

55 (521.27 +.28 +.51) (084.32 M50) (083)

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

東京(8)第49号

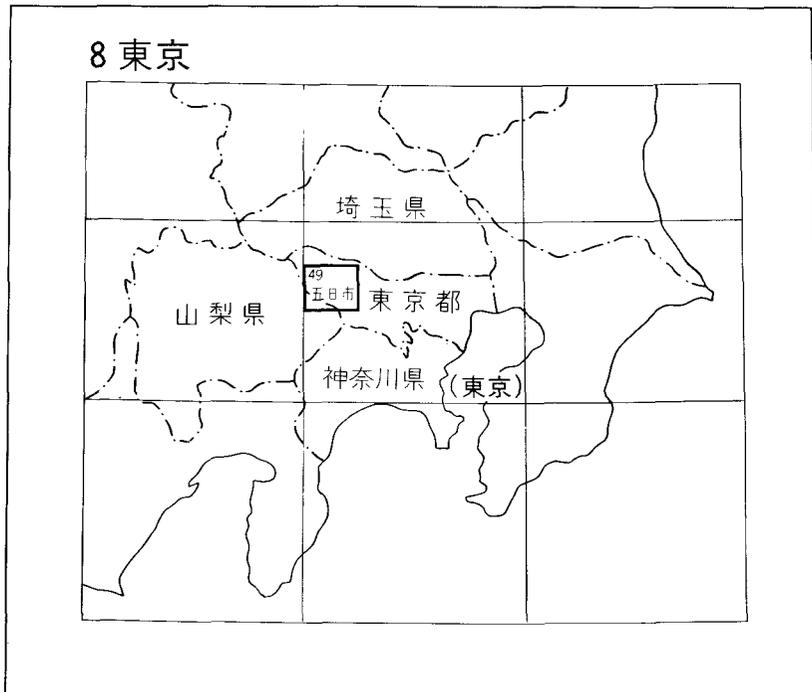
# 五 日 市 地 域 の 地 質

酒 井 彰

昭 和 62 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	3
III. 秩父累帯の中・古生界	7
III. 1 研究史	7
III. 2 秩父累帯中帯	9
III. 2. 1 成木層	9
III. 2. 2 雷電山層	12
III. 2. 3 高山山層	13
III. 2. 4 川井層	13
III. 3 秩父累帯南帯	18
III. 3. 1 海沢層	18
III. 3. 2 氷川層	22
III. 3. 3 御前山層	22
III. 4 砂岩組成	25
III. 5 地質構造	28
IV. 四万十累帯の白亜系・古第三系—四万十累層群—	29
IV. 1 研究史	29
IV. 2 小河内層群	31
IV. 2. 1 中山層	33
IV. 2. 2 雲取山層	33
IV. 2. 3 青岩谷層	34
IV. 2. 4 鴨沢層	35
IV. 3 小仏層群	36
IV. 3. 1 盆堀川層	36
IV. 3. 2 小伏層	42
IV. 4 相模湖層群	44
IV. 4. 1 権現山層	44
IV. 5 砂岩組成	45
IV. 6 地質構造	48
V. 貫入岩類	49
V. 1 石英閃緑岩	49
V. 2 デイサイト	49
VI. 新第三系—五日市町層群—	50

VI. 1	研究史	50
VI. 2	秋川層	51
VI. 2. 1	幸神礫岩部層	51
VI. 2. 2	小庄泥岩部層	52
VI. 2. 3	羽生凝灰岩部層	55
VI. 2. 4	館谷泥岩部層	55
VI. 2. 5	高尾凝灰岩部層	55
VI. 2. 6	伊奈砂岩部層	55
VI. 2. 7	横沢砂岩泥岩部層	55
VI. 3	網代層	58
VI. 4	化石	59
VI. 5	地質構造	59
VII.	第四系	60
VII. 1	河岸段丘堆積物	60
VII. 1. 1	T <sub>1</sub> 河岸段丘堆積物	60
VII. 1. 2	T <sub>2</sub> 河岸段丘堆積物	60
VII. 1. 3	T <sub>3</sub> 河岸段丘堆積物	61
VII. 1. 4	T <sub>4</sub> 河岸段丘堆積物	61
VII. 1. 5	T <sub>5</sub> 河岸段丘堆積物	61
VII. 2	現河床堆積物	61
VIII.	応用地質	62
VIII. 1	非金属鉱床	62
VIII. 1. 1	マンガン鉱床	62
VIII. 1. 2.	石灰石鉱床	62
VIII. 2	砕石	63
	文献	63
	Abstract	71

## 図・表・付図目次

第 1 図	関東山地の切峰面図	2
第 2 図	五日市地域の水系図	3
第 3 図	関東山地中・南部の地質略図	4
第 4 図	成木層のスランプ褶曲を示す砂岩泥岩薄互層	9
第 5 図	石灰岩礫を含む雷電山層の礫岩	12
第 6 図	砂岩塊を含む川井層の含む礫泥岩	15

第 7 図	川井層の含礫泥岩中に含まれる巨大な石灰岩塊	15
第 8 図	川井層に見られる不規則な形態の石灰岩塊を含む塩基性火山岩	16
第 9 図	川井層中にごくまれに見られる枕状溶岩	16
第 10 図	日の出町岩井付近の地質図	17
第 11 図	海沢層の砂岩とチャートの構造が調和的な堆積性接触関係を示す露頭	20
第 12 図	海沢層のチャートと砂岩の構造が不調和な堆積性接触関係を示す露頭	20
第 13 図	海沢層の砂岩中のチャート岩塊	21
第 14 図	御前山層の石灰岩の崖	23
第 15 図	御前山層の不規則な形の石灰岩塊 (Is) を含む緑色塩基性火山岩 (b)	24
第 16 図	御前山層の垂直な崖をなすチャート	24
第 17 図	秩父累帯中帯の砂岩組成	26
第 18 図	秩父累帯南帯の砂岩組成	27
第 19 図	雲取山層の砂岩泥岩互層がちぎれてできた含礫泥岩	34
第 20 図	雲取山層の灰緑色泥岩礫を含む含礫泥岩	34
第 21 図	小仏・相模湖兩層群の地質図	37
第 22 図	盆堀川層の地質柱状図	39
第 23 図	盆堀川層の砂岩泥岩互層	40
第 24 図	盆堀川層の礫岩	40
第 25 図	小伏層の模式柱状図	42
第 26 図	小伏層の千枚岩質泥岩	43
第 27 図	小伏層の千枚岩質砂岩泥岩互層	43
第 28 図	権現山層の地質柱状図	45
第 29 図	四万十累層群の砂岩組成	47
第 30 図	秋川層の地質柱状図	52
第 31 図	幸神礫岩部層の礫岩	53
第 32 図	幸神礫岩部層上部における礫岩と砂岩の互層	53
第 33 図	幸神礫岩部層基底の不整合	54
第 34 図	小庄泥岩部層中のスランプ褶曲	54
第 35 図	館谷泥岩部層中の石灰質団塊	56
第 36 図	高尾凝灰岩部層の酸性凝灰岩	56
第 37 図	横沢砂岩泥岩部層の砂岩泥岩互層	57
第 38 図	網代層の角礫を多く含む礫岩	57
第 1 表	地質総括表	6
第 2 表	秩父累帯中帯の各層から産出する放散虫化石	10
第 3 表	秩父累帯中帯の各層から産出するコノント化石	11

第 4 表	秩父累帯中帯の各層から産出する紡錘虫化石	12-13
第 5 表	秩父累帯南帯の各層から産出する放散虫化石	18-19
第 6 表	秩父累帯南帯の各層から産出するコノドント化石	19
第 7 表	秩父累帯南帯の各層から産出する紡錘虫化石	19
第 8 表	秩父累帯の各地層の砂岩の平均フレームワークモード, 平均基質量及び各種値の平均	27
第 9 表	小河内層群及びその相当層の層序区分の変遷	30
第 10 表	小河内層群から産出する放散虫化石	32
第 11 表	小仏・相模湖両層群及びこれらの相当層の層序区分の変遷	38
第 12 表	四万十累層群の砂岩の平均フレームワークモード, 平均基質量及び各種値の平均	46
第 13 表	五日市盆地新第三系の層序区分の変遷	51
第 14 表	秋川層から産出する有孔虫及び軟体動物化石	58
付図	化石産出地点図	70-71

## 五日市地域の地質

酒井 彰\*

五日市地域の野外調査は、昭和50年から昭和58年にかけて実施された。

本研究の現地調査に当たっては、八王子実践高校の樽良平氏に種々の便宜を図っていただいた。また水哉荘故長井義一氏には山の状況などに関し御教示いただいた。以上の方々に対し謝意を表す。

砂岩組成に関しては寺岡易司技官、コノドントに関しては吉田尚氏(元地質部)に御教示を得た。また塩基性火山岩は牧本博技官により、深成岩及び岩脈は山田直利技官により鑑定された。

研究に使用した岩石薄片は技術部の大野正一(元技術部)・村上正(故人)・安部正治の各技官によって作成された。

### I. 地 形

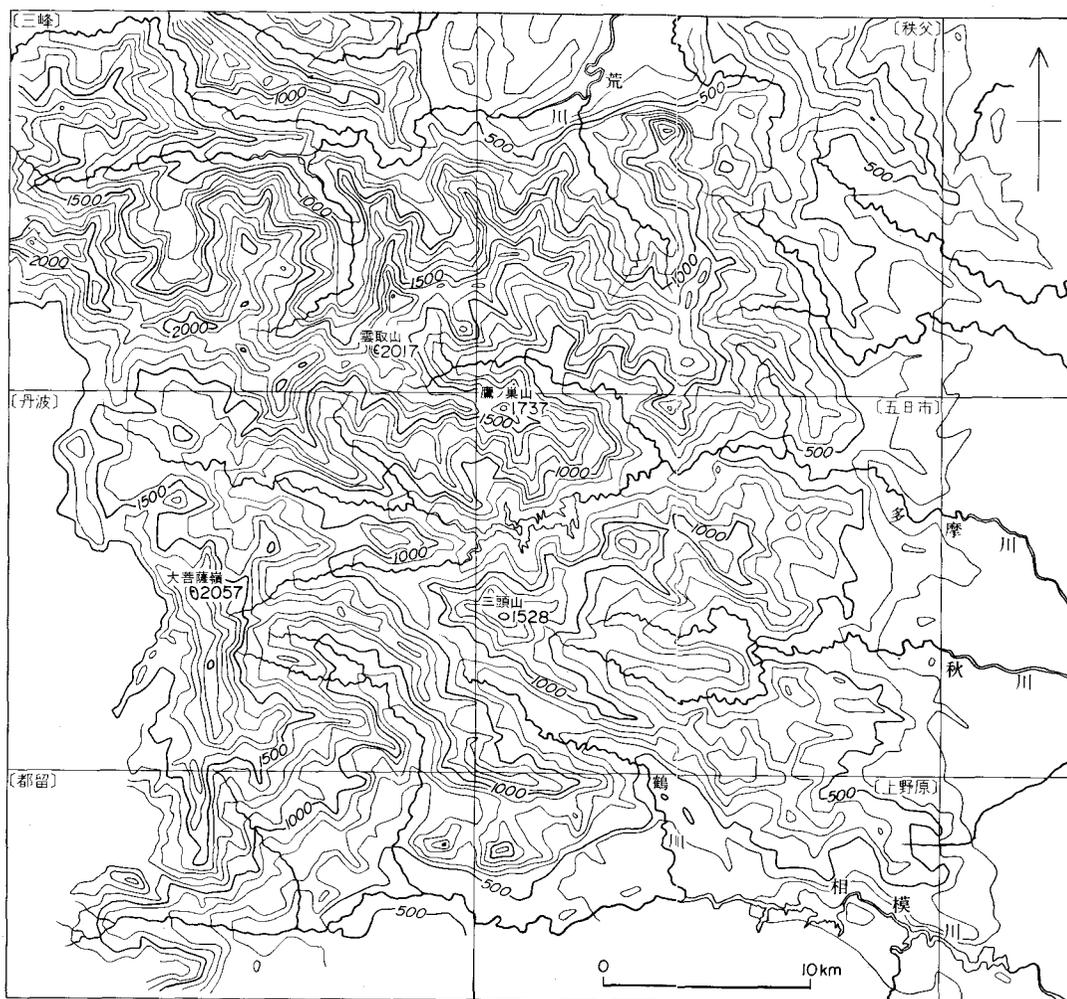
五日市地域は、北緯 $35^{\circ}40' - 35^{\circ}50'$ 、東経 $139^{\circ}0' - 139^{\circ}15'$ の範囲の、関東山地東南部に位置し、その大半は東京都青梅市、八王子市、西多摩郡日の出町、五日市町、檜原村、奥多摩町に属するが、南西部は山梨県北都留郡上野原町及び小菅村に、中央南部の狭い地域は神奈川県津久井郡藤野町に属している。

