

55 (521. 76) (084.32M50) (083)

地域地質研究報告

5 万分の 1 地質図幅

京都(11) 第83号

## 山 上 ヶ 岳 地 域 の 地 質

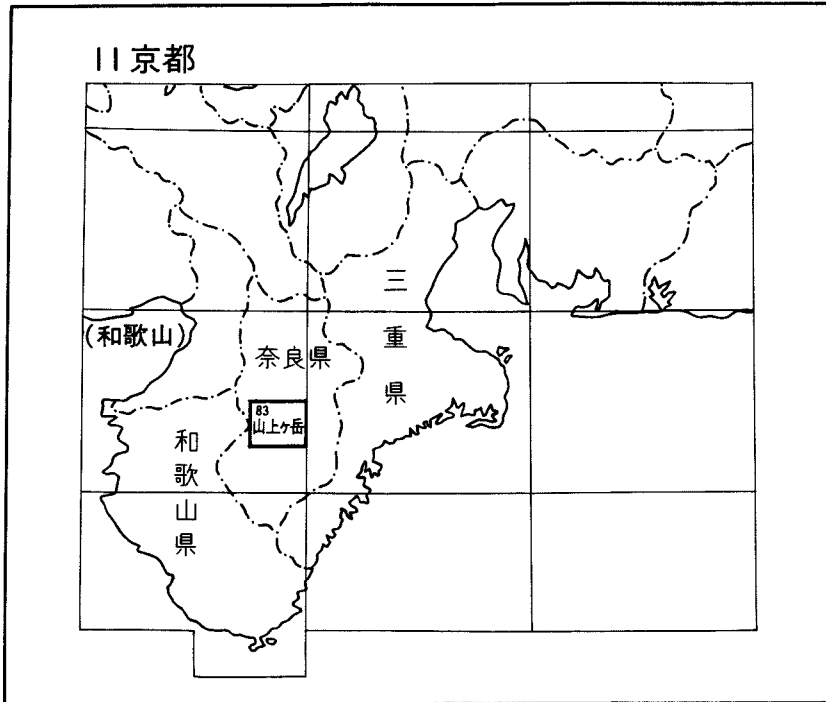
志井田 功・諏訪兼位

梅田甲子郎・星野光雄

平成元年

地 質 調 査 所

位置図



( )は1 : 200,000 図幅名

# 目 次

I . 地 形 .....	1
II . 地質概説 .....	8
II . 1 地質の概要 .....	8
II . 2 研究史 .....	12
III . 秩父累帯の地層 .....	16
III . 1 概要 .....	16
III . 2 川上層群 .....	16
III . 3 山上ヶ岳層群 .....	18
III . 4 秩父累帯の岩石の化学組成 .....	20
III . 5 秩父累帯の化石及び地質時代 .....	21
IV . 日高川層群 - 四万十累層群 .....	26
IV . 1 概要 .....	26
IV . 2 平原亜層群 .....	26
IV . 3 西吉野亜層群 .....	31
IV . 4 天川亜層群 .....	32
IV . 4 . 1 山西累層 .....	33
IV . 4 . 2 九尾累層 .....	36
IV . 4 . 3 深谷累層 .....	36
IV . 4 . 4 天川亜層群の岩石記載 .....	37
IV . 5 上野地亜層群 .....	38
IV . 5 . 1 殿野累層 .....	38
IV . 6 天川亜層群の緑色岩類の化学組成 .....	39
V . 地質構造 .....	39
V . 1 衝上帯の形成 .....	39
V . 1 . 1 大迫構造線 .....	41
V . 1 . 2 下多古線 .....	43
V . 1 . 3 戸構造線 .....	43
V . 1 . 4 立川渡線 .....	45
V . 1 . 5 辻堂線 .....	46
V . 2 帯状構造の後生変形 .....	46
V . 2 . 1 NE-SW 方向の基盤褶曲 .....	46
V . 2 . 2 N-S 方向の基盤褶曲 .....	46
VI . 第三系 .....	47

VI. 1. 稲村ヶ岳礫岩層 .....	47
VI. 2. 大峯花崗岩類 .....	50
VI. 2. 1 概要 .....	50
VI. 2. 2 法力峠岩体 .....	51
VI. 2. 3 川迫川岩体 .....	56
VI. 2. 4 白川八丁岩体 .....	60
VI. 2. 5 大峯花崗岩類の化学的性質 .....	61
VI. 2. 6 大峯花崗岩類の地質時代及び放射年代 .....	64
VI. 2. 7 大峯花崗岩類の岩石学的特徴 .....	65
VI. 3. 岩脈類 .....	66
VII. 第四系 .....	66
VII. 1 河岸段丘堆積物及び崖錐堆積物 .....	67
VII. 2 沖積層 .....	68
VIII. 応用地質 .....	68
VIII. 1 銅鉱床 .....	68
VIII. 1. 1 平原亜層群中の銅鉱床 .....	68
VIII. 1. 2 天川亜層群中の銅鉱床 .....	68
VIII. 2 鉄鉱床 .....	69
VIII. 3 マンガン鉱床 .....	69
VIII. 4 鉱泉 .....	70
引用文献 .....	71
Abstract .....	92

## 図・表・付図・図版目次

第 1 図 紀伊半島中央部の切峰面図 .....	2
第 2 図 山上ヶ岳地域の切峰面図 .....	3
第 3 図 山上ヶ岳地域の水系図 .....	5
第 4 図 天狗倉山より東方及び東南方の連峰を望む .....	6
第 5 図 川迫川より東方の行者還岳を望む .....	8
第 6 図 山上ヶ岳地域の地質概略図 .....	10-11
第 7 図 山上ヶ岳地域の地質構造図 .....	10-11
第 8 図 志井田(1962)による紀伊半島中央部の構造区分模式図 .....	12
第 9 図 山上ヶ岳層群の層状チャート .....	19
第 10 図 複雑な層間褶曲構造を示す山上ヶ岳層群の層状チャート .....	19
第 11 図 山上ヶ岳地域の各層群の岩相を示す三角図 .....	27



第12図	山上ヶ岳地域の各層群の岩相を示す三角図 (B-C-M 図)	27
第13図	平原亜層群及び西吉野亜層群中の記載岩石位置図	28
第14図	平原亜層群の緑色千枚岩, 黒色千枚岩及び放散虫チャートの産状	30
第15図	天川亜層群山西累層の砂岩頁岩互層	33
第16図	天川亜層群九尾累層の砂岩頁岩互層源ホルンフェルス	34
第17図	天川亜層群九尾累層の玄武岩質枕状溶岩	35
第18図	頂仙岳の砂岩源ホルンフェルス	35
第19図	弥山北壁の砂岩源ホルンフェルス	36
第20図	奥高原地窓の模式スケッチ図	42
第21図	天川村高原川上流の奥高原地窓周辺の地質図	43
第22図	大迫構造線の露頭	42-43
第23図	天川村洞川試錐の柱状図	44
第24図	四寸岩山クリッペ及び隣接地域地質図	47
第25図	稲村ヶ岳礫岩層の基底面を示す写真	49
第26図	山上ヶ岳地域の大峯花崗岩類天井面等高線図	51
第27図	大峯花崗岩類の記載岩石位置図	52
第28図	大峯花崗岩類法力峠岩体における花崗閃緑岩と山上ヶ岳層との関係	54
第29図	大峯花崗岩類法力峠岩体中の砂岩源ホルンフェルス捕獲岩	56
第30図	大峯花崗岩類川迫川岩体中の花崗閃緑岩捕獲岩	57
第31図	大峯花崗岩類川迫川岩体	59
第32図	天川亜層群の砂岩頁岩互層に由来するホルンフェルス	67
第33図	新宮川, 五色谷出会い付近の河岸段丘堆積物	67
第34図	川上村大迫ダム付近の地すべり	93
Figure 1	Tectonic divisions of the central Kii Peninsula	93

第1表	山上ヶ岳地域の地質総括表	10
第2表	山上ヶ岳地域東部における地層区分の比較	13
第3表	山上ヶ岳地域西部における地層区分の比較	13
第4表	川上層群の及び山上ヶ岳層群の石灰岩の化学組成	21
第5表	川上層群の緑色岩類の化学組成	22
第6表	天川亜層群の緑色岩類の化学組成	40
第7表	大峯花崗岩類の化学組成	62
第8表	日本産花崗岩類の平均科学組成	63
Table1	Stratigraphic outline of the Sanjogatake District	94

付図A - 1	紀伊半島中央部地質概略図	77
---------	--------------	----

付図 A- 2	山上ヶ岳地域の地質柱状図作成ルート位置図	78
付図 A- 3	川上層群の地質柱状図	80
付図 A- 4	川上層群の地質柱状図における各岩相の割合	81
付図 A- 5	日高層群平原亜層群の地質柱状図	82
付図 A- 6	日高層群平原層群の地質柱状図における各岩相の割合	82
付図 A- 7	日高川層群西吉野層群の地質柱状図	83
付図 A- 8	日高川層群西吉野層群の地質柱状図における各岩相の割合	83
付図 A- 9	-A 日高川層群天川亜層群の地質柱状図 東部地域	84
	-B " 西部地域	86
付図 A-10	日高川層群天川亜層群の地質柱状図における各岩相の割合	88
付図 A-11	川上層群の地質柱状図	89
付図 A-12	川上層群の地質柱状図における各岩相の割合	89
付図 A-13	日高川層群上野地亜層群の地質柱状図	90
付図 A-14	山上ヶ岳地域における各地層区分ごとの岩相の割合	90
付図 A-15	川上層群及び日高川層群の緑色岩類の分析試料採取位置図	91
第 I 図版 1	川上層群のグレイワック砂岩	97
2	川上層群の石灰岩に含まれる <i>Schwagerina</i> sp.	97
3	平原亜層群の緑色千枚岩	97
4	天川亜層群九尾累層の砂岩	97
第 II 図版 1	天川亜層群深谷累層の赤色珪質頁岩	98
2	天川亜層群深谷累層のドレライト質緑色岩類	98
3	天川亜層群深谷累層のチャートに含まれる放散虫化石	98
4	大峯花崗岩類, 黒雲母花崗岩	98
第 III 図版 1	大峯花崗岩類, 角閃石黒雲母花崗閃緑岩	99
2	大峯花崗岩類, 細粒花崗閃緑岩	99
3	大峯花崗岩類, 堇青石含有花崗岩	99
4	大峯花崗岩類, ざくろ石含有花崗岩	99
第 IV 図版 1	大峯花崗岩類, Al-silicate	100
2	大峯花崗岩類, Al-silicate	100
3	大峯花崗岩類, 紅柱石含有の熱変成花崗閃緑岩	100
4	大峯花崗岩類, 堇青石ざくろ石含有黒雲母花崗岩	100

## 山上ヶ岳地域の地質

志井田 功\*・諏訪兼位\*\*・梅田甲子郎\*\*\*・星野光雄†

本研究は昭和47年志井田が委嘱を受け、とりまとめたものである。筆者らによる山上ヶ岳図幅地域の野外調査は大別して3期にわたって行われた。第1期は昭和30年-同35年、第2期は昭和47年-同51年、第3期は昭和55年-同56年にわたる期間である。これらのうち第1期の野外調査は志井田・梅田によって行われ、本地域及び隣接地域に分布する秩父累帯・四万十累帯及び新生界が主要な調査対象となった。これらの調査結果のうち、主として層序・構造については志井田(1962)の、応用地質については梅田(1959)の研究発表がある。

第1期の調査で得られた諸資料を補足・修正するための第2期の野外調査は主として志井田・梅田によって行われたが、そのなかで、川上村地域の緑色岩類、天川村東部地域の大峯花崗岩類、西吉野村東部及び下市町南部地域の平原亜層群等の調査は諏訪・志井田が担当した。第3期の調査は志井田が担当し、川上村高原川流域の川上層群、山上ヶ岳層群及び天川亜層群、同村下多古川流域の川上層群、山上ヶ岳層群等を主に調査した。

執筆は志井田が主として堆積岩類(含緑色岩類)を、諏訪が大峯花崗岩類を、梅田が応用地質を担当し、更に星野が全体の取りまとめに加わった。また本報告で使用した岩石薄片の作成は主として名古屋大学教養部の長岡 勉技官が行った。

本調査研究において、山上ヶ岳層群産出紡錘虫化石に関しては奈良教育大学西田史朗教授の教示を受けた。名古屋大学理学部杉崎隆一助教授からは中奥川下流地域、天川村九尾地域及び同村西之谷流域産出の緑色岩類等の分析値について教示を頂いた。また名古屋大学教養部の伊藤正裕教授及び市邨短期大学の縣孝之助教授に各種火成岩類等についての顕微鏡鑑定をわずらわせた。更にまた「大和大峯研究グループ」の奥田 尚氏からは天川村東部地域の野外調査について協力を受けるとともに、稲村ヶ岳礫岩層を貫く火成岩脈の小露頭について現地において教示を頂いた。更に、秩父累帯産化石に関する未公表資料についても御教示頂いた。また大塔村中部地域、天川村東部地域及び下市町南部地域等の野外調査に際して大阪市立大学理学部の八尾 昭助教授から協力を受けた。吉野郡天川村からは同村洞川地区で実施された試錐の岩芯検査の便宜を頂いた。以上の各位に対して深くお礼を申し上げる。

### I. 地 形

山上ヶ岳地域は紀伊半島のほぼ中央部に位置している。同半島中央部にほぼ南北方向に連なる大峯山脈の主稜線は、本地域の中央よりもやや東寄りを通っていて、その本地域南端部に近い弥山山地の仏経ヶ岳(1,914.9m)<sup>1)</sup>は大峯山脈の主峰であり、それはまた近畿以西における本州の最高点でもある(第1図)。

本地域の地形は切峰面図(第2図)から、大峯山脈地域とその東側及び西側の両地域(以下それぞれ東部地域、西部地域と呼ぶ)の3地域に分けることができる。これらの各地域を流れる主要河川には紀

\*元名古屋大学教養部(昭和49年度地質調査所併任)\*\*名古屋大学理学部\*\*\*奈良教育大学†名古屋大学教養部

1) 5万分の1地質図では八剣山と併記されているが、本報告では仏経ヶ岳を使用する。





ノ川上流の吉野川（<sup>にうかわ</sup>吉野川の支流）、新宮川（上流は天ノ川）、舟ノ川（<sup>てんのかわ</sup>新宮川の支流）及び北山川等がある。東部地域の諸河川のうち、北部地区の吉野川左岸流域の諸支流はおおむね東方ないし北東方に流れている。また、天ノ川、舟ノ川及び丹生川の3河川は大峯山脈主稜線付近に発源し、西部地域を西流している（第3図）。本地域内におけるこれらの諸河川は一般に蛇行するが、特に西部地域を西流する丹生川の蛇行は顕著である。またこれらの諸河川は、山地では一般に浸食による下刻が著しく、とりわけ西部地域の天ノ川、大峯山脈地域の川迫川（天ノ川上流）等に見られる峡谷はかなり壮大である。各河川の沿岸地帯は一般に平地に乏しいが、比較的狭小な河岸段丘が断続的に発達している。

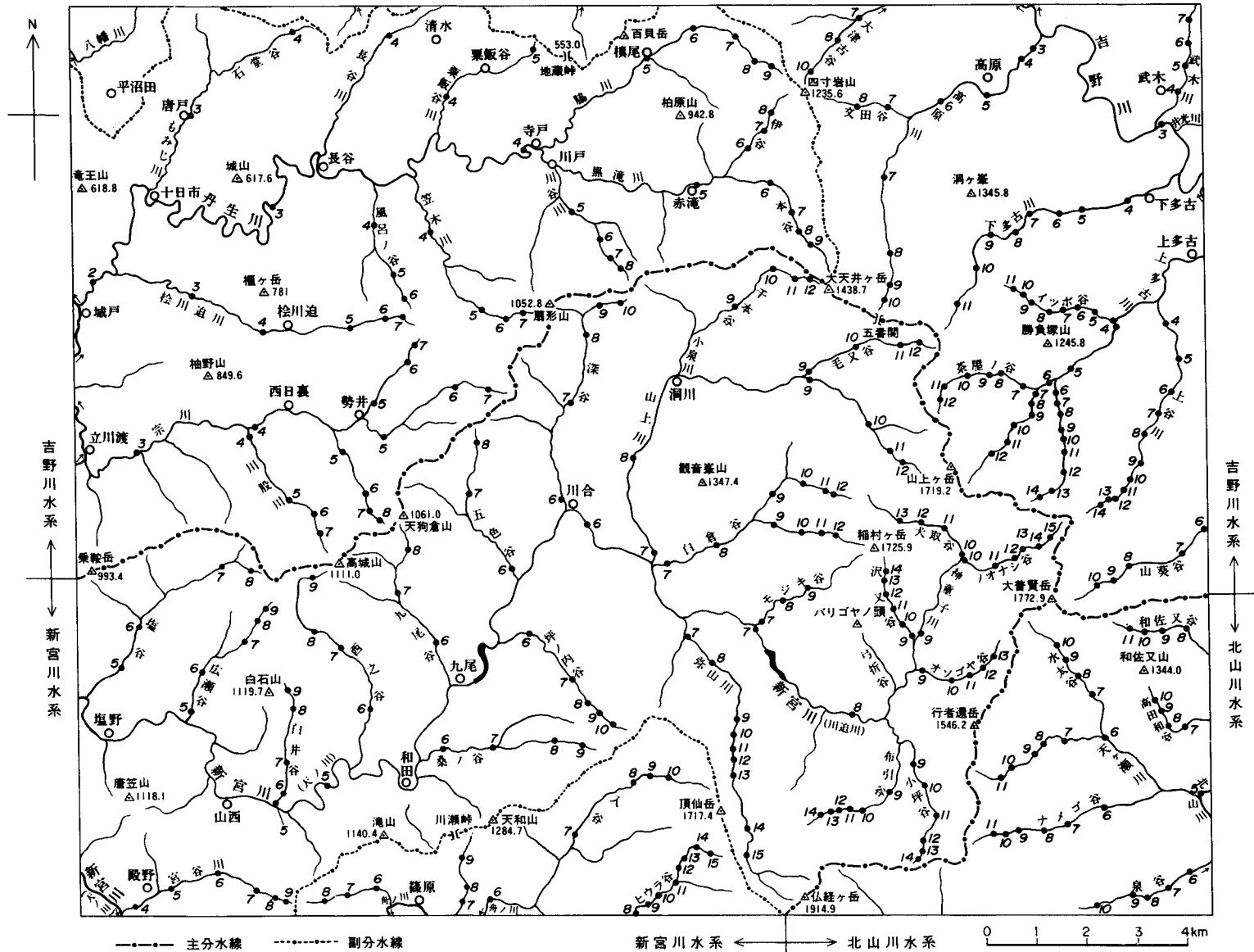
**大峯山脈地域** 切峰面図（第2図）のほぼ1,200 m（この地域の東部では約1,100 m、南西部では約1,300 m）等高線で囲まれた範囲の地域であって、東部及び西部の両地域は数100 mもの高度差をもって聳えている（第4図）。大峯山脈の主稜線に沿う山上ヶ岳頂上地帯、竜ヶ岳-大普賢岳北方地帯及び弥山山地一帯等には標高1,600 m-1,800 mの比較的小面積の高位平坦面ないし緩傾斜面が散在している。これらの地形面の標高は稲村ヶ岳頂上地域の狭い範囲に分布する稲村ヶ岳礫岩層基底の不整合面の標高（平均標高約1,700 m）にほぼ等しい。また切峰面図において、1,700 m±以上の高度の部分は南北の二つに分かれていて、そのうちの北側のものは稲村ヶ岳礫岩層基底面-山上ヶ岳-大普賢岳地域内に分布し、川迫川の深い峡谷を距てて南側の弥山山地に分布するものと対峙している。また弥山山地に分布する高位緩傾斜面は、その北方の山上ヶ岳-大普賢岳北方地域に散在する平坦面よりも高度がやや高く、最高部分は1,850 m以上に達し、その上に大峯山脈の最高点仏経ヶ岳が緩やかな残丘状に聳えているが、仏経ヶ岳頂上と平坦面最高部との高度差は僅少である。

このような大峯山脈地域のうち、川迫川-天ヶ瀬川（北山川の支流）線以北の大部分はチャート及び砂岩を主とする三畳-ジュラ紀の山上ヶ岳層群からなり、それは大迫構造線によって西・南及び南東の三方が取り巻かれた低角衝上帯（山上ヶ岳衝上帯と仮称）を構成している。山上ヶ岳衝上帯の北端に近い四寸岩山地域の山稜では、山上ヶ岳層群の一部が三畳-ジュラ紀の川上層群からなるクリッペ（四寸岩山クリッペ）によって覆われている。また高原川上流地域には山上ヶ岳衝上帯の下位に伏在する白亜紀日高川層群天川亜層群の一部が地窓（奥高原地窓）となって現れている。

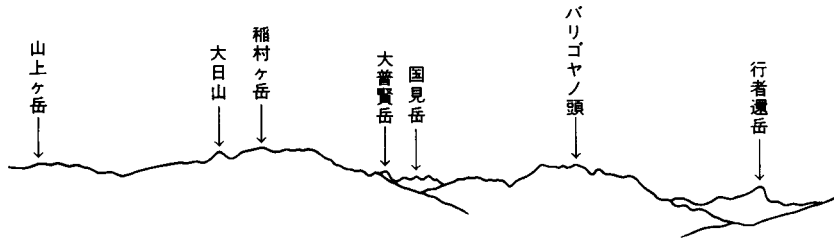
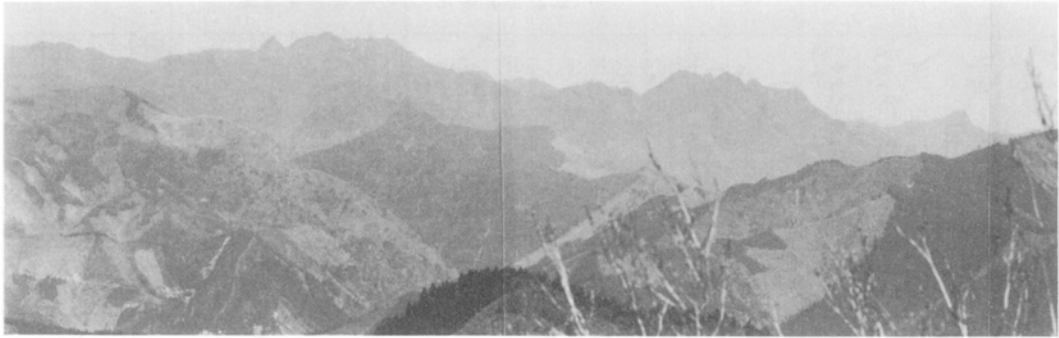
これに対して川迫川以南の弥山山地では天川亜層群だけが分布し、緩傾斜面の発達する標高1,700 m以上の部分には、中新世-鮮新世前期の大峯花崗岩類の進入に伴う熱変成作用によって、ホルンフェルス化した砂岩層（弥山砂岩、後出の第6図参照）がやや広範囲に分布している。大峯山脈地域の中部（稲村ヶ岳-山上ヶ岳-大普賢岳地域）及び南部（弥山山地）が北部に比較して東西の幅が広く、かつ標高が高いのは、以上述べたように構成岩石が浸食作用に対して大きい抵抗力をもっていたこと、大峯花崗岩類の進入に伴う地盤上昇が著しかったことなどによるものであろう（第5図）。

**東部地域** 東部地域は大峯山脈地域の東山稜（大普賢岳-<sup>おぼみね</sup>伯母峯峠山稜）によって南北の両地区に分けられる。

**東部地域北部地区** この地区と大峯山脈地域との地形的境界は明瞭でないが、ここでは切峰面図（第2図）上でほぼ1,100 m等高線以下の高度の部分をもって東部地域北部地区とする。この地区内を屈曲しながら流れる吉野川本流沿岸地帯には比高10 m程度の低位段丘のほか、比高80 mを越える幾つかの高位段丘がところどころで見られる。例えば吉野川左岸では人知（100 m）、井戸（120 m）、



第3図 山上ヶ岳地域の水系図。数字は河床高度(100m)



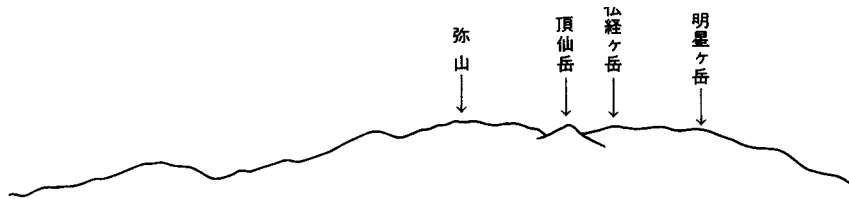
第4図 天狗倉山より東方(山上ヶ岳)及び東南方

同右岸では白屋(120 m)等があり、このほか吉野川支流沿岸では高原川左岸の高原(130 m)、上谷川右岸の上谷(80 m)等がある。また河岸には急崖状の谷壁の続くところもある。しかし吉野川本流の勾配はかなり緩やかであって、河床面標高400 mの地点は水系図(第4図)に示した300 mの地点(武木川合流点付近)の南東方直距離約9.5 kmの地点(東隣大台ヶ原山地域内)である。

東部地域北部地区の地質は主として三疊紀-ジュラ紀の川上層群からなるが、本地区の南東部(上多古-上谷地域)は山上ヶ岳層群からなり、両者は下多古線をもって接している。大峯山脈地域に広く分布する山上ヶ岳層群は一般にチャートと砂岩に富むが、上多古-上谷地域に分布する同層群の岩相は、本地区に広く分布する川上層群のものに類似し、浸食に対する抵抗力の比較的小さい緑色岩類が多くなっている。このことが下多古線以南の上多古-上谷一帯の地域が地形的には本地区に属することの要因となったものであろう。

**東部地域南部地区** 本地域南東隅の、主として北山川上流右岸地帯に属する地区であって、大峯山脈地域との地形的境界は北部地区の場合と同様に明瞭でないが、ここでは切峰面図(第2図)のほぼ1,200 m等高線をもって両者の境界とする。この切峰面図に示されるように、本地区の中部すなわち北山川右岸支流の天ヶ瀬川下流地域(ナメゴ谷下流地域を含む)では、切峰面図の各等高線は西方に突出してやや幅の広い“谷状低地”となり、その南北両側の地域では各等高線が東方に突出した“山稜状高地”となっている。このような地形面が形成された要因の一つとして、次のような地質学的事実が挙げられる。すなわち本地区はほとんどすべて天川亜層群からなり、そのうちの北部及び南部の山稜地帯は砂岩を主とする地帯であるのに対して、中部のナメゴ谷-天ヶ瀬川下流の地帯は一般に砂岩に乏しく、泥質岩・緑色岩類に富む。本地区の地形形成にはこのような岩質の相違に基づく差別浸食の結果が大き





(明星ヶ岳)の連峰を望む (1965年5月, 志井田写)

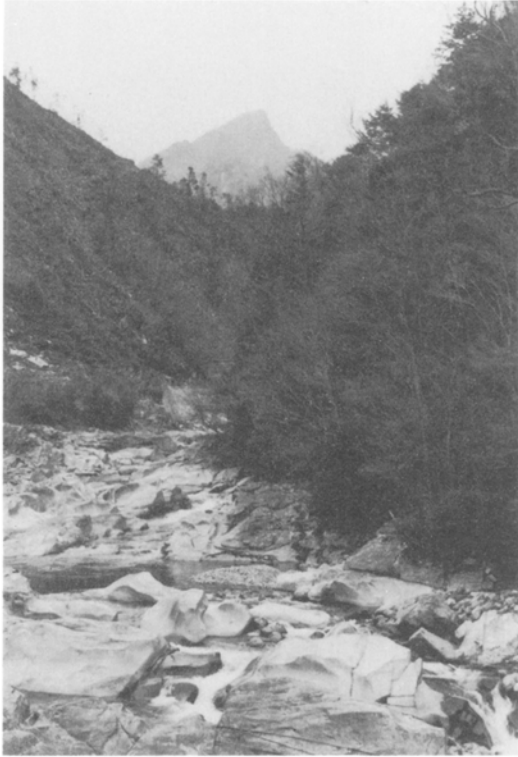
く影響したものであろう。

**西部地域** 切峰面図ではおおむね標高400 m-1,200 mの範囲内にあるが、東側の大峯山脈との境界は必ずしも明瞭でない。本地域はほぼ黒滝村<sup>くろたき</sup>榎尾<sup>まきお</sup>-西吉野村<sup>せい</sup>勢井<sup>おおとう</sup>-大塔村<sup>との</sup>殿野<sup>の</sup>の線（以下榎尾-殿野線と呼ぶ）を中心とする北東-南西方向の地帯を境として北部と南部（厳密に言えば北西部と南東部）の両地区に分けられる。

**西部地域北部地区** 本地区は主として紀ノ川-吉野川水系（大部分は吉野川支流の丹生川流域）に属しているが、唐笠山<sup>とがさやま</sup>北方では新宮川（天ノ川）水系に属している。この地区の切峰面図上の各等高線は一般に北東-南西方向に走り、紀ノ川-吉野川本流に沿う低地帯に向かって次第に低下しているが、この地区内を流れる丹生川<sup>ひしかわ</sup>・松川<sup>せがわ</sup>・宗川<sup>むねがわ</sup>等の各本流は全体としてほぼ東西方向の流路をもって西流している（第2図及び第3図）。

本地区の主要岩層は北西から南東へ、平原<sup>へいげん</sup>亜層群・西吉野<sup>せい</sup>亜層群・天川<sup>てん</sup>亜層群の順に分布し、かつ平原<sup>へいげん</sup>亜層群は西吉野<sup>せい</sup>亜層群の上に、西吉野<sup>せい</sup>亜層群は天川<sup>てん</sup>亜層群の上にそれぞれ衝上している。またこれらの各層群の構造は大局的にみると北東-南西の走向をもち、北西方に傾斜している、それは全体として切峰面図の等高線に平行である。しかし西吉野村<sup>せい</sup>柚野<sup>ゆの</sup>山地の西吉野<sup>せい</sup>亜層群はその下底をなす衝上<sup>ゆのやま</sup>面の傾斜が緩やかであるために、同<sup>せい</sup>層群からなる衝上<sup>ゆのやま</sup>帯（柚野山<sup>ゆのやま</sup>衝上<sup>ゆのやま</sup>帯）の一部分は東方に向かって幅狭く突出している。この原因の一つとして、この地域における衝上<sup>ゆのやま</sup>面下の天川<sup>てん</sup>亜層群が泥質岩を主としてい<sup>せい</sup>の<sup>ゆのやま</sup>に対して、衝上<sup>ゆのやま</sup>帯である西吉野<sup>せい</sup>亜層群が赤色チャート、非赤色チャート等に富み、泥質岩が比較的少ないという岩質の差が考えられる。

**西部地域南部地区** 榎尾-殿野線に沿う地帯の東側に近接する扇形山<sup>おおぎがたやま</sup>-天狗倉<sup>てんぐくらやま</sup>山間の標高がやや低い



第5図 川迫川より東方の行者還岳を望む（1965年5月、志井田写）

ために、高度1,000 m以下の地域がこの地区内の天ノ川流域にやや広く入り込んだ、半盆地状の地形を描いている（第2図）。このような“天ノ川盆地”の北西縁には、榎尾-殿野線に沿う山岳地帯（扇形-山唐笠山山地）があり、また同“盆地”の南縁に近接して唐笠山-天和山の山稜線が東西に続き、更にまた同山稜線の南側には宮谷川-舟ノ川の河谷線がほぼ東西方向に連なっている。本地区と大峯山脈地域との地形的境界は明瞭でないが、切峰面図ではほぼ1,300 m等高線に近接する観音峯山-入谷（舟ノ川の支流）下流の線とすることが適当であろう。

“天ノ川盆地”を西流する天ノ川の河床傾斜はかなり緩やかである。すなわち、河床面標高500 mの地点が天川村籠山付近であるのに対して、400 mの地点は猿谷ダム堰堤付近（西隣高野山地域内）である。また河岸地帯は沖積低地に乏しいが、比高10数mないし数10 m以上の、幅の比較的狭い河成段丘が断続的に分布している。扇形山-唐笠

山山地の南西部を天ノ川が大きく屈曲して横断する一帯の地域では、兩岸の急斜したやや規模の大きい峡谷が見られ、その深さは最大約700 mに達する。またこれに対して本地区の南縁部にほぼ東西方向に連なる舟ノ川-宮谷川流路の北側には唐笠山-天和山の山稜線が東西方向に続き、その東端は入谷の溪谷によって刻まれている。本地区の大部分は白亜紀の天川亜層群からなるが、南縁部の舟ノ川-宮谷川地帯には同じく白亜紀の日高川層群上野地亜層群の一部（殿野累層）が分布し、天川亜層群は殿野累層に衝上している。この衝上断層（辻堂線）は上述の唐笠山-天和山山稜線の南側にあつて、この山稜線にほぼ平行である<sup>2)</sup>。

## II. 地質概説

### II. 1 地質の概要

山上ヶ岳地域は、紀伊半島のほぼ中央部に位置し、西南日本外帯の一部に属している。本地域には、主に砂岩、泥岩、頁岩、チャートなどの三疊紀から白亜紀頃までの堆積岩類である中生界が卓越し、そ

2) 大塔村篠原の東方では、この衝上断層は舟ノ川を横断する。

のほか、第三紀礫岩層と、これらを貫く新第三紀花崗岩類からなる。中生界は衝上断層によって秩父累帯及び四万十累帯に大別される。

紀伊半島中央部の地質構造を概観すると、北から南へ領家変成帯、三波川変成帯、秩父累帯及び四万十累帯がほぼ東西の一般走向で帯状配列をなし、それぞれの帯は顕著な断層で境されている（付図A-1）。領家変成帯と三波川変成帯はいずれも白亜紀の変成帯である。また、秩父累帯は三疊紀-ジュラ紀、四万十累帯は白亜紀-第三紀に形成された地質帯である。なお、以上4帯のうちの秩父累帯が一部地域では欠如しており、本図幅地域はその境目に当たっている。

本図幅地域の層序と地史を総括して概念的に示すと第1表のようになる。また、本地域の地質概略を第6図に示す。

本地域の東部には秩父累帯の地層が広く露出し、低角衝上断層である大迫構造線を境に南側の四万十累層群に衝上している。なお、この大迫構造線はいわゆる仏像構造線に対比されるものである。秩父累帯の地層は更に、北東部の川上層群とこれを取り囲む山上ヶ岳層群とに区分され、下多古線を境に川上層群が山上ヶ岳層群へ衝上している。

本地域の西部には四万十累層群だけが見られ、それらはすべて四万十累帯最北部を占める日高川層群に属している（付図A-1）。本地域の日高川層群は3本の衝上断層、すなわち唐戸構造線<sup>からと</sup>、立川渡線<sup>たてかわど</sup>及び辻堂線を境に、北から平原亜層群、西吉野亜層群、天川亜層群及び上野地亜層群の4亜層群に区分される。すべて、北側の亜層群が南側の亜層群に衝上している。

本地域の川上層群は緑色岩類及びチャートに富み、これらに次いで砂岩、泥質岩（主として粘板岩）を含み、若干の石灰岩を伴っている。一般走向は西北西で、北側に緩く同斜している（第7図）。

山上ヶ岳層群はチャート・砂岩に富み、次いで緑色岩類、泥質岩を含み、若干の石灰岩を伴っている。層理面は一般に緩傾斜を示し、波曲状の褶曲が発達している。主たる褶曲軸の方位は西北西ないし東西である。

大和大峯研究グループ（1981、1987）の生層序学的研究によれば、川上層群と山上ヶ岳層群を含めた本地域及び隣接地域の秩父累帯の地層は三疊紀中期-ジュラ紀後期に堆積し、ジュラ紀後期以降に再配列したものと考えられる。また、かつて志井田（1962）、牧野（1976）によって報告された石炭紀及び二疊紀を示す紡錘虫化石は、それらを含む岩体がオリストリスである可能性が大和大峯研究グループにより指摘されている。

本地域の北西隅に分布する平原亜層群は付図A-1にあるように、三波川変成帯の一部をなすべき地層であり、またその南限を画す唐戸構造線は御荷鉾構造線に対比されるべきものである。近年、下市町平原付近の珪質片岩中から、白亜紀前期の放散虫化石が得られた（大和大峯研究グループ、1981）。本報告ではこの事実に基づいて、本地域の三波川変成帯の地層を平原亜層群と呼び、四万十累層群の日高川層群として区分することにした。

平原亜層群は主に黒色片岩からなり、片状砂岩・緑色片岩・珪質片岩などを伴っており、それぞれ黒色頁岩・砂岩・緑色岩類（溶岩及び火山砕屑岩など）、及びチャートを源岩とする変成度の比較的低い広域変成岩類である。層理面の一般走向は東西に近く、北側へ20-50°の同斜構造を示している。

西吉野亜層群は、主に泥質岩（頁岩・粘板岩）からなり、砂岩、緑色岩類、赤色チャートなどを伴つ

第1表 山上ヶ岳地域の地質総括表

層序区分・岩相 時代区分・地史等	層序区分	層厚 (m)	岩相	地史	
第四紀	完新世	沖積層	礫・砂・泥	現地形面の原型ほぼ完成	
	更新世	河岸段丘堆積物・崖錐堆積物	礫・砂・泥		
新第三紀	鮮新世	火成岩脈類	安山岩・ひん岩・ドレライト	横尾-殿野線の形成 中性-塩基性半深成 火成活動	
		大峯花崗岩類	黒雲母花崗岩・黒雲母花崗閃緑岩 黒雲母花崗岩・花崗斑岩 花崗閃緑岩・トロニエム岩		酸性深成 火成活動
古第三紀	稲村ヶ岳礫岩層	30-75	礫岩・砂岩・泥岩	各衝上断層の形成 紀伊半島北部地域からの海退	
白亜紀	日高川群	上野地亜層群 殿野累層	870+	頁岩・砂岩を主とし、チャート・石灰岩・緑色岩類・赤色チャート-赤色頁岩等を伴う	酸性   塩基性   海底火山活動
		深谷累層	350-1,300+	頁岩・砂岩を主とし、緑色岩類・酸性凝灰岩・赤色チャート-赤色頁岩を伴い、チャート、石灰岩を挟有する	
		九尾累層	600-2,000+	砂岩・頁岩を主とし、緑色岩類・赤色チャート-赤色頁岩・酸性凝灰岩・チャート等を伴い、まれに石灰岩を挟有する	
		山西累層	600-1,100	横尾-殿野線以西地域では緑色岩類のほか頁岩・砂岩・酸性凝灰岩を主とし、チャート・赤色チャート-赤色頁岩等を伴う	
				横尾-殿野線以東地域では頁岩・砂岩を主とし、チャート・緑色岩類・酸性凝灰岩を伴い、まれに石灰岩を挟有する	
		西吉野亜層群	600-1,300	(塩川原-柚野山地区) 緑色岩類・赤色チャート-赤色粘板岩を主とし、黒色粘板岩・砂岩・酸性凝灰岩等を伴う (十日市-城山地区)……粘板岩・緑色岩類・酸性凝灰岩を主とし、赤色チャート-赤色粘板岩・砂岩・チャート等を伴う (長谷川中流-粟飯谷-鳥住地区) 黒色粘板岩を主とし、砂岩等を伴う	
		平原亜層群*	1,500+	(清水-広橋以東地区) 千枚岩質泥質岩を主とし、千枚岩質緑色岩類を伴い、まれに珪質千枚岩、砂質片状岩を含む (梨子堂-石堂谷-唐戸以西地区)……泥質千枚岩を主とし、千枚岩質緑色岩・片状砂岩等を伴う	
ジュラ紀   三疊紀	秩父累帯の地層	山上ヶ岳層群	950-2,100	(大峯山脈北部地区) 砂岩を主とし、粘板岩・緑色岩類・チャート・赤色チャート-赤色粘板岩・石灰岩等を伴う	秩父累帯の地層の堆積・分化
				(大峯山脈中部-南部地区) チャート・砂岩を主とし、石灰岩・頁岩・緑色岩類等を伴う	
				(洞川地区) 頁岩・緑色岩類・石灰岩・チャートを主とし、砂岩を伴う	
川上層群	1,850+	(上多古川下流地区) 緑色岩類・チャートを主とし、砂岩・頁岩・石灰岩等を伴う	塩基性海底火山活動		
		最上部(武木北北西山稜)ではチャートを主とし、砂岩を伴う。その他の大部分は緑色岩類・チャートを主とし、砂岩・粘板岩・石灰岩等を伴い、まれに赤色チャートを挟有する (四寸岩山クリッペ地区)……砂岩・チャート・緑色岩類を主とし、石灰岩・粘板岩を伴う			

\* 平原亜層群は三波川変成帯の一部と考える

\*\* 石炭紀-三疊紀中期の異地性岩体を含む

===== 衝上断層 ~~~~~ 不整合

ている。層理面は全体としてほぼ東西の走向で北に緩傾斜しているが、分布域西部では幾つかの褶曲構造が発達している。

天川亜層群は、下位より整合関係をもって累重する山西・九尾・深谷の3累層に区分される。最下位の山西累層は主として頁岩からなり、砂岩を伴うほか、かなり多量の緑色岩類や酸性凝灰岩を含んでいる。九尾累層は全体として砂岩・頁岩からなり、緑色岩類・酸性凝灰岩・赤色チャート-頁岩を伴う。山葵谷・奥高原地窓等では、しばしば含化石石灰岩等の小岩体ないし小岩塊が含まれる。深谷累層は主として砂岩・頁岩からなり、緑色岩類・酸性凝灰岩・赤色チャート-頁岩を伴う。

