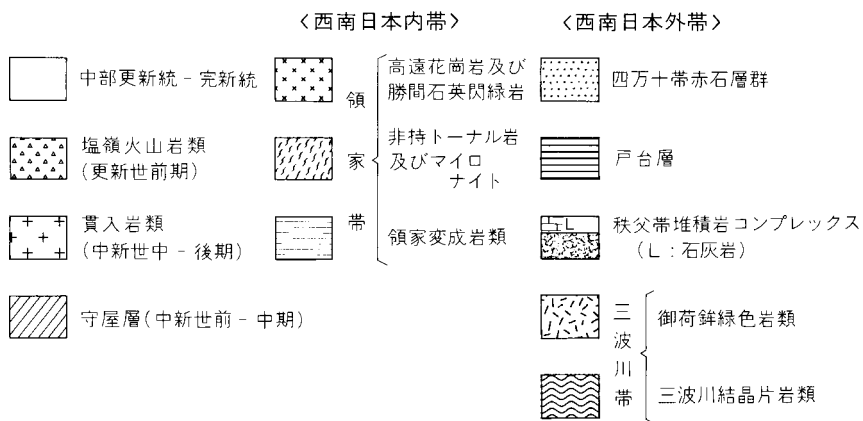
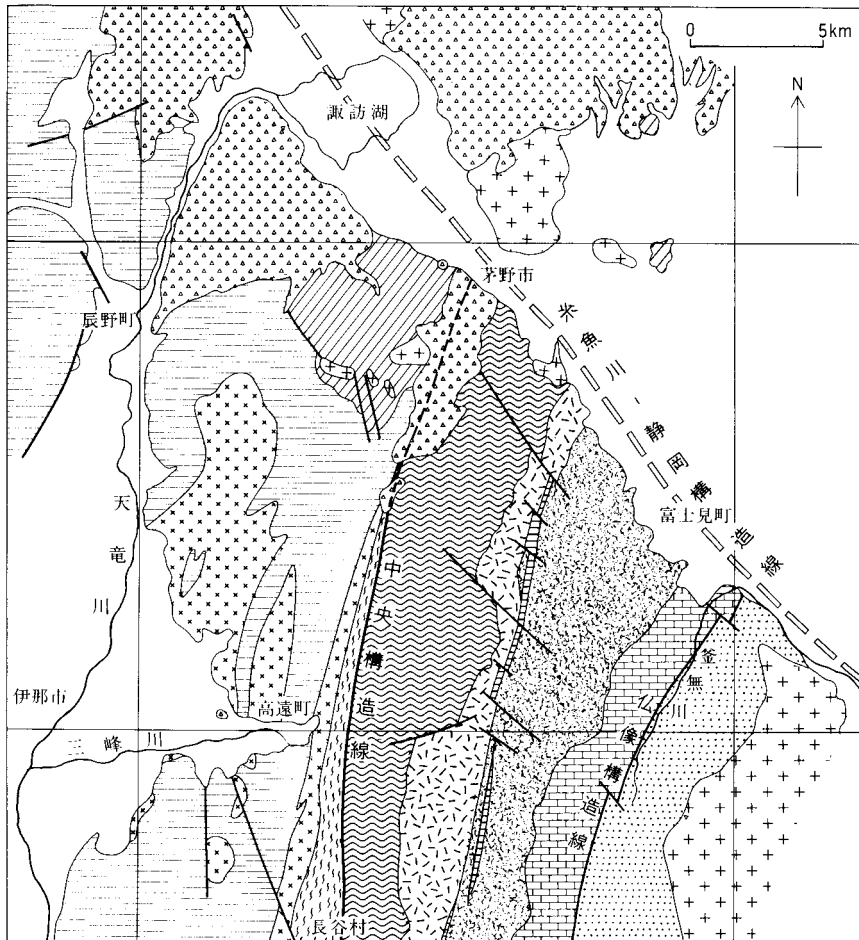
同様に、仏像構造線に沿っては釜無川が流れ、北北東-南南西に伸びた直線的な断層谷を形成している。この断層谷の延長は南隣の市野瀬図幅地域の白岩岳南東方まで約5 kmに及んでいる。

II. 地 質 概 説

(牧本 博・高木秀雄・中野 俊・宮地良典・加藤碩一・吉岡敏和)

本図幅地域は、日本の2つの主要な断層、中央構造線と糸魚川-静岡構造線が会合する地域に当たる。中央構造線は、西南日本の先新第三紀の地体構造区分における内帯と外帯を区分する断層であり、本図幅地域のほぼ中央部を南北に通っている(第4図)。一方、糸魚川-静岡構造線は、日本列島を東北日本と西南日本に2分する断層であり、フォッサマグナの西縁を画する断層でもある。本図幅地域では、糸魚川-静岡構造線は中央部上端の茅野市付近で中央構造線を切り南東方の富士見町へと伸びている。

本図幅地域の地質分布はこのような構造線の配置に大きく規定されており、中央構造線より西側の地域は西南日本内帯に属し、領家帯の深成変成岩類が広く分布する。これに対し、中央構造線と糸魚川-静岡構造線に挟まれた地域は西南日本外帯に属し、西から東へ三波川帯の変成岩類、秩父帯・四万十帯のそれぞれ堆積岩類の順に南北に細長く配列している。このほか、三波川帯と秩父帯の境界部には、下部白亜系戸台層が狭長に分布している。一方、糸魚川-静岡構造線より北東側の三角形の地域は、フォッサマグナ地域に含まれ、中新世以後の新しい時代の岩石が分布している。しかしながら、中新世以後の岩石は糸魚川-静岡構造線の南西側にも張り出しており、本図幅地域北部の領家帯及び三波川帯の上位に、中-下部中新統守屋層及び下部更新統塩嶺火山岩類・神宮寺安山岩が重なっている。



第4図 本図幅地域及び周辺の地質概略 河内ほか(1983), 天竜川上流地域地質調査・編集委員会編(1984)による

第1表 本図幅地域の地質総括表

地質時代		地 質 系 統									
新 生 代	第 四 紀	完新世	沖積層・崖錐堆積物及び湿原堆積物								
		更 新 世	後期	段 丘 堆 積 物							
			中期	斐崎岩層なだれ堆積物							
			前期	塩嶺火山岩類及び神宮寺安山岩							
	新 第 三 紀	鮮新世	花 崗 岩 類 及 び 岩 脈 類								
		中新世									
	中 生 代	古 第 三 紀	守屋層	領家帯 三波川帯 秩父帯 四万十帯 (先新第三紀)							
			白亜紀					後期	領家花崗岩類 ↕ 領家変成作用	三波川変成作用	戸台層
		前期	領家変成岩類の 原岩形成					三波川結晶片岩類 及び御荷鉾緑色 岩類の原岩形成	戸台層 ↕ 秩父帯堆積岩 コンプレックスの 形成	仏 像 構 造 線	
		ジュラ紀	中央 構 造 線					戸 台 構 造 帯			
三疊紀											
古 生 代		二疊紀									
地体構造区分 (先新第三紀)											

本図幅地域の地質系統及び地史の概要を第1表に示す。

領家帯は、低圧高温型の領家変成岩類とそれに密接に伴う領家花崗岩類からなる深成変成地帯で、関東地方の筑波山周辺から九州国東半島まで約 900 km にわたって分布している。領家変成岩類は、美濃帯をはじめとする西南日本内帯のジュラ紀堆積岩コンプレックスを原岩とし、白亜紀前期に広域変成作用を受けている。領家花崗岩類は、主に貫入関係から古期・新期の大きく2つの時期のものに区分され、古期のものは片状でマイロナイト化を受けており、一方新期のものは通常塊状で領家変成岩類の構造を切って非調和に貫入し接触変成作用を与えている。しかし、両者の放射年代には大きな差は見出されておらず、例えば本図幅地域とその南方では、Rb-Sr 全岩アイソクロン年代で 90-120 Ma, K-Ar 年代及び Rb-Sr 鉱物年代で 58-72Ma という年代範囲である。

本図幅地域の領家帯は、領家変成岩類、古期領家花崗岩類の非持トータル岩、及び新期領家花崗岩類の勝間石英閃緑岩・高遠花崗岩からなる。このほかコートランド岩が小規模に分布する。

領家変成岩類は、主に泥岩・砂岩を原岩とし、礫岩・石灰岩・塩基性火山岩及びチャート起源のもの

を少量伴っている。泥岩・砂岩は通常薄互層をなし、コンターライトの特徴を示している。領家変成岩類は半波長1 km前後のシェブロン褶曲を形成し、褶曲軸は北東-南西から北北東-南南西に伸びている。この褶曲構造は変成岩類の温度構造を变形させておらず、褶曲は変成作用のピーク以前に終了していたと考えられる。変成岩類の変成度は、北西から南東に向かって上昇し、泥質岩での鉱物組み合わせから、緑泥岩-黒雲母帯、黒雲母帯、堇青石帯、珪線石帯、ざくろ石-珪線石帯の5帯に区分される。

非持トータル岩は、中部地方の古期領家花崗岩類のうちでも最古期のもので、中央構造線に沿って細長く分布し、中央構造線に近接した幅約250 mの範囲は細粒化が著しいマイロナイトになっている。強片状・中粒の角閃石黒雲母トータル岩を主体とし、マイロナイト化した部分ではポーフィロクラスティック組織が顕著である。非持トータル岩由来のマイロナイト帯内部に、石英質変成岩由来のマイロナイトがレンズ状に挟在される。勝間石英閃緑岩は、非持トータル岩体の西側に2条の細長い平行な岩体として分布し、弱い片状組織を有する中粒角閃石黒雲母石英閃緑岩-トータル岩からなる。高遠花崗岩は、北西側の主岩体と南東側の小岩体の2岩体からなり、領家変成岩類の構造に非調和に貫入し、周囲に接触変成作用を及ぼしている。岩体北部-中央部は黒雲母花崗岩-花崗閃緑岩を主体とし角閃石を殆ど含まないが、南東部はカリ長石を殆ど含まない角閃石黒雲母トータル岩である。

三波川帯は、低温高圧型の変成帯であり、関東山地から九州佐賀関半島まで約800 kmに渡って広がる。三波川帯に分布する変成岩類は、主体をなす三波川結晶片岩類と、その南縁部に断続して分布する御荷鉾緑色岩類からなる。三波川結晶片岩類は数多くのナップの積み重なりとして産し、断層で境されて御荷鉾緑色岩類の構造的低位を占める。御荷鉾緑色岩類は、海底火山活動により形成された玄武岩質の枕状溶岩・ハイアロクラスタイトなどを主体とし、超苦鉄質岩・斑れい岩を伴っている。三波川結晶片岩類の原岩はジュラ紀後期(一部は白亜紀最前期?)の付加コンプレックスであり、その変成年代は白亜紀前期の半ばから白亜紀後期とされている(Isozaki and Itaya, 1990; Takasu and Dallmeyer, 1990など)。そして、K-Ar年代から白亜紀末に変成場から地表近くに上昇したと考えられる。なお、三波川変成作用は三波川結晶片岩類及び御荷鉾緑色岩類、更に秩父帯の一部に及んでいる。

本図幅地域の三波川帯に分布する変成岩類は、三波川結晶片岩類及び御荷鉾緑色岩類からなる。三波川結晶片岩類は、泥質片岩を主体に苦鉄質片岩及び石英片岩を挟んでおり、超苦鉄質岩類を伴っている。これらの結晶片岩のうち、中央構造線に近接した一部のみが曹長石の斑状変晶を含む点紋片岩であり、残りの大部分がこれを含まない無点紋片岩である。構造的には点紋片岩の上位に無点紋片岩が重なり、両者の境界は漸移的である。御荷鉾緑色岩類は、玄武岩溶岩・ドレライト・ハイアロクラスタイト及び火山性碎屑岩に由来する片岩及び千枚岩からなり、泥質片岩及び石英片岩を挟む。このほか、超苦鉄質岩及び斑れい岩を伴っている。御荷鉾緑色岩類は、原岩の構造をしばしば保持しており、また鏡下でも多くの場合単斜輝石及び角閃石の火成源残留鉱物を認めることができる。超苦鉄質岩類はさまざまな程度に蛇紋岩化しているダナイト・ウェールライト及び単斜輝石岩からなる。三波川変成岩類は、変成度の上昇に伴い泥質片岩にざくろ石が出現することから、緑泥石帯とざくろ石帯に分帯できる。本図幅地域の大部分、すなわち無点紋片岩及び御荷鉾緑色岩類は緑泥石帯に、また点紋片岩はざくろ石帯に区分され、構造的低位に向かって変成度が上昇している。変成相は、パンペリー石-アクチノ閃石相から藍閃石片岩相に及んでいる。

秩父帯は、三波川帯の更に太平洋側に位置し、主にジュラ紀に大陸縁辺部に付加した堆積岩コンプレックスからなる。本図幅地域の秩父帯堆積岩コンプレックスは、岩石構成と変形・変成の程度から、構造的上位に向かって、入笠・東谷・程久保及び釜無の4ユニットに区分される。これら各ユニットはそれぞれ断層で境され、また殆ど化石を産しないためその地質時代は未確定である。

入笠ユニットは、準片岩-千枚岩質の泥岩と泥質混在岩からなり、泥質混在岩は厚層の変玄武岩類やチャート・石灰岩の岩塊を含んでいる。変玄武岩類はパンペリー石-アクチノ閃石相の変成鉱物組み合わせを示し、三波川変成作用の低温部に相当する。東谷ユニットは厚層理砂岩及び砂岩を挟む泥岩からなり、混在相を伴っていない。程久保及び釜無ユニットは、ともに泥岩及び泥質混在岩からなるが、前者には主にチャートが、また後者には大規模な石灰岩が岩塊として含まれている。

戸台層は、アンモナイト・三角貝などの化石を多産する白亜紀前期 (Hauterivian 及び Aptian) の海成層である。砂岩・泥岩及び礫岩からなり、堆積環境は沿岸性を含む浅海域とされる。礫岩中には花崗岩類や珪長質火山岩(一部は溶結凝灰岩)の礫が特徴的に含まれる。

四万十帯は、西南日本の最も外側(太平洋側)の地質区で、白亜紀-古第三紀の付加コンプレックスが分布する。本図幅地域を含む赤石山地主要部の四万十帯白亜系は、大きく5ユニットに区分されており、これらは外側すなわち太平洋側に向かって時代が若くなるという極性を示している。本図幅地域に分布する四万十帯はこのうちの最も内側の赤石層群で、主に砂岩優勢の砂岩泥岩互層からなる。本図幅地域では化石を産しないが、南西方の延長部では泥岩から白亜紀前期の終わりから同後期の前期 (late Albian-Turonian) を示す放散虫化石を産する。

本図幅地域の中新世の地層・岩石は、守屋層と深成岩類及び苦鉄質-珪長質岩脈類の貫入岩類からなる。

守屋層は、守屋山を中心に分布する中-下部中新統である。本層はフォッサマグナの形成に伴う海進直後に形成された地層であり、糸魚川-静岡構造線より南西方へ張り出して分布するが、フォッサマグナ地域の中新統と一連の堆積物とされる。しかし、フォッサマグナ地域のいわゆるグリーンタフ層が基盤の陥没・不淘汰礫岩の堆積に始まる独特の過程をたどるのに反して、通常の基底礫岩の堆積・海成砕屑岩の堆積に始まり、その後グリーンタフが形成されている点で特異である。領家変成岩類を不整合に覆い、下部更新統の塩嶺火山岩類に不整合に覆われる。最下部の臼沢礫岩部層から上位へ7部層に区分され、このうち臼沢礫岩部層から高部礫岩部層までは砕屑岩よりなるが、熊久保安山岩部層及び唐沢川酸性火山岩部層はそれぞれ安山岩及びデイサイト-流紋岩の溶岩・火砕岩からなり“グリーンタフ”となっている。また、高部礫岩部層は田無川凝灰岩砂岩部層から熊久保安山岩部層までの一部と指交関係にある。全体として北に開いた半ベースン構造を形成しており、各層の最大層厚部を累計した層厚は2,200 m以上である。ソールマークやインブリケーションなどによれば、北東からの古流向が卓越する。

深成岩類は小泉山閃緑岩・茅野花崗閃緑岩及び木舟花崗閃緑岩からなり、中新世中-後期に貫入している。木舟花崗閃緑岩は三波川変成岩類に貫入し接触変成作用を与えているが、接触変成域はその南東方の秩父帯の堆積岩類分布域にも広がっており、地下に同岩体延長部が伏在すると判断される。

岩脈類のうち、ひん岩は中新統守屋層に貫入しており、また輝緑岩・安山岩・花崗閃緑斑岩及び石英斑岩は守屋山南方の領家帯や秩父帯・四万十帯中に貫入している。

本図幅地域に分布する第四系は、塩嶺火山岩類・神宮寺安山岩・葦崎岩屑なだれ堆積物・段丘堆積物及び沖積層からなり、このほか地質図には示していないが八ヶ岳火山に由来する大塩火砕流堆積物及び御嶽火山ほかに由来する降下テフラ層がみられる。

塩嶺火山岩類(新称)は、本図幅地域から松本市東方の美ヶ原周辺にかけて分布する前期更新世の火山岩類で、分布面積は300km²を越える。本火山岩類は、従来塩嶺層と呼ばれていた地層に相当し、主に安山岩-デイサイト溶岩(SiO₂=55-63wt.%)及び火砕岩からなる。本図幅地域では、守屋層の分布を境にして、それより西側の有賀峠岩体と東側の杖突峠岩体に区分される。このほか、伊那市天神山に小分布がある。領家変成岩類・三波川変成岩類及び守屋層を不整合に覆う。有賀峠岩体は安山岩-デイサイトの溶岩・火砕岩から、杖突峠岩体は安山岩の溶岩・火砕岩からなる。諏訪市神宮寺に小規模に分布する神宮寺安山岩は普通輝石かんらん石安山岩(SiO₂=56wt.%)で、塩嶺火山岩類と同時期に活動したと考えられる。

葦崎岩屑なだれ堆積物は、更新世中期に八ヶ岳火山の大規模な山体崩壊により生じた堆積物で、東隣の八ヶ岳図幅地域及び南東隣の葦崎図幅地域に広く分布する。本図幅地域では、富士見町市街から釜無川左岸に小規模に分布し、秩父帯の岩石を不整合に覆う。最大層厚は100m近くに達する。主に安山岩質の溶岩岩塊や凝灰角礫岩・火山角礫岩からなる岩塊相と、溶岩岩片のほか基盤岩の礫や河川礫を含み泥流状の見かけを呈する淘汰の悪い基質相からなる。

段丘堆積物は、面上にの鍵テフラ層との関係から高位・中位Ⅰ・中位Ⅱ・低位Ⅰ・低位Ⅱの5つの堆積物に区分される。高位段丘堆積物は、八ヶ岳火山山麓に山麓扇状地を形成して広く分布するほか、糸魚川-静岡構造線に沿って小丘を構成する。中位Ⅰ・Ⅱ、低位Ⅰ・Ⅱの各堆積物は糸魚川-静岡構造線や天竜川とその支流の三峰川などに沿って分布する。

完新統は、各河川沿いに分布し主に礫層からなる沖積層のほか、崖錐堆積物及び湿原堆積物が小規模に分布する。

本図幅地域には、活断層として糸魚川-静岡構造線活断層系に含まれる茅野断層及びその南東方に連続する断層群がみられる。茅野断層は茅野市市街を通過して南東に伸びており、中位Ⅱ段丘面及び低位Ⅰ段丘面を変位させている。本断層については、断層変位地形の研究から約8-10m/10³年の左横ずれの平均変位速度が得られている。また、茅野断層の南東方延長に当る茅野市金沢や富士見町若宮でのトレンチ発掘調査によれば、糸魚川-静岡構造線活断層系中部において発生した直近の地震は西暦841年の信濃国地震の可能性が高い。

III. 西南日本内帯

(高木秀雄)

III. 1 領家帯概説

領家帯は西南日本内帯の主要な地質区の1つであり、低圧高温型変成岩類とそれに密接に伴う花崗岩質岩石から構成される深成変成地帯である。

領家帯の岩石の分布は、本図幅地域内の沢底川-守屋山周辺を中部地方における北東限とし、九州国東半島まで約700 kmにわたって連続的に露出する。一方、糸魚川-静岡構造線より東方では、露出が著しく断片的になるが、関東山地北縁比企丘陵の花崗岩類と変成岩類(高木・長濱, 1987)に領家帯の岩石を見ることができる。さらにその東方は筑波山周辺の変成岩類・花崗岩類を経て、鹿島灘に延び、棚倉構造線によって区切られているものと考えられている。以上から、領家帯の分布は、国東半島より筑波山までの総延長約900 kmに達する。

領家帯の変成帯の温度構造は、中部地方より西方では中央構造線にほぼ平行であるが、中部地方特に本図幅地域では中央構造線と斜交する(諏訪, 1973)。

本図幅地域は、領家帯変成岩類の代表的露出地帯の1つ(木曾-駒ヶ根地方)にあつて、従来より多くの研究がなされている。本図幅地域を含む領家帯の変成岩類に関する研究として、石井ほか(1955)、Ishii *et al.* (1956)、蟹沢(1962)、小野(1969 a, 1969 b, 1977 b, 1981)、Ono(1976, 1977)などがある。本図幅地域に南接する駒ヶ根地域(市野瀬図幅地域: 河内ほか, 1983)の研究では、Hayama(1960, 1962, 1964 a, 1964 b)が、また木曾地域(伊那図幅地域: 片田・礪見, 1962)及び塩尻図幅地域: 片田・礪見, 1964)の研究では、礪見・片田(1959)、片田ほか(1959, 1961)、Katada(1965)、片田(1967)、Morikiyo(1984, 1986)などがある。また、本図幅地域の地質図として、天竜川上流域地質図調査・編集委員会(1984)の5万分の1地質図(2: 諏訪)がある。

本図幅地域の領家帯変成岩類は、中央構造線沿いの非持トーナル岩に隣接する勝間石英閃緑岩の西側に広く分布するほか、2列に分かれて南北に延びる勝間石英閃緑岩に挟まれて細長く分布する。そして、本変成岩類の分布域のほぼ中央部、すなわち花戸屋(山)から本図幅地域南端の西高遠の三峰川沿いにかけての範囲では、高遠花崗岩によって貫かれ接触変成作用を被っている。

III.2 領家変成岩類

III. 2. 1 原岩

本図幅地域の領家変成岩類の大部分は、泥岩及び砂岩を原岩としている。また、北部には比較的連続性の良好な礫岩起源変成岩が挟まれている。そのほか、小規模の石灰岩起源変成岩、塩基性火山岩起源変成岩、チャート起源変成岩のレンズ状岩体が存在するが、いずれもその分布はきわめて局所的である。本図幅地域の領家変成岩類低温部は小野(1969 a)により沢底層と、また西隣の伊那図幅地域の辰野町に分布する天竜川西方の変成岩類は片田・磯見(1962)により横川層と呼ばれている。

本図幅地域は変成作用による再結晶が進んでいることもあり、時代決定に有効な化石の産出は報告されていない。ただし、領家変成岩と漸移する本地域西方の木曾山地の美濃帯の堆積岩コンプレックスの中でも、砕屑岩を主体とする東部(Otsuka, 1988 の Complex 5)ではジュラ紀後期の放散虫が報告されていることから、本図幅地域の領家変成岩の原岩(沢底層)の堆積年代もジュラ紀後期である可能性が高いものと考えられる。

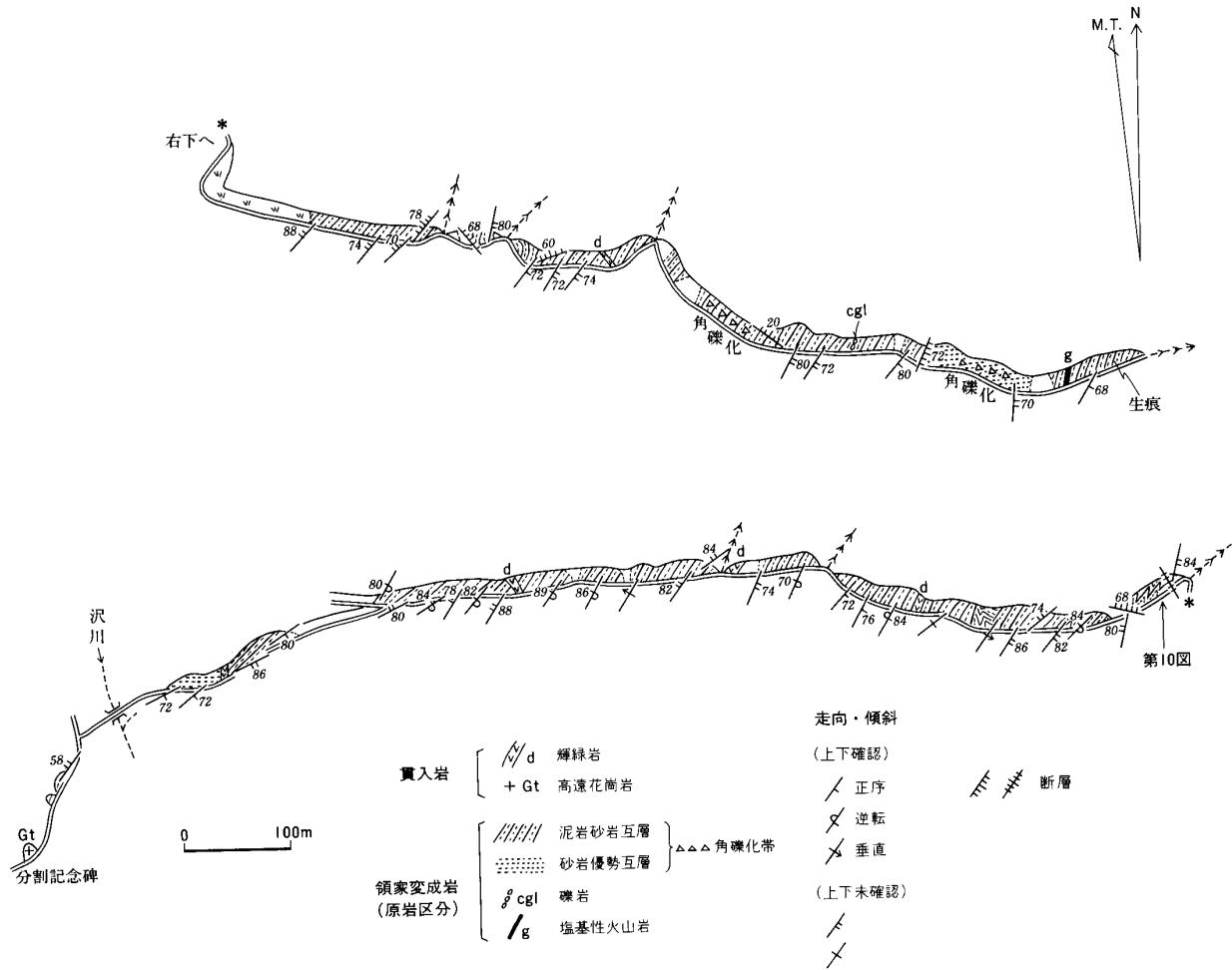
以下では本図幅地域の領家変成岩類を原岩に基づき記載する。

泥岩砂岩起源変成岩 (Rs)

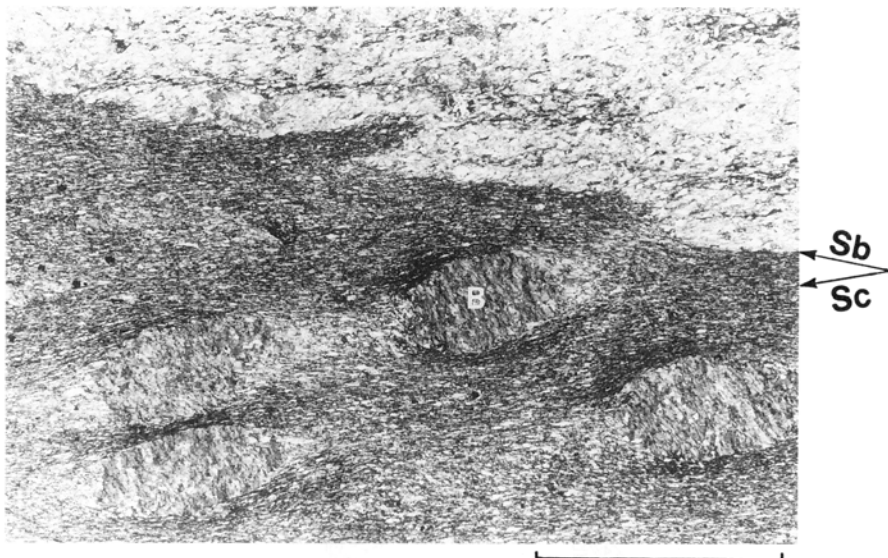
本図幅地域の領家変成帯は、後述するように、北西より南東に向かって変成度を増し、泥岩起源の変成岩の鉱物組み合わせに基づき、緑泥石-黒雲母帯、黒雲母帯、堇青石帯、珪線石帯、ざくろ石-珪線石帯に区分される。泥岩起源の変成岩の野外における岩石名としては、変成度の低い方から順に黒雲母粘板岩(緑泥石-黒雲母帯から黒雲母帯低温部)、黒雲母片岩または片状ホルンフェルス(黒雲母帯高温部から堇青石帯)、黒雲母片麻岩またはミグマタイト(珪線石帯及びざくろ石-珪線石帯)と呼びうるもので、北西部(低温部)の高遠花崗岩との接触部付近では典型的なホルンフェルスとなっている。

原岩の堆積構造は、黒雲母帯及び堇青石帯の岩石によく保存されており、級化層理や斜交葉理などから地層の上下判定が可能である。泥岩と砂岩は通常互層をなし、泥岩勝ちの互層が多く部分を占めるが、部分的に砂岩勝ち互層もしくは泥岩の薄層を挟む砂岩が分布する。しかし、変成度の高い部分では、再結晶に伴い両者を識別することが難しいことから、地質図では泥岩砂岩起源変成岩として一括して示した。変成度の低い部分で最も露出状況の良好な林道赤ジッコ線のルートマップを第5図に示す。変成度の低い部分では、通常層面片理が発達するが、層理と斜交する劈開も認められる(第6図)。ただし、剥離性は層面片理の方が強い。露頭ではこの層面片理が発達するため断面を割って観察することがしばしば困難であることから、定方位試料を採取し、層理面に直交する研磨片を作製し、堆積構造を観察した(第7図)。その結果、次のような特徴が認められた。

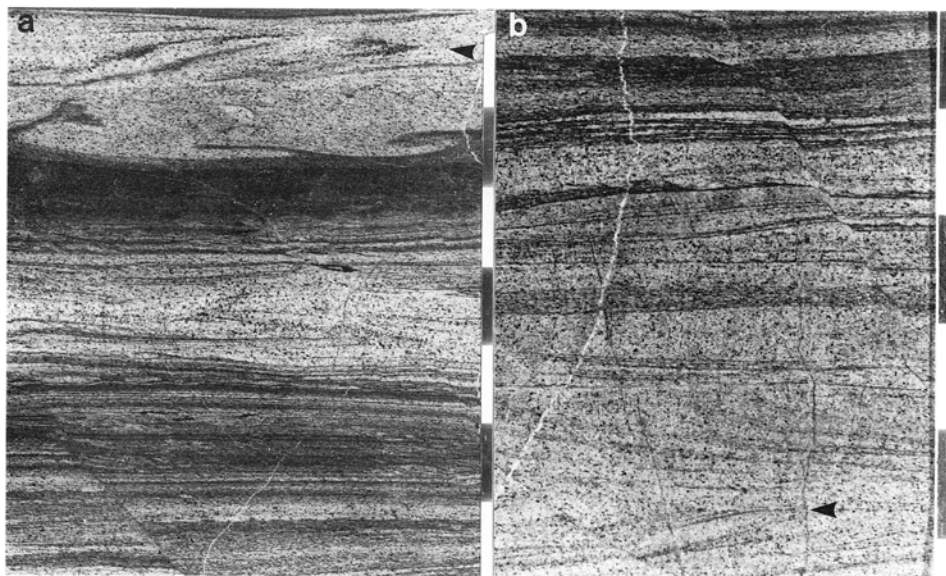
- 1) 泥岩勝ち砂岩泥岩互層部の砂岩は通常厚さ1 mm-4 cm の薄層をなす。ただし、礫岩起源変成岩中の礫(第8図)や泥岩起源変成岩中の黒雲母点紋(第6図)、及びチャート起源変成岩中の放散虫などの変形を見る限り、厳密な歪解析を行ってはいないものの大体2-4の長径/短径比を有することから、未変形時の単層の厚さは、現在の2倍前後あったと想定される。それを考慮に入れても、通常のター



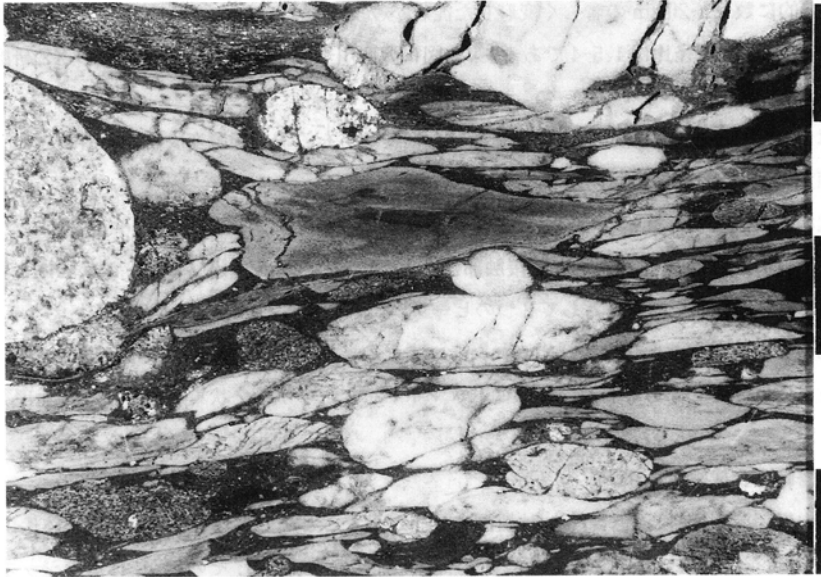
第5図 領家変成岩類のルートマップ 林道赤ジッコ線(箕輪町沢川の支流沿い)



第6図 級化層理を示す泥岩起源変成岩(黒雲母片岩)に見られる層面片理(Sb)と斜交する劈開面(Sc) 黒雲母集合体からなる点紋(B)の長軸方向が、劈開面と平行に配列写真の上が上位を示す。 沢川中流域, 黒雲母帯の試料(試料番号 HT 93090604)。スケール: 1 mm



第7図 泥岩起源変成岩(黒雲母片岩)に保存された砂岩泥岩薄互層の堆積構造 bは, aと同一試料で, より下位の部分に当たる。級化層理(aの下部), 斜交葉理の交差関係(矢印), 変形した荷重痕(aの上部)から, 写真の上方が上位である。一の沢川支流, 林道大芝線の転石(試料番号 HT 94110706)。スケール: 1目盛りが1 cm



第8図 変形した礫岩起源変成岩のXZ研磨片写真
 沢底川上流の試料(試料番号 HT 93110405). スケール: 1目盛りが1cm

ビダイトの単層厚(10-100 cm)よりもかなり薄い。

- 2) しばしば級化層理が不明瞭であり、砂岩の単層の中で級化層理が明瞭なものは全体のおよそ1/3である。そして、むしろ砂岩層とその上位の泥岩層との境界がシャープであることの方が多い。また一部に逆級化が認められる。
- 3) 一般に斜交葉理が発達し、一部に荷重痕が認められる(第7図)。

以上の堆積構造の特徴は、タービダイトよりはむしろコンターライトの特徴を示している(Hollister and Heezen, 1972; Bouma, 1972)。たとえば第7図に示す堆積構造は、Bouma (1972)のFig. 1に示されたコンターライトの写真と区別がつかない。ただし、領家変成岩類分布域北端の沢底川より南西にかけての地域では、平行な層理面と級化層理が比較的明瞭である点で他の地域と若干異なる。したがって、上下判定は、級化成層の明瞭な部分とあわせて、斜交葉理や一部荷重痕を参考にした。一方、砂岩泥岩等量互層もしくは砂岩勝ち砂岩泥岩互層部のうち、級化層理の明瞭なものは必ずしも多くはないが、沢川中流域などで20-30 cmの層厚を有する級化層理の発達したタービダイトを確認した。なお、地層の上下判定に基づく褶曲構造の解析については後述する。

礫岩起源変成岩 (Rc)

礫岩起源の変成岩は、沢底川と花戸屋の間に、比較的連続性の良好な厚さ100 m前後の層として、泥岩砂岩起源変成岩に挟まれる。この地域では礫岩起源変成岩が3条認められるが、これは1枚の礫岩起源変成岩が褶曲により繰り返し露出するものと考えられ、その意味で有効な鍵層となる。礫岩は、礫支持もしくは基質支持の中礫-細礫から構成されており、淘汰は良好である。礫径が小さいにもかかわらず円磨度は良好である。礫種はチャート・泥岩・砂岩などが認められ、場所によってそれらの構成比が変

化する。部分的に数 cm-20 cm の著しく変形した泥岩パッチが認められる。礫は変形しており、露頭において観察された長径/短径比は 1.5-4 である。第 8 図に沢底川上流域の礫岩起源変成岩の XZ 研磨片写真を示す。

上記のほか、林道赤ジッコ線でも、主にチャート細礫からなる礫岩起源変成岩の薄層が認められた。

石灰岩起源変成岩 (R1)

石灰岩起源の変成岩は、箕輪町の一の沢中流域より南に延びる熊倉沢林道を 800 m 程登った地点(熊倉沢北鍾乳洞)周辺より、高遠花崗岩との接触部に沿って南西へ 2 km 程延びるレンズ状岩体として存在し、その部分では地形的な高まりとして 2 つのピークが認められる。そのほか、不動峰より北東 1 km 地点でも小規模な石灰岩起源変成岩が認められた。いずれの岩体も高遠花崗岩による接触変成作用を被っており、鏡下では等方的な方解石及び一部にドロマイトを含むモザイク状集合体からなる大理石の組織を示す。

塩基性火山岩起源変成岩 (Rg)

塩基性火山岩起源変成岩(緑色岩)は、地質図に分布が示すことができるものとしては、鉢伏山北方 2-3 km 付近の林道峯山線沿いと熊倉沢上流に存在する小岩体のみである。そのほか、林道赤ジッコ線(第 5 図)で幅 1 m あまりの塩基性火山岩起源変成岩が確認された。林道峯山線沿いのものは、分布幅約 150 m の岩体で、片理が発達している。泥質岩の変成分帯によると董青石帯に属するが、高遠花崗岩から数 100 m の距離に位置しており、鏡下ではアクチノ閃石の長軸方向がランダムに配列していることから、接触変成の影響が現われているものと考えられる。無色ないし淡青緑色を示す針状-長柱状のアクチノ閃石のほか、アルパイト・炭酸塩鉱物・緑泥石と少量の黒雲母を含む。

チャート起源変成岩 (Rq)

本図幅地域の領家帯では、チャート起源の変成岩はまれである。かろうじて地質図に示すことのできる岩体としては、一の沢川支流、三つ峰南東 1.5 km 地点のもののみであり、そのほか、不動峰北東 1 km の地点に小岩体を確認された。鏡下では、ポリゴナルな石英集合体特徴的である。なお、本図幅地域西側に隣接する伊那図幅地域の横川層分布域(片田・磯見, 1962)には変成した白色チャートが泥岩・砂岩の中に頻繁に出現し、鏡下で放散虫が確認できる。

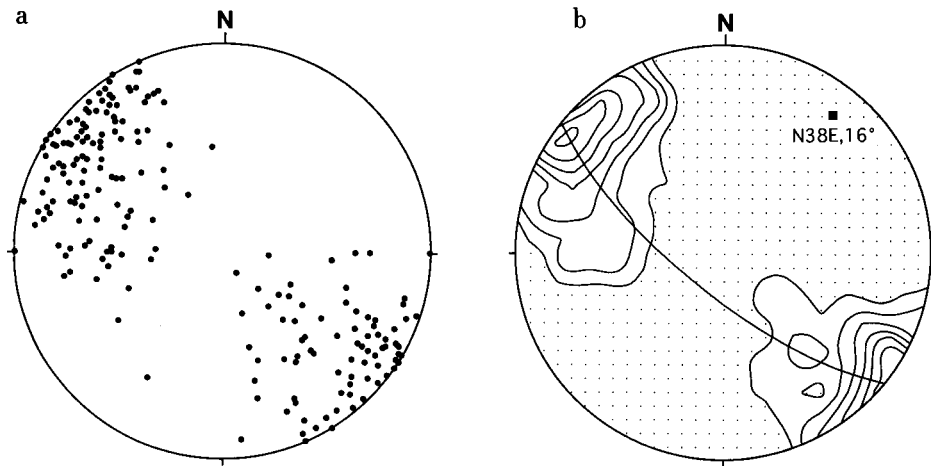
III. 2. 2 領家帯の変形構造：褶曲

(1) マクロスコピックな褶曲

本図幅地域の領家帯変成岩類には、半波長 1 km 前後のシェブロン褶曲が発達している。たとえば、北西部の沢底川より高遠花崗岩北東側の藤沢までの地域には、6 つの背斜軸と 5 つの向斜軸が想定される。沢底-花戸屋-渡沢川を連ねる線よりも北東側の変成岩類の姿勢について、各褶曲軸の姿勢を π ダイアグラムで求めた(第 2 表)。その方向は、N16° E を示す最東部の背斜を除くと、N30° E-N53° E で、沈下角は水平もしくは北東に低角度で沈下するものが多く、南西に低角度で沈下するものもある。この地域のすべての層面片理の姿勢計 207 個の極点図とコンターダイアグラム及び円筒状褶曲として π サークルに回帰したときの褶曲軸を第 9 図に示す。その結果、平均的な褶曲軸の沈下方向は N38° E、沈下角は 16° となった。そのほか、藤沢-鉢伏山(珪線石アイソグラッド付近)より南でも、南北性の背斜・向斜が 1 つ

第2表 π ダイアグラムにより求められた高遠花崗岩の北-北西方に発達する褶曲軸の姿勢
 褶曲 B-K は、北西から南東への順に配列

π pole(Fold axis)	
B向斜	S38W, 14° (n=28)
C背斜	S47W, 1° (n=30)
D向斜	N53E, 10° (n=22)
E背斜	N44E, 9° (n=34)
F向斜	S42W, 14° (n=40)
G背斜	N36E, 20° (n=32)
H向斜	N30E, 14° (n=39)
I背斜	N34E, 12° (n=57)
J向斜	N36E, 7° (n=55)
K背斜	N16E, 22° (n=40)
全データ	N38E, 16° (n=207)



第9図 高遠花崗岩の北-北東方の領家変成岩類の層面片理
 a: シュミットネット下半球投影, データ数は207. b: コンターダイアグラム及び平均褶曲軸(■)

ずつ引ける. このように, 中央構造線に近い地域の変成岩類に認められる褶曲が南北性に近いのは, 中央構造線の左横ずれ運動に伴われる引きずりの影響が出ているものと考えられる. また, 最東部の背斜(第2表のK背斜)の両翼では地層の逆転は認められず, 正立褶曲の形態をなす. それより西側(松尾峠-鉢伏山以西)では, 場所により逆転層が存在し, とくに一の沢川付近よりも北西側の高遠花崗岩周辺では地層の逆転が頻繁に認められ, 転倒褶曲もしくは傾斜褶曲の形態をなす.