本地域の大部分は山岳地形をなす。本地域を含む関東山地中・南部地域の接峰面図を第1図に示す。本地域の最高部は、北西部の多摩川と日原川に挟まれた地域の、鷹ノ巣山(1,736.6m)を含む山稜部に当たる。この山稜部は西北西に延び、北西方の三峰地域の雲取山(2,017.7m)へと続く。そこから標高2,000m前後の尾根が西方に連なり、埼玉・山梨・長野3県の県境付近の甲武信ヶ岳周辺(標高2,500m前後)の関東山地の最高部へと続いている。

多摩川以南では、三頭山(1,527.5m)や御前山(1,405.0m)を最高部として、北西-南東方向に山稜が延びている。このような地形は本地域の西半部を占め、そこは険しい山岳地形をなし、尾根は狭く、谷は深く刻まれてV字谷をなし、壮年期前期の地形を示す。一方、本地域の東半部は標高300-900mの比較的低い山地で、関東山地東縁部の、山地から丘陵地へ移行する斜面部を形成し、壮年期の終り頃の地形を示している。

本地域の地形と地質は密接な関連を示しており、本地域西半部の北西-南東方向の山稜線は、この地域に分布する地層群の一般走向に調和的な伸びを示す。また、地層は一般に北東方向に急傾斜しているが、それを反映して、山稜の北東側斜面よりも南西側斜面の方が急傾斜となっている。秩父累帯においては、風化・浸食に対して強いチャートが山稜線に分布することが多く、またチャートと砂岩や泥岩と

\*地質部

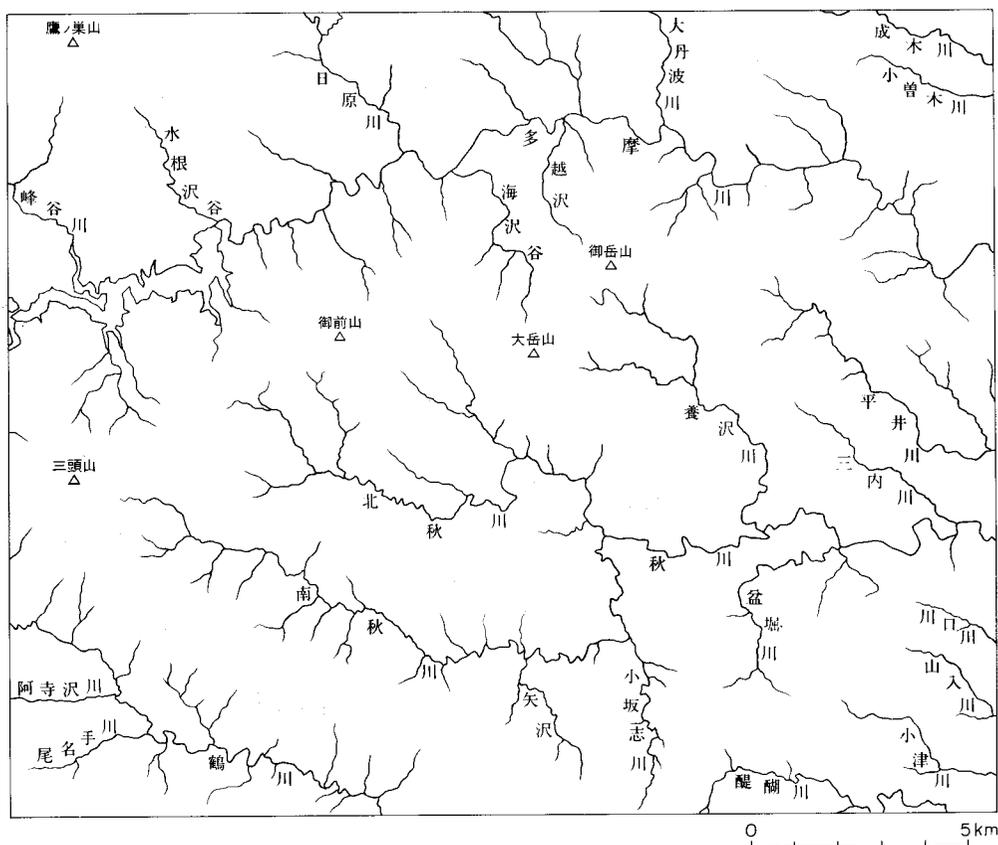


第1図 関東山地の切峰面図 (谷幅1km未満の谷を埋谷)

の境界部ではしばしば急崖を形成し、本地域中央部の大岳山のように特異な険しい山体を見せ、関東平野からも遠望されるものもある。他方、三頭山は、新第三紀中新世に貫入した石英閃緑岩とその周辺のホルンフェルスからなっており、これらの堅硬な岩石の分布が、本地域内の多摩川以南地域における最高峰を形成する原因となったと言える。

本地域を流れる主な河川は、多摩川、秋川、鶴川、平井川、醍醐川で、ほぼ西から東へ流下する。多摩川  
の主な支流としては、峰谷川、日原川、大丹波川があり、秋川は、西多摩郡檜原村本宿より上流  
で北秋川と南秋川に分かれ、また主な支流としては養沢川、盆堀川がある (第2図)。

本地域の主要な河川沿いには河岸段丘が発達しており、地域全体では5面識別できる。そのうち $T_1$ 及び $T_2$ 河岸段丘は洪積段丘で、 $T_3$  -  $T_5$ 河岸段丘は沖積段丘である。比較的良く発達している多摩川流域と秋川流域では $T_2$ から $T_5$ 河岸段丘の4面が識別され、第1河岸段丘は鶴川流域の柵原付近の両岸



第2図 五市地域の水系図

や北浅川に発達するのみである。また本地域は山岳地域であるため、現河床堆積物はあまり広く発達せず、本地域東部の主な河川の下流沿いにわずかに見られるにすぎない。

## II. 地質概要

五市地域は、北東部には秩父累帯中帯及び南帯に属する中・古生層が、北西部から南半部には四万十累帯に属する白亜系及び古第三系がいずれも北西-南東ないしは西北西-東南東方向に帯状構造をなして分布し、両者は仏像構造線で境される（第3図）。一方、新第三系は五市盆地に発達し、また第四系は主要な河川沿いにわずかに発達するにすぎない。

本地域の秩父累帯は北西-南東方向の棚沢-星竹断層たなざわ ほしたけで中帯と南帯に分けられる。中帯には二畳紀なりきの成木層、ジュラ紀の雷電山層、高水山層及び川井層が分布する。これらの地層はすべて北西方に急傾斜した逆断層で境され、主として含礫泥岩・砂岩・砂岩泥岩互層からなり、チャート・石灰岩・塩基性火山岩の異地性岩塊を含む。異地性岩塊は小礫大から最大で幅500 m、長さ3 kmに及ぶ。また本帯中には浅海相三畳系とジュラ系の分布が古くから知られていたが、分布や周囲の地層との関係から、一部の鳥



ノ巢型石灰岩<sup>1)</sup>を除き、ほかはすべて異地性の岩塊とみなした。

一方、南帯には中生代の海沢層<sup>うなぎわ</sup>、氷川層<sup>ひかわ</sup>及び御前山層の3層が分布する。これらの地層はいずれも北東方に急斜した逆断層に境され、海沢層、氷川層、御前山層の順に南西方に向かって地層の上・下限の時代が若くなる。海沢層はチャートから珪質泥岩、砂岩へと移り変わる層序ユニットの繰り返しと、一部に異地性のチャード・石灰岩塊を含む砂岩からなり、三疊紀前期からジュラ紀後期前半までの連続した層序を示す。氷川層は砂岩や砂岩泥岩互層からなる地層で、異地性と推定される鳥ノ巢石灰岩の小岩塊を含む。この地層の時代はジュラ紀中期ないし後期である。御前山層は、砂岩・泥岩及び泥質基質中に石灰岩・チャート・塩基性火山岩の異地性岩塊を含む大規模な海底地すべり堆積物（オリストストローム<sup>2)</sup>）からなる。二疊紀からジュラ紀?の石灰岩や三疊紀のチャートが知られており、また泥岩や珪質泥岩から放射虫化石を産し、その化石によれば、本層の時代はジュラ紀中期後半から白亜紀前期である。

秩父累帯の南方には、仏像構造線で境されて四万十累帯が広がり、四万十累層群が分布する。本累帯は阿寺沢断層<sup>あでらざわ</sup>を境に北帯と南帯に分けられ、前者には白亜紀の小河内層群<sup>おごうち</sup>と小仏層群<sup>こぶとけ</sup>、後者には古第三紀の相模湖層群が分布する。

小河内層群は、四万十累層群の中でも最も北に分布し、北東側は仏像構造線で秩父累帯南帯に属する御前山層と境され、五日市-川上構造線で南側の小仏層群と接する。本層群は、中山層、雲取山層、青岩谷層、鴨沢層の4層に区分される。中山層は砂岩及び含礫泥岩、雲取山層は主として千枚岩質泥岩、青岩谷層はチャート（三疊紀）、鳥ノ巢石灰岩及び塩基性火山岩などの小規模な異地性岩塊を含む海底地すべり堆積物からなる。鴨沢層は砂岩泥岩互層を主とし、石灰岩礫を含む礫岩を伴い、白亜紀前期のチャートの異地性岩塊を含む。本層群の時代は泥岩や珪質岩から産出する放射虫化石から、白亜紀のアルビアンからサントニアンとみなされる。