本地域北辺中央部から南西隅に続く地帯を軸として巨大な背斜構造が形成され、同地帯北西側の各累層は大局的に北西方向へ、また同地帯南東側では南東方向に傾斜している。

上野地亜層群殿野累層は主に頁岩・砂岩からなり、部分的にチャート・石灰岩の小岩体等を挟有する。

本地域の日高川層群は放散虫化石によると、白亜紀前期から白亜紀後期の岩石からなる(大和大峯研究グループ, 1981)。

以上の古期岩層を不整合に覆って稲村ヶ岳礫岩層、河岸段丘堆積物及び沖積層があり、また、以上の古期岩層を貫いて大峯花崗岩類や火成岩脈類がある。

これらのうち、稲村ヶ岳礫岩層は稲村ヶ岳頂上一帯の小範囲に分布するものであるが、その産状・岩相等からみて、東隣地域の川上村中奥川流域等に散在分布する含化石始新統(?)の中奥層(志井田, 1962; 1979)に対比できる。

大峯山脈に沿う南北の地帯に点在する酸性深成岩類ないし半深成岩類は、従来一括して大峯酸性岩類と呼ばれてきた。しかし、佐伯・古藤(1972)によると、この酸性岩類は中新統熊野層群の堆積以前に起った深成活動に伴う花崗岩質岩類と、同層群の堆積時に起った火成活動に基づく酸性火成岩類の二つに分けられるという。本地域の大峯花崗岩類はすべて前者に属する。本地域の大峯花崗岩類の貫入時代は層序学的には始新世以後-中新世前期以前、恐らく漸新世後期頃のものとして推定できる。しかしながら、大峯花崗岩類の放射年代の多くは中新世-鮮新世前期を示し、上述の相対年代より若い年代を与えている。

本地域内の大峯山脈地域及び隣接地域のところどころには、主として“古期岩層”を貫いた幾つかの小規模の火成岩脈が分布する。それらの岩脈の貫入時代は明確に決定し難いが、それらのうちには稲村ヶ岳礫岩層を貫くものもあることからみて<sup>3)</sup>、大峯花崗岩類の進入時代とほぼ同一時代のものか、あるいはこれよりも幾分後の時代に貫入したものと推定できる。なお岩脈類には、稲村ヶ岳に出現するもののほか、弥山付近、神童子川下流及びその付近にはひん岩脈が多く見られるが、川上村武木口付近では川上層群を貫く安山岩脈、黒滝村植尾奥では天川亜層群深谷累層を貫くドレライト岩脈等がある。

本地域内の各河川に沿う地帯には、小規模の段丘堆積物が散在する。大峯山脈地域に発源する河川の場合、大峯花崗岩類の円礫を含むものが見られるが、このような含花崗岩礫段丘面の現河床面との比高は、一般に大峯山脈地域に近接するに伴って増大する傾向がある。例えば天川村西之谷出合の天ノ川対岸山稜上では、天ノ川河床との比高が約80 m、その北東方直距離約7.5 k mの虻峠南方では天ノ川

3) 大和大峯研究グループ奥田 尚氏の現地におけるご教示による。

本流との比高が約 150 m に達する。この事実は大峯山脈地帯が更新世以降急激な地盤上昇を行ったことを物語るであろう。本地域の沖積層は一般に小規模で断片的であり、礫・砂及び粘土からなり、諸河川の沿岸にわずかに認められるに過ぎない。

## II. 2 研究史

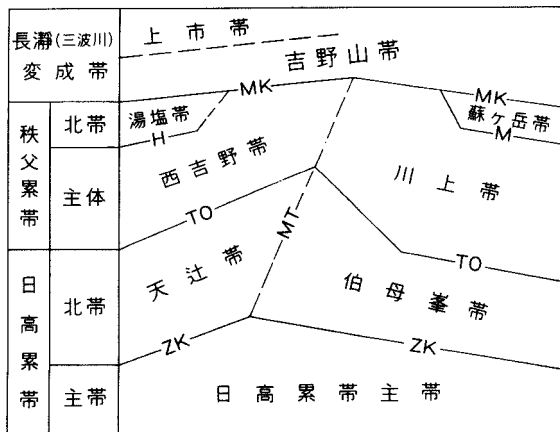
山上ヶ岳地域及び隣接地域における秩父累帯及び四万十累帯の地質に関しては、古くは金原 (1902) の 20 万分の 1 地質図幅 [和歌山] がある。その後飯塚 (1932) の 7.5 万分の 1 地質図幅 [野後] が発表され、5 万分の 1 地質図幅としては平山・岸本 (1957) の [吉野山]、平山・神戸 (1959) の [高野山] 等が発表された。また、地域地質等に関する報文又は卒論としては、OKI (1934)、市川 (1954)、KIMURA (1957)、NOHDA and SETOGUCHI (1967)、坂 (1969)、志井田・梅田 (1957)、志井田 (1962, 1968, 1974, 1979, 1981)、志井田ほか (1975)、牧野 (1976)、大和大峯研究グループ (1976, 1979, 1980, 1981, 1987)、平賀・土田 (1980)、十津川上流調査グループ (1980)、梅田 (1959, 1980)、栗本 (1982) 等がある。

本地域を含めた紀伊半島中央部の層序及び地質構造の詳細は志井田 (1962) によって初めて明らかにされた。志井田 (1962) は御荷鉾衝上線以南を秩父累帯北帯、同主帯、日高累帯北帯、同主帯の 4 帯に区分し、これらはすべて衝上断層により北方の帯が南方の帯へ衝上しているとした。更に、この衝上運動後の変形構造として、黒滝村榎尾から大塔村殿野にかけて追跡される北東-南西方向の断裂帯を軸として両側の地質構造が対曲する事実を見だし、この断裂帯を榎尾-殿野線と称した。以上の地帯構造区分を模式的に示すと第 8 図のようになる。また、本地域に関する地層区分を第 2 及び 3 表に示す。

志井田 (1962) は本地域東部の秩父累帯主帯の地層を川上層群と称し、下位 (南) より行者還層、

上多古層、白屋岳層に区分した。また、本地域西部の秩父累帯主帯の地層を西吉野層群と称し、東部の上多古層に相当するとした。これらのうち白屋岳層は本地域北隣に分布するが、白屋岳層の石灰岩からの二疊紀中-後期の紡錘虫化石の発見及び周辺地域との地層対比をもとに、本地域の秩父累帯の地層の時代を二疊紀前-中期とした。

更に志井田 (1962) は本地域東部の日高累帯北帯の地層を伯母峯層群と称し、下位 (南) より西原層、天ヶ瀬層、伯母谷層に区分した。また、本地域西部の日高累帯北帯の地層を天辻層群と称し、下位 (南) より猿谷層、出屋敷峠層、永谷層



MK: 御荷鉾衝上線, H: 北曾木衝上線  
M: 妻谷川衝上線, TO: 立川渡・大迫衝上線  
ZK: 辻堂・小椋衝上線, MT: 榎尾・殿野線

第 8 図 志井田 (1962) による紀伊半島中央部の構造区分模式図

第2表 山上ヶ岳地域東部における地層区分の比較

		志井田 (1962)	牧野(1976)東隣地域	大和犬峯研究グループ (1981)	本報告(志井田ほか, 1989)
北部 ↑	秩父累帯	川上層群	白屋岳層(二疊紀中-後期)	秩父帯の地層	秩父累帯の地層
		上多古層(二疊紀中期)	笹野沢層(三疊紀中期)		
南部 ↓	日高累帯	行者還層(二疊紀前期)	白川渡層(二疊紀中期)	C層(三疊紀中期-ジュラ紀後期)	下多古線
		立川渡-大迫衝上線	粉尾層-新層(石炭紀中期)	B層(ジュラ紀)	山上ヶ岳層群(同上)
		伯母谷層(ジュラ紀後期)		D層(ジュラ紀後期-白亜紀)	大迫構造線
		天ヶ瀬層(ジュラ紀前期)		仏像構造線	深谷累層(白亜紀)
		西原層(三疊紀後期-ジュラ紀前期)		A層(白亜紀)	九尾累層(同上)
舟ノ川層群	辻堂-小樺衝上線	殿野層(ジュラ紀後期-白亜紀前期)		山西累層(同上)	
				辻堂線	殿野累層(同上)
				上野地帯	

第3表 山上ヶ岳地域西部における地層区分の比較

		志井田 (1962)	本報告(志井田ほか, 1989)
北部 ↑	秩父累帯	長瀬(三波川)変成帯	日高川層群
		吉野山層群(-二疊紀)	
南部 ↓	日高累帯	湯塩層群(二疊紀前-中期)	唐戸構造線
		西吉野層群(二疊紀中期)	西吉野亜層群(同上)
		立川渡-大迫衝上線	立川渡線
		出屋敷峠層(ジュラ紀前期)	深谷累層(同上)
		天辻層群	九尾累層(同上)
	猿谷層(三疊紀後期-ジュラ紀前期)	山西累層(同上)	
	辻堂-小樺衝上線	辻堂線	
	殿野層(ジュラ紀後期-白亜紀前期)	殿野累層(同上)	
		上野地帯	

に区分した。また、伯母谷層の石灰岩は、産出化石（ウニ、層孔虫、石灰藻）と岩相をもとに鳥巢式石灰岩とみなし、周辺地域との地層対比とも合わせて、伯母峯、天辻両層群の地質時代を三疊紀後期-ジュラ紀後期であるとした。なお、本地域の日高累帯主帯を舟ノ川層群殿野層と称し、紀伊半島東部に分布するジュラ紀-白亜紀の<sup>まとや</sup>的矢層（飯塚、1928）に対比されるとした。

牧野（1976）は本地域東隣の吉野川本流東方地域及び吉野川沿岸地帯を研究し、これらの地域の秩父累帯の地質を下位より<sup>そぎお</sup>粉尾層・<sup>しらかわど</sup>白川渡層・<sup>いかり</sup>笹野沢層及び井光層に分けた（第2表）。

これらのうち、粉尾層は、紡錘虫及びコノドント化石などから、その地質時代を石炭紀中期と推定した。また、白川渡層の大部分は、同じく紡錘虫、コノドント化石からみて二疊紀中期の地層によって占められると推定した。白川渡層を不整合に覆う笹野沢層については、コノドント化石から三疊紀中期（Scythian-Anisian）とし、笹野沢層を不整合に覆う井光層については、同じくコノドント化石から三疊紀後期（Carnian-Norian）とした。

大普賢岳及び周辺地域において大和大峯研究グループ（1979, 1981）は岩層を下位より、A・O・B及びCの4層に区分した（第2表）。

これらのうちA層は、同層の見掛上の下位に接するZ層中に白亜紀型の放散虫化石を多産することからみて、四万十累層群の一員であり、A層の地質時代は白亜紀である可能性が強いとした。

またO層は、A層及び見掛上上位のB層とそれぞれ低角衝上断層で接し、O層中にも数本の低角衝上断層があり、全体として擾乱を受けている。これは仏像構造線（志井田の大迫構造線）に沿う衝上断層運動によってO層全体が擾乱されたものと考えられる。また、O層には二疊紀-白亜紀にわたる放散虫化石が産出し、それらの産状を考え合わせると、O層はオリストストロームを主とする地層であるとした。

O層の見掛上上位に低角衝上断層で接するB層と、B層の上位に堆積接触関係をもって重なるC層、すなわち本地域内の山上ヶ岳層群にはほぼ相当する二つの地層について、大和大峯研究グループ（1976, 1979, 1981, 1987）による研究の概要を引用すると次のようである。

まずB層のうち大普賢岳及び周辺（主として山葵谷地域）の緑色岩類に伴う礫状石灰岩には六射珊瑚類を産し、これらの六射珊瑚類はいずれも三疊系上部統から産出するものであるが、これらの化石の産出層準と同層準と考えられる地点のB層からは産状を同じくしてジュラ紀後期の紡錘虫化石を産出する。また、B層上部の酸性凝灰岩・泥岩からはジュラ紀後期の放散虫化石を産し、チャートからは三疊紀中・後期を示す放散虫化石を産出する。

次に大迫地域のB層の緑色岩類中の礫状石灰岩からは三疊紀の六射珊瑚が産出し、またリボン状チャートを含む石灰岩からは三疊紀のコノドントが産出する。

先に述べたように牧野（1976）は、白川渡層下部（大和大峯研究グループのB層に相当する）から二疊紀の紡錘虫化石の産出を報告している。以上の事実を総合して大和大峯研究グループ（1979, 1981, 1987）は、B層はジュラ紀以前の地層を含んだジュラ紀後期以降のオリストストロームであるとした。

また、大和大峯研究グループ（1979, 1987）によれば、B層の上位に堆積接触関係で重なるC層は層厚のチャートを主とし、砂岩・泥岩等を伴う累層であって、チャート中に介在する灰白色石灰岩からは後期三疊紀のコノドント化石を多産し、泥岩からはジュラ紀後期の放散虫化石が産出する。このこと



からみて、C層は三疊紀中期-ジュラ紀後期に堆積し、それがジュラ紀後期以降に再配列したものであるとした。

一方、本地域西部においても新たな発見が報告されている。前章で述べたように、かつて長瀨（三波川）変成岩類吉野山帯とされていた地域（平山・岸本，1954）の珪質片岩から大和大峯研究グループ（1981）によって白亜紀前期の放散虫化石が得られたことにより、四万十累層群の一部に属するものとされるようになった。

志井田（1962）の西吉野層群は、その後の大和大峯研究グループ（1981）の研究によると、産出化石（放散虫）から白亜紀前期に属するという。またこの見解は同地域西方の高野山南西地域について研究した栗本（1982）の意見ともよく調和する。

志井田（1962）の天辻層群及び舟ノ川層群からも、大和大峯研究グループ（1979）によって白亜紀前期-後期を示す放散虫化石が多数発見されている。

筆者らは1962年以降も、現地調査による更に詳細な層序の解析と室内研究を推進して、本地域の地質の全面的な解明に努めてきた。その結果、幾つかの重要な新事実が発見され、上記の生層序学的研究をも考慮にいれて、志井田（1962）によって確立された層序及び地質構造の幾つかの部分に改訂することとなった（第2及び3表）。

以下に主要な改訂点を列挙する。

1. 秩父累帯の地層の地質時代を三疊紀-ジュラ紀、日高川層群の地質時代を白亜紀とする。
2. 御荷鉾衝上線以北の吉野山層群（旧称）を平原亜層群（新称）とし、四万十累帯日高川層群の一員とする。また、本地域の御荷鉾衝上線を唐戸構造線（新称）とする。なお、三波川変成帯の定義についてはここでは触れない。
3. 秩父累帯西吉野層群（旧称）と湯塩層群（旧称）を合わせて西吉野亜層群（新称）とし、日高川層群の一員とする。
4. 秩父累帯の地層と日高川層群を画する立川渡-大迫衝上線は榎尾-殿野線の東に沿って北上していることが判明した。その一つの証拠として奥高原地窓の詳細な解析を行った。  
よって、立川渡-大迫衝上線（旧称）を改め、大迫構造線（新称）とする。同時に西吉野亜層群の南限を画する衝上断層を立川渡線（新称）とする。
5. 秩父累帯川上層群中に新たな衝上断層が発見され、これを下多古線（新称）と呼ぶ。その一つの証拠として四寸岩山クリッペの詳細な解析を行った。  
また、秩父累帯の地層区分を全面的に改め、下多古線以北を川上層群（新称）、以南を山上ヶ岳層群（新称）と呼ぶ。
6. 日高累帯の天辻層群（旧称）と伯母峯層群（旧称）を合わせて天川亜層群（新称）と改め、これを下位より山西累層（新称）、九尾累層（新称）、深谷累層（新称）の3累層に新たに区分する。
7. 辻堂-小椽<sup>こすち</sup>衝上線（旧称）を辻堂線（新称）と改め、舟ノ川層群殿野層（旧称）を上野地亜層群殿野累層（新称）とする。

## ． 秩父累帯の地層

### ． 1 概 要

大迫構造線で画された北東側の地層群を秩父累帯の地層と呼ぶ。大迫構造線によって秩父累帯の地層は南側及び西側の日高川層群に衝上している。岩相は緑色岩類，チャート，泥質岩，砂岩を主体とし，石灰岩やごく少量の赤色チャート - 頁岩及び酸性凝灰岩を伴う。

秩父累帯の地層内部には更にもう一本の衝上断層，下多古線が認められる。この下多古線を境として，秩父累帯の地層を，北東側の川上層群と南西側の山上ヶ岳層群に区分する。川上層群は山上ヶ岳層群に衝上し，川上層群の一部はクリッペをなして山上ヶ岳層群中に存在している。

川上層群及び山上ヶ岳層群は，産出化石等から推定して，三畳紀 - ジュラ紀の地層と考えられる。

### ． 2 川 上 層 群

[概要] 川上層群は，本地域北東部の吉野川流域に主として分布するほか，その一部は大峯山脈北部地区の新茶屋 - 百丁茶屋<sup>4)</sup>間山稜部に一つのクリッペ（四寸岩山クリッペ）となって分布している。本層群はその外縁を画する下多古線をもって山上ヶ岳層群と接している。層理面の一般走向は西北西 - 東南東を示し，北側に緩く傾斜している。よって南側が見掛上の下位に当たる。

本図幅において新たに定義する川上層群は，志井田（1962）の川上層群のうちで，上多古層の一部及び白屋岳層全部を含めたものに相当する。また，川上層群は大和峯研究グループ（1981）のB層の北半部とC層の一部を含んだものに相当する。

[模式地] 本層群の模式断面は，下記の二つのルートに沿う断面を合わせたものである。

1. 下多古川と下多古線の交差点 - 下多古川沿岸 - 下多古川と吉野川の合流点 - 吉野川沿岸国道169号線沿線 - 武木口南方向斜軸（付図A - 2, K - 3）。
2. 吉野川と武木川の合流点 - 武木川河岸線及び同川西岸道路 - 武木北西山稜と東西方向斜軸の交差点...標高約960 m（付図A - 2, K - 4）。

[層序及び岩相] 本層群は整合関係をもって累重する下部・中部及び上部の3部層に分けることができる。

**下部層** 主として緑色岩類（枕状溶岩を伴う）からなり，若干の石灰岩のほか，チャート・赤色チャート - 赤色粘板岩を伴っている（付図A - 11, K - 3, A - B間の累層）。

**中部層** 頻互層状に累重するチャートと緑色岩類を主とし，若干の粘板岩を伴っている（付図A - 11, K - 3, B - C間の累層とK - 4, C - D間の累層を合わせたもの）。

**上部層** チャートを主とし，砂岩を挟んでいる（付図A - 11, K - 4のDより上位）。

模式断面から西方に移るに従って，本層群の下部層及び上部層は分布しなくなる。また，中部層では岩相にかなりの変化が認められ，模式断面で頻互層状に累重した緑色岩類とチャートの挟在量はやや減

4) 大天井ヶ岳北方の大峯山脈主稜線上の鞍部の一つ（標高約1,055m）

少し、これに代わって粘板岩・砂岩の挟在量が次第に多くなるとともに、模式断面の中部層では石灰岩が次第に多くなっていく（付図A-11, K-1A, K-1B）。

なお、四寸岩山クリップを構成する本層群の岩相は、高原川中流沿岸地域におけるこのような本層群中部層のものに類似しているが、同クリップのものにはかなり厚い石灰岩が挟有されている（付図A-11, K-SKP）。四寸岩山クリップに分布する本層群の全層厚は約880 mである。なお、地質柱状図における各岩相の割合を付図A-12に示す。

**砂岩** 一般に中粒ないし細粒のグレイワック型砂岩であって、肉眼的には暗灰色、緻密堅硬な岩石である。鏡下で観察すると、石英、長石類及び各種岩石の破片等からなる幾分角張った粒子が、泥質分を主とする基質によって充填されている。これらのうち長石粒子は絹雲母様鉱物に変化している場合が多く、また岩石破片中には、しばしば塩基性細粒火山岩（主にスピライト質玄武岩）の岩片も見いだされる。このほかにジルコン、緑れん石、尖晶石、ざくろ石等の透明重鉱物の小粒子も少量見いだされることがある（図版I-1）。

**チャート** 無層理のものと同層理をもつものがあり、前者は一般に灰白色、微結晶質で、細粒石英の集合体となっていて、多くの石英細脈によって貫かれている。後者は暗緑灰色ないし灰黒色のものが多い。しばしば複雑な層内褶曲を示す。

**緑色岩類** 肉眼的には一般に暗緑色ないし赤褐色を呈し、しばしば杏仁状構造が見られる。鏡下では次の3種のものが識別されるが、互いに密接な関係をもって産し、肉眼的には一般に識別が難しい。

i) 変質輝緑岩, ii) スピライト質玄武岩, iii) 塩基性凝灰岩

i) は曹長石化した拍子木状の斜長石、粒状化した単斜輝石、緑泥石、緑れん石、方解石などを含みオフィティック組織が一般によく発達する。ii) はi) とほぼ同様な鉱物組成及び組織を示すが、より細粒である。ときに枕状構造を示す。iii) は斜長石及び輝石などの結晶は少なく、多くの部分が緑泥石様鉱物となり、またしばしばかなり多量の方解石を含んでいる。特に北端部に産出するものは千枚岩質緑色岩となっている。

川上層群産緑色岩類7個の化学分析値はⅢ. 4の項で述べるが、そのうちの2個について鏡下の特徴を以下に記載する。

#### **塩基性凝灰岩**

（産地）白川渡西方500 m, 八幡トンネル南口 [付図A-15のNo. 28 地点]

（記載）本岩は破砕作用を被っており、1 mm以下の拍子木状斜長石が残存するほか、周囲は緑泥石・方解石・リュウコキシソ・曹長石・石英等の二次鉱物で埋められている。また、破砕面とほぼ平行に緑泥石-方解石脈、方解石-石英脈等の各種細脈が発達している。ときに頁岩の岩片が含まれている。

#### **枕状構造をもつスピライト質玄武岩**

（産地）白川渡西方1.3 km [付図A-15のNo. 33 地点]

（記載）本岩は枕状構造の外殻部に当たり、0.5 mm以下の単斜輝石微斑晶と0.2 mm以下の拍子木状斜長石・単斜輝石を主体とした石基からなる。微斑晶単斜輝石のすべてと石基の単斜輝石の一部は緑泥石化している。そのほか、二次鉱物として方解石・石英・曹長石・パンペリー石・緑れん石・リュウコキシソが見られる。また、石英-曹長石-緑泥石脈、石英-方解石脈、緑れん石脈等の細脈も発達している。

## 石灰岩

一般に緑色岩類中のレンズ状岩体として産し、灰白色を呈する。

## 泥質岩

粘板岩として産するが、本地域北隣のは千枚岩質化し、微褶曲構造を呈する。

### 3 山上ヶ岳層群

[概要] 山上ヶ岳層群は、本地域において主に大峯山脈地域の北部から中部にまたがって分布する。北東側では川上層群が本層群に衝上する。また本層群は、西部・南部・南東部では大迫構造線によって大部分は天川亜層群に衝上しているが、西北部の一小部分は西吉野亜層群に衝上している。このように本層群分布地域は下多古及び大迫の両衝上断層に挟まれた地帯である。

層理面は緩傾斜(5-30°)を示し、複雑な波曲状の褶曲によって特徴づけられる。主な褶曲軸は西北西-東南東の方位をもち、西北西に緩く落している。山上ヶ岳層群は志井田(1962)の川上層群のうちで、上多古層の一部と行者還層全部を含めたものに相当する。また、大和大峯研究グループ(1981)のC層の大部分とB層の一部に相当し、またO層の一部も含まれる。

[模式地] 山上ヶ岳頂上より、同地点東南東小笹ノ宿付近に発源する蓮華谷及びその下流の神童子川を下り、同川出合付近の大迫構造線に至るまでの断面を本層群の模式断面とする(付図A-3, S-12)。

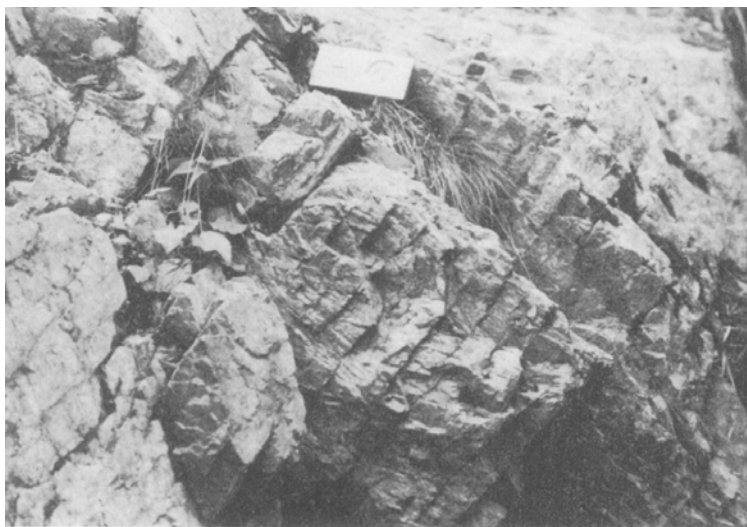
[層序及び岩相] 本層群の層厚は模式断面において約2,085 mである。諸岩相の累重状態についてみると、幾つかの地点の砂岩頁岩互層中の級化層理等から見るかぎり、全体として正序であって、大規模な逆転は考えられない。このことからみて、神童子川入口付近のものが最下位の層準に当たり、山上ヶ岳頂上付近のものが最上位の層準に属している。

模式地付近では主に砂岩及びチャートからなり、若干の石灰岩と比較的少量の頁岩を伴っており、薄い緑色岩類を少し挟んでいる。砂岩・チャートは層状をなし、しばしば褶曲構造を呈する(第9・10図)。また、単層の厚さが200 mを越えることがある。

一方、上多古川下流地域、洞川<sup>どろがわ</sup>地域等においては、本層群は、かなり多量の緑色岩類のほか若干の石灰岩を伴っている。

また洞川地域の本層群は、付図A-3, S-1・S-2・S-3などの各地質柱状図に示すように、上部層と下部層に分けられるが、これらのうち上部層は一般にチャート・頁岩・砂岩を主とし、緑色岩類は部分的に比較的少量挟在するに過ぎない。これに対して下部層は石灰岩・緑色岩類及び頁岩を主とし、若干のチャートを伴っている。これらのうち石灰岩には層厚50 mを越えるものもあって、数か所に鍾乳洞が見られる。

このような洞川地域における本層群のうち、上部層の岩相は前述の山上ヶ岳を中心とする大峯山脈地域のものにかなり類似しているが、下部層の岩相は上多古川下流地域のものとも幾分相違している。すなわち洞川地域の下部層は頁岩と緑色岩類がほぼ等量であって、厚層の石灰岩が卓越しているのに対して、上多古川下流地域では緑色岩類が著しく多く、頁岩は比較的少量であり、石灰岩は一般に薄層である。



第9図 山上ヶ岳層群の層状チャート（レンゲ辻東方山麓，1972年8月，志井田写）



第10図 複雑な層内褶曲構造を示す山上ヶ岳層群の層状チャート（レンゲ辻東方山麓上の露頭，1972年8月，志井田写）

しかし洞川地域と、山上ヶ岳を中心とする大峯山脈地域及び上多古川下流地域等との間の層序的關係を明確にするための岩相の追跡は、これらの地域の中に介在して大峯花崗岩類が露出するため、前述のようになりに困難である。

なお、地質柱状図における各岩相の割合を付図A-4に示す。

#### **砂岩・頁岩**

一般に互層状あるいは互いに相伴って産出するが、量的には砂岩の方がはるかに多く、特に稲村ヶ岳周辺の急傾斜地帯では厚層となって分布する。砂岩はグレイワッケ型砂岩に属し、鏡下の特徴は川上層

群中のものと同様である。

#### チャート・緑色岩類・石灰岩

産状及び鏡下の特徴は、川上層群中のそれらとほぼ同様である。

#### 赤色チャート

一般に層理のよく発達した赤色の岩石であって、鏡下では微細な石英及び赤鉄鉱を主とし、それらが二次的に形成された石英の細脈によって縦横に貫かれている。なお、この岩石中にはしばしば放射虫殻が含まれ、殻の内部が石英によって充填されて、全体としては斑点状の外形（圧縮変形して扁平化している場合が多い）を呈している。

#### オリストストローム群

小南峠トンネル北方における大迫構造線横断道路東側では、オリストストローム群が観察される。地質柱状図を作成していないが、トンネル北側出口から北西方向に向かって順次、次のように岩相及び断層が見られる。A（チャート、最厚1.5 m±、上方で消滅）、B（石灰岩、最厚2.5 m±、上方で消滅）、C（緑色岩、最厚2.0 m±、下方で消滅）、D（チャート、最厚2.0 m±、下方で消滅）、E（断層グーヅ、幅20 cm±）、F（泥質岩、逆転褶曲、厚さ1 m±）、G（断層グーヅ、幅20 cm±）、H（断層グーヅ、幅50 cm±）、I（頁岩、断面上部において層厚最大でほぼ1.2 m±、下部で薄くほぼ0.5 m±）、J（石灰岩、下方で最も厚く、約5 m±、上方で消滅）、K（チャート、小レンズ群、4個）、L（小断層群4条、下方に集約、以上までのうちK、Lの両者は頁岩中に集約する）。M（走向N50° E、傾斜55° S Eの頁岩と、上記のK、Lの頁岩とを合計した厚さ約1.2 m）。N（走向E-W、傾斜80° Sの小断層1条）。O（走向E-W、傾斜80° Sの小断層1条）。P（砂岩の小ブーディン5個を伴う頁岩、この走向、傾斜はNに同じ）、Q（この北西は砂岩頁岩互層から次第に頁岩が多くなり、両者とも上方に厚く、下方に薄く、最も厚いところで約6 m）。R（断層グーヅ…走向N 80° E、傾斜45° S、厚さ約0.2 m±）。S（砂岩を主とし、少量の頁岩を伴い、走向・傾斜ともRに同じ）。なおこれより北方の里道側面には、しばらく砂岩頁岩互層の安定した状態が続く。

### III. 4 秩父累帯の岩石の化学組成

#### 川上層群の石灰岩

おおつこだに  
大津古谷と高原川との分水山稜上の三角点、あざみヶ岳（1,087.3 m）の南西方に露出する岩体は、以前奈良県経済部商工課の委託によって筆者らがセメント原料として調査した。その石灰岩の化学組成は第4表のとおりであり（志井田・梅田、1957）、ほとんどMgOを含まない。

#### 山上ヶ岳層群の石灰岩

第4表に示す石灰岩は下位層準の石灰岩であり、洞川西方の山稜（深谷の東山稜）上の南から三つ目の石灰岩についての分析結果で、ほとんどMgOを含まない。

#### 川上層群の緑色岩類

本層群の緑色岩類のうち、中奥川出合の白川渡西方国道169号線沿線のもの7個について、化学分析を行った（第5表）。なお採取試料のうち、No. 28は八幡トンネル西出口付近、Nos. 30-35は同トン

ネル西方国道 169 号線の大曲地点付近である (付図 A-15 参照)。

一般に緑色岩類は変成・変質しており, また多くの炭酸塩鉱物が脈状又は杏仁状に含まれている。ここでは, 変成・変質過程において全岩組成は変化せず, 炭酸塩鉱物は外来の二次的生成物とみなして, 炭酸塩を除いた残りの珪酸塩部分を 100%換算した値 (第 5 表の中段) を本来の化学組成と考えて, 以下の議論を行った。

分析値から明らかのように, 多くの試料でノルム石英が算出される。また, いずれの試料もカリウム含有量が極端に低く, K/Rb 比が高い。なお, 世界の玄武岩のカリウム含有量の平均値は 1.26% (DALY, 1933), K/Rb 比平均値は 240 (TAYLOR et al., 1956) である。

以上の化学組成上の特徴は, いわゆる深海性玄武岩の特徴 (GAST, 1968) と一致する。また, KUNO (1960), 久野 (1965) のダイヤグラムによって分類すると, 多くは高アルカリ・ソレイト質岩石に属することが分かる。なお, 東隣地域の秩父累帯の緑色岩類に関しては, TANAKA and SUGISAKI (1973) の研究がある。

### III. 5. 秩父累帯の化石及び地質時代

本地域及び隣接地域の秩父累帯の地層からは従来化石の産出がほとんど報告されていなかったが, 1962 年から 1975 年にかけて本地域内及びその東隣地域から若干の珊瑚・紡錘虫の化石が報告された (志井田, 1962; 西田, 1969; 志井田ほか, 1975)。その後, 本地域の東方の川上村中奥川及び井光川流域等からは紡錘虫・コノドント等が報告され (牧野, 1976), 引き続いて本地域内の大普賢岳・山葵谷・山本茶屋北方・上谷川上流・上多古川下流及び本地域東方の吉野川沿岸等における多くの地点から, 六射珊瑚・コノドント・紡錘虫・放散虫等の化石の産出が報告された (大和大峯研究グループ, 1976; 1979; 1981)。以下に主な産出化石について述べる。

志井田 (1962) は東隣地域の川上層群相当層より, 二疊紀中期を示す紡錘虫化石を発見した。

*Neoschwagerina* sp.

*Schubertella* sp.

産地: 川上村瀬戸東方 (志井田, 1962 の第 7 図版参照)

岩相: 砂岩中に挟有される厚さ 2 m の層状石灰岩。

第 4 表 川上層群及び山上ヶ岳層群の石灰岩の化学組成

Sample No.	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	0.50	0.22	0.10	0.12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.02	} 0.08	} 0.13	} 0.11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.04			
FeO	0.02	—	—	—
MgO	0.23	0.32	0.32	0.29
CaO	55.86	55.16	55.19	54.71
Na <sub>2</sub> O	0.01	—	—	—
K <sub>2</sub> O	0.01	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	—	—	—
H <sub>2</sub> O+	0.04	—	—	—
H <sub>2</sub> O-	0.14	—	—	—
CO <sub>2</sub>	42.70	—	—	—
Ignition loss	—	43.18	43.11	43.16
Total	99.68	98.96	98.85	98.39
採 集 地	洞川西方山稜 (山上ヶ岳層群)	あざみヶ岳南西約 1 km (川上層群)		

分析者: 1—東京石炭鉱物研究所 (1975 年分析)

2. 3. 4—奈良県工業試験場 (志井田・梅田, 1957 による)

第5表 川上層群の緑色岩類の化学組成  
Chemical composition of the green rocks in the Kawakami Group.

Sample No.	28	30	31	32	33	34	35
SiO <sub>2</sub>	48.85	48.60	42.57	45.24	42.54	44.01	44.68
TiO <sub>2</sub>	1.38	3.21	1.69	1.71	1.32	0.99	2.24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.91	13.91	13.30	13.59	12.31	13.28	16.76
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.23	0.98	1.57	1.49	1.13	1.17	1.31
FeO	9.19	5.57	6.88	5.44	6.52	8.46	10.00
MnO	0.20	0.07	0.15	0.14	0.14	0.22	0.12
MgO	4.93	0.45	4.86	5.01	4.77	14.17	6.32
CaO	7.02	5.18	5.41	2.26	5.66	8.51	3.30
Na <sub>2</sub> O	3.58	4.50	1.38	2.63	2.15	1.23	2.91
K <sub>2</sub> O	0.27	0.08	0.66	0.85	0.28	0.16	1.15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.39	0.46	0.21	0.36	0.28	0.05	0.33
H <sub>2</sub> O+	1.56	2.50	3.89	3.64	1.92	5.64	4.88
H <sub>2</sub> O-	0.48	0.25	0.49	0.66	0.46	0.80	0.31
Total silicate	95.99	85.76	83.06	83.02	79.48	98.69	94.31
CaCO <sub>3</sub>	3.75	14.21	17.44	16.27	19.13	1.11	5.94
MgCO <sub>3</sub>	0.09	1.03	0.30	0.27	0.33	0.02	0.72
Total	99.83	101.00	100.80	99.56	98.94	99.82	100.97
Sr (ppm)	223	286	1082	532	559	—	540
Rb (ppm)	2.7	2.2	18.4	26	8.0	—	29.7
SiO <sub>2</sub>	50.89	56.67	51.25	54.49	53.52	44.59	47.37
TiO <sub>2</sub>	1.44	3.74	2.03	2.06	1.66	1.00	2.38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.53	16.22	16.01	16.37	15.49	13.46	17.77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.36	1.14	1.89	1.79	1.42	1.19	1.39
FeO	9.57	6.49	8.28	6.55	8.20	8.57	10.60
MnO	0.21	0.08	0.18	0.17	0.18	0.22	0.13
MgO	5.14	0.52	5.85	6.03	6.00	14.36	6.70
CaO	7.31	6.04	6.51	2.72	7.12	8.62	3.50
Na <sub>2</sub> O	3.73	5.25	1.66	3.17	2.71	1.25	3.09
K <sub>2</sub> O	0.28	0.09	0.79	1.02	0.35	0.16	1.22
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.41	0.54	0.25	0.43	0.35	0.05	0.35
H <sub>2</sub> O+	1.63	2.92	4.68	4.38	2.41	5.71	5.17
H <sub>2</sub> O-	0.50	0.29	0.59	0.79	0.58	0.81	0.33
Rb (ppm)	2.80	2.60	22.2	31.3	10.1	—	31.5
K/Rb	830	287	295	271	288	—	321
Q	2.01	12.64	11.76	15.14	8.83	—	1.56
C	—	—	1.19	6.13	—	—	5.84
or	1.65	0.53	4.67	6.03	2.07	0.95	7.21
ab	31.56	44.43	14.05	26.83	22.93	10.58	26.15
an	24.81	20.43	30.66	10.69	29.07	30.64	15.08
wo	3.67	2.51	—	—	1.66	4.93	—
en	1.80	0.56	—	—	0.90	3.31	—
fs	1.80	2.12	—	—	0.69	1.25	—
en	11.00	0.74	14.57	15.02	14.04	15.23	16.69
fs	11.01	2.83	10.63	7.46	10.78	5.75	14.63
fo	—	—	—	—	—	12.07	—
fa	—	—	—	—	—	5.03	—
mt	4.87	1.65	2.74	2.60	2.06	1.73	2.02
il	2.74	7.10	3.86	3.91	3.15	1.90	4.52
ap	0.95	1.25	0.58	1.00	0.81	0.12	0.81

No. 28: 塩基性凝灰岩, No. 30: スピライト質玄武岩, Nos. 31, 32, 33, 34, 35: 枕状構造をもつスピライト質玄武岩  
分析者: 田中 剛・杉崎隆一



西田(1969)は本地域の山上ヶ岳層群中より、二疊紀を示す紡錘虫化石を発見した(図版 I-2).

*Schwagerina* sp.

産地：天川村洞川集落東端(西田, 1969 の第2図参照)

岩相：sparite 質石灰岩(付図A-3, S-3の下位より2番目の石灰岩層),  
及び

産地：天川村蛇の倉参道(西田, 1969 の第2図参照)

岩相：micrite 質石灰岩(付図A-3, S-2の最下位石灰岩層).

志井田ほか(1975)は東隣地域の川上層群相当層より、石炭紀を示す四射珊瑚化石,

*Rhodophyllum* sp.

*Lithostrotionella* sp.

産地：川上村入之波北方の谷

岩相：石灰岩転石

また、二疊紀前期を示す紡錘虫化石を発見した.

*Paraschwagerina* sp.

*Triticites* sp.

*Schwagerina* sp.

*Schubertella* sp.

産地：川上村入之波北東部, 三ノ公川上流

岩相：三ノ公礫岩中の石灰岩礫

牧野(1976)は東隣地域の川上層群相当層(第2表)より、石炭紀中期を示す紡錘虫及びコノドント化石,

*Profusulinella* sp.

*Idiognathoides corrugatus*

産地：川上村粉尾付近の中奥川河床(牧野, 1976 の第1図参照)

岩相：石灰岩小レンズ岩体(牧野, 1976 の粉尾層)

二疊紀中期を示す紡錘虫化石,

*Neoschwagerina* sp.

産地：川上村, 中奥川出合付近(牧野, 1976 の第1図参照)

岩相：緑色岩類中の石灰岩小レンズ岩体,

及び

産地：川上村柏木付近の吉野川沿岸(牧野, 1976 の第1図参照)

岩相：礫質石灰岩小岩体(上記を含め, 牧野, 1976 の白川渡層下部)

同様に二疊紀中期を示すコノドント化石

*Gondolella* sp.

*Spathognathodus* sp.

*Idiognathodus* sp.

*Gnathodus* sp.