一方, 高遠花崗岩北西部の地域では, 高遠花崗岩を取り巻くように構造が曲がっている. たとえば, 花戸屋北方から小式部城山を経て長岡に至る地域では, 層面片理の走向と褶曲軸がS字型に曲がってい



第10図 泥岩砂岩互層を起源とする変成岩のシェブロン型転倒褶曲 林道赤ジッコ線

ることがわかる。この屈曲は、高遠花崗岩が固結後もさらに上昇したことによる変形と考えられる。

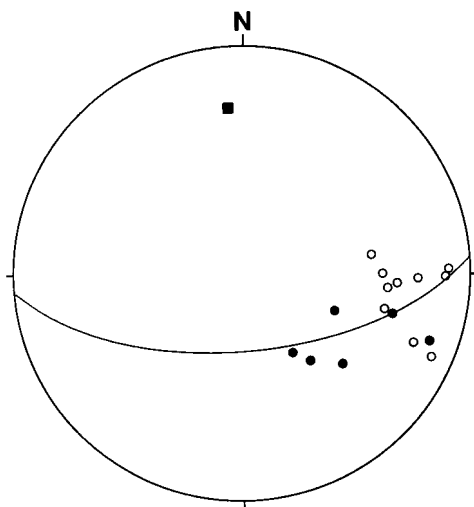
そのほかの地質図規模の褶曲として、図幅地域北西端の天竜川西部(横川層分布域)でも、少なくとも3本の褶曲軸が想定される。

本図幅地域で認められたような、半波長1 km オーダーのシェブロン褶曲は、北部木曾-伊那地域の美濃帯の非変成中・古生界でも認められている(狩野, 1975)。また、地質図に示されているように、本地域の領家変成帯の温度構造(各アイソグラッド)は、褶曲構造に比べ時計周りにやや斜交し、褶曲によって温度構造が曲げられている形跡はない。さらに、この褶曲を包絡する褶曲波面はほぼ水平であり、東部へ向かうにつれ、下位の地層が分布するという証拠はない。したがって、上記の褶曲の形成は、遅くとも変成作用のピークより前に終了していたと考えられる。同様の結論は、木曾地域の領家帯でも報告されている(片田, 1967)。

(2) メソスコピックな褶曲

露頭規模の褶曲は、露頭の連続性の良好な林道赤ジッコ線において認められた(第5図)。とくに林道の中間地点の露頭では、翼間角が $20-30^\circ$ の規則的なシェブロン型転倒褶曲が認められる(第10図)。この褶曲について、16箇所において地層の姿勢を測定した結果を極点図(第11図)に示す。この π ダイアグラムから求めた褶曲軸は、沈下方向が $N5^\circ W$ 、沈下角が 27° を示し、半波長1 km オーダーの褶曲と沈下方向が不調和である。しかしながら、2つのスケールの褶曲の形状、翼間角はきわめて似ており、また、この露頭の東西両側に断層破碎帯が観察されることから、上記の露頭の褶曲は、褶曲後のブロック運動により回転し、本来は1 km オーダーの褶曲の寄生褶曲として同時期に形成したのと考えられる。

林道赤ジッコ線では、そのほかシェブロン型正立褶曲や不規則な褶曲が認められる。このほかの地域



第11図 シェブロン型転倒褶曲(第10図)をなす層面片理の姿勢と褶曲軸のシュミットネット投影 ○と●は、褶曲の翼部別に示す。■は褶曲軸(N5°W, 27°)



第12図 さくろ石珪線石帯の泥質片麻岩に認められる褶曲 市野瀬園幅北端，三峰川左岸の露頭

でも、地層の上下の正序と逆転が数10mの間で繰り返す部分が少なからず存在するが、露頭で褶曲形態を認識することはできなかった。

褶曲に伴われると考えられる軸面壁開が、北西部の変成度の低い部分で認められる。一部の試料では、層理面と斜交する劈開面に沿って黒雲母集合体からなる点紋の伸長方向が配列している(第6図)。

変成度の高い片麻岩もしくはミグマタイトが存在する珪線石帯またはざくろ石-珪線石帯では、たとえば市野瀬図幅地域北端の三峰川沿いで、アプライト質の分結脈を含む縞が不規則な褶曲をなすところが認められる(第12図)。このタイプの褶曲は、ミグマタイト化を伴う変成作用のピークとほぼ同時期の変形と思われる。

Ⅲ. 2. 3 変成作用

(1) 広域変成作用

本図幅地域の領家変成帯は、北西より南東に向かって変成度を増し、泥岩起源の変成岩の鉱物組み合わせに基づき、緑泥石-黒雲母帯、黒雲母帯、堇青石帯、珪線石帯、ざくろ石-珪線石帯に区分される。これらの分帯は、各々小野(1977b)による Zone II-Zone IVに相当する。天竜川東部の黒雲母帯からざくろ石-珪線石帯までの変成鉱物出現図を第13図に、また変成鉱物の存在範囲を第14図に示す。

以下、各帯における変成鉱物の組み合わせを示す。なお、下記にあげた鉱物組み合わせのほかに、不透明鉱物としてイルメナイトと石墨の存在が知られている(小野, 1977b)。

緑泥石-黒雲母帯

本図幅地域北西端部、辰野町の天竜川西部に分布し、片田(1967)の横川層分布域に相当する。また、小野(1977b)による Zone IIに相当する。泥質岩の主な鉱物組み合わせは、石英+斜長石(アルバイト)±白雲母(通常絹雲母)±緑泥石±黒雲母である。砂質岩及び泥質岩には、碎屑性の黒雲母や白雲母が認められる。本地域は、天竜川東部の黒雲母帯に近いことから、黒雲母が一般に存在する緑泥石-黒雲母帯高温部に相当するものと思われる。

黒雲母帯

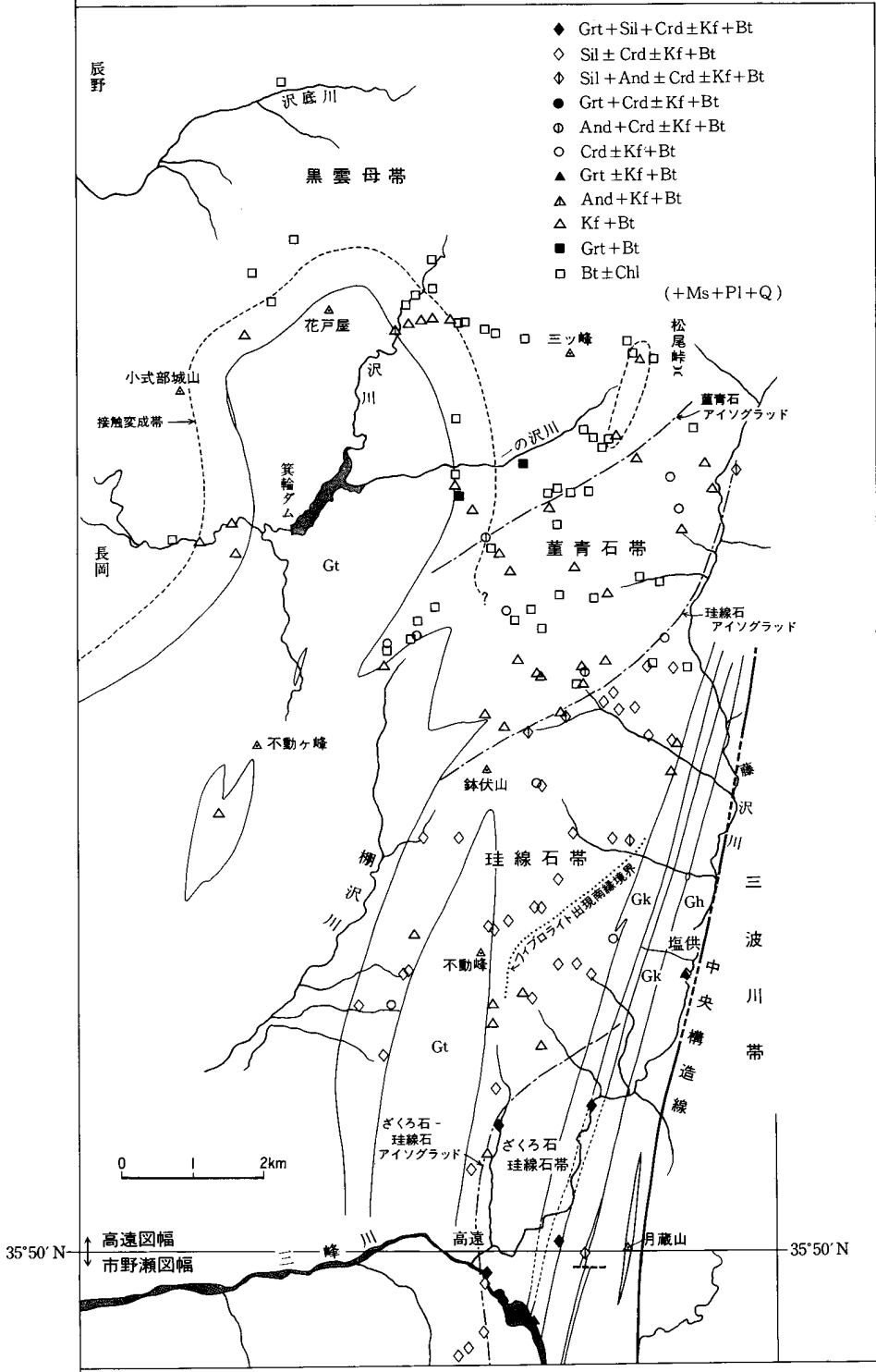
沢底川より一の沢川流域の南方堇青石アイソグラッドまでの地域に相当し、本図幅地域の領家変成岩

Zone	II	III	IV	V	VI
Chlorite		---			
Muscovite				---	
Biotite	---				
Almandine					---
Andalusite			---	---	
Sillimanite				---	
Cordierite			---		
Albite		---			
Plagioclase		---			
K-feldspar			---		
Quartz					

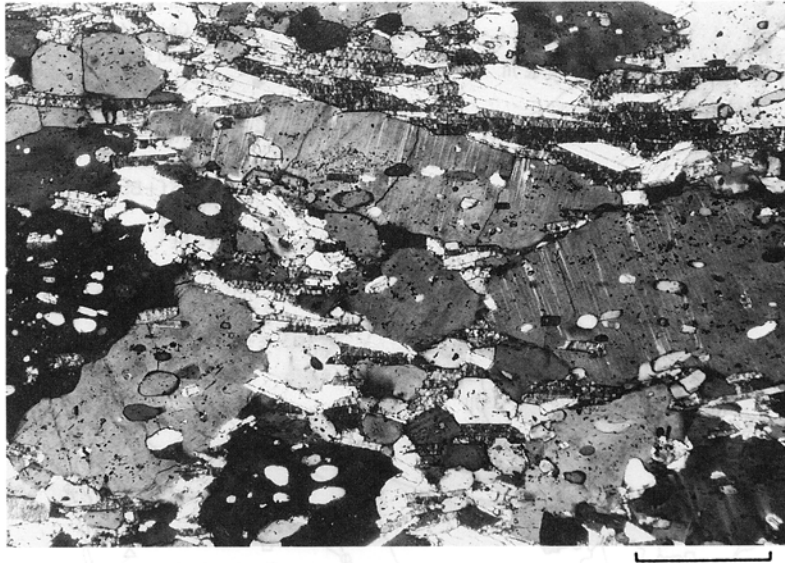
第13図 変成鉱物の存在範囲

小野(1977b)を一部改変。Zone II-VIはおのおの緑泥石-黒雲母帯、黒雲母帯、堇青石帯、珪線石帯、ざくろ石-珪線石帯に相当。斜長石の An%は19-35の範囲である(小野, 1977b)

138°0'E



第14図 変成鉱物出現分布と変成分帯図



第 15 図 珪線石帯の泥質変成岩に存在するポイキロプラスティックなカリ長石斑状変晶
高遠町渡沢川上流の試料 (試料番号 HT 93110113). スケール : 0.2mm

類の分帯域のなかで最も広い。小野 (1977 b) の Zone III に相当する。主な鉱物組み合わせは、石英＋斜長石 ± 白雲母 ± 緑泥石 ± 黒雲母で、斜長石としてアンデシンが出現し始めることが知られている (小野, 1977b)。

堇青石帯

高遠町薬師堂付近より南西に延びる線より南東側では、堇青石とカリ長石が出現する。この堇青石帯は、両者の出現によって定義されている小野 (1977 b) の Zone IV に相当する。ただし、堇青石は一部の試料にしか認められないことから、堇青石の出現のみでアイソグラッドを引くのは困難である。今回のアイソグラッドはむしろカリ長石の出現で決定し、このアイソグラッド上に 1 試料のみ堇青石が確認されたことから、堇青石アイソグラッドとした。ただ、この試料は黒雲母帯との境界部付近であるにもかかわらず例外的に紅柱石を含んでおり、位置的にも高遠花崗岩による接触変成作用の影響も被っていると考えられる。したがって、この堇青石の存在を含めないとすると、堇青石アイソグラッドは最大 800 m ほど南東にずれる。言い換えれば、堇青石の出現領域のやや低温側でカリ長石が出現し始める可能性がある。本帯の主な鉱物組み合わせは、石英＋斜長石 ± 白雲母 ± 黒雲母 ± カリ長石 ± 堇青石で、珪線石アイソグラッド付近で一部の試料に紅柱石が認められる。また、堇青石帯高温部から珪線石帯にかけて、一部にカリ長石の斑状変晶が存在する。このカリ長石は、石英を多量に含有するポイキロプラスティック組織を示し (第 15 図)、双晶は示さず、光軸角が小さい傾向がある。

珪線石帯

高遠町新井より南西の鉢伏山に延びる線の付近より南東側では、珪線石が出現する。この珪線石帯は、



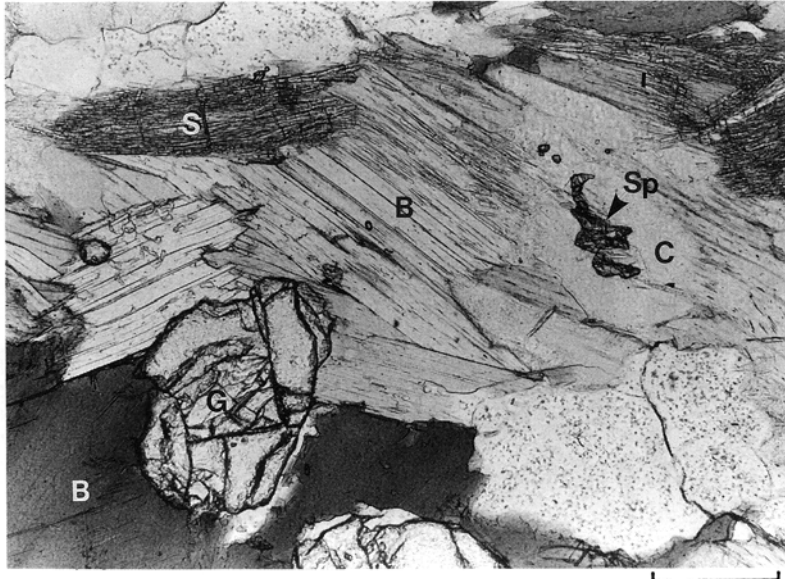
第 16 図 珪線石帯の泥質変成岩の薄片写真
 紅柱石(A), 堇青石(C), およびカリ長石斑状変晶を含み少量のフィブロライトを伴う。
 高遠町薬師堂の試料(試料番号 FJR 022). スケール: 0.2mm

小野 (1977 b) の Zone V に相当する。主な鉱物組み合わせは、石英+斜長石±白雲母±黒雲母±カリ長石±堇青石±珪線石で、珪線石帯低温側、とくに珪線石アイソグラッド付近では紅柱石が存在し(第 16 図)、珪線石-紅柱石の共生関係が認められる。珪線石には、その出現形態から、針状-粒状のものと、繊維状集合体をなすもの(フィブロライト)が存在し、両者が混在する場合もある。フィブロライトのみを産する試料は、珪線石帯の低温側(珪線石アイソグラッドよりも 3 km 以内)、もしくは高遠花崗岩の貫入接触部付近のみに限られている(第 13 図)。Hayama (1964 a) は駒ヶ根地域における領家帯の変成分帯で、珪線石帯を次の 2 つ、すなわち、低温側で存在する第 1 珪線石帯(紅柱石の珪線石への相変態で特徴づけられる帯)と、より高温側で存在する第 2 珪線石帯(白雲母と石英の反応で生ずるフィブロライトで特徴づけられる帯)に区分した。しかし著者の観察する限り、フィブロライトはむしろ珪線石帯の低温側に出現しており、紅柱石を置き換えている珪線石もすべてフィブロライトである。したがって、Hayama (1964 a) による珪線石帯の区分は、少なくとも本地域では当てはめにくい。全般的にみると、珪線石の粒径(特に短軸方向の幅)は高温部ほど大きくなる傾向がある。

ざくろ石-珪線石帯

本帯は、領家変成帯の最高温部に相当し、小野 (1977 b) の Zone VI に相当する。珪線石とざくろ石の共生で特徴づけられる帯である。ざくろ石を含む泥質変成岩の存在は、必ずしもこの帯に限られず、たとえば黒雲母帯にも見い出される(第 13 図)。しかし、珪線石と共生するざくろ石は、珪線石帯のさらに高温側に頻繁に出現することから、アイソグラッドを引くことが可能である。

本帯の主な鉱物組み合わせは、石英+斜長石±白雲母±黒雲母±カリ長石±堇青石±珪線石±ざくろ



第 17 図 ざくろ石-珪線石帯の泥質片麻岩の薄片写真
ざくろ石 (G), 珪線石 (S), 黒雲母 (B), 堇青石 (C) とその中に包有される緑色スピネル (Sp) を含む。
高遠町栗市西方の藤沢川右岸の試料 (試料番号 FJR 174)。スケール : 0.2mm

石であり、まれに堇青石中に不規則な形態をなす緑色スピネルが包有される (第 17 図)。本図幅地域の南側に隣接した市野瀬図幅地域の三峰川沿いには、ざくろ石-珪線石を含む変成岩の好露頭がある。

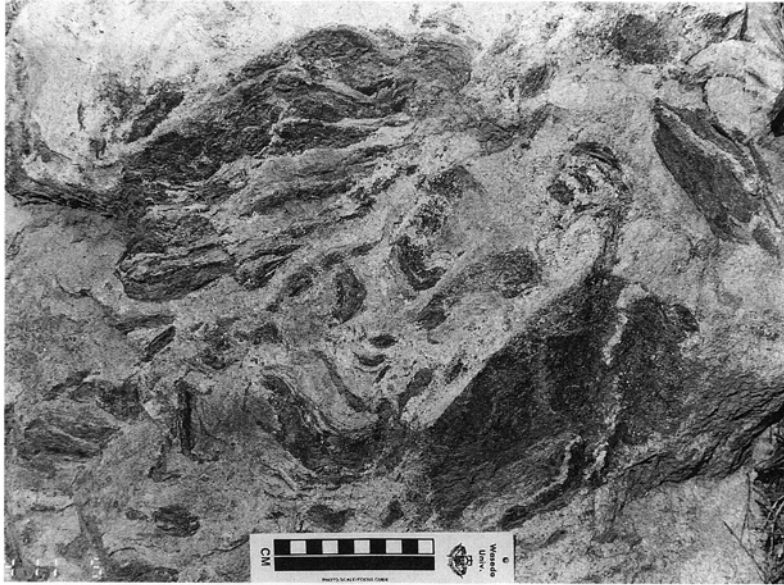
高遠町塩俣の中央構造線に近接した藤沢川では、珪線石やざくろ石を含む変成岩を原岩とするマイロナイトが存在する。本岩についての詳細は後述する。

珪線石帯高温部からざくろ石珪線石帯にかけては、部分熔融したと思われる不規則な珪長質分結脈が存在し、縞状組織 (第 12 図) もしくはミグマタイト組織 (第 18 図) をなす。このような分結脈には、副成分鉱物としてデュモルチエライトの存在が知られている (小野, 1977 b)。そのほか、すべての帯に認められる副成分鉱物として、電気石・燐灰石・ルチルが存在する。

Ono (1977) は、ざくろ石-堇青石地質温度計及び地質圧力計を用いて変成条件を見積もった。その結果、温度が 600-650°C、圧力が 4.5-5 kb という値を得た。ただし、この圧力の見積りについては、疑問視する意見もある (Hayama, 1981)。

(2) 接触変成作用

本図幅地域の領家変成岩類は、広域変成作用に重複して、高遠花崗岩の貫入に伴われる接触変成作用を被っている。その影響は、黒雲母帯では明確であるが、堇青石帯、珪線石帯、ざくろ石-珪線石帯と高温側に向かうにつれ不明瞭になる。以下、各広域変成分帯別に、接触変成作用の影響を記載する。



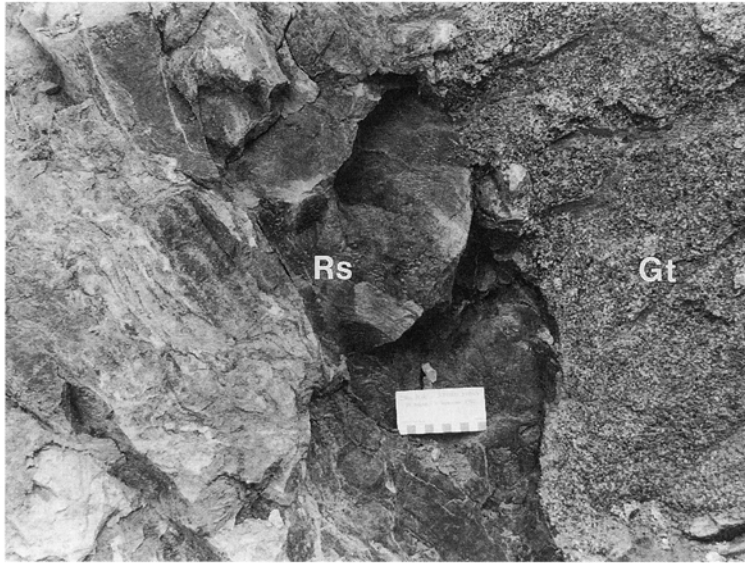
第 18 図 ミグマタイト組織を示す泥質片麻岩 渡沢川中流域の露頭 (露頭番号 HT93031307)

黒雲母帯

黒雲母帯では、高遠花崗岩の接触部 (例えば第 19 図) より 500-700 m 以内でカリ長石が出現し、カリ長石アイソグラッドを引くことが可能である (第 13 図)。また、この接触変成帯の組織の変化の特徴として、黒雲母の 001 面の方向性が、接触部に近いほどランダムになること (第 20 図)、特に接触部付近では、長径数 mm に達する黒雲母が存在すること、などがあげられる。このような顕著な変化は、高遠花崗岩接触部のみならず、松尾峠西方の変成岩分布域にも狭い範囲で認められ、一部の試料にカリ長石を含む (第 13 図)。したがって、この付近には同花崗岩が地下浅所に伏在しているものと考えられる。沢川沿いなどの花崗岩との接触部では、自形の紅柱石斑状変晶が白雲母集合体に置き換わった仮像が認められる。

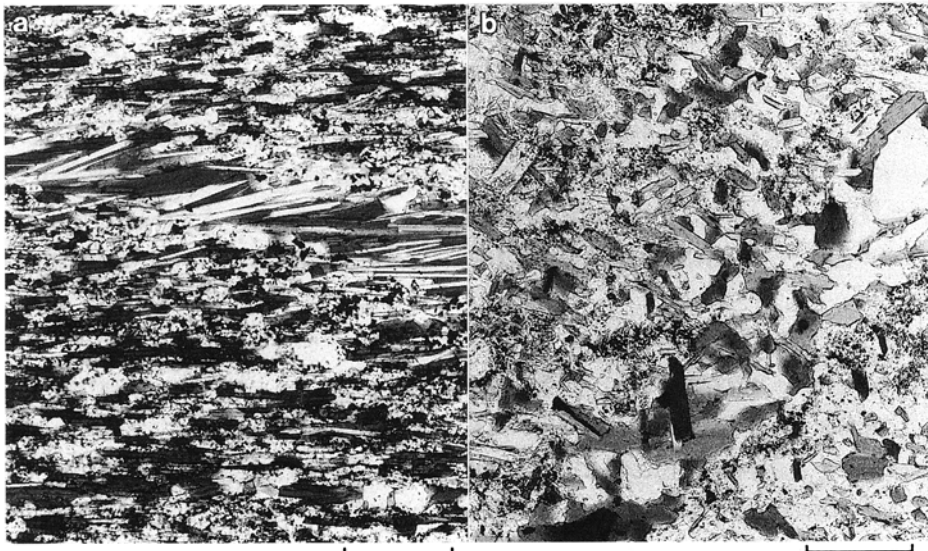
堇青石帯

堇青石帯では、カリ長石の出現により接触変成作用のアイソグラッドを引くことはできないが、上記の黒雲母の劈開方向のランダムさの変化から、おおまかな境界を引くことができる。なお、本帯の接触部付近に存在する堇青石の一部にホルンフェルスに特徴的な花卉状双晶が認められた (第 21 図)。したがって、この堇青石は高遠花崗岩による接触変成作用で成長したものと考えられる。堇青石アイソグラッド付近にも、堇青石と共生する虫食い状の紅柱石が存在する。この岩石も同じく高遠花崗岩による接触変成の影響を受けたものと考えられる。黒雲母帯高温部から堇青石帯にかけての花崗岩接触部付近では、一の沢川周辺の 3 試料に緑泥石斑状変晶が認められた。この緑泥石は片理と大きく斜交しており、一部に集片双晶と思われる組織が残存している (第 22 図)。



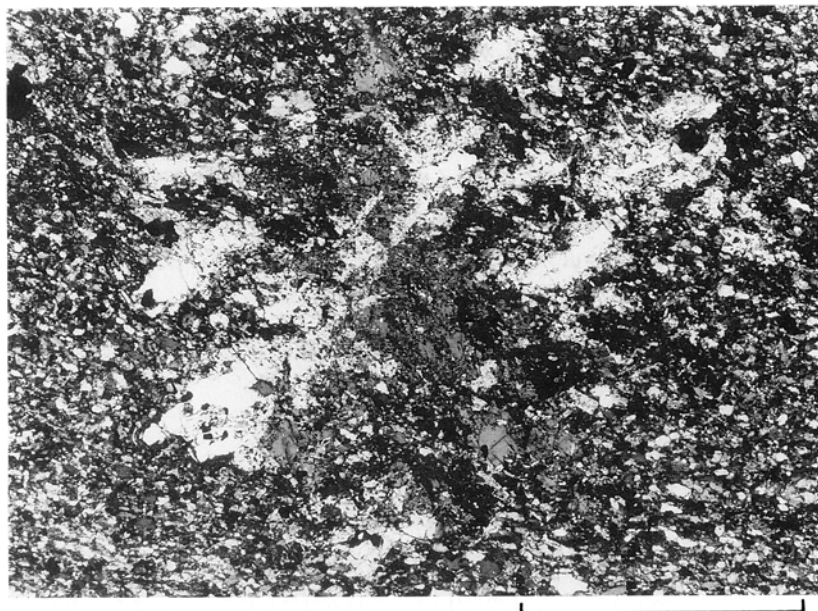
第19図 領家変成岩類を貫く高遠花崗岩

Rs : 泥岩砂岩起源の黒雲母片岩, Gt : 高遠花崗岩. 貫入面は不規則な曲面を描く. 不動ヶ峰南南西約500mの林道中樽線沿いの露頭. スケール: 横幅が10cm

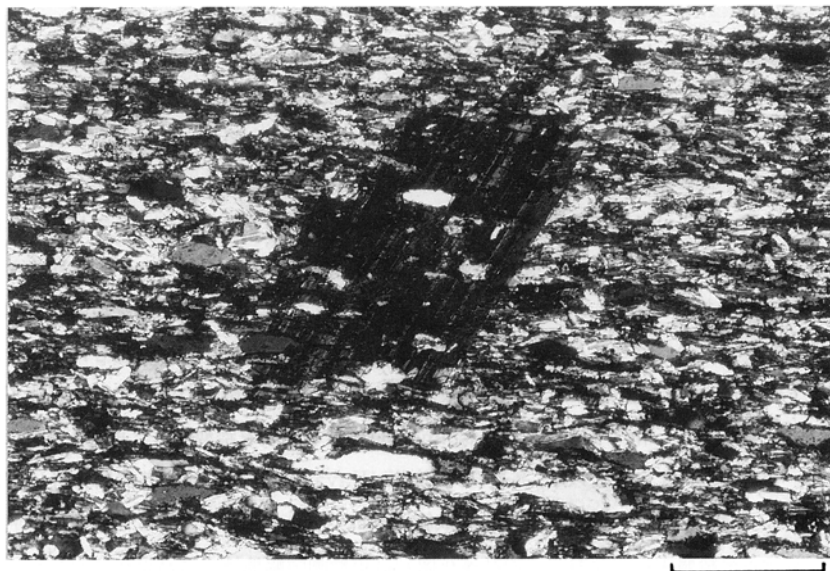


第20図 黒雲母片岩の接触変成作用による組織の変化

a : 黒雲母・白雲母の001面がよく配列した試料. 渡沢川上流, 高遠花崗岩接触部より約1.3km離れた堇青石帯の試料(試料番号HT93031317). b : 黒雲母・白雲母の001面が非常にランダムなデカッセイト組織を示す試料. 一の沢川支流熊倉沢, 高遠花崗岩接触部の黒雲母帯の試料(試料番号93031109), スケール: 0.2mm



第 21 図 黒雲母片岩に認められる接触変成作用の証拠—花卉状双晶を示す堇青石斑状変晶
林道峯山線沿い、高遠花崗岩接触部より150mの試料(試料番号 HT 93050411)。スケール：1mm



第 22 図 集片双晶(?)が残存している緑泥石斑状変晶
一の沢川支流の高遠花崗岩接触部より約200mの試料(試料番号 HT94110705)。スケール：0.1mm

珪線石帯

珪線石帯では、もともと鉱物が粗粒で、雲母類の配列も必ずしも定方向を向いていないことから、高遠花崗岩との接触の影響は捕えにくい。しかしながら、珪線石の白雲母化が同花崗岩との接触によって促進されている傾向が指摘されている(小野, 1969 b)。珪線石帯の高温側やざくろ石-珪線石帯では、すでに述べたようにフィプロライトは存在しないが、高遠花崗岩との接触部付近では一部の試料にフィプロライトが認められる。また、ランダムに大きく成長した白雲母も接触部付近に認められる。したがって、珪線石帯やざくろ石珪線石帯では、高遠花崗岩の貫入に伴う水の放出などによって後退変成作用の影響が強く出ているのかもしれない。

III. 3 領家深成岩類

III. 3. 1 概要

本図幅地域の領家花崗岩類には、中央構造線に沿って帯状配列するもの(非持トータル岩、勝間石英閃緑岩)と、領家変成岩類の構造を切って非調和に貫入するもの(高遠花崗岩)とがある。非持トータル岩は著しい片麻状(縞状)もしくは片状構造が発達し、神原石英閃緑岩とともに、中部地方領家花崗岩類の最古期の岩体(原山ほか, 1985のステージIの岩体)として位置付けられている。また、中部地方領家帯のマイロナイトの主要な原岩とみなされている(端山・山田, 1973; 高木, 1984)。なお、市野瀬図幅以南に広く分布する南向花崗閃緑岩及び天竜峡花崗岩に相当する岩体は本図幅地域では認められない。勝間石英閃緑岩は、新城石英閃緑岩とともに、濃飛流紋岩噴出初期のステージ(原山ほか, 1985によるステージII)に属するものと考えられている。一方、高遠花崗岩は、木曾駒花崗岩とともに、いわゆる領家帯の新时期花崗岩類(原山ほか, 1985によるステージIIの最後期)に位置付けられている。

これらの花崗岩類は、これまでに本地域及び周辺地域での研究(Hashimoto, 1957; Hayama, 1959; 蟹沢, 1961; Yamada, 1957; 小野, 1981; 高木, 1984; 柚原・加々美, 1995)により記載されており、またその名称も研究者によりさまざまである。非持トータル岩については、Hashimoto (1957)による非持石英閃緑岩という命名以来、非持石英閃緑岩もしくは非持花崗閃緑岩という名称がしばしば用いられている。一方、小野(1977 a)は月蔵山に分布する本岩を堆積岩起源の変成岩とみなして月蔵山片麻岩と呼び、高木(1984)は片麻状組織の発達から本岩を非持片麻岩と呼んだ。ここでは、誤解を防ぐため、本岩については深成岩であるとみなし、片麻岩という用語は使用しない。ただし、鉱物組成的には、石英閃緑岩の組成を有するものはほとんどなくトータル岩ないしは花崗閃緑岩の組成範囲を持つことから、本論では非持トータル岩として記載する。勝間石英閃緑岩については、蟹沢(1961)により長藤石英閃緑岩ともよばれているが、広く用いられているHashimoto (1957)の命名を踏襲する。高遠花崗岩は、領家団体研究グループ(1955)による命名以来、高遠石英閃緑岩(Hayama, 1959)、高遠花崗閃緑岩(蟹沢, 1961; 原山ほか, 1985)などと呼ばれているが、その組成範囲が広いことから、本論では領家団体研究グループ(1955)による命名を踏襲する。なお、この高遠花崗岩は市野瀬図幅地域では富県花崗岩の石英閃緑岩の部分に対比されている(河内ほか, 1983)。

以上の花崗岩類のほか、本図幅地域には塩基性深成岩としてコートランド岩が小規模に存在する。



第23図 高遠町中条のコートランダイトの露頭写真
Co: コートランダイト. 写真右側(西側)は、輝緑岩岩脈(Di)により貫かれている

Ⅲ. 3. 2 塩基性深成岩類: コートランド岩 (Co)

分布

コートランド岩は、領家帯に存在する塩基性深成岩として特徴的なものであるが、本図幅地域にはその露頭がごく限られており、高遠町中条の農道沿いの崖の露頭で見い出されるのみである(第23図)。本岩は、東側に分布する非持トータル岩と、西側に分布する勝間石英閃緑岩の境界部に挟まれて存在し、その分布は地質図にかろうじて表わせる程度のもものと判断される。中条の露頭の西側は、東西走向でほぼ垂直な接触面を境に、輝緑岩によって貫かれている。

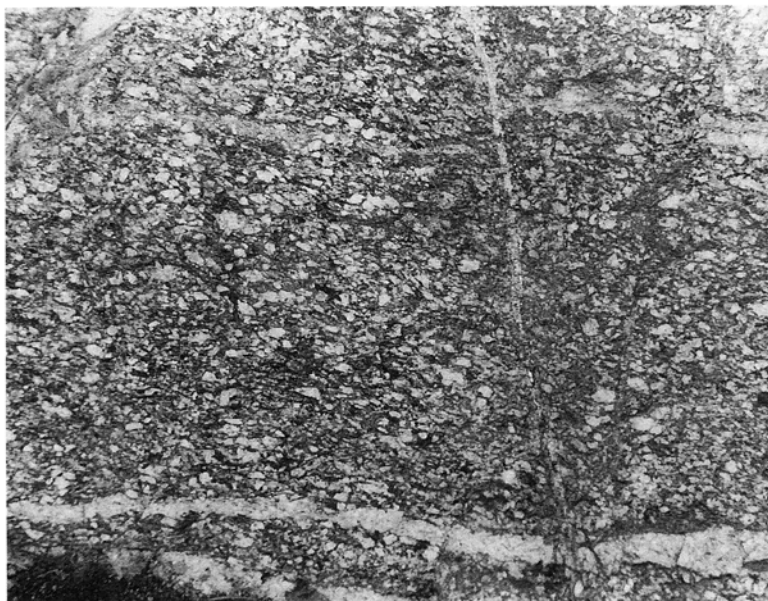
岩相

暗緑色ないし黒色の粗粒な岩石で、とくに角閃石の粗粒結晶が特徴的である。構成鉱物は、淡緑色角閃石・かんらん石・単斜輝石・斜方輝石を主成分とし、少量の淡褐色黒雲母・不透明鉱物を含む。かんらん石・単斜輝石・斜方輝石は角閃石中にポイキリティックに包有される。また、単斜輝石には淡紅色を示すものがある。しばしば角閃石とシンプレクタイト状の連晶組織を示す。

Ⅲ. 3. 3 非持トータル岩 (Gh)

分布

本岩は領家帯の東縁、すなわち中央構造線に沿って、南北方向に細長く分布する。本図幅地域の高遠町片倉付付近より南方へ連続し、市野瀬図幅地域南部で最も広い分布をなし、その南の大河原図幅内では南向(天竜峡)花崗岩や片麻岩と指交しながら急激に幅を狭め(Yamada, 1957)、それ以南では本岩体のマ



第24図 弱いマイロナイト化を受けた非持トータル岩の露頭写真
ポーフィロクラスティック組織が認められる。高遠町塩供北部。写真の横幅が16cm

イロナイト化した相のみが愛知県長篠付近まで幅狭く断続的に分布する(端山・山田, 1973; 山田ほか, 1974)。一方, 東方延長は, 関東山地北東縁部の比企丘陵に非持トータル岩が傾家変成岩に伴って露出する(比企団体研究グループ, 1982; 高木・長濱, 1987)。

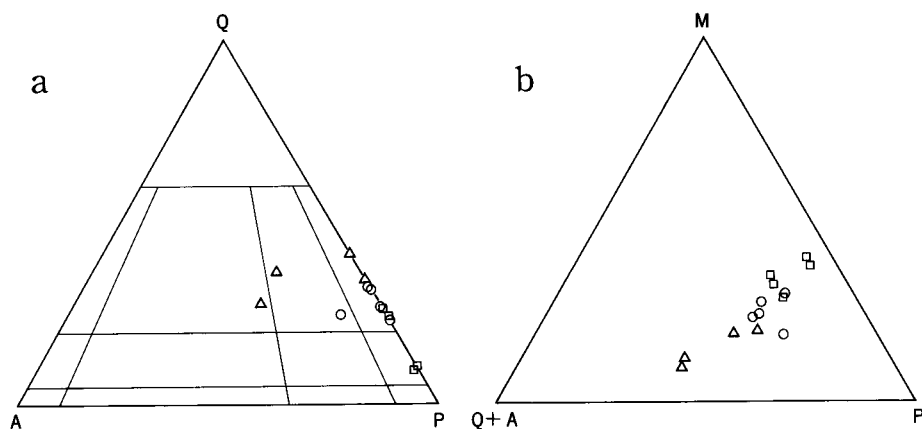
本図幅地域内では, 北端部の高遠町水上周辺で幅約250mで, 南へ向かうにつれその幅を増し, 南端月蔵山では幅600m余りとなる。この傾向は勝間石英閃緑岩にも共通し, また市野瀬図幅地域でも同様の傾向がみられる(河内ほか, 1983; 高木, 1984)。また, 細粒化の顕著なマイロナイト帯(高木, 1982のPマイロナイトやFマイロナイトが存在する地帯)の幅も, 本図幅地域では中央構造線から250m以内であるが, 市野瀬図幅地域内ではマイロナイト帯は500m前後と広がっている(高木, 1984)。

非持トータル岩の東側は, 中央構造線を境界として三波川帯の結晶片岩類と接しており, 西側は, 一部月蔵山周辺において幅狭い傾家変成岩類を介して勝間石英閃緑岩と接する。ただし, 勝間石英閃緑岩と直接接する露頭は見い出していない。

岩相

黒雲母や角閃石が配列した片状組織の発達する中粒の岩石で, マイロナイト化の影響を受けているところでは, 斜長石が細粒基質部に散在するポーフィロクラスティック組織を示す(第24図)。南方の市野瀬図幅地域のものには著しい縞状構造を示す部分や, カリ長石を比較的多く含んだ花崗閃緑岩質の部分がみられるが, 本図幅地域内では比較的均質な角閃石黒雲母トータル岩が主な岩相である。モード分析結果を第3表と第25図に, また化学組成を第4表に示す。

鏡下では斜長石・石英・黒雲母及び角閃石を主成分とし, カリ長石は通常斜長石中のアンチパーサイ



第 25 図 領家花崗岩類のモード組成

a: 石英-カリ長石(含パーサイト)-斜長石三角図, b: 有色鉱物(黒雲母+角閃石+緑泥石)-石英+カリ長石-斜長石三角図. ○: 非持トータル岩, □: 勝間石英閃緑岩, △: 高遠花崗岩.