小仏層群は四万十累帯北帯のうち五日市-川上構造線の南側に分布し、盆堀川層<sup>こぶせ</sup>と小伏層に細分される。盆堀川層は砂岩・砂岩泥岩互層・泥岩からなり礫岩を伴う地層で、砂岩中に塩基性火山岩の異地性岩塊を含む。また、泥岩中には酸性凝灰岩や珪質泥岩を挟む。小伏層は千枚岩質泥岩を主とし、砂岩・砂岩泥岩互層を伴い、チャートや塩基性火山岩の小規模な異地性岩塊を含む。また泥岩中には酸性凝灰岩の薄層を挟む。泥岩や珪質岩から産出する放射虫化石によれば、本層群は白亜紀のアルビアンからカンパニアンにわたる時代の堆積物である。

相模湖層群は、四万十累帯南帯に属する地層群で、相模川流域以北に分布し、阿寺沢断層及び鶴川断層で北方の小仏層群と境される。本層群は権現山層と瀬戸層に区分されるが、本地域には前者のみ分布する。権現山層は砂岩・砂岩泥岩互層及び泥岩からなり、砂岩中に礫岩を伴う。岩相は盆堀川層に類似するが、泥岩中に酸性凝灰岩や珪質泥岩を挟まないこと及び砂岩組成の違い、産出する化石の違いにより区別できる。本地域外の神奈川県津久井郡藤野町日野に分布する本層中の泥岩から産出する放射虫化石から、その時代は古第三紀とみなされる。

1) いわゆる鳥ノ巢型化石を含む黒色の石灰岩で、以後鳥ノ巢石灰岩と略記する。

2) 海底地すべり堆積物とは、泥質基質中に砂岩・泥岩などの同堆積盆起源の礫や岩塊、また異地性の石灰岩・チャート・塩基性火山岩類などの礫や岩塊を含む堆積物をいう。以後オリストストロームと同義語として取り扱う。

本地域の東部，五日市盆地には新第三紀中新世の五日市町層群が分布する．本層群は下位から秋川層と網代層に区分される．秋川層は幸神礫岩部層，小庄泥岩部層，羽生凝灰岩部層，館谷泥岩部層，高尾凝灰岩部層，伊奈砂岩部層及び横沢砂岩泥岩部層の7部層に細分される．これらの地層は南東側に開いた盆状構造をなして分布する．その上に傾斜不整合で角礫質の礫岩及び砂岩からなる網代層が重なる．

本地域の第四系は河岸段丘堆積物と現河床堆積物である．前者は主要な河川沿いに発達しており，5つに区分される．そのうちのT<sub>1</sub>及びT<sub>2</sub>河岸段丘堆積物はローム層を伴う更新世の河岸段丘堆積物で，ほかは完新世の河岸段丘堆積物である．現河床堆積物は主要河川の下流部にわずかに分布し，砂及び礫からなる．

本地域の古第三紀以前の地層群の地質構造は，主要な断層に切られて，北西-南東ないしは西北西-東南東方向の帯状構造を特徴とする．地層の一般走向及び傾斜は，秩父累帯においてはほぼ北西-南東走向で，北東へ50°以上で急斜する．一方，四万十累帯においては，北西-南東ないしは西北西-東南東走向で，北東へ60°以上で急斜しているが，一部に40°前後の比較的緩い傾斜の地域や南西傾斜を示す地

第1表 地質総括表

地質構造区分		秩父累帯		四万十累帯		
		中帯	南帯	北帯	南帯	
地質時代	第四紀	現河床堆積物				
	完新世	河岸段丘堆積物				
	更新世					
	新第三紀					
新生代	鮮新世	五日市町層群 網代層 秋川層				
	中新世					
古第三紀		相模湖層群				
中生代	白亜紀	マーストリヒチアン	小河内層群 小仏層群			
		カンパニアン				
		サントニアン				
		コニアシアン				
		チューロニアン				
		セノマニアン				
	侏羅紀	アルビアン	川井層 海沢層 氷川層 御前山層			
		アプチアン				
		バレミアン				
		オーテリビアン				
		バランギニアン				
		ペリアシアン				
古生代	ジュラ紀	後期	雷電山層 高水山層			
	中期					
	前期					
	三疊紀	後期				
	中期	成木層				
	前期					
古生代	二疊紀					

— — — 断層

域もみられる。主要な断層は、秩父累帯と四万十累帯を境する仏像構造線、秩父累帯の南帯と中帯を境する棚沢-星竹断層、四万十累帯を北帯と南帯に分ける阿寺沢断層である。また、各帯の中を区分する断層としては、秩父累帯南帯を細分する倉沢断層、四万十累帯北帯を更に細分する五日市-川上構造線がある。これらの断層は、いずれも大規模な変位を伴っているが、仏像構造線の一部を除き、露頭では低角の衝上断層ではなく高角で北東に傾斜した逆断層である。これらの主要な縦走断層に斜交して、北北西-南南東方向に小河内-生藤山断層と名栗断層が走る。これらの断層は中新世以降に関東山地をブロック化した一連の断層に属すると考えられる。更に、主要な断層にわずかに斜交して鶴川断層が発達する。この断層は顕著な破碎帯を伴い、かつ明瞭な断層地形を示しており、右横ずれ断層といわれている。一時、活断層と考えられたこともあったが、現在では更新世以前に活動したとされている。本地域の褶曲構造は、一般に北西-南東ないし西北西-東南東方向で北東に急斜した軸を持つ波長1,000m規模の同斜褶曲ないしはほぼ直立した軸を持ちわずかに翼の開いた褶曲である、特に四万十累帯の砂岩泥岩互層卓越部では波長100mと1,000m規模の同斜褶曲が認められる。

以上に述べた本地域の地質を総括して第1表に示す。

### III. 秩父累帯の中・古生界

#### III. 1 研究史

関東山地の秩父累帯については、鈴木(1888)の20万分の1地質図幅「東京」の先駆的研究がある。これにより、秩父古生層と小仏古生層が初めて区分された。なお、その境界は五日市-川上構造線にほぼ一致する。本地域の秩父累帯の地質は、藤本治義による一連の研究(藤本, 1925, 1926b, 1931, 1932 a, b, 1933, 1938, 1939, 1949, 1951; HUZIMOTO, 1936a, b)で、その大要が明らかにされた。またこの時期には畠山(1933)による石炭層の報告や、小林(1939)の紡錘虫及び小林ほか(1943)の地質構造の研究もある。1950年以降、SAKAGAMI(1955)、SAKAGAMI and OMATA(1957)、坂上(1958)、高岡(1953, 1954, 1959)など、主に紡錘虫化石に基づく生層序及び古生物学的研究が行われ、石炭紀後期から二畳紀にわたる地層が本地域の大半を占めていると考えられた。

また、藤本(1926a)が日の出町岩井から三畳紀の*Monotis*を報告して以来、この地域の浅海相三畳系は「岩井の三畳系」として知られ、清水(1932)、張(1939)、工藤(1946)、ICHIKAWA(1951)、SAKAGAMI(1955)、KUMMEL and SAKAGAMI(1960)などの研究があり、最近では小沢・小林(1985)の研究がある。本地域には岩井のほか、青梅市石神の三畳系(高木, 1944; 小沢, 1975)、立ヶ谷の三畳系(小沢ほか, 1965; OZAWA and HAYAMI, 1969; 小沢, 1975)が報告されている。

本地域の鳥ノ巣石灰岩を含むいわゆる浅海相ジュラ系については、YABE and TOYAMA(1927)の研究を始めとして、藤本(1938, 1939)などの研究があり、藤本・鈴木(1968)、猪郷ほか(1980)に鳥ノ巣石灰岩の分布と産出が詳細に報告されている。

1970年代になると、それまで化石に之しいとされた地域の石灰岩やチャート、珪質頁岩からコノドント化石が報告された(小池, 1979; 小池ほか, 1970, 1979, 1980; KOIKE *et al.*, 1971; 猪郷久義,

1972; 猪郷久治, 1978; 小沢, 1975). また, 石灰岩から石炭紀前期末又は後期初めのコノドント化石 (IGO and KOBAYASHI, 1974)・腹足類化石 (SAKAGAMI, 1973)・腕足類化石 (YANAGIDA, 1973)・サンゴ化石 (YAMAGIWA, 1977) が報告された. これらの化石から, 本地域には下部石炭系-三畳系が分布するとされ, 中でも三畳系が広く分布するとみなされるようになった. コノドント化石による層序の再編については, 猪郷ほか (1980) にまとめられている.

1980年代に入って, 泥質岩や珪質岩など一般に広く分布する岩石から放散虫化石が報告されるようになった (指田ほか, 1982a; SASHIDA *et al.*, 1982b, 1984, 1986; 大和田・坂, 1982; 三好ほか, 1983, 大和田ほか, 1984; 遠西・指田, 1984; 高島, 1983; 高島・小池, 1984). また, 同時に高島・小池 (1982), 斉藤 (1984), FURUKUBO *et al.* (1985), SASHIDA (1985, 1986), 指田 (1986) によって, チャートから産出する放散虫の古生物学的な研究も公表されている. 本地域の秩父累帯の泥岩や珪質泥岩から産出する放散虫化石の示す時代は, 二畳紀から白亜紀前期にわたるが, 特にジュラ紀が大部分を占める. また, 秩父累帯南帯の地層群は南縁部に向かってジュラ紀中期から白亜紀前期へと時代が若くなる (大和田ほか, 1984; 高島・小池, 1984; 遠西・指田, 1984; 小沢・小林, 1985). その結果, かつて秩父古生層と呼ばれた“地向斜堆積物”は, 二畳紀から白亜紀前期の堆積物であり, しかもその主体はジュラ紀の堆積物であると考えられるようになってきた. また, 石炭紀前期から三畳紀の紡錘虫・コノドントを含む石灰岩やチャートの異地性岩塊を含む大規模な海底地すべり堆積物の存在が明らかになり, その層相の特徴やその時代によって地層区分がなされている (HISADA, 1983; 久田, 1984; 高島・小池, 1984; 小沢・小林, 1985). 高島・小池 (1984) は本地域内の御前山-五日市地域の研究を公表し, コノドントや放散虫化石に基づいて, ジュラ紀から白亜紀にかけて形成された海底地すべり堆積物が広く分布すること, 大規模な衝上断層が発達することなどを明らかにした. そして, 海沢層においては堆積相が時代とともに遠洋性のもから陸源性のものに移り変わることで, 同一の岩相を地帯間で比べると南西側ほどその時代が若くなるとし, 四国や九州の秩父累帯との類似性について議論した. また松岡・大和田 (1985) も放散虫化石の検討から, 同様の議論を行っている. 小沢・小林 (1985) 及び小沢ほか (1985) は, 本地域から秩父地域にかけての秩父累帯の地層群を三つの層群に区分し, その中に島弧もしくは小大陸片とみなされる現地性の地層群が存在するとした. また, ほぼ水平な衝上断層による大規模なバイルナップ構造を示すなど, これまでと大きく異なる見解を示している.

一方, 秩父累帯の地質構造区分については, 秩父盆地以西では北帯と中帯に分けられたが (大久保・堀口, 1969), 秩父盆地以东においては, その区分はあいまいであった. 猪郷ほか (1980) は, 秩父盆地以东の関東山地の秩父累帯を北帯・中帯・南帯に三分したが, その境界は不明の部分が多いとしている. 最近, 高島・小池 (1984) 及び小沢・小林 (1985) は五日市地域において, 中帯と南帯を区分し, 地質図に示している.