岩相：チャート（牧野，1976の白川渡層中-上部の多地点，牧野，1976の第1図参照）

三畳紀中期を示すコノドント化石

*Neospathodus homeri*

*Neohindeodella arguiramosa*

*Neogondolella regale*

岩相：チャート及び緑褐色頁岩（牧野，1976の笹野沢層の多地点，牧野，1976の第1図参照）

及び，

三畳紀後期を示すコノドント化石，

*Paragondolella polygnathiformis*

*Carinella mungoensis*

*Epigondolella abneptis*

岩相：チャート・石灰岩（牧野，1976の井光層の多地点，牧野，1976の第1図参照）

等を発見した。

以上述べた産出化石から，本地域及び東隣地域の秩父累帯の地層の地質時代は石炭紀から三畳紀にわたるものと考えられてきた（牧野，1976）。

しかし，その後の大和大峯研究グループによる一連の生層序学的研究により，幾つかの更に新しい時代の化石が発見された。これらの産出化石については大和大峯研究グループ(1981)に総括されており，以下にその主な産出化石について述べる。

本地域大普賢岳付近のB層（山上ヶ岳層群の一部に相当）には，下記の化石が産出する。

三畳紀後期を示す六射珊瑚化石

*Procycolites* sp. cf. *P. timoricus*

*P. gracilis*

*Montlivaltia* sp. cf. *M. stylophylloides*

*M.* sp. cf. *M. norica*

*Thecosmilia* sp. aff. *T. eguchii*

産地：山葵谷北沢及び南沢（大和大峯研究グループ，1981の第6図参照）

岩相：緑色岩類中の礫状石灰岩

二畳紀中期を示す紡錘虫化石

*Yabeina globosa*

産地：山葵谷北沢及び南沢（大和大峯研究グループ，1981の第6図参照）

岩相：同上と同一層準の礫状石灰岩

ジュラ紀後期を示す放散虫化石

*Sticocapsa* sp. C

*Tricolocapsa plicarum*

*Dictyoitra* sp. A

産地：山葵谷北沢及び南沢（大和大峯研究グループ，1981の第6図参照）

岩相：同上層準上部の酸性凝灰岩及び泥岩

三畳紀中 - 後期を示す放散虫化石

*Dictyomitrella* sp. A

産地：山葵谷北沢及び南沢（大和大峯研究グループ，1981の第6図参照）

岩相：同上と同一層準のチャート

三畳紀後期を示すコノドント化石

*Epigondolella abneptis*

産地：山本茶屋北方1.1k mの沢（大和大峯研究グループ，1981の第11図参照）

岩相：リボン状チャートを含む石灰岩

なお，天川村洞川東方のB層（西田，1969の二畳紀紡錘虫化石産出地点と同一層準）の灰白色石灰岩からは，三畳紀後期を示すコノドント化石が産出する。

また，川上村高原ダム南方1.5k mの沢のB層（川上・山上ヶ岳両層群の一部が含まれる）に見られる灰白色石灰岩からは，二畳紀後期を示す紡錘虫化石が，高原南西の沢及び高原西方尾根のB層（川上・山上ヶ岳両層群が含まれる）に見られる灰白色石灰岩からは，三畳紀後期を示すコノドント化石が，それぞれ産出する。

次に，C層（山上ヶ岳層群の一部に相当）には，下記の化石が産出する。

三畳紀後期を示すコノドント化石，

*Epigondolella* sp.

産地：川上村上谷川上流（大和大峯研究グループ，1981の第11図参照）

岩相：白色石灰岩

また，大天井岳付近の層状チャートからは，二畳紀 - 三畳紀後期を示すコノドント化石が産出する。

なお，詳しい産地は記載されていないが，C層のチャートからは，三畳紀中期 - ジュラ紀中期を示す放散虫化石群集，

*Triassocampe deweveri* Ass.

*Unuma echinatus* Ass.

珪質泥岩からは，ジュラ紀中 - 後期を示す放散虫化石群集

*Gnexella mudata* Ass.

*Gongylothrax sakawaensis-Stichocapsa naradaniensis* Ass.

泥岩からは，ジュラ紀後期を示す放散虫化石群集，

*Pseudodictyomitra primitiva*-P. sp. A Ass.

等が産出する。

以上の産出化石及び含化石岩体の産状を基に，大和大峯研究グループ(1987)は，B層及びC層の時代について次のように考察した。

B層に見られるジュラ紀以前（主として二畳紀 - 三畳紀）の化石を含む岩体（石灰岩，チャート等）は，酸性凝灰岩，泥岩中の異地性岩体（オリストリス）であって，B層がオリストストロームとし

て形成されたのはジュラ紀後期以降と推定される。

C層については、チャート・珪質泥岩・砂岩の連続した層序が見られ、その繰り返しが予想されるので、C層は、三疊紀中期-ジュラ紀後期に堆積し、それがジュラ紀後期以降の衝上断層により重なり合ったものと推定される。なお、B層の見掛けの下位にあるO層は、秩父累帯に属するかどうかは明らかでないとされている。

以上の諸研究報告、特に大和大峯研究グループによる産出化石の研究に基づき、山上ヶ岳層群及び川上層群の地質時代を次のようにまとめた。すなわち両層群の地質時代はジュラ紀を主体とし、下限は三疊紀中期に及ぶ可能性がある。石炭・二疊紀-三疊紀後期を示す石灰岩体や、三疊紀-ジュラ紀中期を示すチャート・酸性凝灰岩などの地層・岩体のあるものは、ジュラ紀後期になって取り込まれたオリストリスであって、両層群の堆積年代を直接指示するものではない。

なお、最新の大和大峯研究グループ(1988)の研究によれば、四寸岩山周辺の秩父累帯の地層とされている部分の年代がジュラ紀-白亜紀である可能性が示唆されている。

## IV. 日高川層群-四万十累層群

### IV. 1 概要

本地域の中生界のうち、秩父累帯の地層を除いた残りの地層群を日高川層群と呼ぶ。日高川層群は、四万十累帯の北部に分布し、秩父累帯の地層とは大迫構造線で接している。日高川層群は北から南へ、平原、西吉野、天川及び上野地の4つの亜層群からなり、これらはすべて衝上断層で接している。4亜層群のうち天川亜層群の分布域が最も広く、大峯山脈東側の吉野川流域及び北山川上流地域にも分布している。また、高原川上流において奥高原地窓を構成して出現している。

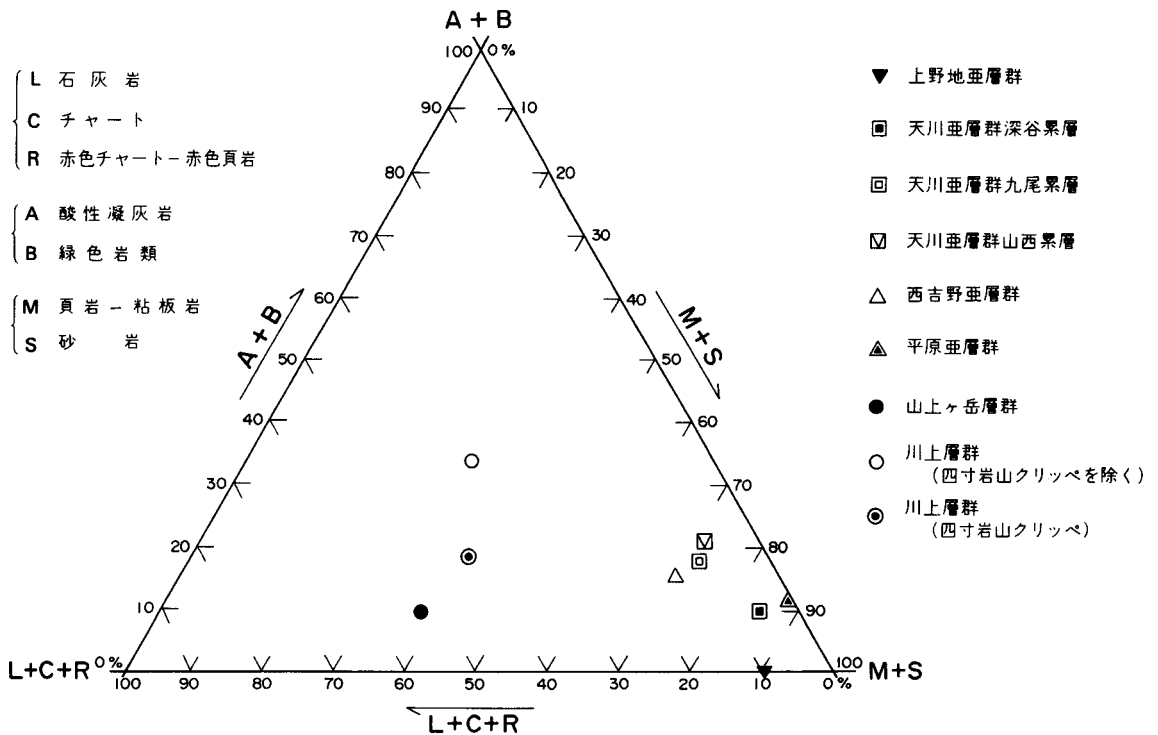
岩相は全体として泥質岩が卓越し、砂岩は天川及び上野地の両亜層群で特に多く、緑色岩類は平原、西吉野及び天川の三亜層群に多い。チャート、石灰岩は全体として少ないが、秩父累帯の地層ではほとんど見られなかった酸性凝灰岩が天川亜層群で、赤色チャート-頁岩が西吉野及び天川の両亜層群で特徴的に見られる。

各岩相の割合を比較してみると(第11, 12図, 付図A-14)、秩父累帯の地層と日高川層群との間には明瞭な差異が認められ、日高川層群中の各亜層群の間においても差異が認められる。

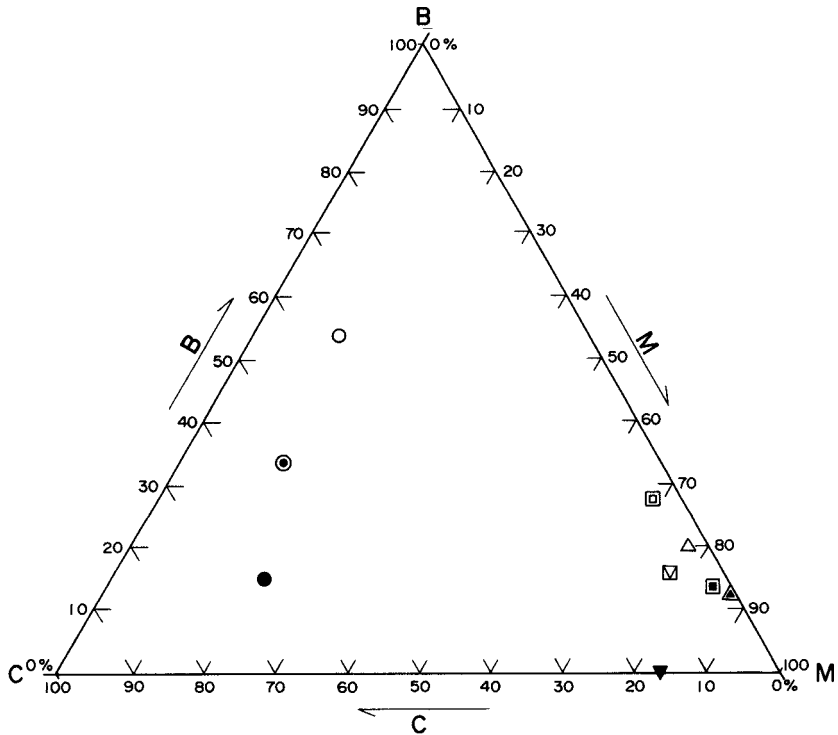
本地域の日高川層群はすべて白亜紀の地層と考えられている。

### IV. 2 平原亜層群

[概要] 本亜層群は四万十累帯最北縁部を占める地層群であって、北隣吉野山地域内及び西隣高野山地域内に広範囲に分布するが、本地域内では西北部の小範囲の地域に分布するに過ぎない。本亜層群は、主として粘板岩、千枚岩、片岩など低変成度の変成岩から構成されており、かつて長瀬(三波川)変成岩類の一員とされ、吉野山層群とされていた(平山・岸本, 1957; 志井田, 1962)。層理面と片理面は



第11図 山上ヶ岳地域の各層群の岩相を示す三角図 [(A+B) - (L+C+R) - (M+S) 図]



第12図 山上ヶ岳地域の各層群の岩相を示す三角図 (B-C-M 図)。各層群の記号は第11図と同じ

ほぼ一致し、その走向は一般に東西方向に近く、傾斜は北に20-50°（平均傾斜約35°）である。

本亜層群は唐戸構造線をもって南側の西吉野亜層群に衝上している。

[模式地] 本亜層群の模式断面は西吉野村唐戸南方の唐戸構造線から、下市町平原の北に至るもみじ川沿岸の街道沿いに見られるものである（付図A-5、H-2）。

[層序及び岩相] 層理面は北へ同斜しており、南が見掛け上の下位に当たる。

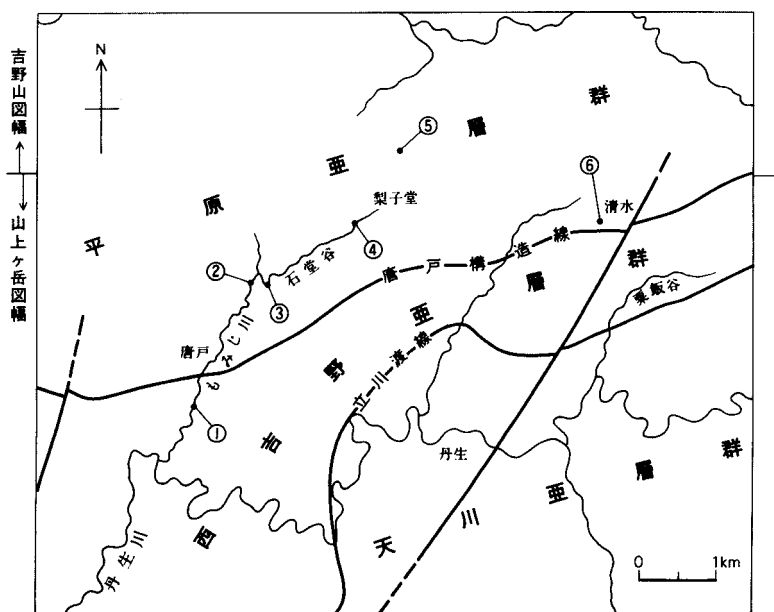
岩相は泥質岩源の粘板岩又は黒色千枚岩が極めて優勢であるのに対して、緑色千枚岩、片状砂岩、珪質片岩、片状凝灰質岩の挟在量は極めて少ない。なお本亜層群には石灰岩、赤色チャート-赤色頁岩を源岩とする片状岩は見当たらない。地質柱状図における各岩相の割合を付図A-6に示す。

紀伊半島中央部においては、三波川変成作用は、御荷鉾構造線を越えて南部の秩父累帯や四万十累帯にも及んでいることが関ほか（1964）によって指摘されている。このことは筆者らによっても確認されており、本地域の唐戸構造線（御荷鉾構造線に相当する）に北接する平原亜層群の岩石と、南接する西吉野亜層群の岩石について、産状と鏡下の特徴を以下にやや詳しく記載する。

### 唐戸構造線に南接する西吉野亜層群

本亜層群は西吉野村唐戸南方のもみじ川沿いや下市町広瀬<sup>あわたに</sup>の栗飯谷周辺などで観察される。

西吉野村唐戸の寺の南南西500m（直線距離）の地点を唐戸構造線は通るが、この構造線より南へ直線距離600m距った地点でも西吉野亜層群の岩石は千枚岩様に見掛けを呈する。この付近の西吉野亜層群の岩石は北又は南へ20-25°程度の緩い傾斜を示してほとんど水平に近い。構造線より600m南では走向N40°E、25°SE傾斜；470m南では走向N40°W、20°NE傾斜；250m南では走向E-Wで20°N傾斜を示す。岩相は600m南では千枚岩質の砂質頁岩ないし泥質千枚岩；470m南でも同様



第13図 平原亜層群及び西吉野亜層群中の記載岩石位置図

だがチャート層を挟み；380 m南では千枚岩質緑色岩（第13図の①地点）でこれが300 m南まで続き；300 m南で泥質千枚岩；250 m南で凝灰岩質泥質千枚岩となる。

下市町粟飯谷の寺の北西800 m（直線距離）の地点を唐戸構造線は通るが、この構造線より南へ直線距離800 m距った地点でも西吉野亜層群の岩石は千枚岩様の見掛けを呈する。この付近の西吉野亜層群の岩石は北又は南へ15-40°程度の緩い傾斜を示す。構造線より800 m南では走向N35°E、15-20°SE傾斜；100 m南では走向E-W、40°N傾斜を示す。岩相は800 m南では千枚岩質頁岩であり、100 m南で砂岩泥岩互層でやや千枚岩質である。

#### 唐戸構造線に北接する平原亜層群

平原亜層群は西吉野村唐戸<sup>いしどうだに</sup>東方<sup>ましろ</sup>のもみじ川沿いを経て北東へ更に下市町石堂谷<sup>いしどうだに</sup>に沿い、下市町梨子堂<sup>なしどう</sup>周辺や、下市町広瀬の清水周辺などで観察される。

まず、もみじ川・石堂谷・梨子堂周辺のものは20-45°程度（平均30°）の緩い北傾斜を示す。走向もほとんど一定してN70°Wであるが、まれにN60°Eに振れることがある。構造線より北東400 mまでは泥質千枚岩；北東400 mから1.3 kmまでは緑色千枚岩（第13図の②地点）、北東1.3 kmから2.0 kmまでは黒色千枚岩である。特に1.4 km地点では、黒色千枚岩は珪質千枚岩と伴い、ブーディン状に砂質千枚岩（第13図の③地点）を挟んでいる。また、2.0 km地点では凝灰岩質千枚岩を少量伴っている。2.1 km地点付近は凝灰岩質泥質千枚岩となる。北東2.3 kmから2.8 kmまでは主として黒色千枚岩が産出するが、ときに砂質千枚岩と互層したり、少量の砂質千枚岩を伴ったり、珪質千枚岩のブーディンを挟んだりする。北東2.8 kmから3.1 kmまでは主として緑色千枚岩（第13図の④地点）が産出し、ときとして珪質千枚岩（第13図の④地点）のレンズを伴う。北東3.1 kmから3.6 kmまでは主として砂質千枚岩と泥質千枚岩の互層であり、ときに、砂岩が卓越し、また頁岩が卓越する。これに少量の珪質千枚岩や緑色千枚岩が伴うこともある（なお、北東3.3 km地点以北は北隣の5万分の1“吉野山”図幅地域内になる）。北東3.6 km地点では砂質千枚岩と珪質千枚岩とが相伴い、微褶曲が顕著であり、走向N60°E、35°NW傾斜の片理面上で、N58°Wへ25°傾斜の褶曲軸を有する。北東3.6 kmから3.9 kmまでは珪質千枚岩が卓越し、少量の黒色千枚岩を伴う。北東3.9 km地点では緑色千枚岩が卓越し、黒色千枚岩や放散虫チャートと相伴って産する。その産状を第14図に示すが、緑色千枚岩（第13図の⑤地点）は放散虫チャートと接するところでは若干珪質の緑色千枚岩になっている。また、下市町広瀬の清水の平原亜層群は走向北80°W、30°N傾斜の構造を示し、ここでは砂質千枚岩（第13図の⑥地点）が最も卓越するが、泥質千枚岩と互層したり、緑色千枚岩（第13図の⑥地点）を挟んでいる。

#### 千枚岩質緑色岩（西吉野亜層群）[KS-74082501] GSJ R44907

（産地）もみじ川沿岸、唐戸構造線の南380 m [第13図の①地点]

（記載）緑れん石・斜長石・緑泥石・パンペリー石を主成分とし、単斜輝石残晶・アクチノ閃石・ぶどう石・スティルブノメレン・リューコキシソ・不透明鉱物を伴う。また、石英-方解石細脈が縦横に走っている。アクチノ閃石は無色、スティルブノメレンはX=無色、Y=Z=黄緑色の多色性を示す。

#### 緑色千枚岩（平原亜層群）[KS-74082502] GSJ R44908

（産地）もみじ川沿岸、石堂谷出合付近 [第13図の②地点]

(記載) 緑泥石・単斜輝石残晶・アクチノ閃石・石英・斜長石を主成分とし、少量の方解石・パンペリー石・リュウコキシン・不透明鉱物を伴う。また、石英-方解石細脈も認められる。アクチノ閃石は無色。

**緑色千枚岩** (平原亜層群) [KS-74082503] GSJ R44909 (図版 I -3)

(産地) もみじ川沿岸、石堂谷出合付近 [第13図の②地点]

(記載) 緑れん石・方解石・石英・緑泥石・アクチノ閃石・単斜輝石残晶・リュウコキシンを主成分とし、少量の斜長石・パンペリー石・スティルプノメレン・不透明鉱物を伴う。アクチノ閃石はZ=帯青緑色の軸色を示し、スティルプノメレンはX=無色、Y=Z=黄緑色の多色性を示す。

**砂質千枚岩** (平原亜層群) [KS-74082504] GSJ R44910

(産地) 石堂谷入口付近 [第13図の③地点]

(記載) 残留砂岩構造を示す。石英・斜長石・白雲母・炭質物を主成分とし、少量の緑泥石・方解石・スフェーン・クリノゾイサイト・電気石・不透明鉱物を伴う。ほかに碎屑性ジルコンが含まれる。石英・斜長石には変形組織が認められる。

**珪質千枚岩** (平原亜層群) [KS-74082505] GSJ R44911

(産地) 石堂谷上流、梨子堂付近 [第13図の④地点]

(記載) 石英を主成分とし、少量の緑れん石・緑泥石・白雲母・リュウコキシンが散在する。石英-方解石脈が認められる。

**緑色千枚岩** (平原亜層群) [KS-74082506] GSJ R44912

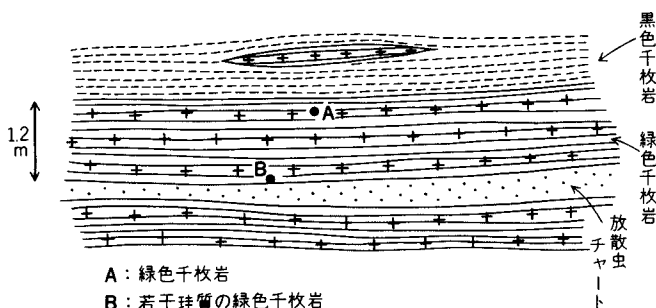
(産地) 石堂谷上流、梨子堂付近 [第13図の④地点]

(記載) アクチノ閃石・緑泥石・単斜輝石残晶・石英・リュウコキシンを主成分とし、方解石・斜長石・緑れん石・アルカリ角閃石・白雲母を伴う。単斜輝石残晶はときに帯褐色を示す。アクチノ閃石はZ=淡青緑色を示し、アルカリ角閃石を取り囲むことがある。アルカリ角閃石はZ=青緑色を示す。

**緑色千枚岩** (平原亜層群) [KS-74082507A] GSJ R44913

(産地) 梨子堂北方 [第13図の⑤地点、第14図A]

(記載) 単斜輝石残晶・斜長石・緑泥石・アクチノ閃石・アルカリ角閃石を主成分とし、緑れん石・スフェーン・方解石・不透明鉱物を伴う。単斜輝石残晶はZ=帯黄色を示す。アクチノ閃石は無色。アル



第14図 平原亜層群の緑色千枚岩、黒色千枚岩及び放散虫チャートの産状 (下市町梨子堂北方、第13図の⑤地点)



カリ角閃石はX=帯黄色, Z=青色の多色性を示し, 光学的分散が強い. マグネシオ・リーベック閃石と思われる.

**珪質緑色千枚岩** (平原亜層群) [KS-74082507B] GSJ R44914

(産地) 梨子堂北方 [第13図の⑤地点, 第14図B]

(記載) 石英・緑れん石・緑泥石・方解石・斜長石・アクチノ閃石を主成分とし, パンペリー石・スフェーン・単斜輝石残晶・白雲母・リューコキシン・不透明鉱物を伴う. 石英・緑れん石・方解石脈が認められる.

**砂質千枚岩** (平原亜層群) [KS-74082401A] GSJ R44915

(産地) 清水付近 [第13図の⑥地点]

(記載) 石英・緑泥石・斜長石・絹雲母・炭質物を主成分とし, 方解石・クリノゾイサイトを伴う.

**砂質千枚岩** (平原亜層群) [KS-74082401B] GSJ R44916

(産地) 清水付近 [第13図の⑥地点]

(記載) 残留砂岩構造を示す. 石英・絹雲母・斜長石・炭質物・緑泥石を主成分とし, リューコキシン・方解石を伴う. 石英・斜長石には変形組織が認められる. 碎屑性ジルコンも含まれる.

**緑色千枚岩** (平原亜層群) [KS-74082402] GSJ R44917

(産地) 清水付近 [第13図の⑥地点]

(記載) ドレライト組織が残存し, オフィティック組織が認められる. 斜長石・単斜輝石残晶・パンペリー石・緑れん石・緑泥石・方解石・石英を主成分とし, アクチノ閃石・リューコキシン・不透明鉱物を伴う. アクチノ閃石は無色. 緑れん石-方解石-石英脈が認められる.

[化石及び地質時代] もみじ川沿岸の下市町平原付近の本亜層群の珪質片岩中から, 大和大峯研究グループ (1981) によって下記の放散虫化石が発見された (産出地点は前記報文中の第2図参照).

*Archaeodictyomitra* sp. cf. *A.praevenata*

*Dictyomitra* sp. cf. *D.carpatica*

以上の化石の産出によって, 本亜層群の地質時代は白亜紀前期と考えられている.

#### IV. 3 西吉野亜層群

[概要] 唐戸構造線と立川渡線の間を占める地層を西吉野亜層群と呼ぶ. 本層群は立川渡線に沿って南の天川亜層群に衝上している. 立川渡線は東方において大迫構造線に切られている.

西吉野亜層群は, 志井田 (1962) により, 秩父累帯西吉野層群及び湯塩層群とされていたものにほぼ相当する.

分布域北西部では走向ほぼE-W, N傾斜(20-30°)の同斜構造を示し, 城山以西では東西方向の軸をもった褶曲構造が認められる. 南部は一般に緩傾斜の部分が多く, 複雑な波曲状褶曲を形成している. 柚野山の東方では, 本亜層群の一部が桧川迫南方の山稜上を東方に突出して, 半クリップ状の柚野山デッケを構成している.

また, 北東部の見掛け上の構造はおおむね走向E-W, N傾斜(30°-50°)の同斜構造である.

本亜層群は頁岩・粘板岩が卓越し、そのほか砂岩、緑色岩類、赤色チャート-頁岩と少量のチャートからなる。唐戸構造線付近では弱変成作用により千枚岩化している。

[模式地] 本亜層群の模式地は、下市町丹生川と臼の垣内南の小谷との合流点から、同小谷を 0.4km 遡った地点より山稜伝いに高岳等を通り、更に同岳の北東 1.2km の唐戸構造線に至る間である（付図 A-7, N-3）。

[層序及び岩相] 岩相的に層序対比を行うことは困難であるが、模式断面においては見掛け上の上位・下位ともに頁岩・粘板岩が厚い層準を形成しており、砂岩、緑色岩類、チャート、赤色チャート-赤色頁岩を伴っている。なお、柚野山地域では赤色チャート-赤色頁岩が卓越している。

地質柱状図における各岩相の割合を付図 A-8 に示す。

[化石及び地質時代] 大和大峯研究グループ（1981）によって、下市町大字貝原の北方丹生川右岸の神社の西約 0.6km 丹生川左岸道路路傍（下市町越作集落の南）、及び西吉野村大峰北方の檜川迫川右岸の学校の西微北約 0.55km の桧川迫川左岸道路路傍の 2 地点（いずれも頁岩中に介在するチャート薄層中、産出地点は前記報文中の第 2 図参照）から下記の放散虫化石が発見された。

*Archaeodictyomitra* sp. cf. *A. praevenata*

*Dictyomitra* sp. cf. *D. carpatica*

これらの化石の産出により、本亜層群の地質時代は白亜紀前期と考えられている。

#### IV. 4 天川 亜 層 群

[概要] 天川亜層群は、本地域中の四万十累層群のうちでは最大の分布面積をもつ。分布地域の東側及び南東側では、秩父累帯山上ヶ岳層群基底部が大迫構造線に沿って本亜層群に緩やかに衝上している。北側は立川渡線に沿って西吉野亜層群が天川亜層群に衝上している。また天川亜層群分布地域の南西側では辻堂線に沿って天川亜層群が上野地亜層群殿野累層に衝上している。

[層序及び岩相] 砂岩・頁岩を主とし、緑色岩類、チャート、赤色チャート-赤色頁岩及び酸性凝灰岩を伴っている。本亜層群は下位から上位へ、整合的に累重する山西、九尾及び深谷の三累層からなり、最上位の深谷累層の一部は秩父累帯山上ヶ岳層群中に奥高原地窓を構成して出現している。

[化石及び地質時代] 天川亜層群の山西累層分布地域の、天川村広瀬付近天ノ川沿岸地域から、大和大峯研究グループ（1980）によって下記の放散虫化石が発見された（産出地点は、大和大峯研究グループ、1981 の第 18 図参照）。

*Mirifusus* sp.

*Protunuma* cf. *brouweri* (TAN SIN HOK)

これらの化石群集はジュラ紀後期の Yalangingian から、白亜紀前期の Albian にまでにわたって産出するといわれている。その大部分は緑色岩類、チャート及びそれらに密接に伴う泥質岩より得られているが、これらの岩相はオリストリスの可能性はある。

一方、大和大峯研究グループ（1981）は、天ノ川流域の猿谷-辻堂地区から多量の放散虫化石を報告した（産出地点は、前記報文中の第 18 図参照）。

*Dictyomitra duodecimcostata- D.pseudomacrocephala* Ass.

この放散虫化石群集の産出により、天川亜層群の地質時代は白亜紀中頃のCenomanianであり、下限はLower Albianに及ぶ可能性が指摘された(大和大峯研究グループ, 1981)。本報告ではこれに従い、天川亜層群の地質時代を白亜紀中頃としておく。

[地質構造及び対比]

天川亜層群は、北東-南西方向に延びる榎尾-殿野線を軸として一つの背斜状地帯を構成している(第6図)。同地帯北西側の各累層は大局的に北西方向に、また同地帯南東側の各累層は南東方向に傾斜している。そこで、榎尾-殿野線南東側の天川亜層群を便宜上東部地域の天川亜層群(TE)、北西側のものを西部地域の天川亜層群(TW)と呼ぶことにする(付図A-9-A, -B及びA-10)。

東部地域の天川亜層群は志井田(1962)の伯母峯層群に、西部地域の天川亜層群は同じく志井田(1962)の天辻層群に相当する。

東部地域の天川亜層群は、大迫構造線を取り巻くように大きく屈曲する走向を示し、多くは北側に傾斜している。また、榎尾-殿野線に沿う地域では、緩傾斜の波曲状褶曲構造が発達している。これらの褶曲軸の方向は北東-南西ないし東北東-西南西でほとんどは北東方向の落しを示している。

西部地域の天川亜層群の構造は、全体として、走向は北東-南西で北西に傾斜しているが、幾つかの褶曲構造が見られ、榎尾-殿野線に沿う笠木背斜(第7図)はその代表的なものである。褶曲軸の多くは北東-南西の方位を示し、北東落しの構造をもっている。

#### IV. 4. 1 山西累層

天川亜層群の最下位を占め、南の上野地亜層群殿野累層に対し、辻堂線に沿って衝上している。志井田(1962)の伯母峯層群西原層及び天辻層群猿谷層の一部に相当し、同じく舟ノ川層群殿野層の一部を

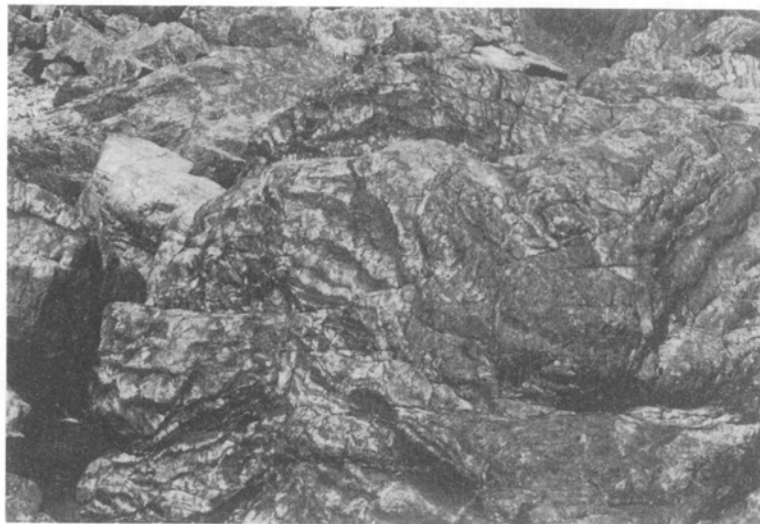


第15図 天川亜層群山西累層の砂岩頁岩互層。矢印の方向に細粒化する級化解理が見られる(天川村山西付近の天ノ川河岸, 1974年8月, 志井田写)

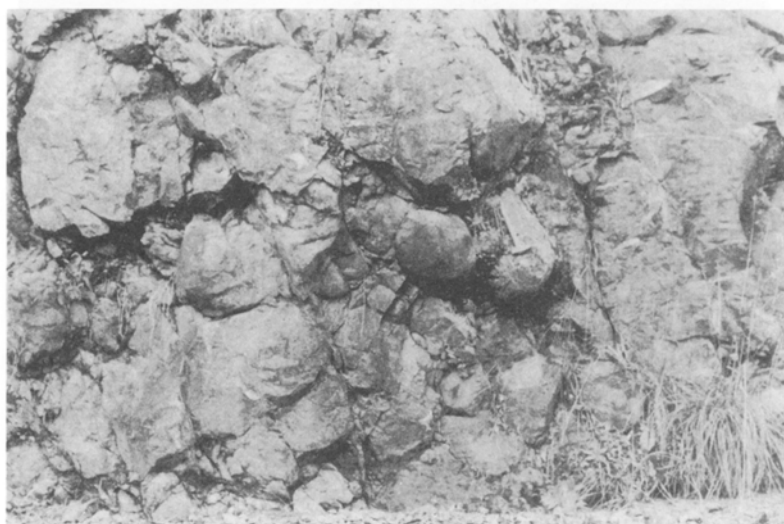
も含んでいる。

[模式地] 模式地は、天ノ川支流白井谷に沿う断面である（付図A-9-A, TE-1）。

[層序及び岩相] 岩相は西部地域では緑色岩類・頁岩・砂岩・酸性凝灰岩を主とし、チャート・赤色チャート・赤色頁岩を伴う。一方、東部地域では頁岩・砂岩を主とし、チャートや少量の緑色岩類・酸性凝灰岩を伴い、まれに石灰岩を挟有する（第15図）。



第16図 天川亜層群九尾累層の砂岩頁岩互層源ホルンフェルス（天川村川迫川・白倉谷出合, 1965年5月, 志井田写）

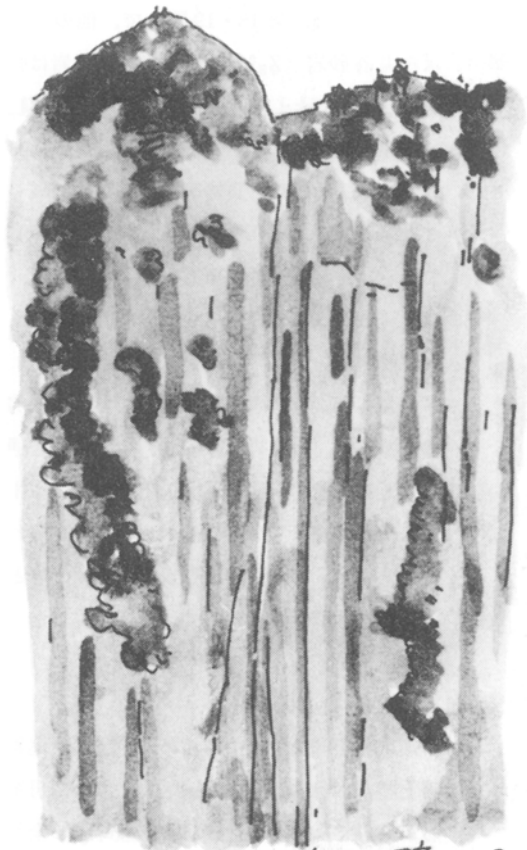


第17図 天川亜層群九尾累層の玄武岩質枕状溶岩（上北山村ナメゴ谷, 1975年8月, 志井田写）



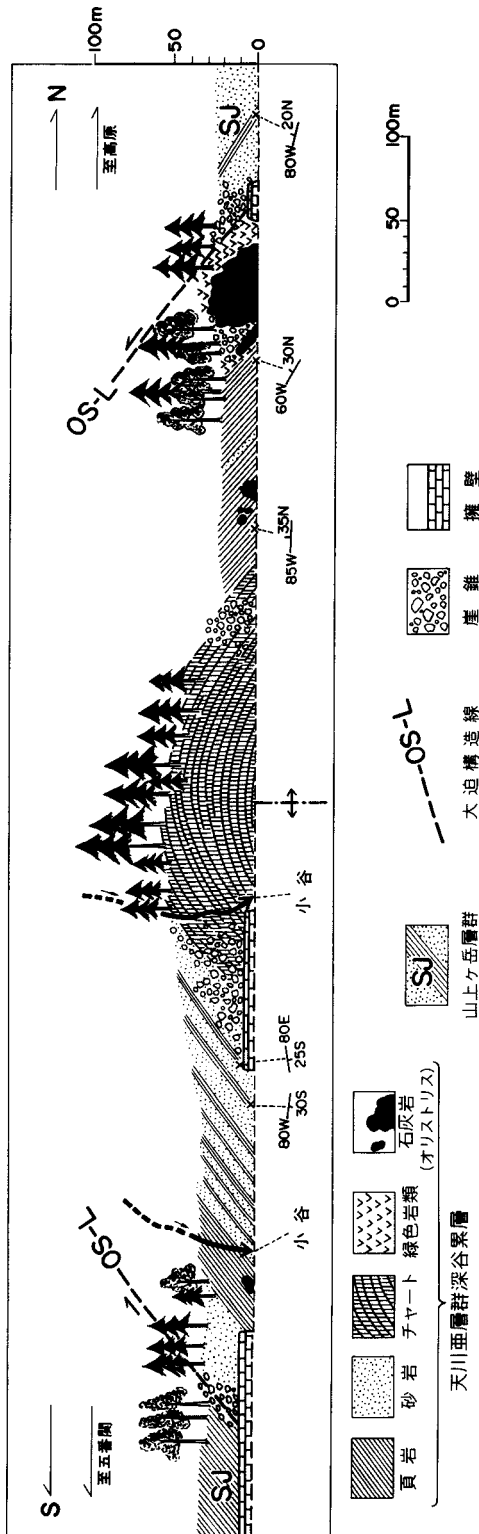
頂仙岳 K.S.

第18図 頂仙岳の砂岩源ホルンフェルス（天川亜層群九尾累層，白川八丁より望む，1974年8月，諏訪画）



弥山の壁 K.S.