第 3 表 非持トータル岩及び勝間石英閃緑岩のモード組成

Sample No.	非持トータル岩					勝間石英閃緑岩				
	FJR 065	FJR 166	FJR 168	FJR 194	KSR 13*	FJR 48	FJR 76	81041803	93031301	TIR 20*
Quartz	22.6	21.6	24.1	16.0	18.4	6.1	17.0	17.0	17.4	6.4
Plagioclase	49.2	58.9	50.5	53.7	49.1	53.8	53.7	47.8	49.4	55.8
K-feldspar	Tr	0.5	0.6	Tr	8.1	-	-	-	-	-
Biotite	Tr	4.1	13.2	Tr	10.5	0.8	-	2.4	Tr	0.8
Chlorite	12.1	7.0	2.7	14.0	0.5	8.2	12.8	16.9	14.1	5.3
Muscovite	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hornblende	15.2	7.3	7.9	15.3	12.3	30.3	15.4	15.3	17.5	31.0
Sphene	0.3	0.2	0.3	0.9	0.3	Tr	0.3	Tr	Tr	Tr
Accessories	0.2	0.2	0.3	Tr	0.3	Tr	Tr	0.3	0.2	Tr
Opaque	Tr	Tr	0.1	0.1	Tr	0.2	0.1	0.2	0.5	0.4
Epidote	0.4	Tr	0.1	Tr	Tr	Tr	0.1	-	-	Tr
Prehnite	-	0.2	0.2	-	0.5	0.6	0.6	Tr	0.8	0.3
Carbonate	-	-	-	Tr	Tr	Tr	Tr	0.1	0.1	-
Total	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
Rock type	Tn	Tn	Tn	Tn	Gd	Qd	Tn	Tn	Tn	Qd

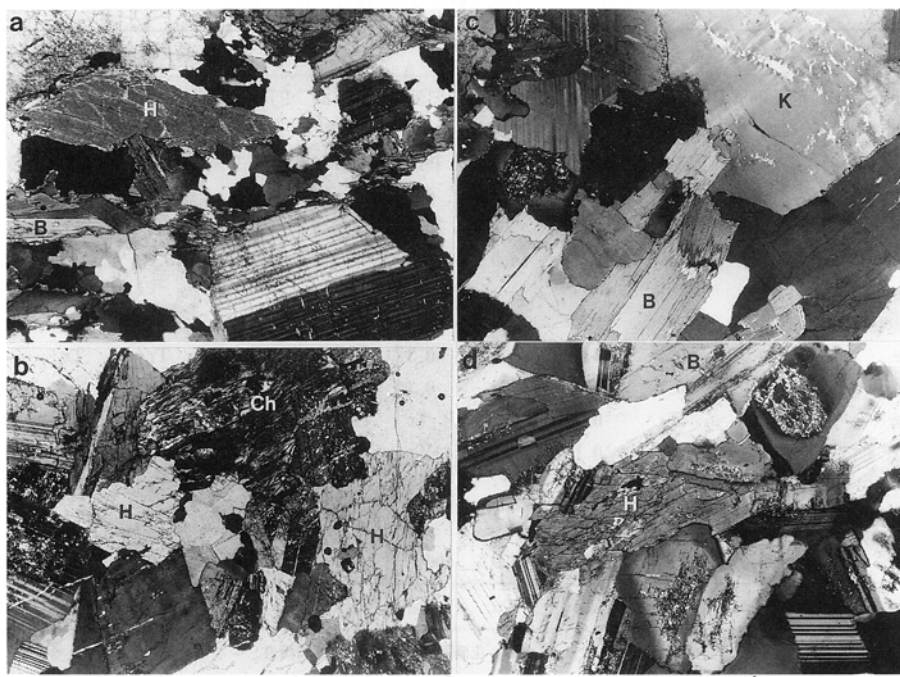
*柴田・高木(1988)の年代測定資料 Tn: トータル岩, Gd: 花崗閃緑岩, Qd: 石英閃緑岩

トとして存在するのみである。角閃石を含まない部分も認められる。副成分鉱物として、褐簾石・スフェン・燐灰石・ジルコン・緑簾石・不透明鉱物を含む。代表的な岩相の薄片写真を第 26 図 a に示す。角閃石は帯褐緑色-帯青緑色 (Z 軸色, 以下同様) を示し, 中心部は褐色を帯び, 周縁部が青味を帯びた累帯構造が認められる。一部の試料の角閃石中にはバンペリー石が認められる。斜長石は片状組織の方向にそ

第4表 領家花崗岩類の化学組成

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	49.58	54.62	63.92	59.30	60.51	54.75	63.51	68.41	70.58
TiO ₂	1.13	0.95	0.54	0.95	0.87	1.00	0.70	0.33	0.33
Al ₂ O ₃	17.60	18.33	16.38	16.50	18.09	18.38	17.87	15.78	15.10
Fe ₂ O ₃	1.83	1.44	1.04	1.32	1.44	1.43	1.15	0.74	1.24
FeO	8.55	5.93	3.99	5.19	4.67	7.98	3.99	2.56	1.98
MnO	0.07	0.05	0.08	0.04	0.39	0.06	-	0.09	0.08
MgO	4.89	3.90	1.56	2.81	3.13	4.41	-	0.98	0.64
CaO	8.73	7.71	5.05	3.13	6.49	6.96	5.24	3.20	1.22
Na ₂ O	2.81	2.76	3.47	3.95	2.09	2.80	3.44	3.72	3.71
K ₂ O	1.99	1.26	2.20	1.85	1.63	0.85	1.36	2.76	3.60
H ₂ O ⁺	1.75	1.97	0.77	4.18	0.63	1.36	0.81	1.01	0.98
H ₂ O ⁻	0.36	0.23	0.16	0.28	0.06	0.01	0.23	0.28	0.26
P ₂ O ₅	0.18	0.14	0.13	0.15	-	-	-	0.02	0.05
Total	99.47	99.29	99.29	99.65	100.00	99.08	99.87	99.88	99.77

1-5: 非持トーナル岩, 6: 勝間石英閃緑岩, 7-9: 高遠花崗岩. 文献は, 1-4, 6: 蟹沢 (1961), 5: 高木 (1984), 7-9: Shibata *et al.* (1960)



第26図 領家花崗岩類の薄片写真(直交ポーラー).

a: 非持トーナル岩. 高遠町栗中の試料(試料番号 FJR 168). b: 勝間石英閃緑岩. 高遠町台の試料(試料番号 93031301). c, d. 高遠花崗岩の薄片写真. c: 黒雲母花崗岩. 花戸屋東南, 沢川沿いの試料(試料番号 HT93110302). d: 角閃石黒雲母トーナル岩. 高遠町, 三峰川左岸の試料(試料番号 HT93043011). K: カリ長石, B: 黒雲母, H: 普通角閃石, Ch: 緑泥石. スケール: 1 mm

の長軸を配列させていることが多く、石英はもともと斜長石のすき間を充填する形で分布しており、また斜長石はしばしば石英によって湾入される組織を示す。また、マイロナイト化の影響の弱いところでは、石英は多結晶化し(第 26 図 a)、斜長石には変形双晶や石英によって充填された伸張割れ目などが認められる。なお、本岩のマイロナイト化した部分については後述する。

地質時代

非持トータル岩は、中部地方の領家花崗岩類のうち最古期の岩体とされている(領家研究グループ, 1972; 原山ほか, 1985)。しかしながら、その貫入年代については必ずしも明確にはなっていない。たとえば Rb-Sr 全岩アイソクロン法では分散が著しく、アイソクロンを引くことができない(Kagami, 1973)。このことは、片麻状構造が発達した非持トータル岩の不均一性、おそらく、領家変成岩類に注入し、一部で同化したマグマの多様性を物語っているものと思われる。Karakida *et al.* (1965) は、ジルコンの Pb- α 法で、非持トータル岩について 95 Ma と 110 Ma、マイロナイトについて 85-100 Ma という値を報告している。山名ほか(1983) は、非持トータル岩と密接に伴う角閃石黒雲母片麻岩の Rb-Sr アイソクロンを求めた結果、全体としては分散が著しいが、それぞれ限られた分布地域から採取された試料グループごとに、約 90 Ma のアイソクロンに近い勾配をもって直線上に配列することを見出した。同様の傾向は Sm-Nd アイソクロン図でも求められている。一方、Rb-Sr 黒雲母年代は 61.2 Ma (岡野, 1982)、K-Ar 年代は角閃石で 72.3 Ma、黒雲母で 65.2 Ma、カリ長石で 59.3 Ma という値が得られている(柴田・高木, 1988)。これらは、非持トータル岩の冷却年代を示すものと考えられ、上記 3 鉱物の K-Ar 系における閉鎖温度と年代値から、約 500°C から 150°C の間の冷却速度として 27°C/Ma という値が得られている(柴田・高木, 1988)。

Ⅲ. 3. 4 勝間石英閃緑岩 (Gk)

分布

勝間石英閃緑岩は、本図幅地域の高遠町水上付近から月蔵山西斜面を経て駒ヶ根市中曾倉に至る全長 23 km、幅 500 m-2 km の細長い岩体である。周囲の領家変成岩類の構造に調和的に貫入しており、本図幅地域では幅 100 m 余りの領家変成岩類を挟んで、2 条の細長い岩体として南北に並走して分布している。

南方の市野瀬図幅地域では、石英閃緑岩のほかに花崗岩質な落合花崗岩や三界山花崗岩を含めて勝間花崗岩類として一括して区分されている(河内ほか, 1983)。しかし、これら花崗岩は岩相や年代値(落合花崗岩は Rb-Sr 白雲母年代で 65.5 Ma; 岡野, 1982)で石英閃緑岩とは異なっている。

岩相

本岩は、弱い片状組織を有する均質な中粒石英閃緑岩-トータル岩である(第 26 図 b)。モード分析結果を第 3 表と第 25 図に、また化学組成を第 4 表に示す。鏡下では、斜長石・角閃石・石英・黒雲母を主成分とし、副成分鉱物として燐灰石・ジルコン・スフェン・不透明鉱物を含む。角閃石は中心部が淡緑褐色、周縁部が淡緑色の累帯構造を示す。一部にカミングトン閃石が認められる。黒雲母はわずかに赤みを帯びた褐色(Z=Y 軸色、以下同様)を示し、緑泥石化やプレーナイト化していることが多い(第 26 図 b)。斜長石は半自形で累帯構造がしばしば認められ、絹雲母化が進んでいる。非持トータル岩と併せて

の鏡下での記載は、Hashimoto(1957), Hayama(1959)に詳しい。

地質時代

勝間石英閃緑岩の放射年代値としては、Rb-Sr 全岩-黒雲母年代で 83 Ma (早瀬・石坂, 1967), ジルコンの Pb- α 法による年代で 100 Ma と 125 Ma (Karakida *et al.*, 1965), K-Ar 年代では、角閃石について 70.6 Ma, 黒雲母について 62.8 Ma (柴田・高木, 1988) という値が知られている。また、最近柚原・加々美 (1995) は Rb-Sr 全岩アイソクロン年代で 121 ± 26 Ma ($SrI=0.7075$), Rb-Sr 全岩-黒雲母鉱物年代で 57.8-62.7 Ma という値を報告しており、貫入から約 70 Ma までは新期花崗岩類の断続的な貫入により冷却速度がきわめて遅かったと解釈されている。非持トータル岩との貫入関係を示す露頭は見い出せないが、非持トータル岩が著しいマイロナイト化を被っているにもかかわらず、それと隣接している勝間石英閃緑岩に全くマイロナイト化の影響がみられないことから、非持トータル岩のマイロナイト化終了後に勝間石英閃緑岩が貫入したと考えられている (Hayama, 1959; 高木, 1984)。しかしながら、上記の Rb-Sr 全岩アイソクロン年代は、非持トータル岩の約 90 Ma という Rb-Sr 年代 (山名ほか, 1983) よりかなり古く、地質学的に考察された貫入順序と合わない。今後、とくに U-Pb 法等で年代をクロスチェックする必要がある。

III. 3. 5 高遠花崗岩 (Gt)

分布

高遠花崗岩は、花戸屋を北限とし南は市野瀬図幅地域の上新山まで南北約 20 km, 最大東西幅約 6 km の岩体で、本図幅地域の最も広い面積を占め、領家変成岩類の構造に非調和に貫入している。鉢伏山より高遠町芦沢にいたる南北に細長い領家変成岩類の分布によって北西側と南東側の 2 つの岩体に分離されている。また、不動ヶ峰南方では、領家変成岩類のレンズ状岩体を含む。本花崗岩は、その貫入に伴い、領家変成岩類に接触変成作用を及ぼすとともに、岩体北西部では同変成岩類の構造を S 字状に押し曲げている。

岩相

高遠花崗岩は、中央部から北部にかけてと、棚沢川周辺より南東部では、岩質がかなり異なる。すなわち、前者は黒雲母花崗岩-花崗閃緑岩を主体とし、角閃石はほとんど認められないのに対し、後者は、少量の角閃石を含み、カリ長石をほとんど含まない角閃石黒雲母トータル岩を主体とする。ただ、両者とも c 軸方向に厚く積層した黒雲母が特徴的にみられる中粒・非片状の花崗岩類であり、肉眼的には類似している。モード分析結果を第 5 表と第 25 図に、化学組成を第 4 表に示す。

黒雲母花崗岩-花崗閃緑岩は、石英・斜長石・カリ長石・黒雲母のほか、少量の白雲母を伴うことがある (第 26 図 c)。とくに、変成岩類との境界部では白雲母を含むものがある。副成分として、燐灰石・ジルコン・不透明鉱物を含む。カリ長石はマイクロクリン及びパーサイトである。一方、角閃石黒雲母トータル岩は、斜長石・石英・黒雲母と少量の角閃石を主成分とし、副成分として燐灰石・ジルコン・スフェン・不透明鉱物を含む (第 26 図 d)。角閃石は帯褐緑色-緑色を示す。斜長石には顕著な累帯構造が認められる。第 4 表の no. 7 の分析値が高遠産 (岩体南東部), no. 9 が日影産 (岩体北部) であり、上記の岩質の違いが化学組成にも表われている。

第5表 高遠花崗岩のモード組成

高遠花崗岩				
Sample No.	93110302	94110702	93031002	94043011
Quartz	24.0	32.8	33.3	27.5
Plagioclase	39.3	39.7	47.2	52.7
K-feldspar	24.5	17.9	-	-
Biotite	11.7	9.2	14.6	17.7
Chlorite	0.4	0.3	0.2	0.6
Muscovite	Tr	Tr	-	-
Hornblende	-	-	3.8	1.0
Sphene	Tr	-	-	Tr
Accessories	0.1	0.1	0.3	0.3
Opaque	Tr	Tr	0.5	0.2
Epidote	-	Tr	-	-
Prehnite	-	-	-	Tr
Carbonate	Tr	-	-	-
Total	100.0	100.0	100.0	100.0
Rock type	Gr	Gd	Tn	Tn

Gr : 花崗岩, Gd : 花崗閃緑岩, Tn : トーナナル岩

地質時代

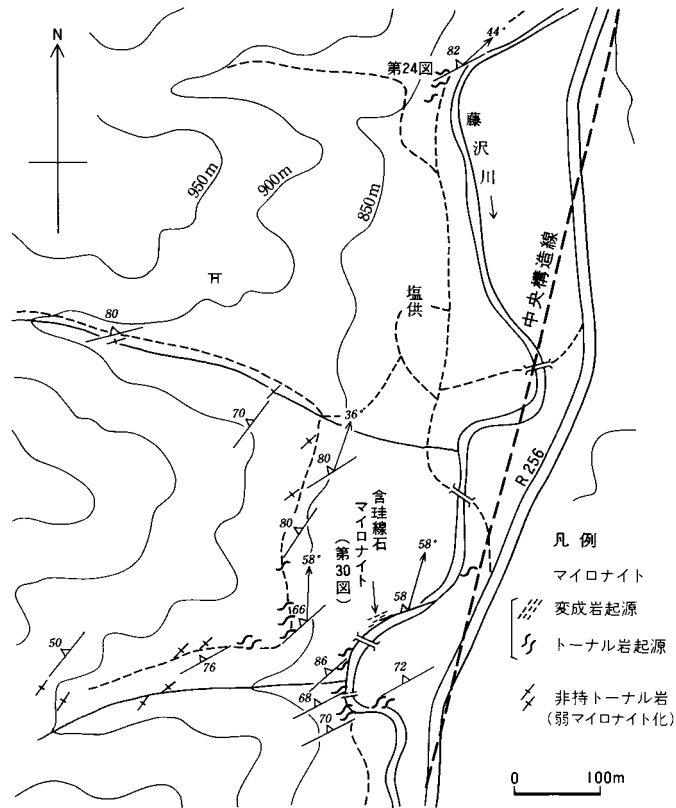
高遠花崗岩の放射年代は、高遠町芦沢の試料の黒雲母についての K-Ar 年代で 61 Ma (河野・植田, 1966, 新しい壊変定数に直して引用) という値が報告されている。また、Karakida *et al.* (1965) はジルコンの Pb- α 法で 165 Ma という値を報告しているが、これは非持トーナル岩についての彼等の値よりもかなり古く、地質学的に矛盾する。また、Rb-Sr 全岩-黒雲母年代で 57.7 Ma, 59.3 Ma (柚原, 1994), Rb-Sr 全岩-鈹物アイソクロン年代で 84.1 Ma, Rb-Sr 全岩アイソクロン年代で約 90 Ma (柚原・加々美, 1995) という値が得られている。

Ⅲ. 3. 6 マイロナイト

概説

中部地方の中央構造線に沿った西側では、古期領家花崗岩類 (主に非持トーナル岩) 及び変成岩類がマイロナイト化しており、また中央構造線がこのマイロナイトの面構造を切断している。通常マイロナイト帯の幅は 0.5-1 km であるが、市野瀬図幅地域から本図幅地域にかけては北へ向かうにつれてその幅を減じ、本図幅地域では中央構造線より約 300m 以内でマイロナイト化が進んでいる。

マイロナイト化の時期については、非持トーナル岩や勝間石英閃緑岩のこれまでの放射年代値に、地質学的前後関係と必ずしも合わないところがあることと、マイロナイト化の温度条件はおおよそ 500-350°C と、その見積りが厳密にできないことから、不確定要素が大きい。柴田・高木 (1988) は、マイロナイトの原岩である非持トーナル岩の貫入年代 (山名ほか, 1983) と、マイロナイト化以降に貫入したと考えられる勝間石英閃緑岩の角閃石の K-Ar 年代から、マイロナイト化の時期を 90-70 Ma の間と考えた。

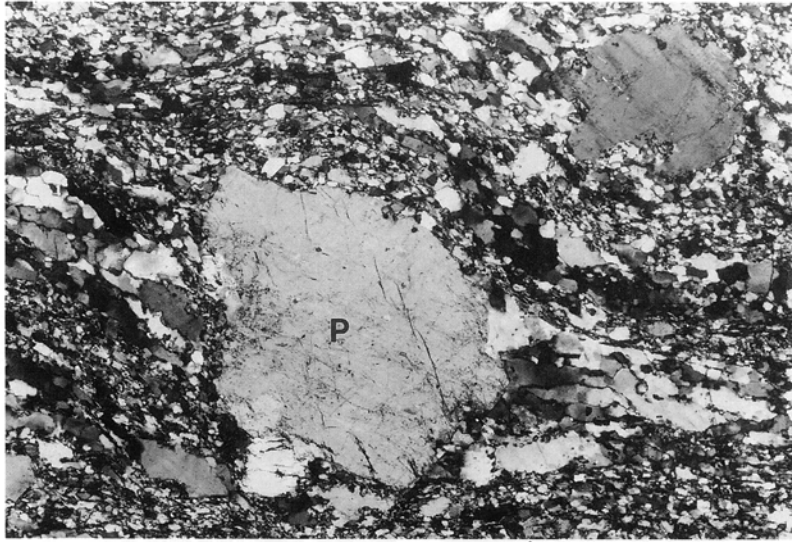


第 27 図 高遠町塩供周辺の藤沢川沿いのルートマップとマイロナイトの面構造・線構造

一方, Dallmeyer and Takasu (1991) は, 南向花崗岩由来のマイロナイトについて 62-63 Ma という $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ プラト年代を求め, この年代がマイロナイト化の時期を示すとした. また, Michibayashi and Masuda (1993) は, マイロナイト化のステージは少なくとも 2 回あるとしている.

本図幅地域では藤沢川流域にマイロナイトが分布するが, 河川改修が進み, 露出は好くない. その中でも高遠町塩供付近ではいくつか露頭が認められる. その周辺のルートマップを第 27 図に示す. 本地域のマイロナイトで特筆すべきこととして以下の点があげられる. それは, (1)マイロナイト帯の延びの方向に対し, 面構造の走向が時計回りに大きく斜交すること. (2)マイロナイトの伸張線構造の沈下角度が, 第 27 図に示されているように立っており, ほとんど水平に近い中部地方と近畿地方の中央構造線沿いのマイロナイトの線構造の姿勢 (隣接する市野瀬・大河原図幅地域では Takagi, 1986; 林・高木, 1987 参照) と比べ, 本地域だけが異なっていること (原ほか, 1977; 長濱・高木, 1985), (3) 塩供の藤沢川沿いで, 他地域ではまったく見られない珪線石を含むマイロナイトの露頭があること, などである.

マイロナイトには, 前述の非持トータル岩由来のものほかに, 上記の含珪線石泥質変成岩, 石英質変成岩由来のマイロナイトが分布する. 以下, 各々について記載する.

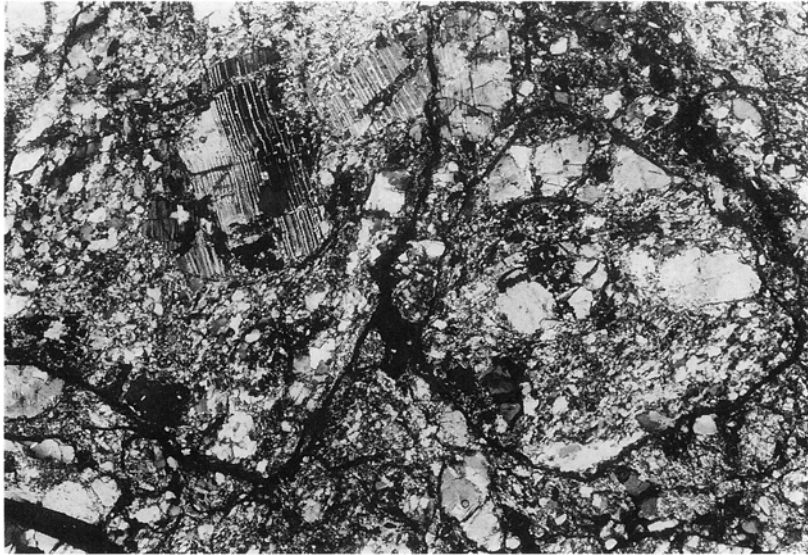


第 28 図 非持トータル岩起源のマイロナイトの薄片写真
 斜長石ポーフィロクラスト(P)両翼部には左ずれの剪断センスを示す非対称ブレッシャーシャドウ
 が発達する。高遠町栗木の試料(試料番号 FJR 181)のXZ薄片写真。スケール: 1mm

非持トータル岩由来のマイロナイト

非持トータル岩は、中央構造線に近づくにつれ、マイロナイト化が進んでいる。すなわち、石英・黒雲母は再結晶に伴って粒径を減じ、塑性流動しながら面構造及び伸張線構造を発達させ、一方斜長石や角閃石はポーフィロクラストとして残存し、脆性的に破断しながら粒径を減じ、また回転に伴って周縁部で交代作用などの反応を伴って粒径をやや減じながら丸みを帯びるようになる。従来から記載されている帯緑灰色のポーフィロイド様岩は、このようなポーフィロクラスティック組織の発達した非持トータル岩由来のマイロナイトのことである。

定方位試料(XZ 薄片)の鏡下での観察は以下の通りである。斜長石ポーフィロクラストの周囲を石英や黒雲母の多結晶集合体を取り巻いており、ブレッシャーシャドウが発達する(第 28 図)。石英の多結晶集合体には、個々の石英の伸長方向がマイロナイト面構造に対して斜交する形態ファブリック(たとえば林・高木, 1987)が認められる。そのほか、シアバンドなどの非対称微小構造から、伸張線構造の姿勢と併せて、相対的に西側が上昇した左斜めずれの剪断センスが復元できる。ただし、北部の高遠町片倉-水上周辺では、逆に東側が上昇したセンスが得られている(長濱・高木, 1985)。マイロナイト化の進んだ部分では、緑泥石・絹雲母・緑簾石などの変質鉱物が増加し、とくに中央構造線付近のカタクレーサイト化の影響が重複しているところでは、炭酸塩鉱物やぶどう石、カリ長石などの二次鉱物脈が発達する。第 29 図に、中央構造線板山の露頭におけるカタクレーサイトの組織を示す。



第29図 マイロナイト化した非持トーナル岩由来のカタクレーサイトの薄片写真
 高遠町板山の中央構造線の露頭(第48図)における中央構造線より30cm西側の試料
 (試料番号IT-R1)。スケール：1mm



第30図 珪線石片麻岩由来のマイロナイトの露頭
 線構造(折尺と平行)の沈下角が高角度であることに注目。高遠町塩供の藤沢川右岸の
 露頭(1985年撮影、現在は失われている)

珪線石片麻岩由来のマイロナイト

珪線石を含む泥質片麻岩由来のマイロナイトは、高遠町塩俣の藤沢川右岸で発見された(第30図)。しかし、現在は河川改修により露頭は無い。また、同じ露頭内の数m隔たった場所ではざくろ石も含むことから、この変成岩はざくろ石-珪線石帯に属するものと考えられる。

鏡下では、カリ長石・斜長石と少量の白雲母(フィッシュ)をポーフィロクラストとし、基質部は石英・黒雲母・白雲母・珪線石・長石類などが認められる。副成分として電気石・燐灰石・不透明鉱物を含む。珪線石は白雲母や黒雲母とともに配列し、流動構造を形成している(第31図)。カリ長石ポーフィロクラスト周縁部にはミルメカイトが発達し、ポーフィロクラスト内部へと湾入している。

中央構造線沿いのマイロナイトのなかで、泥質もしくは珪質変成岩由来のものは、高木(1984)により



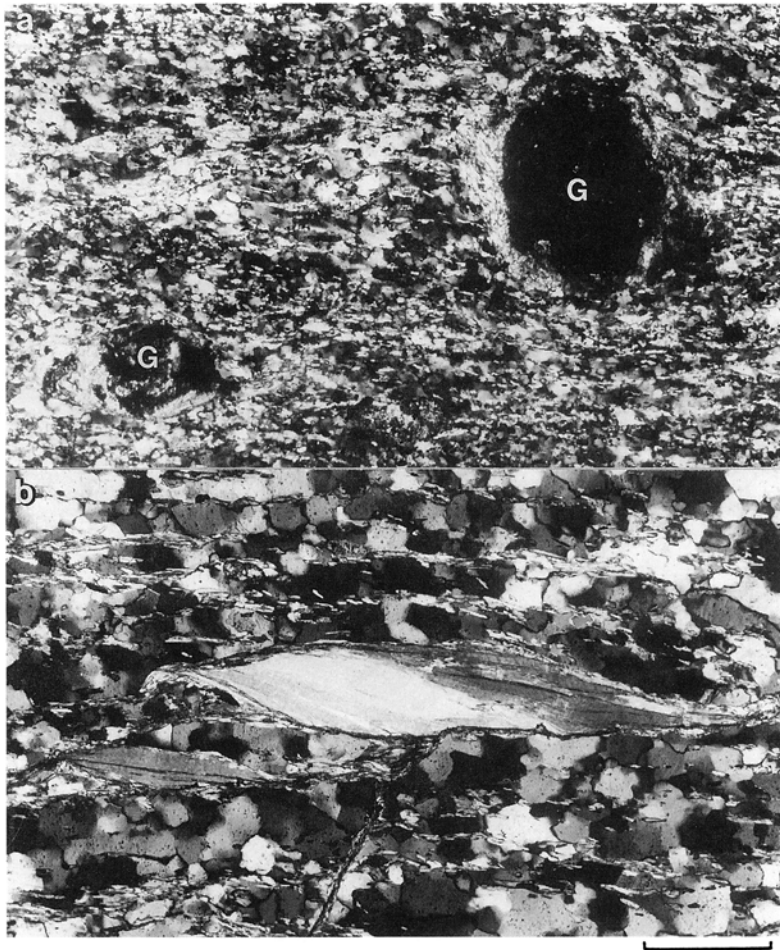
第31図 珪線石片麻岩由来のマイロナイトのXZ薄片写真

a: XZ薄片写真. b: aの斜長石ポーフィロクラスト(K)左下側の拡大写真. 屈折率の高い鉱物が珪線石. 高遠町塩俣の試料(第27図参照, 試料番号FJR107). スケールはa: 1mm, b: 0.2mm

フィロナイトと呼ばれており、通常後退変成作用を伴っている。珪線石を含むマイロナイトの露頭の周辺も、直接接する露頭は無いが、緑泥石化の進んだ非持トータル岩由来のマイロナイトが分布している。したがって、本岩のみが地表に現われていない花崗岩によって接触変成を受け、既存のファブリックに規制されて珪線石が配列しているとは考えにくい。しかしながら、なぜ、マイロナイト化の過程で、この露頭のマイロナイトだけに細粒化が進んでいるにもかかわらず珪線石が白雲母によって交代されずに安定に残存しているのか、変質の不均一性で説明できるのか、不明である。

石英質変成岩由来のマイロナイト (Rp)

本岩は、高木 (1984) による珪質フィロナイトに当たり、石英質変成岩由来のウルトラマイロナイトで



第 32 図 珪質フィロナイトのXZ薄片写真

- a: 含ざくろ石珪質フィロナイト. G: ざくろ石. 月蔵山北尾根沿いの露頭の試料 (試料番号 HT93050104).
b: 白雲母ポーフィロクラスト(フィッシュ)の発達する珪質フィロナイト. フィッシュや再結晶石英の形態ファブリックは左ずれの剪断センスを示す. 高遠町水上の試料 (試料番号 FJR37A). スケール: 0.2mm

ある。いわゆるヘレフリンタ様岩の1つのタイプであり、市野瀬図幅(河内ほか, 1983)で北川層と命名されているものに相当する。本岩は、月蔵山山頂より南北に延びる細長い岩体と、高遠町水上の北方の沢に出現する小規模なレンズ状岩体からなり、両者とも中央構造線より約200mの位置に分布する。

月蔵山のもは、著しく細粒化した石英集合体を基質とし、一部緑泥石によって交代されたざくろ石とわずかな斜長石、白雲母(フィッシュ)がポーフィロクラストとして存在する(第32図 a)。一部の試料に、マイロナイト面構造を変形させた不規則な褶曲が認められる。高遠町水上のもは、再結晶石英基質中に白雲母フィッシュが発達しており、剪断のセンスの決定に有効である(第32図 b)。

IV. 西南日本外帯

(牧本 博)

本図幅地域の中央やや西よりを南北に通る中央構造線と、茅野市を通り南東方に伸びる糸魚川-静岡構造線に区切られた地域は西南日本外帯に属し、中央構造線から東へ三波川帯、秩父帯、そして四万十帯の岩石が帯状に分布する。三波川帯と秩父帯の境界は下部白亜系の戸台層が狭長に分布する戸台構造帯により、また秩父帯と四万十帯は釜無川沿いを通る仏像構造線により境される。糸魚川-静岡構造線に沿った地域には中新世花崗岩類が貫入し、各帯の岩石は接触変成作用を被っている。また、茅野市南方の杖突峠周辺及び富士見町釜無川沿いでは、それぞれ更新世前期の塩嶺火山岩類及び同中期の葦崎岩屑なだれ堆積物により不整合に覆われている。

IV. 1 三波川帯

三波川帯は、本図幅地域の中央部に幅約5kmで南北に伸びてひろがり、低温高压型の変成作用で形成された三波川変成岩類、すなわち三波川結晶片岩類・御荷鉾緑色岩類及び超苦鉄質岩類が分布する。西側の領家帯とは中央構造線で境され、また東側の秩父帯とは下部白亜系が分布する戸台構造線により境される。

【研究史】 本図幅地域を含む赤石山地北部の三波川帯は、1950年代にその層序・岩相及び地質構造の概要が明らかにされた(石井ほか, 1953; Ishii *et al.*, 1956など)。その後、橋本(1960)は上伊那郡長谷地域の三波川帯・秩父帯を研究し、アルカリ角閃石・ローソン石など高压型変成作用を特徴づける鉱物を記載するとともに、同地域を4帯に変成分帯し変成度上昇に伴う鉱物組み合わせの変化を示した。渡辺(1970, 1974)、Watanabe(1974, 1977)は、本図幅地域の南方延長に当たる下伊那郡大鹿地域の三波川帯・秩父帯の層序・地質構造を報告するとともに、同地域にみられる各種の褶曲や岩石構造の形成を4つ

の変形ステージに区分した。また同地域を3帯に変成分帯し、変成鉱物の化学組成や相解析などを通じ三波川変成岩類の形成条件を考察した。更に、河内ほか(1983)は南隣の市野瀬図幅地域の研究を行い、三波川結晶片岩類と御荷鉾緑色岩類は断層(岩入衝上断層)で境され、一方御荷鉾緑色岩類と秩父帯は整合に重なるとして地質図を著した。このほか、三波川帯の放射年代として、柴田・高木(1988)は長野県分杭峠付近の泥質片岩について69.3±10.3 MaのRb-Sr全岩アイソクロン年代、及び同片岩中の白雲母について58-66 MaのK-Ar年代を報告している。また、渡辺ほか(1982)は下伊那地域の御荷鉾緑色岩類中の白雲母について128 MaのK-Ar年代を報告している。

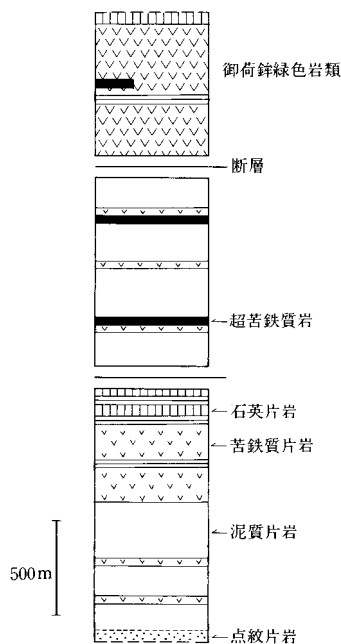
なお、三波川帯は、糸魚川-静岡構造線以東では、岡谷市横河川沿いの横河川変成岩及び下諏訪町砥川東方に分布する下諏訪変成岩に連続すると考えられている(河内ほか, 1966; 諏訪の自然誌・地質編集委員会, 1975; 三好, 1991など)。

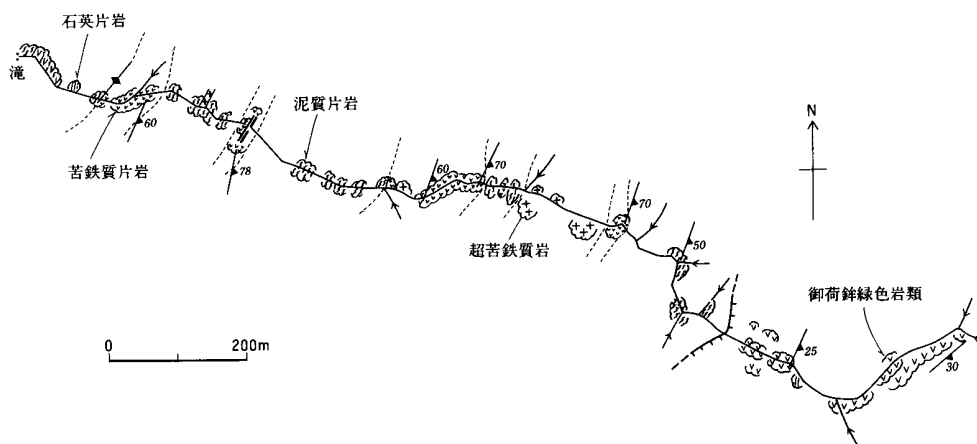
IV. 1. 1 層序と地質構造

本図幅地域の三波川帯には、ほぼ南北に走る2本の断層があり、これにより三波川帯の岩石分布及び地質構造が規定されている。この断層の1つは、高遠町山室から北方の千代田湖へと伸びる厚層の苦鉄質片岩層の東縁を限る断層であり、ほかの1つは三波川帯東縁を占める御荷鉾緑色岩類の下底部を画する断層である。この2つの断層により三波川帯は大きく3つのブロックに区分される。

地質図に示した地質断面図(B-C間)に沿う地域の地質をもとにした層序の概要を第33図に示す。

最も西側(構造的に下位)のブロックは、下半部が主に泥質片岩からなり、上位に厚層の苦鉄質片岩が重なる。そして、千代田湖南方では更にこの上位に泥質片岩と石英片岩が重なる。本ブロックの見掛け





第 34 図 三波川変成岩類のルートマップ 高遠町山室川支流の初ノ沢沿い

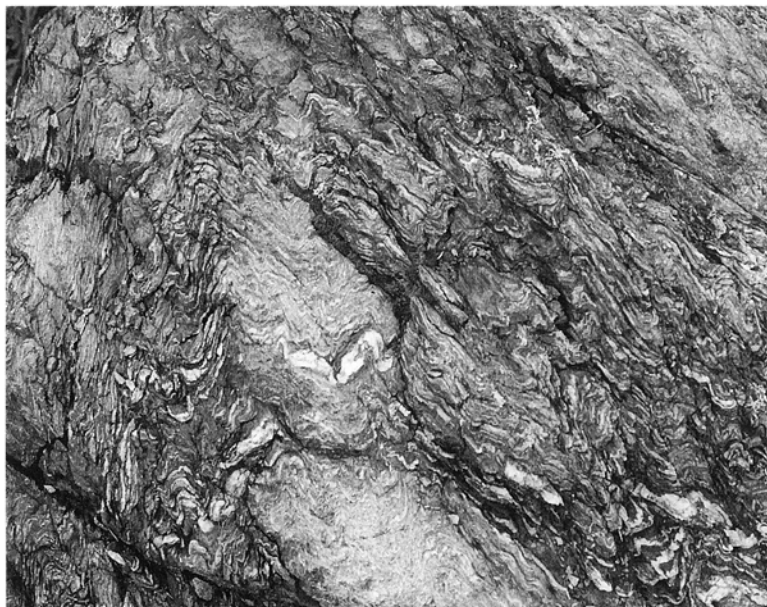
の層厚は約 1,300m である。下半部の泥質片岩を主体とする層は 3-4 層の苦鉄質片岩層を挟み、このほか高遠町藤沢南方 2 km に超苦鉄質岩(蛇紋岩)が分布する。苦鉄質片岩は層厚数 m-50 m である。松倉川沿いで見られる半波長数 100 m の褶曲部を除けば、走向は NS から NNE-SSW で 30-60° E に傾斜している。なお、この泥質片岩主体層の西端部、中央構造線に接する部分が点紋片岩であり、高遠町月蔵山東方で最も幅が広くほぼ 300 m である。この泥質片岩主体層の上に重なる厚層の苦鉄質片岩層は、層厚約 400 m で、泥質片岩・石英片岩及び超苦鉄質岩類を挟む。下位の泥質片岩層との関係は、高遠町宮原から北に伸びる尾根沿いの林道で整合に重なるのが観察される。北半部ではシンフォーム構造を呈しており、褶曲軸の西側で 30-50° と中程度の東傾斜だが、東側は 50-90° と西へ急傾斜している。

2本の断層で挟まれた構造的に中位のブロックは、泥質片岩を主体とし苦鉄質片岩・石英片岩及び超苦鉄質岩類を挟む(第 34 図)。全体の層厚は約 1,000 m である。苦鉄質片岩は層厚数 10 m 以下で、上位あるいは下位にしばしば超苦鉄質岩類を伴い、また五色滝のものは上位に石英片岩を伴っている。超苦鉄質岩類は全般にレンズ状だが、芝平峠西方のものなど山室川沿いの 4 岩体は側方に 3 km 以上連続している。本ブロックの南半部は半波長が数 100 m の褶曲構造を呈し、走向が NNE-SSW で東または西へ傾斜するが、全体として東に向かって構造的上位が分布する。一方、北半部は走向が NS から NNE-SSW で 40-90° E に傾斜している。

最も東側、すなわち最も構造的上位を占めるブロックは御荷鉾緑色岩類からなり、比較的連続の良い泥質片岩を 1 層挟んでいる。このほか 5 地点で超苦鉄質岩類を伴う。層厚は 700 m 程度と見積られるが、南部の半対峠付近では御荷鉾緑色岩類の分布幅が狭くなり層厚も 100 m 以下と薄くなっている。本ブロックの地質構造は、走向が NS から NNE-SSW で、10-60° E に傾斜している。

IV. 1. 2 岩相

三波川変成岩類は、泥質片岩・苦鉄質片岩・石英片岩などの結晶片岩類、御荷鉾緑色岩類及び超苦鉄質岩類からなる。結晶片岩類は、変成度が高くなると、全般に粗粒化するとともに、曹長石の径数 mm



第 35 図 褶曲した泥質片岩 写真の上下は約 70cm. 高遠町山室西方の山室川沿い

の点紋(斑状変晶)を生じ点紋結晶片岩と呼ばれる。本報告では、肉眼的に点紋を確認できるものについて点紋片岩とした。本図幅地域では点紋片岩は高遠町藤沢以南の中央構造線に沿う幅数 100 m 以下の狭い地域に産する。無点紋片岩から点紋片岩への移り変わりは漸移的である。

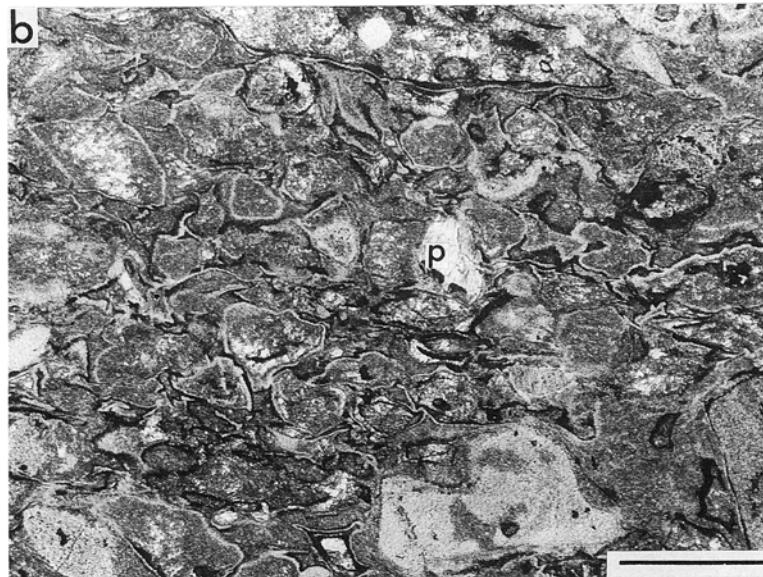
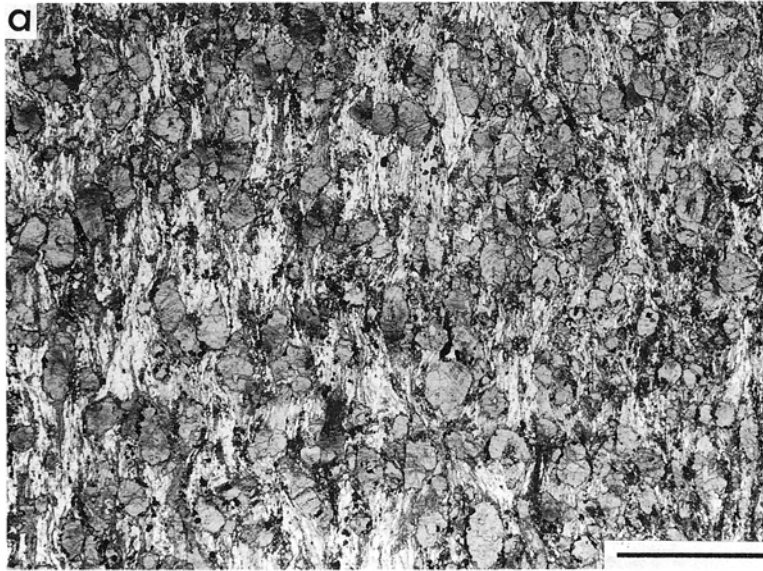
泥質片岩 (Sm)

主に泥岩を原岩とし、石墨-炭質物を含むことから暗灰-黒色を呈し黒色片岩とも呼ばれる。点紋片岩では、曹長石斑状変晶からなる暗灰色の斑点を含む。片理が強く発達し、厚さ数 mm 以下の石英・長石に富む優白質層と緑泥石・白雲母・石墨に富む暗灰色の層の数 mm オーダーの互層からなる縞状構造を形成する(第 35 図)。

苦鉄質片岩 (Sb)

緑-暗緑色を呈し、点紋片岩では曹長石斑状変晶の白色斑点を含む。大部分が玄武岩質火山性碎屑岩を原岩とし、無点紋片岩の一部に玄武岩溶岩やドレライト起源のものが認められる。しばしば石英片岩や超苦鉄質岩類を伴っている。厚層のものは鍵層として有効である。

玄武岩質火山性碎屑岩を原岩とする苦鉄質片岩は、片理が明瞭に発達しており、石英・曹長石に富む優白質な薄層と緑れん石・アクチノ閃石など苦鉄質鉱物に富む薄層の互層であったり、苦鉄質鉱物の鉱物構成や量比の違いを反映した淡緑色・緑色・灰緑色などさまざまな色調の層厚数 mm-数 cm の層の互層からなっている。また、高遠町板山の北東 1 km の苦鉄質片岩は単斜輝石片を多量に含んでいる(第 36 図 a)。全体に再結晶が進んでいて、鏡下では殆ど原岩構造を確認できず、上記の単斜輝石片を除いて火成源の造岩鉱物が残っていることは少ない。原岩は火山性砂岩-泥岩や再堆積したハイアロクラスタ



第 36 図 苦鉄質片岩の薄片写真

a: 単斜輝石片に富む火山性碎屑岩. 高遠町板山北東方約 1 km の道沿い b: ハイアロクラスタイト. P: 単斜輝石片. 茅野市青柳西方約 1.5 km の道沿い スケールはともに 0.5 mm

イトなどである.