紀伊半島や四国では, 秩父累帯中帯は黒瀬川構造帯を構成する地層又は岩石によって特徴づけられるが, 関東山地の秩父累帯には黒瀬川構造帯を構成する地層又は岩石は存在しない. したがって本報告では, 中帯は主として海底地すべり堆積物からなり, 地層の時代が極性を示さない地帯と定義する. 一方, 南帯は主として砂岩及びチャートからなり, 外縁部にはチャート・石灰岩及び塩基性火山岩で特徴づけられる地層が分布し, 地層の時代が帯の内から外に向かって若くなる地帯である.

### III. 2 秩父累帯中帯

本帯には、二畳紀の成木層及びジュラ紀の雷電山層、高水山層、川井層が分布する。これらの地層はいずれも北西-南東方向で北東方に急斜した逆断層で境される。本帯の各層から産出する化石を第2・3・4表に、産出地点を付図に示す。

#### III. 2. 1 成木層 (Nr, ch, ls, b)

小沢 (1975) の命名による。本報告では、小沢・小林 (1985) の成木層を再定義して使用する。本層は小曾木川北方に分布し、含礫泥岩及び砂岩からなる。含礫泥岩は淘汰の悪いシルト質泥岩で、本層の見かけ上の下部に良く発達する。砂岩は灰色-緑灰色の細-中粒砂岩で、また単層の厚さが5-20 cm 規模の砂岩泥岩互層の部分もあり、見かけ上上部に当たる、滝成から下流の成木川流域に分布する。含礫泥岩に含まれる礫や岩塊としては、灰色-青灰色で細-中粒砂岩が最も多いが、場所により、大部分が石灰岩と塩基性火由岩、又は塩基性火山岩を主とする場合もある。また、大指付近おおさすに分布する含礫泥岩には赤色や緑色のチャートが含まれる。含礫泥岩に含まれるこれらの岩石は、一般に径数10 cm 以下の大きさであるが、青梅鉦山付近には巨大な石灰岩塊があり、また、滝成の採石場でも径5 m 程度の石灰岩塊が見られる。また砂岩の岩塊の中には層理が乱されたものもある (第4図)。石灰岩からは、



第4図 成木層のスランブ褶曲を示す砂岩泥岩薄互層 (成木川)





*Neoschwagerina margaritae*, *Yabeina globosa*, *Y. aff. columbiana* などの二畳紀中期後半の紡錘虫化石（第4表・付図，地点C 121），泥岩からは *Pseudoalibaillella* spp. が産出し（第2表・付図，地点C 1），本層の時代は二畳紀中期の後半とされている（小沢・小林，1985）．成木層の分布は本地域の北方に連続するため，その北限は確認されていないが，本地域内の成木層の層厚は約1,300 mである．

### III. 2. 2 雷電山層（R, Rcg, ch, Is）

藤本（1932）によって命名された．本報告では小沢（1975）の北小曾木層・雷電山層，立ヶ谷層，二俣尾層及び石神層を一括して雷電山層と再定義する．本層と北側の成木層とは北西-南東走向で北に急斜した高角の逆断層で境される．本層は主に砂岩からなり含礫泥岩を伴う．また数層準に礫岩を挟む．砂岩は見かけ上の下部では青灰色-灰色，上部では灰色-緑灰色を呈する中-極粗粒の塊状砂岩である．含礫泥岩は小曾木川の中流域に分布し，黒色泥質チャート，灰色細-中粒砂岩及び塩基性火山岩の細-巨礫を含む．含礫泥岩や礫岩中には含紡錘虫石灰岩の岩塊や礫が特徴的に含まれる．石灰岩礫を含む礫岩は，小曾木川中流付近に見られ（第5図），その走向方向の延長上には径数 m 以上の黒色の泥質チャートの岩塊が分布する．

小沢・小林（1985）はこれらの紡錘虫石灰岩を含む地層を現地性堆積物とみなし，島弧ないしは小大陸片の付加したものとした．しかし，筆者の調査によれば，これらの石灰岩は礫岩中又は含礫泥岩中の礫又は岩塊であり，大きさも大小様々であることや，産出する紡錘虫化石の示す時代と産出順序が一致



第5図 石灰岩礫を含む雷電山層の礫岩（北小曾木川）



しないことなどから、筆者はこれらの石灰岩を異地性の礫ないしは岩塊とみなした。

また、立ヶ谷付近には、小沢（1975）が立ヶ谷層と呼んだ、黒色の石灰質細-中粒砂岩や黒色泥岩、暗灰色石灰岩からなる浅海相三疊系が分布する。石灰岩及び石灰質砂岩からは *Oxytoma mojsisovicsi* (TELLER), *Pseudolima naumanii* (KOBAYASHI and ICHIKAWA) 等の二枚貝化石が多産する。これらの化石から、この地層の時代は三疊紀カーニアンとされた（小沢，1975）。しかし、この地層は雷電山層の一般的な岩相と異なり、全体的に石灰質であるのが特徴である。この地層は幅数 10 m、走向方向に約 300 m にわたり分布し、その延長方向には含礫泥岩が分布し、二疊紀石灰岩の異地性岩塊が含まれる。以上のことから、この地層は雷電山層に含まれる巨大な異地性岩塊であるとみなした。また、国鉄青梅線石神前駅の東南方約 150 m の線路沿いに三疊紀カーニアン of *Monotis ochotica* が 1 個体産出した砂岩が分布する（高木，1944）。この砂岩は雷電山層の砂岩と同様の組成を示し、日の出町岩井の「含 *Monotis* 層」の石灰質砂岩や立ヶ谷層の石灰質砂岩とも異なる。石神前で *Monotis* 化石の産状の詳細は不明であるが、*Monotis* を産した地層が比較的小さな岩塊か、又は化石そのものが誘導化石である可能性が高い。

雷電山層からは上記の化石のほか、含礫泥岩や礫岩中の石灰岩礫や異地性の石灰岩塊から石炭紀後期から二疊紀中期の紡錘虫化石が報告されているのみで（第 4 表）、泥岩中からの放散虫化石の報告はない。したがって本層の時代を直接示す証拠はないが、上部三疊系の巨大岩塊を含むこと及び二疊紀中期の成木層とジュラ紀中期前半の川井層との間に断層で挟まれて分布することなどから、本報告ではジュラ紀前期としておく。

本層は一部に褶曲構造が認められるが、全体の構造は不明である。本層が北方上位の同斜構造をなすとすると、その層厚は 2,500 m を超える。

### III. 2. 3 高水山層 (Tm, ch)

小沢（1975）の命名による。本層は岩茸石山から高水山以北の成木川上流にかけての地域に発達し、灰色-黒色の層状チャート、含礫泥岩及び塩基性火山岩からなる。含礫泥岩には、砂岩のレンズ状礫を多量に含むものや、チャート・塩基性火山岩の礫を含むものがある。小沢・小林（1985）は本層を下底が水平な衝上断層によって切られたナップとしているが、分布状況から見ると、このような衝上断層は想定できず、南側の川井層との境界は、北に約 60° 傾斜した逆断層であると考えられる。小沢・小林（1985）は、北隣の秩父地域、成木川最上流の黒山東方に分布する黒色泥岩から、*Hsuum* sp. B 群集に特徴的な放散虫化石を見だし、本層の時代を、ジュラ紀前期の後半とみなした（第 2 表・付図、地点 C 2）。本層の全層厚は本層の北縁を確認していないので分からないが、成木川までで 1,000 m を超える。

### III. 2. 4 川井層 (Kw, ch, ls, b)

大和田・坂（1982）の川井層を再定義して使用する。本層は名栗断層以西では、北側の高水山層と西北西-東南東走向で北に急斜した逆断層で境され、名栗断層以东では北側の雷電山層と北東傾斜の逆断層で接し、南西側は棚沢-星竹断層で南帯の海沢層と境される。すなわち、本層の分布は、棚沢-星竹断層以东で、名栗断層以西の地域及び名栗断層以东では雷電山層の南側の多摩川以南の地域である。本層

は主に含礫泥岩・砂岩泥岩互層及び砂岩からなり、チャート・石灰岩の異地性岩塊を含む。本層の層厚は2,500 m 以上である。含礫泥岩は一般に礫の大部分が砂岩からなるもの（第6図）が多いが、名栗断層以東の多摩川付近では、石灰岩の巨大岩塊を含むもの（第7図）や、石灰岩の小岩塊を含む塩基性火山岩の岩塊を含むもの（第8図）がある。これらの異地性岩塊の規模は、大きいチャートの岩塊で、厚さ100-200 m、長さ3 km 程度である。また石灰岩の異地性岩塊は勝峰山<sup>かつぼやま</sup>の巨大岩塊を除き小規模である。また、五日市町の深沢から南沢、樽にかけてや、神谷、星竹付近には鳥ノ巢石灰岩が分布する。深沢から南沢、樽にかけての石灰岩は比較的連続するが、神谷から星竹にかけての岩塊は小さく、層準も異なることから、後者は異地性岩塊と推定される。本層中にはわずかに塩基性火山岩が挟まれるが、枕状溶岩は養沢川支流養沢鐘乳洞の沢で見られるのみで、本地域では極めてまれである（第9図）。

石灰岩には、三沢の巻貝・コノドント・腕足貝・サンゴなどの化石を含む石炭紀のビゼアン後期又はナムリアン前期のもの（SAKAGAMI, 1973 ; YANAGIDA, 1973 ; IGO and KOBAYASHI, 1974 ; YAMAGIWA, 1977）や、二疊紀紡錘虫を含むもの（第4表・付図、地点C 122-140）がある。また、塩基性火山岩を基質とする石灰岩<sup>かんよう</sup>礫岩が、宝沢・養沢上流・肝要付近及び玉の内北方に分布し、石炭紀後期から二疊紀の紡錘虫化石を産する（第4表・付図、地点C 141-143）。

大和田・坂（1982）、三好ほか（1983）、高島・小池（1984）は、本層からジュラ紀中期の *Unuma echinatus* 群集に属する放散虫化石を報告している。また、小沢・小林（1985）は沢井-軍畑北方山腹の珪質泥岩及び黒色泥岩から産出した放散虫化石を、*Hsuum* sp. B 群集から *Unuma echinatus* 群集に移行する群集に特徴的なものとしている（第2表・付図、地点C 3-5）。これらはジュラ紀前期後半ないし中期の前半を指示する。高島・小池（1984）は、樽北方の南沢の鳥ノ巢石灰岩が泥岩中に層状に挟まれて分布することから、現地性堆積物とみなしている。また南沢の鳥ノ巢石灰岩の近くの黒色泥岩からジュラ紀後期を示す放散虫群集を報告している（第2表・付図、地点C 34）。このように、鳥ノ巢石灰岩がジュラ紀後期を指示しかつ現地性だとすれば、本層はジュラ紀前期の後半から後期にかけて堆積したことになる。

高島・小池（1984）は川井層を岩相の違いにより、三ッ沢層と深沢層に分け、両層は構造的に重なるとした。確かに、平井川・三内川や養沢川上流では両層に対応するように含礫泥岩の卓越部と砂岩泥岩互層の卓越部を区別できるが、それらは北方に向かって含礫泥岩が薄化し、替わって砂岩や砂岩泥岩互層が優勢になり、北西方の梅沢から大塚山にかけての地域では砂岩及び砂岩泥岩互層が優勢となり、両層の境界が識別困難になる。したがって、本報告では川井層に一括した。また梅沢-大塚山地域では、波長1,000 m 程度の同斜褶曲が認められるが、南東方に向かってチャートの異地性岩塊を多く含むようになると、褶曲構造が良く分からなくなる。