第19図 弥山北壁の砂岩源ホルンフェルス（天川亜層群九尾累層，白川八丁より望む，1974年8月，諏訪画）



第20図 奥高原地窓の模式スケッチ図 (高原川上流林道沿い)

#### IV. 4. 2 九尾累層

天川亜層群の中位を占め、下位の山西累層と整合に重なる。志井田 (1962) の伯母峯層群天ヶ瀬層及び西原層の一部と、天辻層群猿谷層の一部を合わせたものに相当する。

[模式地] 模式地は、舟ノ川と入谷の出合から入谷を北上し、栲尾辻の北に至る断面である (付図A-9-A, TE-10 A)。模式断面における全層厚は2,400 m以上である。

[層序及び岩相] 岩相は砂岩・頁岩が卓越し (第16図), 緑色岩類 (第17図)・赤色チャート・赤色頁岩・酸性凝灰岩・チャートを伴い, まれに石灰岩を挟有する。

本累層には連続性のよい, 極めて厚層の砂岩層が二層挟在する。一つは弥山砂岩 (第6図, 略号Z<sub>m</sub>, 第18・19図) で, 他の一つは白井谷砂岩 (Z<sub>s</sub>) である。弥山砂岩は弥山地域を中心として比較的広域を占めて連続的に発達している。しかし北西方延長部においては, 緑色岩類, 頁岩等と互層状に分岐しながら連続し, 槇尾-殿野線に達して消滅している。また弥山地域東方のナメゴ谷, 天ヶ瀬川流域地域においてもやや分岐的傾向をもっている。

白井谷砂岩は弥山砂岩に比較してかなり劣勢であるが, 大塔村篠原の北方滝山の北を通り, 天ノ川沿岸栲尾付近に達すると幅員を増大し, その北縁部には数個の分岐層も見られる。しかし, 槇尾-殿野線以西では単一層となって本地域西縁に続いている。

#### IV. 4. 3 深谷累層

天川亜層群の最上位を占め, 下位の九尾累層と整合に重なる。志井田 (1962) の伯母峯層群伯母谷層及び天辻層群出屋敷峠層の全部と, 伯母峯層群天ヶ瀬層の一部を合わせたも

のに相当する。

[模式地] 模式地は、天川村中越から虻峠を通り、洞川の南西の大迫構造線に至る断面である（付図A-9-A, TE-17）。模式断面における全層厚は約1,200 mである。

[層序及び岩相] 岩相は砂岩頁岩互層が卓越し、局所的にやや多量の緑色岩類・酸性凝灰岩・赤色チャート・赤色頁岩を伴い、少量のチャート・石灰岩を挟有している。

奥高原地窓として産出するもの（第20図）には、石灰岩がオリストリスとして含まれている。

なお、深谷累層中の砂岩頁岩互層には、しばしば級化層理が発達しており、見掛けの上下関係は層序上の上下関係と一致している。このことは九尾累層及び山西累層についても同様である。

#### IV. 4. 4 天川亜層群の岩石記載

次に天川亜層群の代表的な岩相について、産状及び鏡下の特徴を述べる。

**砂岩・頁岩** 両者は一般に相伴って産出する（第15図）が、それらのうち緑色岩類及び赤色チャート等の岩体の周辺部ではこれを取り巻くようにして頁岩が多い。しかしこれらの岩体から垂直的、水平的に遠ざかるに従い砂岩が優勢となる。川上層群のものよりも泥質基質の更に多い、緻密なグレイワック型砂岩に属する（図版I-4）。

**緑色岩類** 一般に赤色チャート、酸性凝灰岩等と密接な随伴関係をもって産出する。岩質は秩父累帯のものと同様な玄武岩質溶岩等の変質したものであるが、変質の程度はそれよりも低い（図版II-2）。

以下に3個の緑色岩試料につき、鏡下の特徴を記載する。

##### **スピライト質玄武岩（深谷累層）**

（産地）黒滝村榎尾付近 [付図A-15のNo. 50地点]

（記載）源岩組織がよく残っており、0.1 mm以下の拍子木状斜長石と粒状単斜輝石からなる無斑晶岩。サブオフィティック組織を示す。二次鉱物として、方解石・緑泥石・曹長石・石英・パンペリー石・リュウコキシシが認められる。方解石-曹長石脈、緑泥石脈、パンペリー石脈等が発達している。

##### **枕状構造をもつスピライト質玄武岩（九尾累層）**

（産地）天川村九尾、九尾ダム上流約300 m [付図A-15のNo. 62地点]

（記載）粗粒無斑晶な岩石。源岩組織が明瞭で、最大1.5 mm長の長柱状斜長石と1 mm以下の単斜輝石よりなる。サブオフィティック組織を示す。二次鉱物として方解石・曹長石・リュウコキシシ等を含む。緑泥石は極めて少ない。方解石脈等が発達している。

##### **枕状構造をもつスピライト質玄武岩（山西累層）**

（産地）天ノ川、不動滝 [付図A-15のNo. 76地点]

（記載）0.2 mm以下の拍子木状斜長石と粒状単斜輝石からなる無斑晶岩。バリオリティック組織がよく発達し、単斜輝石は樹枝状に生長することがある。二次鉱物として、方解石・緑泥石・ぶどう石・石英・リュウコキシシが認められる。緑泥石-石英脈、方解石-ぶどう石脈等が発達している。

**酸性凝灰岩-凝灰質頁岩** 帯緑灰白色、微粒の岩石であって、鏡下では微細な石英、長石、白雲母等のほか、火山ガラスの変質したと思われる緑泥石化した多数の微粒子が認められる。

**赤色チャート** 一般に放散虫化石が多く含まれていて、緑色岩類に伴伴して産出する。火山活動に伴

って海水中に溶出した珪酸の濃度が増大し、表層水にはそれを摂取する放散虫が異常に繁殖し、その珪質の遺骸を主とする軟泥が火山体を覆って堆積し、その酸化したものがこのような赤色チャートの起源であろうと考えられる。(図版Ⅱ-1 及び-3)。

#### IV. 5 上野地亜層群

[概要] 本亜層群の大部分は、本地域南西方ないし南隣積迦ヶ岳地域に分布し、志井田(1962)の舟ノ川層群に対応する。殿野累層は本亜層群最北部の一累層であるに過ぎないが、その記述に先だて、まず上野地亜層群の概要を述べる。

本亜層群は、天川亜層群に南接する地層群であって、辻堂線と十津川沿線の岩村線とに挟まれた広大な地帯に発達分布し、合計約8,400 m余に達する厚層を構成している(付図A-1)。上野地亜層群南縁の岩村線は上野地亜層群が、その南側の平谷亜層群に衝上した衝上面の露頭線である。岩村付近の十津川本流沿岸の露頭では、砂岩を主とする上野地亜層群最下部層(風屋累層)が、主に頁岩からなり、砂岩を挟む平谷亜層群最上部層(山崎累層)の上に衝上している。

##### IV. 5. 1 殿野累層

本累層は本地域南西端部の小地域内に分布し、砂岩及び頁岩又は粘板岩を主体とし、チャートと石灰岩を挟有する。

[模式地] 本累層の模式地は、大峯山脈主稜線付近に発源し西流して辻堂の南方で天ノ川に合流する舟ノ川北方の宮谷川沿岸である(付図A-13)。模式地以外の大塔村篠原の西方、舟ノ川沿岸には緑色岩類、天ノ川河床には石灰岩の小露出が見られる。

[層序及び岩相]

**砂岩・頁岩** 両者は一般に相伴って産出するが、篠原以西では比較的頁岩の優勢な互層がよく発達する。しかしこのような部分を除いた大部分では、層理の不明瞭な砂岩が優勢であって、泥質基質に富むグレイワッケ型に属している。

**チャート** 篠原付近及び同地以西に比較的薄層の岩体となって介在する。

**緑色岩類** チャートの分布地域内、あるいは局部的に頁岩の優勢な部分にごく小規模な岩体として介在するに過ぎない。

**石灰岩** いずれも小規模な岩体である。

[化石及び地質時代] 本累層分布地域及びその隣接地域内において主にチャート中から、多くの放散虫化石が発見された。年代考察上有効なものとして *Nassellaria* 群集と、一部の *S. pumellaria* 群集に限って解析が行われた(大和大峯研究グループ, 1980, 産出地点は大和大峯研究グループ, 1981の第18図参照)。その結果は下記のとおりである。

(1) 天ノ川支流宮谷川出合より東微北へ直距離2.6 km, 溪流沿い林道:

*Praeconocaryomma* sp., *Dicolocapsa* n. sp., *Archaeodictyomitra* cf. *conica*, A. cf. *elegantissima*, A. sp., *Dictyomitra* cf. *carpatica*



(2) 川原樋川出合より南西に直距離約 950 m の県道脇 (地域外) :

*Hemicryptocapsa* sp., *Stichocapsa* sp.

(3) 川原樋川出合新宮川左岸 (地域外) :

*Hemiptocapsa* sp., *Cryptamphorella* sp., *Stichocapsa* sp., *Archaeodictyomitra* cf. *conica*, A. sp., *Dictyomitra* cf. *carpatica*, *Mirifusus* sp.

(4) 川原樋川出合北方約 120 m 国道 168 号線沿道 (地域外) :

*Dicolocapsa* n. sp., *Archaeodictyomitra* cf. *conica*, *Hemicryptocapsa* sp., *Archaeodictyomitra* cf. *Praevenata*, A. cf. *sliteri*, *Dictyomitra* cf. *carpatica*, *Protunuma* cf. *brouweri*

(5) 舟ノ川出合より東方へ直距離 4k m, 惣谷南西方県道脇 (地域外) :

*Alievium* sp., *Gongylothorax* sp., *Tricolocapsa* sp., *Zhamoidellum* sp., *Archaeodictyomitra* sp., *Dictyomitra* cf. *carpatica*

以上の放散虫化石の産出, 特に *Mirifusus* sp., *Protunuma* cf. *brouweri* の産出から, 本累層の地質時代は白亜紀前期と考えられる (大和大峯研究グループ, 1980, 1981).

#### IV. 6 天川亜層群の緑色岩類の化学組成

天川亜層群深谷累層から 2 個, 九尾累層から 7 個, 山西累層から 2 個, 合計 11 個の緑色岩について化学分析を行った (付図 A-15 参照). 分析結果を第 6 表に示す.

本亜層群の緑色岩も川上層群のものと同様, 変成・変質しており, また多くの炭酸塩鉱物が脈状又は杏仁状に含まれている. よって, 川上層群の緑色岩の場合と同様な方法で化学分析値を換算し, 以下の議論を行った.

ノルム石英の算出される割合が低い点を除けば, カリウム含有量の極端に低い点, K/Rb 比の高い点は川上層群のものと極めてよく似ている. また, KUNO (1960), 久野 (1965) のダイヤグラムによる分類でも川上層群のものとよく似ている.

以上により, 天川亜層群の緑色岩類も川上層群の緑色岩類と同様に深海性玄武岩の特徴を有し, 高アルカリ・ソレアイト質岩石に属している.

### V. 地質構造

本地域内には, 低角の衝上断層である大迫構造線, 唐戸構造線, 下多古線, 立川渡線, 辻堂線などのほか, 多数の断層及び褶曲構造が認められており, 紀伊半島中央部において最も複雑な地質構造を示すところである (第 7 図及び付図 A-1). 以下に本地域内の主要な地質構造要素について述べる.

#### V. 1 衝上帯の形成

本地域の基本的帯状構造は, ほぼ東西に配列する幾つかの衝上帯によって構成されている. これらの

第6表 天川亜層群の緑色岩類の化学組成  
Chemical composition of the green rocks in the Tenkawa Subgroup.

Sample No.	50	51	52	54	61	62	64	67	68	75	76
SiO <sub>2</sub>	49.74	48.55	48.68	44.62	45.28	43.61	46.85	44.48	48.47	47.50	48.42
TiO <sub>2</sub>	1.93	2.00	1.04	0.97	1.59	1.23	1.14	1.72	1.39	1.11	1.25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.25	13.40	17.71	16.61	16.14	13.08	15.91	13.15	14.55	13.53	14.96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.11	0.72	3.96	2.12	4.87	1.59	1.49	3.86	1.63	2.28	1.73
FeO	10.06	10.68	4.39	6.13	3.61	6.27	6.82	6.41	7.88	7.21	7.40
MnO	0.20	0.22	0.31	0.25	0.16	0.12	0.15	0.15	0.18	0.16	0.17
MgO	7.86	5.24	3.06	6.27	8.02	6.35	6.97	7.47	7.20	7.07	7.62
CaO	7.11	10.22	6.22	5.82	6.00	9.06	10.04	10.02	10.89	12.87	10.97
Na <sub>2</sub> O	2.89	2.12	4.74	2.56	3.23	3.30	4.07	2.94	2.57	2.24	3.04
K <sub>2</sub> O	0.34	0.12	0.13	0.89	0.52	0.31	0.30	0.12	0.14	0.09	0.10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.17	0.17	0.06	0.20	0.14	0.12	0.16	0.07	0.10	0.09
H <sub>2</sub> O+	2.37	2.84	2.20	3.99	4.08	3.14	2.25	3.74	2.97	3.54	2.23
H <sub>2</sub> O-	0.29	0.41	0.52	0.47	0.25	0.21	0.20	0.24	0.40	0.29	0.23
Total silicate	99.30	96.69	93.13	90.76	93.96	88.41	96.31	94.46	98.34	97.99	98.21
CaCO <sub>3</sub>	0.59	3.00	5.98	8.16	5.12	10.56	2.61	4.37	0.87	1.10	1.05
MgCO <sub>3</sub>	0.01	0.06	0.07	0.15	0.34	0.77	0.25	0.33	0.02	0.07	0.03
Total	99.90	99.75	99.18	99.07	99.42	99.74	99.17	99.16	99.23	99.16	99.29
Sr (ppm)	—	618	716	—	200	—	255	156	—	64	161
Rb (ppm)	—	6.4	11.0	—	8.1	—	6.6	2.6	—	1.5	0.0
SiO <sub>2</sub>	50.10	50.21	52.27	49.16	48.20	49.33	48.65	47.09	49.29	48.47	49.30
TiO <sub>2</sub>	1.94	2.07	1.12	1.07	1.69	1.39	1.18	1.82	1.41	1.13	1.27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.36	13.86	19.02	18.30	17.18	14.80	16.52	13.92	14.80	13.81	15.23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.12	0.74	4.25	2.33	5.18	1.80	1.55	4.09	1.66	2.33	1.76
FeO	10.13	11.05	4.71	6.75	3.84	7.09	7.08	6.79	8.01	7.36	7.53
MnO	0.20	0.23	0.33	0.28	0.17	0.14	0.16	0.16	0.18	0.16	0.17
MgO	7.92	5.42	3.29	6.91	8.54	7.18	7.24	7.91	7.32	7.22	7.76
CaO	7.16	10.57	6.68	6.41	6.39	10.25	10.43	10.61	11.07	13.13	11.17
Na <sub>2</sub> O	2.91	2.19	5.09	2.82	3.44	3.73	4.23	3.11	2.61	2.29	3.10
K <sub>2</sub> O	0.34	0.12	0.14	0.98	0.55	0.35	0.31	0.13	0.14	0.09	0.10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.18	0.18	0.07	0.21	0.16	0.12	0.17	0.07	0.10	0.09
H <sub>2</sub> O+	2.39	2.94	2.36	4.40	4.34	3.55	2.34	3.96	3.02	3.61	2.27
H <sub>2</sub> O-	0.29	0.42	0.56	0.52	0.27	0.24	0.21	0.25	0.41	0.30	0.23
Rb (ppm)	—	6.6	11.8	—	8.6	—	6.9	2.8	—	1.5	0.0
K/Rb	—	151	98	—	531	—	373	385	—	498	—
Q	—	4.29	2.35	0.97	0.23	—	—	—	—	—	—
C	—	—	—	1.11	—	—	—	—	—	—	—
or	2.01	0.71	0.83	5.79	3.25	2.07	1.84	0.77	0.83	0.53	0.59
ab	24.63	18.53	43.07	23.86	29.11	31.56	26.94	26.32	22.09	19.38	26.23
an	27.85	27.64	28.64	31.34	29.81	22.61	25.17	23.64	28.25	27.14	27.35
ne	—	—	—	—	—	—	4.80	—	—	—	—
wo	2.80	9.87	1.39	—	0.21	11.36	10.77	11.65	10.94	15.60	11.48
en } di	1.54	4.39	0.88	—	0.18	6.99	6.53	8.07	6.42	9.46	7.00
fs } di	1.16	5.43	0.42	—	0.00	3.71	3.65	2.62	3.99	5.28	3.84
en } hy	17.83	9.11	7.31	17.21	21.09	0.48	—	5.11	10.97	7.79	4.65
fs } hy	13.42	11.26	3.48	9.22	0.29	0.25	—	1.66	6.83	4.34	2.55
fo } ol	0.26	—	—	—	—	7.30	8.06	4.57	0.59	0.51	5.38
fa } ol	0.21	—	—	—	—	4.27	4.96	1.63	0.41	0.32	3.25
mt	1.62	1.07	6.16	3.38	7.51	2.61	2.25	5.93	2.41	3.38	2.55
il	3.68	3.93	2.13	2.03	3.21	2.64	2.24	3.46	2.68	2.15	2.41
ap	0.35	0.42	0.42	0.16	0.49	0.37	0.28	0.39	0.16	0.23	0.21

Nos. 50, 51, 52, 54, 61, 64, 67, 68, 75: スピライト質玄武岩, Nos. 62, 76: 枕状構造をもつスピライト質玄武岩  
分析者: 田中 剛・杉崎隆一

衝上帯は例外なく北から南へ押し上げているので、ほぼ同時期の衝上運動によって形成されたとも考えられるが、衝上運動の時期に関しては各衝上帯の時代論とも関係しており（大和大峯研究グループ、1987）、その解釈は現在極めて流動的である。

しかし、東隣地域において大迫構造線が始新世の碎屑岩脈に貫かれている事実（志井田、1962）から、各衝上帯の基本的帯状配列は新しくとも始新世以前に完成されたと考えられる。また、各衝上帯を構成する岩相の組合せとその量比を詳しく解析してみると、各衝上帯それぞれに顕著な岩相上の特徴が認められる（第11、12図、付図A-14）。この事実は志井田（1962）によって注目され、本報告においても、岩相上の特徴を地質単元識別の重要な規準の一つとしている。その特徴の主なものは以下のとおりである。

川上帯：厚層の緑色岩類とチャート。大量の緑色岩類。少量の石灰岩。

山上ヶ岳帯：厚層かつ大量のチャート。少量の石灰岩。

平原帯：大量の泥質岩。石灰岩の欠如。

西吉野帯：顕著な赤色チャート-赤色頁岩。石灰岩の欠如。

天川帯：顕著な酸性凝灰岩。石灰岩の欠如。

上野地帯：緑色岩類の欠如。少量の石灰岩。

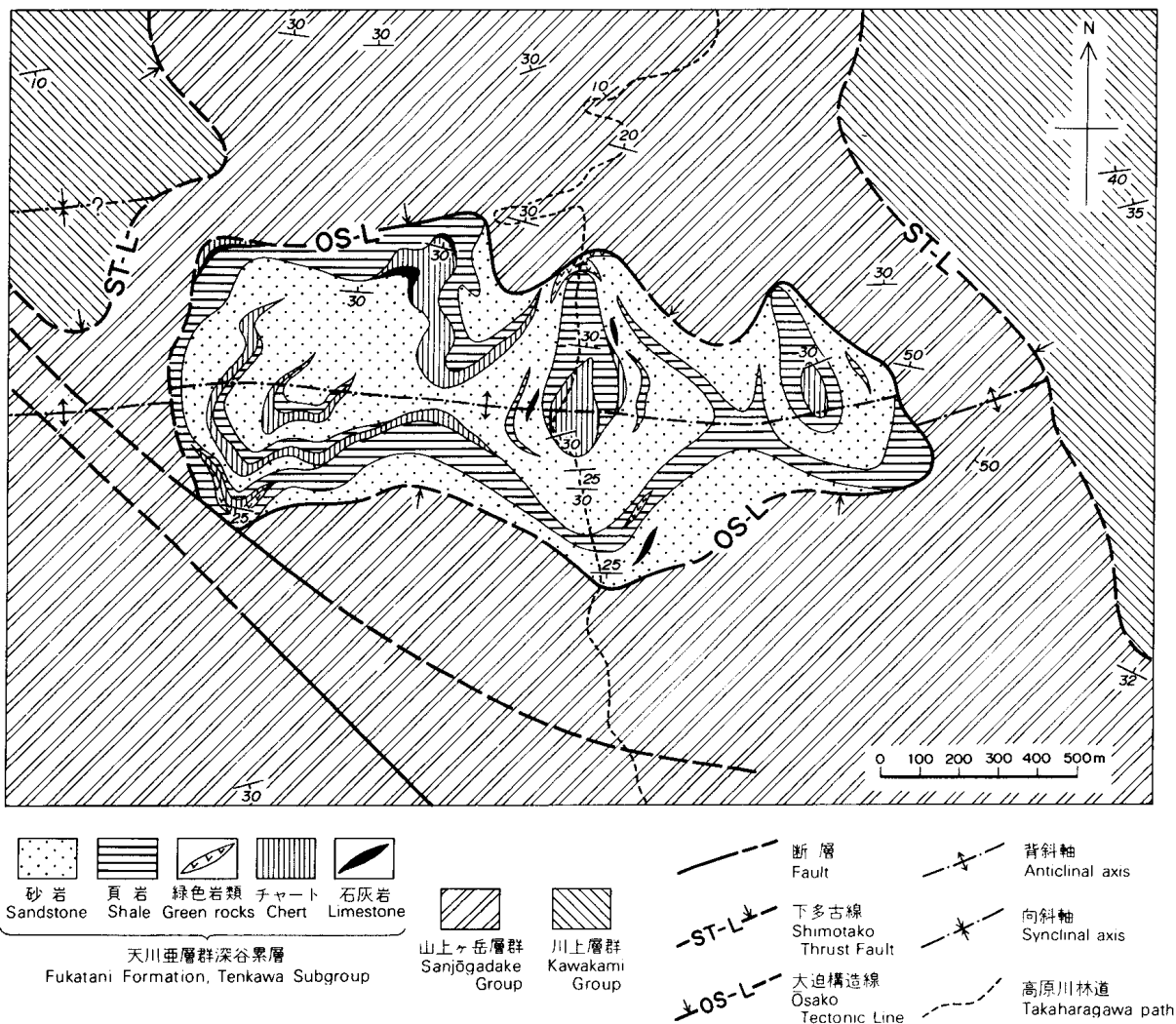
次に各衝上帯を区切る衝上断層について記載する。

### V. 1. 1 大迫構造線

大迫構造線は横臥状の横すべり断層であり、本地域内では総延長25kmを超えており、山上ヶ岳層群の南東、南、南西及び西方を限り、天川亜層群深谷累層と接している。本構造線の一部は、高原川上流において地窓を生み出している。すなわち背斜構造（赤滝背斜の東方延長部）をなす深谷累層が、大迫構造線を挟んで山上ヶ岳層群の下に分布し典型的な地窓（奥高原地窓）をなしている（第20・21図）。

大迫構造線の露頭は、(1)大天井ヶ岳北西約2km (2)洞川北北西約2.2km (3)洞川西口の橋下などで認められる。(1)では、強く破碎された黒色泥岩があり、破碎面は、走向N30-40°W、傾斜30°SWを示す。この黒色泥岩の北東側には深谷累層の黒色粘板岩、南西側には山上ヶ岳層群のやや片状な緑色岩類がある。(2)では、走向N50°E、傾斜35°SEで幅約40cmの破碎帯と、これに並走する数条の断層が認められる。破碎帯の北西側には深谷累層の砂岩頁岩互層、南東側には山上ヶ岳層群の黒色粘板岩があり、いずれの層界面も破碎面とほぼ平行である。(3)では、北西側の山上ヶ岳層群の砂岩と南東側の深谷累層の黒灰色頁岩とが、走向N60°E、傾斜50°NWの多少不規則な面で接している。この露頭では破碎帯はほとんど認められない。なお、第22図に川迫川沿岸に見られる大迫構造線の露頭の写真を示す。

次に、洞川集落内山上川と小泉川合流点西北角で、天川村当局により行われた温泉取水のための試錐により、地表下600mまでの地質柱状図が得られている（第23図）。これによれば、地表下160mまでの山上ヶ岳層群の諸岩層と190m以深の天川亜層群深谷累層の諸岩層との間約30mにわたって、砂岩・頁岩の破碎岩片からなる明瞭な破碎帯が確認される。この破碎帯が大迫構造線の一部であること

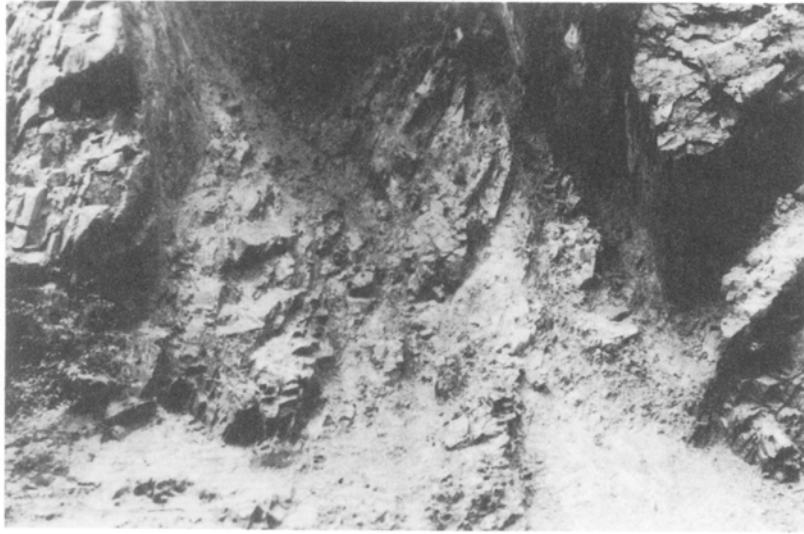


第 21 図 天川村高原川上流の奥高原地窓周辺の地質図  
 Geological map of the area around the Okutakahara Window.

は、試錐地点周辺の地質構造からも明らかである。

### 奥高原地窓

奥高原地窓付近の詳細な地質図及び地質断面図を第 20・21 図に示す。奥高原林道沿線には、擁壁や崖錐堆積物がところどころに散在するものの、全体として露出が良好であって、ほぼ中央部に見られる背斜軸線を境として南北に対称的な断面が観察できる。北翼には石灰岩のオリストリスが 5 岩体、南翼には 1 岩体の合計 6 岩体が発見されている。



第 22 図 大迫構造線の露頭 (天川村川迫川・神童子川出合い北方)

### V. 1. 2 下多古線

下多古線は秩父累帯の川上層群と山上ヶ岳層群を境する衝上断層であり、本地域の北東隅において約 10k m 弱にわたってうねりながらつながっているもののほか、四寸岩山クリッペをなしている。

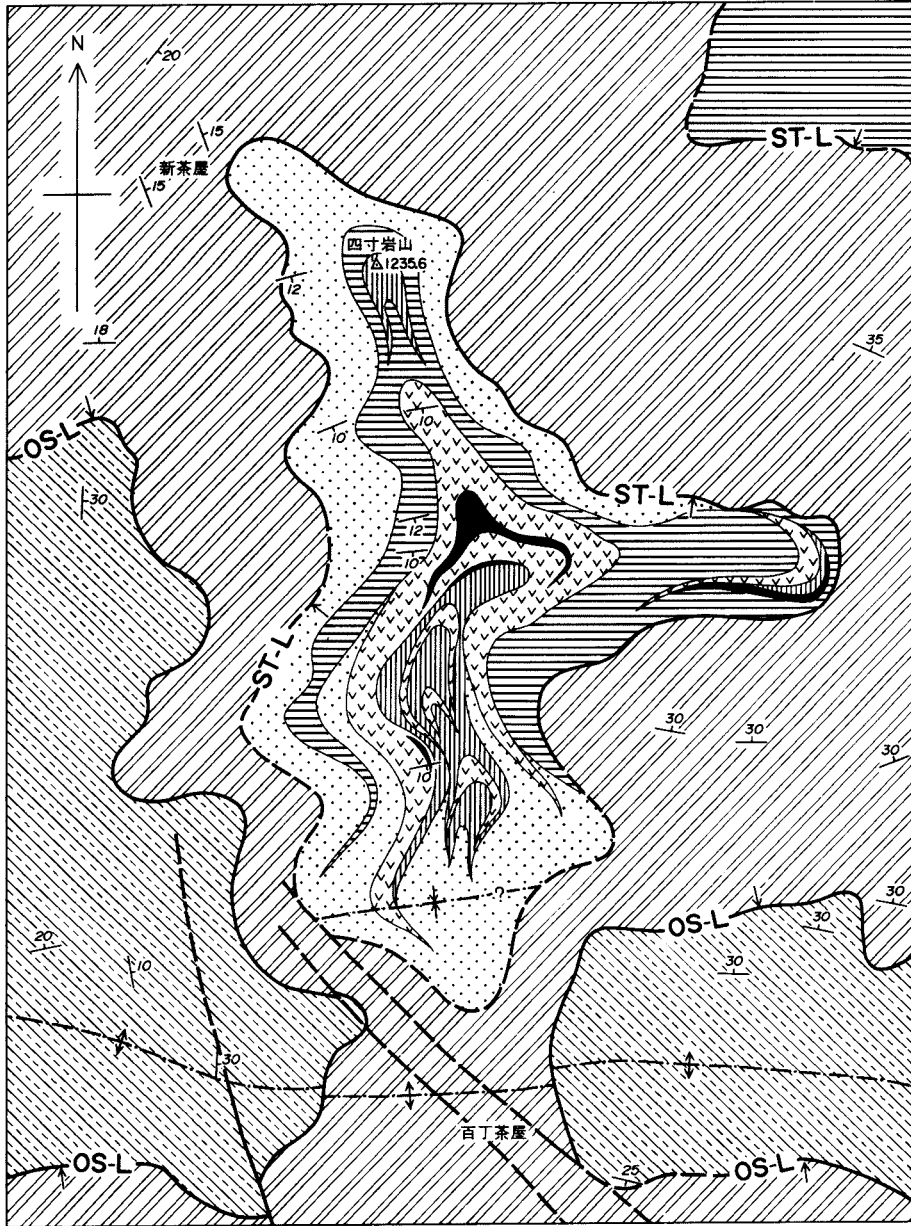
下多古線の露頭は付図 A-11 の地質柱状図に示すとおり、高原川文田谷出合付近、洞ヶ峰山稜付近、下多古集落西方等で見られる。








#### 四寸岩山クリッペ

四寸岩山クリッペ付近の詳細な地質図を第 24 図に示す。下多古線はクリッペの北半分において明瞭である。





### V. 1. 3 唐戸構造線

唐戸構造線に沿って平原亜層群が西吉野亜層群に接する。西吉野村方面における唐戸構造線の露頭は、(1) 同村銀峯山の神社東南東約 0.4k m, (2) 同所の東約 0.95k m の山道路傍, (3) 同村唐戸の寺院の南西約 0.5k m の下市から城戸街道の急屈曲点等で認められる。これらのうち、(1) では破砕帯の幅は確認し得る限り約 1 m 余であるが、その走向、傾斜は測定困難である。(2) は破砕帯の幅約 1 m, 走向 N80° E, 傾斜 20° N であり、両地点とも破砕帯の両側はブーディン状の片状砂岩を挟んだ黒色千枚岩である。また (3) の露頭は 1960 年当時黒色千枚岩中に、走向 E-W, 傾斜 40° N の破砕帯が認められたが、現在はコンクリート塗装が施されていて、破砕帯の様相を見ることできない。本亜層群分布地帯の南北の幅員は、東に移るに従い次第に狭くなるが、そのような地帯の南縁を画する唐戸構造線について確認された地点は、西から (4) 下市町長谷の北微西 2 k m の山稜道路上に位置し、(5) 長谷の北北東約 2.5 k m の広瀬谷集落付近の長谷 - 下市街道の西側、(6) 同地点東北東約 1.4 k m の下市町清水付近の里道沿線に小露頭が認められる。(6) は片理面の走向 E-W, 傾斜 44° N の黒色千枚岩中に



- |   |   |
|---|---|
|  | 天川亜層群深谷累層<br>Fukatani Formation, Tenkawa Subgroup |
|  | 山上ヶ岳層群<br>Sanjōgadake Group                       |
|  | 砂岩<br>Sandstone                                   |
|  | 頁岩又は粘板岩<br>Shale or slate                         |
|  | 緑色岩類<br>Green rocks                               |
|  | チャート<br>Chert                                     |
|  | 石灰岩<br>Limestone                                  |
- } 川上層群  
Kawakami Group

0 0.5 1km

- |   |                                |
|---|--------------------------------|
|  | 断層<br>Fault                    |
|  | 下多古線<br>Shimotako Thrust Fault |
|  | 大迫構造線<br>Osaka Tectonic Line   |
|  | 背斜軸<br>Anticlinal axis         |
|  | 向斜軸<br>Synclinal axis          |

第 24 図 四寸岩山クリッペ及び隣接地域地質図  
Geological map of the area around the Shisun-iwa Yama Klippe.

幅約 1 m の破砕帯が見られるが、その外側は露出不良のため確認できない。

全体の状況からみて北から南への衝上断層であって、かつて吉野山地質図幅（平山・岸本，1957）において長瀬変成岩類吉野山帯の南縁を画するものとされた御荷鉢構造線に相当する。

#### V. 1. 4 立川渡線

立川渡線は、本地域の北西部において大きくうねりながら北東-南西方向に続く衝上断層であり、西吉野亜層群と天川亜層群深谷累層との間を通っている。この立川渡線は以前、立川渡・大迫構造線と呼ばれていた（志井田，1962）。

まず西吉野村及び下市町南部地域における立川渡線の観察結果について述べる。西吉野村地域については、①同村宗川野小学校の南南東直距約 1 km の地点、（国道 168 号線の東側の切取崖）及び②同村平雄集落の里道大屈曲点の南西約 0.5 km の里道屈曲点付近（かつて小学校分校の置かれた地点）の二地点について述べる。

地点①では北側の黒色粘板岩と南側チャートとの間に、厚さ約 50 cm 以上の破砕帯が観察された。しかしその北側面はやや規則正しい傾斜面であるが、南側面はチャートと乱雑に交錯しているために破砕帯全体の正確な把握は困難であった。しかし、おおよその厚さは上記のとおり約 50 cm、走向 N70° E、傾斜 40° NW であった。現在この破砕帯はコンクリート塗装が施されて見られなくなっている。

地点②では、付近一帯は南東方に傾く、眺望のよい山腹斜面であり、その斜面上部は赤色岩類（チャート質あるいは粘板岩質）が広く露出し、これらの小破砕片によって斜面下部が広く覆われていて露出は良くない。旧校舍付近の露出の一部で観察し得たところによると、走向 N10° W、10° E の傾斜を示す赤色岩類中に厚さ不明の破砕帯の一部分が見られた。

そのほか下市町では、③同町大字黒木字臼の垣内南方の小谷と、丹生川本流の合流点から、小谷を遡ること約 0.4 km において、走向 N12° E、傾斜 40° W を示す黒色粘板岩中に幅員約 20 cm、走向 N20° W、傾斜 85° W を示す破砕帯の露出が見られる。また、④下市町丹生川右岸長谷郵便局（〒印地点）より北微東約 0.9 km、長谷川西岸支流出合の神社より同支流を遡ること約 0.2 km の左岸では、破砕帯は認められるが、その状況、周辺の岩相、走向・傾斜等の様相は把握困難である。

黒滝村へ入ると、⑤丹生川右岸の支流栗飯谷川を出合より 0.5 km 遡った地点の下ノ谷付近の里道東側に断層破砕帯の露頭が見られる。破砕帯の厚さ約 1 m、青黒色、粘土質であり、南側は走向 N30° W、傾斜 30° NE の黒色頁岩-細粒砂岩の有律互層（1 単位層約 5 cm の正序）であるが、北側も薄層の砂岩を伴う黒色頁岩であって、走向ほぼ EW、傾斜 20° N である。更に、⑥黒滝村脇川集落の北北西約 1.2 km 地蔵峠の南では、黒色千枚岩質粘板岩中に幾つかの破砕帯が見られる。峠の南約 150 m 付近のものは特に顕著であり、その破砕部分は幅約 0.3 m、走向 EW、傾斜 40° N であるが、破砕帯群集を総合した幅は約 10 m 余にも達する（例えば地蔵峠頂上付近においても幾つかの薄い破砕部分が見られる）。以上を総合してみると、一種のオリストストロームを構成しているようにも見える。なお峠の南 150 m 付近の黒色千枚岩質粘板岩は、走向 N60° E、傾斜 10° NW であり、峠の北側鳥住の寺院北西方 400 m の道路急屈曲付近の砂岩頁岩互層の走向・傾斜は N80° W、30° N である。

### ． 1 . 5 辻堂線

辻堂線は、本地域の南西隅において東西に延びておりその主要な分布域は西方に位置する。すなわち、辻堂線は久木・辻堂線の東方延長部に相当するものであるが、本地域では上野地亜層群殿野累層の北縁を限っている。天ノ川本流地域における辻堂線は、猿谷トンネル南出口から南東方へ直距約400 m、国道168号線の街道下、天ノ川河床において見られ、街道に向かって左側はチャート、右側には砂岩が露出し、その間に幅約0.8 mの破砕帯が位置する。また付近の河床にはかなり巨大な石灰岩塊が見られ、珊瑚とみられる化石が含まれている。

また、殿野集落下の宮谷川を東に遡り、北方から流下する谷（水車谷）を出合より北へ遡ること約400 mでは、石英脈を伴った幾枚かの黒色頁岩（走向N40E°、傾斜50°SE）からなり、その中に幅約2 m余の破砕帯が現われている。

辻堂線に関連するもののうちで最も顕著な破砕帯は、白六山（標高1,189 m）に発源し北流するマキオ谷出合付近から、ホトケ谷（宮谷川上流左又出合（谷底高度629 m）付近にわたるひと続きの地帯（東西約500 m）であって、主として黒色頁岩からなり、チャートを挟有する石灰岩を含むが、全体として著しく破砕されている。

## ． 2 帯状構造の後生変形

基本的帯状構造の完成後、二期の基盤褶曲運動が認められる。これによって幾つかの褶曲軸や断層が形成されている。また、大峯花崗岩類貫入は南北性の基盤褶曲に関係している。

### ． 2 . 1 NE - SW方向の基盤褶曲

第7図で明らかなように、衝上帯全体を通じてNE-SWないしENE-WSW方向の褶曲軸が卓越し、そのほとんどがNEないしENEに落としている。

更に、これらの褶曲軸のあるものは、衝上断層の存在とは無関係に二つの衝上帯にまたがって連続している。一例として、奥高原地窓を通る東西方向の背斜軸と、その西方の赤滝背斜との連続性が挙げられる。以上の事実から、帯状構造の後生変形として、NE-SW方向の褶曲軸で特徴づけられる褶曲運動があったと考えられる。この褶曲運動は特に天川帯で顕著であった。

上記の褶曲運動で生じた褶曲軸のうち、天川帯北部の笠木背斜とその延長部に沿って数条の断層が認められる。これらは引張性の正断層であると推定され、背斜部に働いた引張応力により、背斜軸に並行する断層（Longitudinal crest fault）が生じたものと推定される。

### ． 2 . 2 N - S方向の基盤褶曲

大峯花崗岩類は現在の大峯山脈脊稜部に沿って南北に配列している。大峯山脈が現在の高度をとるに至った主な原因は、緩やかな基盤褶曲に基づく背斜状上昇ではないかと思われる。このような背斜状構造の軸部に生じた引張性裂開に沿って大峯花崗岩類の貫入が行われたものであろう。



## VI. 第三系

第三系に属するものとして、稲村ヶ岳礫岩層、大峯花崗岩類及び安山岩・ひん岩・ドレライトの火成岩脈類が認められる。

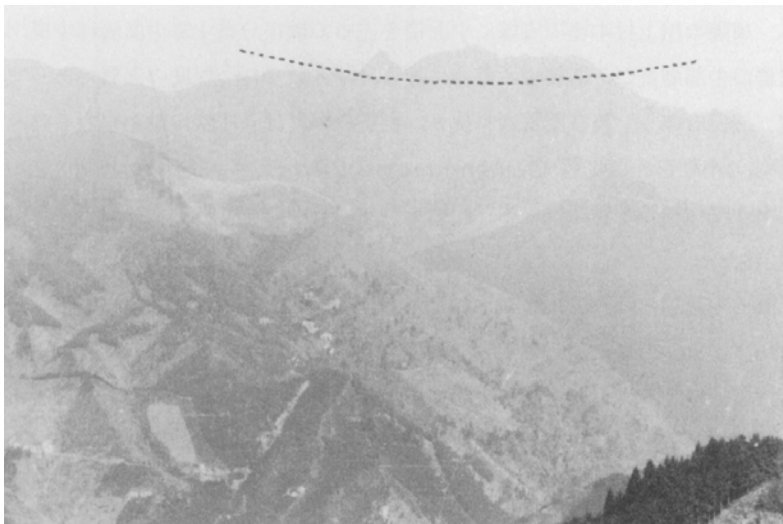
### VI. 1 稲村ヶ岳礫岩層

本礫岩層は大日山の岩峰を含む稲村ヶ岳頂上付近一帯において山上ヶ岳層群を不整合に覆って南北方向最大700 m、東西の幅約400 mの小範囲に分布し、その層厚は最大約75 mに達する。

**岩相** 本礫岩層の基底部は、浸食削剥を受けた山上ヶ岳層群の旧地形面であり、そこには明瞭な不整合面が見られる(第25図)。不整合面下の山上ヶ岳層群はチャートを主とし、頁岩を挟有する地層であって、緩やかに北方に傾斜している。これに対して、本礫岩層の基底面は全体としてほとんど水平に近く、その平均海拔高度は約1,650 mである。本礫岩層はその名の示すように主として礫岩からなっているが、局部的にレンズ状の砂岩層を挟む部分もある。礫岩の礫は平均長径10 cm程度の円礫であるが、なかには径50 cmにも達する巨礫が見られる。礫の種類は砂岩、チャートを主とし、少量の灰白色凝灰質頁岩等を伴い、それらが主として砂質の基質によって膠結されている。

本礫岩層に類似する岩相を示す礫岩は、山上ヶ岳鐘掛岩から東に派出する山稜上の、海拔高度約1,300 m付近の鳴川国有林内にも、山上ヶ岳層群を不整合に覆って小範囲に分布する。岩相的によく類似していることからみて、両者は恐らく同一時代のもと考えている。

**高位平坦面との関係** 紀伊半島奥地のこの急峻な山岳地帯の高所の一角に、付近一帯の基盤岩層とは



第25図 稲村ヶ岳礫岩層の基底面(点線)を示す写真(天狗倉山付近から稲村ヶ岳を望む、志井田写)