玄武岩溶岩起源のものは、塊状・均質で、全般に片理面の発達が悪くときに確認困難なこともある。鏡下では溶岩組織は確認できないが、しばしば火成源の単斜輝石の斑晶-微斑晶を含んでおり、これらは

周囲や割れ目に沿ってアクチノ閃石に置換されている。原岩として、主に無斑晶質玄武岩からなるシート溶岩が想定される。ドレライト起源のものは、山室川沿いの山室^{しびら}や同芝平などの6地点で確認される。岩相は溶岩起源のものと同じだが、鏡下ではしばしば粗粒な単斜輝石や長柱状の斜長石仮像が確認される。

石英片岩 (Sc)

チャート起源の結晶片岩で、灰-灰白色を呈する。多くの場合、厚さ5 cm以下、ときに10 cmを越える石英質層と泥質薄層が互層しており、原岩は層状チャートである。金沢峠の南方及び東方、高遠町五色滝などに分布する。苦鉄質片岩に密接に伴い、上下あるいは側方に移行することが多い。主に石英からなり、白雲母・緑泥石・緑れん石・スティルプノメレン・曹長石・赤鉄鉱などを含む。南隣の市野瀬図幅の長谷村美和湖付近には紅れん石を含む石英片岩が産する(橋本, 1960; 河内ほか, 1983)。

御荷鉢緑色岩類 (Mb, Ms, Mp)

塊状溶岩・ドレライト・ハイアロクラスタイト及び火山性碎屑岩に由来する片岩及び千枚岩 (Mb) からなり、超苦鉄質岩及び斑れい岩 (Ms) を伴う。また、泥岩 (現在は泥質片岩: Mp) やチャート (同石英片岩) を少量挟む。本緑色岩類は、多くの場合原岩の組織・構造を保持しており、ハイアロクラスタイトではガラスの形態が観察できる(第36図b)。鏡下では、ほとんどの場合単斜輝石が、また一部でこれに加えて褐色角閃石が火成源残存鉱物として認められる。

超苦鉄質岩類 (U)

さまざまな程度に蛇紋岩化したダナイト・単斜輝石かんらん岩及び少量の単斜輝石岩からなる。幅1 mで長径数mのものから厚さ数100 mで側方への延長4 km以上のレンズ状岩体として泥質片岩や御荷鉢緑色岩類中に挟まれている。多くは片状を帯びて蛇紋岩化が著しく、蛇紋石と少量の磁鉄鉱からなり、ときに単斜輝石やクローム鉄鉱が残っている。しかし、芝平峠南西1 kmの超苦鉄質岩は、全体に蛇紋岩化が弱く、かんらん岩としての造岩鉱物及び組織を保持している。本岩は、灰色・塊状で、脈状の蛇紋岩化した部分を除くと、かんらん石+単斜輝石+褐色角閃石+クローム鉄鉱からなる。

岩石構造

泥質片岩・石英片岩及び火山性碎屑岩起源の苦鉄質片岩では、片理面は明瞭で、一般に層理面に一致している。また、片理面は露頭規模から波長が数cm程度の小褶曲により変位しており(第36図)、褶曲のタイプには等斜褶曲・閉じた褶曲・円筒状褶曲・キンク褶曲などが見られる。片理面上には、細密褶曲に伴うちりめんじわ線構造、及び小褶曲の軸面との交線に当たる線構造などが発達する。一方、玄武岩溶岩起源の苦鉄質片岩では片理は多くは不明瞭で、火山性碎屑岩起源の苦鉄質片岩との境界面が認められる場合にその走向・傾斜が確認可能である。片理面上のちりめんじわ褶曲も余り認められない。

IV. 1. 3 変成作用

三波川変成岩類は、最も広範囲に分布する四国中央部の研究から、泥質岩における変成鉱物の出現をもとに、低変成度から高変成度に向かって緑泥石帯・ざくろ石帯・黒雲母帯・灰曹長石-黒雲母帯の4帯に分帯される。しかし、本図幅地域の三波川変成岩類は高変成度の部分を欠いており、大部分の地域、すなわち無点紋片岩と御荷鉢緑色岩類の分布域は緑泥石帯に当たり、中央構造線に沿った狭長な地域の

第6表 三波川帯及び秩父帯に出現する変成鉱物

	変成鉱物	ざくろ石帯	緑 泥 石 帯				
苦 鉄 質 片 岩	緑色黒雲母	-----					
	アルカリ角閃石		-----				
	アクチノ閃石						
	パンペリー石		-----				
	ローソン石			-----			
	緑泥石・緑れん石						
泥 質 片 岩	ざくろ石						
	緑泥石						
		点紋片岩	無点紋片岩	御荷鉾 緑色岩類	入笠ユニット	程久保ユニット	釜無ユニット
		三 波 川 帯			秩 父 帯		

みがざくろ石帯に分帯される(第6表及び第37図)。この緑泥石帯とざくろ石帯の境界は地層境界にほぼ平行であり、また点紋片岩の始まりにほぼ一致している。

緑泥石帯の泥質片岩の主要な変成鉱物組み合わせは石英-曹長石-白雲母-緑泥石±緑れん石で、ざくろ石帯ではこれにざくろ石が加わる。このほか、両帯の泥質片岩には、石墨・スフェン・りん灰石・電気石・方解石・スティープノメレン・不透明鉱物などが共通して少量含まれる。

緑泥石帯の苦鉄質片岩は、アルカリ角閃石とパンペリー石が出現することで特徴づけられる(第37図)。しかし、変成鉱物は一般に細粒であり、しばしば火成源の単斜輝石を残留鉱物として含むことがある。主要な変成鉱物組み合わせは以下のとおりである。

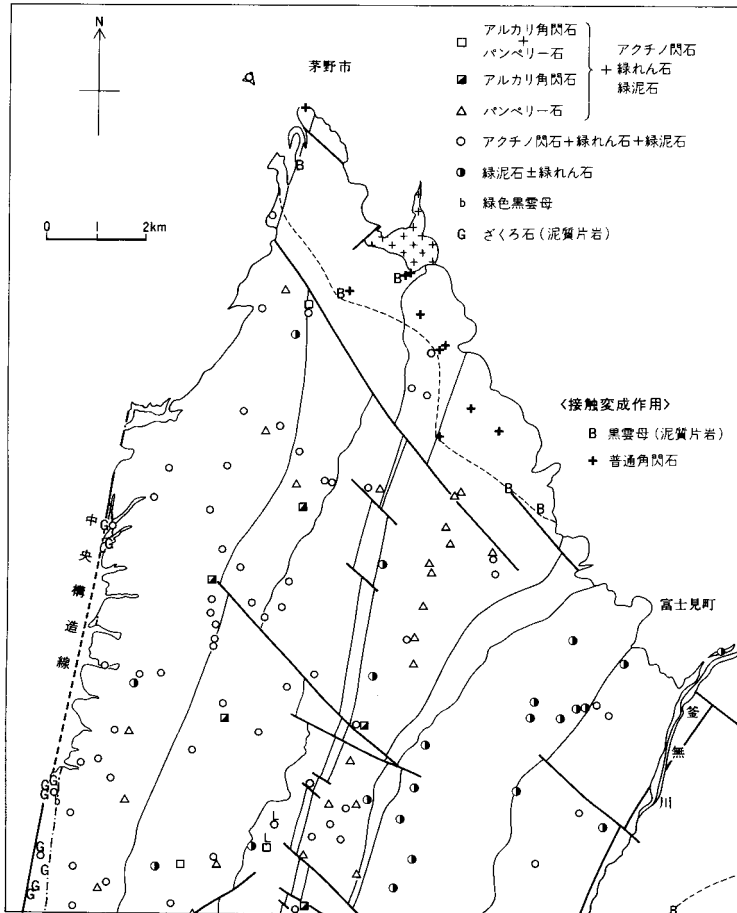
- 1) 緑泥石-緑れん石-アクチノ閃石
- 2) 緑泥石-緑れん石-アクチノ閃石-パンペリー石 +[曹長石, 石英, 白雲母]
- 3) 緑泥石-緑れん石-アクチノ閃石-アルカリ角閃石
- 4) 緑泥石-緑れん石-アクチノ閃石-アルカリ角閃石-パンペリー石

また、緑泥石帯のうち、御荷鉾緑色岩類には更に次の組み合わせが認められる。

- 5) 緑泥石-緑れん石-アクチノ閃石-アルカリ角閃石-ローソン石

なお、ローソン石を含む鉱物組み合わせは、橋本(1960)により御荷鉾緑色岩類の南方延長に当たる長谷地域の鷹岩層(橋本の分帯による第II帯)からも報告されている。

ざくろ石帯の苦鉄質片岩では、アルカリ角閃石・パンペリー石が出現しないようになり、かわりに曹長石斑状変晶を含むようになる。再結晶作用は十分進んでおり、火成源の残留鉱物は認められない。ざくろ石帯の苦鉄質片岩の主な変成鉱物組み合わせは以下のとおりである。



第 37 図 三波川帯及び秩父帯の変成鉱物分布

1) 緑泥石-緑れん石-アクチノ閃石

2) 緑泥石-緑れん石-アクチノ閃石-緑色黒雲母 + [曹長石, 石英, 白雲母]

両帯の苦鉄質片岩は, このほか少量のりん灰石・スフェン・スティルプノメレン・方解石・不透明鉱物などを含む。

本図幅地域の緑泥石帯及びざくろ石帯は, その鉱物組み合わせからみて, パンペリー石-アクチノ閃石相から藍閃石片岩相に至る変成相系列を示している。また, 本図幅地域の三波川変成岩類では, 変成度は西方へ見かけの構造的低位に向かって上昇している。なお, 後述する秩父帯入笠ユニットの変玄武岩類も, アルカリ角閃石の出現は稀だが緑泥石帯と共通する変成鉱物組み合わせを示し, 緑泥石帯のより低温部に相当すると判断される。

IV. 1. 4 地質時代

本図幅地域では、化石はまだ発見されていない。本地域外でも、三波川結晶片岩類については、関東山地から放散虫化石 (Fujimoto, 1939) 及びウミユリ化石 (Fujimoto and Yamada, 1949) が、また四国西部で三疊紀後期のコノドント化石(須鎗ほか, 1980) がいずれも石灰質片岩から報告されているのみである。現時点では、三波川結晶片岩類の原岩形成の時代を特定できないが、多数の放射年代を考慮して、ジュラ紀後期-白亜紀最前期と考えられている (Isozaki and Itaya, 1990)。御荷鉢緑色岩類については、関東山地で同岩類を覆う赤色頁岩からジュラ紀放散虫化石 (Guidi *et al.*, 1984) が、また徳島県では同岩類を整合に覆う礫岩層の泥質基質からジュラ紀後期の放散虫化石 (Faure *et al.*, 1991) が報告されている。以上から、御荷鉢緑色岩類の形成の主要な時期はジュラ紀後期とみなされる。なお、三波川変成作用のピークは、四国三波川帯を中心とした多数の放射年代の結果から白亜紀前期と考えられている (Isozaki and Itaya, 1990)。

IV.2 秩父帯堆積岩コンプレックス

本図幅地域の秩父帯堆積岩コンプレックスは、西側は多くの場合戸台層と断層で、また東側は仏像構造線により境されて、東西幅 6-8 km で南北に伸びて分布する。秩父帯堆積岩コンプレックスのうち、糸魚川-静岡構造線に沿った地域では接触変成作用を受けてホルンフェルス化しており、地表に露出していないものの地下深部には中新世花崗岩類が貫入していると判断される。

本図幅地域の秩父帯堆積岩コンプレックスは、その構成岩類と変成・変形の程度から入笠・東谷・程久保及び釜無の4ユニットに区分される。これら4ユニットの境界はいずれも断層と推定される。各ユニットの地層は NNE-SSW の走向で、一部に翼の開いたシンフォーム・アンチフォームを含むものの全体として東傾斜し、東に向かって構造的上位が露出する。入笠ユニットの変玄武岩類にはパンペリー石-アクチノ閃石相の変成鉱物組み合わせが認められ、三波川結晶片岩類の変成分帯のうちの緑泥石帯低温部に当たる。

【研究史】 赤石山地北部の秩父帯は三波川帯と同様に 1950 年代にその層序及び地質構造の概要が明らかにされた(石井ほか, 1953 ; Ishii *et al.*, 1956 など)。その後、諏訪地方の 7.5 万分の 1 地質図(諏訪の自然誌・地質編編集委員会, 1975)や 20 万分の 1 長野県地質図(富沢, 1976) などにより広域的な地層分布が示された。河内ほか(1983) は、市野瀬図幅の研究で、秩父帯の地層群は御荷鉢緑色岩類と一連とし、御荷鉢・秩父帯と呼んだ。そして御荷鉢・秩父帯を下位から上位へ緑色岩層、チャートの卓越する層、石灰岩に卓越する層に3分した。天竜川上流地域地質調査・編集委員会編(1984) は、赤石山地北端部の秩父帯を入笠山層群と釜無層群に区分し、5 万分の 1 地質図として詳細な岩相分布と地質構造を示した。赤石山地の秩父帯では、微化石による生層序学的研究は極めて少ないが、天竜川上流地域地質調査・編集委員会編(1984) により、南信濃村遠山川地域において多数のフズリナ・コノドント化石の産出が報告されている。なお秩父帯の変成作用の研究については VI. 1 三波川帯に記した。

IV. 2. 1 入笠ユニット (Nm, Nb, Ng, Ns, Ni, Nc)

三波川帯のすぐ東に分布するユニットで、天竜川上流地域地質図調査・編集委員会編 (1984) の入笠山層群に相当する。

分布 入笠山付近では東西幅約 4 km で分布するが、南に向かい幅が狭くなり、南隣の市野瀬図幅地域との境界の小黒川沿いでは東西幅約 1.5 km となる。小黒川沿いや富士見町青木の森から入笠山に至る林道沿いに典型的に露出する。

岩相 泥岩及び泥質混在岩からなり、泥質混在岩は変玄武岩類・石灰岩及びチャートの岩塊を挟む。入笠山を中心とする変玄武岩類は、厚層で側方に良く連続し、見かけ上位に斑れい岩及び超苦鉄質岩の小岩体を伴っている。

泥岩及び泥質混在岩の基質は、暗灰-青灰色あるいは灰緑色を呈し、片状を帯びて薄く剥げやすく準片岩-千枚岩質である(Nm)。細密褶曲及びこれによる線構造も普通に見られる。泥岩は厚さ 10 cm 以下のチャートを挟むことがあり、また 1-数 mm の珪質層を多く挟み珪質岩に近いものもある。東谷沿いの林道では層厚数 m の淡灰青色の珪質頁岩を挟んでいる。

変玄武岩類 (Nb) は玄武岩溶岩・ドレライト及び火山性砕屑岩からなる。玄武岩溶岩は、入笠山を含む厚層な玄武岩層の主体を構成し、入笠山頂周辺など大部分が塊状溶岩で、一部に枕状溶岩がみられる。塊状溶岩は、大部分が長径 1 mm 以下の単斜輝石の微斑晶-斑晶を少量含む無斑晶質玄武岩であり、まれに細粒の長柱状斜長石がトラキティック組織を示す無斑晶質玄武岩が認められる。枕状溶岩では、急冷によるバリオール組織や骸晶状単斜輝石が確認される。玄武岩溶岩の一部は、入笠山頂東方の林道沿いの露頭に見られるように、径 1 cm 以下のパンペリー石で充填された気泡を含んでいる。ドレライトは、入笠山南方 1 km の林道沿いと南隣の市野瀬図幅地域との境界部に当たる小黒川西方 500 m の林道沿いに分布する。このうち、後者は数 m×10 m 以上の岩体で、苦鉄質鉱物として褐色角閃石と少量の単斜輝石を含み、中心部では長径数 mm 程度とやや粗粒となっている。火山性砕屑岩は、砕屑物の大きさが数 cm から細粒砂岩程度までみられ (第 38 図 a)、しばしば成層しており級化層理も認められる。

石灰岩 (Ni) は 3 地点で見られ、弱い片状を帯び結晶質である。いずれも玄武岩質の火山性砕屑岩に密接に伴っており、ときに層厚 2m-数 10cm で火山性砕屑岩と互層している。

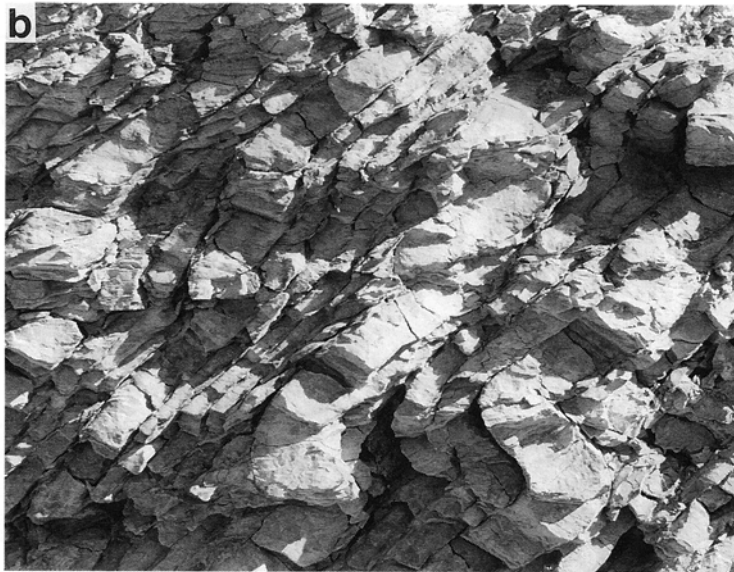
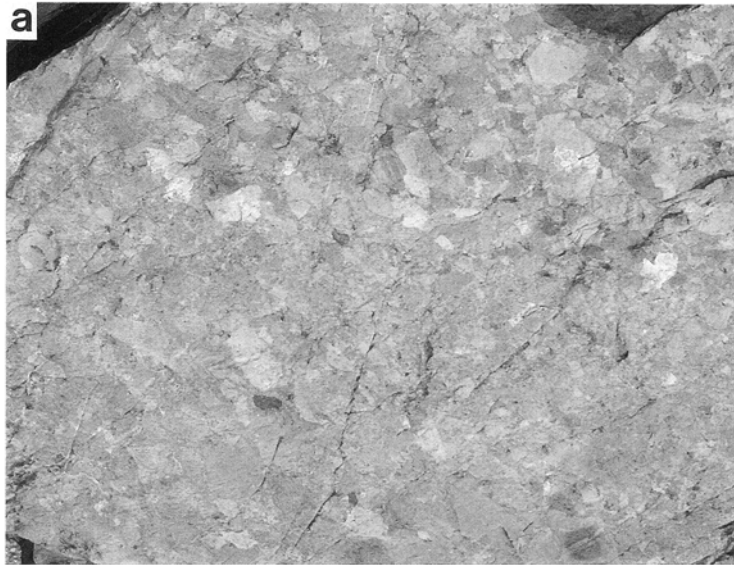
チャート (Nc) は灰白-白色を呈し、再結晶のため澄んだ外観を示さない。厚さ数 cm の珪質部と泥質薄層が互層する層状チャートが大部分である。しばしば層内褶曲が見られ、また層理に斜交する劈開が発達する (第 38 図 b)。

層厚 北部では見掛けの層厚 2,000 m 以上だが、南方に向かって減少し、南隣図幅との境界付近では 500 m 程度である。

構造 北半部は NS から NNE-SSW の走向で、10-50° E に傾斜するが、南半部では褶曲しており 1 アンチフォーム・1 シンフォームが見られる。

IV. 2. 2 東谷ユニット (Hs, Ha)

入笠ユニットの上位を占め、天竜川上流地域地質図調査・編集委員会編 (1984) の釜無層群中の“厚層な砂岩”として表示されたものを主体とする。

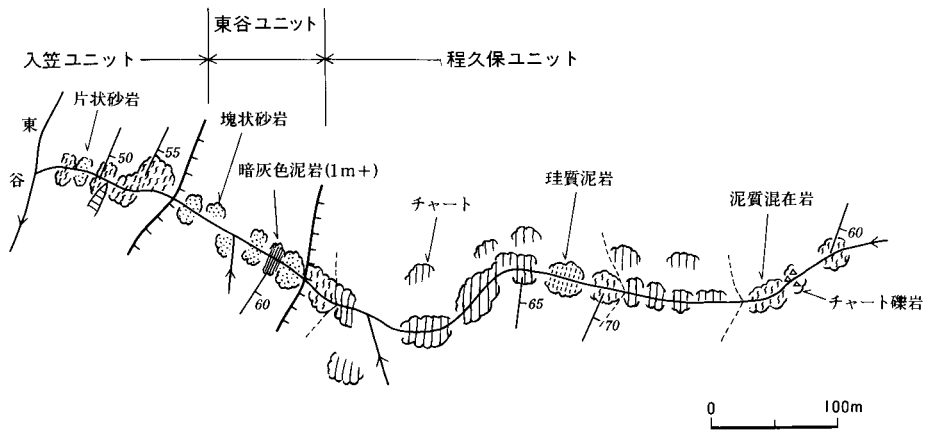


第 38 図 入笠ユニットの構成岩類

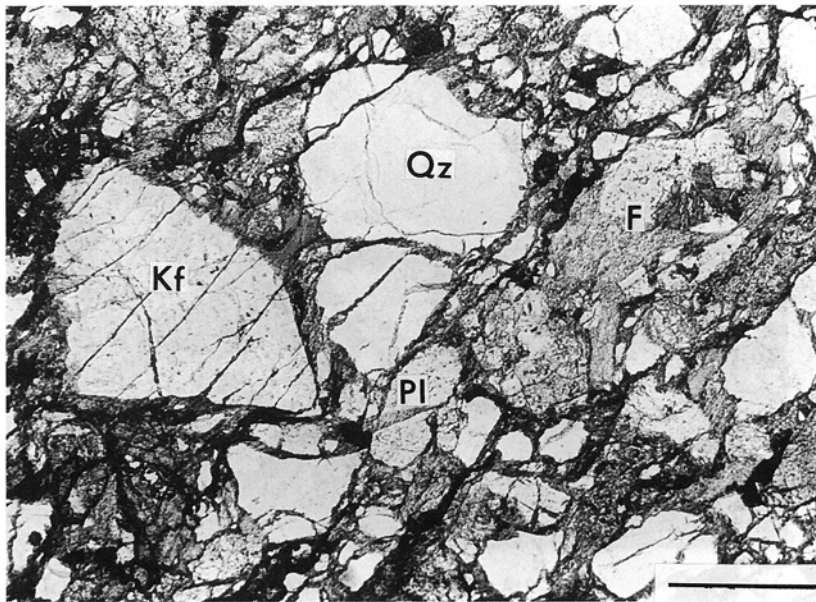
a : 火山性砕屑岩. 入笠山北東 1 km の沢沿い, 写真上下が約 50 cm. b : チャート. ほぼ水平の劈開が発達する. 中央下の最も厚いチャート層の層厚が約 5 cm. 釜無山西方約 2.5 km の林道沿い

分布 富士見町青木の森のすぐ北では幅約 600 m で分布し, 南南西に向かって狭くなり東谷沿いでは幅 100 m 前後となる. 更に南方では断層で変位するものの市野瀬図幅内に連続すると考えられる.

岩相 砂岩及び泥岩からなり, 変玄武岩類・チャート・石灰岩は認められない. 本ユニット下部は厚層



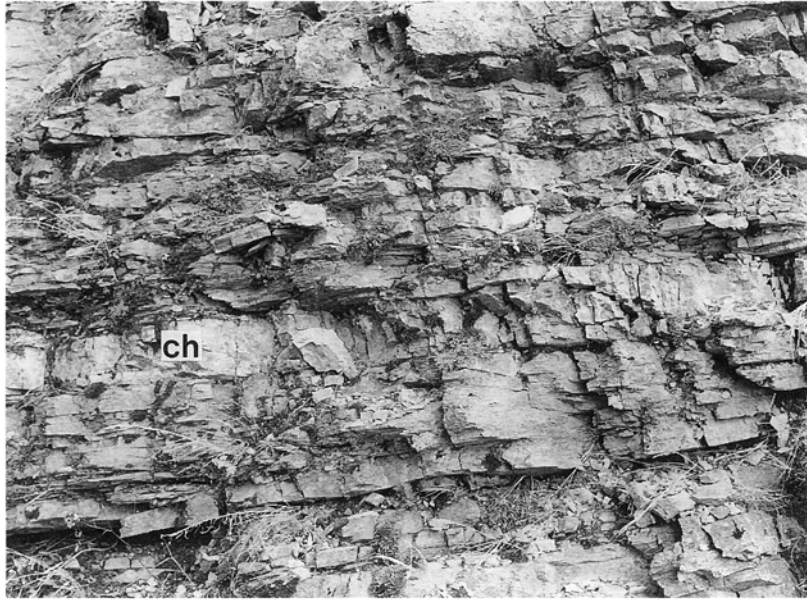
第 39 図 東谷及び程久保ユニットのルートマップ 釜無山の南西方約 3km の東谷から分かれて東に入る沢沿い



第 40 図 東谷ユニットの砂岩の薄片写真
 入笠山南東方，大阿原湿原から南に入る林道約 500m の地点。Qz：石英，Kf：カリ長石，
 Pl：斜長石，F：珪質火山岩。スケールは 0.5mm

理砂岩からなる層厚数 10 m 程度の砂岩層 (Hs) からなり(第 39 図)，同上部は主に泥岩からなり層厚 10 m 以下の砂岩を挟む (Ha)。

砂岩は灰白色や淡褐色を呈し，塊状のことが多いが，ときに弱い片状を帯びる。中-粗粒のものが多く，石英長石質で，しばしば泥岩クラストを含む。鏡下では，しばしば密な破断面が観察され(第 40



第 41 図 程久保ユニットの泥岩とチャートの互層
ch と表示したチャート層の層厚が約 15cm. 釜無山北西方約 700m の林道沿い

図), 石英>斜長石=カリ長石(マイクロクリンが多い)で, このほかチャート・泥岩・花崗岩・中性-苦鉄質火山岩等の岩片を含む.

泥岩は, 弱い片状を帯び, ときに層厚数 cm 以下の膨縮した砂岩を挟んだり, 数 mm 程度の石英質層と細かく互層しチャートラミナイト質になる.

層厚 富士見町青木の森の南西方で 400m 程度である.

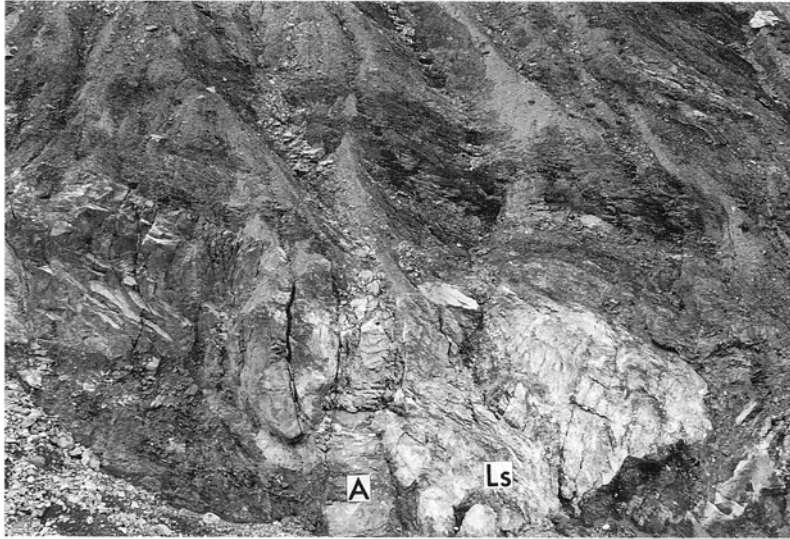
構造 北半部では NE-SW の走向で, 10-60° E に傾斜するが, 東谷付近では褶曲しており, NE-SW から NNE-SSW の走向で, 東または西へ傾斜している.

IV. 2. 3 程久保ユニット (Hm, Hb, Hl, Hc)

下位から 3 番目のユニットで, 天竜川上流域地質図調査・編集委員会編 (1984) の釜無層群の西半部に相当する.

分布 富士見町青木の森から南へ釜無山にかけて東西幅約 2.5 km で分布する. 釜無山西方の林道沿いや富士見町程久保川沿いに良い露出が見られる.

岩相 最下部が厚いチャート層からなり, その上位にチャートと少量の玄武岩質火山性碎屑岩・石灰岩を含む泥質混在岩及び泥岩が重なる. 最下部のチャート層は, 層厚数 10 m 程度のチャートの繰り返しからなり, 層厚数 m の珪質泥岩や泥質混在岩を挟んでいる(第 39 図). また, 程久保山の南西方の林道沿いでは, チャート中にしばしば幅数 m 以下のドレライトが貫入している.



第 42 図 釜無ユニットの石灰岩レンズ (Ls) を含む泥質混在岩
安山岩の岩脈 (A, 幅約 50cm) が貫入している。釜無川沿い釜無南方約 500m の採石場

泥質混在岩の基質及び泥岩 (Hm) は暗灰-青灰色を、風化面では淡褐色を呈し、弱い片状を帯びておりこれに沿って薄く割れやすい。ときに層厚数 cm-10 数 cm のチャートと互層する(第 41 図)。チャート (Hc) は暗灰色や暗青色のこともあるが、多くは白濁し灰白-白色を呈する。厚さ数 cm-30 cm の珪質部と数 mm 以下の泥質薄層が互層する層状チャートが大部分である。しばしば層内褶曲が見られる。また一部に赤色チャートが産する。ドレライトは、変質が著しく、苦鉄質鉱物として単斜輝石と角閃石を含むと推定されるがいずれも仮像となっている。石灰岩 (Hl) は、程久保山の東北東約 1.5 km の林道沿いで火山性碎屑岩中に幅約 5m のレンズとして産し、灰白色・結晶質である。

層厚 見掛けの層厚は 2,000m 程度である。

構造 NS から NNE-SSW の走向で、20-60° E に傾斜する。

IV. 2. 4 釜無ユニット (Km, Kb, Kl, Kc)

本図幅地域の秩父帯堆積岩コンプレックスの構造的最上位を占めるユニットであり、諏訪教育会 (1975) の釜無層群花場石灰岩層、及び天竜川上流域地質図調査・編集委員会編 (1984) の釜無層群の東半部に相当する。

分布 富士見町花場から南へ釜無川西側にかけて東西幅約 2 km で分布する。釜無山支流の白谷沢及び洞ヶ沢、富士見町花場から南に伸びる林道沿いに典型的に露出する。

岩相 大規模な石灰岩岩塊が卓越する泥質混在岩からなり、泥岩を伴う。石灰岩は、地質図に示したほかにも泥岩や変玄武岩類の薄層を挟んでいる。釜無川沿いの本ユニット東縁部は、基質に富む泥質混在



第 43 図 釜無ユニットの層状石灰岩
層厚 10-20cm で成層している。釜無川沿い大萱南方約 500m の採石場

岩である(第 42 図)。泥質混在岩には石灰岩のほか、変玄武岩類・チャートの岩塊が含まれる。

泥岩及び泥質混在岩の泥質基質は暗灰-青灰色を呈し、層理にやや斜交する平滑で密な剝離面が発達し、これに沿って薄く剥げやすい (Km)。しばしばキंक褶曲が見られる。石灰岩 (Kl) の多くは塊状だが、ときに層厚 20 cm 以下で成層している(第 43 図)。また、一部の石灰岩は割れ目が細かく発達し角礫化している。変玄武岩類 (Kb) は玄武岩溶岩と火山性碎屑岩からなる。玄武岩溶岩は緑色・塊状の無斑晶質岩で、鏡下では時計皿構造を示す単斜輝石微斑晶を少量含んでいる。火山性碎屑岩は緑色のほか赤紫色のものがあり、泥岩と同様薄くはげやすい。チャート(Kc)は灰白-白色を呈し、厚さ数 cm の珪質部と泥質薄層が互層する層状チャートが大部分である。しばしば層内褶曲が見られる。

層厚 見掛けの層厚は 1,500m 程度である。

構造 釜無川のすぐ西にはこのユニットを 2 分する断層が通り、これより西側では、NNE-SSW の走向で、富士見町花場から南にシンフォームの軸が伸びている。一方、この断層より東側では、同様の走向で 60-80° E と急傾斜している。

IV. 2. 5 変成作用

本図幅地域の秩父帯の変玄武岩類には、アクチノ閃石・パンペリー石・緑れん石・緑泥石・白雲母・曹長石・石英・方解石・スフェンなどの変成鉱物が含まれる。しかし、再結晶作用は一般に弱く、変成鉱物も細粒であり、多くの場合原岩組織は確認できる。また、溶岩やドレライト起源のものでは、火成源の単斜輝石・褐色角閃石は周辺部や割れ目に沿ってアクチノ閃石に置換されることがあっても多くの

IV. 3 下部白亜系戸台層 (Td)

戸台層は、アンモナイトやトリゴニア(三角貝)など大型化石を産する白亜紀前期の汽水-浅海成の地層で、三波川帯と秩父帯を境する南北に狭長な地帯(戸台構造帯)に分布する。

【研究史】 脇水(1899)により長谷村戸台付近にトリゴニア化石を含む白亜系の分布が報告され、その後の古生物学的研究を経て、石井ほか(1953)により戸台層と命名された。松島ほか(1957)は戸台層と秩父系が断層で境されてくりかえし分布するとし“戸台構造帯”を提唱した。前田・北村(1965)は、戸台層を岩相変化と化石群の特徴から3つの堆積サイクルからなるとして上部層・中部層・下部層に3分した。そしてトリゴニア化石は上部層から産出するとし、更にアンモナイトや二枚貝化石などの新たな産出を報告した。北村ほか(1979)は、上部層からのアンモナイト化石をもとに戸台層の時代をアプト期(Aptian)後期の後半とした。田代ほか(1986)は、下部層からオーテリーブ期(Hauterivian)を示す汽水生の二枚貝・巻貝化石の産出を報告するとともに、下部層が中-上部層と岩相・化石動物群で異なることを指摘した。そして、下部層を戸台層から独立させ小黒川層と呼ぶことを提唱した。このほか、戸台層礫岩中の礫については花崗岩質岩(加納, 1961)及び珪長質溶結凝灰岩(小井土ほか, 1975)の研究がある。

本図幅地域の戸台層については、前田・川辺(1967)の研究があり、岩相・地質構造のほかトリゴニア化石などの産出を報告している。

地層名 石井ほか(1953)が命名

模式地 市野瀬図幅内の長谷村戸台(石井ほか, 1953)

層序関係 三波川変成岩類及び秩父帯の岩石と断層で境される。

分布 入笠山北西から南方へ、小黒川に沿って最大幅 500 m で狭長に分布する(第 44 図)。高遠町池ノ平より更に北方の延長については分布が確認されていない。

層厚 分布が断片的なため詳細は不明だが、模式地の戸台付近では約 250 m(前田・北村, 1965)あるいは 300 m 弱(北村ほか, 1979)とされる。

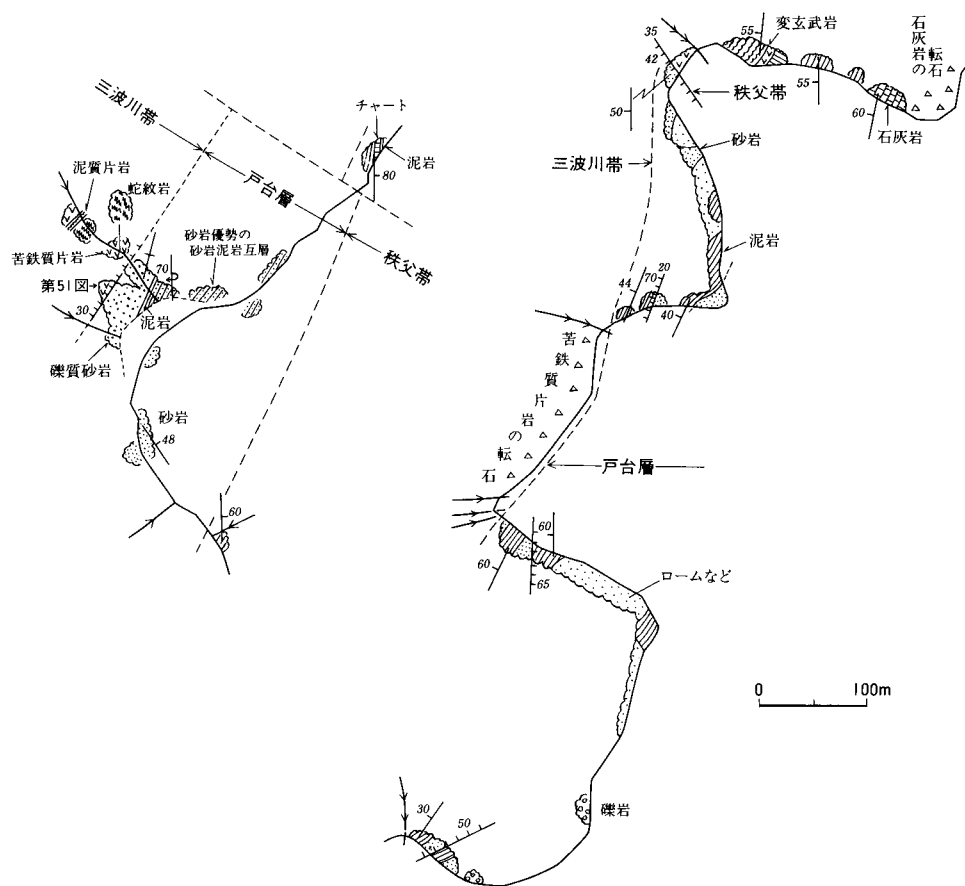
岩相 砂岩・泥岩及び礫岩からなる。

砂岩は、多くは極粗粒-粗粒及び細礫質であり、しばしば礫岩に漸移する。砂粒としてチャート片を多く含んでいる。入笠山西方の林道沿いでは一部片状となり、チャート岩片が伸張している。

泥岩は暗灰色、風化面では淡灰緑色や灰褐色を呈し、粒度は大部分がシルトである。葉理が発達しており、ときに葉理に 20° 程度斜交するスレート劈開が発達する。

礫岩は 4 地点に分布し、基質支持あるいは礫支持である。礫種は、チャート・砂岩・泥岩・火山岩のほか花崗岩類・珪長質溶結凝灰岩が含まれている(加納, 1961; 小井土ほか, 1975)。礫径は本図幅地域では最大 20 cm であるが、前田・北村(1965)によれば南方延長の戸台付近では 1 m 以上に及んでいる。円磨度はやや良い。基質は極粗粒-粗粒程度のアルコウス質砂岩である(第 45 図)。

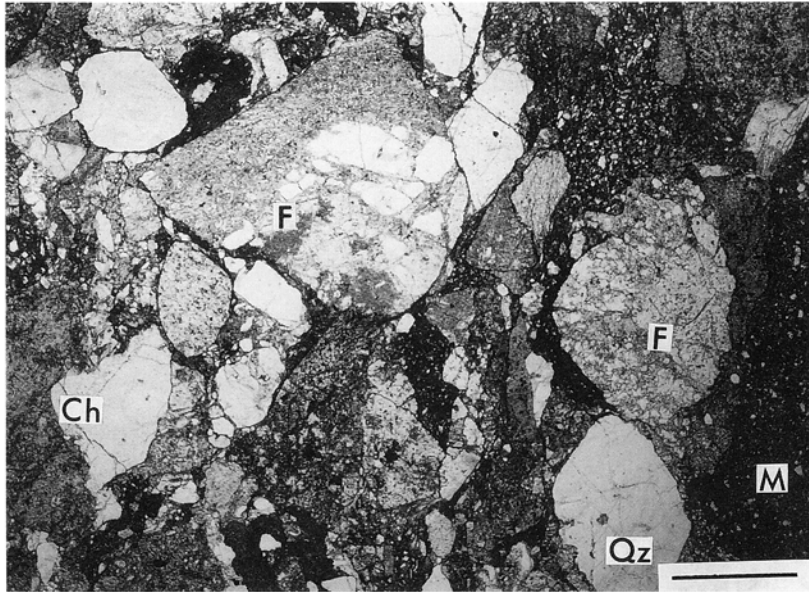
産出化石と地質時代 本図幅地域を含めた戸台層からは第 7 表に示すアンモナイトやトリゴニアなどの貝化石(前田・川辺, 1967; 北村ほか, 1979; 田代ほか, 1986)のほか、ベレムナイト・ウニ・植物化石・