### 岩井の三畳系

川井層中には古くから「岩井の三畳系」として知られる、三疊紀の二枚貝やアンモナイトなどの化石を多産する巨大な異地性岩塊が含まれる。この浅海相三畳系は比較的広い分布域を有し、かつその時代も三疊紀前期から後期にわたる地層である。藤本（1926 a）が初めて報告して以来研究も多く、清水（1932）、張（1939）、工藤（1946）、ICHIKAWA（1951）、市川・工藤（1951）、SAKAGAMI（1955）、KUMMEL and SAKAGAMI（1960）などの研究がある。この地層は一般に露出が悪く、今回の調査は十



第6図 砂岩塊を含む川井層の含礫泥岩（多摩川下流）



第7図 川井層の含礫泥岩中に含まれる巨大な石灰岩塊（青梅市口向和田一丁目の採石場）



第8図 川井層に見られる不規則な形態の石灰岩塊を含む塩基性火山岩  
(多摩川下流) 白色部が石灰岩塊



第9図 川井層中にごくまれに見られる枕状溶岩(養沢鍾乳洞の沢)

分に行えなかった。したがって、本報告では、市川・工藤（1951）の記載を引用する。

市川・工藤（1951）はこの三畳系を下位から岩井層、*Halobia* 層、含 *Monotis* 層、新井層の4層に区分した（第10図）。

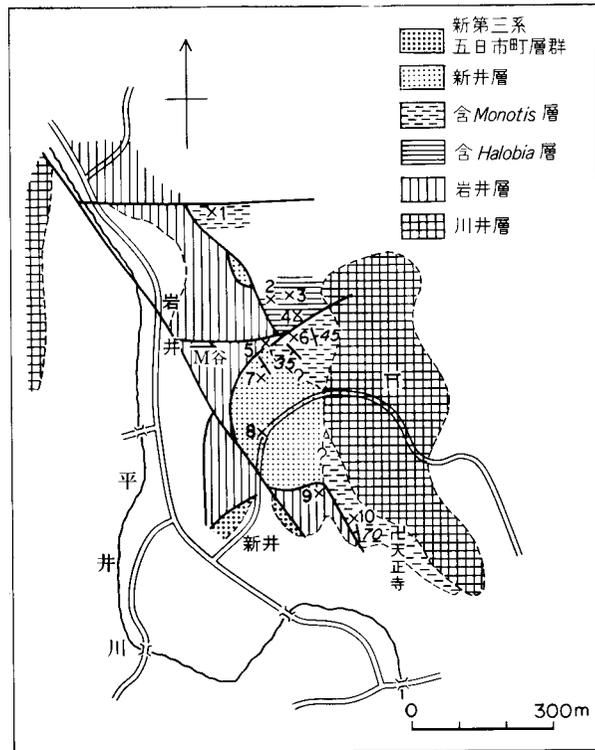
「岩井層」は SAKAGAMI（1955）によって詳細な研究がなされ、産出したアンモナイトは KUMMEL and SAKAGAMI（1960）によって再検討された。本層は下位から黒色ないし青色砂岩（厚さ 40 m 以上）、頁岩（厚さ約 10 m）、砂岩（厚さ約 10 m）及び黒色頁岩（厚さ約 25 m）という層序を示す。化石は最上部の黒色頁岩層の2層準のみから産出し、そのうち下部の層準は、長さ 50 cm 以下、厚さ 15 cm 以下の不純な黒色石灰岩レンズ、上部の層準は泥灰岩レンズである。産出したアンモ

ナイトは *Dieneroceras iwaiense* (SAKAGAMI), *D. sp.*, *Owenites shimizui* (SAKAGAMI), *Paranannites sp.*, *Aspenites sp.*, *Juvenites sp.* などで、下部三畳系スキティアン中部の *Meekoceras* 帯に対比された。

「含 *Halobia* 層」は、見かけ上の下位から白色珪質砂岩、礫岩、黒色砂質頁岩、黒色頁岩と重なる。中部層準の黒色砂質頁岩から、*Halobia molukkana* WANNER, *H. cf. austriaca* MOJSISOVICS, *H. sp.*, *Palaeoneilo spp.*, *Trigonucula sakawana tokombensis* ICHIKAWA などが産出し、上部三畳系のカーニアンに対比された。

「含 *Monotis* 層」は、背斜西南翼では暗灰色ないし帯緑暗灰色中粒砂岩を主とし、黒色砂質頁岩、雲母質砂質頁岩を挟み、*Monotis* を豊富に産する。一方、東北翼では、塊状暗黒色砂岩中に黒色砂質頁岩を挟み、一部では互層となり、また角礫岩、礫質砂岩を含む。*Monotis* はまれにしか産しない。本層からは、*Monotis iwaiensis* ICHIKAWA, *M. Ochotica* (KEYSERLING), *M. ochotica* var. *densistriata* (TELLER), *M. ochotica* var. *eurachis* (TELLER), *M. ambigua* (TELLER), *M. pachypleura* (TELLER), *M. zabaikalica* (KIPARISOVA), *M. zabaikalica* var. *intermedia* (KOBAYASHI & ICHIKAWA) が産出し、三畳紀後期のノーリアンに対比された。

「新井層」は、青色砂岩を主とし、やや石灰質な部分があり、不純な石灰岩を伴う。また部分により



第10図 口の出町岩井付近の地質図(市川・工藤, 1951による)

礫質で、斜交葉理が発達する。砂岩中から *Angustella* sp. や *Myophoria* sp. 等の化石を産し、三畳紀中-後期に対比された。

地層の露出状況が悪いため、これら4層の層序関係は良く分かっていない。

最近、KOIKE *et al.* (1985) は市川・工藤 (1951) の「岩井層」の石灰岩から *Furnishius priseratus* CLARK, *Elisonia triassica* MÜLLER, *Neospathodus waageni* SWEET などの三畳紀前期スミシアンのコノドントを報告している (第3表・付図, 地点C72)。また、小沢・小林 (1985) は三畳系の下位に最上部二畳系を発見し、三畳系が不整合関係で累重するとしている。本報告では、このような不整合を確認していないこと、川井層がジュラ紀中期前半からジュラ紀後期の地層であること及び三畳系の走向延長には含礫泥岩が分布することなどから、「岩井の三畳系」を巨大な異地性岩塊とみなした。

### III. 3 秩父累帯南帯

本帯は棚沢-星竹断層以西で南西縁を仏像構造線で限られる地帯で、北東側から海沢層、氷川層及び御前山層が北西-南東方向に帯状に分布する。本帯の各層から産出する化石を第5・6・7表に、産出地点を付図に示す。

#### III. 3. 1 海沢層 (Un, ch, ls)

藤本 (1939) の命名による。高島・小池 (1984) により再定義された。その北方延長は久田 (1984) の浦山層上部に連続する。本層は倉沢断層 (木村, 1983) で南西側の氷川層と境され、北東側の川井層とは棚沢-星竹断層で接する。本層は主に砂岩・砂岩泥岩互層・チャートからなり、石灰岩・塩基性火山岩・含礫泥岩を伴う。高島・小池 (1984) によると、本層の層厚は400-800 m である。

本層の特徴は、層状珪質泥岩に始まり、チャート・珪質泥岩・砂岩ないしは砂岩泥岩互層と積み重なる一連の層序ユニットが認められることである。砂岩は灰色の塊状砂岩で、泥岩やチャートの角礫を含むことがある。砂岩泥岩互層は奥多摩町日向付近や越沢流域などに良く発達する。チャートは下位の砂岩と数10 cm 程度の破碎帯を介して接する場合が多いが、破碎帯を伴わずに砂岩とチャートが両者の層理面に調和的に接する場合 (第11図) や、砂岩とチャートの堆積構造が不調和でかつ破碎帯を伴わないで接する場合 (第12図) がある。また岩塊であることが地形的に明瞭に識別できるチャートもある (第13図)。

本層に含まれる石灰岩は、ほとんどが含紡錘虫石灰岩 (第7表・付図, 地点C 153-158) で、二つのタイプが区別できる。一つは、二畳紀の紡錘虫を含む灰白色塊状石灰岩で、高明山から三ッ合沢・大岳沢・高岩山を通るチャートの見かけ上の下位の砂岩中に、わずかに塩基性火山岩を伴って挟まれる。一方、石炭紀の紡錘虫を含む石灰岩は海沢の東方山腹の砂岩泥岩互層中に岩塊として含まれ、両者の産状は明らかに異なる。

高島・小池 (1984) は、本層が下位からチャート、珪質泥岩、砂岩からなる地層で衝上断層で6回繰り返すとした。そして、チャートから産する化石のうち最も古い時代を示すのは *Nrospathodus* cf. *homeri* (BENDER) を含むコノドント群集で、三畳紀前期スパシアンを指示するとした (第6表・付図,



第6表 秩父累帯南帯の各層から産出するコノドント化石

	本 報 告 (酒 井, 1987)																								
	海 沢 層					御 前 山 層					御 前 山 層														
	高 島 ・ 小 池 (1984)					小 池 ほか (1979)					小 池 ほか (1980)														
	584	604	609	675	732	736	741	749	750	1009	1316	1364	1423	181	689	729	114	114	122	133	144	153	154	155	
<i>Epigondolella abneptis</i> (HUCKRIEDE)																									
<i>Ep. bidentata</i> MOSHER														cf.											
<i>Ep. multidentata</i> MOSHER																									
<i>Ep. primitia</i> MOSHER																									
<i>Gladigondolella tethydis</i> (HUCKRIEDE)																									
<i>Neogondolella bulgarica</i> (BUDUROV & STEFANOV)								X	X																
<i>Ng. constricta</i> (MOSHER & CLARK)																									
<i>Ng. cf. constricta</i> (MOSHER & CLARK)																									
<i>Ng. excelsa</i> (MOSHER)																									
<i>Ng. navicula navicula</i> (HUCKRIEDE)																									
<i>Ng. navicula steinbergensis</i> (MOSHER)																									
<i>Ng. polygnathiformis</i> (BUDUROV & STEFANOV)																									
<i>Ng. sp.</i>																									
<i>Neospathodus homeri</i> (BENDER)														cf.											
<i>Chirodella dinodoides</i> (TATGE)																									
<i>Cypridodella muelleri</i> (TATGE)																									
<i>Cy. unialata</i> MOSHER																									
<i>Diplododella acroforma</i> (MOSHER & CLARK)																									
<i>Enantiognathus ziegleri</i> (DIEBEL)																									
<i>Neohindeodella aequiramosa</i> KOZUR & MOSTLER																									
<i>Nh. benderi</i> (KOZUR & MOSTLER)														cf.											
<i>Nh. suevica</i> (TATGE)																									
<i>Nh. triassica</i> (MÜLLER)																									
<i>Nh. sp.</i>																									
<i>Xantognathus saginatus</i> (TATGE)																									