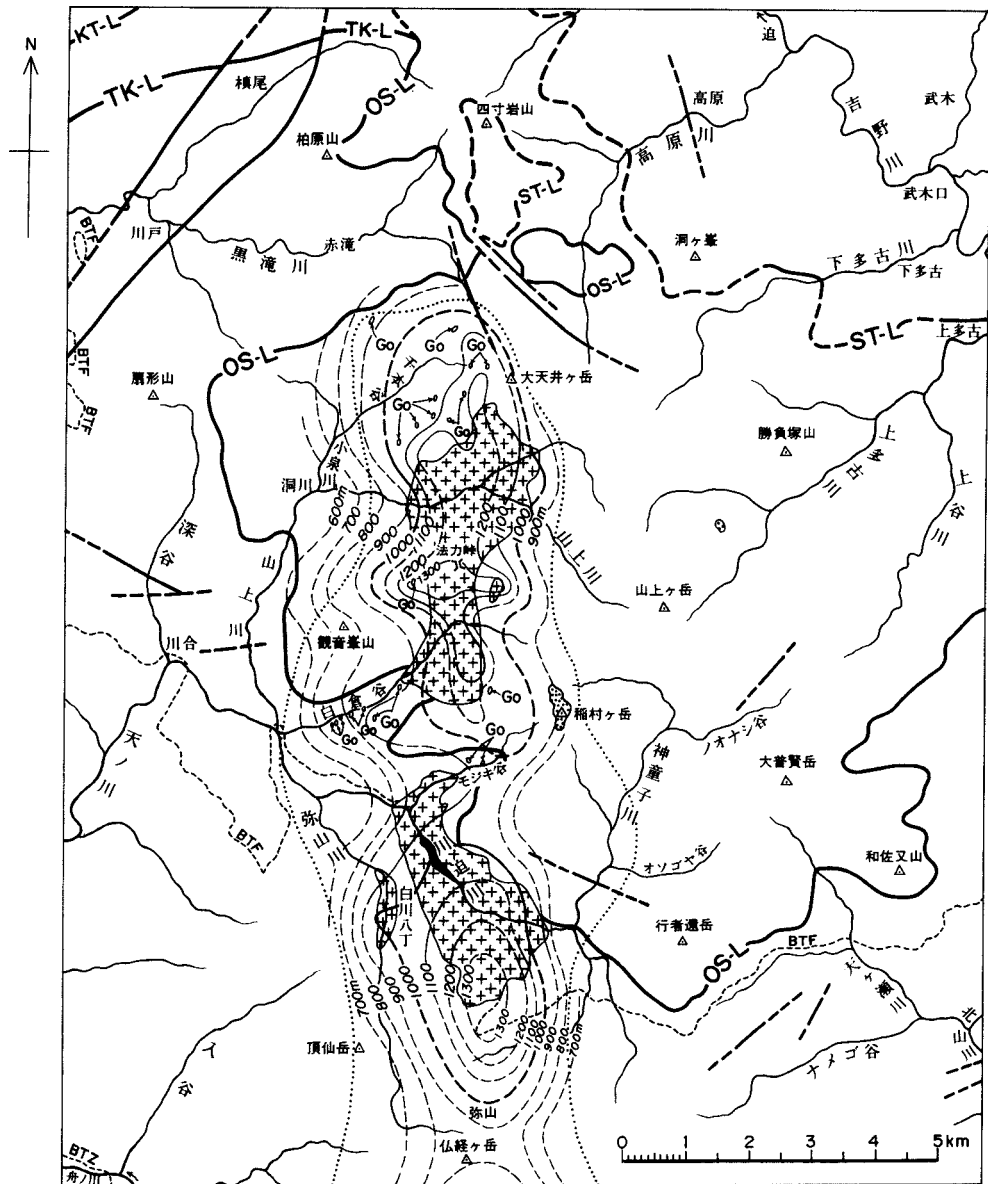
明らかに様相を異にし、一見してかつての水底堆積物であることを思わせる本礫岩層のような地層が分布するという事は、この山地を訪れる多くの人々の注目を浴びるところであろう。本礫岩層の地質時代とその堆積後の変位量（隆起量）を明らかにすることは、大峯山脈の生成史を知るうえにも重要な手掛りを与えるものであるが、その地質時代についてはまだ確答は得られていない。

本礫岩層基底の不整合面と海拔高度をほぼ等しくする高位平坦面状の地形面は、山上ヶ岳頂上付近、竜ヶ岳付近及び大普賢岳北方等に見られるように、大峯山脈の主稜に沿って散在分布している。また弥山頂上を含む山稜地帯にも平坦面ないし緩傾斜面が見られるが、その規模は山上ヶ岳頂上付近等のものよりもやや大きく、海拔高度は最高1,900 mにも達している。しかし現在これらの表面には古期岩層が露出し、それを覆う新期の堆積物は見られない。北部大峯山脈に見られる以上のような幾つかの高位平坦面は、現在の山稜上に比較的小面積を占めて散在分布するに過ぎないけれども、それらの表面を連ねる曲面は恐らくかつて存在していた広大な準平原の上昇した部分に相当するものであろう。大台ヶ原山や高野山等に現存する高位平坦面もまた恐らくこれに相当するものであろう。

白亜紀の上野地層群の堆積後、この地区を含む紀伊半島北部地域はかなりの長期間にわたって陸化して浸食作用を受けた結果、広範囲にわたる低平な地形面が出現し、その沈下した部分の水域に堆積作用が行われ、その堆積物の一部の残存したものが現在見られるような本礫岩層であろう。またこのような堆積作用の場となった水底の地形面は全体としては比較的平坦なものであったとはいえ、局部的には小規模の凹凸があり、凹所を埋めて堆積したもののうちの若干の部分はその後の地盤上昇に基づく浸食を免れて残存し、凸部のものはそれを乗せていた古期岩層の表層部分とともに削り去られた。しかし各地に残存する高位平坦面の海拔高度にかなりの差異があることの原因の一つとして、平坦面形成後の地盤上昇量の地域的差異を挙げることができる。弥山山頂一帯の直下には、大峯花崗岩類が伏在しているが、同地域は花崗岩の貫入に伴う地盤上昇量の著しかった部分に相当しており、その地域的差異の一例である（第26図）。

**地質時代** 本地域内において時代を決定する直接の証拠は認められない。しかし間接的な手掛りは次のとおりである。東隣の川上村中奥川流域に小面積を占めて散在分布する中奥層は中奥川流域の基盤岩層である川上層群の中部層及び下部層を不整合に覆う、厚さ数10 m程度の累層であって、礫岩を主とし、若干の砂岩（漣痕を伴う）及び泥質岩を挟み、泥質岩中には破片状の植物化石を含んでいる。その泥質岩中に2種類の小型有孔虫化石 *Cyclammina pacifica* BECK, *Cyclammina tani* ISHIZAKI が含まれ、この浅海成堆積物の地質時代が第三紀始新世ないし中新世であるということが推定されている（志井田, 1962 ; 1968）。

稲村ヶ岳礫岩層と中奥層とは、以上のように産状、岩相などが必ずしもよく一致するわけではないが、両者はいずれも（イ）秩父累帯の地層を明瞭な不整合関係をもって覆っていること、（ロ）紀伊半島奥地の山岳地帯における比較的近接した地域に小面積を占めて断片的に分布しているものであること、（ハ）礫質岩を主体とする浅水域の堆積相を示すものであることなど互いに類似する点も少なくない。このような諸事実は両者が同一の時代に紀伊半島奥地に侵入した浅海域の堆積物であることを物語っている。中奥層は、その地質時代が始新世ないし中新世にまたがる時代のものであることは明らかであるが、この間のどの時代であるかということについては明確な「決めて」を欠く。しかしこの問題については次の



- |  |                   |  |            |
|--|-------------------|--|------------|
|  | 大峯花崗岩類の露頭         |  | 深谷累層基底面露頭線 |
|  | 大峯花崗岩類の貫入に伴う接触変成帯 |  | 九尾累層基底面露頭線 |
|  | 大峯花崗岩体天井面等高線      |  | 唐戸構造線      |
|  | 稲村ヶ岳礫岩層           |  | 下多古線       |
|  |                   |  | 立川渡線       |
|  |                   |  | 大迫構造線      |

第 26 図 山上ヶ岳地域の大峯花崗岩類天井面等高線図

ような推測を試みることも可能である。すなわち、大峯花崗岩類の貫入に伴って、白亜紀以降準平原化の進行してきた紀伊半島奥地のうち、現在の大峯山脈主稜地帯ではかなり急速な地盤上昇が起こり、引き続き進行した上昇運動のために、現在のように海拔高度1,200 m内外の定高性の「山並み」の上に数100 mもの高度差をもって聳える大峯山脈が出現した(志井田, 1974)。したがって、現在の大峯山脈主稜地帯を含む紀伊半島奥地に海水が浸入し、そこに中奥層のような浅海成堆積物の堆積が行われた時代は、紀伊半島奥地一帯に低平な準平原が出現した時代の後、大峯花崗岩類の貫入以前である。

## VI. 2 大峯花崗岩類

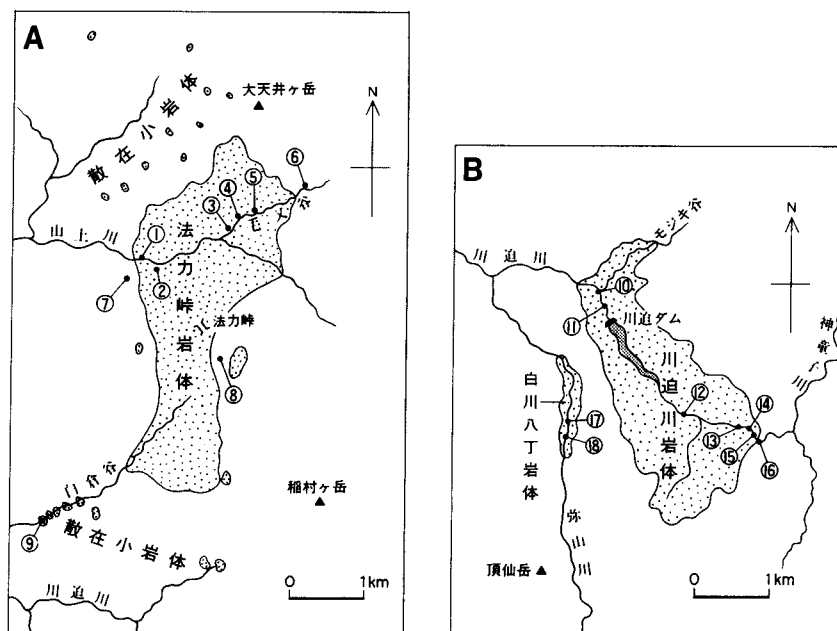
### VI. 2. 1 概要

大峯酸性岩類と一括して呼ばれる酸性火成岩類は、(A)花崗岩ないし花崗斑岩からなる大峯花崗岩類と、(B)石英斑岩を主とする“大峯噴出岩”の両者に大別される。本地域には大峯噴出岩は分布しない。大峯山脈の脊稜地帯沿いに、主として同山脈主稜の両側の深い溪谷壁あるいは谷底に分布している。本花崗岩類による接触変成帯がこれらの露出地域の外縁部を包括して、南北に長く連続しているところからみて、大峯山脈の地下には延長45k m以上にも達する一連の花崗岩体が伏在しているものと推定される。第26図は、大峯花崗岩類露頭線の高度分布に基づいて描いた、同岩類の潜頭面、すなわち“天井面”の等高線図である。大峯花崗岩類による接触変成帯の分布状態などから、本岩類は本地域南縁付近を境として南北に二分することができる。これらをそれぞれ北部岩体群、南部岩体群と呼ぶこととする。本地域内には北部岩体群がすべて見られる。

北部岩体群は全体として大峯山脈の主稜をかなり西に離れて露出し、川迫川右岸支流モジキ谷付近の鞍部状地帯を境として分布が断たれ、更に北部及び南部の两部分に分けられる。そのうちの北部のものは南北方向にやや細長い岩体であって、その天井面の高度は最高約1,400 m余りである。このような北部岩体群北部の“中核地域”に当たるものとして、大天井ヶ岳南側-法力峠-白倉谷にまたがる南北約5k mの露出があり、これを法力峠岩体と呼ぶ。これに対して、北部岩体群南部のものは、同岩体群北部のものに比べて、側面の傾斜がやや緩やかでドーム状に近い外形を呈し、“天井面”の高さはやや低く、最高1,300 m余りである。その主な露出は、この地域に深い谷を刻んで流れる川迫川及び弥山川白川八丁に沿って現われるものであって、それぞれ川迫川岩体(南北約3k m余)、及び白川八丁岩体(南北約1k m強)と呼ぶことにする。

上記の大きな3岩体のほかに、法力峠岩体の周辺には幾つかの小岩体が散在する(第27図A)。これらの小岩体の主な岩相は、均質な花崗閃緑岩ないしトロニウム岩であり、後で述べるように岩相的には法力峠岩体に類似している。

南部岩体群は、南隣釈迦ヶ岳地域内及び更にその南方十津川地域内等に分布する(付図A-1)。また本南部岩体群は、その南北の長軸がほぼ大峯山脈の主稜と一致していて、その規模は北部岩体群よりもはるかに大きい。釈迦ヶ岳付近では、東西の幅が“天井面”の標高600 m以上の部分で最大6k m余、“天井面”の高度は最高1,700 mにも達している。大峯山脈の主稜から東流する白川又川、前鬼川、池郷川及び奥地川、西流する宇無ノ川(旭ノ川の上流)、滝川及び白谷(芦瀬瀬川の上流)などの諸溪

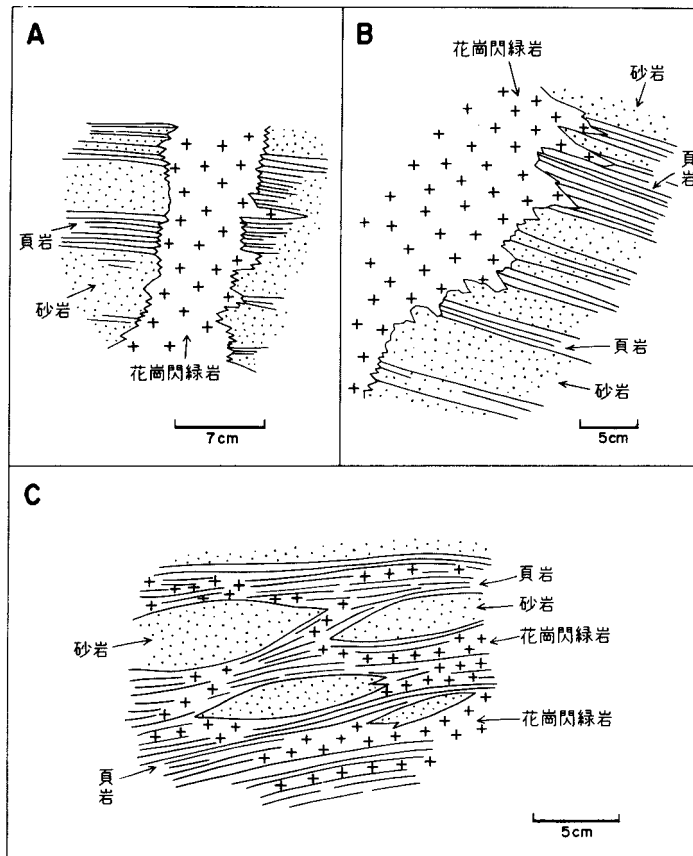


第 27 図 大峯花崗岩類の記載岩石位置図  
 A : 法力峠岩体及び散在小岩体 B : 川迫川岩体及び白川八丁岩体

谷は、このような南部岩体群の被覆岩層を削剝して、かつて地表下に伏在していた大峯花崗岩類をところどころに露出させている。そのうちの最大露出は、宇無ノ川から主山稜を越え、前鬼川 - 池郷川 - 滝川上流にまたがって連続する岩体（深仙露出）であって、その区域の中央部には削剝を免れて残存する天狗山の孤立被覆岩層（ループペンダント）がある。このような南部岩体群は、白谷 - 奥地川岩体の南端（笠捨山北西方）以南ではすべて地表下に伏在していて露出が見られない。接触変成帯の分布からみて、この伏在部分は岩体の幅が比較的狭く、両側面は恐らく急斜し、真南に細長く伸び、瀨八丁の下流下地付近で東西方向の板屋断層によって切断されているのであろう。なお板屋断層以南でも、恐らく熊野層群及びその下位の果無累層などの下方に伏在し、なおしばらく南に向かって伸びているものと推定されている(志井田, 1974)。

## 2.2 法力峠岩体

本岩体は、一般的に捕獲岩の少ない花崗閃緑岩よりなり、その岩質は細粒ないし中粒で、均質・塊状である。ただし、カリ長石に乏しいので、トータル岩に近い花崗閃緑岩である。五番関の南西方毛又谷においては、最大 9 m 幅から数 cm 大の斑岩捕獲岩が花崗閃緑岩中に捕獲されており、弱い熱変成作用を受けている。本岩体の貫入様式は決して直線的ではなく、走向 N 80° W, NE へ 20° 程度傾斜している山上ヶ岳層群中に、層々進入 (lit-par-lit injection) していることが多い(第 28 図 A 及び B)。また、山上ヶ岳層群の頁岩中に砂質のブーディングの存在するところでは、花崗閃緑岩は不規則なアメーバ状に層々進入している(第 28 図 C)。進入されたそれぞれの岩層では、かなりの程度の熱変成作用



第 28 図 A, B, C 大峯花崗岩類法力峠岩体における花崗閃緑岩と山上ヶ岳層群との関係 (天川村法力峠北東 2.3 km 地点, 毛又谷, 第 27 図 A の ⑥ 地点)

を受けている。石灰質岩石が接触変成作用を受けている法力峠北西 1.2 km 地点付近において、磁鉄鉱・磁硫鉄鉱などの鉱石鉱物のほか、グラウンドイトざくろ石 (grandite) や単斜輝石などの変成鉱物が生じている。なおここは 1974 年 8 月当時、吉野鉱山五代松鉱山として小規模ながら稼行されていた。

本岩体には、南北性の節理 (走向 N 10° E, 傾斜 70° E) と、東西性の節理 (走向 N 70° W, 傾斜 90°) とがよく発達している。法力峠北西 1.2 km の山上川河鹿滝付近では、南北性の節理と伴ってアプライト脈 (1 cm 幅) が貫入し、電気石に富むトータル岩質脈 (2-3 mm 幅 - 20 cm 幅) が東西性の節理に伴って貫入する。ここでは東西性の節理が南北性の節理をずらし、更に電気石に富むトータル岩質脈がアプライト脈を切る。しかし同付近の別の露頭では、アプライト脈と電気石に富むトータル岩質脈とが相伴うこともあり、また電気石に富む脈が必ずしも東西性の節理に伴わない場合もある。この河鹿滝付近では、花崗閃緑岩中に 5 cm × 3 cm 大の砂岩質捕獲岩がまれに見いだされるが、この捕獲岩の延びの方向が南北性の節理の方向と一致することも興味深い。

次に、法力峠岩体の主な岩石について鏡下の特徴を述べる。

**細粒カミングトン閃石電気石黒雲母花崗閃緑岩** [KS-74082102] GSJ R44918 (図版Ⅲ-2)

(産地) 洞川母公堂北方, 法力峠北西1.2km [第27図Aの①地点]

(記載) 本岩は, 等粒状・細粒の組織を示し, 主成分鉱物として斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・電気石・カミングトン閃石(?)を, 副成分鉱物として褐れん石を, 二次鉱物として緑泥石・方解石・トレモラ閃石を含む。斜長石は平均0.5-1.0mm大, 最大3.0mm大で累帯構造と双晶が顕著である。石英は平均0.5-1.5mm大。カリ長石は0.5mm大で, 新鮮でなく若干汚濁されている。黒雲母はZ軸色が赤褐色である。カミングトン閃石と考えられるものは, 0.5-2.0mm大で, 集片双晶が顕著である。

**細粒アクチノ閃石黒雲母花崗閃緑岩**

(産地) 洞川母公堂東方, 法力峠北西1km [第27図Aの②地点]

(記載) 本岩は, 等粒状, 細粒の組織を示し, 主成分鉱物として斜長石(60%)・石英(15%)・カリ長石(10%)・黒雲母(8%)・アクチノ閃石(5%)を, 副成分鉱物として電気石・燐灰石・ジルコンなどを含む。斜長石は0.2-2.5mm大, 自形-半自形, 比較的大型のものは累帯構造が顕著で, その組成は中心部で中性長石, 周辺部で灰曹長石である。石英は1mm以下で他形。カリ長石は0.2-0.8mm大, 半自形-他形, パーサイト構造を示し, ミルメカイトを伴う。黒雲母は0.5mm以下, 半自形, 軸色はX=淡黄色, Y=Z=帯黄褐色, 部分的に緑泥石化している。アクチノ閃石は0.2-1.5mm大, 半自形, Z軸色=極淡緑色。電気石は0.2-1.2mm大, 自形-半自形, Z軸色=帯黄褐色-青色。

**細粒-中粒電気石カミングトン閃石黒雲母花崗閃緑岩** [KS-74082104] GSJ R44920

(産地) 毛又谷, 法力峠北北東1.4km [第27図Aの③地点]

(記載) 本岩は, 主成分鉱物として斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・カミングトン閃石(?)・電気石を, 副成分鉱物として褐れん石・燐灰石・不透明鉱物を, 二次鉱物として緑泥石を含む。斜長石は0.5-3mm大で累帯構造と双晶が顕著である。カリ長石は石英と微文象構造を呈する。カミングトン閃石と考えられるものは最大3.0mm大である。

**角閃石トロニウム岩** [738112]

(産地) 白倉谷入口付近, 法力峠南西約1.8km [第27図Aの④地点]

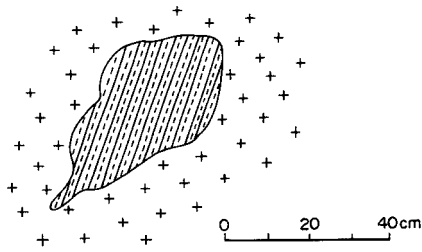
(記載) 本岩は, 散在小岩体の一つであり, 主成分鉱物として斜長石(80%)・石英(10%)・普通角閃石(8%)を, 副成分鉱物として電気石, 燐灰石などを含む。斜長石は1-3mm, 半自形-他形, 組成は灰曹長石-中性長石。石英は0.1-0.8mm大, 他形。普通角閃石は半自形, 柱状の結晶として単独に存在するものは一般に大型で, 0.5-4mm大であるが, 0.1mm以下の小粒結晶が集まって, 径1-2mmの集合体を形成する場合もある。軸色はX=Y=帯黄褐色, Z=緑色。

**法力峠岩体中の捕獲岩**

**電気石黒雲母トロニウム斑岩** [KS-74082105] GSJ R44921

(産地) 毛又谷, 法力峠北北東1.4km [第27図Aの③地点]

(記載) 本岩は, 軽微な熱変成を受けており, 主成分鉱物として斜長石と黒雲母を, 副成分鉱物として石英・カリ長石・燐灰石・不透明鉱物を, 二次鉱物として緑泥石・絹雲母(?)・トレモラ閃石・電気



第29図 大峯花崗岩類法力峠岩体(花崗閃緑岩)中の砂岩源ホルンフェルス捕獲岩(天川村法力峠北北東1.5km, 第27図Aの④地点)

石を含む。斜長石には平均1mm大(0.4-2.5mm)の斜長石残斑晶と基地を構成する斜長石とがある。斜長石は累帯構造が顕著であり、またアルバイト式双晶、アルバイト・カールスバッド式双晶が顕著である。電気石は斜長石残斑晶中に含まれたり、残斑晶と伴って産する。基地部は微文象構造で特徴づけられ、斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・燐灰石・ジルコン・不透明鉱物・緑泥石・絹雲母(?)・フィブロライト(fibrolite, 珪線石)・トレモラ

閃石などからなる。

#### 黒雲母角閃石花崗閃緑岩質斑岩 [KS-74082107] GSJ R44923

(産地) 毛又谷, 法力峠北北東1.7km [第27図Aの⑤地点]

(記載) 本岩は、軽微な熱変成を受けており、前記の電気石黒雲母トロニウム斑岩に類似するが、角閃石を含んでいる。角閃石は帯褐色で集片双晶が明瞭である。ときに褪色してアクチノ閃石様の見かけを呈することがある。ルチルを含む。

#### ホルンフェルス [KS-74082106] GSJ R44922

(産地) 毛又谷, 法力峠北北東1.5km [第27図Aの④地点]

(記載) 本岩は野外では第29図に示すように、40cm大の捕獲岩で、顕著な層状構造を示すホルンフェルスである。主成分鉱物として、石英・カリ長石・電気石・黒雲母を、副成分鉱物としてスフェーンを、二次鉱物として緑泥石を含む。粒径0.2-0.7mm大の等粒状集合組織を示す。

### 法力峠岩体花崗閃緑岩と山上ヶ岳層群頁岩・砂岩との接触部

#### 頁岩源ホルンフェルス [KS-74082108] GSJ R44924

(産地) 毛又谷, 法力峠北北東2.3km [第27図Aの⑥地点]

(記載) 野外では、頁岩の層理に沿って幅数mmの花崗閃緑岩が貫入している。花崗閃緑岩は、電気石緑泥石アダメロ岩で、主成分鉱物として石英(30%)、カリ長石(30%)、斜長石(20%)、電気石(10%±)を、副成分鉱物として不透明鉱物、緑れん石を、二次鉱物として緑泥石(15%前後)、スフェーンを含んでいる。斜長石は0.5-1.0mm大で累帯構造と双晶が顕著である。カリ長石は個体として産するもののほか、石英と微文象構造を呈する。また二次的に伸長性正の緑泥石が多量に形成されているが、これは恐らく黒雲母から変質したものである。

頁岩源ホルンフェルスには、斜方輝石・カリ長石・黒雲母・石英・堇青石・斜長石からなるものや、尖晶石・燐灰石・カリ長石・黒雲母・堇青石・石英・斜長石からなるものなどがある。前記の斜方輝石を含むホルンフェルスは、斜長石(30%)、堇青石(20-30%)、石英(20%)、黒雲母(10%)、カリ長石(5-10%)、斜方輝石(5%)などの主成分鉱物のほか、石墨を含み、二次的に緑泥石が生じている。堇青石は0.5-1.5mm大、斜方輝石は0.04-0.2mm大である。前記の尖晶石を含むホルンフェルスは斜長石(30%)、石英(5-20%)、堇青石(15%)、黒雲母(10%)カリ長石(3-10%)などの主成分



鉱物のほか、石墨 (3-10%)、燐灰石 (5%)、尖晶石を含み、二次的に絹雲母が生じている。尖晶石は 0.05 mm 大である。

#### 黒雲母電気石文象花崗岩 [KS-74082109]

(産地) 毛又谷, 法力峠北東 2.3k m [第 27 図 A の⑥地点]

(記載) 本岩は、第 28 図 C に示す露頭から採取したものである。花崗岩質部は、黒雲母電気石文象花崗岩であり、文象構造が顕著である。カリ長石・斜長石・石英・褐色の電気石・黒雲母のほか、スフェーンや緑泥石を含む。また黒雲母マイクロ閃緑岩と呼ぶべき部分が存在し、0.1-0.2 mm 大の斜長石の周囲を曹長石質縁が取り巻くのが特徴である。またこれには黒雲母と緑泥石が含まれる。

砂岩質ブーディンは、等粒状組織を示す珪質ホルンフェルスである。主に 0.1-0.2 mm 大の丸形の石英よりなり、この石英の粒間を埋めたり、又は石英と同様な形でカリ長石が存在する。カリ長石は特に文象花崗岩と接する部分で多産する。電気石も珪質ホルンフェルス中に産するが、これも文象花崗岩と接する部分で多産する。そのほか緑泥石も見られる。これらすべてを切つて最末期にスチルバイト(東沸石)脈が発達する。スチルバイトは伸長性負で、屈折率・複屈折ともかなり低い、E PMA による分析(鈴木和博氏による)では、SiO<sub>2</sub> 64.7%, TiO<sub>2</sub> 0.00%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 17%, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0.02%, MnO 0.00%, MgO 0.00%, CaO 8.75%, Na<sub>2</sub>O 0.81%, K<sub>2</sub>O 0.28%, であり、その化学式は (Ca<sub>0.99</sub> N<sub>a0.17</sub> K<sub>0.04</sub>) [Al<sub>12.12</sub> Si<sub>6.86</sub> O<sub>18</sub>] n H<sub>2</sub>O である。

#### チャート源変珪岩

(産地) 法力峠東南方, 稲村山道沿線のもの(花崗閃緑岩の露頭線から水平距離約 300 m) [第 27 図 A の⑧地点]

(記載) 本岩は、山上ヶ岳層群のチャートが熱変成作用を受けて生じたものである。径 0.01-0.02 mm 大の微晶石英モザイク状集合体であり、その中に少量の黒雲母が点在する。黒雲母の軸色は X = 淡黄色、Y = Z = 帯黄褐色である。

#### 石灰質岩源の変成岩 [KS-74082101 A-F]

(産地) 法力峠北西 1.2k m の五代松鉦山 [第 27 図 A の⑦地点]

(記載) 五代松鉦山には多数の接触変成鉱物が産出する。方解石・磁硫鉄鉦・単斜輝石岩中の単斜輝石は集片双晶が顕著である。単斜輝石・グランダイト岩中のグランダイトは累帯構造の顕著なざくろ石であり、その中に単斜輝石を包有し、また二次生成の方解石も見られる。顕著な集片双晶を示す単斜輝石塊には少量の磁硫鉄鉦や小粒の斜長石が伴い、またアクチノ閃石質の緑色ないし濃緑色の角閃石・濃黄褐色の雲母(?)・方解石などが二次生成物として生じている。また他の単斜輝石・グランダイト岩中のグランダイトはポイキロプラスチックな成長を示し、累帯構造は不明瞭である。本岩には少量の方解石・黒雲母(?), 不透明鉱物が含まれる。方解石・磁鉄鉦・単斜輝石岩にはグランダイトや燐灰石も存在し、二次的に単斜輝石が変質してアクチノ閃石を生じ、また黒雲母ないし緑泥石も生じている。方解石・燐灰石・単斜輝石・磁鉄鉦・磁硫鉄鉦岩では、不透明鉱物中にポイキロプラスチックに単斜輝石・燐灰石・方解石が包有されており、二次生成物として方解石脈が見られる。磁鉄鉦や磁硫鉄鉦のほか、少量の黄銅鉦が磁硫鉄鉦に伴って産する。磁硫鉄鉦は細脈状に珪酸塩鉱物を切ることがある。黄銅鉦・磁硫鉄鉦・黒雲母・角閃石・単斜輝石岩の黒雲母は蛭石化している可能性がある。

る。珪灰鉄鉱 (lievrite) と考えられる多色性の顕著な鉱物が産する。磁硫鉄鉱の周囲を取り巻くように、閃亜鉄鉱が存在し、その中には多数の磁硫鉄鉱粒が散点している。恐らくこの閃亜鉛鉱とその中に含まれる散点状磁硫鉄鉱粒とは離溶関係にあるものと考えられる。そのほか極少量の黄鉄鉱や黄銅鉱が存在する。

#### 電気石に富むトータル岩質脈 [KS-74082103] GSJ R44919 法力峠岩体花崗閃緑岩の最末期の活動

(産地) 洞川母公堂北方, 法力峠北西 1.2 km [第 27 図 A の①地点]

(記載) 本岩は、主成分鉱物として斜長石・石英・電気石・黒雲母及びカミングトン閃石(?)を、副成分鉱物としてカリ長石(?)・スフェーン・燐灰石・アクチノ閃石を、二次鉱物として絹雲母を含む。斜長石は 1 mm 大, 曹長石 - 灰曹長石であり, 累帯構造は顕著でない。電気石は Z 軸色が淡褐色のものや淡青緑色のものである。カミングトン閃石と考えられるものは最大 2.3 mm に達する。

### VI. 2. 3 川迫川岩体

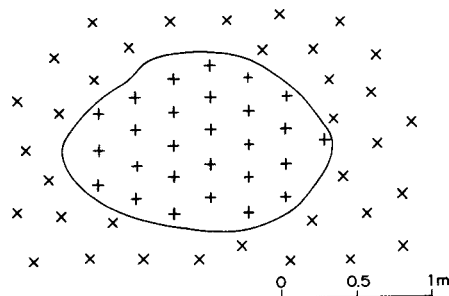
川迫川岩体は、川迫川とモジキ谷との出合付近から南東方向に川迫川に沿い約 3 km 余りにわたって露出する (第 27 図 B)。捕獲岩の量は多くない。本岩体の岩相は、法力峠岩体のトータル岩に近い花崗閃緑岩に比べて、カリ長石に富み、アダメロ岩ないし花崗岩とも呼べるものである。川迫川における露頭のうち、中核部は比較的粗粒な黒雲母花崗岩であり、堇青石とざくろ石とを含有する。この中核部を挟むようにして花崗斑岩ないし中粒の花崗岩が東側 (上流) と西側 (下流) とに露出する。更にこれを挟んで東側, 神童子川出合より下流 500-800 m と西側 (下流, モジキ谷出合付近) には、細粒ないし中粒のアダメロ岩ないし花崗岩が露出する。堇青石はどの花崗岩中にも含まれている。

川迫川岩体の花崗岩中には、1.5-2.0 m 大の花崗閃緑岩の捕獲岩が取り込まれている (第 30 図)。このほか頁岩が取り込まれていることもある。

川迫川岩体の花崗岩は、川迫川上流部において白亜紀の天川亜層群 (一部秩父系山上ヶ岳層群) の砂岩頁岩互層 (一部チャート及び小規模の石灰岩) 中に貫入し、これらに接触変成を与えている。また川迫川岩体花崗岩は、幾つかの地点でその節理を測定することができる (第 31 図 A 及び B)。例えば神童子川出合下流 1.1 km 付近では、三方向の節理 (N 5° E, 45° W ; N 75° E, 73° S E ; N 56° W, 垂直)

が見られ、また同じく神童子川出合下流 1.6 km 付近でも三方向の節理 (N 30° E, 45° NW ; N 25° E, 45° S E ; N 60° W, 85° S W) が見られる。

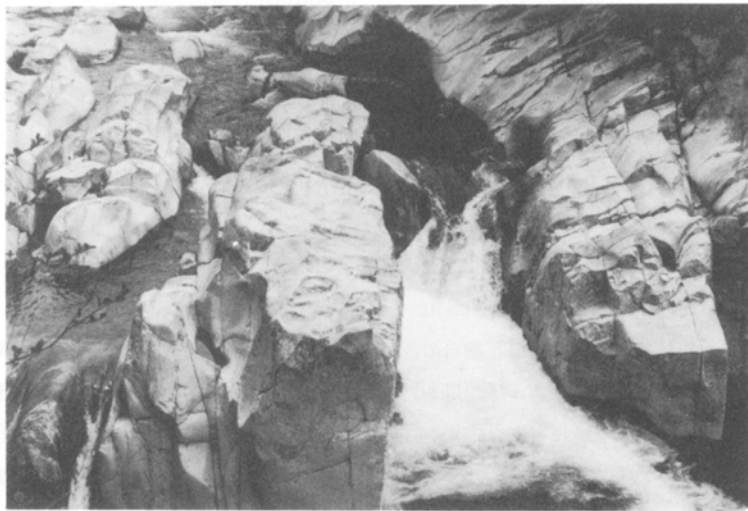
電気石に富む脈は、法力峠岩体における場合と同様に見いだされるが、興味深いのは、この川迫川岩体においても大体 N 60° W, 垂直の節理に伴って産出する場合が多いことである。次に、これら川迫川岩体の主な岩石について特徴を述べる。



第 30 図 大峯花崗岩類川迫川岩体 (花崗岩) 中の花崗閃緑岩捕獲岩 (天川村川迫川・神童子川出合より下流 700 m, 第 27 図 B の①地点)



A



B

第31図 大峯花崗岩類川迫川岩体 (1965年5月, 志井田?)  
A: 方状節理 (川迫ダム上流) B: 捕獲岩に富む (川迫ダム上流)

### 川迫川岩体の主体をなす花崗岩

**堇青石ざくろ石含有粗粒黒雲母花崗岩** [KS-74082205] GSJ R 44927 (図版IV-4)

(産地) 神童子川出合より約1.8km下流 [第27図Bの㊸地点]

(記載) 本岩は、川迫川岩体の中核部をなす、比較的粗粒の岩相で、主成分鉱物としてカリ長石・斜長石・石英・黒雲母を、副成分鉱物としてざくろ石・堇青石及び不透明鉱物を含む。カリ長石が最も量が多く、2.5-8.0 mm大の正長石である。斜長石は0.4-1.0 mm大で、ときに2.3 mm大のものもある。ミルメカイト構造がまれに見られるが、斜長石には累帯構造と双晶とが顕著である。石英は1.0-1.3 mm大。黒雲母は1.0-1.7 mm大でZ軸色は赤褐色で、内部にジルコンを含み、シンプレクタイト

様の連晶を示すことがある。堇青石は0.5-1.7 mm大でピナイトに変質している。ざくろ石は0.3-0.4 mm大である(図版Ⅲ-4を参照)。

**黒雲母花崗斑岩** [KS-74082204] GSJ R44928

(産地) 神童子川出合より下流0.8 kmの川迫川岸 [第27 図Bの⑬地点]

(記載) 本岩は、本岩体の中核部を取り巻く岩相で、主成分鉱物としてカリ長石・斜長石・石英・黒雲母を、副成分鉱物として燐灰石・ジルコン・不透明鉱物を、二次鉱物として緑泥石・絹雲母を含む。カリ長石は0.5-1.0 mm大の基地部のものと、1.5-4.0 mm大の斑晶状のものがあり、その周囲をNaに富む斜長石が取り囲むことがある。またカールスバッド双晶が顕著である。斜長石は0.5-1.0 mm大の基地部のものと、3.7 mm大の斑晶状のものがあり、ともに累帯構造と双晶とが顕著で、ときにミルメカイト構造も見られる。石英は通常0.3-1.0 mm大、最大3.3 mmに達する。黒雲母は0.2-0.4 mm大、最大1.0 mm大、Z軸色は褐色ないし赤褐色。紅柱石仮像らしいピナイトも存在する。

**細粒黒雲母堇青石花崗岩** [KS-74082202] GSJ R44930

(産地) 神童子川出合下流0.6 kmの川迫川岸 [第27 図Bの⑮地点]

(記載) 本岩は、貫入岩体東縁から約0.1 kmで、川迫川岩体の東側の周縁相で、主成分鉱物としてカリ長石(40%)・斜長石(20%)・石英(20%)・堇青石(5-10%)・黒雲母(3-5%)を、副成分鉱物として白雲母を含む。カリ長石は0.5-3.5 mmで、細かいフィルム状パーサイトが見られ、カールスバッド双晶も見られる。斜長石は0.2-1.8 mm大で灰曹長石、細かい集片双晶を示し、累帯構造は顕著ではない。石英は0.3-2.0 mm大。堇青石は0.3-1.0 mm大で見事な六連双晶を示すものがある。黒雲母は0.3-1.8 mm大でZ軸色は赤褐色である。

**中粒堇青石黒雲母花崗岩** [KS-74082207] GSJ R44926

(産地) 川迫川下流、川迫ダム下流0.2-0.3 km [第27 図Bの⑰地点]

(記載) 本岩は、中核部の粗粒黒雲母花崗岩の西方に、花崗斑岩を介在して分布する。主成分鉱物としてカリ長石・斜長石・石英・堇青石・黒雲母を、副成分鉱物として白雲母、尖晶石などを含む。カリ長石は0.4-1.8 mm大であるが、ときに、8×1 mm大に細長く伸びたものがある。斜長石は0.6-1.5 mm大で、累帯構造と双晶とが顕著で、ミルメカイト構造もときに見られる。石英は0.3-2.0 mm大。堇青石は0.2-1.0 mm大で、美しい六連双晶を示すものがある。白雲母は0.05 mm大。尖晶石は緑色で0.02 mm大の微粒である。

**堇青石黒雲母含有細-中粒花崗岩** [KS-74082208] GSJ R44925 (図版Ⅲ-3)

(産地) 川迫ダム下流0.5-0.6 km、モジキ谷出合の川迫川岸 [第27 図Bの⑱地点]

(記載) 本岩は、川迫川岩体の西側の周縁相である。前記の中粒堇青石黒雲母花崗岩の露頭から300 m下流側。本岩は、細粒部で1.5-3.5 mm大の粒度を示し、主成分鉱物としてカリ長石・斜長石・石英を、副成分鉱物として堇青石・黒雲母を、二次鉱物として絹雲母・緑泥石・ぶどう石などを含む。カリ長石は0.5-3.5 mm大。堇青石は1 mm大でピナイト化が著しい。黒雲母は0.3-0.5 mm大でZ軸色は褐色ないし赤褐色であり、ときに緑泥色やぶどう石に変質している。この川迫川岩体と後述の白川八丁岩体とを一括して、“川迫川岩体”と名づけた金子(1967)は、同岩体中のカリ長石は(-)2V = 50-60°の正長石であり、斜長石はAn 17-28で、温度型は漸移型である、と述べている。

### 川迫川岩体花崗岩中の捕獲岩

#### 熱変成を受けた花崗閃緑岩 [KS-74082203] GSJ R44929 (図版IV-3)

(産地) 神童子川出合下流0.7kmの川迫川岸 [第27図Bの⑭地点]

(記載) 本岩は、主成分鉱物として斜長石 (25-30%)・石英 (25-30%)・カリ長石 (15-20%)・黒雲母 (15%)・紅柱石 (7%) を、副成分鉱物として燐灰石・尖晶石・珪線石を含む。斜長石には2種類のものがある。一つは残斑晶状のもので0.6-3.0mm大の灰曹長石であり、曹長石によって周縁が取り囲まれている。他の一つは熱変成によって生じた0.1-0.3mm大の灰曹長石である。石英にも斜長石と同様に残斑晶状のものがあり、径1-2mmに達する。また再結晶石英は0.1-0.3mm大である。カリ長石は0.1-0.3mm大で基地部の斜長石・石英と伴って産する。紅柱石は4.0-7.5mm大の大粒の捕獲結晶 (Xenocryst) であり、この紅柱石捕獲結晶は熱変成されて0.005-0.07mm大 (平均0.02mm大) の尖晶石と、0.03-0.05mm大の微小針状の珪線石を生じている。

#### 熱変成を受けた細粒花崗閃緑岩

(産地) 神童子川出合下流0.8kmの川迫川岸 [第27図Bの⑬地点]

(記載) 本岩は、主成分鉱物として斜長石・石英・黒雲母・カリ長石を、副成分鉱物として堇青石・黄玉(?)・燐灰石・絹雲母を含む。斜長石残斑晶は0.3-1.7mm大で累帯構造と双晶とが顕著であり、基地を占める拍子木状の斜長石の粒間を埋めるようにして普通0.4-0.6mmの範囲で拡がり、ときに2.7mm大に拡がる。黒雲母も通常0.2mm大前後で、石英の基地の中にダイアブラスチック (diablastic) に散在する。Z軸色は褐色ないし赤褐色で、ジルコンを含み、ときに緑泥石に変質する。カリ長石は幾分汚濁した見掛けを呈し、通常径0.2mm大前後であるが、時には0.6mm大に達する。堇青石と考えられるものは1.4-1.8mm大、黄玉と考えられるものは0.2-0.3mm大で、複屈折が低い。紅柱石仮像 (0.9mm大前後) と考えられるものはピナイトに変質している。