第 44 図 戸台層のルートマップ a: 半対峠東方の黒川沿い b: 半対峠南方の林道沿い

第 7 表 戸台層からの産出化石 前田・川辺(1967), 北村ほか(1979)及び田代ほか(1986)による

	トリゴニア化石	アンモナイト化石
上部層	<i>Pterotrigonia pocilliformis</i> (Yokoyama) <i>P. kotoi</i> (Yehara) <i>Nipponitrigonia naumanni</i> (Yehara) <i>N. kikuchiana</i> (Yokoyama)	<i>Diadochoceras nodosocostatiforme</i> (Shimizu) <i>Hypacanthoplites subcornuerianus</i> (Shimizu) <i>Pseudohaploceras</i> sp.
中部層	<i>Pterotrigonia pocilliformis</i> (Yokoyama) <i>Nipponitrigonia sakamotoensis</i> (Yehara)	
下部層	二枚貝及び巻貝化石 <i>Tetoria sanchuensis</i> (Yabe et Nagao) <i>Hayamina naumanni</i> (Neumayr) <i>Isodomella shiroiensis</i> (Yabe et Nagao) <i>Costocyrena</i> cf. <i>peikangensis</i> Hayami <i>Cassiope</i> (<i>Cassiopella</i>) <i>angusta</i> (Kobayashi et Suzuki)	



第45図 戸台層礫岩の薄片写真
 Qz: 石英, Ch: チャート, M: 泥岩, F: 珩長質火山岩.
 入笠山南西方約2kmの小黒川沿い. スケールは1mm

生痕化石などが産する。本層の地質時代は、田代ほか(1986)によれば、中-上部層はアプト期後期、下部層(田代ほか, 1986の黒川層)は二枚貝及び巻貝化石からオーテリブ期である。

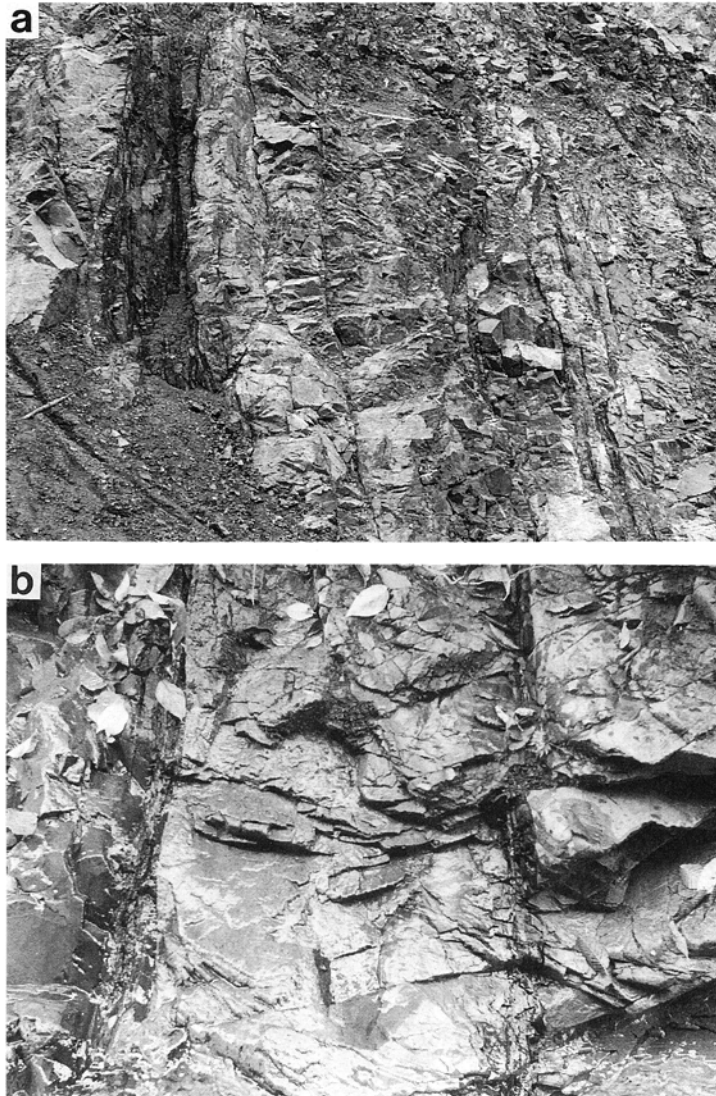
堆積環境 戸台層基底部の礫岩が秩父帯由来のチャート礫を多量に含み礫径が1mに及ぶこと、中部層から浅海を示すアンモナイトが産すること、上部の礫質砂岩が浅海・急流の堆積相であることなどから、本層の堆積環境は外洋に面した沿岸性を含む浅海域とされている(北村ほか, 1979)。

IV. 4 四万十帯白亜系-赤石層群 (Ak)

四万十帯を構成する地層群は、白亜系と古第三系-下部中新統に2分され、前者は同帯の北側(北帯)に、また後者は南側(南帯)に露出している。

本図幅地域の四万十帯は、南東端部の釜無川より東に分布する。赤石山地に分布する四万十帯のうち最も内側すなわち最も秩父帯に近い位置を占め、四万十帯北帯に属し赤石層群と呼ばれる。

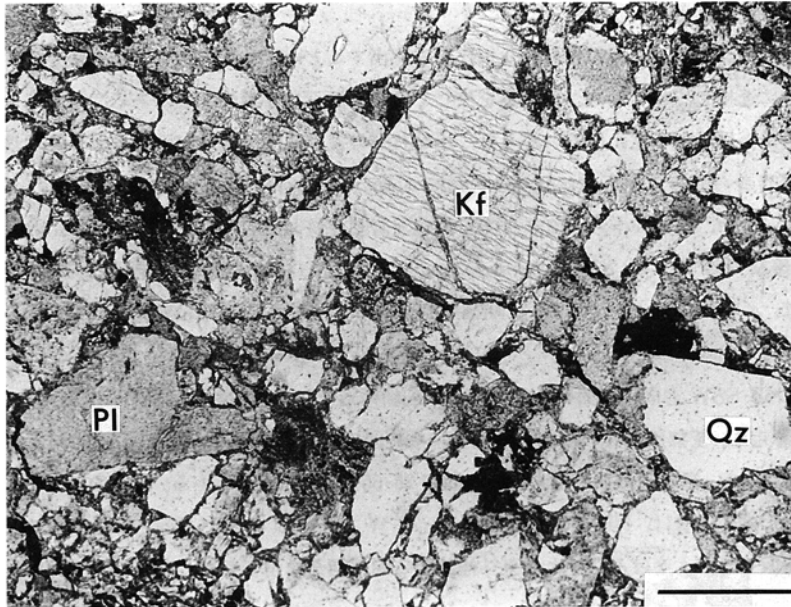
【研究史】 赤石山地を構成する地層群は、1950年代までは秩父古生層あるいはこれと一連の中生層?(Ishii *et al.*, 1956 など)とされてきたが、大久保ほか(1958)や大久保・松島(1959)による六射サンゴの発見から中生代(白亜紀)の地層が広く分布することが確認された。赤石山地地質研究グループ(1961)は赤石山地北部の四万十帯を赤石帯と白根帯に区分した。河内ほか(1983)は、南隣の市野瀬図幅地域の四万十帯を岩相から構造的低位の仙丈岳帯と上位の北岳帯に2分した。仙丈岳帯は薄い粘板岩を挟む厚い砂岩からなり、北岳帯は砂岩泥岩互層を主とし緑色岩・チャート・石灰岩そして稀に石灰岩を挟む。本



第46図 四万十帯の砂岩泥岩互層と級化層理

- a: 地層は右側(東)に急傾斜している。中央部の砂岩層が層厚約50cm。釜無川沿い釜無南方約800mの採石場
 b: 砂岩優勢の砂岩泥岩互層の級化層理。単層の層厚約10cm。層理はほぼ垂直で、右(西)方が上位。釜無川沿い釜無南方約1kmで東南東に入る沢

地域の四万十帯は仙丈岳帯の北方延長に当たる。山田ほか(1983)は、市野瀬図幅地域での地層区分を含めて赤石山地北部の四万十帯の地層区分と地質構造を報告した。最近では、Kano and Matsushima(1988)は赤石山地の四万十帯の構造発達史を議論する中で、赤石山地主要部を構成する四万十帯白亜系をtectono-stratigraphic unitとして赤石・白根・寸又川・犬居・三倉の5層群に区分した。そして、この5層群は北西から南東へこの順に分布し、地質時代もこの順に若くなり、また各層群は衝上断層で境



第 47 図 四万十帯砂岩の薄片写真
釜無川沿い釜無の東北東約 1km の林道沿い。Qz : 石英, Kf : カリ長石, Pl : 斜長石。スケールは 0.5mm

されるとした。

地層名 Kano and Matsushima (1988) による。河内ほか (1983) の仙丈岳帯及び山田ほか (1983) の仙丈岳層に当たる。

分布 仏像構造線より東側の本図幅地域南東端に分布する。釜無川から南東に入る各支谷沿い及び尾根沿いの林道に好露出がある。なお、本層群は、南隣の市野瀬図幅から南へ長野県南信濃村和田北方まで最大幅 6 km で連続して分布している。

層序関係 秩父帯堆積岩コンプレックスとは、ほぼ釜無川に沿って走る仏像構造線により境される。また、南東延長部で中新世の甲斐駒・鳳凰花崗岩に貫入される (河内ほか, 1983)。

岩相 砂岩優勢から等量の砂岩泥岩互層を主とし、泥岩優勢の互層及び泥岩を挟む。砂岩優勢から等量の砂岩泥岩互層では、砂岩は層厚 30 cm-1 m で、層厚 10 cm 以下の泥岩と互層している (第 46 図 a)。砂岩が最も卓越した部分では泥岩薄層を挟む厚層理砂岩として産する。一方、泥岩優勢の互層では砂岩は 10cm 以下のことが多い。

砂岩は、灰白-淡灰色・塊状で、粒度は粗粒-極細粒である。一部に泥岩の偏平なクラストに富むものがある。鏡下では、石英=斜長石>カリ長石で、珪長質-苦鉄質火山岩・泥岩・砂岩などの岩片を含む (第 47 図)。

泥岩は暗灰色で、多くの場合弱い片状を帯びており薄く剥げやすい。

なお、本層群の岩石は、図幅南東隅では甲斐駒・鳳凰花崗岩により接触変成作用を受けており長径 0.1

mm 以下の微小な黒雲母を生じている。

地質時代 今回の調査では、泥岩から放散虫化石を見出すことができず、地質時代を決定できなかった。中新世花崗岩に近接しているため、黒雲母を生じていない岩石でも熱の影響があるのかもしれない。赤石層群の南西延長に当たる遠山川沿いからは、川端 (1984) 及び立石・川端 (1986) により、岩塊とみなされる灰緑色泥岩から放散虫化石 *Archaeodictyomitra apiara-Eucyrtidium* (?) *ptyctum* 群集 (ジュラ紀末期-白亜紀最前期) が、またマトリックスである黒色泥岩と泥質凝灰岩から *Holocryptocanium barbui* 群集 (オーブ期後期-セノマン期) と *Dictyomitra formosa* 群集 (チューロン期) が報告されている。この産出化石に従えば、本層群の形成年代はオーブ期後期-チューロン期、すなわち白亜紀前期の終わりから同後期の前期である。

地質構造 NNE-SSW 方向の褶曲軸を持つ開いた向斜構造をなす。褶曲軸は釜無川に並行し、そのほぼ 1.5 km 東方を走る。釜無川とこの褶曲軸に挟まれた範囲では、地層は NNE-SSW の走向で 55-80° E に傾斜している。一方、褶曲軸の東では同様の走向で 35-55° W に傾斜している。東隣のハケ岳図幅地域においても四万十帯の地層は、NE-SW の走向で 45-75° W で傾斜している (河内, 1977)。しかし、南隣の市野瀬図幅地域では、本層はみかけ上は東へ傾斜する同斜構造を呈しており (河内ほか, 1983)、この向斜構造は局所的なものと考えられる。

砂岩泥岩互層では、砂岩の級化層理から多くの地点で地層の逆転が認められる (第 46 図 b)。地層の逆転は、本地域の南方延長でも確認されており (河内ほか, 1983 ; 小川, 1978)、赤石層群は全体として逆転していて西方へより上位が露出する可能性が高い。

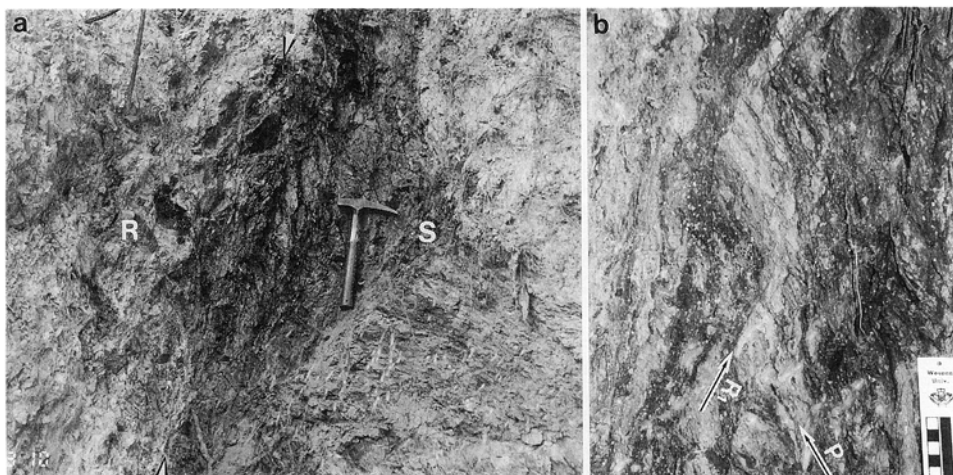
V. 先新第三紀の主要な断層

(牧本 博・高木秀雄)

V. 1 中央構造線

中央構造線は、本図幅地域では高遠町月蔵山の東側から北へ高遠町藤沢の松倉川沿いまで伸びている。それより北では塩嶺火山岩類に覆われて断層露頭あるいは断層地形は確認されないが、杖突峠付近を通過して、茅野市高部の守屋層高部部層とその西方の苦鉄質片岩の小分布の間に至ると考えられる。

本図幅地域の中央構造線の露頭は、高遠町板山の正法寺裏の農道の南に面した高さ 4 m 程の崖に存在する (第 48 図 a)。領家帯側は非持トータル岩由来のマイロナイトがカタクレーサイト化したもの、三波川帯側は N 40° W, 80° W の片理を有する泥質片岩が接しており、三波川帯側で幅約 50 cm、領家帯側で幅 1 cm 前後の断層ガウジ化が認められる。境界面の姿勢は N 22° E, 80° W で、領家帯側の断層面には



第 48 図 高遠町板山の中央構造線の露頭写真(a)とその葉片状断層ガウジ部(b)
 R: 領家帯のカタクレーサイト化した非持トータル岩 (第 31 図参照). S: 三波川泥質片岩. 三波川泥質片岩由来
 葉片状断層ガウジ (写真 b) に認められる非対称構造 (P-R1 面) は, 領家帯側の衝上運動を示す

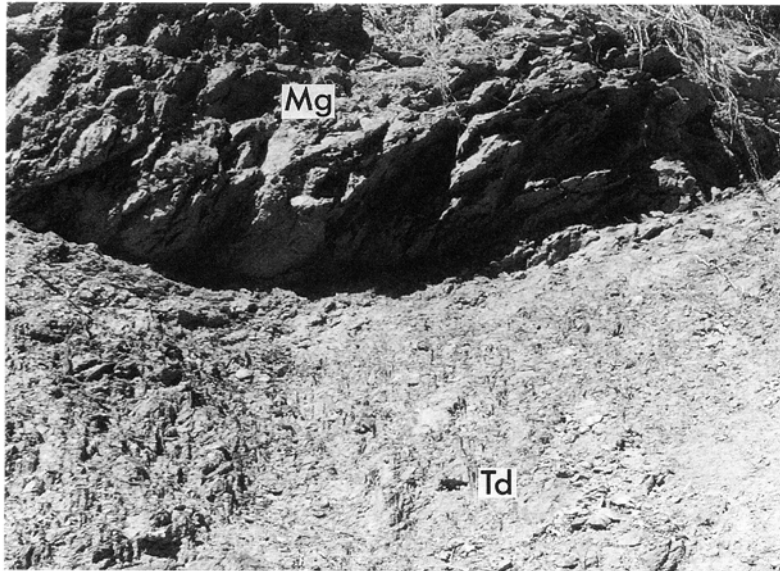
N20° E 方向に 20° 沈下する条線が認められる. 一方, 断層ガウジは N14° W, 垂直のフォリエーションを有し, その内部に認められる条線は S14° E 方向に 80° 沈下している. この走向に直交する断面で観察すると, P 面や R 1 面が認められ, 領家帯側が三波川帯側に衝上するセンスを示している (第 48 図 b). 断層面より約 5 m 隔たった三波川結晶片岩には片理と平行に剪断面が発達しており, その姿勢は N30° E, 68° E である. 第 30 図に示した領家帯のカタクレーサイトは, 断層面より約 30 cm の部分から採取した試料である.

このほか, 本図幅地域では 3 地点において中央構造線の断層位置あるいは断層面が確認されているが (松島, 1973), 今回の調査では道路状況の変化により観察できなかった.

V. 2 戸台構造帯

戸台構造帯は, 松島ほか (1957) により三波川帯と秩父帯を境するものとして定義され, 同構造帯内には, 戸台層と秩父帯の岩石が断層で境されてくりかえすほか, “塩基性-超塩基性貫入岩類, 時代未詳ホルンフェルス, 不変成古生界” などがみ込まれているとされた. 一方, 河内ほか (1983) は市野瀬図幅においてみかぶ緑色岩類と秩父帯を一連のみかぶ・秩父帯としており, 戸台構造帯を南北に連なる狭長な断層帯と再定義した. そして構造帯内部では, 戸台層が南北に続く狭い地溝状にくりかえし分布し, みかぶ緑色岩類や秩父帯の岩石も著しく破碎されているとした. また, 戸台構造帯を四国の上八川-池川構造線に対比した.

今回の調査では, 松島ほか (1957) が指摘したような戸台層以外の岩石は見い出されず, また本図幅地



第 49 図 戸台層 (Td) と御荷鉾緑色岩類 (Mg) を境する断層
断層面は向こう側(西)へ緩く傾斜する。露頭の高さ 1.5m。小黒川沿い、場所は第 44 図 a に示す

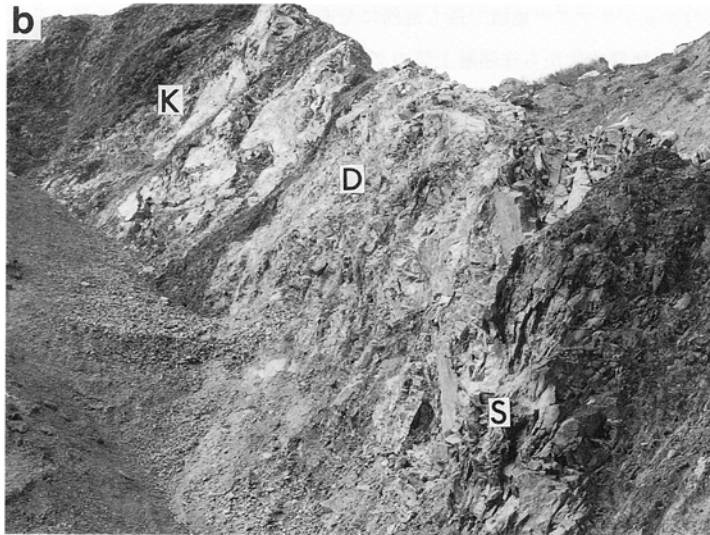
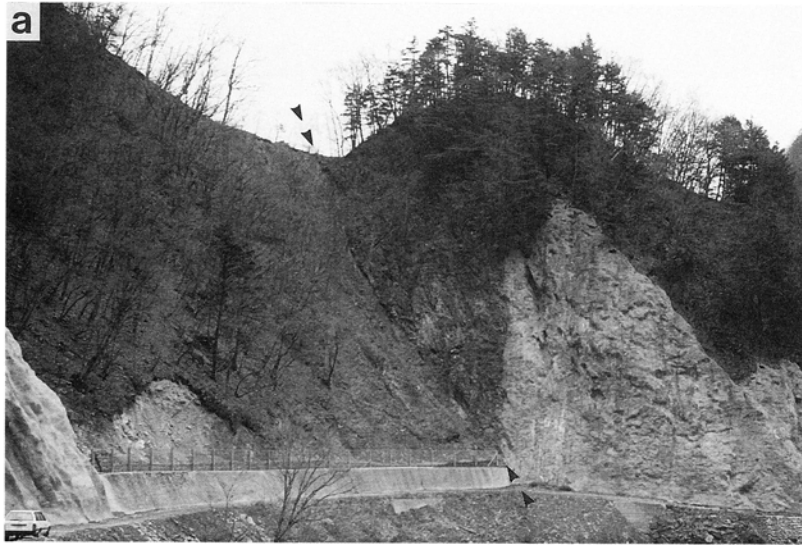
域では戸台層の分布は三波川帯(あるいは東縁部の御荷鉾緑色岩類)と秩父帯の境界となっている。したがって、本報告では、戸台構造帯を東西両端を断層で境された戸台層の狭長な分布で示される三波川帯と秩父帯を境する断層とする。

本図幅地域では、戸台構造帯に伴う断層は、半対峠東方の小黒川沿い及び南沢(程久保山の西方の沢)が小黒川に合流する地点などで認められる。半対峠東方では、断層面は $N45^{\circ}E$ で、 $30^{\circ}NW$ へ傾斜しており、下盤側に破碎した戸台層の礫質砂岩が、また上盤側にみかぶ緑色岩類がみられる(第 49 図)。また、南沢と小黒川合流地点では、戸台層の砂岩が秩父帯の片状を帯びた泥岩と $N20^{\circ}E$, $80^{\circ}W$ の断層により境されている。

V. 3 仏像構造線

仏像構造線は西南日本外帯の秩父帯と四万十帯を境する断層で、糸魚川-静岡構造線以西では本図幅地域に始まり九州まで追跡される。南隣の市野瀬図幅では本構造線は仏像-糸川構造線と呼ばれている(河内ほか, 1983)。

仏像構造線は地形的には釜無川にほぼ一致しており、市野瀬図幅内と本図幅地域の南半部では釜無川左岸を通っているが、本図幅地域北半部では右岸に伸びている。同構造線の露頭は市野瀬図幅内の釜無川に沿う道路沿いで良く観察され、ここでは断層面は $N15^{\circ}E$ の走向で $70^{\circ}E$ に傾斜している(第 50 図 a)。本図幅地域では、仏像構造線は釜無川沿い釜無南方の釜無鉾山の採石場で見ることができる(第 50 図 b)。断層面は $N20^{\circ}E$, $60^{\circ}E$ で、下盤側の秩父帯は石灰岩レンズを含む泥質混在岩であり、上盤側は



第50図 仏像構造線の断層露頭

- a : 左側に秩父帯の岩石が、右側に四万十帯の岩石がみられる。釜無川沿いの小屋石地点(市野瀬図幅地域内)で北方を見る
 b : 手前は四万十帯の砂岩泥岩互層(S)、奥が釜無ユニットの石灰岩を含む泥質混在岩(K)。断層部には花崗閃緑斑岩の岩脈(F)が貫入している。崖の高さ約5m。釜無川沿い釜無南方約800mの採石場でほぼ北を見る

四万十帯の砂岩優勢互層に貫入した幅約5mの花崗閃緑斑岩の岩脈である。本岩脈は断層に接した部分約50cmが強く破碎しており、その一部はガウジとなっている。この花崗閃緑斑岩の岩脈は同岩質のほかの岩脈と同様に中新世中-後期に貫入したとみなされ、仏像構造線は中新世以降も活動量は小さいながら変位していると判断される。

VI. 中新統守屋層

(宮地良典・加藤碩一)

VI. 1 概要

守屋層は、フォッサマグナ堆積域における新第三系最下部の中新統であり、諏訪市・茅野市及び上伊那郡高遠町にまたがって分布する。守屋層は、北東側をフォッサマグナ西縁を画する糸魚川-静岡構造線によって境される。そして、領家変成岩類を不整合に覆い、塩嶺火山岩類に不整合に覆われる。糸魚川-静岡構造線以東のフォッサマグナ地域で最も近傍に分布する内村層や高ボッチ層との関係は直接には不明であるが、岩相・地質時代から守屋層上部のグリーンタフが内村層下部のグリーンタフに対比されると考えられる。また、多くの半深成岩(ひん岩)に貫入されているが、これらは諏訪付近から谷川岳付近まで続く中新世中期以降の北東-南西方向の隆起帯である中央隆起帯に貫入している石英閃緑岩やひん岩と一連の岩体であり、中新世中-後期の貫入とされる。

【研究史】 守屋層は、本間(1927)によって命名された。本間(1928, 1931)は、信州の第三系を守屋層から柵層に区分し、守屋層をこれら中新統の最下位に位置づけ下部中新統と考えた。田中ほか(1961 a, 1961 b, 1962)は、守屋層下部の碎屑岩層を片倉礫岩層・臼沢砂岩層・後山黒色泥岩層・立石砂岩砂質泥岩層及び高部礫岩層の5部層に区分し、また同上部の火山岩層を権現沢緑色凝灰岩層と呼んだ(第8表中央)。これがその後の研究の基礎となった。諏訪の自然史・地質編編集委員会(1975)では、7.5万分の1の地質図と詳細な岩相記載とともに、産出化石のまとめがなされた。一方、吉野(1982)は、本層を守屋亜層群と呼び、岩相をもとに碎屑岩類からなる下部の守屋層と火山岩類からなる上部の権現沢層に2分した(第8表右)。そして、権現沢層を下部の熊久保安山岩層と上部の唐沢川酸性火山岩層の2部層に分けるとともに、唐沢川部層中に2層準の追跡可能な安山岩溶岩が挟まれるとした。天竜川上流域地質図調査・編集委員会編(1984)では、田中ほか(1962)の層序区分にほぼ従って詳細な地質図が公表されている。

なお、茅野市泉野の大泉山周辺には権現沢緑色凝灰岩層と同様の岩石が露出し、同層相当層と考えられた(Yamazaki, 1965)。

層序と地質構造 守屋層は岩相により下位から、臼沢礫岩部層・古屋敷泥岩部層・田無川凝灰岩砂岩部層・後山黒色泥岩部層・高部礫岩部層・熊久保安山岩部層及び唐沢川酸性火山岩部層の7部層に区別される。このうち、高部礫岩部層は、後山黒色泥岩部層の上部から熊久保安山岩部層と指交関係にある。守屋層の層序と岩相を第9表に示す。

守屋層は、全体として北に開いた半バースン構造をなし、一般的な走向は東部ではN30-40°Eで傾斜

第8表 守屋層の層序対比表

本 函 幅		田中ほか(1962)及び 天竜川上流域地質図(1984)		吉 野 (1982)	
守 屋 層	唐沢川酸性火山岩部層	守 屋 層	権現沢緑色凝灰岩層	守 屋 垂 層 群	唐沢川酸性火山岩層
	熊久保安山岩部層				熊久保安山岩層
	高部礫岩部層				高部礫岩層
	後山黒色泥岩部層				立石砂岩 砂質泥岩層
	田無川凝灰岩砂岩部層				後山黒色泥岩層
	古屋敷泥岩部層				白沢砂岩層
	白沢礫岩部層				片倉礫岩層
					高部礫岩層
					後山黒色泥岩層
					田無川凝灰岩砂岩層
					古屋敷泥岩層
					白沢礫岩砂岩泥岩層

第9表 守屋層の層序総括表

地 層 名		層 厚 (m)		岩 相	
守 屋 層	唐沢川酸性火山岩部層	500+		デイサイト-流紋岩の溶岩及び火砕岩からなる下部に安山岩溶岩を挟む	
	熊久保安山岩部層	300-500	約500	安山岩溶岩及び火山砕屑岩からなる	主に礫岩からなる
	高部礫岩部層				
	後山黒色泥岩部層	350-500		黒色泥岩からなり、上部に砂岩を挟む	
	田無川凝灰岩砂岩部層	180-250		砂岩・礫質砂岩を主とし、凝灰岩・泥岩を挟む	
	古屋敷泥岩部層	0-180		泥岩を主とし、砂岩泥岩互層を挟む	
白沢礫岩部層	0-250		主に砂岩からなり礫質砂岩を伴う		
基盤岩類				領家変成岩類	

は50-60°NW, 西部ではN45-60°Wで傾斜は50-60°NEである。南側に分布する領家変成岩類との関係は、田中ほか(1962)では南西部の一部が、吉野(1982)では南東部が、北西-南東方向の断層によって接するとされている。しかし、守屋層下部の白沢礫岩部層や古屋敷泥岩部層は岩相の側方変化が著しく、こ

のため岩相の不連続が必ずしも断層の存在を示さず、また最下部の白沢礫岩部層と領家帯変成岩類との境界は地形に沿って入り組んでおり、この分布から両者の関係を不整合とした。

守屋層の粗粒砕屑岩に見られるソールマークやインプリケーションなどから古流向を測定した結果、供給方向は、地域・層準により多少のばらつきはあるものの、全体としては北東からが卓越する(宮地・加藤, 1992)。

産出化石と地質時代 守屋層のうち、下部の砕屑岩層からは、有孔虫化石・軟体動物化石・植物化石などが産する。このうち、地質時代の決定に有効なものは、田無川凝灰岩砂岩部層から産する台島型花粉化石、及び後山黒色泥岩層から産する *Globigerinoides sicanus* などの有孔虫化石 (Blow, 1969 の N8) であり、下部の砕屑岩層の地質時代は中新世前期の最後期から中新世中期の最前期である。一方、上部の熊久保安山岩部層及び唐沢川酸性火山岩部層からは直接化石の産出は知られていないが、糸魚川-静岡構造線以東で対比される内村層(松本市北方の大口沢、泥沢、狩谷峠及び松本市東方の鹿教湯温泉付近ほかに分布：本間, 1931)からは Blow (1969) の N9 に相当する浮遊性有孔虫 *Globorotalia peripheroronda*, *Globorotalia quinifalcata* などが産出し(元石油資源開発株式会社渡部喜久男氏の未公表資料)、中新世中期の前期に当たる。

VI. 2 岩相層序

VI. 2. 1 白沢礫岩部層 (Mu)

命名 新称, 吉野 (1982) の白沢礫岩砂岩泥岩層に相当する。

模式地 高遠町片倉から北西に入る林道日影入線

層厚 0-250m+

分布 高遠町片倉から西方に、林道日影入線に沿って分布する。高遠町松尾峠付近で最も厚く、西に向かって尖滅する。

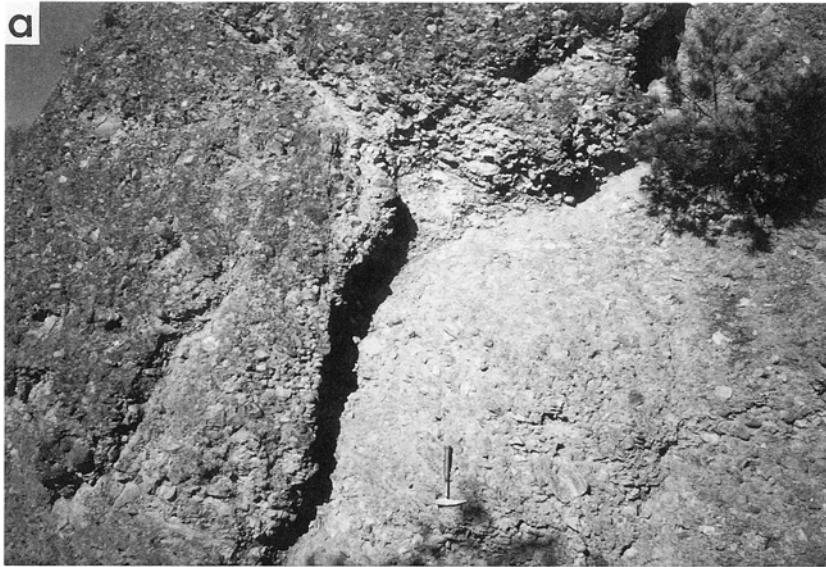
層序関係 守屋層の基底礫岩をなす。本部層は領家帯変成岩類にアバットして不整合に覆う。

岩相 主に礫岩からなり、砂岩・礫質砂岩を伴う(第 51 図 a)。

礫岩は厚く成層する。礫の淘汰は悪く、礫径は 3-20 cm のものが多いが、しばしば 1 m を越える粘板岩の巨礫を含むことがある。本部層中部から上部では、中礫からなる礫岩が多くみられる。礫の形状は歪角礫-円礫よりなりしばしば角礫を含む。礫種は粘板岩・砂岩・チャートなどからなる。基質は細-中粒の凝灰質な砂岩で、淘汰は比較的良い。砂岩は灰白色から青灰色で、1 m 程度に成層し、層理面は不明瞭である。砂岩の粒度は中-粗粒で一部に細礫がみられる。アルコース質で、基質中にはしばしば炭質物を含む。

本部層が基盤と接触しているところは、林道日影入沢線とその枝の林道沿いの数ヶ所で観察される。林道日影入沢線沿いでは、基盤岩の上位に中礫から大礫(最大 30 cm)からなる礫岩層がかさなり、その中に厚さ1-2mの中-粗粒砂岩を挟在することがある。

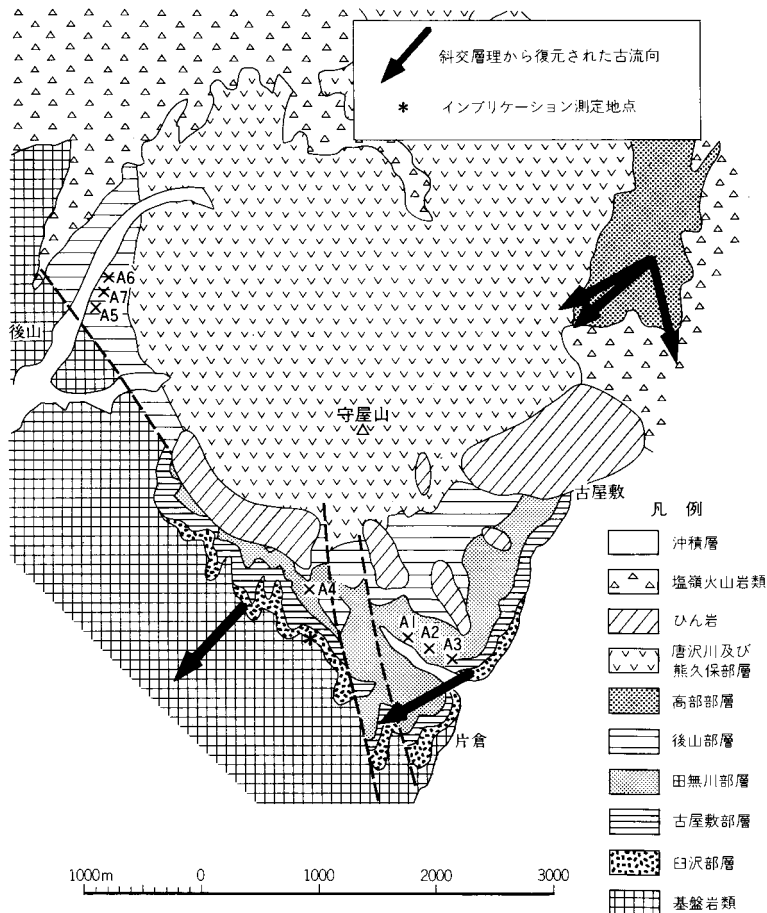
本部層の礫岩中に挟在する砂岩は、一部でトラフ型斜交層理など有方向性堆積構造をもち、北東からの古流系を示している(第 52 図)。また、礫岩を構成する礫のうち扁平なものはしばしばインプリケー



第 51 図 守屋層の露頭写真

- a: 守谷層基底の白沢礫岩部層の礫岩 三峰北東方の林道日影入沢線沿いにて、スケールはハンマー(約 30cm)
 b: 古屋敷泥岩部層の砂岩泥岩互層 三峰北東の林道日影入沢線の支線にて、スケールは 1m

ションを示す。第 53 図は扁平な礫と棒状の礫のファブリック及びインプリケーションをウルフネットの下面に投影したものである。これも北東から供給されたことを示し、斜交層理の示す古流系と調和的である。



第 52 図 守屋層の古流系及び軟体動物化石産出地点
 軟体動物産出地点は田中ほか(1962)及び諏訪の自然誌・地質編編集委員会(1975)による

VI. 2. 2 古屋敷泥岩部層 (Mf)

命名 吉野(1982)

模式地 高遠町片倉から北西に入る林道日影入線

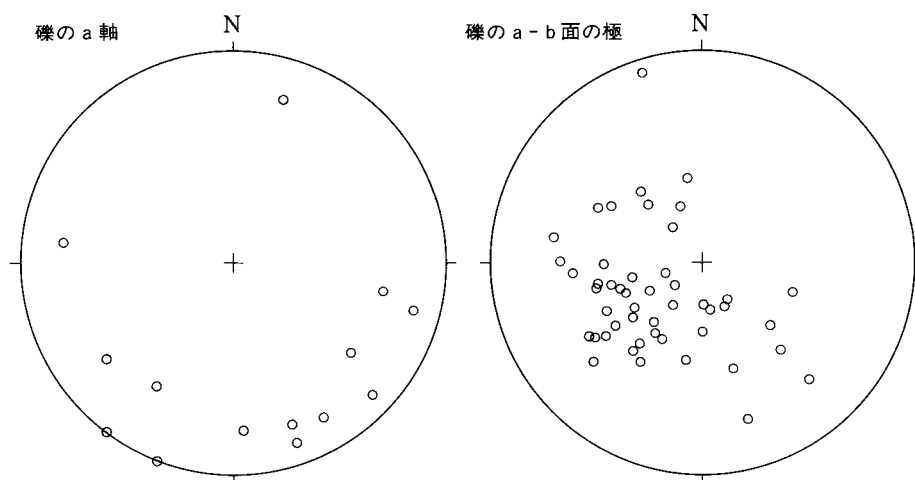
層厚 180m

分布 高遠町片倉からその北東方及び北西方にかけての守屋山斜面に分布する。

層序関係 白沢礫岩部層に整合に累重し、一部指交関係をなす。

岩相 泥岩を主とし、砂岩泥岩互層を挟む。

泥岩は暗灰色ないしは黒色で、しばしば凝灰質なシルトを挟む。泥岩中には炭質物を多く含むこともある。砂岩泥岩互層は、単層の厚さが数 cm- 数 10 cm で、中粒砂から泥へ級化し、上方に向かって塊状



第 53 図 守屋層白沢礫岩部層の礫のインプリケーション
 礫の a 軸 (長軸) 及び a-b 面の極をウルフネットの下半球に投影。北東からの古流向が復元される

部, 平行葉理部, しばしばリップル葉理部, そして泥岩部へ漸移する。また, 部分的に層厚 1 m 以下の粗粒砂岩を挟む。本互層の一部ではフルートマークなどの底痕がみられる。

化石 軟体動物化石・植物化石を産する(吉野, 1982)。

VI. 2. 3 田無川凝灰岩砂岩部層 (Mt)

命名 吉野 (1982)

模式地 高遠町片倉から北西に入る林道日影入線

層厚 180-250m

分布 高遠町古屋敷から三つ峰北方にかけて, 守屋山南部をとりまくように帯状に分布する。

層序関係 古屋敷泥岩部層の上位に整合に累重する。

岩相 砂岩・礫岩を主とし, 凝灰岩を挟む。

砂岩は塊状ないし一部は級化構造を示す淘汰の悪い粗粒砂岩である。灰色・アルコース質で, しばしば炭質物を含む。全体に 20-30 cm 程度に成層し, 片倉周辺で最も厚く 50-100 cm に成層する。分布の東半部では, 本部層中-上部は砂岩が凝灰質となり, また礫岩の割合が減少してかわりに礫質砂岩がみられる。一方西半部の三つ峰北方では凝灰質砂岩を主体とする。林道日影入線沿いではしばしば玉ねぎ状風化が見られる。礫岩に含まれる礫は一般に中礫ないし細礫で, 最大 30 cm に達する。円磨度は亜円-亜角礫が多い。礫種は変成岩・チャートを主とし, このほか砂岩や石英斑岩がみられる。基質は粗粒な凝灰質砂岩で, 泥岩や凝灰岩の偽礫を含む。

化石 田中ほか (1962) は, 本部層砂岩から *Saccella cf. nagaoi* (Takeda), *Venericardia akagii*

(Kanehara) など漸新世の種と、*Dosinia fujimotoi* Kanno, *Venerupis (Shiratoria) siratoriensis* などの中新世以後に普遍的な種が共存して産出することを報告し、その時代を中新世以後に発展するフォーナの出現を重視し中新世最前期とした。更に、田中ほか(1962)は阿仁合型植物化石を報告しているが、これについては必ずしも阿仁合型植物化石と言えないとする見解(国立科学博物館植村和彦氏による)がある。本層からは最近台島型花粉化石が産出することが明らかとなり(石油資源開発株式会社米谷盛寿郎氏による)、台島-西黒沢層に対比される。

VI. 2. 4 後山黒色泥岩部層 (Mm)

命名 田中ほか(1962)

模式地 諏訪市後山の田無川河床

層厚 350-500m

分布 高遠町古屋敷、片倉-諏訪市後山へと田無川凝灰岩砂岩部層の北側を守屋山南半部をとりまくように分布する。

層序関係 下位の田無川凝灰岩砂岩部層上部で挟在する泥岩が多くなりこれと漸移し、整合に累重する。上位の熊久保安山岩部層と一部指交する。

岩相 黒色泥岩(第51図b)からなり、一部で上部に20-30cmに成層した砂岩を挟在する。

下部の泥岩は、黒色で塊状・緻密であり、中部の泥岩はしばしばシルト-細粒砂からなる弱い平行葉理ないしはリップル葉理を持つことがある。上部に挟在する砂岩は主に中粒砂岩からなり、ときに粗粒砂岩がみられる。また一部は凝灰質である。

化石 諏訪市後山付近の田無川川床の本部層泥岩から浮遊性有孔虫 *Globigerinoides sicanus*, *Globigerinoides triobus*, *Globigerina praebulloides*, *Globorotalia praescitura* などが産出し、中でも *Globigerinoides sicanus* が産出することから、本部層の地質時代は Blow (1969) の N8 すなわち中新世初期最後期から中新世中期最初期である(元石油資源開発株式会社渡部喜久男氏の未公表資料)。また、この地点からは松丸ほか(1982)が *Miogypsina Kotoi* などの有孔虫化石の産出を報告しており、これらは中新世初-中期(N8-9, 16-15 Ma)を示し、上記の地質時代を支持している。このほか、軟体動物化石を産出する(第10表の産出地点A5, A6, A7)。