第7表 秩父累帯南帯の各層から産出する紡錘虫化石

	本 報 告 (酒 井, 1987)									
	海 沢 層					御 前 山 層				
	藤 本 (1932)					酒 井 (1987)				
	白丸	海沢	高明山	L10	大盛沢	酒井	高岡	入田	酒井	高岡
<i>Kahlerina</i> sp.										
<i>Paradoxiella</i> sp.										
<i>Fusulina</i> sp.			X							
<i>Fusulinella cf. biconica</i> (HAYASAKA)			X							
<i>F. sp.</i>			X							
<i>Pseudofusulina vulgaris</i> (SCHELLWIEN)										
<i>Psf. sp.</i>			X		X					
<i>Schwagerina</i> sp.			X						X	X
<i>Biwaella(?)</i> sp.										X
<i>Parafusulina</i> sp.			X							
<i>Verbeekina verbeeki</i> (GEINITZ)									X	
<i>Pseudodoliolina ozawai</i> YABE & HANZAWA									X	
<i>Psd. pseudolepida</i> (DEPRAT)									X	
<i>Neoschwagerina simplex</i> OZAWA									X	
<i>Ns. craticulifera</i> (SCHWAGER)									X	
<i>Ns. sp.</i>			X						X	
<i>Yabeina globosa</i> (YABE)									X	
<i>Y. cf. cascadiensis</i> (ANDERSON)									X	
<i>Y. sp.</i>			X						X	



第 11 図 海沢層の砂岩とチャートの構造が調和的な堆積性接触関係を示す露頭 (大岳沢)  
ch: チャート, ss: 砂岩



第 12 図 海沢層のチャートと砂岩の構造が不調和な堆積性接触関係を示す露頭  
(鳩ノ巣付近の多摩川)



第13図 海沢層の砂岩中のチャート岩塊（越沢-大塚山尾根西方） ch：チャート

地点 S 131). また、海沢谷のチャートの最上部からは、ジュラ紀中期の前半を示す *Unuma echinatus* 群集に属す放散虫化石が報告されている（指田ほか，1983）ことから、チャートは三疊紀前期からジュラ紀中期の前半のものであるとした。また、チャートの上に重なる珪質泥岩からは、*Guexella nudata* 群集と *Gongylothorax sakawaensis*-*Stichocapsa naradaniensis* 群集に属する放散虫化石を得て、その時代をジュラ紀中期の後半から後期の前半とした。松岡・大和田（1985）は、海沢層を高知県西部、秩父累帯南帯の斗賀野層群に対比し、下位から層状珪質粘土岩層、チャート層、珪質泥岩層、粗粒碎屑岩層からなる北東上位の層序ユニットが、北東傾斜で構造的に6回繰り返す覆瓦状構造をなすとした。そして、珪質泥岩以上の岩相からの放散虫化石を検討し、6帯のうち北方の4帯から *Tricolocapsa conexa* 帯の放散虫化石を、南西方の2帯から *Stichocapsa* (?) *spiralis* 帯の放散虫化石を得て、北の4帯にはジュラ紀中期後半までの層序ユニットが、南の2帯にはジュラ紀後期前半までの層序ユニットが分布するとした。そして、松岡（1986）は、九州・四国・関東山地に分布する秩父累帯南帯の地層群が、層序・構造・地質年代などにおいて共通の特性を有するとしている。

本層は、チャートの見かけの下限に逆断層が存在し、6-7層序ユニットに区分できる。一つの層序ユニット内では北東方上位の正順層からなり、チャート、珪質泥岩、砂岩の順に積み重なっている。本層の時代は、高島・小池（1984）及び松岡・大和田（1985）によれば、三疊紀前期スパシアンからジュラ紀後期前半である。

### III. 3. 2 氷川層 (Hk, ls)

藤本 (1932) の命名による。高岡 (1953) の倉沢鳥ノ巢帯の地層、藤本 (1939) の多摩川層群氷川層、久田 (1984) の浦山層群倉沢層にはほぼ相当する。本層は奥多摩町氷川から同町檜村にかけての多摩川流域に模式的に発達し、南は赤井沢流域、白倉、千足を経て五日市町十里木付近まで露出する。久田 (1984) によれば、本層の北方延長は倉沢付近から大滝村大日向に延びる。主に砂岩や砂岩泥岩互層からなり、含礫泥岩を伴う。また一部に鳥ノ巢石灰岩、礫岩を挟む。層厚は約 3,500 m である。砂岩は黒色-暗灰色の長石質アレナイトで、細-粗粒であるが比較的粗粒砂岩が多い。砂岩泥岩互層は 20-60 cm 単位で互層し、1-2 m 単位のものもある。日原川の除ヶ野から寺地にかけて分布する砂岩泥岩互層は、ブーゲン構造を呈する。含礫泥岩は大氷川付近の日原川や川乗谷下流部などに分布し、泥岩や砂岩のレンズ状又はブロック状の礫ないし岩塊を含む。また、わずかにチャート岩塊も含む。

鳥ノ巢石灰岩は、日原川の栃久保付近や赤井沢林道及び赤井沢支流に分布する。栃久保の石灰岩は 30 × 50 m 以上の岩体で暗灰色-黒色を呈し、*Cidaris* 化石を多く含む。レンズ状岩塊の長軸は地層の一般走向と斜交し、北東-南西方向である。赤井沢の鳥ノ巢石灰岩は数 m 規模のもので、砂岩泥岩互層に挟まれる薄い黒色泥岩中に含まれる。本層中の鳥ノ巢石灰岩はその規模や形態から、現地性ではなく、異地性岩体と推定した。

礫岩は檜原村千足で見られ、径数 cm のチャート・石灰岩・砂岩の礫からなり厚さは数 m である。

久田 (1984) によれば、本層の北方延長部の珪質泥岩からジュラ紀型放散虫化石を産し、その時代はジュラ紀中-後期とされている。高島・小池 (1984) は、含礫泥岩中のチャート岩塊から三畳紀のコノドント化石 (第 6 表・付図、地点 S132) を、また泥岩からは放散虫化石 (第 5 表・付図、地点 S 68-72) を得ている。放散虫化石は産出が少なく、時代を確定できるものは得られていないが、ジュラ紀中期ないし後期のものに類似するとしている。以上のことから、本報告では氷川層の地質時代はジュラ紀中-後期としておく。

本層には波長 2-4 km 程度の褶曲が発達する。

### III. 3. 3 御前山層 (Gz, ch, ls, b)

藤本 (1939) の命名による。北方へは高岡 (1953)、久田 (1984) の日原層に連続する。本層は御前山付近を模式地とし、南東方は檜原村本宿、北方は氷川町栃寄、境を経て小菅、大沢、日原まで連続的に分布する。主として含礫泥岩・砂岩からなり、泥岩中に石灰岩・チャート・塩基性火山岩の大小様々の岩塊を含む。砂岩は後で述べるように、長石質アレナイトであるが、岩片として火山岩片を多く含むものがあり、全体に組成がばらつく。このことは、砂岩の中には現地性ばかりでなく異地性の岩塊が含まれる可能性を示唆する。

異地性岩塊としての石灰岩は、厚さ 200-400 m で 4 km 以上続くシート状岩塊で、氷川町の日原川に沿って日原から小菅にかけて分布する。この岩塊はしばしば絶壁を形成し、第 14 図のような景観をなす。また、御前山から檜原町小沢を経て本宿北方に延びる岩塊もあるが、これは厚さ 100 m 前後である。このほか、厚さ数 10-100 m 前後のレンズ状岩塊が栃寄付近や北秋川の大沢や日原川の大沢付近



第 14 図 御前山層の石灰岩の崖 (日原川)

にも分布する。石灰岩に伴って塩基性火山岩が分布するが、その中にも石灰岩の小岩塊が含まれる (第 15 図)。また、本層中には大小様々なチャートの岩塊が含まれ、その中でも神戸岩 (第 16 図) を形成するチャート岩塊が最も大きく、また、栃寄付近にもチャートが分布する。

石灰岩の大部分は黒色 - 暗灰色塊状のミクライトであるが、大きな岩体の周辺には径数 m の灰白色レンズ状のスパライト質石灰岩が分布する。

灰白色レンズ状のスパライト質石灰岩には、二畳紀の紡錘虫を含む (高岡, 1954, 1959; 久田, 1984; 第 7 表・付図, 地点 S159-162)。また、本宿の小石灰岩レンズからは三畳紀後期を示すコノドント化石 *Epigondolella abneptis* (猪郷, 1972) が、チャートから三畳紀のコノドント化石が報告されている (小池ほか, 1980; 高島・小池, 1984; 第 6 表・付図, 地点 S 133-137, S 140-142, S 144-152)。

また、珪質泥岩や黒色泥岩から、*Guexella nudata* 群集、*Gongylothorax sakawaensis-Stichocapasa naradaniensis* 群集、*Dictyomitora* sp. B-D. sp. A 群集、*Tricolocapsa* sp. O 群集に相当する放散虫化石が得られ (第 5 表)、それらはジュラ紀中期後半からジュラ紀後期後半を示すとされ、さらに珪質泥岩から白亜紀前期を示す *Pseudodictyomitra carpatica* (LOZNYIAC), *Thanarla*



第 15 図 御前山層の不規則な形の石灰岩塊 (ls) を含む緑色塩基性火山岩 (b) (北秋川)



第 16 図 御前山層の垂直な崖をなすチャート (神戸岩)

*conica* (ALIEV), *Pantaneium corriganensis* PESSAGNO などの放散虫化石が報告されている (高島・小池, 1984). 同様の白亜紀前期を示す放散虫化石群集は, 大沢西方の泥岩からも報告されている (猪郷ほか, 1984). したがって, 本層の地質時代はジュラ紀中期後半から白亜紀前期のペリアシアン-バラングニアンである.

以上述べたように, 御前山層は二畳紀から三畳紀 (一部はジュラ紀) の石灰片や三畳紀-ジュラ紀のチャート, 珪質泥岩及び砂岩が混然一体となったジュラ紀中期-白亜紀前期の泥質基質の大規模な海底地すべり堆積物である. 地質構造は正順層と逆転層が認められるので, 褶曲はしているようだがその詳細は不明である. したがって層厚も不正確であるが, 3,000 m 以上としておく.

### III. 4 砂岩組成

本地域の秩父累帯に分布する砂岩の組成を検討した. 試料は厚さ 2 m 以上の厚く成層した塊状の中-粗粒砂岩であるが, 一部, 砂岩泥岩互層中の厚さ 1 m 以上の砂岩も含む. 測定は, カリ長石を染色した薄片において, 0.5 mm 間隔で測線の幅は 0.8-1 mm で, 600-1,000 ポイント行った. なお, 深成岩片は鉍物片に分解して測定した. 試料数は, 秩父累帯中帯の成木層 (3 個), 雷電山層 (12 個), 高水山層 (2 個), 川井層 (45 個), 秩父累帯南帯の海沢層 (37 個), 氷川層 (23 個), 御前山層 (10 個) である.

秩父累帯中帯の各層の砂片の Q-F-R 図と Q-P-K 図を第 17 図に, 平均フレームワークモード, 平均基質量等を第 8 表に示す.