### 川迫川岩体花崗岩と天川亜層群の砂岩頁岩互層との接触部

#### 砂岩・頁岩源ホルンフェルス [KS-74082201] GSJ R44931

(産地) 神童子川出合下流0.5kmの川迫川岸 [第27図Bの⑯地点]

(記載) 本岩は第32図に示すように、薄片規模で5つの部分に分けられ、それぞれの部分では、下記に示す特徴的な変成鉱物の組合せが認められる。

a 部分：石英・斜方輝石・斜長石・正長石・黒雲母

b 部分：石英・斜長石・正長石・黒雲母

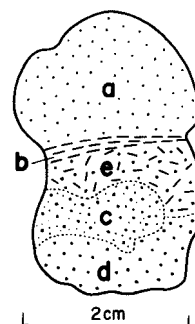
c 部分：スフェーン・角閃石・単斜輝石・石英・斜長石

d 部分：黒雲母・正長石・斜長石・石英

e 部分：電気石・アクチノ閃石・黒雲母・正長石・斜長石・石英

a 部分はグラубラスチック組織を示し、粒度は0.01-0.05mm大。まれに0.3mm大の正長石や0.1mm大の斜長石を含む。斜長石は曹長石ないし灰曹長石であって、累帯構造は見られない。黒雲母の一部は緑泥石に変質している。石英が少ないのが特徴である。

b 部分は a 部分にほぼ類似するが、斜方輝石が見られない。Z軸色が赤褐



第32図 天川亜層群の砂岩頁岩互層に由来するホルンフェルス

色の黒雲母が顕著である。不透明鉱物と少量の燐灰石が見られる。

c部分の粒度は不均質で、細粒部は0.02-0.05 mm、粗粒部では0.1-0.6 mmに達する。斜長石は0.3-0.6 mm 大でかなりCaに富む。石英は0.02-0.05 mm大ないし0.1-0.2 mm大。単斜輝石は0.2-0.4 mm大。角閃石は青緑色のZ軸色であり、単斜輝石と伴うことが多い。

d部分の粒度も不均質で0.04-0.3 mm大。石英は0.2-0.3 mm大。斜長石はNaに富むもので0.04 mm大であり、累帯構造は認められない。正長石は少量であって、微文象構造を呈することがある。黒雲母の一部は緑泥石に変質している。

e部分はd部分に類似するが、電気石とアクチノ閃石を少量含む。なお、他部分で普遍的に見られる岩相は黒雲母・角閃石・正長石・斜長石・石英ホルンフェルスであるが、ここでは黒雲母に富む部分と角閃石に富む部分が層状構造を示すが、堇青石や紅柱石は未発見である。

#### VI. 2. 4 白川八丁岩体

白川八丁岩体は、弥山川沿いに南北約1.3 kmの範囲に露出し、主に均質な花崗岩及びトータル岩質花崗閃緑岩からなり、花崗斑岩を欠いている。本岩体中には、捕獲岩として花崗斑岩及びアダメロ岩質花崗閃緑岩が取り込まれており、いずれも弱い熱変成を受けている。

白川八丁岩体の花崗岩・花崗閃緑岩には節理が発達している。双門滝より北方1.6 kmの地点では、3方向の節理(N27°E, 22°NW; N67°W, 80°SW; N5°E, 65°E)が見られる。これらの節理は、川迫川岩体の神童子川出合下流1.6 km付近の節理と類似する。

白川八丁岩体は、双門滝から北方に0.5 kmの地点で、白亜紀の天川亜層群の砂岩に富む砂岩頁岩互層に貫入し、接触変成を与えている。次に、白川八丁岩体の主な岩石について、鏡下の特徴を述べる。

#### 白川八丁岩体の主体をなす花崗岩質岩石

##### 中粒黒雲母花崗岩 [KS-74082301] GSJ R44932 (図版II-4, IV-II, 2)

(産地) 弥山川双門滝北方1.5 km [第27 図Bの⑰地点]

(記載) 本岩は0.5-3.0 mmの粒径をもち、主成分鉱物としてカリ長石・石英・斜長石を、副成分鉱物として黒雲母・白雲母・ジルコン・デュモルティエライト・電気石・黄玉、燐灰石・不透明鉱物を、二次鉱物として絹雲母・緑泥石を含む。カリ長石はカールスバッド双晶及び、パーサイト組織を示す。微斜長石構造は認められない。カリ長石中に石英・斜長石・黒雲母などが含有物として含まれる。石英含有物は丸味を帯びていることが多い。カリ長石は全体としてかなり汚濁しているが、離溶斜長石の部分は比較的新鮮である。石英にはモザイク組織を示すものと丸味を帯びた小粒のものがある。斜長石はNaに富む灰曹長石で集片双晶が顕著であり、まれにミルメカイトを形成する。累帯構造は見られるが、不鮮明である。黒雲母のZ軸色は褐色ないし黄褐色でジルコン・燐灰石・不透明鉱物を含有する。白雲母は大型の葉片状を呈し、(-)2V = 39.5°、量的には極少量。デュモルティエライトと考えられるものは伸長性負、X = c, (-)2V ≒ 45°、多色性はX' = 淡藍青色ないし淡紫色、Z' = 無色。複屈折率は0.010 ±。電気石は複屈折率が高く、X = 無色、Z = 淡青緑色ないし極めて淡い青緑色。黄玉は無色の結晶で、(+ )2V = 56°。ときにピナイト化したAl-silicateが見られる。

#### 細粒角閃石黒雲母花崗岩閃緑岩 [KS-74082303 A] GSJ R44933 (図版Ⅲ-1)

(産地) 弥山川双門滝北方0.8km [第27図Bの⑬地点]

(記載) 本岩は、カリ長石に乏しいトータル岩質の花崗閃緑岩であり、主成分鉱物として斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・角閃石を、副成分鉱物としてジルコン・燐灰石・不透明鉱物を、二次鉱物として緑れん石と緑泥石を含む。斜長石は0.5-1.2mm大で累帯構造が顕著である。カリ長石は少量であり、0.5mm大でパーサイト組織を示す。黒雲母は0.5-0.7mm大で緑泥石化している。角閃石は0.5-1.7mm大でZ軸色は濃青緑色である。

#### 白川八丁岩体花崗岩質岩中の捕獲岩

##### 熱変成を受けた花崗斑岩 [KS-74082302]

(産地) 弥山川双門滝の北方1.5km [第27図Bの⑰地点]

(記載) 本岩は、斑晶としてカリ長石・斜長石・石英・黒雲母などを含む。カリ長石は1.3-2.3mm大で、外縁部がミルメカイト様になる。斜長石は0.7-4.5mm大で累帯構造が顕著である。石英は1.0-2.5mm大で融食形を呈する。この石英斑晶の周りに、石英と長石の小粒が生長している。黒雲母は1-2mm大で、シンプレクタイト様の生長を示すことがあり、ジルコンを含有する。10-30mmに達するAl 鉱物のピナイト化した捕獲結晶が存在することがある。

##### 熱変成を受けた角閃石含有黒雲母花崗閃緑岩 [KS-74082304] GSJ R44934

(産地) 弥山川双門滝北方0.8km [第27図Bの⑬地点]

(記載) 本岩は、主成分鉱物として、カリ長石・斜長石・石英・黒雲母を、副成分鉱物として、角閃石・燐灰石・ジルコン・不透明鉱物を含む。カリ長石はこの捕獲岩を包む母岩よりも多量に存在する。斜長石は0.5-1.7mm大で累帯構造が顕著であり、石英は1mm大で波動消光が見られる。黒雲母は0.4-0.5mm大。角閃石は少量であり、黒雲母と伴う。

## VI. 2. 5 大峯花崗岩類の化学的性質

第7表に、A. 法力峠岩体の主岩相（細粒花崗閃緑岩）、A. 川迫川岩体の周縁相（中粒花崗岩）、C. 川迫川岩体の主岩相（粗粒花崗岩）及びD. 白川八丁岩体の主岩相（花崗岩）の4個の花崗岩類の化学分析値及び、C. I. P. W. ノルム値を示す。THORNTON and TUTTLE (1960)による分化指数(D. I)はAが67、B、C、Dはすべて93である。法力峠岩体以外の3個の花崗岩質岩石の分化指数が一致することは興味深い。

第8表には、ARAMAKI et al. (1972, Table 2)による日本の花崗岩の平均化学組成における、分化指数93と67に相当する化学組成を内挿法によって求めて示した。

まず分化指数67の法力峠岩体主岩相を同じ分化指数の日本の花崗岩の平均化学組成と比べてみると、MgOとK<sub>2</sub>Oが高く、SiO<sub>2</sub>とTiO<sub>2</sub>もわずかに高い。一方、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>・Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>・FeO・MnOはともに低く、CaOとNa<sub>2</sub>Oもわずかに低い。ノルム値ではor・di・hy・ilが高く、Q・ab・an・C・mtが低い。Q/F比はほぼ等しいので、QとFはともに低い。したがってSalicが低く、Femicが高い。ノルム値からみた長石の組成はor成分に富み、an成分に乏しく、ab成分は等しい。

第7表 大峯花崗岩類の化学組成

Chemical composition of the Ōmine Granitic Rocks.

	A (KS-74082102)	B (KS-74082202)	C (KS-74082206)	D (KS-74082301)
SiO <sub>2</sub>	66.18	75.42	75.63	76.08
TiO <sub>2</sub>	0.61	0.11	0.10	0.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.58	13.40	13.33	13.38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.68	0.40	0.28	0.60
FeO	2.77	0.72	0.83	0.61
MnO	0.04	0.03	0.04	0.02
MgO	3.19	0.08	0.08	0.07
CaO	4.01	0.52	0.56	0.46
Na <sub>2</sub> O	3.31	3.63	3.54	3.14
K <sub>2</sub> O	2.91	4.44	4.48	4.55
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.12	0.14	0.15	0.15
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.17	0.01	<0.01	<0.01
H <sub>2</sub> O(+)	0.95	0.59	0.59	0.69
H <sub>2</sub> O(-)	0.14	0.16	0.08	0.02
Total	99.66	99.65	99.69	99.85
Q	21.80	36.04	36.28	39.52
or	17.29	26.19	26.71	26.71
ab	27.79	30.93	29.88	26.74
an	16.41	1.59	1.86	1.31
C	—	1.97	1.94	2.78
di	2.23	—	—	—
{ wo	1.13	—	—	—
{ en	0.70	—	—	—
{ fs	0.40	—	—	—
hy	10.53	0.99	1.52	0.60
{ en	7.23	0.20	0.20	0.20
{ fs	3.30	0.79	1.32	0.40
il	1.21	0.15	0.15	0.15
mt	0.93	0.69	0.46	0.93
ap	0.34	0.34	0.34	0.34
H <sub>2</sub> O(+)	0.95	0.59	0.59	0.69
H <sub>2</sub> O(-)	0.14	0.16	0.08	0.02
Total	99.58	99.61	99.81	99.79
分化指数 (D.I. = Q+or+ab)	67	93	93	93
Q	21.80	36.04	36.28	39.52
F	61.49	58.71	58.45	54.76
C	—	1.97	1.94	2.78
Salic	83.25	96.69	96.67	97.06
Femic	15.24	2.17	2.47	2.02
Q/F	0.35	0.61	0.62	0.72
$\frac{100 \times \text{or}}{\text{or} + \text{ab} + \text{an}}$	28	45	46	49
$\frac{100 \times \text{ab}}{\text{or} + \text{ab} + \text{an}}$	45	53	51	49
$\frac{100 \times \text{an}}{\text{or} + \text{ab} + \text{an}}$	27	3	3	2
$\frac{100 \times \text{an}}{\text{ab} + \text{an}}$	37	5	6	5

A : 法力峠岩体の主岩相 (岩石名及び産地は本文中の記載を参照)

分析者: 東京石炭鉱物研究所

B : 川追川岩体の周縁相 (岩石名及び産地は本文中の記載を参照)

C : 川追川岩体の主岩相 (岩石名及び産地は本文中の記載を参照)

D : 白川八丁岩体の主岩相 (岩石名及び産地は本文中の記載を参照)



次に分化指数 93 の川迫川岩体周縁相を同じ分化指数の日本の花崗岩の平均化学組成と比べると、FeO と K<sub>2</sub>O が高く、TiO<sub>2</sub> と Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> もわずかに高い。一方 CaO と Na<sub>2</sub>O は低く、SiO<sub>2</sub> と Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> もわずかに低い。MnO と MgO は等しい。ノルム値では Q・or・C・hy が高く、ab・an が低く、il と mt はわずかに低いか、ほぼ等しい。Q が高く、F が低いので Q/F 比はわずかに高い。Salic はわずかに低く、Femic が高い。ノルム値からみた長石の組成は or 成分に富み、an 成分に乏しく、ab 成分はほぼ等しい。

同じく分化指数 93 の川迫川岩体主岩相を同じ分化指数の日本の花崗岩の平均化学組成と比べると、FeO と K<sub>2</sub>O が高く、TiO<sub>2</sub>・Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>・MnO がわずかに高い。一方 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>・CaO・Na<sub>2</sub>O は低く、SiO<sub>2</sub> はわずかに低い。MgO は等しい。ノルム値では、Q・or・C・hy が高く、ab・an・mt が低く、il はわずかに低い。Q が高く、F が低いので Q/F はわずかに高い。Salic はわずかに低く、Femic は高い。ノルム値からみた長石の組成は or 成分に富み、an 成分に乏しく、ab 成分にわずかに乏しい。

同じく分化指数 93 の白川八丁岩体の主岩相を同じ分化指数の日本の花崗岩の平均化学組成と比べると、Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> と K<sub>2</sub>O が高く、SiO<sub>2</sub> と Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> がわずかに高い。一方 CaO と Na<sub>2</sub>O は低く、TiO<sub>2</sub>・FeO・MnO・MgO はわずかに低いかほぼ等しい。ノルム値では、Q・or・C・mt が高く、ab・an・hy が低く、il はわずかに低い。Q が高く、F が低いので、Q/F 比は高い。Salic はわずかに低く、Femic はわずかに高い。ノルム値からみた長石の組成は、or 成分に富み、an 成分に乏しく ab 成分にも乏しい。

今回分析した 4 個の大峯花崗岩類と同じ分化指数の日本の花崗岩の平均化学組成と比べて、大峯花崗岩類の方が K<sub>2</sub>O が高く、CaO と Na<sub>2</sub>O が低く、ノルム値でも or が高く、ab と an が低く、更に Salic が低く、Femic が高い。分化指数 67 に限れば、大峯花崗岩類の方が MgO が高く、FeO が低い。分化指数 93 の場合は、FeO が高く、MgO はほぼ等しい。

次に、大峯花崗岩類が帰属する西南日本外帯の花崗岩の化学的性質について考察する。既に、鈴木 (1937), SHIBATA et al. (1958), SHIBATA (1961), OBA (1963) などによって論じられているように、外帯花崗岩は FeO が CaO よりも多い。HATTORI et al. (1960) のまとめた日本全体の花崗岩類と比

第 8 表 日本産花崗岩類の平均化学組成  
Average chemical composition of the granitic rocks of Japan.

D.I.	93	67
SiO <sub>2</sub>	75.96	65.61
TiO <sub>2</sub>	0.09	0.52
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.22	15.92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.49	1.37
FeO	0.63	3.15
MnO	0.03	0.08
MgO	0.08	1.77
CaO	0.77	4.17
Na <sub>2</sub> O	3.93	3.43
K <sub>2</sub> O	4.06	2.42
Total	99.26	98.44
Q	35.52	23.07
or	23.95	14.27
ab	33.26	28.98
an	3.84	20.68
C	0.96	0.09
hy	0.87	8.37
{ en	0.20	4.43
{ fs	0.67	3.94
il	0.17	1.00
mt	0.70	1.98
hm	—	—
F	61.05	63.93
Q/F	0.58	0.36
Salic	97.53	87.09
Femic	1.74	11.35
$\frac{100 \times \text{or}}{\text{or} + \text{ab} + \text{an}}$	39	22
$\frac{100 \times \text{ab}}{\text{or} + \text{ab} + \text{an}}$	54	45
$\frac{100 \times \text{an}}{\text{or} + \text{ab} + \text{an}}$	6	32
$\frac{100 \times \text{an}}{\text{ab} + \text{an}}$	10	42

べてみると、外帯の花崗岩はFeOとK<sub>2</sub>Oに富み、CaOとNa<sub>2</sub>Oに乏しく、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>の量は両者で著しい相異がない。OBA(1963)のまとめた結果をみると、外帯花崗岩72個のうち60個は、ノルム鉱物として鋼玉を含有する。

これらの特徴は、今回分析した大峯花崗岩類でも顕著に認められる。諏訪(1967)は沖ノ島の花崗岩類には谷尻型花崗閃緑斑岩(分化指数70)と母島型花崗岩(分化指数88)とがあることを報告したが、これらの化学的特徴は大峯花崗岩類のそれと同様である。

## 2.6 大峯花崗岩類の地質時代及び放射年代

### 地質時代

大峯花崗岩類の地質時代の上限は、南部岩体群によって接触変成を受けている最も新しい地層である平谷層群小原累層の時代である。白亜紀後期に属するこの小原累層を覆い、かつ大峯花崗岩類によって接触変成を受けていない岩相のうちで地質時代の最も古いものは、熊野層群最下部層である。熊野層群下部の地質時代は、紀伊半島南端串本町付近の同層群下部から西村・三宅(1973)によって発見された有孔虫化石 *Lepidocyclina japonica* 等によって、中新世前期に属することが明らかになった。本地域南東方の北山川流域の熊野層群下部層である大沼累層と、串本町付近の上記の化石産出層準との層序関係の詳細は、十分に明確にされているわけではないが、両者間の層序的隔たりはさほど著しいものとは考えられない。したがって、熊野層群下部の地質時代は、中新世前期に属する可能性が大きい。以上のことから、大峯花崗岩類の貫入時代を白亜紀後期以後、中新世前期以前と考えることが可能である。

熊野層群基底にみられる不整合面の様相をみると、同層群の堆積に先立ち、平谷層群が大峯花崗岩類による接触変成を受けたのち、かなり広域にわたって浸食削剝され、その削剝面の沈下したところに広く海進が行われたことを物語っている。したがって、大峯花崗岩類の貫入後、かかる浸食作用に要した時間を考慮に入れるならば、大峯花崗岩類の貫入は、中新世前期の直前よりももう少し古い時代に属するものとするのが妥当であろう。なお第三紀始新世に属するとされている音無川層群と大峯花崗岩類との直接の関係は明らかでないが、同層群は平谷層群と同様に東西性の走向をもち、紀伊半島古期岩層の基本構造構成単元の一員であることから、その時代は恐らく大峯花崗岩類よりも古期のものと考えられる。以上の諸点からみて、大峯花崗岩類の貫入時代は漸新世頃と位置づけることが最も妥当であろう(志井田, 1974)。

### 放射年代

大峯花崗岩類の放射年代について、SHIBATA and NOZAWA (1968)は川迫川岩体の斑状花崗閃緑岩についてK-Ar法により $(14 \pm 2) \times 10^6$ 年を得ている。一方、早瀬・石坂(1967)は深仙岩体に属する十津川村花瀬(原著では花背)付近産の石英斑岩中の黒雲母についてRb-Sr法により $20 \times 10^6$ 年、同岩中のカリ長石について同じくRb-Sr法により $35 \times 10^6$ 年を得ている。早瀬・石坂(1967)はカリ長石については、放射性起源の<sup>87</sup>Srが全<sup>87</sup>Srに対してわずか0.0097(約1%弱)しか含まれず、良好な年齢を期待することは困難であると述べ、黒雲母に関するデータの方が信頼性が高いと考えた。 $(14 \pm 2) \times 10^6$ 年は中新世中期-後期を示し、 $20 \times 10^6$ 年は中新世中期を、 $35 \times 10^6$ 年は漸新世初期を示している。また大峯花崗岩類の放射年代としては最も問題のあると考えられている $35 \times 10^6$ 年が、地質学

的事実と最もよく合う年代であることは興味深い。

地質学的研究の面で、筆者らが考えたように、はたして大峯花崗岩類の北部岩体群（法力峠・川迫川・白川八丁岩体）と、南部岩体群（深仙・白谷・奥地川岩体）とがひと続きのものであるか否かを、今後更に検討する必要がある。

西南日本外帯の花崗岩はほとんど四万十帯に貫入している。花崗岩の分布が、ほとんど四万十帯に限られる事実は、その活動が四万十造山運動の末期の構造運動に関連して生じたことを示唆している。事実、放射年代もほぼ  $14 \times 10^6$  年に集中している（柴田, 1978）。村田(1984)は、白倉岩体（法力峠岩体南部）は川迫岩体（川迫川岩体）によって貫かれており、更に洞川岩体（法力峠岩体北部）中には川迫岩体起源と考えられる包有物が存在するのを見だし、白倉・川迫・洞川岩体の順に貫入したと推定した。これらの岩体の K-Ar 年代は ITAYA et al. (1982) によって、白倉岩体は  $14.2 \times 10^6$  年、川迫岩体は  $12.6 \times 10^6$  年、洞川岩体は  $11.6 \times 10^6$  年- $12.1 \times 10^6$  年であり、野外で推定された貫入順序と調和的な値を示している。

## VI. 2. 7 大峯花崗岩類の岩石学的特徴

本報告の法力峠岩体は、KAWASAKI (1980a) 及び村田(1982)では、北部の洞川岩体と南部の白倉岩体とに分けられている。また本報告の川迫川岩体と白川八丁岩体は、KAWASAKI (1980a) によって、川迫岩体及び弥山岩体と名付けられ、村田(1982)はこの両者を一括して川迫岩体としている。

さて、1950年代及び1960年代の花崗岩類に関する実験岩石学的研究は、花崗岩類が花崗岩質マグマの固結体であることを明らかにした。1970年代以降、花崗岩類の主成分に関して考察し、花崗岩類を形成した珪長質マグマの性状が論じられるようになってきた。CHAPPEL and WHITE (1974), WHITE and CHAPPELL (1977; 1983) の I 型花崗岩と S 型花崗岩、あるいは ISHIHARA (1977; 1981)・石原(1982)による磁鉄鉱系列の花崗岩とチタン鉄鉱系列の花崗岩などの区分がその一例である。西南日本外帯の花崗岩はほとんどチタン鉄鉱系列のものである (ISHIHARA, 1977)。一方、TAKAHASHI et al. (1980) は、西南日本外帯の花崗岩質岩を内陸側の I 型花崗岩と大洋側の S 型花崗岩とに二分した。すなわち、西南日本外帯花崗岩のうち、中央構造線寄りのものは、普通角閃石や単斜輝石を含むが堇青石を含まない。この I 型花崗岩は東は、大峯花崗岩類北部（法力峠岩体＝洞川・白倉岩体）から、西は九州西方の下甕島まで、東西 700 km、南北 50 km の幅のなかで点在する。

西南日本外帯の花崗岩のうち、南海トラフ寄りのものは、普通角閃石・単斜輝石を含まず、堇青石を特徴的に含み、黒雲母あるいは黒雲母+斜方輝石の苦鉄質鉱物組合せを示す。Al を主成分とする酸化物（銅玉など）やアルミノ珪酸塩鉱物（紅柱石・珪線石など）が、捕獲結晶として産出したり、珪線石片麻岩などのアルミナ質岩石が、捕獲岩として発見されている。この S 型花崗岩は、東は熊野岩体や大峯花崗岩類南部（川迫川岩体・白川八丁岩体＝白川岩体以南）から、西は九州南方の屋久島まで広く分布する。

本地域内の大峯花崗岩類の北端の法力峠岩体においては、今回の記載では、不透明鉱物の同定や帯磁率の測定値を欠いているが、I 型及びチタン鉄鉱系列の花崗岩とされている。他方、川迫川・白川八丁岩体以南では、S 型及びチタン鉄鉱系列の花崗岩とされている。

川崎(1980b)は、法力峠岩体南部(白倉岩体)から鉄かんらん石や鉄紫蘇輝石を含む花崗閃緑岩の存在を明らかにし、また川迫川岩体(川迫岩体)中の捕獲岩からも鉄かんらん石を報告している。村田(1984)は、大峯花崗岩類の北端がI型、他の大部分はS型である原因について、地下約20k mの地殻構成物質が南北方向に不均質であり、それらが部分溶融することによって差異が生じたと考えた。この問題について高橋(1980)は、苦鉄質マグマと堆積岩類との大規模な相互反応があり、その反応の程度の差によるものと考えている。大峯花崗岩類中の硫化鉱物や酸化鉱物については、MURATA et al.(1983)の研究が、微量成分については村田・吉田(1985)の研究がある。

### VI. 3 岩脈類

大峯花崗岩体の東西両側地域には、秩父累帯の地層や日高川層群に貫入するひん岩岩脈が幾つか見られる。例えば、稲村ヶ岳山頂付近に現われるもの、神童子川入口付近から布引谷下流地域にかけて現れるもの、弥山から仏経ヶ岳にまたがって現われるもの、天川村中越-虹峠間道路沿いに現われるものなどが代表として挙げられる。また、川上村武木口付近では秩父累帯の地層に貫入する安山岩岩脈が、黒滝村槇尾奥では日高川層群に貫入するドレライト岩脈が見られるが、これらはひん岩岩脈に比較して産出頻度は極めて低い。

以下、2か所のひん岩岩脈について記載する。

弥山から仏経ヶ岳にまたがって2枚のひん岩岩脈が弥山砂岩層に貫入し、共にN10°Eの走向を示す。肉眼的には帯緑暗灰色を呈し、鏡下では斑晶として多量の斜長石と少量の角閃石及び石英が認められる。斜長石は径0.2-2.5 mm大で累帯構造を示し、周縁部の組成は灰曹長石である。角閃石は0.2-0.5 mm大の半自形結晶で、Z軸色は淡緑色を呈し、一部緑泥石化している。石英は0.5 mm大で他形を示す。石基は主として拍子状斜長石よりなる。以上の検鏡結果より、本岩は閃緑ひん岩に属すると考えられる。

稲村ヶ岳山頂付近のひん岩岩脈は、稲村ヶ岳礫岩曹にN10°Eの走向で貫入する幅1 m程度の岩脈である。肉眼で灰緑色を呈し、緻密な岩石である。鏡下では斑晶として斜長石と比較的少量の緑泥石が認められる。斜長石は0.2-2.0 mm大で集片双晶を示し、絹雲母化している。累帯構造は弱く、組成は中性長石程度である。緑泥石は角閃石を置換して生じた二次的鉱物である。石基は非顕晶質部が多く、その中に0.05 mm以下の拍子木状斜長石が散在している。以上の検鏡結果より、本岩は角閃石ひん岩に属すると考えられる。

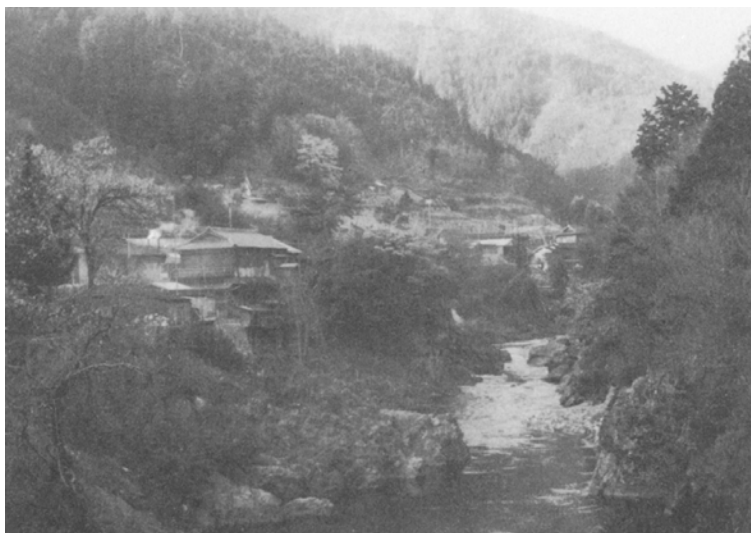
これらの岩脈類の貫入時代に関する放射年代のデータは現在得られていないが、稲村ヶ岳礫岩層に貫入するひん岩の存在より推定すると、少なくともひん岩岩脈のあるものは大峯花崗岩類の活動と同時代か、あるいはこれより幾分後の時代に貫入したものと考えられる。

## VII. 第四系

本地域内の第四系は、河岸段丘堆積物、崖錐堆積物及び沖積層であり、いずれも狭い範囲に断片的に、しかも小規模に分布するに過ぎない。

## Ⅶ. 1 河岸段丘堆積物及び崖錐堆積物

本地域内では、主要な河川及び支流沿岸において河岸段丘の発達は一般に顕著でなく、局所的に見られるのみである。各段丘面の現河床からの比高はおよそ10-20 m程度である。これらの局所的の河岸段丘面はいずれも重要な居住地域となっていて、その表面は人工的改変が加えられている（第33図）。



第33図 新宮川（天ノ川）、五色谷出合い付近の河岸段丘堆積物（1965年5月、志井田写）



第34図 川上村大迫ダム付近の地すべり（1967年7月、志井田写）

このため、本来の状況等について確実ではないが、堆積物の厚さは一般に極めて薄く、岩石段丘に近似する性質を具えている。堆積物は主に礫及び砂からなる。

河岸段丘と認定し難いものに、山腹斜面上にところどころ見られる小平坦地又は緩傾斜地がある。それらの表面には崖錐堆積物を主とする未凝固堆積物をのせていることがあり、特に現河床に近接している場合や、現河床との比高からみて、より古期の高位河岸段丘面の遺物の可能性がある。また、一部に地すべりによって生じた崩壊堆積物も認めている（第34図）のでこれも崖錐堆積物に含めている。

本地質図幅では、河岸段丘堆積物及び崖錐堆積物を一括して図示している。

## ． 2 ． 沖 積 層

本地域内における沖積層は、山上川、丹生川などの河床付近にわづかに見られるのみであり、礫、砂及び泥からなる。

## ． 応 用 地 質

本地域における主要な地下資源は、日高川層群の平原亜層群及び天川亜層群中の銅・マンガン、並びに大峯花崗岩類周辺地域の鉄である。石灰岩は散点分布しているが、経済的価値に乏しい。鉱泉は西吉野村阪巻の塩川原において湧出している。

## ． 1 ． 銅 鉱 床

### ． 1 ． 1 ． 平 原 亜 層 群 中 の 銅 鉱 床

大和鉱山は、西吉野村平沼田南西に位置する。鉱床は走向東西性、北落ちの泥質片岩 - 千枚岩の片理に平行に胚胎される層状含銅硫化鉄鉱床（キースラーガー）である。明治時代から昭和25年頃まで、銅品位4-5%の鉱石を出鉱する個人経営の小鉱山として、断続的に稼行されていた。そのほか、西吉野村唐戸でも、大和鉱山と類似する小規模なキースラーガーが、光陽鉱山（唐戸の東部）・八宝鉱山（唐戸の西部）として稼行されたことがある。

### ． 1 ． 2 ． 天 川 亜 層 群 中 の 銅 鉱 床

天川亜層群中にはキースラーガーに類似した銅鉱が各地に散在している。本鉱床は緑色岩類に伴われる膨縮著しいレンズ状ないし芋状の鉱塊群であり、銅品位がやや低いことを除けば、キースラーガーに酷似した鉱石である。したがって、天川亜層群中の“中生層帯”のこの銅鉱床は、非変成のキースラーガーと称することのできる性質のものである。

川股鉱山は西吉野村西日裏東南方にあり鉱床は母岩の層理に平行に胚胎された径25m・厚さ3m程度の規模のレンズ状鉱塊が雁行状に数個集まったものであるが、銅の含有量が少なく、平均粗銅品位は1%前後であった。明治時代に開発され、昭和20年に閉山した。なお、川股鉱山周辺には、銅ヶ峯

(西日裏の南南東約0.7km)・笠木(同東北方約4km)・平雄(同西南西約2km)・桧川迫(同北方約2km)・丹生(同北東約3.5km)などの小規模な銅鉱床が発見されている。また天川村和田南東約1.4kmの天和鉱山、上北山村西原の赤倉鉱山でも、緑色岩類に伴う同様の銅鉱床が採鉱された。

## VIII. 2 鉄 鉱 床

鉄鉱床は、天川村の大峯花崗岩類周辺地域に点在し、主として山上ヶ岳層群中の石灰岩等を交代した接触交代鉱床である。鉱床の露出は各所に見られるが、比較的規模の大きい鉱床は、法力峠岩体の西-南西側の石灰岩分布地域にあつて、ホルンフェルス化などの熱変質作用の顕著な部分に多い。鉱床は不規則、芋状の鉱塊が雁行状ないし芋蔓状に配列するもので、鉱塊の主体は多量の磁硫鉄鉱を伴う磁鉄鉱であり、極微量の鉄閃亜鉛鉱・黄銅鉱・黄鉄鉱等の含有が認められる。スカルン鉱物としては、灰鉄ざくろ石とヘデンベルグ輝石が卓越しているが、電気石・斧石・珪灰石・鉄アクチノ閃石・緑れん石も産出する。今日までに稼行された鉱山は、五代松・桧倉・大峰・白倉及び川迫の諸鉱山である。

### 五代松鉱山

洞川の東方母公堂付近の花崗閃緑岩に接する結晶質石灰岩及び粘板岩を交代した径30-40mの雁行状不規則鉱塊群よりなる鉱床であつて、そのうちの磁鉄鉱に富む部分を昭和40年より採掘したが数年にして休山した。しかし昭和49年夏当時には小規模ながら稼行を再開していた。

### 金山谷鉱床

洞川の南微東約1.8kmの金山谷南側山腹に露出する東西130m以上、高さ15m以上の雄大な露頭であるが、磁鉄鉱に富む部分は少なく、大部分は磁硫鉄鉱である。

### 大峰鉱山

観音峯山の南南西約1.1kmに位置する、石灰岩を交代した鉱床であつて、昭和初期に日本鋼管株式会社によって採掘され、最盛期の昭和7年には月産1,000tに達したといわれているが、昭和12年に閉山した。

### 白倉鉱山

白倉谷の南斜面上部近くの鉱床で、大迫構造線に沿う石灰岩・緑色岩類中に、磁鉄鉱の不規則塊状小鉱体が密集していた。昭和36年より露天掘りで採掘されていたが、数年にして閉山した。

### 川迫鉱山

行者還岳の西方約1.5km、神童子川出合近くにある鉱床であつて、昭和24年から同34年頃まで坑道掘りで採鉱されていたが、出鉱したのは昭和27年の950tのみである。

## VIII. 3 マンガン鉱床

マンガン鉱床は、本地域内の山上ヶ岳層群地帯及び天川亜層群地帯においてところどころで発見されているが、稼行されたものは次の三者、すなわち豊隆・上多古・第二宗山の三鉱山のみである。

## 豊隆鉱山

川上村高原川上流地域の山上ヶ岳層群分布地帯のチャート層内の数か所でマンガン鉱床が発見されたが、そのうちで最も優勢な鉱床が豊隆鉱山として、昭和40年から数年間稼行された。鉱床付近のチャート層はN60°W, 10°NEの走向・傾斜であるが、その走向に直角な方向に褶曲軸をもつ、波長50m, 振幅7m程度の波状褶曲を示す。マンガン鉱床はそのチャート層の層理と平行に胚胎される鉱層であって、母岩とともに褶曲し、脈幅、品位とも背斜部と向斜部で優勢となり、傾斜部で劣勢となる。平均層厚40cm, 富鉱部は走向方向70m, 傾斜方向50mの範囲であって、地表下浅部では二酸化マンガンが主であるが、深部に移るに従い炭酸マンガンを漸移する。鉱床母岩の下盤のチャートは絹雲母化作用を主とする熱水変質を受けている部分が多いが、上盤は非変成の新鮮なチャートである。

## 上多古鉱山

川上村上多古の西南西1.5kmにおけるマンガン鉱床は、上多古鉱山として昭和17年から昭和30年頃まで断続的に稼行された。最盛期の昭和28年には、従業員12名で、マンガン品位40%の鉱石を月平均50t出鉱していた。豊隆鉱山と同様に、激しく褶曲したチャートの層理に平行に胚胎される炭酸マンガンを主とした鉱層である。

## 第二宗山鉱山

本鉱山は、西吉野村立川渡の東南東約0.6kmにあつて、昭和18年から昭和22年までの間に、マンガン6%, 鉄26%程度の鉱石を約2,500t採掘した。このような低品位の鉱石でも稼行し得たのは、露天掘が可能であったことと、終戦前後の特殊事情によるものと考えられる。鉱床は天川亜層群上部層中の緑色岩体の一部にマンガン・鉄が濃集したもので、母岩との境界の不明瞭な、不規則塊状の鉱体である。

## VIII. 4 鉱泉

本地域西端の西吉野村阪巻の塩川原では、西吉野亜層群を切るNNE-SSWの城戸断層に沿う破碎帯があり、そこから鉱泉が湧出している。1kg中8g強の食塩と、微量のカルシウム・炭酸・ほう酸を含む食塩泉（京都府衛生研究所分析）であつて、泉温16°C, 湧出量毎分60lである。この鉱泉は約0.5km北方の城戸まで引き、村営の浴場・宿泊設備に利用されている。

温泉水取得のため洞川集落内山上川と小泉川合流点西北角において、天川村当局によって試錐が行われている。以下その岩芯に基づいて記載する（第23図）。同地点の海拔高度は835m, 試錐実施当時の湧出量は620l/min, であつた。サンプル検鏡の結果、深度210.6m以深部分のもの（295.0m, 298.0m, 395.0m, 498.4m, 533.5m, 579.1m, 599.2m等のサンプル）には黒雲母、緑泥石等が再結晶していて、明らかに熱変成作用を受けたことを示している。また深度590.2mではアブライト岩脈が認められる。以上により本試錐の最深度部分は恐らく大峯花崗岩類法力岩体に近接していると考えている。



## 引用文献

- ARAMAKI, S., HIRAYAMA, K. and NOZAWA, T. (1972) Chemical composition of Japanese granites, Part 2. Variation trends and average composition of 1200 analyses. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol.78, p.39-49.
- CHAPPELL, B.W. and WHITE, A.J.R. (1974) Two contrasting granite types. *Pacific Geol.*, vol. 8, p.173-174.
- DALY, R. A. (1933) *Igneous rocks and the depth of the earth*. McGraw Hill, 598p.
- GAST, P. W. (1968) Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol.32, p.1057-1086.
- HATTORI, H., NOZAWA, T. and SAITO, M. (1960) On chemical composition of granitic rocks of Japan. *Rept. Intern. Geol. Congr.*, 21 Session, Norden, 1960, Part 14, p. 40-46.
- 早瀬一一・石坂恭一 (1967) Rb-Sr法による地質年齢(I) - 西南日本 - . 岩鉱, vol. 58, p.201-212.
- 平賀章三・土田栄子 (1980) 奈良県吉野郡天川村洞川における花崗閃緑岩体とスカルン鉱物. 文部省特定研究報告書, 新宮川上流 (十津川流域) 地域における自然環境に関する調査研究, p. 35-45.
- 平山 健・神戸信和 (1959) 5万分の1地質図幅「高野山」及び同説明書. 地質調査所, 41p.
- ・岸本文男 (1957) 5万分の1地質図幅「吉野山」及び同説明書. 地質調査所, 44p.
- 市川浩一郎 (1954) 奈良県吉野川上流地方の上部ユラ系大迫累層産軟体動物化石奈良県総合文化調査報告書, 吉野川流域, 地質雑, 奈良県, p. 42-44.
- 飯塚保五郎 (1932) 7万5千分の1地質図幅「野後」及び同説明書. 地質調査所, 32p.
- ISHIHARA, S. (1977) The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geol.*, vol.27, p.293-305.
- (1981) The granitoid-series and mineralization. *Econ. Geol.*, 75th Anniv. Vol., p.458-484.
- 石原舜三 (1982) 花崗岩系列と鉱化作用. 鉱山地質, vol. 32, p. 281-283.
- ITAYA, T., NAGAO, K., MURATA, M. and OGATA, K. (1982) Rare gas composition and K-Ar ages of I- and S-type in Ohmine granitic rocks, central Kii Peninsula, Japan. *Abstr. Issue Fifth Intern. Conf. Geochronol. Cosmochronol. Isotope Geol.*, p. 164-165.
- 金子弘二 (1967) 紀伊半島中部の大峯火成岩類. 宮崎大学教育学部紀要, 自然科学, no. 22, p. 18-32.
- KAWASAKI, M. (1980a) Omine acid rocks, Kii peninsula-Geology and major element chemistry. *Jour. Japan. Assoc. min. Petr. Econ. Geol.*, vol. 75, p.86-102.