堆積環境 本部層から底生有孔虫(*Cribrostomoides* sp., *Cyclammina pusilla* など)と浮遊性有孔虫を比較的多産することから、本部層は大陸斜面の堆積環境下に堆積したと考えられる(石油資源開発株式会社米谷盛寿郎氏による)。

VI. 2. 5 高部礫岩部層 (Mc)

命名 田中ほか(1962)

模式地 下馬沢川支流

層厚 約500m

分布 諏訪市高部の西南方に分布する。

層序関係 東側及び南側は塩嶺火山岩類に不整合に覆われる。守屋層の他の部層との直接の関係は確

第 10 表 守屋層から産出する軟体動物化石 田中ほか(1962)による

	A1	A2	A3	A4	A5	A6	A7
1. <i>Acila</i> sp. (indet.)	—	—	—	F	—	—	—
2. <i>Malletia</i> sp.	—	R	R	—	—	—	—
3. <i>Saccella confusa</i> (Hanley) 1886	—	—	F	C	—	—	—
4. <i>S. confusa kongiensis</i> (Otuka) 1934	—	—	—	F	—	—	F
5. <i>S. cf. nagaoui</i> (Takeda) 1953	R	—	—	R	—	—	C
6. <i>S. sp. a</i>	—	—	—	—	—	—	R
7. <i>S. sp. b</i>	R	—	—	—	—	—	—
8. <i>Yoldia sagittaria</i> Yokoyama 1925	—	—	R	—	—	—	—
9. <i>Anadara</i> (s.s.) <i>chichibuensis</i> Kanno 1958	F	R	—	—	—	—	—
10. <i>A.</i> (s.s.) <i>moriyensis</i> Tanaka 1961	—	R	—	—	A	—	R
11. <i>Glycymeris</i> ? sp.	C	F	—	—	—	—	—
12. <i>Modiolus</i> sp.	F	—	—	—	—	—	—
13. <i>Acesta</i> sp.	—	—	F	—	—	—	—
14. <i>Monia macrochisma</i> (Deshayes) 1850	—	—	—	—	R	—	—
15. <i>Ostrea</i> ? sp.	R	—	—	—	—	—	—
16. <i>Crassatellites</i> (s.s.) <i>nanus</i> (Adams et. Reeve)	F	R	—	—	—	—	—
17. <i>Venericardia</i> (<i>Cyclocardia</i>) <i>akagii</i> Kanehara 1937	—	—	—	F	—	—	—
18. <i>V.</i> (<i>Cyclocardia</i>) <i>siogamaensis</i> Nomura 1935	—	—	—	F	—	—	—
19. <i>Felaniella</i> cf. <i>uata</i> (Gould) 1862	F	—	R	—	—	—	F
20. <i>Clinocardium</i> cf. <i>shinjiense</i> (Yokoyama) 1923	F	C	F	—	—	—	—
21. <i>Pitar</i> cf. <i>matsumotoi</i> Nagao 1928	—	—	R	—	—	—	—
22. <i>P. okadana</i> (Yokoyama) 1932	—	F	—	—	—	R	—
23. <i>Callista</i> (<i>Costacallista</i>) <i>mitagensis</i> Kanno 1958	R	F	—	—	—	—	—
24. <i>C.</i> (s.s.) <i>chinensis</i> (Holten) 1803	C	R	R	—	R	F	R
25. <i>Dosinia fujimotoi</i> Kanno 1958	A	—	R	—	—	—	—
26. <i>Cyclina</i> (s.s.) <i>japonica</i> Kamada 1952	A	—	—	—	—	—	—
27. <i>Mercenaria kurosawai</i> Kanno 1958	R	—	—	—	—	R	—
28. <i>M. moriyensis</i> Tanaka 1961	—	R	—	—	—	R	—
29. <i>Venerupis</i> ? sp.	—	R	—	—	—	—	—
30. <i>V.</i> (<i>Siratoria</i>) <i>microsiratori</i> Kanno 1958	C	R	F	—	—	—	—
31. <i>Paphia</i> (s.s.) <i>hirabayashii</i> Otuka 1938	F	F	R	—	—	—	—
32. <i>Clementia</i> (s.s.) <i>moriyensis</i> Tanaka 1961	—	R	—	—	—	R	R
33. <i>Mactra</i> (s.s.) sp.	—	—	R	—	—	—	—
34. <i>Spisula</i> ? sp.	—	—	—	—	—	R	—
35. <i>Oxyperas</i> sp.	R	—	—	—	—	—	—
36. <i>Macoma</i> cf. <i>sejugata</i> (Yokoyama) 1924	—	—	R	—	—	R	—
37. <i>M.</i> sp.	R	—	—	—	—	R	—
38. <i>M.</i> ? sp.	—	R	—	—	—	—	—
39. <i>Angulus</i> sp.	—	C	—	—	—	—	—
40. <i>Siliqua</i> sp. a	—	—	—	R	—	—	—
41. <i>S.</i> sp. b (cf. <i>S. ryokamiensis</i> Kanno)	—	—	R	—	—	—	—
42. <i>Cultellus otukai</i> Ogasawara et. Tanai 1952	—	—	R	—	—	—	—
43. <i>Solen gouldi</i> Conrad 1867	—	—	R	—	—	—	—
44. <i>Solen</i> aff. <i>grandis</i> Dunker 1861	R	—	—	R	—	—	—
45. <i>S.</i> sp.	F	—	—	R	—	R	R
46. <i>Alloides succincta</i> (Yokoyama) 1924	R	—	—	—	—	—	—
47. <i>Pholadidea</i> ? sp.	R	—	—	—	—	—	—
48. <i>Periploma</i> cf. <i>yokoyamai</i> Makiyama 1934	—	—	—	R	—	—	—
49. <i>Margarites</i> (s.s.) <i>eos</i> Hirayama 1955	—	—	—	—	—	R	—
50. <i>Turritella</i> (<i>Hataiella</i>) <i>chichibuensis</i> Ida 1952	A	—	F	—	F	—	—
51. <i>Tectonatica janthostmoides</i> Kuroda et. Habe 1949	R	—	F	—	—	R	—
52. <i>Neverita</i> cf. <i>didyma</i> (Roding) 1798	—	—	R	—	—	—	—
53. <i>Trophonopsis</i> sp.	F	—	—	—	—	—	R
54. <i>Siphonalia</i> cf. <i>modificata</i> Reeve 1846	R	—	R	—	—	—	—
55. <i>Searlesia decessor</i> Yokoyama 1928	—	—	—	—	—	C	—
56. <i>Nassarius moriyensis</i> Tanaka 1961	F	—	C	—	—	—	—
57. <i>Cylichna</i> sp.	R	—	R	—	—	—	—

A : 10 個体以上, C : 6-9 個体, F : 2-5 個体, R : 1 個体

認できないが、本部層は後山黒色泥岩部層あるいはそれより下位の地層から熊久保安山岩部層と指交していると考えられる。吉野 (1982) では、本部層は唐沢川酸性火山岩部層とは北北東-南南西走向の断層によって接しているとされているが、今回の調査では明瞭な断層関係は確認されなかった。本部層最上部が分布する神宮寺南方の尾根では、緑色の安山岩質角礫を含むことから熊久保安山岩部層と指交する (吉野, 1982)。

岩相 礫岩からなり、下部にまれに砂岩・凝灰岩・泥岩を挟在する。

礫岩は塊状・無層理で硬い。礫は淘汰の悪い細礫-中礫からなり、一般に最大 20 cm まで、ごくまれに 50 cm に達するものがある。礫の円磨度は、円-亜円礫のチャート礫を除いて、角-亜角礫が多い。礫種は、先新第三系のチャート・黒色粘板岩・黒雲母花崗岩・砂岩が多く、泥質片岩・石灰岩や流紋岩も見られる。花崗岩や流紋岩は巨礫も見られる。砂岩にはしばしば斜交葉理が発達し、北ないしは北東からの古流系を示す (宮地・加藤, 1992)

化石 ごくまれに軟体動物化石の破片、フジツボの破片を含有している (田中ほか, 1962)。

VI. 2. 6 熊久保安山岩部層 (Mk)

命名 吉野 (1982)

模式地 諏訪市熊久保

層厚 300-500m

分布 諏訪市神宮寺から守屋山頂付近を経て同市後山周辺まで広く分布するほか、茅野市大泉山にも小規模にみられる。

層序関係 高部礫岩部層と指交関係にある。また後山黒色泥岩部層と一部指交関係にある。東縁部と北西部の一部で塩嶺火山岩類に不整合に覆われる。

岩相 淡緑-濃緑色を呈する安山岩溶岩及び火山砕屑岩からなる。

安山岩溶岩は、ほぼ均質な塊状溶岩を主体とする。本岩のうち、変質が比較的弱い茅野市大泉山のものは、稀に長径 1 mm 以下の単斜輝石微斑晶を含む無斑晶質単斜輝石安山岩である。火山砕屑岩は、数 cm 程度の安山岩角礫とこれを含む細粒基質よりなる。しばしば泥岩片(最大径 50 cm)を含んでおり、特に本部層最下部でその量が多い。本部層及び上位との唐沢川酸性火山岩部層の岩石は全般に変質が著しく、吉野 (1982) によれば曹長石・サポーナイト・緑泥石・絹雲母・モンモリロナイトなどの変質鉱物を生じている。

本部層の地質構造はよくわからないが、上位の唐沢川酸性火山岩部層中に挟在する安山岩溶岩の分布から下位の砕屑岩類の構造に調和的であると考えられる。

VI. 2. 7 唐沢川酸性火山岩部層 (Md, Ma)

命名 吉野 (1982)

模式地 諏訪市唐沢川 (諏訪市大熊から南に入る沢)

層厚 500m 以上

分布 諏訪市神宮寺から守屋山北麓を経て後山周辺まで広く分布する。

層序関係 下位の熊久保安山岩部層を整合に覆い、北部では塩嶺火山岩類に不整合に覆われる。

岩相 主としてデイサイト-流紋岩の溶岩からなり火山砕屑岩を伴う (Md)。また、守屋山北方約 2 km には東西にのびて安山岩溶岩 (Ma) が分布する。

溶岩及び火山砕屑岩とも淡緑色を呈し変質が著しい。デイサイト-流紋岩の溶岩は、流理の目立つものと角礫岩様のものがみられ、後者は吉野 (1982) によれば自破碎溶岩である。火山砕屑岩のうち、凝灰岩には斜長石・石英・苦鉄質鉱物 (単斜輝石及び褐色角閃石) の結晶片を含むものや斜長石・石英・ガラス片を含むものなどがみられる。安山岩溶岩は熊久保安山岩部層の安山岩とよく似た岩相を呈する。なお、吉野 (1982) は、本部層及び下位の熊久保安山岩層の変質鉱物組み合わせをもとに3帯に分帯し、半盆地状構造の中心から外側に向かって変質作用が弱くなることを明らかにしている。

Ⅶ. 中新世貫入岩類

(牧本 博・宮地良典・高木秀雄)

Ⅶ. 1 深成岩類

糸魚川-静岡構造線あるいはフォッサマグナに沿って分布する中新世花崗岩類として、茅野市北方に茅野花崗閃緑岩、同南方に木舟花崗閃緑岩、及び同東方に小泉山閃緑岩が分布する。このうち、茅野花崗閃緑岩で中新世後期を示す放射年代が得られている。

Ⅶ. 1. 1 小泉山閃緑岩 (Gz)

分布・産状 茅野市小泉山のうち、北西端を除いた部分を構成する。北西端の茅野花崗閃緑岩との境は観察されないが、熱変成を受けており、同花崗閃緑岩に貫入されていると判断される。また、幅 2-数 m の変輝緑岩の岩脈により貫入されている。

岩質 細粒・灰色の閃緑岩で、針状の角閃石を含んでいる。一部で斜長石がやや斑状を呈することや鏡下で長石と石英のグラフィック組織がみられることなど半深成岩としての性質を示す。色指数は約 20 である。全般に風化が強く、堅硬な試料の採取が困難である。

Ⅶ. 1. 2 茅野花崗閃緑岩 (Gc)

命名 北隣の諏訪図幅では四賀石英閃緑岩と呼ばれた(沢村・大和, 1953)。

分布 本地域中央部上端の茅野市ちのに分布するが、岩体主体は北隣の諏訪地域内にあり、全体として南北 5km、東西 4km で露出している。また、茅野市小泉山の北西端に本岩体の延長部がみられる。

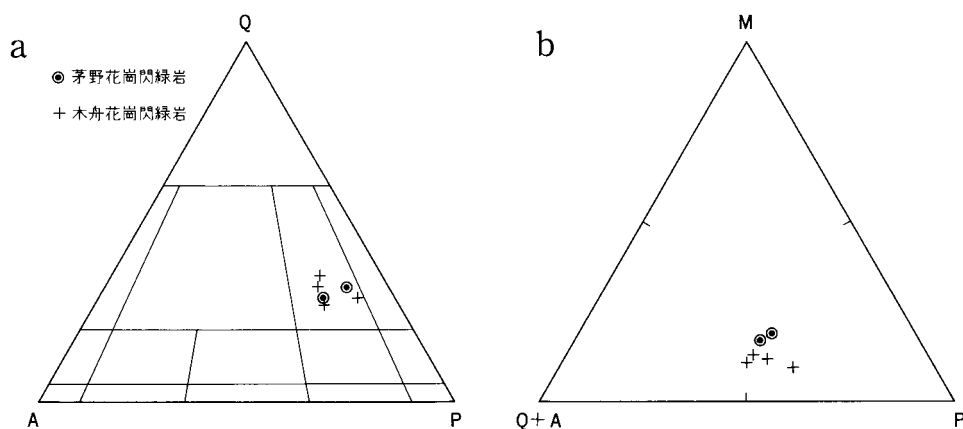
放射年代 河野・植田 (1966) により黒雲母について 8.5 Ma の K-Ar 年代が、また興水・山岸 (1987) によりジルコンについて 8.5 Ma のフィッション・トラック年代が報告されており、いずれも中新世後期を示す。

岩質 中-粗粒で灰白色を呈する花崗閃緑岩である (第 11 表及び第 54 図)。有色鉱物が集合して分布する傾向があり、色指数は 18 前後である。ときに斑状 (長径最大 8 mm) の普通角閃石を含む。しばしば暗色包有物を含み、多くは長径 5 cm 以下ときに 10 cm 以上で、円-楕円形を呈する。全般にマサ化している。なお、岩体北部に向かって角閃石の量が減少するなど岩相変化し、諏訪図幅地域の茅野市四賀の普門寺付近では黒雲母花崗岩となる (茅野市編, 1986)。

第 11 表 中新世花崗岩類のモード組成

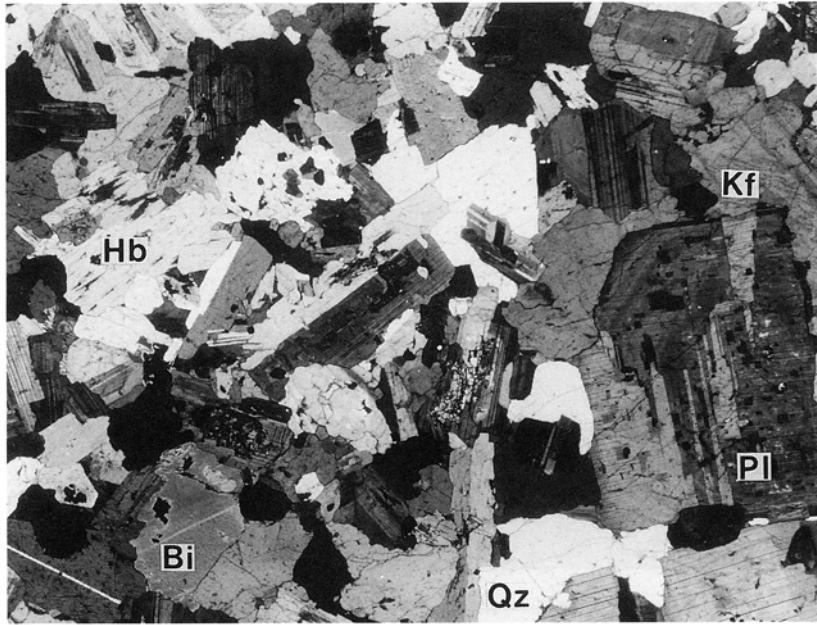
	茅野花崗閃緑岩		木舟花崗閃緑岩			
	1	2	3	4	5	6
石英	25.8	24.1	23.5	26.1	30.9	27.3
斜長石	47.1	44.8	48.7	56.5	44.3	44.7
カリ長石	8.0	14.1	15.8	7.9	13.5	15.0
黒雲母	7.8	8.4	6.1	0.9	6.5	7.8
普通角閃石	9.9	7.3	4.9	7.3	4.0	4.8
不透明鉱物	1.4	1.3	1.0	1.3	0.8	0.4
合計	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0

1: HM93031601, 2: HM93031602, 3: HM93030902, 4: HM93030903,
5: HM93030904, 6: HM94121501



第 54 図 中新世花崗岩類のモード組成

Q: 石英, A: カリ長石, P: 斜長石, M: 苦鉄質鉱物. a: Q-A-P 図, b: M-(Q+A)-P 図



第 55 図 茅野花崗閃緑岩の薄片写真

Qz : 石英, Kf : カリ長石, Pl : 斜長石, Hb : 普通角閃石, Bi : 黒雲母. 茅野市ちのの東方約 1km の国道 299 号線北側. 写真の横幅は約 6mm

鏡下の特徴 角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (93031602). 顕微鏡写真 (第 55 図)

主に斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・普通角閃石からなり、燐灰石・ジルコン・不透明鉱物を少量含む。また、二次鉱物として緑泥石・絹雲母を含む。

黒雲母は約 8% (容量比) 含まれ、長径 1 mm 以下の単独結晶をなすほか、一部が角閃石に随伴し部分的に包有している。比較的新鮮だが、一部は緑泥石化している。多色性は X = 淡黄色、Y = Z = 褐色で、不透明鉱物・燐灰石などを少量包有することがある。普通角閃石は約 7% (容量比) 含まれ、自形-半自形で淡黄緑色-淡緑色-褐色を帯びた緑色の多色性を示す。大部分が長径 1 mm 以下で包有物が少ないが、斑状のものでは細粒の黒雲母・斜長石・不透明鉱物を包有している。斜長石は自形性が強く柱状で、長径最大 5 mm である。アンデジン組成で、一部は組成累帯構造が顕著である。石英とカリ長石はいずれも長径 4 mm 下の他形で、上記の鉱物の間隙を埋めたり、あるいはこれらを包有している。

Ⅶ. 1. 3 木舟花崗閃緑岩 (Gf)

分布 茅野市木舟から大池にかけて 1.5 km × 2 km の岩体として分布するほか、岩体西方約 1.5 km に 2ヶ所の小分布がある。岩体の北東側は第四紀の地層に覆われているが、南西側は三波川結晶片岩類及び超苦鉄質岩類に貫入しており、これらに熱変成を与えている。また、超苦鉄質岩とは茅野市木舟西方で N 30° E, 45-90° W の断層で境されている。本岩体の分布は狭いが、南東方約 6 km に接触変成を受けた地域が広がり、本岩体の延長が地下に伏在すると考えられる。



第56図 木舟花崗閃緑岩の露頭写真 茅野市木舟の宮川沿い、崖の高さ約25m

岩質 中-粗粒，灰白色の花崗閃緑岩で(第54図及び第11表)，しばしば粗粒角閃石(長径最大4mm)を含む．造岩鉱物の組み合わせや鏡下の特徴は茅野花崗閃緑岩に一致するが，①色指数が9-13とやや苦鉄質鉱物に乏しいこと，また②長径2-7mmの粗粒結晶と1mm以下の細粒結晶からなる斑状組織を呈すること等の違いがある．全般に風化が強くマサ化しており砕け易い(第56図)．柴田・小林(1965)による全岩組成は以下の通りである．

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	P ₂ O ₅	Total
66.19	0.56	14.47	0.35	3.34	tr.	2.38	4.06	3.90	3.05	1.04	0.68	0.10	100.12

Ⅶ. 1. 4 接触変成作用

木舟花崗閃緑岩体周辺の三波川帯の岩石，及びその南東方の秩父帯の岩石は接触変成作用を受けて再結晶している．地質図には，泥質岩中に黒雲母が出現し始める地点を連ねて接触変成域として示している．木舟花崗閃緑岩体の周辺では岩体から約1.5kmの範囲が接触変成域となっている．泥質岩中には微細な黒雲母が多数産し，一方苦鉄質岩中には綠色角閃石±黒雲母が産する．また，超苦鉄質岩類では，かんらん石，かんらん石+トレモラ閃石などの鉱物組み合わせが認められる．

このほか，本図幅地域の南東端にも，甲斐駒・鳳凰花崗岩体による接触変成を受けている四万十帯の岩石が分布する．南隣の市野瀬図幅の研究によれば，接触変成域は同岩体の輪郭に平行で，岩体接触部から最大約3.5kmに黒雲母アイソグラッドを，また約1.5kmに堇青石アイソグラッドを引くことができる(河内ほか，1983)．本図幅地域の接触変成域は，この黒雲母アイソグラッドの最も外側に当たり，泥質岩中には長径0.1mm程度の微細な黒雲母が出現する．

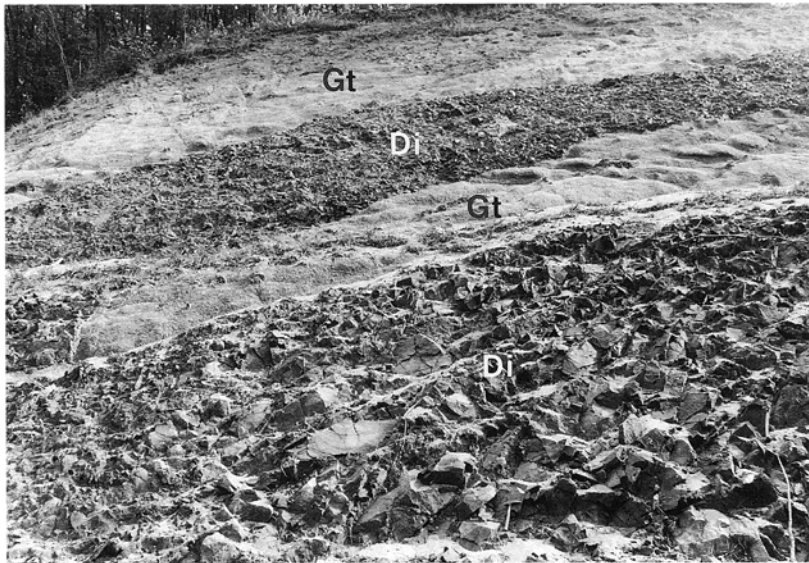
VII. 2 岩 脈 類

本図幅地域には、岩脈として輝緑岩・ひん岩・安山岩・花崗閃緑岩及び石英斑岩がみられる。このうち、ひん岩はやや規模が大きく、守屋山南斜面で中新統守屋層を貫いている。また、守屋山南方に輝緑岩の岩脈が、入笠山から釜無川にかけての地域に安山岩・花崗閃緑岩及び石英斑岩の岩脈が広く分布する。

輝緑岩 (Di)

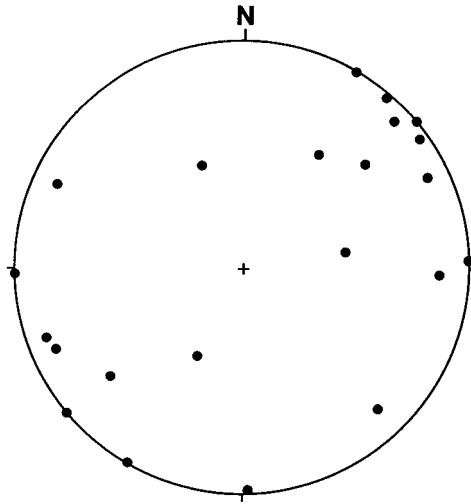
分布・産状 本岩脈は、主に守屋山南方の領家変成岩類及び同花崗岩類を貫いて発達している(第57図)。地質図には露頭である程度連続性がおさえられる比較的大きな岩体を示しているが、このほかにも多数の小岩体が認められる。岩脈の貫入面の姿勢は様々であるが、北西-南東走向で高角度傾斜のものがやや卓越する(第58図)。露頭では、貫入面に直交する節理が発達する。そのほか、守屋山北側では守屋層の唐沢部層を貫いて、幅数10cmから1m程度の本岩脈が産する。

岩質 均質・塊状の岩石で、多くは変質(弱変成)が進んでいて緑色を帯びている。鏡下では、長径1mm以下の長柱状斜長石と、そのすき間を充填する緑泥石や不透明鉱物からなり、オフティック組織が発達する。一部に単斜輝石やかんらん石が残存している。副成分鉱物として細粒の細長い燐灰石が、また変質鉱物として緑泥石のほか、曹長石・炭酸塩鉱物・絹雲母・二次石英などが認められる。無斑晶質であることが多いが、一部にやや細粒の斑晶を含む岩相も認められ、斑晶を含むものでは石基の斜長石が0.2mm前後と細粒で、斜長石や緑泥石化した鉱物の斑晶を含む。



第57図 高遠花崗岩に貫入する輝緑岩

Gt: 高遠花崗岩, Di: 輝緑岩. 中央下にスケールのハンマーが見える. 箕輪ダム北方1kmの赤芝沢の露頭



第 58 図 領家帯に貫入する輝緑岩の貫入面の極のシュミットネット投影
北西-南東走向で高角度傾斜の集中が認められる。データ数は 19

ひん岩 (Po)

分布・産状 守屋山南側斜面の守屋層を貫いてひん岩の岩脈が見られる。露出が悪く、林道沿いと尾根でのみ観察できる。ひん岩は守屋山の南東側では南北ないしは北北西-南南東の、南西側では北西-南東の延びを持ち、主な尾根を形成している。

岩質 鏡下では、斜長石・石英・苦鉄質鉱物・不透明鉱物からなるやや細粒の石基中に、直径 2-3 mm の自形斜長石及び同 2 mm 以下の自形-半自形の苦鉄質鉱物が点在している。石基をなす斜長石は、直径 1 mm 以下の自形・長柱状であり、石英はこの斜長石のすきまを埋める他形結晶としてみられる。全般に変質が著しく、斜長石の大部分は白雲母ほかにより置換されている。また、苦鉄質鉱物は稀に黒雲母が石基鉱物として確認されるほかは、緑泥石・粘土鉱物などにより置換されている。このため、大部分の苦鉄質鉱物の同定はできないが、斑晶をなすものについてはその外形から多くは角閃石と判断される。

安山岩 (A)

分布・産状 茅野市金沢-入笠山-東谷を結ぶ線より東側の秩父帯堆積岩コンプレックスにしばしば貫入しているほか、林道赤ジッコ線と月蔵山北方の林道沿いでそれぞれ領家変成岩類及び非持トナール岩に貫入している。岩脈の規模は幅 6 m のものが 1 例あるのみで、他は 3 m 以下であり、本岩脈は地質図に示していない。岩脈の向きはさまざまで、卓越方向は確認されない。

岩質 暗灰色-灰色の細粒・均質な岩石で、風化したものでは褐色を帯びる。大部分は無斑晶質だが、ときに斜長石の微斑晶を含む。鏡下では、長径 0.5 mm 以下の長柱状斜長石と径 0.3 mm 以下の単斜輝石からなりサブオフィック組織を呈する。このほか、少量の石英(一部は二次鉱物?)・不透明鉱物及び微量の燐灰石を含む。また様々な程度に変質しており、白雲母・緑泥石・方解石などが二次鉱物としてみられる。

花崗閃緑斑岩及び石英斑岩 (F)

分布・産状 茅野市金沢-入笠山-東谷を結ぶ線より東側の秩父帯及び四万十帯に数多く貫入している。岩脈の規模は、幅1mの露頭規模のものから、幅 100 m 以上で延長方向にも 500 m 以上連続するものまでみられる。岩脈の方向は NE-SW と NW-SE 方向のものが、また岩脈の姿勢は急傾斜しているものが卓越する。

岩質 灰白色・塊状だか、いずれも様々な程度に変質しており、石基部分が褐-赤褐色を帯びたり、斜長石斑晶が白濁していたりする。鏡下では、細粒完晶質の石英長石質石基中に、径 0.3-5 mm の斜長石＋石英±カリ長石及び苦鉄質鉱物の斑晶を含む。斜長石斑晶は自形だが、石英は融食されて丸くなった外形のことがある。苦鉄質鉱物はすべて変質して緑泥石と褐色の粘土鉱物に置き換わっているが、その大部分は外形から黒雲母と判断される。斑晶を構成する珪長質鉱物の量比により、斜長石＞石英の花崗閃緑斑岩と石英が大部分を占める石英斑岩に区分した。

VIII. 下部更新統

(中野 俊)

VIII. 1 塩嶺火山岩類 (En)

塩嶺火山岩類(新称)は、松本市東方の美ヶ原周辺から諏訪湖の南にかけて分布する更新世前期の火山岩類の総称である。従来、塩嶺層と呼ばれていた地層(Momose *et al.*, 1959)と同一である。広義の塩嶺火山岩類は、火山体らしい形態をとどめている霧ヶ峰火山(Yamazaki, 1965)を含む。この塩嶺火山岩類は、諏訪圏幅地域を中心に、和田圏幅地域南部・塩尻圏幅地域東部・蓼科山圏幅地域西部・高遠圏幅地域北部にかけて分布しており、その面積は優に 300 km²を超えている。主に安山岩溶岩及び火砕岩からなり、溶岩は板状節理の発達したいわゆる“鉄平石”が特徴的であるとされる。火山岩以外には、高ボツチ山の南(諏訪圏幅地域)に、基盤岩の円礫が卓越した層厚 30 m の四沢砂礫層が火山岩類に覆われて分布することが知られている(小林, 1955)。和田峠の北(諏訪・和田の両圏幅地域)では火山岩中に湖沼堆積物が挟在しており(八丁倉沢層:山崎ほか, 1976)、また、高尾山の南西の尾根(諏訪圏幅地域の南西端)では、淘汰のよい安山岩円礫を主体とする河川礫層が火山岩類に覆われている(沢村・大和, 1953)。

“塩嶺層”の名称はフォッサ・マグナ研究グループ(1958)や Momose (1958)ですでに使われているが、最初に定義されたのは Momose *et al.* (1959)である。本火山岩類に関しては、百瀬寛一による一連の古地磁気の研究(Momose, 1958, 1963; Momose *et al.*, 1959)がある。Momose *et al.* (1959)では、岩石の磁化方位に基づき、“塩嶺層”を下部(逆転西偏磁化)・中部(逆転東偏磁化)・上部(逆転東偏磁化)

第 12 表 塩嶺火山岩類の層序区分

沢村・大和 (1953)	Momose <i>et al.</i> (1959)	諏訪の自然誌・地質編編集委員会 (1975)	
「諏訪」地域	(上部)	塩嶺西山地域	三峰・霧ヶ峰地域
霧ヶ峰火山	塩	上部塩嶺層 高尾山 Hb 安山岩	霧ヶ峰火山岩類 和田峠・鷲ヶ峰火山岩類 三峰火山岩類 美ヶ原火山岩類 新期火山岩類
諏訪湖周辺の火山	嶺 (下部)	下部塩嶺層 横河川 Hyp-Aug 安山岩及び凝灰角礫岩 傘平 Hb-brg Hyp-Aug 安山岩及び凝灰角礫岩 塩尻峠 Hyp-Aug 安山岩及び凝灰角礫岩 有賀峠 O1-brg Hyp-Aug 安山岩及び凝灰角礫岩 成田 Hyp-Aug 安山岩及び凝灰角礫岩 四沢砂礫層	上部火山砕屑岩類 下部火山砕屑岩類 仏岩火山砕屑岩類 古期火山砕屑岩類 八子山ヶ峰類

O1:かんらん石 Hb:角閃石 Hyp:紫蘇輝石 Aug:普通輝石 brg:含有

に区分し、正常東偏磁化の火山岩をさらにその上位に位置づけた。Momose *et al.* (1966) では、正常磁化を示す部分のみを上部、それ以外の逆転磁化を示す部分を下部“塩嶺層”と区分が変更されているが、詳細は公表されていない。塩嶺火山岩類の地質に関する研究は、百瀬らの研究以前には、長野市から諏訪湖の南に及ぶ広範囲の地質図(12万分の1)を解説した本間(1931)、沢村・大和(1953)の5万分の1諏訪図幅、諏訪湖西方から鉢伏山付近にかけて(諏訪図幅地域の西部)調査した小林(1955)がある。その後は、諏訪地方(諏訪郡・諏訪市・岡谷市・茅野市)の地質図(7.5万分の1)を作成した諏訪の自然誌・地質編編集委員会(1975)や、守屋山付近の地質を記載した吉野(1976, 1982)がある。本間(1931, p.236-249)は、諏訪湖周辺の火山岩については、旧火山・新火山(いずれも複輝石安山岩質の火砕岩を主とする)・小火丘(角閃石安山岩)の区分を行った。沢村・大和(1953)は、諏訪湖周辺の火山岩の大部分を、下位の複輝石安山岩火砕岩と上位のかんらん石含有複輝石角閃石安山岩に区分した。諏訪の自然誌・地質編編集委員会(1975)でも同様な区分が行われているが、さらに細分されている(第12表)。

塩嶺火山岩類の放射年代としては、Momose *et al.* (1966)が美ヶ原(和田図幅地域)の安山岩溶岩から1.2-1.6 MaのK-Ar年代値を得ているほか、Kaneoka and Suzuki(1970)が和田峠周辺(諏訪図幅地域)の黒曜岩から0.8-1.3 MaのK-Ar年代及びフィッシュン・トラック年代を求めるなど、いくつかの報

告がなされている (兼岡・小嶋, 1970). 諏訪図幅地域内の南西端 (後述する有賀峠地区), Momose *et al.* (1959) の “下部塩嶺層”, 諏訪の自然誌・地質編編集委員会 (1975) の区分では “成田しそ輝石普通輝石安山岩及び凝灰角れき岩” に属する安山岩溶岩からは, 1.44 ± 0.02 Ma の K-Ar 年代が得られている (内海 茂ほか, 未公表). これまでは, “塩嶺層” の時代は鮮新世後期-更新世前期とされることが多かったが, 本報告では塩嶺火山岩類の噴出時期を更新世前期とする. “塩嶺層” の上部とされる安山岩や黒曜岩の年代値も前期更新世を示すことから, 塩嶺火山岩類の火山活動は数 10 万年程度の間に広範囲で起こったのであろう. 火道や供給岩脈の存在は知られていないが, おそらく複数の噴出中心を持つ火山活動と推定される.

本図幅地域内では, 天竜川左岸から諏訪市視石・真志野峠にかけて, 及び諏訪市高部の南から杖突峠・高遠町松倉にかけての 2 地域に溶岩・火砕岩及び砕屑物が分布している. 前者は, 隣接する諏訪図幅地域南西部の岡谷市街の南から有賀峠にかけて分布が連続しており, 本報告では便宜上, 有賀峠岩体と呼ぶ. また, 後者を杖突峠岩体と呼ぶことにする. そのほか, 本地域南西端, 伊那市南割の天神山に火砕物が分布するが, これも清水 (1962) に従い塩嶺火山岩類に含める.

第 13 表 塩嶺火山岩類の全岩化学組成

No.	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	63.39	62.43	56.10	55.74	57.47	55.44	57.21
TiO ₂	0.74	0.76	0.98	0.98	0.96	0.98	1.00
Al ₂ O ₃	17.26	18.39	17.35	16.82	18.03	17.74	16.86
Fe ₂ O ₃ *	5.78	5.19	8.68	9.08	8.17	8.82	8.57
MnO	0.08	0.10	0.15	0.15	0.14	0.13	0.14
MgO	1.61	1.64	3.58	3.56	3.17	3.26	3.18
CaO	4.97	3.72	7.80	7.37	6.95	7.82	6.71
Na ₂ O	3.35	2.88	3.09	3.00	3.05	3.03	2.92
K ₂ O	3.06	3.75	1.81	1.92	2.11	1.77	2.31
P ₂ O ₅	0.19	0.19	0.24	0.28	0.23	0.26	0.23
total	100.41	99.04	99.78	98.90	100.27	99.24	99.12

Fe₂O₃*: 全鉄を Fe₂O₃ で表す. 蛍光 X 線分析 (地質調査所, PHILIPS 社製 PW1400), 中野 俊分析.

1-5 は有賀峠岩体, 6-7 は杖突峠岩体.