成木層の砂岩は測定数が 3 個と少ないが, 2 個が長石質ワッケで, 1 個は石質ワッケである. 基質量は 3 個平均で 17.4% と, 秩父累帯の砂岩中で最も多い. カリ長石に乏しく, また石英も秩父累帯の砂岩の中で最も少ないが, 岩片, 特に酸性火山岩片が多いのが特徴である. 雷電山層の砂岩は, 長石質アレナイトで, 比較的組成の集中度が良い. カリ長石を比較的多く含み, K/F は 0.19-0.44, 平均 0.35 で, 秩父累帯中帯の中では最も高い値を示す. 石英は 32.7-43.3% (平均 38.4%) で秩父累帯中帯の中では成木層に次いで少ない. また, 岩片も成木層に次いで多く, 平均 20.6% 含まれる.

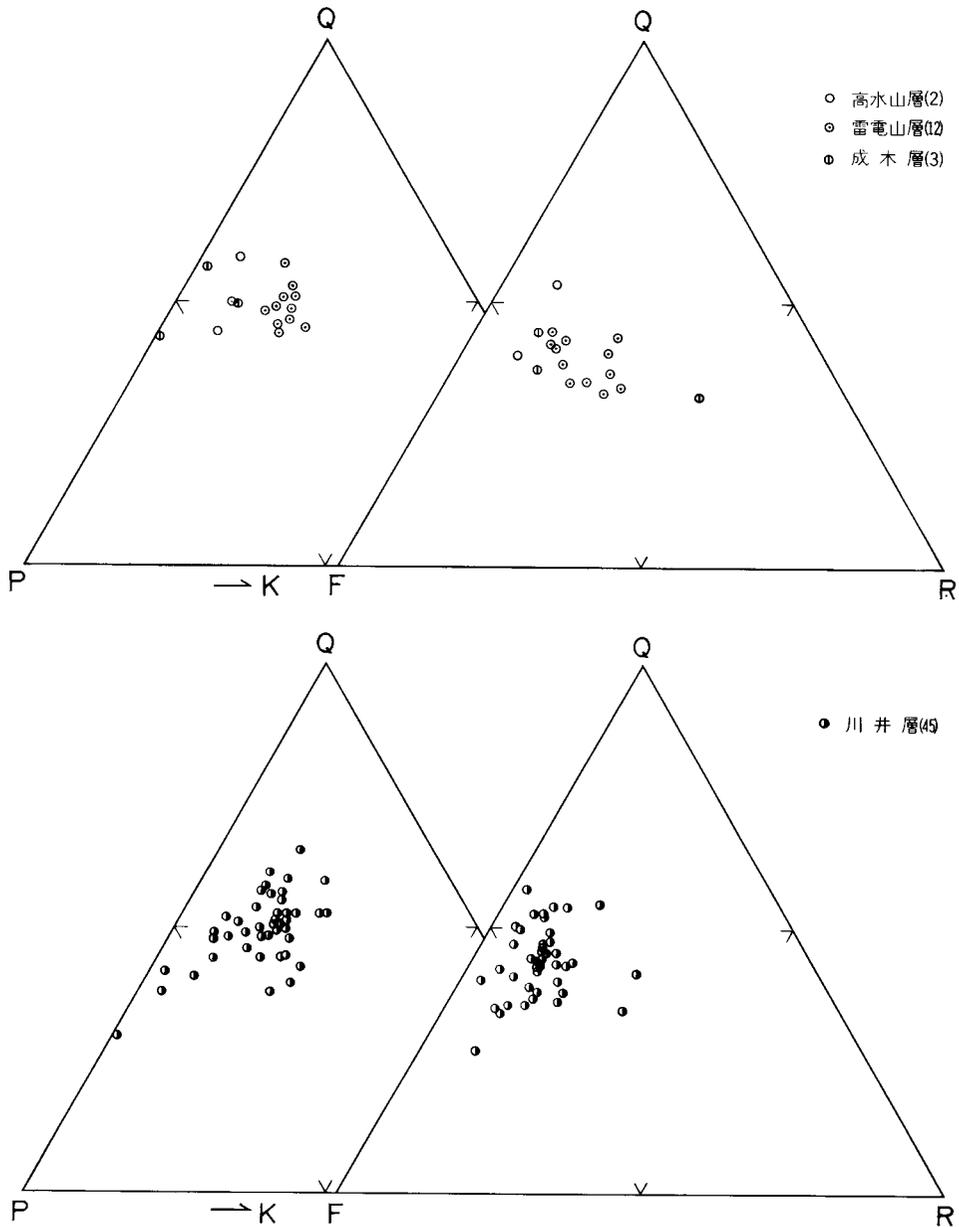
高水山層の砂岩は測定数が 2 個と少ないが, 長石質アレナイトで, 石英と長石が多く, 両者が全体の 90% を占め, また岩片は平均 9.2% と少ない.

川井層の砂岩は比較的岩片の少ない長石質アレナイトで, 一部にワッケも見られ, 組成的には比較的広い範囲に分散する (第 17 図), 岩片は 2.2-29.4% (平均 11.3%) と少なく, それに対して, 石英は 26.1-56.6% (平均 42.7%) と多い. また, 長石は 28.6-62.6% (平均 43.7%) と他の中帯の砂岩と比べ多いが, カリ長石は 0.6-22.3% (平均 12.8%) と雷電山層に次いで多く, K/F は平均 0.30 である.

秩父累帯南帯の各層ごとの Q-F-R 図及び Q-P-K 図を第 18 図に, 平均フレームワークモード, 平均基質量等を第 8 表に示す. 海沢層の砂岩は長石質アレナイトで, 基質は平均 11.4% しか含まれない. 中帯の砂岩と比べると, 石英と長石が多く, それぞれ 25.6-62.1% (平均 48.6%) と 29.3-51.3% (平均 42.4%) であり, またカリ長石は 5.6-25.9% (平均 17.2%) で, K/F 値は, 本地域の秩父累帯中で最も高く, 平均 0.41 である. 逆に岩片は秩父累帯中で最も少なく, 平均 6.8% 含まれるにすぎない.

これは他層の砂岩と比べ、火山岩片が少ない（平均4.2%）ことに起因している。

氷川層の砂岩は、淘汰が悪く、また一露頭で細-極粗粒まで粒度が不規則に変化することがある。23試料のうちワッケ8個、アレナイト15個で、基質量の平均は13.5%で、海沢層のものに比べ少し多くなる。Q-F-R図（第18図）で見られるように、長石質から石質までの比較的広い組成範囲をもつが、長石質アレナイトが大部分を占める。石英は海沢層の砂岩と比べやや減少し、25.7-61.9%（平均47.0

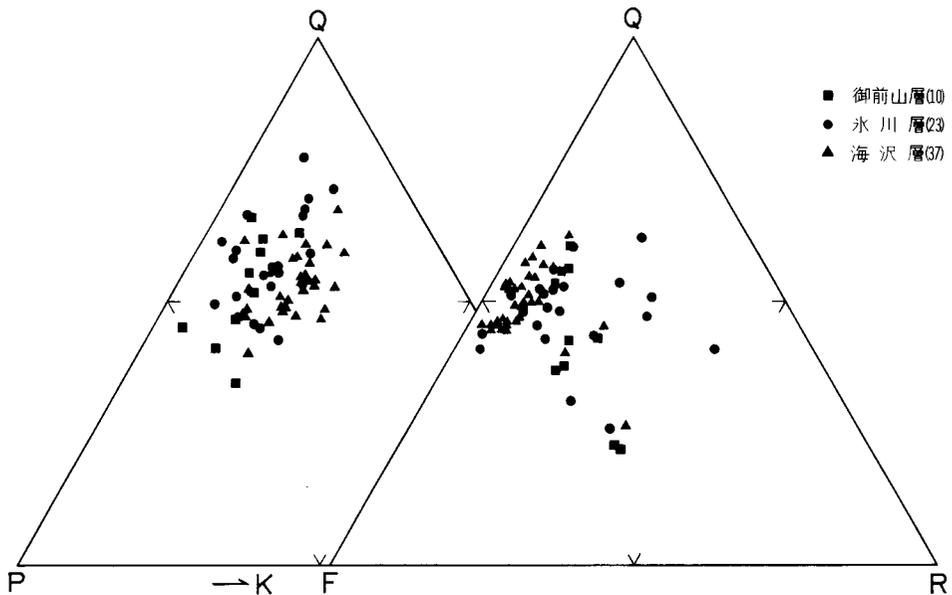


第17図 秩父累帯中帯の砂岩組成 Q:石英, F:長石, R:岩片, P:斜長石, K:カリ長石,  
( )内の数字は試料数

第8表 秩父累帯の各地層の砂岩の平均フレームワークモード、平均基質量及び各種値の平均

( ) 内の数字は試料数

	秩父累帯中帯				秩父累帯南帯		
	成木層 (3)	雷電山層 (12)	高水山層 (2)	川井層 (45)	海沢層 (37)	氷川層 (23)	御前山層 (10)
石英 (Q)	37.1	38.4	46.1	42.7	48.6	47.0	42.4
長石 (F)	38.6	39.7	43.6	43.7	42.4	35.2	36.5
カリ長石 (K)	3.6	14.0	7.4	12.8	17.2	10.5	8.7
斜長石 (P)	35.0	25.7	36.2	30.9	25.2	24.7	27.8
雲母類	0.9	0.5	0.6	1.3	1.9	1.5	0.8
その他の鉱物片	1.2	0.8	0.5	1.0	0.3	0.2	0.5
岩石片 (R)	22.2	20.6	9.2	11.3	6.8	16.1	19.8
深成岩片	0.4	1.3	0.2	0.6	0.4	0.7	1.0
火山岩片 (V)	19.7	14.3	7.5	8.7	4.2	10.2	15.4
堆積岩片	2.0	5.0	1.5	2.0	2.1	5.0	3.2
変成岩片	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	0.2	0.2
合計	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
基質	17.4	10.4	13.2	12.4	11.4	13.5	13.3
Q/F	1.02	0.98	1.11	1.01	1.17	1.48	1.20
K/F	0.08	0.35	0.17	0.30	0.41	0.31	0.24
R/F	0.76	0.53	0.22	0.27	0.17	0.59	0.55
V/R	0.85	0.71	0.82	0.75	0.59	0.59	0.72



第18図 秩父累帯南帯の砂岩組成 (記号は第17図に同じ)

%)である。また長石も海沢層のものとは比べ減少し、16.2-53.4% (平均35.2%)であるが、そのうち斜長石はほとんど変わらず、カリ長石が減少している。そのためK/Fは、0.08-0.58 (平均0.31)と下がっている。

秩父累帯の中で最新期の御前山層になると、南帯の他層の砂岩に比べ石英が更に減少する。一方、長石は氷川層よりもやや多くなるが、カリ長石が減少するため、K/Fは平均0.24と下がる。それに対して、火山岩片が多くなり、4.7-38.9% (平均15.4%)で、秩父累帯中でも成木層に次いで多くなる。

以上に述べたように、秩父累帯の各層ごとに、砂岩組成の特徴が異なることが分かった。また、組成の集中が非常に良い地層もあるし、逆に組成がばらつくものもある。火山岩片は、二畳紀中期の成木層とジュラ紀中期-白亜紀前期の御前山層に多い。また、秩父累帯南帯においては、時代の若い地層ほど石英と長石が少なくなり、火山岩片が多くなるという傾向が認められる。一方、岩片に富み、しかもその大部分が火山岩片からなる砂岩は、後述するように四万十累帯の白亜系砂岩に特徴的に見られる。秩父累帯南帯で砂岩中の火山岩片が時代と共に増加し、続く時代の四万十累帯の砂岩では、更に火山岩片が多くなるという事実は、秩父累帯の堆積の末期からすでに後背地において火山活動が始まっていたことを示唆している可能性がある。