- KAWASAKI, M. (1980b) Omine acid rocks, Kii peninsula—Mineralogy. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol.75, p.146-159.
- KIMURA, T. (1957) The geologic structure and the sedimentary facies of the Chichibu Group in the eastern Kii Peninsula; a contribution to the geotectonic study of Southwest Japan. *Sci. Papers, Coll. Gen. Educ., Univ. Tokyo*, vol. 7, p.243-272.
- 金原信泰 (1902) 20 万分の 1 地質図幅「和歌山」及び同説明書. 地質調査所 101p.
- KUNO, H. (1960) High alumina basalt. *J. Petrology*, vol.1, p.121-145.
- 久野 久 (1965) カルクアルカリ岩系に関する問題点. 岩鉱, vol.53, p.131-142.
- 栗本史雄 (1982) 和歌山県高野山南西方のいわゆる秩父系—上部白亜系花園層—地質雑, vol.88, p. 901-914.
- 牧野泰彦 (1976) 紀伊山地中央部, 柏木地域の秩父系の層序ならびに構造の再検討. 地質雑, vol. 82, p. 297-310.
- 村田 守 (1982) 紀伊半島中部大峯地域の S タイプおよび I タイプ花崗岩質岩. 岩鉱, vol. 77, p.267-277.
- (1984) 紀伊半島中央部, 大峯地域の中新世 I タイプおよび S タイプ花崗岩質岩の岩石学. 岩鉱, vol.79, p.351-369.
- MURATA, M., ITAYA, T. and UEDA, Y. (1983) Sulfide and oxide minerals from the Omine granitic rocks in Kii peninsula, Central Japan, and their primary paragenetic relations. *Contrib. mineral. Petrol.*, vol.84, p.58-65.
- 村田 守・吉田武義 (1985) 紀伊半島中部, 大峯地域の中新世 I タイプおよび S タイプ花崗岩質岩の微量化学組成. 岩鉱, vol. 80, p.227-245.
- 西田史朗 (1969) 紀伊山地中央部洞川周辺の石灰岩. 奈良教育大学紀要, vol.18, no.2, p.93-98.
- 西村 昭・三宅康幸 (1973) 熊野層群から Lepidocyclina, Miogyopsina の産出. 四万十地向斜に関する総合的研究連絡紙, no.2, p.37-38.
- NOHDA, S. and SETOGUCHI, T. (1967) An occurrence of Jurassic Conodonts from Japan. *Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto, Ser. B*, vol.33, p.225-238.
- OBA, N. (1963) Chemical composition of the Kyushu Outer Zone granitic rocks. *Sci. Rept. Kagoshima Univ.*, no.12, p.35-51.
- OKI, K. (1934) Geology of the Yoshino-Omine District, in Yamato Province. 京都大学理学部卒論 (MS).
- 佐伯 宏・古藤次郎 (1972) 紀伊半島中央部の地質及び鉱床. 鉱山地質, no. 22, p.437-447.
- 坂 幸恭 (1969) 紀伊半島有田川地溝帯の東端部について. 地質雑, vol. 78, p.51-63.
- 関 陽太郎・大場忠道・森 隆二・栗谷川幸子 (1964) 紀伊半島中央部の三波川変成作用. 岩鉱, vol. 52, p.73-89.
- SHIBATA, H. (1961) Chemical composition of Japanese granitic rocks in regard to petrographic provinces. Part IX, Normative Minerals. *Sci. Rept. Tokyo Kyoiku*

- Daigaku*, Sect. D, vol. 8, p.19-32.
- SHIBATA, H., OKADA, S. and OKI, Y. (1958) Chemical composition of Japanese granitic rocks in regard to petrographic provinces. Part VI, Principal Elements. *Sci. Rept. Tokyo Kyoiku Daigaku*, Sect. D, vol. 6, p.31-54.
- 柴田 賢 (1978) 西南日本外帯における第三紀花崗岩貫入の同時性. 地調月報 vol.29, p. 551-554.
- SHIBATA, K. and NOZAWA, T.(1968) K-Ar age of Omimesan acid rocks, Kishu, Japan. *Rept. Geol. Surv. Japan*, vol.19, p.219-222.
- 志井田 功 (1962) 紀伊山地中央部における秩父累帯および日高 (四万十) 累帯の層序学的構造地質学的研究. 名古屋大学教養部紀要, no.6, p.1-58.
- (1968) 奈良県吉野郡川上村の地質. 奈良県吉野郡川上村, 41p.
- (1974) 吉野熊野国立公園大峯地区の地形, 地質. 吉野熊野国立公園大峯地区学術調査報告書, 奈良県, p. 1-28.
- (1979) 大峯山脈の稲村ヶ岳礫岩層とその関連岩層の地史. 桜井女子短大紀要, 創刊号, p. 15-28.
- (1981) 天川村の地質. 天川村史, 奈良県吉野郡天川村, p. 459-500.
- ・梅田甲子郎 (1957) 吉野郡川上村高原北西方あざみヶ岳付近石灰岩産地地質調査報告. 奈良県経済部商工課.
- ・——— ・八尾 昭 (1975) 紀の川上流地域自然環境調査報告地質編. 奈良県, p. 139-151.
- 諏訪兼位 (1967) 四国西南端沖ノ島の花崗岩類. 柴田秀賢教授退官記念論文集 p. 86-93.
- 鈴木 醇 (1937) 西南日本外帯及び琉球列島に発達せる花崗質岩石に就て. 地質雑, vol. 44, p. 625-660.
- 高橋正樹 (1980) 変動帯における大量珪長質マグマの活動と上部地殻形成. 月刊地球, vol. 2, p. 837-845.
- TAKAHASHI, M., ARAMAKI, S. and ISHIHARA, S. (1980) Magnetite-series/Ilmenite-series vs. I-type/S-type granitoids. *Mining Geol.*, Spec. Issue, vol. 8, p.13-28.
- TANAKA, T. and SUGISAKI, R. (1973) Successive eruption of alkali and tholeiite magmas in a Japanese Paleozoic geosynclinal basalt body with special reference to rare earth element features. *J. Petrology*, vol.14, p.489-507.
- TAYLOR, S. R., EMELSON, L. H. and EXLEY, C. E. (1956) Some anomalous K/Rb ratios in igneous rocks and their petrological significance. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 10, p. 224-229.
- THORNTON, C.P. and TUTTLE, O.F. (1960) Chemistry of igneous rocks I. Differentiation index. *Am. Jour. Sci.*, vol. 258, p. 664-684.
- 十津川上流調査グループ (1980) 新宮川上流, とくに十津川流域の地質. 文部省特定研究報告書, 新宮川上流 (十津川流域) 地域における自然環境に関する調査研究, p.1-22.

- 梅田甲子郎 (1959) 紀伊半島の Kieslager に関する諸問題. 奈良学芸大紀要, vol.8, p.77-83.
- (1980) 十津川流域の金属鉱床. 文部省特定研究, 新宮川 (十津川流域) 地域における自然環境に関する調査研究, p.29-34.
- WHITE, A.J.R. and CHAPPELL, B.W. (1977) Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, vol.43, p.7-22.
- and —— (1983) Granitoid types and their distribution in the Lachlan fold belt, south-eastern Australia. *Geol. Soc. Amer. Memoir*, no.159, Circum-Pacific Plutonic Terranes, Ed. by J.A. RODDICK, p.21-34.
- 大和山嶽研究グループ (1976) 紀伊山地中央部の中・古生界, その1, 大普賢岳地域. 地球科学, vol. 30, p.259-267.
- (1979) 紀伊山地中央部の中・古生界, その2, 大迫地域. 地球科学, vol.33, p. 339-352.
- (1980) 十津川上流地域の白亜紀放射散虫化石. 文部省特定研究報告書, 新宮川上流 (十津川流域) 地域における自然環境に関する調査研究, p.23-28.
- (1981) 紀伊山地中央部の中・古生界. 地団研第35回総会巡検案内書, p.1-88.
- (1987) 紀伊山地中央部地域. 日本の地質「近畿地方」共立出版, p.87-90.
- (1988) 紀伊山地中央部の中・古生界(その3)—御吉野地域. 地球科学 (投稿中).

付図 A-1～A-15

- 付図 A- 1 紀伊半島中央部地質概略図
- A- 2 山上ヶ岳地域の地質柱状図作成ルート位置図
- A- 3 山上ヶ岳層群の地質柱状図
- A- 4 “ ” における各岩相の割合
- A- 5 日高川層群平原亜層群の地質柱状図
- A- 6 “ ” における各岩相の割合
- A- 7 日高川層群西吉野亜層群の地質柱状図
- A- 8 “ ” における各岩相の割合
- A- 9-A 日高川層群天川亜層群の地質柱状図東部地域
- A- 9-B “ ” 西部地域
- A-10 “ ” における各岩相の割合
- A-11 川上層群の地質柱状図
- A-12 “ ” における各岩相の割合
- A-13 日高川層群上野地亜層群の地質柱状図
- A-14 山上ヶ岳地域における各地層区分ごとの岩相の割合
- A-15 川上層群及び日高川層群の緑色岩類の分析試料採取位置図

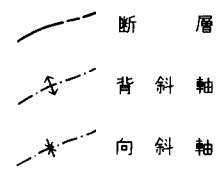
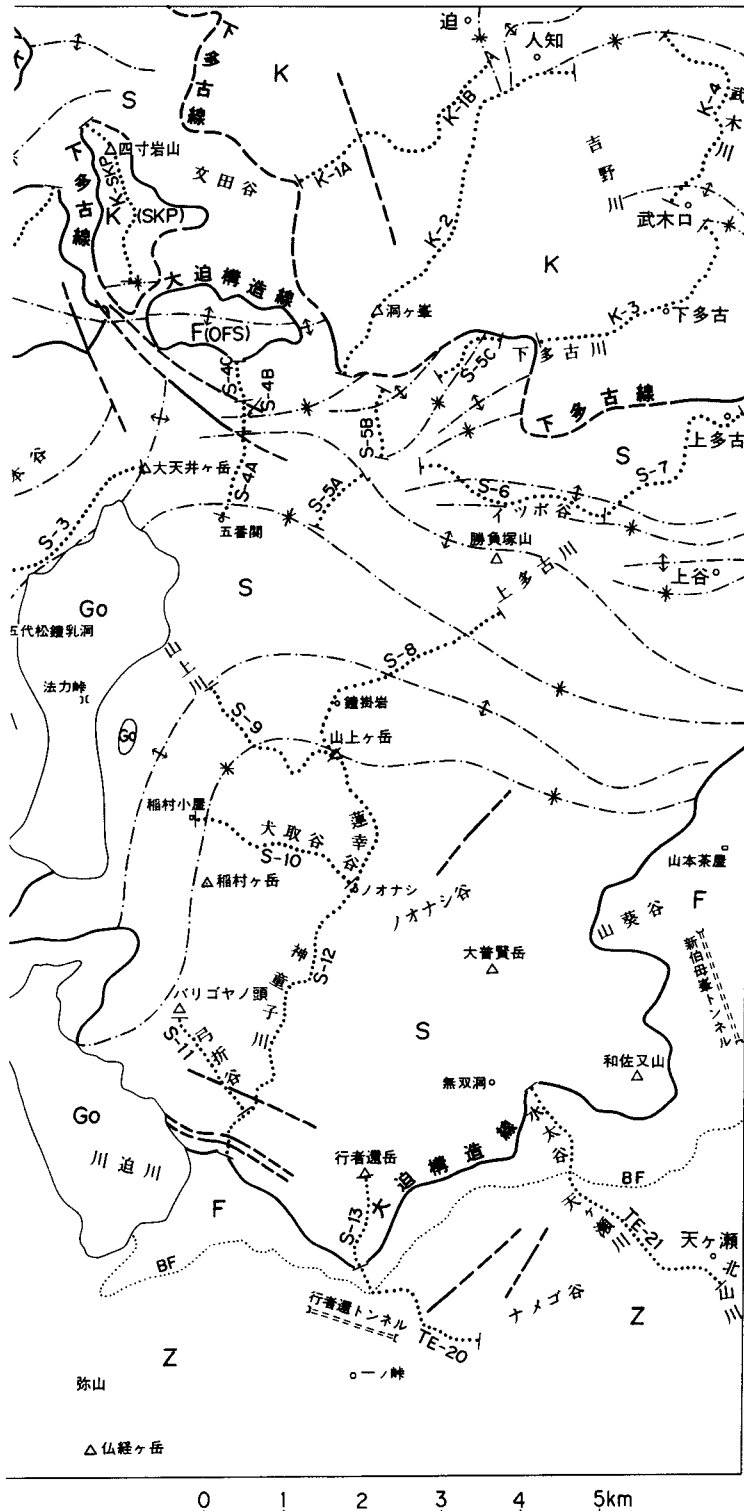




付図 A-1 紀伊半島中央部地質概略図 (断層等の凡例及び記号は以降共通)





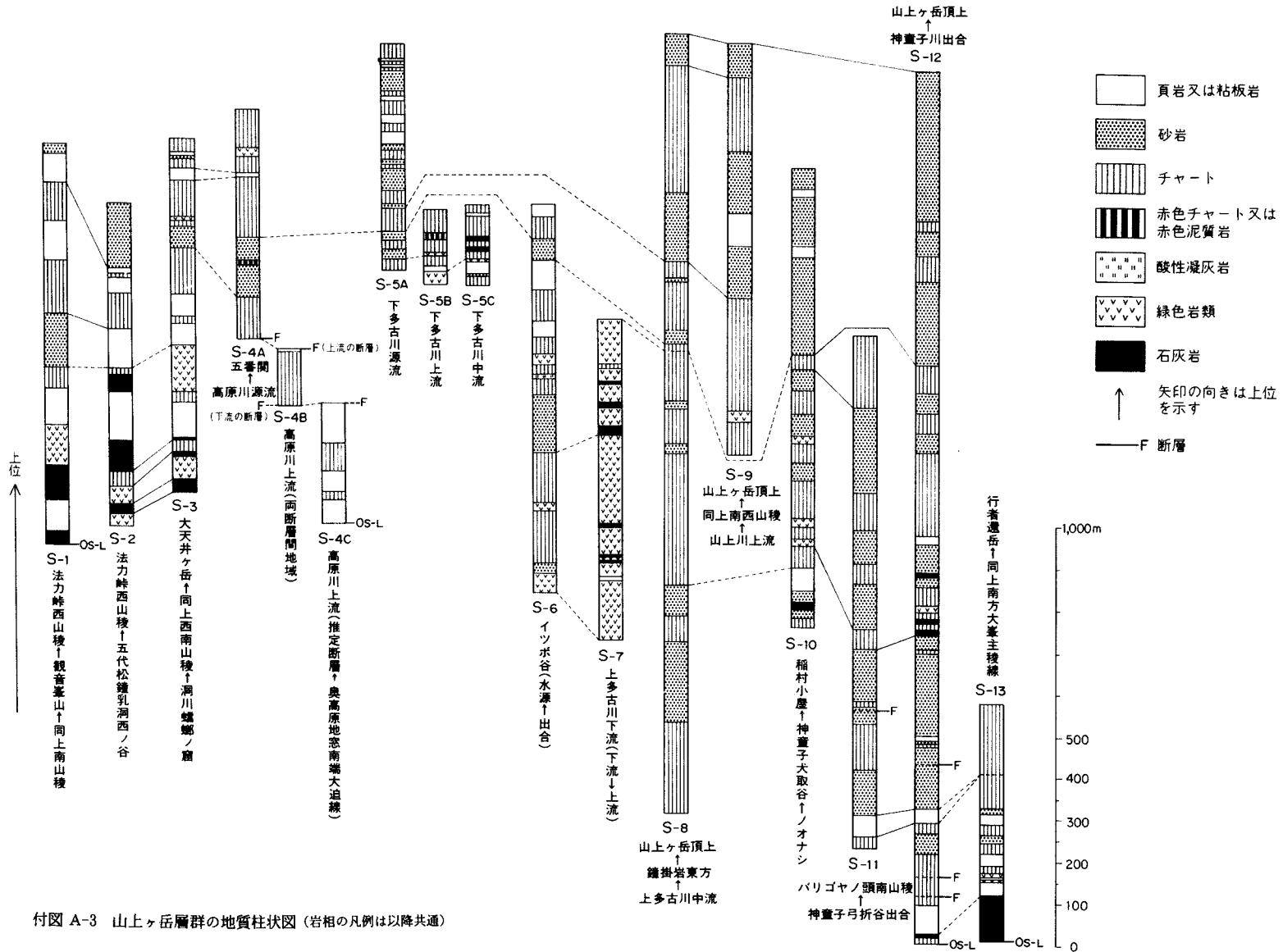


- Go 大峯花崗岩類
  - U 上野地亜層群
  - F 深谷累層
  - Z 九尾累層
  - Y 山西累層
  - N 西吉野亜層群
  - H 平原亜層群
  - S 山上ヶ岳層群
  - K 川上層群
- 日高川層群  
秩父帯の地層

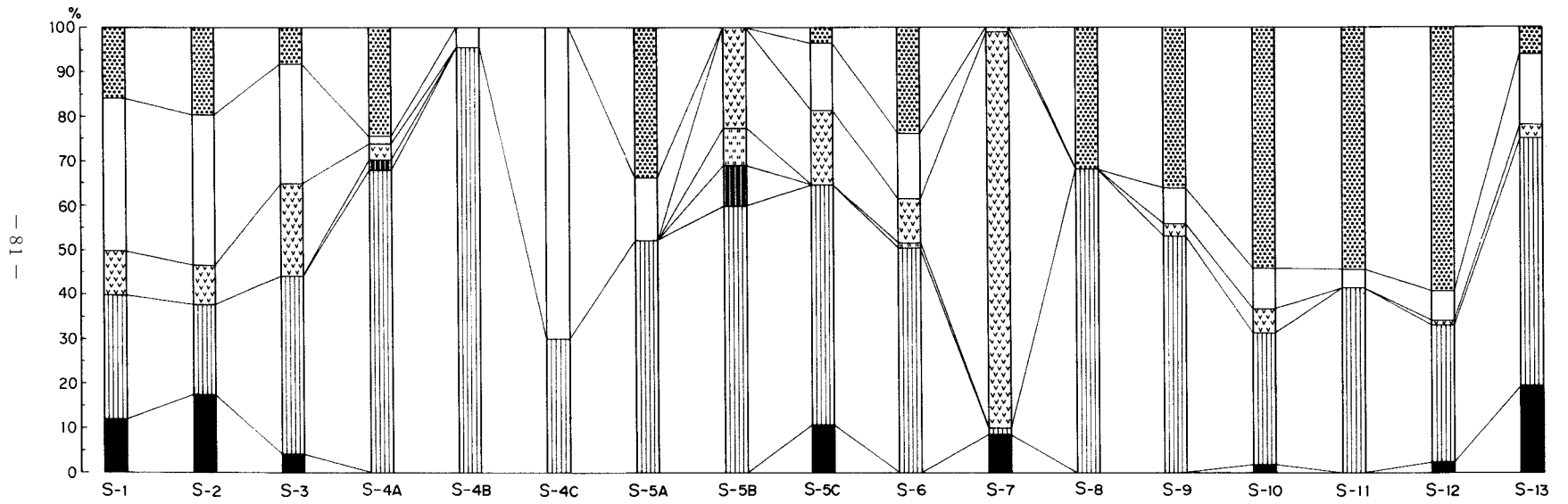
- BF 深谷累層基底線
- BZ 九尾累層基底線
- OFS 奥高原地窓
- SKP 四寸岩山クリップ
- 柱状図作成ルート

同上記号及び番号	層群(亜層群)名称
U-1	上野地亜層群
TW-1~14	西部地域の天川亜層群
TE-1~21	東部地域の天川亜層群
N-1~4	西吉野亜層群
H-1~4	平原亜層群
S-1~13	山上ヶ岳層群
K(SKP), K-1A-4	川上層群

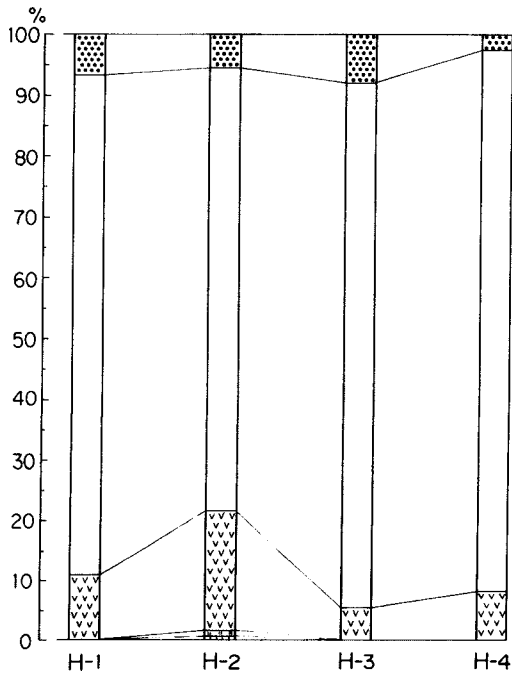
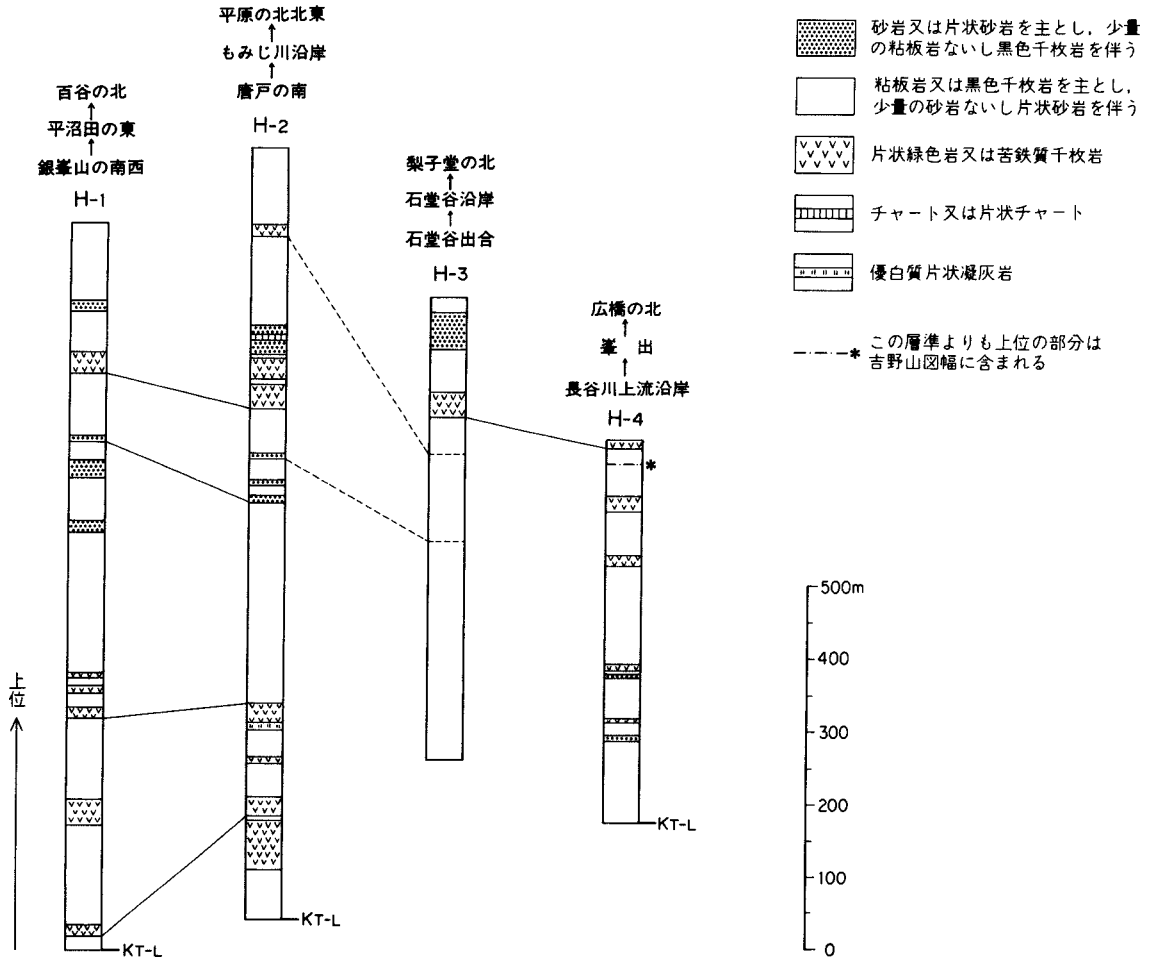
地質柱状図作成ルート位置図



付図 A-3 山上ヶ岳群の地質柱状図(岩相の凡例は以降共通)

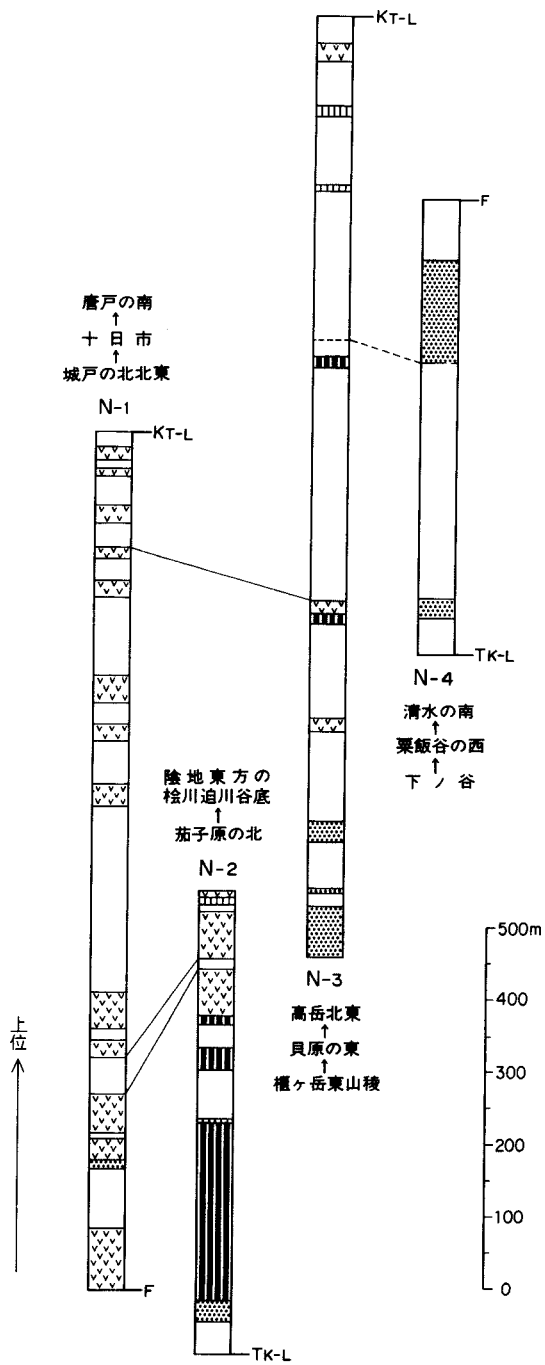


付図 A-4 山上ヶ岳層群の地質柱状図における各岩相の割合

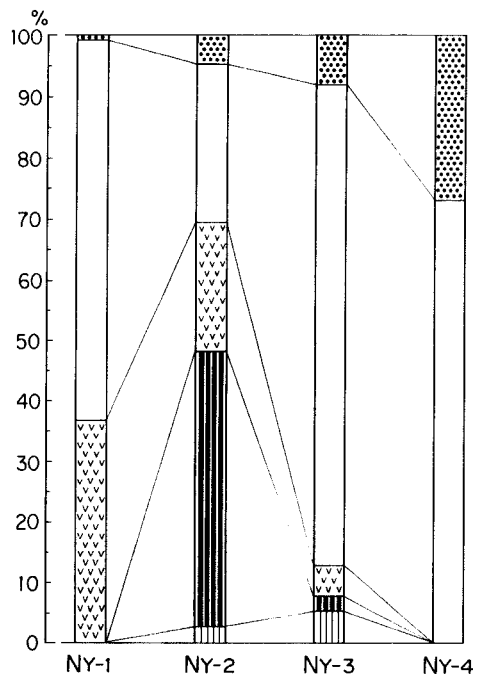


↑ 付図 A-5 日高川層群平原垂層群の地質柱状図

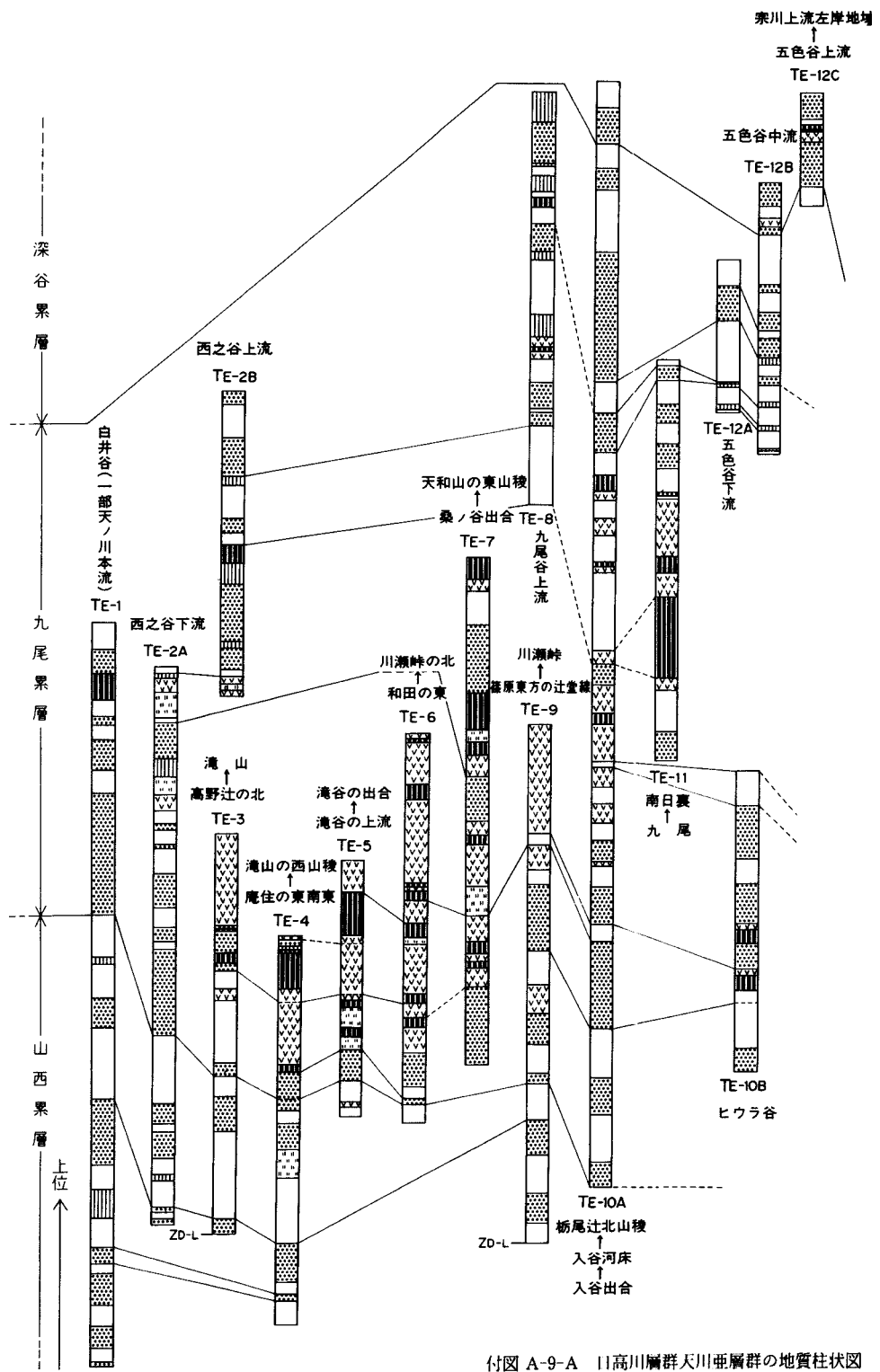
付図 A-6 日高川層群平原垂層群の地質柱状図における各岩相の割合



付図 A-7 日高川層群西吉野亜層群の地質柱状図

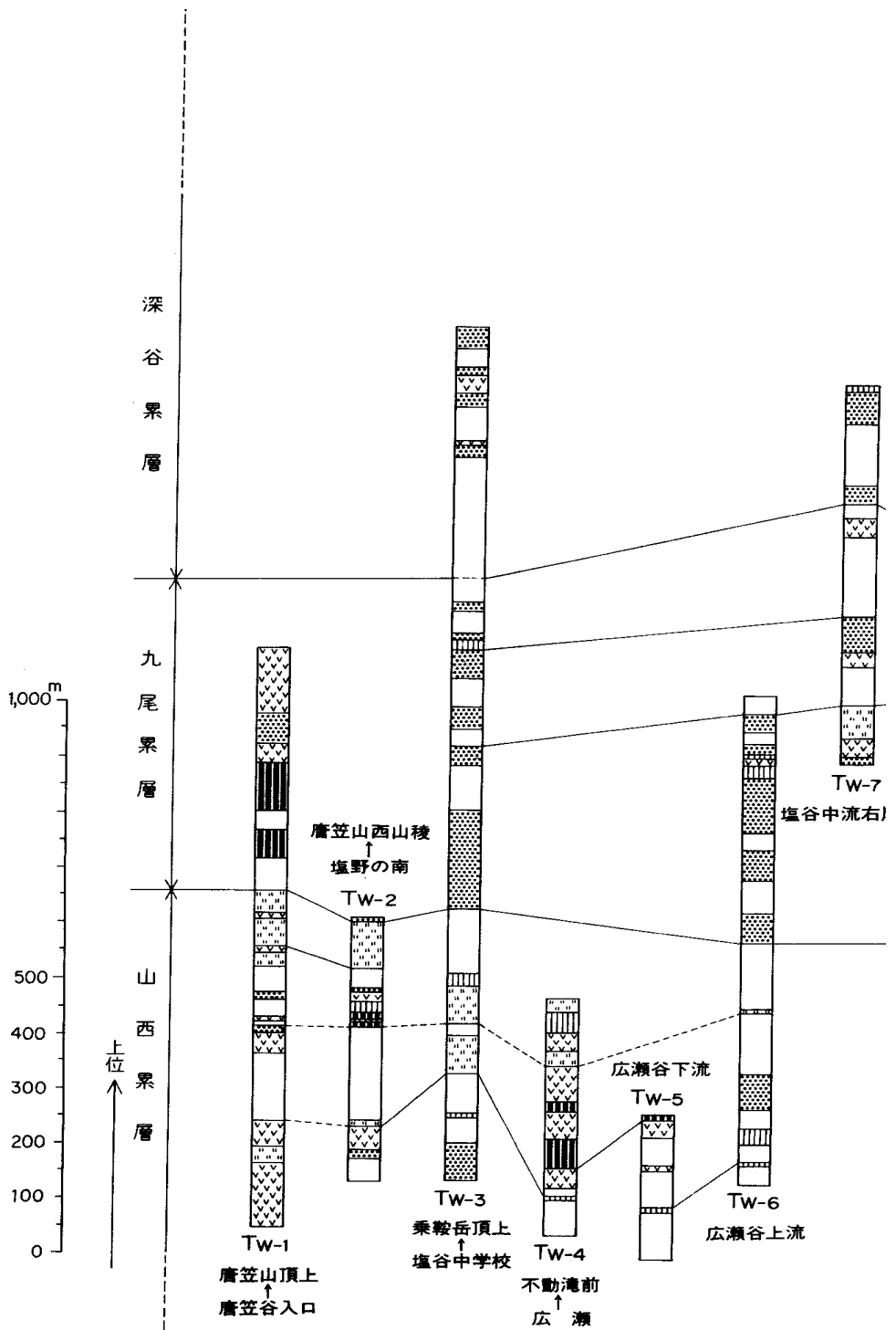


付図 A-8 日高川層群西吉野亜層群の地質柱状図における各岩相の割合



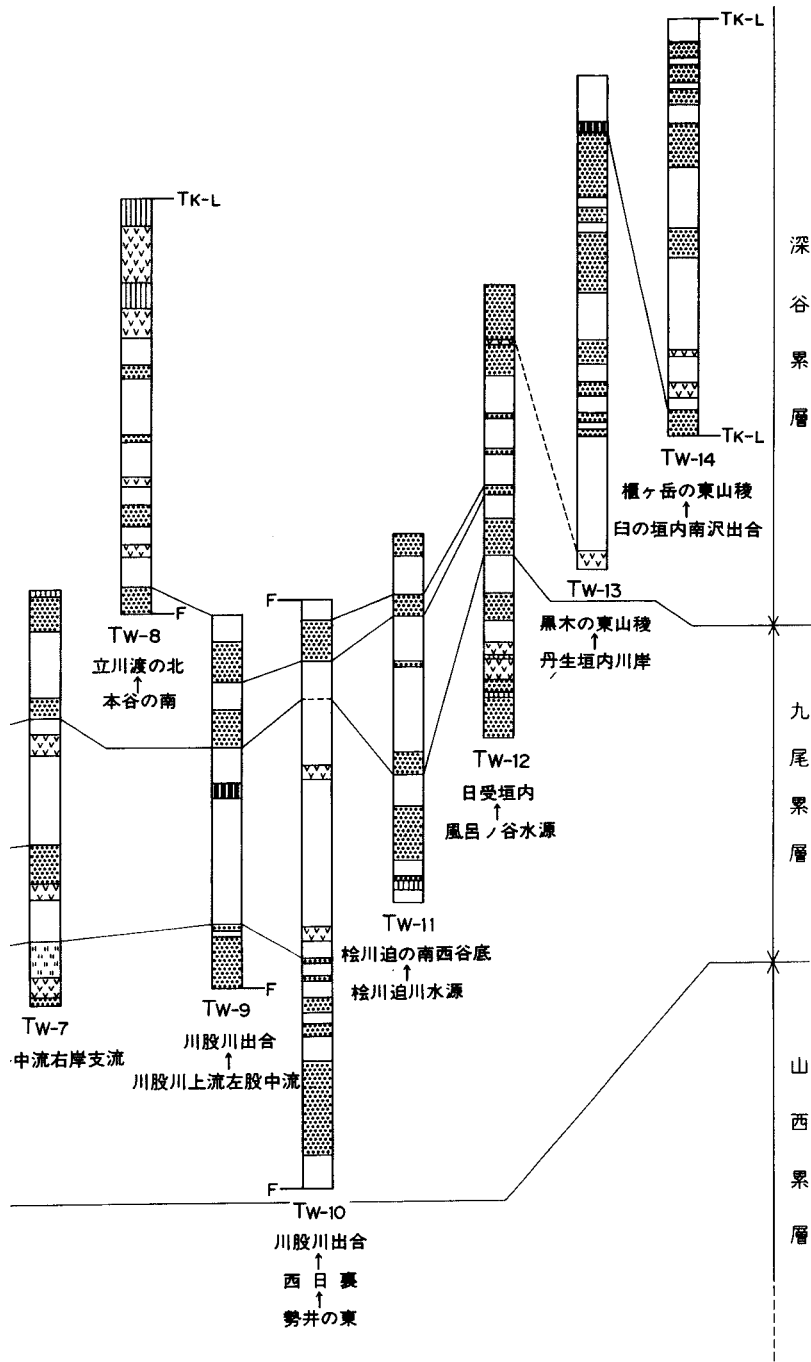
付図 A-9-A 日高川層群天川亜層群の地質柱状図

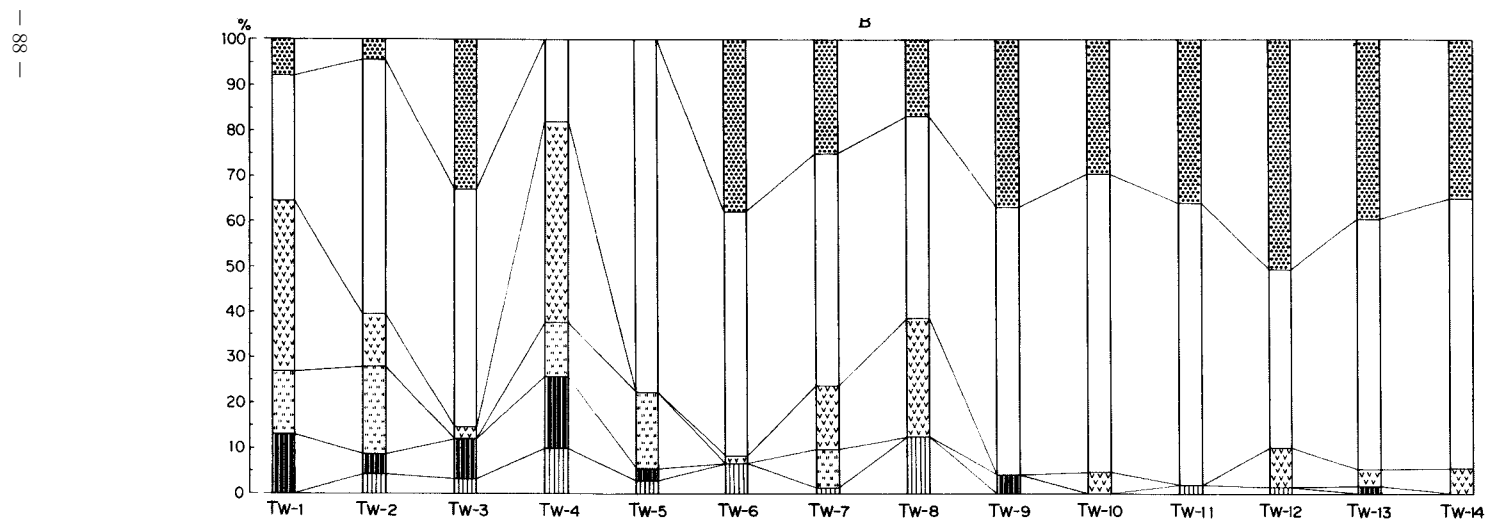
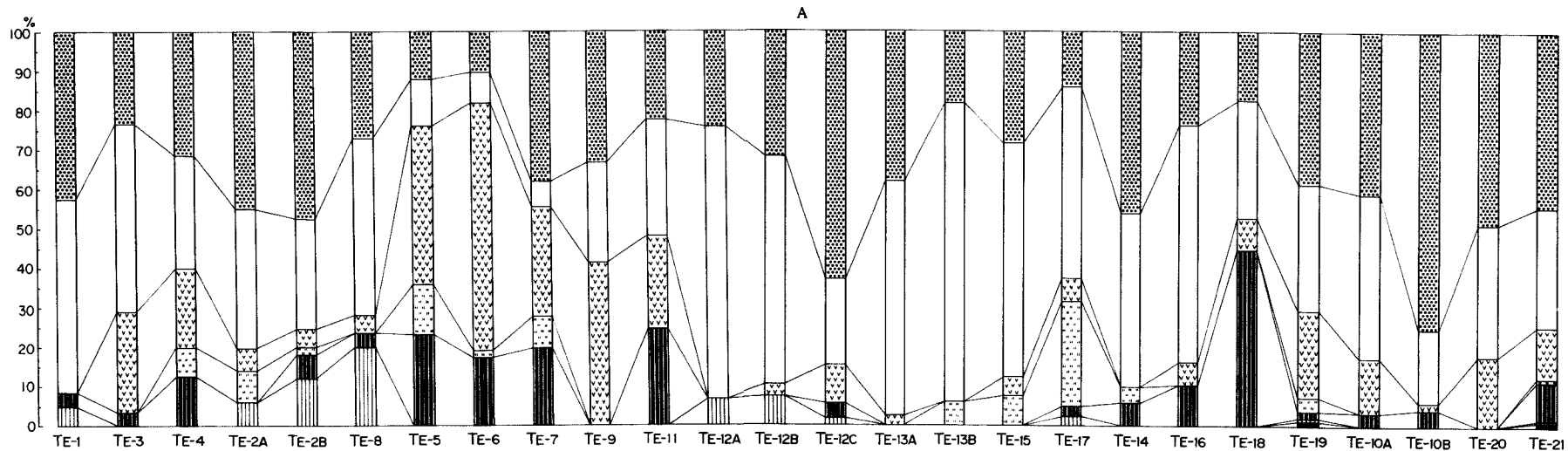