1: R63175/SN87102613, 紫蘇輝石角閃石普通輝石アイサイト. 諏訪市, 真志野峠東の林道沿い (標高 1,160m). 溶岩露頭. 「高遠」地域

2: R63186/SN87102702, 紫蘇輝石普通輝石角閃石アイサイト. 岡谷市, JR 川岸駅の東 - 東南東約 2.3km の林道沿い (標高 1,030m). 溶岩の転石. 「諏訪」地域

3: R63177/SN87102618, 紫蘇輝石普通輝石安山岩. 辰野町, JR 辰野駅の東北東約 2.2km, 上野川の右岸, 道路沿い (標高 820m). 溶岩露頭. 「高遠」地域

4: R63185/SN87102619, 紫蘇輝石普通輝石安山岩. 岡谷市, JR 川岸駅の南 - 南南西東約 2.2km の採石場跡 (標高 870m). 溶岩露頭. 「諏訪」地域

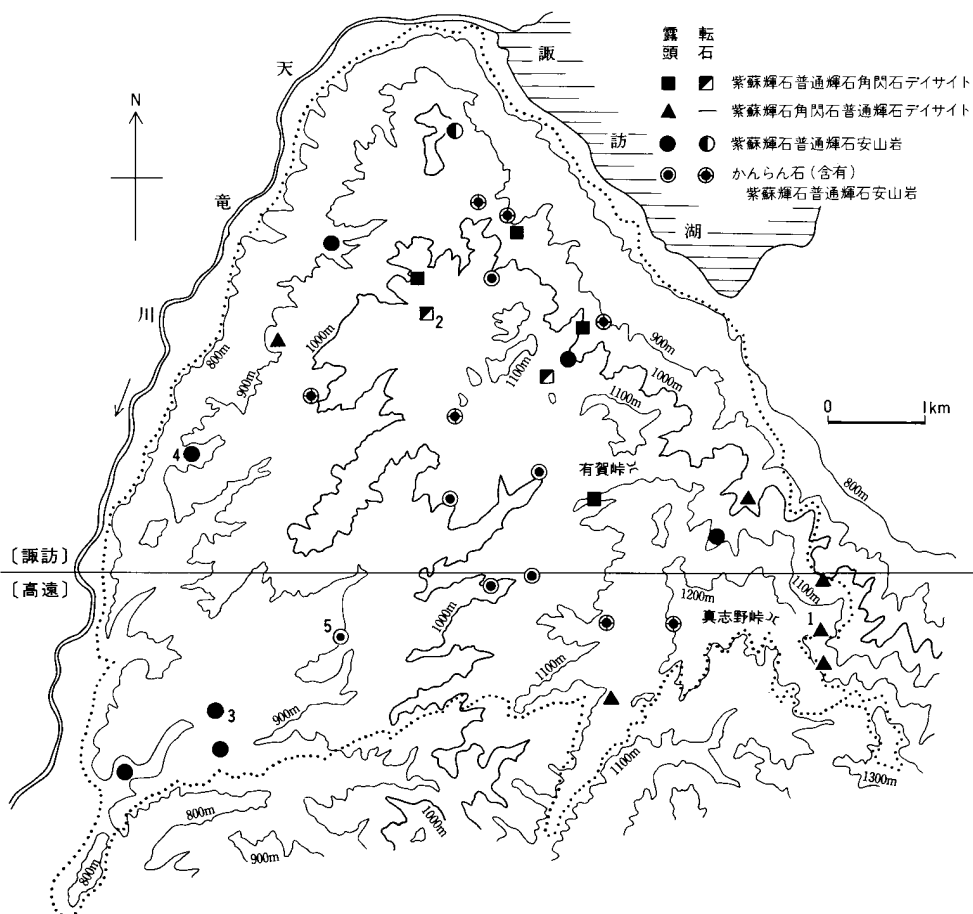
5: R63178/TKT111, 紫蘇輝石かんらん石普通輝石安山岩. 辰野町鴻の田地区の道路沿い (標高 910m). 溶岩露頭. 「高遠」地域

6: R63180/TKT151, 紫蘇輝石普通輝石安山岩. 茅野市, 杖突峠の北 - 北北東約 1.2km の林道沿い (標高 1,050m). 溶岩露頭. 「高遠」地域

7: R63182/TKT167, 紫蘇輝石普通輝石安山岩. 高遠町片倉の北東約 1.2km の林道沿い (標高 1,170m). 溶岩露頭. 「高遠」地域

第 14 表 塩嶺火山岩類の斑晶モード組成

No.	1	2	3	5	7
斑晶 (vol.%)					
斜長石	19.2	21.2	26.4	26.1	26.6
かんらん石	—	—	—	0.8	—
普通輝石	3.3	1.5	7.6	3.2	8.6
紫蘇輝石	1.3	0.7	1.1	0.5	1.1
角閃石	1.9	4.8	—	—	—
FeTi酸化物	1.2	1.2	1.2	1.0	2.2
石基	73.1	70.6	63.7	68.4	61.5



第 59 図 塩嶺火山岩類有賀峠岩体の岩質分布

有賀峠岩体では安山岩-デイサイトの 4 種類の岩質が識別できるが、それらの上下関係は明らかではない。
1-5 は化学分析を行った試料 (第 13 表)

本地域の塩嶺火山岩類は、露出状況が悪いため溶岩であるのか火砕岩であるのか区別し難いことが多く、また鍵層として有効な地層が見いだせないために、地質図上での岩相区分が困難である。したがって、本報告の地質図では、露頭及び転石で塩嶺火山岩類を構成する岩石を確認した範囲を一括して塩嶺層火山岩類として表現する。火山岩は、斜長石斑晶に富む安山岩及びデイサイトであり、ほとんど変質を受けていない。主な試料の全岩化学組成を第13表に、斑晶モード組成を第14表に示した。

有賀峠岩体：傾家変成岩類及び守屋層を不整合に覆い、安山岩-デイサイト溶岩・火砕岩及び碎屑物が分布する。層厚の確認できる露頭はないが、200m以上と推定される。諏訪の自然誌・地質編編集委員会(1975)では、岩質に基づいて有賀峠地区の塩嶺火山岩類を、下位より①成田しそ輝石普通輝石安山岩及び凝灰角れき岩、②有賀峠かんらん石含有しそ輝石普通輝石安山岩及び凝灰角れき岩、③傘平角閃石含有しそ輝石普通輝石安山岩及び凝灰角れき岩に区分している。これは、本間(1931, p.236-249)の区分(旧火山・新火山・小火丘)とは一致しない。また、第59図に鏡下で観察した火山岩の岩質の分布を示すが、諏訪の自然誌・地質編編集委員会(1975)の地質図の区分とは大きく異なっている。

溶岩の典型的な露頭は、本図幅地域内では上野川-鴻の田川沿い及び真志野峠東の林道沿いで見られる。上野川の下流域では、板状節理が発達した1枚の溶岩で、確認できる最大層厚は約15mである。柱状節理や不規則な節理が発達することがある。岩質は紫蘇輝石普通輝石安山岩で、かんらん石斑晶を含むことがある。真志野峠東の林道では、板状節理または不規則な節理が発達した1枚の溶岩で、最大層厚は30m以上と推定される。岩質は紫蘇輝石角閃石普通輝石デイサイトである。諏訪図幅地域内では、諏訪レイクヒルゴルフ場の南西で層厚40m以上の1枚の溶岩(紫蘇輝石普通輝石安山岩)を採石しており(塚原石産興業)、一部に柱状節理が発達しているが、板状節理はあまり発達しない。また、諏訪盆地に面する北西傾斜の斜面では多様な岩質の溶岩が分布しているが(第59図)、フローユニットの境界や層序関係は確認できていない。このうち、紫蘇輝石普通輝石角閃石デイサイトは流理構造が発達する特徴を持つ。諏訪ゴルフ場の北の露頭では顕著なユータキシティック組織が発達しており、このデイサイトは溶結火砕岩起源の可能性がある。

火砕岩・碎屑物の典型的な露頭は、本図幅地域内では辰野町赤羽の北(豊南女子短期大学の南)で見られる(第60図)。そこでは、全層厚10m程度の礫層と砂層からなる互層で、シルト層や軽石質凝灰岩が挟まれており、西に約15°傾斜している。礫層は径50cm以下の安山岩円礫ないし亜円礫に富み、頁岩礫も含む。基質は中粒砂-シルトからなり、膠結度はややよい。砂層は中礫混じりの細礫-中粒砂からなり、平行葉理が発達している。最下部には、基盤に由来する頁岩礫主体の礫層が露出している。碎屑物の最大層厚はおそらく20m以上と推定される。この南西の荒神山(伊那図幅地域)には、玉ねぎ状に風化した安山岩礫に富む層厚5m以上の火砕物が露出しているが、清水(1962)により荒神山火砕岩層と呼ばれている。諏訪図幅地域では、諏訪レイクヒルゴルフ場南西の採石場入口付近において、全層厚約10mの火砕岩が露出しているが、安山岩溶岩の下位に位置すると推定される。径50cm以下の安山岩角礫-亜角礫を主体とし、中粒-細粒砂を基質とする凝灰角礫岩が成層し、淘汰のよい軽石層やシルト層を挟んでいる。東に約10°傾斜しており、小断層が見られることがある。

杖突峠岩体：非持トナル岩・三波川変成岩類及び守屋層を不整合に覆い、安山岩溶岩及び碎屑物が分布する。層厚の確認できる露頭はないが、100m以上と推定される。この地区の塩嶺火山岩類は、吉野



第 60 図 塩嶺火山岩類の成層した碎屑物
西に約 15° 傾斜する砂礫層. 露頭の高さ約 5m. 辰野町赤羽 (豊南女子短期大学の南方)



第 61 図 塩嶺火山岩類の安山岩溶岩
杖突峠岩体の安山岩溶岩に発達する板状節理. 高遠町, 杖突峠の南西約 500m

(1976, 1982)により下部層と上部層に区分され、全層厚は300-400 mとされている。このうち下部層は、かんらん石複輝石安山岩及び複輝石安山岩溶岩が挟在する成層した火砕岩が卓越する地層で、水中堆積を示す砂・シルト層を挟み、また上部層は2枚の複輝石安山岩溶岩とその間の塊状の火砕岩からなるとされている。吉野(1976)は、下馬沢川の右岸の林道沿いで、守屋層と塩嶺火山岩類の間の断層(中央構造線)を記載している。また、杖突峠東方の道路沿いでは、三波川結晶片岩類と塩嶺火山岩類の間の断層(糸魚川静岡構造線の一部)も記載されているが(諏訪の自然誌・地質編編集委員会, 1975)、いずれも露頭が失われており確認できなかった。

溶岩の典型的な露頭は、杖突峠の南西500 m付近の林道沿い(第61図)、高遠町古屋敷南東の道路沿い、同片倉の北東-東の林道沿いなどで見られる。板状節理が発達することが多く、露頭での層厚はいずれも10 m以下である。いずれも紫蘇輝石普通輝石安山岩で、ごくまれに角閃石やかんらん石斑晶を含むことがある。

火砕物・砕屑物の典型的な露頭は、下馬沢川の林道沿いで見ることができる。安山岩礫を主体とし、細礫ないしシルトを基質としており、淘汰が悪く、平行葉理の発達した軟弱な砂層やシルト層が挟まれることがある。露頭での層厚は5 mを超えない。守屋層に由来する火山岩礫を含むことがある。また、高遠町御堂垣外の南東の尾根では、層厚10 m以下の火砕物が分布している。最大径60 cm、多くは10 cm以下の安山岩礫を含み、粗粒-中粒砂を基質としており、膠結度はややよい。結晶片岩の礫を含むことがある。

天神山：伊那市天神山には、高遠花崗岩を不整合に覆う火砕物が分布する。清水(1962)により、天神山火砕岩層と呼ばれている。露頭で確認できる層厚は約5 mであるが、天神山の比高から判断して全層厚は30 m近くに達すると推定される。天神山の南側の露頭では、径1 m以下、多くは50 cm以下の火山岩角礫-亜円礫が卓越するが、頁岩・結晶片岩・花崗岩の礫も含まれている。基質は砂-シルトで、風化が著しい。円磨された基盤岩の礫が濃集していることがある。清水(1962)によると、火山岩礫の岩質はかんらん石または角閃石斑晶を含有する複輝石安山岩である。

VIII.2 神宮寺安山岩 (Ja)

本図幅地域北部、諏訪市神宮寺に分布する玄武岩質の安山岩である。本安山岩は、守屋層緑色凝灰岩を貫く玄武岩貫入岩とされ、また活動時期は塩嶺火山岩類の活動時期に重なるとされており(諏訪の自然誌・地質編編集委員会, 1975, p.184)、本報告でもこれに従い更新世前期とする。

本安山岩は、東西450 m、南北250 mの楕円形の分布を示し、地形的には溶岩台地状の平坦面を形成している。平坦面の北側斜面には本安山岩を採石した跡があり、幅100 m近くにわたって好露出が見られる。露頭で確認できる最大層厚は約10 mであり、一部にほぼ直立した板状の節理が発達している。守屋層との直接の関係は確認できず、貫入岩体であるのか噴出した溶岩であるのかは確認できないが、分布の南限の林道沿いでは、酸化したクリンカー状の凝灰角礫岩がわずかに露出していることから、平坦な地形的特徴が削削によるものでないとする、本安山岩は噴出した溶岩である可能性が高いと考えられる。

第 15 表 神宮寺安山岩の全岩化学組成

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ *	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	total
56.42	0.85	16.81	7.62	0.11	5.47	7.93	3.53	0.57	0.15	99.47

Fe₂O₃*: 全鉄を Fe₂O₃ で表す. 蛍光 X 線分析 (地質調査所, PHILIPS 社製 PW1400), 中野 俊分析.
R63172/SN86111113, 普通輝石かんらん石安山岩. 諏訪市神宮寺, 採石場跡 (標高 810m).

本安山岩は、灰白色を呈する普通輝石かんらん石安山岩である。全岩化学組成を第15表に示す。斑晶として径 5 mm 以下のかんらん石 (2%)・普通輝石 (1%)・斜長石 (微量)・鉄チタン酸化物 (微量) を含むが、肉眼的には緻密で無斑晶質である。

IX. 中部更新統一完新統

(中野 俊・吉岡敏和)

IX. 1 韮崎岩屑なだれ堆積物 (Nd)

八ヶ岳火山の大規模な山体崩壊によりもたらされた更新世中期の堆積物である。八ヶ岳南部の権現岳付近 (標高 2,715 m, J R 富士見駅の東北東約 15 km, 東隣の八ヶ岳図幅地域内) が崩壊源とされており、そこでは古期八ヶ岳火山噴出物の中に著しい不整合面が観察される (河内ほか, 1992)。八ヶ岳図幅 (河内, 1977) では韮崎泥流堆積物と呼ばれていた。本堆積物は、東隣の八ヶ岳図幅地域及び南東隣の韮崎図幅地域に広く分布しており、最大層厚 200 m 以上、最大流走距離 40 km 以上、体積約 9 km³ に達し、日本では最大規模の山体崩壊堆積物である (甲府盆地第四紀研究グループ, 1969)。本図幅地域では、この堆積物のごく一部、西端が分布するにすぎない。本堆積物では、流動・堆積の様式や流れ山の成因に関する研究が古くから行われてきている (三村, 1985)。それに伴い名称も、泥流 (Mason and Foster, 1956 など)、火砕流 (甲府盆地第四紀研究グループ, 1969 など)、岩屑流 (三村ほか, 1982 など)、岩屑なだれ (河内ほか, 1992 など) が使われてきたが、本報告では三村 (1985) の提言に従い岩屑なだれを用いる。

本図幅地域内では、富士見市街付近から釜無川左岸 (釜無付近) にかけて分布が認められる。釜無川左岸では秩父帯堆積岩類を不整合に覆い、程久保川以北では段丘礫層 (八ヶ岳火山の火山麓扇状地堆積物を含む) に覆われる。本地域内での最大層厚は武智川下流域で 100 m 近くに達する。

程久保川より北の分布域には流れ山地形が認められる。直径 250 m 以下、比高 30 m 以下の流れ山があり、これらの流れ山を取り囲む平坦面はすべて段丘礫層の堆積面となっている。富士見町木間の東には、長さ 1.5 km、幅 0.5 km の北西-南東方向に伸長した比高約 60 m の丘陵があり、岩屑なだれ堆積物で構成されているが、この丘陵の南西縁に沿って活断層が走っており、堆積時の原地形としての流れ山であるかどうかは疑わしい。また、その北西に、明らかに活断層による変位を受けた、やはり北西-南東方向に伸長した比高 20-40 m の 2 つの丘陵地形がある(松目の北及び東)。これらは、丘陵内部の構成物は確認できないが、少なくとも地表面は河川礫層に覆われている。同様に、原の茶屋-塚平の丘陵地形も、岩屑なだれ堆積物の露出が南東端のみに限られ、やはり段丘礫層が広く厚く覆っている。これらのことから、これらの丘陵の大部分は河川礫層で構成されており、流れ山地形ではなく、断層による変位地形であると推定される。

本堆積物は、主に安山岩質の溶岩岩塊や凝灰角礫岩・火山角礫岩からなる岩塊相と、溶岩岩片のほか基盤岩の礫や河川礫を含む泥流状の見かけを呈する淘汰の悪い基質相からなる。岩塊相は、富士見町瀬沢から先能にかけての立場川右岸の細長い段丘状の地形を呈する丘陵により露出が見られる。この丘陵の西斜面には、不規則な節理が発達する厚さ 15 m 以上の溶岩露頭がある(第 62 図)。ここでは岩塊相に特有のジグソー割れ目の発達はあまり顕著ではない。このような巨大な溶岩岩塊の露頭は、武智川や程久保川沿いでも観察できるが、それぞれ岩質が異なっている。基質相は、径 1 m 以下、多くは 10 cm 以下の安山岩礫のほか、基盤に由来する礫を含むことがあり、これらの間を中粒砂-シルトサイズの細粒物が埋めており、ところにより膠結度がやや良い(第 63 図)。

釜無川、標高 900 m 付近の左岸の採石場の上部では、破碎し、節理・割れ目に沿ってほぐれかけた溶岩岩塊や凝灰角礫岩の 2 m 大のブロックのほか、河川礫層のブロックが基質相の中に認められる。これらは岩屑なだれ堆積物に特徴的な岩塊相である。この採石場の上部では、層厚 20 m 以上の角礫層が岩屑なだれ堆積物を覆っている。角礫層には弱い水平の層理が認められる。角礫(-亜角礫)は基盤の堆積岩に由来する中礫であり、安山岩礫は含まれない。基質は細礫を含む泥質物であり、膠結度は低い。この角礫層は岩屑なだれの堆積後の崖錐または斜面崩壊の堆積物であろう。地質図では本岩屑なだれ堆積物に含めてある。

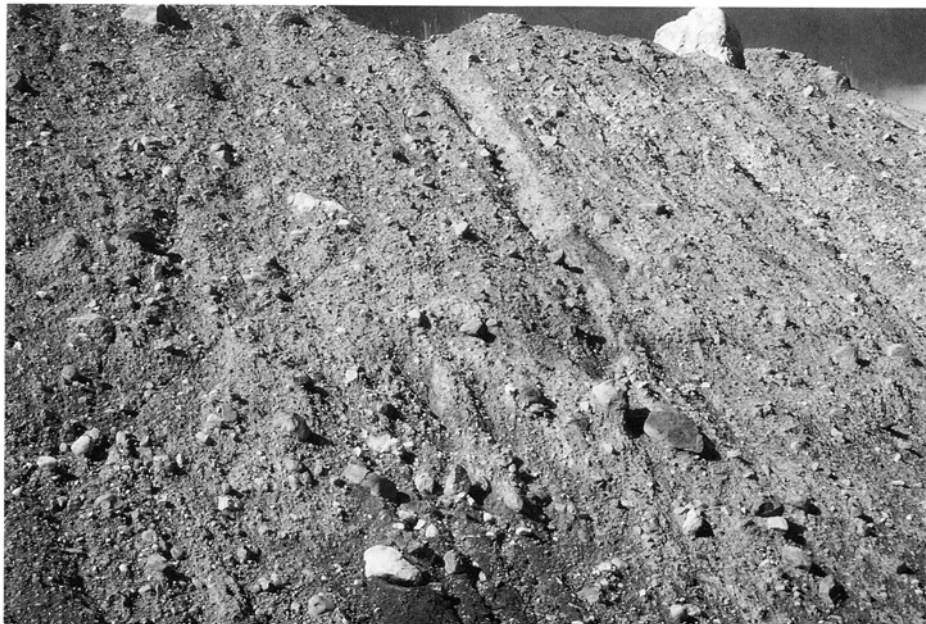
釜無川沿い、大萱の東に位置する採石場跡の上部では、岩屑なだれ堆積物の上位を円礫層が覆っている。径 50 cm 以下の花崗岩質岩や結晶片岩などの基盤岩の円礫-亜円礫からなり、安山岩礫は含まれない。花崗岩礫はほとんどマサ化している。基質は細礫を含む中粒-粗粒砂からなり、膠結度は低い。最大層厚は約 20 m と推定される。この円礫層は岩屑なだれ堆積後の河川の堆積物であろう。地質図では本岩屑なだれ堆積物に含めてある。

武智川、標高 840-850 m の左岸では、岩屑なだれ堆積物の下位に層厚 10 m 以上の円礫層が露出する。礫は基盤に由来する径 50 cm 以下の円礫-亜円礫で、安山岩礫は含まれない。ほぼ水平に、未固結の中粒-粗粒砂層を挟むことがある。この円礫層は岩屑なだれの堆積以前の河川堆積物であるが、分布が狭小であるので地質図には示していない。礫の覆瓦構造は、河川の流向が北西→南東であったことを示している。

武智川、標高 870 m 地点の右岸には、層理面がほぼ垂直に立った火砕物が露出する。火砕物は、最大 3 m 大の安山岩礫を含む凝灰角礫岩と安山岩質の細礫-中粒砂層の互層からなり、層理がかなり明瞭であ



第 62 図 葦崎岩屑なだれ堆積物中の岩塊相
厚さ 15m 以上の安山岩溶岩の岩塊相は、あまり破砕・変形を受けておらず、通常の溶岩露頭に見える。富士見町先能



第 63 図 葦崎岩屑なだれ堆積物中の基質相
安山岩礫のほか、基盤に由来する礫も多い。このなかに、径 1-2m 大の岩塊相がしばしば含まれる。露頭の高さ約 10m。富士見町、釜無川左岸の採石場（白谷鉱山）

る。細礫-砂層は淘汰がよく、平行葉理が発達する。全層厚は20 m以上である。この火砕物、特に細礫-砂層は膠結度が低く、容易に崩れるにもかかわらず、岩屑なだれの岩塊相に特徴的に発達する破砕構造が認められない。この火砕物が岩屑なだれ堆積物の一部であるとする、大きな岩塊相の内部として、ほとんど変形を被らずに回転し、定置したと考えればよいだろう。

IX. 2 段丘堆積物

本図幅地域の段丘堆積物は、段丘面の比高や面上にのる降下テフラ層との関係から、高位段丘堆積物、中位 I 段丘堆積物、中位 II 段丘堆積物、低位 I 段丘堆積物、低位 II 段丘堆積物の5つに区分することができる。この区分と従来の段丘区分との対比を第16表に示す。

IX. 2. 1 高位段丘堆積物 (th)

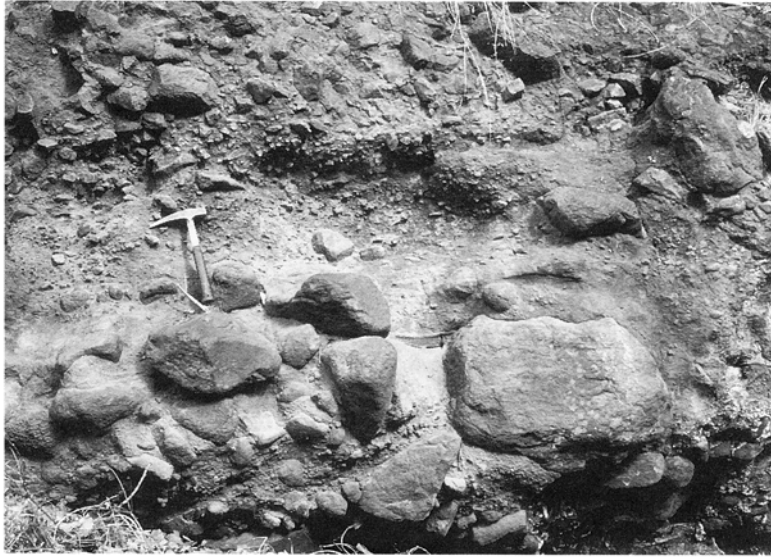
高位段丘堆積物は、八ヶ岳火山山麓に山麓扇状地を形成して広く分布するほか、糸魚川-静岡構造線に沿う小丘上に認められる。八ヶ岳火山山麓に分布する堆積物は、八ヶ岳火山群の安山岩からなる礫層で構成され、堆積物上には古期ローム(小林ほか, 1971)以上の風成火山砕屑物をのせる。礫は亜円礫-亜角礫で、礫径は大部分が50 cm以下でときに1 mを越える。基質は主に安山岩の細礫-極粗粒砂からなり、やや固結している。糸魚川-静岡構造線に沿う小丘上に分布する堆積物は、八ヶ岳火山山麓のものと同様、安山岩の亜角礫で構成される。堆積面は保存されておらず、八ヶ岳火山山麓の山麓扇状地面よりやや高い位置に分布するが、これは糸魚川-静岡構造線活断層系の活動による変形の結果であると考えられる。

IX. 2. 2 中位段丘堆積物 (tm₁, tm₂)

中位段丘堆積物は、本図幅北東部の糸魚川-静岡構造線沿いや上川などの河川に沿った地域と、本図幅

第16表 本図幅地域の段丘対比表

伊那谷地域 SHIMIZU (1972)	糸魚川-静岡構造線沿いの地域			本報告	テフラ層との関係
	澤 (1985)	藤森 (1991)	下川ほか (1995)		
Kinoshita terrace-3 KS-3	VII	V	低位段丘2	低位II段丘	
Kinoshita terrace-2 KS-2					
Kinoshita terrace-1 KS-1					
Minamidono terrace MD	VI	IV	低位段丘1	低位I段丘	
Mikoshiba terrace-2 MK-2					
Mikoshiba terrace-1 MK-1	V	III	中位段丘2	中位II段丘	Pm-IVをのせる
Yokoyama terrace YK	IV				
Oizumi terrace OZ	III	II	中位段丘1	中位I段丘	Pm-Iをのせる
	II	I	高位段丘	高位段丘	
	I				韭崎岩屑なだれ堆積面



第 64 図 中位Ⅱ段丘堆積物の礫層 茅野市大泉山東方の柳川沿い

地域西部の天竜川流域に分かれて分布する。中位段丘堆積物は、段丘面の高さや面上にのるテフラ層との関係から、中位Ⅰ段丘堆積物 (tm₁) 及び中位Ⅱ段丘堆積物 (tm₂) に細分される。テフラ層との関係は、中位Ⅰ段丘堆積物が Pm-I 軽石層 (小林ほか, 1971) 以上のテフラ層をのせ、中位Ⅱ段丘堆積物は Pm-IV テフラ層 (小林ほか, 1971) 以上のテフラ層をのせる。

糸魚川-静岡構造線沿いでは、入笠山山麓の扇状地として分布し、糸魚川-静岡構造線活断層系によって変位を受けている。茅野市大泉山東方の柳川沿いには、中位Ⅱ下段丘堆積物の好露出がある (第 64 図)。礫は高位段丘堆積物と同様に、安山岩の亜円礫-亜角礫からなり一部に円礫を含む。礫径は多くは 30 cm 以下だがときに 50 cm 以上のものがみられる。基質は暗褐色で主に安山岩の細礫-極粗粒砂からなり、やや固結している。

天竜川流域では、中位Ⅰ段丘堆積物が伊那市六道原で広大な段丘面を形成して分布するほか、中位Ⅱ段丘堆積物が小規模に分布する。このほか、中位段丘堆積物は、高遠町山室付近にも比較的まとまって分布する。本堆積物は、伊那市美簗^{みすず}の東方や同市福与の南東方では、層厚 50 cm から 5m+ の未固結礫層からなり、ときに 30 cm 以下の青灰色泥層を挟む。礫は主に傾家帯の変成岩類及び花崗岩類で、最大径 30cm の亜角礫-亜円礫からなる。基質は石英長石質の細礫-極粗粒砂である。

IX. 2. 3 低位段丘堆積物 (tl₁, tl₂)

低位段丘堆積物は、入笠山の山麓に扇状地として分布するほか、主な河川沿いに断片的に分布し、段丘面の比高から低位Ⅰ段丘堆積物 (tl₁) 及び低位Ⅱ段丘堆積物 (tl₂) に細分される。低位Ⅰ段丘堆積物は厚さ 50 cm 以下の風化火山灰層に覆われるが、低位Ⅱ段丘堆積物上には風化火山灰層は見られない。茅野

市横内付近では、低位 I 段丘が糸魚川-静岡構造線活断層系の茅野断層によって変位している。

IX. 3 崖錐堆積物 (ta)

山地内の谷壁や谷頭部には、主として斜面の崩落や押し出しによる緩斜面が分布する。これらを構成する堆積物を崖錐堆積物とする。崖錐堆積物は不淘汰な角礫からなり、砂・表土・風化火山灰などを基質とする。茅野市宮川の崖錐堆積物が最も分布面積が広く、角礫は主に苦鉄質片岩と超苦鉄質岩からなる。また角礫の大きさは数 10cm 以下で、ときに 1m 近いものがみられる。

IX. 4 沖積層 (a)

本地域の各河川沿いには沖積層が分布する。本地域の沖積層は、茅野市西部の諏訪盆地内を除いて、ほとんどが礫層で構成され、厚さは数 m 以下である。諏訪盆地では、河川成の礫層と湖沼成のシルト質層の互層からなり、本地域北端の茅野断層沿いでは、地表付近約 20m は腐食質層からなる(藤森, 1991)。

IX. 5 湿原堆積物 (s)

入笠山の山頂付近の平坦面上には、山頂南方の大阿原湿原や同北方 1 km の入笠湿原など、小規模な中間-高層湿原がみられる。これらの湿原には泥炭質の堆積物が分布しており湿原堆積物として示した。このうち、大阿原湿原については津田(1990)の研究があり、以下これに従い記述する。大阿原湿原は、面積が約 12 ha で、北東から南西に緩く傾斜している。湿原中央部では泥炭質堆積物の厚さは約 3 m で、地表から 0.50-0.60 m と湿原堆積物直下にそれぞれカワゴ平火山灰層 (KgP ; 2,800-2,900 年前) と始丹沢火山灰層 (AT ; 21,000-22,000 年前) を挟んでいる。これら火山灰層の噴出年代と泥炭層の ¹⁴C 年代測定によれば大阿原湿原は約 2 万年前から堆積が始まり、0.07-0.20 mm/年の非常にゆっくりとした速度で堆積している。

IX. 6 降下テフラ層 (地質図では省略)

本地域には、御嶽火山やその他の火山から噴出した降下テフラ層が分布する。御嶽火山起源のテフラ層は、小林ほか(1971)によって古期、中期、新期の各テフラ層に 3 分され、それぞれにいくつかの示標降下テフラ層を挟んでいる。Pm-I 軽石層は、中期テフラ層の下部に挟在する黄白色の軽石層で、本地域の大半に分布する。層厚は、天竜川沿いで約 1 m、糸魚川-静岡構造線沿いで数 cm である。Pm-IV テフラ層は、新期テフラの下部を占め、本地域にはそのうちのスコリア層が分布する。スコリアは赤褐色を呈し、多くの場合ローム層中にパッチ状に挟まれる。これらの示標テフラ層の降下年代は、Pm-I については約 8 万年前(町田・鈴木, 1971)、Pm-IV については約 4 万年前(町田・新井, 1979)と推定されている。

IX. 7 大塩火砕流堆積物（地質図では省略）

八ヶ岳火山に由来する更新世後期の軽石流及びそれに伴う二次的な堆積物であり、河内ほか(1967)により命名された。本堆積物からは、 $24,600 \pm 100$ y.B.P. の ^{14}C 年代が報告されている(河内・北沢, 1967)。河内ほか(1967)によると、本火砕流堆積物は下位の軽石流堆積物と上位の泥流状堆積物から構成され、4枚以上のフローユニットからなり、最大層厚は3 mである。八ヶ岳火山北部(北八ヶ岳)の溶岩ドーム形成期(横岳の初期の活動?)に噴出した火砕流のうち、最上位に位置づけられている。八ヶ岳団体研究グループ(1982, 1988)では本堆積物を北山軽石流堆積物と呼んでいる。八ヶ岳団体研究グループ(1988)の地質図によれば、この軽石流堆積物は諏訪図幅地域の豊平・湖東・北山地区に広く分布する。その上流域(蓼科山図幅地域)では角名川と鳴岩川の谷沿いに分布しており、また河内ほか(1967)でも本堆積物が鳴岩川中流まで分布することが記されているが、この分布形態から判断すると、本堆積物の軽石流が北八ヶ岳の横岳付近から流下したとは考えにくい。

本図幅地域内では、大泉山の東方の柳川の兩岸、特に北側の段丘面を覆って分布し、下位の段丘礫層との間にローム層を挟む。大泉山の東麓(下槻木の西)では、最大層厚2 m以上の非溶結の軽石流堆積物が露出する(第65図)。軽石は発泡がよく最大径40 cmに達し、縞状軽石に富む特徴がある。軽石の岩質は、暗色部・明色部ともに、斜長石斑晶に富む角閃石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩である。石質岩片は



第65図 大塩火砕流堆積物中の軽石流堆積物
非溶結の軽石流堆積物で、ローム層を覆う。発泡の良い縞状軽石に富み、軽石も基質の火山灰も風化が著しい。露頭の高さは約1m。茅野市大泉山東麓

ほとんど認められない。基質はほとんど風化した火山灰で、風化が著しく、膠結度が低い。ところにより上部にほぼ水平な中粒砂層を挟み、上位を層厚 1-2m の淡褐色ローム層が覆っている。

下槻木の東では、淘汰の悪い層厚 3 m 以上の火砕物が露出する。弱い層理が認められることがあり、径 10 cm 以下のガラス光沢のある角礫(斜長石斑晶に富むかんらん石角閃石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩)が卓越する。軽石が濃集した部分(縞状軽石に富む)も見られる。基質は、膠結度の低い細礫混じりの中粒-細粒砂ないしシルトである。これは、河内ほか(1967)の泥流状堆積物に相当する堆積物であろう。

X. 活断層

(吉岡敏和)

本図幅地域内の活断層として、図幅地域北東部を通過して、北西-南東方向に延びる糸魚川-静岡構造線活断層系が認められる。

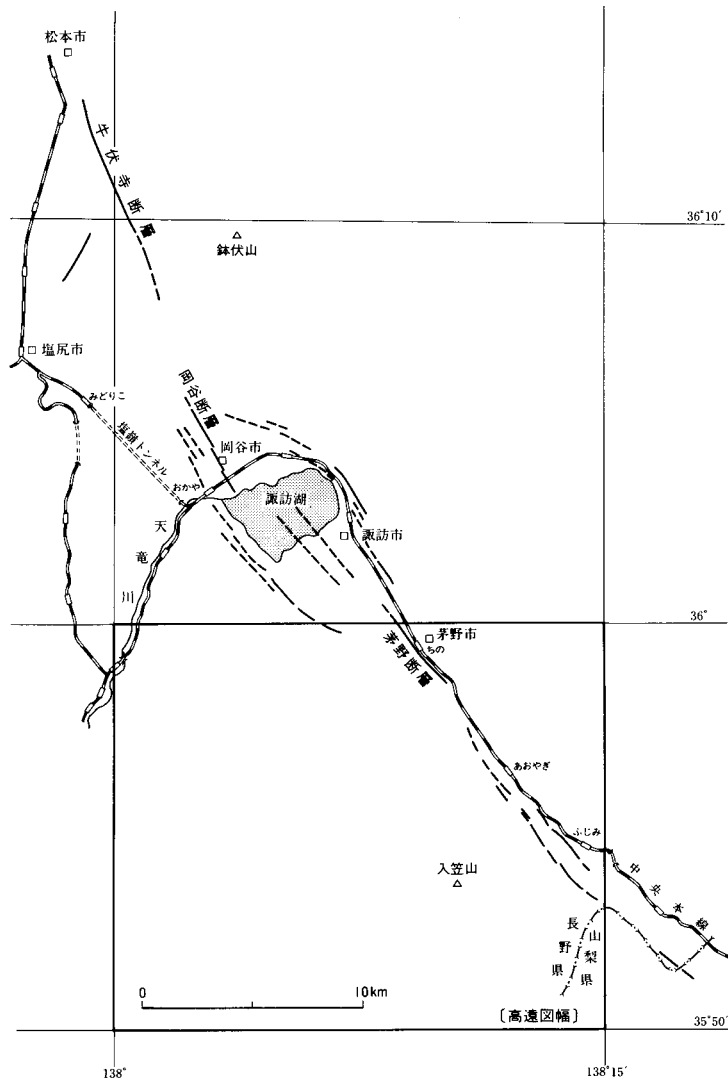
X. 1 糸魚川-静岡構造線活断層系

フォッサマグナの西縁を限る糸魚川-静岡構造線に沿っては、第四紀の後期に繰り返し活動したことが確認されているいくつかの活断層が断続的に分布し、これらは総称して糸魚川-静岡構造線活断層系と呼ばれている(糸静線活断層系発掘調査グループ, 1988)。このうちの中部にあたる長野県松本市から長野県・山梨県境にかけての約 50 km の区間は、北西-南東方向の走向を持ち、左横ずれ成分が卓越する活断層系である。この区間の断層系は、北西から牛伏寺断層、岡谷断層、茅野断層の3つの直線的なトレースを持つ断層と、やや小規模ないくつかの断層で構成される(第 66 図)。この区間の中央部には諏訪盆地が位置し、盆地の両側はこの断層系に属する正断層群で限られている。

X. 1. 1 断層変位地形

この断層系の地形的な特徴の1つは、諏訪盆地縁部以外では顕著な断層崖を伴わないことで、この区間の断層系がほとんど系統的な垂直成分を持たないことを示している。部分的に認められる垂直変位は、断層トレースの不連続に伴って局所的に隆起・沈降が生じたことによる。以下に、断層系に沿って見られる断層変位地形を北西から順に記載する。

松本市の中心部から南南東に向かってほぼ直線的に延びる断層は牛伏寺断層と呼ばれ、断層線に沿っては左横ずれを示す変位地形が見られる(Nakata and Chida, 1974 ; Ikeda and Yonekura, 1986)。断層は山麓線に斜交ながら、扇状地上に直線的な小地溝状の地形や小丘を形成し、また、扇状地を開析



第 66 図 高遠図幅地域周辺における糸魚川-静岡構造線活断層系
断層線は下川ほか(1995)を一部改変

する河谷に横ずれ変位を与えている。Ikeda and Yonekura (1986)はこの横ずれ地形から $8.6 \pm 1.0\text{m}/10^3$ 年の平均変位速度を、奥村ほか (1987) は $1.9\text{-}9.6\text{m}/10^3$ 年の平均変位速度を求めた。牛伏寺断層の南東延長は、山地内で不明瞭となるが、谷地形や緩斜面に変位を与えている可能性がある(吉岡, 1992)。

諏訪湖北西の岡谷市付近では、岡谷断層が諏訪盆地内の扇状地上をほぼ直線状に延びる。断層を挟んでの上下変位はほとんど認められないが、断層線に沿って扇状地上に長径 100-200 m, 比高約 10 m の楕円形をした数個の小丘が認められる。これらの小丘は断層線の屈曲または不連続によるものと考えられる。

諏訪盆地の東西両縁部では、いくつかの正断層が低位段丘に相当する扇状地を変位させているが(藤森, 1991; 安田ほか, 1989), 横ずれ変位地形は認められない。

諏訪湖の南側にあたる本図幅地域内では、茅野市市街地を通過して、茅野断層がほぼ直線状に延びている。茅野市横内付近では、低位Ⅰ段丘面を変位させている比高約10mの低断層崖が認められる。藤森(1991)は、崖の低下側に埋没する地形面を隆起側の段丘面に対比し、25-26mの垂直変位量を求めた。また、この南東に位置する茅野市坂室付近では、中位Ⅱ段丘及び低位Ⅰ段丘が左横ずれ変位を受けている地形が見られる。東郷(1987)はこの地形から3-5m/10³年の平均変位速度を求めたが、藤森(1991)は段丘面の年代と対比を再検討し約8-10m/10³年の平均変位速度を求めている。

茅野断層の直線的なトレースは、茅野市坂室付近より南東へは連続せず、茅野市金沢付近から富士見町にかけての地域では、断層線は屈曲しながら入笠山の山麓に沿って延びる。主な断層トレースは、扇状地上と扇状地末端の谷底部の2本に分けることができる。扇状地上には、長径100m-1.5kmの小丘が北西-南東方向に連続して分布し、断層はその西縁に沿うように断続的に認められる。澤(1985)は、この地域の地形面を詳細に記載し、これらの小丘の成因を短く雁行した高角度の逆断層が左横ずれしたためと考えた。

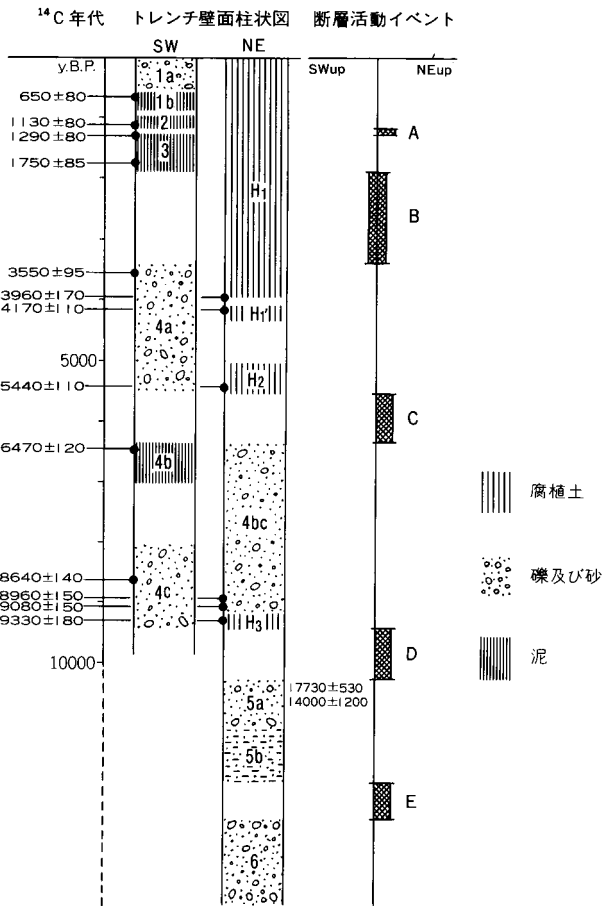
X. 1. 2 トレンチ発掘調査

活断層の過去の活動から地震の発生時期や発生間隔を知るためには、トレンチ発掘調査を行って断層が活動した年代を直接求めることが有効である。糸魚川-静岡構造線活断層系では、現在までに以下のようなトレンチ発掘調査が行われている。

松本市並柳地区(松本図幅地域): 松本市南東の並柳地区では、1988年及び1990年の2回にわたって糸魚川-静岡構造線牛伏寺断層のトレンチ発掘調査が行われた(奥村ほか, 1994)。トレンチはいずれも低断層崖を横切って掘削され、それぞれの壁面では逆断層成分を持つ高角断層が観察された。奥村ほか(1994)は、トレンチ壁面の観察から、少なくとも過去3回の断層活動イベントを検出し、最終活動イベントは歴史記録にある西暦841年の信濃国地震に対比されると考えた。また、過去3回のイベントの再来間隔を111-1236年(平均515-840年)と推定した。

岡谷市中島A遺跡(諏訪図幅地域): 岡谷市今井の中島A遺跡地では、1983年及び1984年に長野自動車道岡谷インターチェンジ建設に伴い、糸魚川-静岡構造線岡谷断層のトレンチ発掘調査が行われた(東郷・今泉, 1988, 1989)。トレンチは、1983年には断層を横切って4本が平行に、1984年には断層を横切る3本とそれをつなぐ1本が、それぞれ掘削された。トレンチ壁面では、数本に枝分かれした断層が局所的な凹地を形成しているのが観察された。この調査の結果、この地点では過去1万数千年間に少なくとも5回の断層活動イベントがあったことが確認され、最終イベントは2,200-2,300年前もしくはそれ以降にあったと推定された。

茅野市金沢地区(高遠図幅地域): 茅野市金沢では、扇状地上に並ぶ小丘の1つ(天狗山)の南端で、1983年にトレンチが掘削された(糸静線活断層系発掘調査グループ, 1988)。断層は、トレンチの両側の壁面にほぼ垂直に出現した。断層の両側の地層はいずれも断層に向かって撓み下がるように変形し、この断層が横ずれ変位主体であることを示している。このトレンチからは、少なくとも5回の断層活動イベン



トが検出され、それらの再来周期は 4,000-5,000 年と見積もられた (第 67 図)。また、最終イベントは約 1,200 年前と推定され、西暦 841 年の信濃国地震に対比されることが推定された。

富士見町若宮地区 (高遠図幅地域) : 茅野市金沢における調査と同時に、富士見町若宮では、小丘(中山)の西縁を横切るようにトレンチ発掘調査が行われた (糸静線活断層系発掘調査グループ, 1988)。このトレンチからは、過去の地震活動の年代を示す具体的なデータは得られなかったが、丘の縁辺を限る数本の逆断層が確認された。

以上のトレンチ調査の結果から、糸魚川-静岡構造線活断層系中部において発生した最後の地震は、西暦 841 年の信濃国地震である可能性が高く、この地震の際に少なくとも松本市南東部から茅野市南部までの断層系が活動したものと考えられる。そして、この地震以降は、トレンチ調査の結果からも、また文献記録からも糸魚川-静岡構造線活断層系の活動は確認されていない。一方、地震の再来間隔は、牛伏

寺断層で 111-1236 年 (平均 515-840 年), 茅野市金沢地区のトレンチ調査からは 4,000-5,000 年と見積もられており, 牛伏寺断層では最終地震からの経過時間が, すでに再来間隔の最も大きな推定値とほぼ等しくなっている (奥村ほか, 1994). しかし, トレンチ地点によって地震の再来間隔の推定値が異なり, また西暦 841 年の地震以降に未知の地震が発生していた可能性もあることから, 今後さらに新たな地点でのトレンチ調査を進める必要がある。

X. 2 その他の活断層

本図幅地域には, 糸魚川-静岡構造線活断層系以外に活断層と推定される断層は認められない。活断層研究会(1991)は, 中央構造線に沿って及びその東側に平行に活断層の疑いのあるリニアメントを示しているが, リニアメント上には第四紀の断層活動を示す変位地形は認められず, このリニアメントは古期の断層に伴う差別侵食の結果生じたものと考えられる。

XI. 応用地質

(牧本 博)

XI.1 金属及び非金属鉱床

本図幅地域の三波川変成岩類中の層状含銅硫化鉄鉱床と超苦鉄質岩類及びその風化表土を対象にかつて以下の鉱山で採鉱されたが, 埋蔵量が少なく品位も低いことからいずれも廃鉱となっている。各鉱山から産出した鉱種は以下の通りである。

静香鉱山 (茅野市宮川) : 磁硫鉄鉱・黄銅鉱・黄鉄鉱・コバルト鉱・珪孔雀石・ニッケル鉱

金沢鉱山 (茅野市金沢) : 金・磁硫鉄鉱・方鉛鉱・磁鉄鉱・孔雀石・珪孔雀石・滑石

金沢猿ガ入鉱山 (茅野市金沢) : 黄銅鉱・黄鉄鉱・磁硫鉄鉱・方鉛鉱・磁鉄鉱

宮川神宝鉱山 (茅野市宮川) : ニッケル鉱・蛇紋石・かんらん石

以上諏訪の自然誌・地質編編集委員会(1975)による

金鷄金山 (茅野市金沢峠南方) : 磁硫鉄鉱・硫砒鉄鉱・黄銅鉱・方鉛鉱・自然蒼鉛・テルル蒼鉛

渡邊(1933)による

なお, 肥田(1950)によれば, 宮川鉱山は大正6年には金銀銅鉱の探鉱が行われており, 昭和15年以後ニッケル鉱山として採掘されたが, 昭和20年8月休山している。また, 静香鉱山は, 昭和初年から一時の休山を挟んで, 始めは金を昭和12年には硫化鉄を目的に探鉱された。そして, 昭和18-19年には含

ニッケル鉱を出鉱したが、昭和20年8月休山している。

釜無川左岸の秩父帯東縁部に分布する石灰岩については、通商産業省(国内鉄鉱原料調査：岡野ほか、1967)により品位・鉱量などが調査された。その結果によれば、石灰岩114試料の平均組成は以下の通りであり、一般的に品位は良く、特に西部ではCaO>54%のものが82%以上を占め良質とされている。

CaO	MgO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	P ₂ O ₅	不溶解残差	CO ₂ *
53.37	1.16	0.06	0.08	0.035	1.22	43.54

* CO₂ は CaO, MgO を CaCO₃, MgCO₃ とした時の計算値

この石灰岩を対象とした鉱山として、富士見町花場の花場鉱山が最も古く、明治初年より採掘が始まっている(諏訪の自然誌・地質編編集委員会、1975)。岡野ほか(1967)によれば、調査当時には同鉱山で3,000 t/年の石灰岩が採掘されていた。このほか、釜無川沿いに白谷鉱山・釜無鉱山があったが、いずれも石灰岩の採掘は中止されており、現在は工事用砂利として採石が行われている。

XI. 2 温泉及び鉱泉

本図幅地域内には、茅野市泉野に河原温泉(河原の湯)及び八岳鉱泉が、また富士見町花場東方に武智鉱泉が知られている。このうち、河原温泉及び八岳鉱泉の水質は以下の通りである(茅野市編、1986)。

	水温 ℃	pH	蒸発残 岩 mg/l	SiO ₂ mg/l	Na ⁺ mg/l	K ⁺ mg/l	Mg ²⁺ mg/l	Ca ²⁺ mg/l	ΣFe mg/l	Al ³⁺ mg/l	Mn ³⁺ mg/l	F ⁻ mg/l	Cl ⁻ mg/l	SO ₄ ²⁻ mg/l
八岳鉱泉	16.0	7.0	117	62.8	5.27	2.27	2.74	6.4	0.04	0.04	0.01	0.13	1.8	10.6
河原温泉	26.5	6.5	245	81.5	48.4	3.52	5.23	8.8	0.46	0.05	0.04	0.92	8.9	47.1

また、武智鉱泉は、温度14℃、主成分はCaで、泉源は富士見町花場の石灰岩層中である(諏訪の自然誌・地質編編集委員会、1975)。

XI. 3 遺跡

茅野市から富士見町に至る八ヶ岳南西麓の火山麓扇状地上には旧石器時代及び縄文時代早期-後期の遺跡が分布しており、特に縄文時代中期のものが多く見出されている(中村・八ヶ岳人類考古グループ、1988)。このうち、原村西端部の中央自動車道に沿う阿久遺跡は、面積約5.6万m²の縄文時代前期を中心とした大規模集落跡であり数多くの新遺構が見出されている。本遺跡は、中央自動車道の工事に先立って1975-1978年に発掘され、1979年には国史跡に指定された。そして、遺構を埋め戻した上に同自動車道を通すことで保存されている。

また、守屋山北方の諏訪市大熊南西約500mの諏訪図幅地域との境界部には、荒神山遺跡がみられる。本遺跡は、扇状地上に位置する縄文時代から中世までの住居跡であり、昭和48-50年に実施された同

じく中央自動車道建設に伴う発掘により縄文時代中期の住居跡を変位させている活断層が見出されている(松島・伴, 1979).

文 献

- 赤石山地地質研究グループ(1961) 赤石山地東麓における糸魚川-静岡構造線について(予報). 地球科学, no. 54, p. 40-45.
- Blow, W. H. (1969) Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In Bronnimann, P. and Rentz, H. H. eds., *Inter. Conf. Planktonic Microfossils, 1st, Geneva (1967)*, Proc., vol.1, p. 199-422.
- Bouma, A. H. (1972) Fossil contourites in lower Niesen flysch, Switzerland. *Jour. Sedim. Petrol.*, vol.42, p. 917-921.
- 茅野市編(1986) 茅野市史 別巻 自然, 茅野市, 466p.
- Dallmeyer, R. D. and Takasu, A. (1991) Middle Paleocene terrane juxtaposition along the Median Tectonic Line, southwest Japan: evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral ages. *Tectonophysics*, vol. 200, p. 281-297.
- Faure, M., Iwasaki, M., Ichikawa, K. and Yao, A. (1991) The significance of Upper Jurassic radiolarians in high pressure metamorphic rocks of SW Japan. *Jour. Southeast Asian Earth Science*, vol. 6, p. 131-136.
- フォッサ・マグナ研究グループ (1958) フォッサ・マグナの構造的意義. 地球科学, no. 37, p. 29-33.
- 藤森孝俊(1991) 活断層からみたブルアバートベイズンとしての諏訪盆地の形成. 地理評, vol. 64, p. 665-696.
- Fujimoto (Huzimoto), H. (1939) Radiolarian remains discovered in a crystalline schist of the Sambagawa System. *Proc. Japan Acad.*, vol. 14, p. 252-254.
- and Yamada, J. (1949) Discovery of a Crinoid-limestone in a crystalline schist of the Nagatoro system of the Kwanto Mountainland. *Proc. Japan Acad.*, vol. 25, p. 175-178.
- Guidi, A., Charvet, J. and Sato, T. (1984) Finding of granitic olistoliths and pre-Cretaceous radiolarians in the northwestern Kanto Mountains, Gunma Prefecture, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 90, p. 853-856.
- 原 郁夫・山田哲雄・横山俊治・有田正志・平賀祐三(1977) 領家南縁剪断帯の研究-中央構造線発生時の運動像-. 地球科学, vol. 31, p. 204-217.
- 原山 智・小井土由光・石沢一吉・仲井 豊・沓掛俊夫(1985) 中部地方における白亜紀~古第三紀火成活動の変遷. 地球科学, vol. 39, p. 345-357.
- Hashimoto, M. (1957) On the basic plutonic rocks of Miwa and Inasato district, Nagano Prefecture, central Japan. *Bull. Nat. Sci. Mus.*, vol. 3, p. 137-155.
- 橋本光男(1960) 長野県上伊那郡長谷村地方の変成岩. 国立科博研報, vol. 5, p. 104-115.

- Hayama, Y. (1959) The Ryoke granitic rocks in Komagane district, Nagano Pref., Japan. *Jour. Agricul. Sci., Tokyo Nogyo Daigaku*, vol. 5, p. 1-35.
- (1960) Geology of the Ryoke metamorphic belt in the Komagane district, Nagano Pref., Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 66, p. 87-101.
- (1962) Metasomatic transfer of potassium and aluminum in the Ryoke regional metamorphism of the Komagane district, Nagano Pref., central Japan. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 33, p. 79-86.
- (1964 a) Progressive metamorphism of pelitic and psammitic rocks in the Komagane district, Nagano Pref., central Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo*, sec. II, vol. 15, p. 321-369.
- (1964 b) Progressive metamorphism of basic rocks of the Ryoke metamorphic belt in the Komagane district, Nagano Pref., central Japan. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 35, p. 193-204.
- (1981) Depth of metamorphism and granite emplacement in the Ryoke belt. In Hara, I. ed., *Tectonics of Paired Metamorphic Belts*, p. 73-76.
- 端山好和・山田哲雄(1973) 領家深成作用と鹿塩時階の中央構造線. 杉山隆二編「中央構造線」, 東海大出版会, p. 1-7.
- 早瀬一・石坂恭一(1967) Rb-Srによる地質年令(I), 西南日本. *岩鉱*, vol. 58, p. 201-212.
- 林 正貴・高木秀雄(1987) 長野県南部における中央構造線沿いの圧砕岩にみられる再結晶石英の形態
ファブリック. *地質雑*, vol. 93, p. 349-359.
- 肥田 昇(1950) 長野県諏訪郡宮川村の蛇紋岩鉱床調査概報. *地調月報*, vol. 1, p. 31-34.
- 比企団体研究グループ (1982) 関東山地北東縁部から領家非持型トーナル岩の発見. *地質雑*, vol. 88, p. 427-430.
- Hollister, C. D. and Heesen, B. C. (1972) Geologic effects of ocean bottom currents, western North Atlantic. In Gordon, A. G., ed., *Studies of physical oceanography*. vol. 2, Gordon and Breach, New York, p. 37-66.
- 本間不二男(1927) 長野県中部地方の地質構造(概要). *地質雑*, vol. 34, p. 132-153.
- (1928) 信濃中部第三紀層の分類(一). *地球*, vol. 9, p. 265-277.
- (1931) 信濃中部地質誌. 信濃教育会小県上田部会, 331+209p.
- Ikeda, Y. and Yonekura, N. (1986) Determination of Late Quaternary rate of net slip on two major fault zones in Central Japan. *Bull. Dept. Geogr., Univ. Tokyo*, vol. 18, p. 49-63.
- 石井清彦・植田良夫・島津光夫(1953) 長野県赤石山系の地質及び岩石. *岩鉱*, vol. 37, p. 123-130.
- ・———・———(1955) 長野県伊那地方の領家花崗岩および領家変成岩. *岩鉱*, vol. 39, p. 1-10.
- Ishii, K., Ueda, Y. and Shimazu, M. (1956) The geology and petrology at the Ina district in the Akaishi mountain range, Nagano Prefecture. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, Ser. 3, vol. 5, p. 183-200.

- 磯見 博・片田正人(1959) 木曾山地北部の非変成古生層ならびに領家変成岩原岩の堆積相についての考察. 地調月報, vol. 10, p. 1037-1052.
- Isozaki, Y. and Itaya, T. (1990) Chronology of Sanbagawa metamorphism. *Jour. Metamorphic Geol.*, vol. 8, p. 401-411.
- 糸静線活断層系発掘調査グループ(1988) 糸静線活断層系中部, 若宮, 大沢断層の性格と第四紀後期における活動—富士見, 茅野における発掘調査—. 東大地震研彙報, vol. 63, p. 349-408.
- Kagami, H. (1973) A Rb-Sr geochronological study of the Ryoike granites in Chubu district, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 79, p. 1-10.
- 兼岡一郎・小嶋 稔(1970) 日本の火山岩の放射性元素年代. 火山, 第2集, vol. 15, p. 10-21.
- Kaneoka, I. and Suzuki, M. (1970) K-Ar and fission track ages of some obsidians from Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 76, p. 309-313.
- 蟹沢聰史(1961) 長野県高遠地方の領家深成岩類. 岩鉱, vol. 46, p. 111-118.
- (1962) 長野県高遠地方, 領家変成岩の構造および組織. 岩鉱, vol. 48, p. 67-75.
- 加納 博(1961) 赤石山地戸台層の含花崗質岩礫岩とその問題点—含花崗質岩礫岩の研究(その9)—. 地質雑, vol. 67, p. 362.
- 狩野謙一(1975) 長野県, 北部木曾—梓川地域の上部古—中生層の層序. 地質雑, vol. 81, p. 285-300.
- Kano, K. and Matsushima, N. (1988) The Shimanto Belt in the Akaiishi Mountains, eastern part of southwest Japan. *Modern Geology*, vol. 12, p. 97-126.
- Karakida, Y., Tomita, T., Gottfried, D., Stern, T. W. and Rose, H. J. Jr. (1965) Lead-alpha ages of some granitic rocks from north Kyushu and central Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, ser. D, vol. 16, p. 249-263.
- Katada, M. (1965) Petrography of Ryoike metamorphic rocks in northern Kiso district, central Japan. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol. 53, p. 77-90, 155-164, 187-204.
- 片田正人(1967) 長野県木曾地方北部の領家変成帯. 地調報告, No. 223, p. 1-38.
- ・磯見 博(1962) 5万分の1地質図幅「伊那」および同説明書. 地質調査所, 28p.
- ・———(1964) 5万分の1地質図幅「塩尻」および同説明書. 地質調査所, 52p.
- ・———・山田直利・村山正郎・河田清雄(1959) 中央アルプスとその西域の地質 その1: 中央アルプスの領家帯. 地球科学, no. 41, p. 1-12.
- ・———・———・———(1961) 中央アルプスとその西域の地質 その3: 領家帯の地質構造. 地球科学, no. 57, p. 12-23.
- 活断層研究会(1991) [新編]日本の活断層-分布図と資料. 東京大学出版会, 437p.
- 川端清司(1984) 赤石山地・遠山川地域の四万十帯より産出した白亜紀放射虫化石とその意義. 地球科学, vol. 38, p. 215-219.
- 河内晋平(1977) 八ヶ岳地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 92p.
- ・北沢和男(1967) 八ヶ岳, 大塩火砕流(円頂丘形成期)の絶対年代—日本の第四紀層の¹⁴C年代X X X II—. 地球科学, vol. 21, p. 21-22.

- 河内晋平・北沢和男・小林武彦(1967) 八ガ岳北西山麓の火砕流堆積物—八ガ岳火山列・円頂丘形成期の火山活動(I)—. 地質雑, vol. 73, p. 139-150.
- ・大場孝信・山田哲雄(1992) 八ヶ岳韮崎岩屑なだれ堆積物の側方岩相変化と発生源の不整合. 中部日本における火山体の巨大崩壊堆積物の特性に関する調査研究(平成3年度科学研究費補助金(重点領域1)研究成果報告書), p. 2-8.
- 河内洋佑・山田哲雄・横田勇治(1966) 諏訪湖北方, 横河川上流の結晶片岩(横河川変成岩). 岩鉱, vol. 56, p. 21-29.
- ・湯浅真人・片田正人(1983) 市野瀬地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 70p.
- 河野義礼・植田良夫(1966) 本邦産火成岩の K-Ar dating (V) —西南日本の花崗岩類—. 岩鉱, vol. 56, p. 191-211.
- 北村建治・松川正樹・小島郁生・松本達郎(1979) 赤石山地白亜系戸台層の時代. 国立科博専報, no. 12, p. 55-64.
- 小林国夫(1955) 諏訪湖西方鉢伏山附近の地質. 長野県地質調査報告, 長野県総合開発資源調査会, p. 155-171.
- ・小林武彦・清水英樹(1971) 御岳火山噴出物による Tephrochronology. 竹原平一教授記念論文集 中部地方の鮮新統及び最新統, p. 191-218.
- 甲府盆地第四紀研究グループ(1969) 八ガ岳南麓の地質. 地質雑, vol. 75, p. 401-416.
- 小井土由光・山田直利・端山好和・山田哲雄・松島信幸(1975) 赤石山地戸台層中の酸性凝灰岩礫から推定される白亜紀初期の火山活動. 日本地質学会第82年学術大会講演要旨, p. 230.
- 奥水達司・山岸猪久馬(1987) 北部フォッサ・マグナ新第三紀貫入岩類のフィッション・トラック年代. 地質雑, vol. 93, p. 773-776.
- 町田 洋・新井房夫(1979) 大山倉吉軽石層—分布の広域性と第四紀編年上の意義—. 科学, vol. 46, p. 339-347.
- ・鈴木正男(1971) 火山灰の絶対年代と第四紀後期の編年. 科学, vol. 41, p. 263-270.
- 前田四郎・川辺鉄哉(1967) 赤石山地入笠山地域の戸台層の地質構造. 早坂一郎先生喜寿祝賀記念文集, p. 307-316.
- ・北村建治(1965) 赤石山地西部戸台層の層序と構造. 千葉大文理紀要, vol. 4, p. 323-332.
- Mason, A. C. and Foster, H. L.(1956) Extruded mudflow hills of Nirasaki, Japan. *Jour. Geol.*, vol. 64, p. 74-83.
- 松丸国照・林 明・松尾康弘・岸 良平(1982) 北部フォッサマグナ地域の守屋層からの *Miogypsina* の発見とその地史的意義. 地質雑, vol. 88, p. 699-700.
- 松島信幸(1973) 赤石山地の中央構造線. 杉山隆二編「中央構造線」, 東海大出版会, p. 9-27.
- ・岡田篤正(1993) 伊那谷構造盆地の活断層と南アルプスの中央構造線. 断層研究資料センター・伊那谷自然友の会・大鹿村中央構造線博物館, 149p.
- ・亀井節夫・岩井四郎・吉田幸文・立木省治(1957) 赤石山地の戸台層について(演旨). 地質

- 雑, vol. 63, p. 416.
- 松島義章・伴 信夫(1979) 糸魚川-静岡構造線の活動によって変位した諏訪湖南東岸の縄文住居址.
第四紀研究, Vol. 18, p. 155-164.
- Michibayashi, K. and Masuda, T.(1993) Shearing during progressive retrogression in granitoids:
abrupt grain size reduction of quartz at the plastic-brittle transition for feldspar. *Jour.
Struct. Geol.*, vol. 15, p. 1421-1432.
- 三村弘二(1985) 八ヶ岳韮崎岩屑流. 月刊地球, vol. 7, p. 379-384.
- ・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. 地質雑, vol. 88, p. 653-663.
- 宮地良典・加藤碩一(1992) 北部フォッサマグナ守屋層の不整合について. 日本地質学会第 100 年学術
大会講演要旨, p. 271.
- 三好壮一郎(1991) 諏訪湖周辺の変成岩-横河川変成岩・下諏訪変成岩・三波川変成岩-. 島根大地質
研報, vol. 10, p. 11-24.
- Momose, K.(1958) Palaeomagnetic researches for the Pliocene volcanic rocks in central Japan
(1). *Jour. Geomagn. Geoelectr.*, vol. 10, p. 12-19.
- (1963) Studies on the variations of the earth's magnetic field during Pliocene time. *Bull.
Earthq. Res. Inst.*, vol. 41, p. 487-534.
- , Kobayashi, K. and Yamada, T.(1959) Palaeomagnetic and geologic researches for the
volcanic rocks around Lake Suwa. -Palaeomagnetic researches for the Pliocene volcanic
rocks in central Japan (2). *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 37, p. 433-481.
- , ————, ————, Ozima, M. and Kaneoka, I.(1966) Radiometric age of lava flows of
the Enrei formations in central Japan (1). *Jour. Fac. Sci., Shinshu Univ.*, vol. 1, p. 93-96.
- Morikiyo, T.(1984) Carbon isotopic study on coexisting calcite and graphite in the Ryoike
metamorphic rocks, northern Kiso district, central Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 87,
p. 251-259.
- (1986) Hydrogen and carbon isotope studies on the graphite-bearing metapelites in the
northern Kiso district of central Japan. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 94, p. 165-177.
- 長濱裕幸・高木秀雄(1985) マイロナイトの小構造により推定される剪断帯の運動像-長野県高遠地
域の例-. 日本地質学会第 92 年学術大会演旨, p. 494.
- 中村由克・八ヶ岳人類考古グループ(1988) 八ヶ岳山麓の旧石器時代遺跡. 地団研専報, no. 34, p. 211-
223.
- Nakata, T. and Chida, N.(1974) On tectonic features around the Matsumoto and Suwa Basins,
central Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, Ser. 7 (Geogr.), vol. 24, p. 59-74.
- 小川勇二郎(1978) 赤石山地最北部の四万十層群の地質構造. 日大文理自然研究紀要, no. 13, p. 43-52.
- 岡野 修(1982) 長野県駒ヶ根地域領家帯の日曾利花崗閃緑岩体の Sr 同位体比. 三鉱学会 57 年秋季連
合講演会要旨集, p. 88.

- 岡野武雄・五十嵐俊雄・藤貫 正・安田俊一(1967) 国内鉄鋼原料調査, 第5報, 第4部, 第3章, 第3節 長野県A伊那・北巨摩地区. 通商産業省, p.138-145.
- 大久保雅弘・松島信幸(1959) 赤石山地の厚歯二枚貝(1新種). 地球科学, no.42, p.1-4.
- ・—————・安井宣昭(1958) 赤石山地より六射珊瑚の発見. 地質雑, vol.64, p.346.
- 奥村晃史・寒川 旭・安田 聡・斉藤英二・渡辺和明(1987) 松本盆地東南部における糸静線の第四紀後期断層運動. 地理学会予稿集, no.31, p.60-61.
- ・下川浩一・山崎晴雄・佃 栄吉(1994) 糸魚川-静岡構造線活断層系の最近の断層活動—牛伏寺断層・松本市並柳地区トレンチ調査—. 地震, vol.46, p.425-438.
- 小野 晃(1969a) 長野県高遠-塩尻地方に分布する領家変成帯の地質. 地質雑, vol.75, p.491-498.
- (1969b) 長野県高遠-塩尻地方に分布する領家変成岩の変成分帯. 地質雑, vol.75, p.521-536.
- Ono, A. (1976) Crystal growth and zoning of garnet from the Ryoke metamorphic rocks of central Japan. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol. 71, p. 308-325.
- 小野 晃(1977a) 中部地方北部の中央構造線付近の変成岩について. 地質雑, vol.83, p.207-212.
- (1977b) 高遠—塩尻地方の領家変成岩の岩石学的研究. 岩鉱, vol.72, p.453-468.
- Ono, A. (1977) Temperature and pressure of the Ryoke gneisses estimated by garnet-cordierite geothermometer. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol. 72, p. 114-117.
- 小野 晃(1981) 領家変成帯, 高遠-鹿塩地方の地質. 地質雑, vol. 87, p. 249-257.
- Otsuka, T. (1988) Paleozoic-Mesozoic sedimentary complex in the eastern Mino Terrane, central Japan and its Jurassic tectonism. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, vol. 31, p. 63-122.
- 領家団体研究グループ(1955) 領家帯の団体研究と中部地方領家帯地質図. 地球科学, vol. 25, p. 1-3.
- 領家研究グループ(1972) 中部地方領家帯の花崗岩類の相互関係. 地球科学, vol. 26, p. 205-216.
- 澤 祥(1985) 中部フォッサマグナ西縁, 富士見周辺の活断層. 地理評, vol. 58, p. 695-714.
- 沢村孝之助・大和栄次郎(1954) 5万分の1地質図幅「諏訪」および同説明書(1953). 地質調査所, 45p.
- 柴田秀賢・小林福造(1965) 山梨県早川・釜無川流域の地質. 地質雑, vol. 71, p. 66-75.
- Shibata, H., Oki, Y. and Sakakibara, Y. (1960) Chemical composition of Japanese granitic rocks in regard to petrographic provinces. Part VII -principal elements-. *Sei. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku*, sec. C, vol. 7, p. 71-93.
- 柴田 賢・高木秀雄(1988) 中央構造線沿いの岩石および断層内物質の同位体年代—長野県分杭峠地域の例—. 地質雑, vol. 94, p. 35-50.
- 清水英樹(1962) 伊那盆地. 長野県上伊那誌自然編, 上伊那誌刊行会, p.196-242.
- Shimizu, H. (1972) Late Pleistocene glaciation and terrace topography in the Ina Valley, central Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ., ser. Geol. and Mineral.*, vol. 39, p. 1-64.
- 下川浩一・水野清秀・井村隆介・奥村晃史・杉山雄一・山崎晴雄(1995) 糸魚川—静岡構造線活断層系ストリップマップ. 構造図11, 地質調査所.
- 諏訪兼位(1973) 中央構造線に沿う変成岩類. 杉山隆二編「中央構造線」, 東海大出版会, p.221-238.

- 諏訪の自然誌・地質編編集委員会(1975) 諏訪の自然誌地質編. 諏訪教育会, 531p.
- 須鎗和巳・桑野幸夫・石田啓祐(1980) 四国西部三波川帯主部よりの後期三疊紀コノドントの発見. 地質雑, vol. 86, p. 827-828.
- 高木秀雄(1982) マイロナイトの定義及び圧砕岩類の分類に関する問題点. 早稲田大学教育学部学術研究「生物学・地学編」, vol. 31, p. 49-57.
- (1984) 長野県高遠～市野瀬地域における中央構造線沿いの圧砕岩類. 地質雑, vol. 90, p. 81-100.
- Takagi, H. (1986) Implications of mylonitic microstructures for the geotectonic evolution of the Median Tectonic Line, central Japan. *Jour. Struct. Geol.*, vol.8, p.3-14.
- 高木秀雄・長濱裕幸(1987) 関東山地北東縁部比企丘陵の領家帯. 地質雑, vol. 93, p. 201-215.
- Takasu, A. and Dallmeyer, R. D. (1990) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral age constraints for the tectonothermal evolution of the Sambagawa metamorphic belt, central Shikoku, Japan: A Cretaceous accretionary prism. *Tectonophysics*, vol. 185, p. 111-139.
- 田中邦雄・両角昭二・小池春夫・波多腰忠行(1961 a) 守屋山付近の地質(演旨). 地質雑, vol. 67, p. 398-399.
- ・————・————・————(1961 b) 守屋山付近の第三系. 諏訪教育, no. 22, p. 53-63.
- ・————・————・————(1962) 守屋山付近の第三系 (第1報). 地質雑, vol. 68, p. 618-628.
- 田代正之・柳澤秀樹・北村建治(1986) 赤石山地戸台地域からの領石フォーナの発見. 地質雑, vol. 92, p. 757-759.
- 立石雅昭・川端清司(1988) 四万十帯赤石層群. 日本の地質『中部地方 I』編集委員会編, 日本の地質 4, 中部地方 I, 共立出版, 東京, p. 46-48.
- 天竜川上流域地質図調査・編集委員会編(1984) 5万分の1天竜川上流地域地質図及び同説明書. 中部建設協会, 414p.
- 東郷正美(1987) 茅野市坂室付近の糸静線活断層系による変位地形. 活断層研究, no. 4, p. 42-46.
- ・今泉俊文(1988) 1983年糸静線活断層系(岡谷地区中島A遺跡地)トレンチ調査. 活断層研究, no. 5, p. 3-10.
- ・————(1989) 1984年糸静線活断層系(岡谷地区中島A遺跡地)トレンチ調査—日本の活断層発掘調査 [28]—. 活断層研究, no. 6, p. 64-71.
- 富沢恒雄(1976) 長野県地質図. 信濃教育会出版部.
- 津田美弥子(1990) 長野県入笠山大阿原湿原堆積物の花粉分析. 第四紀研究, vol. 29, p. 439-446.
- 脇水鉄五郎(1899) 信州美和村のトリゴニヤ化石. 地質雑, vol. 6, p. 83.
- 渡邊萬次郎(1933) 金鶏鉱山産テルル蒼鉛鑛に就て. 岩鉱, vol. 10, p. 232-236.
- 渡辺暉夫(1970) 長野県下伊那大鹿地方の三波川帯・秩父帯の地質及び構造. 地質雑, vol. 76, p. 373-388.
- (1974) 三波川帯・秩父帯中の小褶曲の形成機構についての一考察—長野県大鹿地方の例—.

- 地質雑, vol. 80, p. 225-238.
- Watanabe, T.(1974) Metamorphic zoning of the Sambagawa and Chichibu Belts in the Koshibugawa river area, Oshika district, central Japan, with special reference to pumpellyite-actinolite schist facies mineral assemblage. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 80, p. 525-538.
- (1977) Metamorphism of the Sambagawa and Chichibu Belts in the Oshika district, Nagano Prefecture, central Japan. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, Ser. IV, vol. 17, p. 629-694.
- 渡辺暉夫・湯浅真人・後藤準次(1982) 長野県伊那地方の御鉢緑色岩類中に産する雲母片岩の K-Ar 年令. 島根大地質研報, vol. 1, p. 63-66.
- 山田直利・片田正人・端山好和・山田哲雄・仲井 豊・杳掛俊夫・諏訪兼位・宮川邦彦(1974) 中部地方領家帯地質図. 地質調査所.
- Yamada, T. (1957) On the gneissose granites of Minakata-Kashio district, Nagano Pref., central Japan. *Jour. Fac. Liberal Arts Sci., Shinshu Univ.*, no. 7, p. 43-73.
- 山田哲雄・渡辺暉夫・河内洋佑・湯浅真人・関根倫雄・松浦 要・小川邦夫・横田勇治・菅家延征・木下房男・出町 恵(1983) 赤石山地北部の四万十帯. 地球科学, vol. 37, p. 329-348.
- 山名 智・本間弘次・加々美寛雄(1983) 領家帯の花崗岩類と塩基性岩類の Nd・Sr 同位体比. MAGMA, no. 67, p. 135-142.
- Yamazaki, T.(1965) Petrography and petrochemistry of Kirigamine Volcano, central Japan (I), (II). *Jour. Japan. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, vol. 54, p. 39-54, 92-103.
- 山崎哲良・小林哲夫・河内晋平(1976) 長野県和田峠付近の地質と岩石. 地質雑, vol. 82, p. 127-137.
- 安田 聡・橋本知昌・寒川 旭・斎藤英二・渡辺和明・宮崎純一(1989) 空中写真を利用した活断層の変位の測定—諏訪湖南岸地域の活断層群—. 地調月報, vol. 40, p. 469-478.
- 八ヶ岳団体研究グループ(1982) 八ヶ岳山麓に分布する更新統一火山活動にともなう湖盆の変遷について—. 地団研専報, no. 24, p. 287-298.
- (1988) 八ヶ岳山麓の上部更新統. 地団研専報, no. 34, p. 91-109.
- 柚原雅樹(1994) 領家花崗岩の年代と領家変形-変成作用. 日本地質学会第 101 年学術大会演旨, p.234.
- ・加々美寛雄(1995) 勝間石英閃緑岩体の冷却史. 地質雑, vol. 101, p. 434-442.
- 吉野博厚(1976) 諏訪湖北方および南方の中央構造線—特に中新世以後の活動について—. 地質学論集, no. 13, p. 61-72.
- (1982) 長野県諏訪湖周辺の新第三系. 地球科学, vol. 36, p. 128-149.
- 吉岡敏和(1992) 糸静線中部, 岡谷・塩尻市周辺の断層変位地形. 地理学会予稿集, no. 41, p. 54-55.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1 : 50,000

Tokyo (8) No.34

GEOLOGY

OF THE

TAKATŌ DISTRICT

By

Hiroshi MAKIMOTO, Hideo TAKAGI, Yoshinori MIYACHI,
Shun NAKANO, Hirokazu KATO and Toshikazu YOSHIOKA

(Written in 1995)

(Abstract)

The Takatō district is situated in the northernmost part of the Akaishi Mountains, and geotectonically stretches over both Southwest Japan and Northeast Japan. Southwest Japan, separated from Northeast Japan by the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line, is divided into the Inner Zone and Outer Zone by the Median Tectonic Line. The Inner Zone is occupied by a Cretaceous plutono-metamorphic complex known as the Ryoke Belt. The Outer Zone is underlain from west to east by rocks of the Sambagawa, Chichibu and Shimanto Belts, which are separated by the Todai Tectonic Zone and Butsuzo Tectonic Line, respectively. The Early Cretaceous Todai Formation crops out in a north-south graben within the Todai Tectonic Zone. The Early to Middle Miocene Moriya Formation rests unconformably on the rocks of the Ryoke Belt in the northwestern part of the district. The middle to late Miocene granitic rocks and Quaternary volcanic rocks and sediments are also exposed in the district.

The geology of the district is summarized in Table 1.

Table 1 Summary of geology of the Takato District

Geologic age		Geologic unit						
Cenozoic	Quaternary	Holocene	Alluvium, talus deposits and swamp deposits					
		Pleistocene	Late	Terrace deposits			Nirasaki Debris Avalanche Deposits	
			Middle					
	Early	Enrei Volcanic Rocks and Jinguji Andesite						
	Neogene	Pliocene	Granitic rocks and dikes					
		Miocene						
	Mesozoic	Paleogene	Moriya Formation					
			Cretaceous	Late	Ryoke Granitic Rocks	Sambagawa Metamorphism	Todai Formation	Akaishi Group
		Early		Ryoke Metamorphism				
		Jurassic	Original rocks of Ryoke Metamorphic Rocks		Original rocks of Sambagawa Metamorphic Rocks and Mikabu Greenstones	Chichibu Sedimentary Complex	(Median Tectonic Line)	(Todai Tectonic Zone)
Triassic								
Paleozoic	Permian							
Geotectonic division (Pre-Neogene)		Ryoke Belt	Sambagawa Belt	Chichibu Belt	Shimanto Belt			

MESOZOIC OF SOUTHWEST JAPAN

Inner Zone

Ryoke Belt The Ryoke Belt is a plutono-metamorphic complex characterized by low-pressure/high-temperature type metamorphic rocks closely associated with Ryoke Granitic Rocks. It extends about 900 km from the northern margin of the Kanto Range to Kunisaki Peninsula in Kyushu. Original rocks of the Ryoke Metamorphic Rocks correspond to the Jurassic sedimentary complex of the Inner Zone of Southwest Japan (Mino Terrane etc.) and suffered regional metamorphism during early Cretaceous. Based on the intrusion relationships, the Ryoke Granitic Rocks are divided into two groups : older granitic rocks and younger granitic rocks. The older granitic rocks are schistose and mylonitized, whereas the younger granitic rocks are commonly massive and discordant to the structure of the Ryoke Metamorphic Rocks, on which the younger granitic rocks give the contact effects. However, critically different isotopic ages between the older and

younger granitic rocks have not been determined. The ages concentrates 90–120 Ma (Rb–Sr whole rock isochron ages) and 58–72 Ma (K–Ar ages and Rb–Sr mineral ages).

The Ryoke Belt in the map area is composed of Ryoke Metamorphic Rocks, Hiji Tonalite (older granitic rocks), and Katsuma Quartz Diorite and Takato Granite (younger granitic rocks). Cortlandite occurs as a small body.

The Ryoke Metamorphic Rocks are derived dominantly from mudstone and sandstone, and to a lesser extent from conglomerate, limestone, basic volcanic rocks and chert. The mudstone and sandstone commonly form thinly alternating beds having contoured characteristics. They form a chevron fold of about 1 km half wavelength with axes trending NE–SW to NNE–SSW. This fold does not alter the thermal structure of the metamorphic rocks; hence the folding must have finished before peak metamorphism of the Ryoke Belt. The metamorphic grade increases from NW to SE, and the rocks are divided into five zones on the basis of mineral assemblage in pelitic rocks: chlorite–biotite, biotite, cordierite, sillimanite, garnet–sillimanite zones.

The Hiji Tonalite is the oldest in the older granitic rocks in the Ryoke Belt. It constitutes a narrow zone along the Median Tectonic Line. It has undergone strong grain-size reduction during mylonitization within about 250 m from the Median Tectonic Line. The lithology is mainly strongly schistose, medium-grained hornblende–biotite tonalite, and its mylonitized facies is characterized by porphyroclastic texture. Small lenticular bodies of mylonites derived from quartzose metamorphic rocks are intercalated in the mylonitic facies of the Hiji Tonalite. The Katsuma Quartz Diorite constitutes two narrow and parallel zones on the west of Hiji Tonalite zone. The lithology is weakly schistose, medium-grained quartz diorite and tonalite. The Takato Granite constitutes two bodies, a north-western main body and a southwestern small body, which intruded discordantly into the Ryoke Metamorphic Rocks and caused thermal metamorphism. The lithology is biotite granite and granodiorite devoid of hornblende in the northern and central parts, and is hornblende–biotite tonalite with little or no K-feldspar in the southeastern part.

Outer Zone

Sambagawa Belt The Sambagawa Belt is underlain by metamorphic rocks that have been derived from strata of mainly Jurassic age through regional high-pressure intermediate type metamorphism in Early Cretaceous time. The metamorphic rocks of the Sambagawa Belt consist of the Sambagawa Crystalline Schists and Mikabu Greenstones with minor ultramafic rocks.

The Sambagawa Crystalline Schists are the structurally lower unit and consist of pelitic and mafic schist and quartz schist. They are subdivisible into spotted and non-spotted schists. The spotted schists contain porphyroblasts of albite, grading into the non-spotted schists. The Mikabu Greenstones are volcanic sequences of basalt, dolerite, hyaloclastite and associated volcanoclastic rocks produced by submarine volcanism. Pillow structures and igneous minerals of clinopyroxene and hornblende are principally preserved.

The metamorphic rocks of the Sambagawa Belt can be divided into two zones on the basis of the presence of index minerals in pelitic rocks: chlorite and garnet zones in increasing order of metamorphic grade. The spotted schists belong to the garnet zone, and

the non-spotted schists and the Mikabu Greenstones to the chlorite zone. Accordingly, the metamorphic grade increases structurally downward. The metamorphic facies series of the Sambagawa Belt varies from the pumpellyite-actinolite facies to the glaucophane schist facies.

Chichibu Belt The Chichibu Belt occurs in the eastern side of the Sambagawa Belt and is underlain by a mainly Jurassic sedimentary complex. The complex is divided into the Nyukasa, Higashitani, Hodokubo and Kamanashi Units in ascending order of structural level. These units are bounded by low-angle faults. The Nyukasa Unit consists of phyllite derived from mudstone and chaotically mixed rocks containing blocks of metabasalts and minor chert and limestone in a muddy matrix. The Higashitani Unit is composed of thick-bedded sandstone and mudstone with thin interbedded sandstone. The Hodokubo Unit consists of mudstone and chaotically mixed rocks containing blocks of chert and rare metabasalt and limestone in a muddy matrix. The Kamanashi Unit consists of mudstone and chaotically mixed rocks containing huge blocks of limestone and minor lenses of metabasalt and chert in a muddy matrix. The limestone of the unit yields Upper Triassic conodonts.

Todai Formation This formation consists mainly of sandstone, mudstone and conglomerate, and yields abundant Trigonidae, Ammonites and other fossils indicating the Hauterivian and Aptian stages. Granitic rocks and felsic welded tuff are abundantly contained as pebbles and cobbles in the conglomerate.

Shimanto Belt The Cretaceous of the Shimanto Belt in the Akaishi Mountains is tectono-stratigraphically divided into five units which are separated by N-S to NE-SW trending faults. The Akaishi Group, the innermost and oldest unit of these five units, crops out in the southeastern corner of the district. The dominant rock types are sandstone and mudstone, which form alternating sequences with sandstone dominant. No fossils are found in the district, but mudstone in the southwestern extension of the group contains radiolarians, which indicate an age of late Albian to Turonian.

MIOCENE

The Miocene in the district is represented by the Moriya Formation, granitic rocks and mafic to felsic dikes.

The Moriya Formation is exposed around Mt. Moriya in the north-central part of the district and was deposited during Early to Middle Miocene transgression. It rests unconformably on the Ryoke Metamorphic Rocks and is unconformably overlain by Lower Pleistocene Enrei Volcanic Rocks and is also intruded by dikes of porphyrite. The formation is divided into the Usuzawa, Furuyashiki, Tanashigawa, Ushiroyama, Takabe, Kumakubo and Karasawa Members in ascending order. The lower five members consist of shallow-marine clastic sedimentary rocks, whereas the upper two members are composed of altered andesite to rhyolite volcanic rocks showing the so-called Green Tuff facies. The Takabe Member is interfingered with the Tanashigawa to Kumakubo Members. The formation forms a half-basin structure and ranges in thickness from 1,500 to 2,200m. Paleocurrent analysis, based on sole markings and imbrication, reveals that the sediments were mainly supplied from the northeast.

The granitic rocks consist of the Koizumiya Diorite, and Chino and Kifune Granodiorites. The Koizumiya Diorite is a fine-grained, locally plagioclase-porphyratic diorite, and is intruded by the Chino Granodiorite. The Chino and Kifune Granodiorites are medium- to coarse-grained hornblende-biotite granodiorite. The former gives a K-Ar biotite age of 8.5Ma.

Beside the porphyrite described above, numerous dikes of diabase, andesite, granodiorite porphyry and quartz porphyry occur in pre-Miocene rocks.

QUATERNARY

The Enrei Volcanic Rocks are composed of voluminous andesite-dacite lavas with 55-63 wt.% SiO₂ and volcanoclastic rocks of Early Pleistocene age. They have a wide distribution over 300km³ in the northern Suwa and Wada districts, though restricted in the Takato district. The Jinguji Andesite (SiO₂=56wt.%) is a small mass of augite-olivine andesite chemically and petrographically distinct from the Enrei Volcanic Rocks.

The Nirasaki Debris Avalanche Deposits are a volcanoclastic deposit formed by a large-scale sector collapse of a volcanic edifice at the southern part of the Yatsugatake Volcanic Chain, some time in the Middle Pleistocene. The deposit is widely distributed in the neighboring Yatsugatake and Nirasaki districts, although restricted in the Takato district. It is composed of shattered volcanic blocks of various sizes and their comminuted fragments.

The river terrace deposits are composed of gravel, sand and mud, and are divided into the Higher, Middle I, Middle II, Lower I and Lower II terrace deposits on the basis of tephra correlations. The Higher Terrace Deposits are widely distributed in the northeast of the mapped district, and the Middle and Lower Terrace Deposits are exposed along major rivers.

The Oshio Pyroclastic Flow Deposits (not shown on the map) is a thin pumice flow effused from Yatsugatake Volcano about 25 ka. It narrowly occurs above the Higher Terrace Deposits at the northeastern corner of the district, and is a non-welded pumice flow deposit of andesite composition.

Holocene sediments include alluvium, talus and swamp deposits. Alluvium is exposed along several rivers including the Tenryugawa, Mibugawa, Hujisawagawa, and Kamikawa. The swamp deposits are narrowly exposed on the N-S trending slope of Mt. Nyūkasa and consist entirely of peat.

ACTIVE FAULT

The middle part of the Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line is an active left-lateral strike-slip fault system trending NW-SE. The slip rate of this fault system is estimated to be 8.6mm/yr on the Gofukuji Fault in the northwestern portion of the Suwa Basin, and 8-10 mm/yr on the Chino Fault in the southeastern portion of the Suwa Basin, based on a geomorphologic investigation of the river valley and terrace surface offsets. The only destructive earthquake in the historical record occurred in 841 AD. The result of trenching

surveys supports the historical record.

ECONOMIC GEOLOGY

No workable mines exist in the district, although small deposits of copper, iron sulfides and nickel in the Sambagawa Belt were once worked. Limestone and sandstone of the Kamanashi Unit of the Chichibu Belt are quarried for aggregates at three localities along the Kamanashi River.

文献引用例

牧本 博・高木秀雄・宮地良典・中野 俊・加藤碩一・吉岡敏(1996) 高遠地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 114p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

Makimoto, H., Takagi, H., Miyachi, Y., Nakano, S., Kato, H. and Yoshioka, T. (1996) *Geology of the Takatō district*. With Geological Sheet Map at 1 : 50,000, Geol. Surv. Japan, 114p. (in Japanese with English abstract 6p.)

平成 8 年 3 月 18 日 印 刷

平成 8 年 3 月 21 日 発 行

通商産業省工業技術院 地 質 調 査 所

〒305 茨城県つくば市東1丁目1-3

印 刷 者 古 宇 田 清

印 刷 所 株式会社 古 宇 田 印 刷

茨城県つくば市大字洞下541

© 1996 Geological Survey of Japan