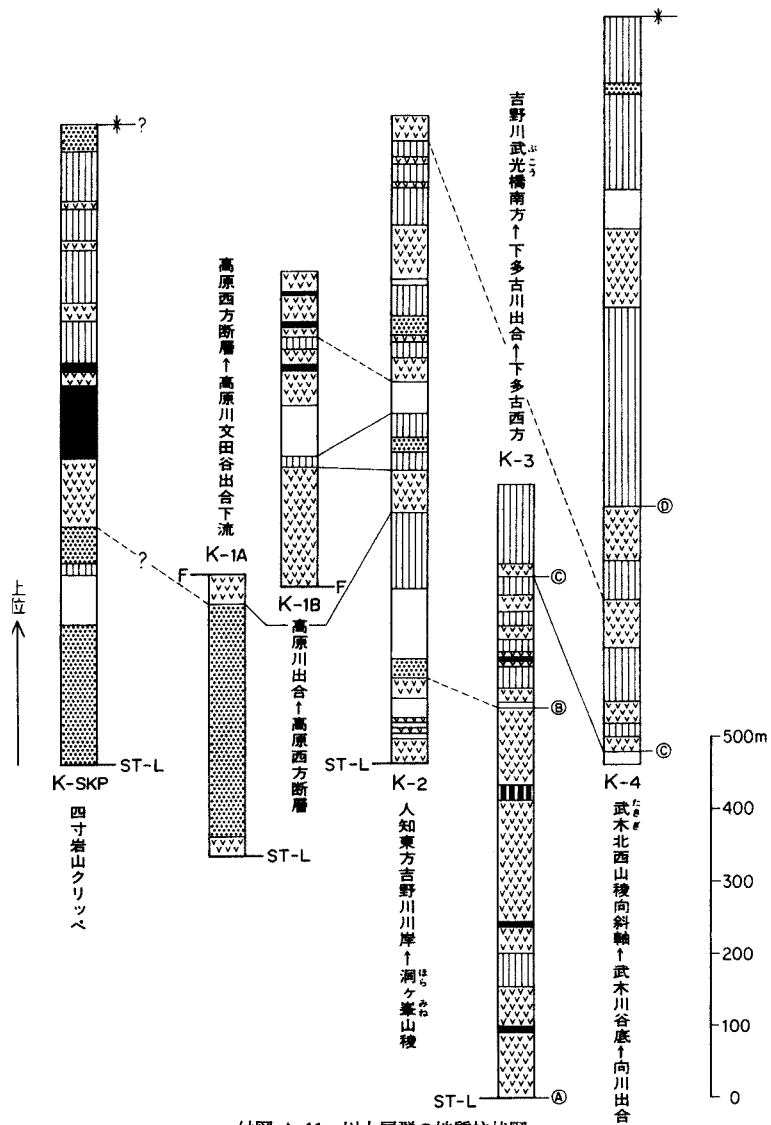
付図 A-9-B 日高川層群天川亞層群の地質柱状図



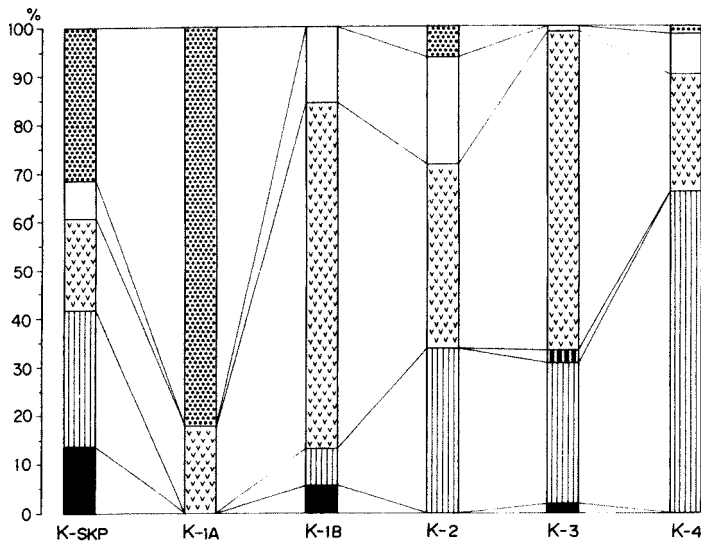




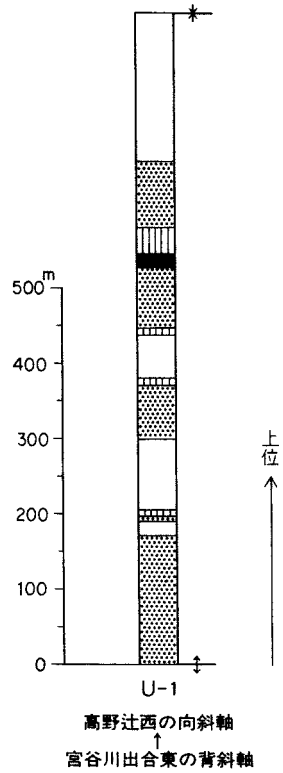
付図 A-10 日高川層群天川垂層群の地質柱状図における各岩相の割合 A: 東部地域 B: 西部地域



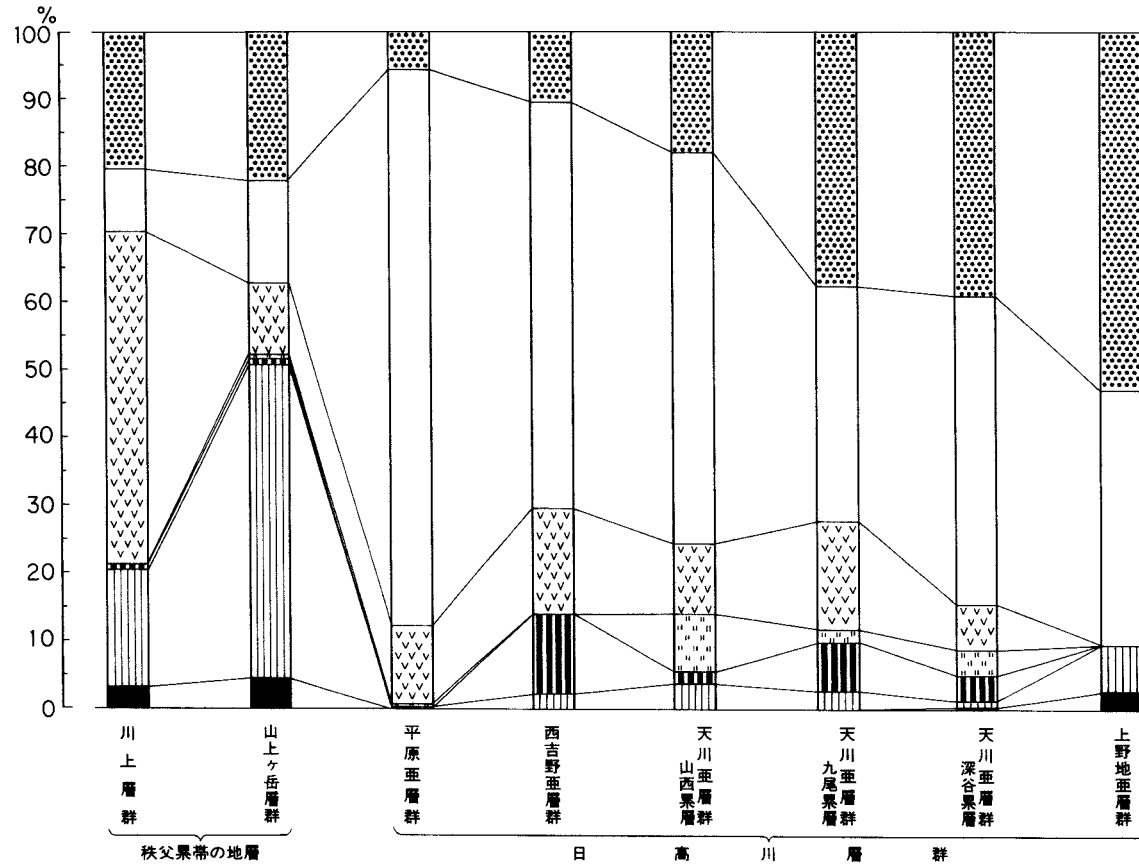
付図 A-11 川上層群の地質柱状図



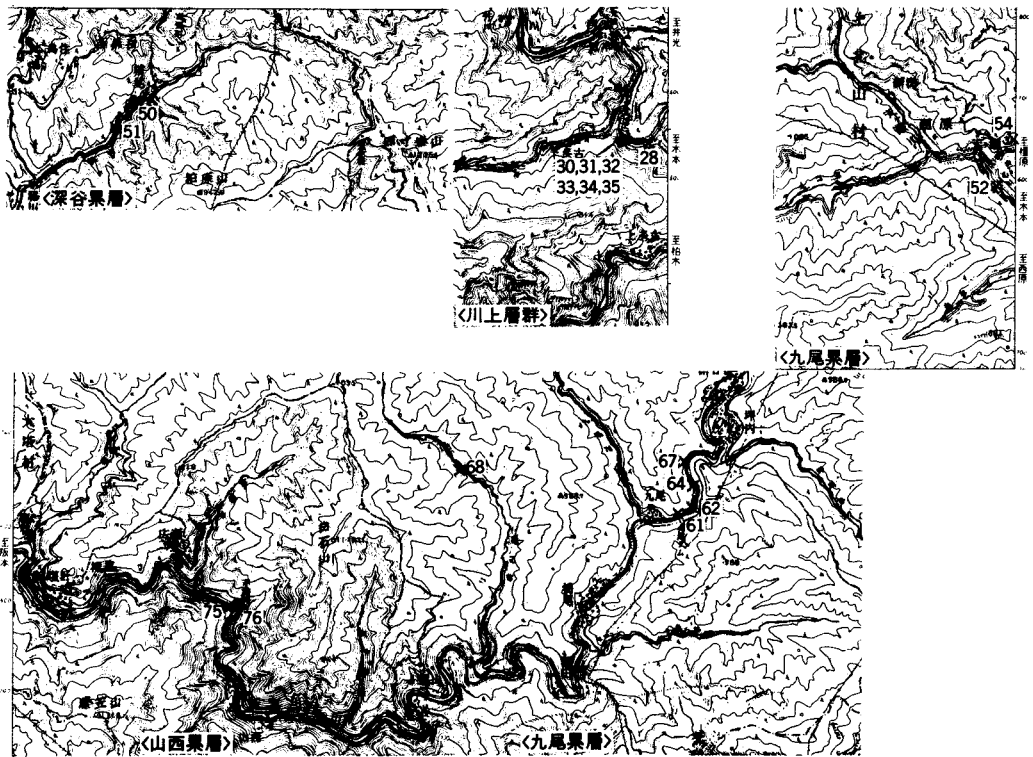
付図 A-12 川上層群の地質柱状図における各岩相の割合



付図 A-13 日高川層群上野地氈層群の地質柱状図



付図 A-14 山上ヶ岳地域における各地層区分ごとの岩相の割合



付図 A-15 川上層群及び日高川層群の緑色岩類の分析試料採取位置図。国土地理院発行の5万分の1地形図「山上ヶ岳」を使用

# QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Kyōto (11) No. 83



## GEOLOGY

OF THE

## SANJŌGATAKE DISTRICT

By

Isao SHIDA, Kanenori SUWA,  
Kōshirō UMEDA and Mitsuo HOSHINO

(Written in 1988)

---

Abstract

### **Tectonic Setting**

The Sanjōgatake District is situated in the central part of the Kii Peninsula. The central Kii Peninsula consists of four major geologic units, Ryōke Metamorphic Belt, Sambagawa Metamorphic Belt, Chichibu Terrane and Shimanto Terrane from north to south (Fig. 1). They are arranged zonally with an east-west general trend and are identified by three major tectonic lines.

The Ryōke Metamorphic Belt consists of gneisses and amphibolites of low-pressure type and various kinds of granitic rocks. The Sambagawa Metamorphic Belt consists of siliceous, psammitic, pelitic and basic phyllites of high-pressure intermediate type. The main metamorphic stages are considered to have been Cretaceous for the Ryōke and the Sambagawa Metamorphic Belts. Their original rocks in both Belts were formed sometime slightly older than their metamorphic stage.

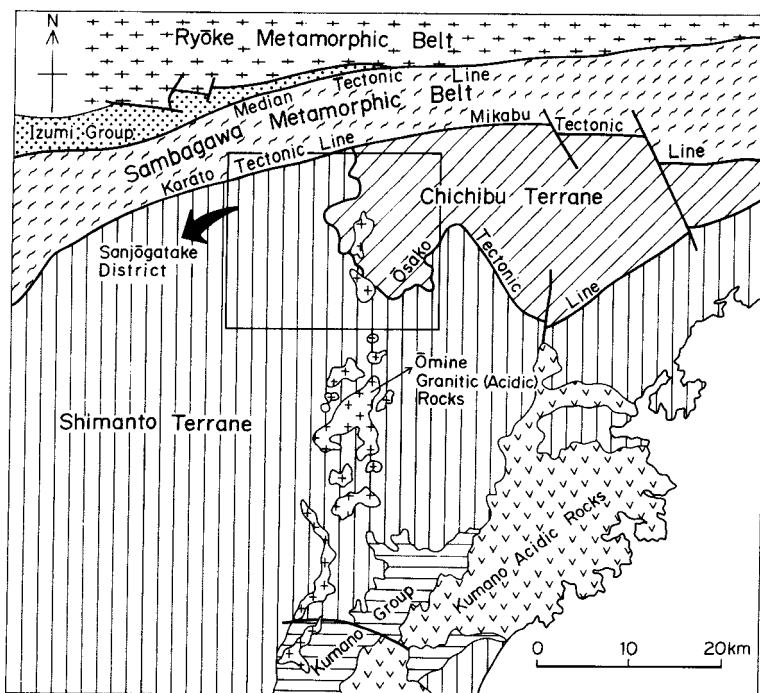


Figure 1 Tectonic divisions of the central Kii Peninsula.

A part of the Sambagawa Metamorphic Belt appears in the northwest of the Sanjōgatake District. Its rocks contain radiolarian fossils indicating early Cretaceous. The Sambagawa metamorphic rocks in the Sanjōgatake District are described in the Chapter of the Heibara Subgroup, Shimanto Super Group.

The Triassic-Jurassic Chichibu Terrane consists of clastic sediments, chert and basaltic green rocks. The Chichibu Terrane has been thrust over the Shimanto Terrane along the Ōsako Tectonic Line which is correlated to the Butsuzō Tectonic Line.

The Cretaceous-Paleogene Shimanto Super Group is divided into three groups ; Hidakagawa Group, Otonashigawa Group and Muro Group from north to south. In the Sanjōgatake District, only the Hidakagawa Group is found. The early-middle Cretaceous Hidakagawa Group consists of clastic sediments, chert, pyroclastics and basaltic green rocks.

The Paleogene Inamuragadake Conglomerate occurs locally in the east-central area of the Sanjōgatake District.

The Ōmine Granitic Rocks intruded into these rocks mentioned above in the north-south trend during the middle Miocene.

The stratigraphic outline of the Sanjōgatake District is shown in Table 1.

### Triassic-Jurassic (Chichibu Terrane)

The strata of the Chichibu Terrane in the Sanjōgatake District is further divided

Table 1 Stratigraphic outline of the Sanjōgatake District.

Geologic age		Geologic system	Thickness(m)	
Quaternary	Holocene	Present riverbed deposits	1 - 6	
	Pleistocene	River terrace deposits Talus deposits	1 - 10	
Neogene	Pliocene	Andesite, porphyrite and dolerite dikes		
	Miocene	Ōmine Granitic Rocks		
Paleogene		Inamuragadake Conglomerate	30 - 75	
Cretaceous	Hidakagawa Group	Uenoji Subgroup Tonono Formation	870+	
		Tenkawa Subgroup	Fukatani Formation	350 - 1,300
			Tsuzurao Formation	600 - 2,000
			Yamanishi Formation	600 - 1,100
		Nishiyoshino Subgroup	600 - 1,300	
Heibara Subgroup*	1,500+			
Jurassic to Triassic**	Strata of the Chichibu Terrane	Sanjōgadake Group	950 - 2,100	
		Kawakami Group	1,850+	

\* Heibara Subgroup is regarded as a part of the Sambagawa Metamorphic Belt.

\*\* Carboniferous to middle Triassic rocks are included as olistolith.

~~~~~ Unconformity

———— Thrust fault

into the following two groups ; the Kawakami Group and the Sanjōgadake Group. The Kawakami Group has been thrust over the Sanjōgadake Group along the Shimotako Thrust Fault. The Shisun-iwa Yama Klippe is a part of the Shimotako Thrust Fault.

The Kawakami Group is distributed in the west to northwest direction and dips gently northward. The Kawakami Group consists mainly of basaltic green rocks and chert, with small amounts of sandstone, slate and limestone. The main facies of the green rocks is basaltic pillow lava, in which recrystallized epidote and pumpellyite are observed in places.

Anticlines and synclines are developed extensively in the Sanjōgadake Group area. The Sanjōgadake Group consists mainly of chert and sandstone, with basaltic green rocks and limestone.

The age of the Chichibu sedimentary rocks is considered to be Triassic to Jurassic from paleontological evidence of radiolarians.



## Cretaceous

The Hidakagawa Group consists of four subgroups ; Heibara Subgroup, Nishiyoshino Subgroup, Tenkawa Subgroup and Uenoji Subgroup from north to south. They are arranged zonally with an east-west general trend and are identified by thrust faults showing southward movement.

The Heibara Subgroup shows homoclinal structure with nearly east-west strike and gentle northward dip. The Heibara Subgroup consists of phyllites and schists which have been derived from mudstone, basaltic volcanic rocks, sandstone, chert and tuffaceous rocks.

Representative mineral assemblage in green phyllites is as follows : magnesioriebeckite-actinolite-epidote-chlorite-calcite-albite-quartz. This assemblage is of the greenschist facies.

The Nishiyoshino Subgroup occurs within a narrow zone between the Karato Tectonic Line in the north and the Takekawado Thrust Fault in the south. Fold structure is developed in this Subgroup, in which a number of anticline and syncline are recognized. The Nishiyoshino Subgroup consists mainly of shale and slate, with small amounts of sandstone, basaltic green rocks and red chert.

The Tenkawa Subgroup are further subdivided into the following three formations ; Yamanishi Formation, Tsuzurao Formation and Fukatani Formation from lower to upper layers. These three formations are conformable to each other. A part of the Fukatani Formation occurs as the Okutakahara Window within the Sanjōgadake Group. In the northwestern area, each formation dips northwestward and in the southeastern area, southeastward and a huge anticline with northeast-southwest axial trend is recognized. The Yamanishi Formation consists mainly of shale, sandstone and basaltic green rocks. The Tsuzurao Formation consists mainly of sandstone and shale with basaltic green rocks, acidic tuff and red chert-shale. A thick sandstone stratum (Misen Sandstone) is developed in the southern area of the Tsuzurao Formation. The Fukatani Formation consists mainly of sandstone and shale, with basaltic green rocks, acidic tuff, chert, red chert-shale and limestone.

The Uenoji Subgroup is identified in the north by the Tsujidō Thrust Fault, and is distinguished from the Tenkawa Subgroup. The Uenoji Subgroup consists mainly of shale and sandstone, with chert and limestone.

The age of the Hidakagawa Group is considered to be early-middle Cretaceous from the radiolarian fossils.

## Tertiary

The Eocene Inamuragadake Conglomerate lies unconformably on the Sanjōgadake Group. The Inamuragadake Conglomerate is thermally metamorphosed by the intrusion of the Ōmine Granitic Rocks. Several lines of geological evidence and geochronological data show that the age of intrusion of the Ōmine Granitic Rocks is the middle Miocene.

The Ōmine Granitic Rocks are distributed about 45 kilometres long in the north-south trend. Northernmost masses of the Ōmine Granitic Rocks are found in the Sanjōgatake District.

The Hōrikitōge Mass in the north is mostly of fine- to medium-grained tonalitic granodiorite. The Hōrikitōge Mass consists of I-type-Ilmenite series granitic rocks.

The Kōsegawa Mass in the south is mostly of adamellite to granite. The central part of this mass is coarse-grained and the marginal part is fine-grained. The Kōsegawa Mass carries in places cordierite, andalusite and garnet, and consists of S-type-Ilmenite series granitic rocks.

Both masses gave thermal metamorphism to the surrounding sedimentary rocks. The metamorphic grade inside the contact aureole rises up to the amphibolite facies.

A number of porphyrite, andesite and dolerite dikes are found. These dikes were intruded contemporaneously to or slightly later than the intrusion of the Ōmine Granitic Rocks.

### **Quaternary**

Small river terraces are distributed. The difference in level between the terrace surface and the present river bed increases toward the Ōmine Mountain Range. This suggests that abrupt upheaval of the Ōmine Mountain Range happened after the Pleistocene.

Alluvium and talus deposits are locally found in this district.

### **Economic Geology**

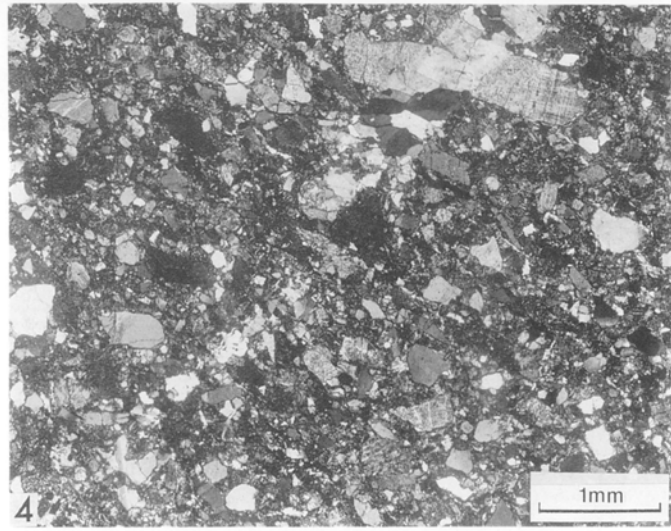
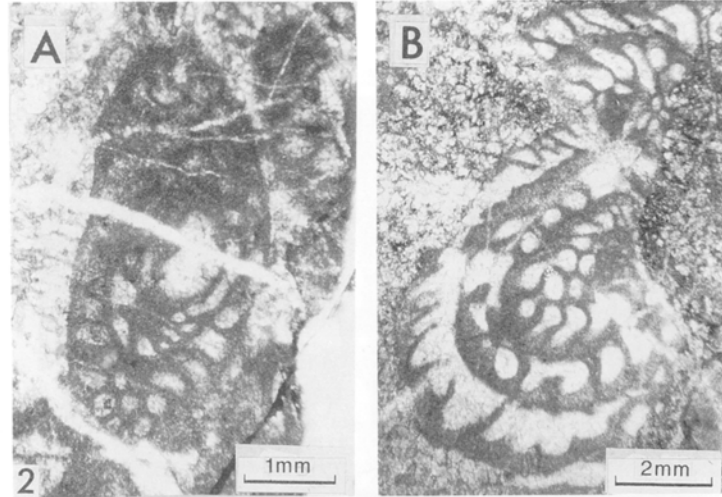
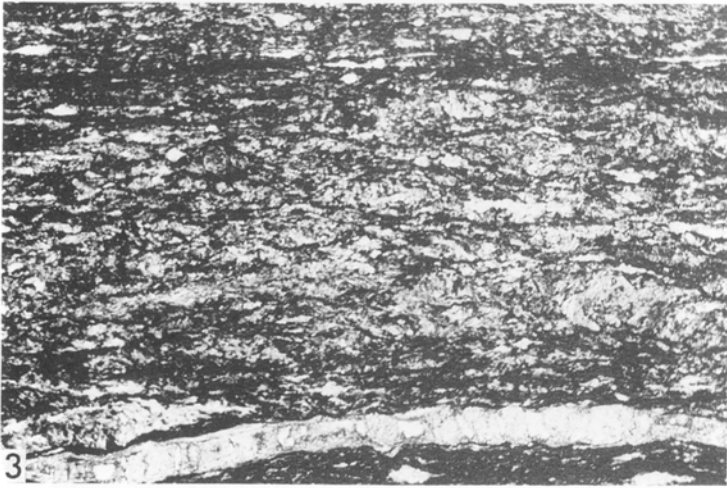
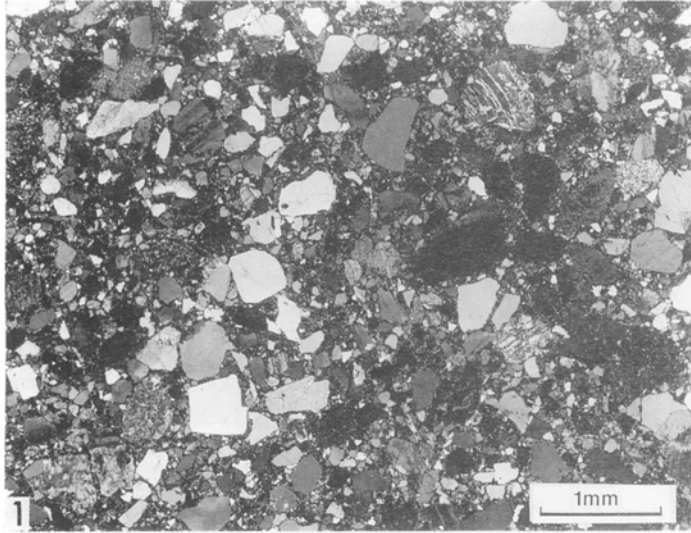
Bedded cupriferous iron-sulfide ore deposits (Kieslager) are found in the Heibara Subgroup and similar deposits are also found in the Tenkawa Subgroup.

Iron ore deposits are found around the contact aureole of the Ōmine Granitic Rocks.

Manganese ore deposits occur intimately associated with chert bed of the Sanjōgadake Group and the Tenkawa Subgroup.

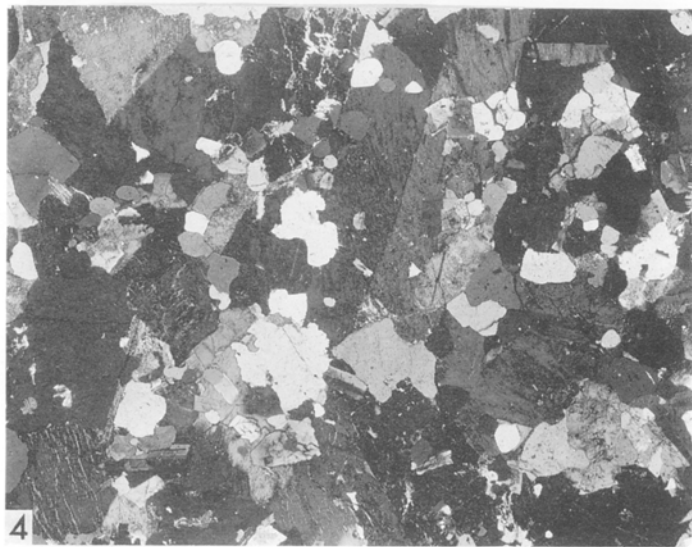
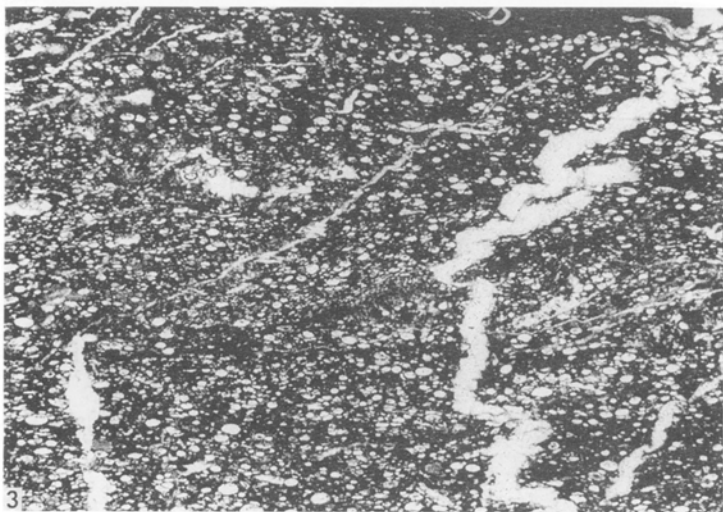
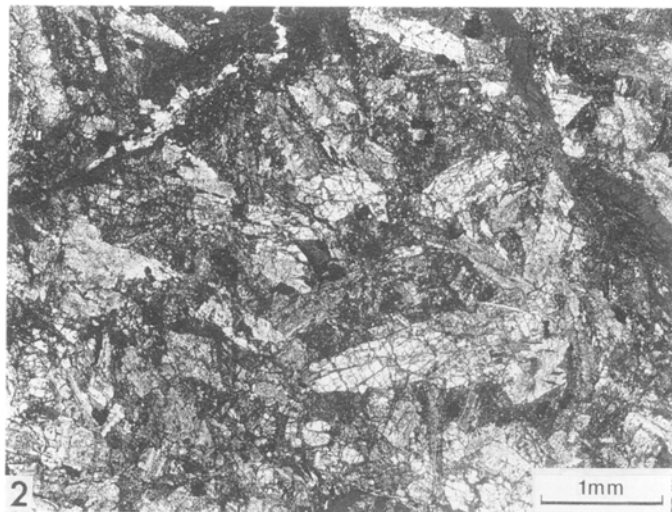
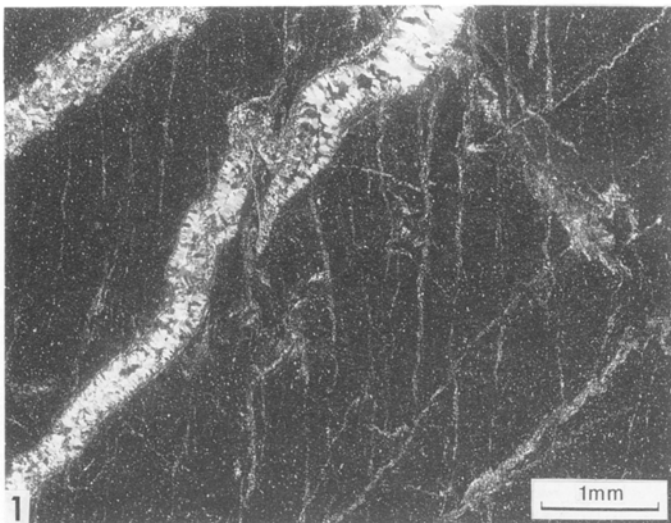
These metal deposits are now unworkable.

Springs of 16°C mineral water are found along the fault in the Cretaceous Nishiyoshino Subgroup.



1 川上層群のグレイワック砂岩 [本文 p. 17] <直交ポーラー>. ×16. 産地: 蓮華辻西方の山稜  
3 平原亜層群の緑色千枚岩 [KS-74082503] [本文 p. 30] <直交ポーラー>. ×42. 産地: もみじ川沿岸, 石堂谷出合付近

2 川上層群の石灰岩に含まれる *Schwagerina* sp. [本文 p. 23] <下方ポーラーのみ>. A は長軸を含む断面. ×12. B は斜断面 (小剪断面に沿い数 mm ずれている). ×6.5. 産地: 洞川—西田史朗氏提供の写真—  
4 天川亜層群九尾累層の砂岩 [本文 p. 37] <直交ポーラー>. ×16. 産地: 天和山頂

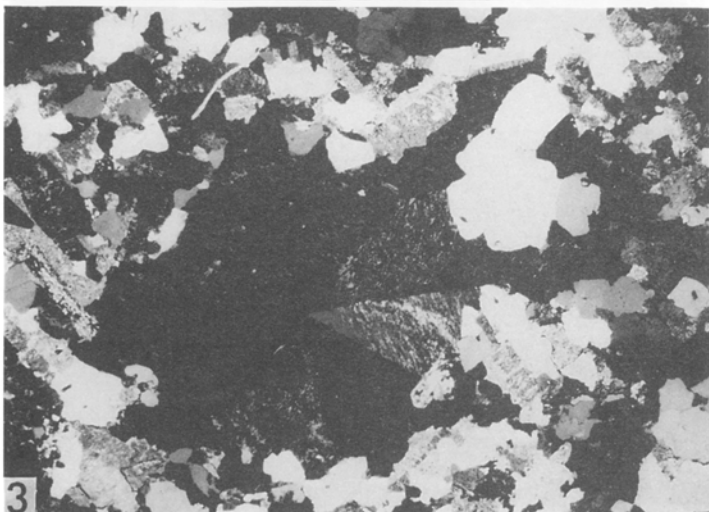
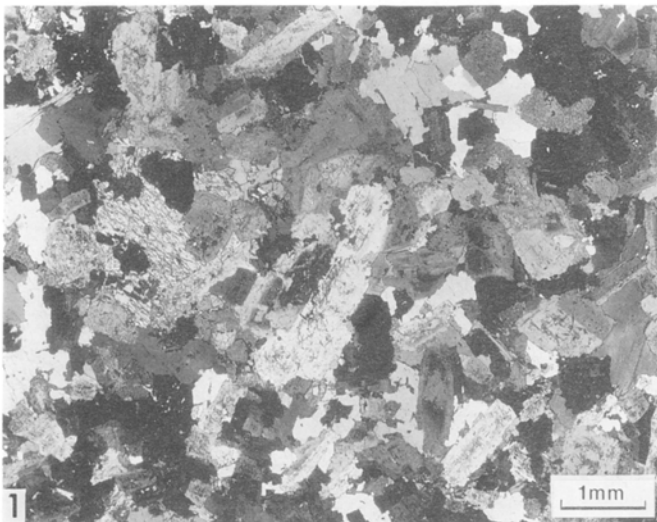


1 天川亜層群九尾累層の赤色珪質頁岩 [本文 p. 38] <直交ポーラー>、×15.  
産地: 九尾ダム付近

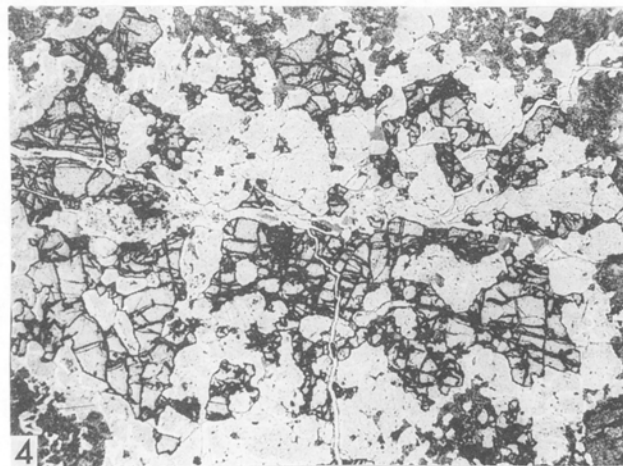
3 天川亜層群深谷累層のチャートに含まれる放散虫化石 [60138] [本文 p. 38]  
<下方ポーラーのみ>、×10. 産地: 黒滝村上平

2 天川亜層群深谷累層のドレイト質緑色岩類 [本文 p. 37] <直交ポーラー>、  
×16. 産地: 虹峠北方約1km

4 大峯花崗岩類、黒雲母花崗岩 [KS-74082301] [本文 p. 60] <直交ポーラー>、  
×15. 産地: 弥山川双門滝北方1.5km

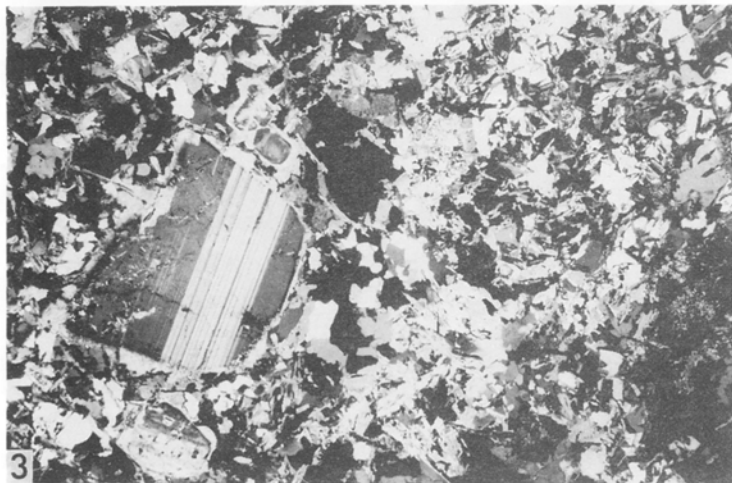
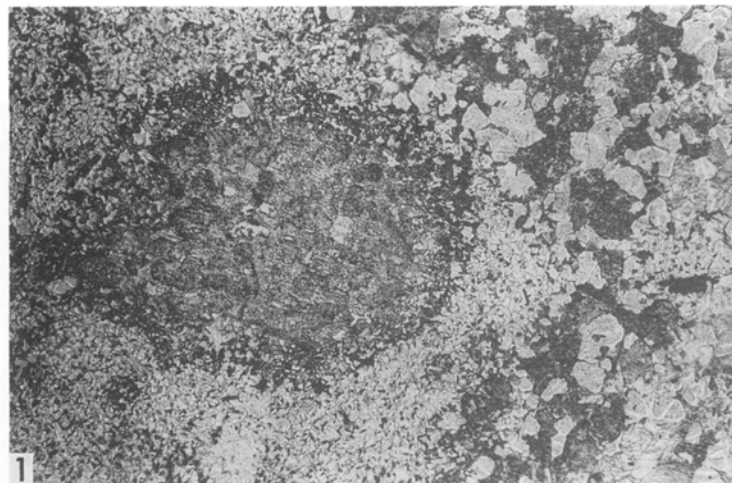


1 大峯花崗岩類，角閃石黒雲母花崗閃緑岩 [KS-74082303 B] [本文 p. 61] <直交ポーラー>，×11，産地：弥山川双門滝北方 0.8 km  
3 大峯花崗岩類，瑯青石含有花崗岩 [KS-74082208] [本文 p. 58] <直交ポーラー>，×20，産地：川追ダム下流 0.5-0.6 km，モジキ谷出合の川追川岸



2 大峯花崗岩類，細粒花崗閃緑岩 [KS-74082102] [本文 p. 53] <直交ポーラー>，×21，産地：湖川母公堂北方，法力峠北西 1.2 km  
4 大峯花崗岩類，ざくろ石含有花崗岩 [KS-74082206 イ] [本文 p. 58] <下方ポーラーのみ>，×10，産地：神童子川出合より約 1.8 km 下流





- 1 大峯花崗岩類, Al-silicate [KS-74082301 ④] [本文 p. 60] <下方ポーラーのみ>. ×50. 産地: 弥山川双門滝北方 1.5 km
- 3 大峯花崗岩類, 紅柱石含有の熱変成花崗閃緑岩 [KS-74082203] [本文 p. 59] <直交ポーラー>. ×18. 産地: 神童子川出合下流 0.7 km の川迫川岸

- 2 大峯花崗岩類, Al-silicate [KS-74082301 ④] [本文 p. 60] <直交ポーラー>. ×50. 産地: 弥山川双門滝北方 1.5 km
- 4 大峯花崗岩類, 輩青石ざくろ石含有黒雲母花崗岩 [KS-74082205 イ] [本文 p. 57] <直交ポーラー>. ×18. 産地: 神童子川出合より 1.8 km 下流

文献引用例

志井田 功・諏訪兼位・梅田甲子郎・星野光雄 (1989) 山上ヶ岳地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 100 p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

SHIIDA, I., SUWA, K., UMEDA, K. and HOSHINO, M. (1989) *Geology of the Sanjōgatake district*. With Geological Sheet Map at 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 100 p. (in Japanese with English abstract 5 p.).

---

---

平成元年1月14日印刷

平成元年1月20日発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒305 茨城県つくば市東1丁目1-3

印刷者 木村 篤 義

印刷所 創文印刷工業(株)

東京都荒川区西尾久 7-12-16

---

---

© 1989 Geological Survey of Japan