### III. 5 地質構造

秩父累帯に分布する地層の一般走向は北西-南東で、南部の五日市-川上構造線付近では西北西-東南東になる。傾斜は一般に北東方向へ50-70°であるが、部分的に80-90°で、逆転層も存在する。

本累帯の地質構造を規制する主な断層は、南西側から仏像構造線、倉沢断層、棚沢-星竹断層及び名栗断層であり、また、成木層と雷電山層、川井層と高水山層及び氷川層と御前山層の境をなす逆断層がある(第3図)。

本累帯の南縁は、仏像構造線で四万十累帯の小河内層群中山層と境される。仏像構造線は、藤本(1932)の御前山断層、藤本・鈴木(1957)の鷹ノ巣山断層及びシダクラ沢断層に相当し、檜原村時坂で五日市-川上構造線から分かれ、夏地から御前山と小河内峠の間を通り、栃寄沢口から六ッ石山東方を経て、北隣の秩父地域の日原川と孫惣谷の合流点に至る。仏像構造線に伴う破碎帯は、夏地付近では明瞭であるが、栃寄沢口の境界付近では露頭が欠如しており、その両側の地層には明瞭な破碎は認められない。しかし、この構造線を越えて岩相が連続しないことから、その存在は明らかである。この構造線は、多摩川以北では60°以上で北西に傾斜する高角の逆断層であるが、多摩川以南では、露頭では高角の断層と観察されるが、断層の確認地点を結ぶと45°以下の傾斜の衝上断層として存在する。

角沢断層は、川乗谷デッケ(木村ほか、1976)の前縁断層で、秩父累帯南帯の幅を著しく短縮させた断層群の中の一つと位置付けられている(木村、1983)。本地域では氷川層と海沢層を境する断層で、北は奥多摩町川乗谷百尋ノ滝付近から氷川・鋸山・五日市町十里木を通して戸倉に至る。倉沢断層の露頭は、川乗谷、多摩川、鋸山付近、赤井沢支流などで確認されており、木村(1983)によれば衝上断層とされているが、露頭でみる限り、北に急傾斜した高角の逆断層である。

棚沢-星竹断層は、海沢層と川井層との境をなす断層で、この断層はまた、秩父累帯の南帯と中帯を

境する断層でもある。高島・小池（1984）の五日市断層にほぼ相当する。本断層は多摩川と越沢の合流点付近や上養沢で明瞭な破碎帯を形成している。名栗断層は小沢（1975）のそれに相当する。北方の秩父地域の下名栗から、小沢峠・白岩・軍畑を通して多摩川を横切り、梅ヶ谷峠を経て日の出町北原に至り、それ以南は新第三系に覆われる。名栗断層は明瞭な断層地形を示し、青梅市成木七丁目付近や梅ヶ谷峠など各地で破碎帯を伴う。また、北方延長は北隣の秩父地域の名栗川に沿って正丸峠に至り、御荷鉾緑色岩類を切る断層に連続する（坂本ほか、1987）。断層の東西両側で岩相が明瞭に異なり、大きな構造線と推定されるが、その地質構造的な位置付けは今後の課題である。

秩父累帯の地層の褶曲構造は、砂岩泥岩互層が発達する地域で明らかである。地層は北東方傾斜の順層が大部分で、一部分に逆転層が分布し、波長1 km 程度の同斜褶曲ないしはわずかに翼の開いた褶曲を形成している。褶曲は背斜・向斜が対をなし、対局的には北方に上位の地層が分布している。

#### IV. 四万十累帯の白亜系・古第三系—四万十累層群—

本地域の四万十累帯に分布する白亜系・古第三系の地層群は、四万十累層群に属し、小河内層群、小仏層群及び相模湖層群に3分される（第3図）。これら3層群は、西北西—東南東の一般走向で北に傾斜する地層群からなり、北から順次南に向かって配列している。小河内層群は最も北に位置し、北側に分布する秩父累帯南帯の御前山層と仏像構造線で境され、南側の小仏層群とは五日市—川上構造線で接する。小仏層群は、北東側を西部では小河内層群と、東部では秩父累帯中帯の川井層、南帯の氷川層及び御前山層と、五日市—川上構造線で接する。小仏層群の南側には、阿寺沢断層で境されて相模湖層群が分布する。相模湖層群は、南隣の<sup>むかたお</sup>上野原地域の扇山南麓から鶴川下流の向風付近を通り、相模湖から道志を経て愛川に至る<sup>とうのき</sup>藤野木—愛川線で、南側の新第三系と境される。

##### IV. 1 研究史

鈴木（1888）は四万十累帯に属する地層を小仏古生層と呼称し、初めて秩父古生層と区別した。矢部（1925）は両層の境界部に発達する断層を五日市—川上線と呼び、関東山地を画する一大構造線とみなした。なおこの段階では、小河内層群は秩父古生層の一部として取り扱われていた。藤本（1932, 1939, 1949）は秩父古生層から小袖鳥ノ巣帯の地層を区別し、この地層を初めて小河内層群と呼んだ。藤本・鈴木（1957, 1968）は小河内層群を下位から船久保層、倉掛層、小袖層及び中山層の4層に区分した。山梨県地質図編纂委員会（1970）は、山梨県北東部に分布する小河内層群相当層を、赤石層群（小袖層）と白根層群（鴨沢層、大成層）に区分した。西宮・山際（1971）及びNISHIMIYA and YAMAGIWA（1973）は小袖川・後山川流域の小河内層群を5層に区分し、そこから産出したサンゴ化石を記載した。

最近、HISADA（1983）及び久田（1984）は、北隣の秩父地域南西部から本地域北西部を経て西隣の丹波地域東部にかけての、日原川上流から鴨沢に至る地域に分布する小河内層群を、雲取山層、青岩谷層、鴨沢層及び大成層の4層に区分した。そして、三畳紀チャートや鳥ノ巣石灰岩などの異地性岩塊を含む大規模な海底地すべり堆積物が存在することを示し、その地質時代はジュラ紀、一部白亜紀に及ぶとし

第9表 小河内層群及びその相当層の層序区分の変遷

藤本(1932)	小	鳥ノ巣層	小	鳥ノ巣層	小	鳥ノ巣層	小	鳥ノ巣層
藤本(1939, 1949)	鷹ノ巣山層	小	鳥ノ巣層	大	小	鳥ノ巣層	小	鳥ノ巣層
藤本(1957, 1968)	中山層	小	鳥ノ巣層	倉掛層	小	鳥ノ巣層	小	鳥ノ巣層
山梨県地質図編纂委員会(1970)	白根層群	鳴沢層	小	鳥ノ巣層	小	鳥ノ巣層	小	鳥ノ巣層
NISHIMIYA and YAMAGIWA (1973)	小河内層群	鳴沢層	小	鳥ノ巣層	小	鳥ノ巣層	小	鳥ノ巣層
久田(1984)	大成層	鳴沢層	青岩谷層	雲取山層	大成層	鳴沢層	青岩谷層	雲取山層
本報告(酒井, 1987)	大成層	鳴沢層	青岩谷層	雲取山層	大成層	鳴沢層	青岩谷層	雲取山層

た. また, 伊与田ほか (1984) 及び SASHIDA *et al.* (1984) は, 同層群から白亜紀前・後期を示す放散虫化石を報告している. 小河内層群に関するこれまでの研究の層序区分の変遷を第9表に示す.

江原 (1925) は, 鈴木 (1888) の小仏古生層を四国の安芸川統に対比し, 上部ジュラ系と考えた. 藤本 (1931) は, 分布地域のうち中・東部地域で, 山梨県北都留郡上野原町小伏から東京都西多摩郡檜原村上川苔<sup>かみかわのり</sup>を経て本宿に至るルートを模式地として小仏層群を定義し, 下位から小伏層, 川乗層, 笹野層の3層に分け, 礫岩中のチャート礫にジュラ紀型の放散虫が含まれることから, その時代を白亜紀とした. ほぼ時期を同じくして, 三土 (1932) は, 7.5万分の1地質図幅「八王子」で小仏層群を佐野川層, 與瀬層, 恩方層及び城山層に4分した. その後しばらく小仏層群に関する研究は途絶えていたが, 牧野 (1973) は, 藤本とほぼ同地域において本層群の層序を再検討するとともに, 堆積学的研究から, 砂岩泥岩互層中にいくつかの堆積サイクルを認め, また, 堆積物が全体的には上位に向かうほど, そして東部になるほど粗粒になることを指摘した. これと相前後して, 本層群分布域の南部, 相模湖・津久井湖付近について, 三上 (1968, 1970), 奥村・門倉 (1973), 奥村 (1975) の研究が公表され, 小仏層群の小伏層に対比された. また, 神奈川県教育委員会 (1980) は神奈川県地域の5万分の1地質図を公表している. 一方, 鶴川断層以西, すなわち西部地域については, 五日市-川上構造線以南に分布する四万十累層群は, 下位から小仏層群・三倉層群及び瀬戸川層群の3層群に区分された (山梨県地質図編纂委員会, 1970).

小仏層群の地質構造については, 藤本 (1931), 三上 (1968, 1970), 牧野 (1973) は, 北西-南東走向で北東傾斜の同斜構造で, 南から北へより上位の地層が積み重なるとした. 一方, 山梨県地質図編纂委員会 (1970) や奥村・門倉 (1973), 奥村 (1975) は, 本層群が北西-南東走向で北東に傾斜した断層

によって境された覆瓦状構造をなして、地質構造単元の北側から南に向かってより上位の地層になるとした。また、小川（1975）及びOGAWA（1976）は、高尾山周辺地域で小構造解析を行い、これらに基づきOGAWA（1980）、OGAWA and HORIUCHI（1978）は、小仏層群が一つの扇状背斜を形成しているとした。酒井（1982）は、砂岩組成の予察的研究を行った。

四万十累帯の地層群からは、永らく時代決定に有効な化石が発見されなかったが、西宮（1976）は、西隣の丹波地域の山梨県北都留郡小菅村余沢に分布する小仏層群中の砂岩泥岩互層から *Inoceramus cf. amakusensis* を発見し、白亜紀後期の浦河統上部階に対比した。また、ISHIDA（1972）及び石田（1974）は、本累帯南西縁部にあたる、南西隣の都留地域の山梨県大月市真木<sup>まき</sup>に発達する塩基性火山岩に伴う石灰岩レンズから蘇虫化石を報告し、この化石の示す時代は白亜紀前期の可能性が強いとした。最近、各地から放散虫化石が相次いで発見・報告された。渡辺（1985）は、ISHIDA（1972）と同じ塩基性火山岩中のチャートから、古第三紀漸新世から新第三紀中新世のレンジを持つ放散虫化石を報告した。また、久田ほか（1986）は、東京都西多摩郡檜原村笹平に分布する小仏層群中の酸性凝灰岩から、白亜紀のアルビアンを示す放散虫化石群集を、酒井（1986）は、五日市町盆堀川に分布する小仏層群の泥岩及び珪質泥岩から、白亜紀後期の放散虫化石を報告した。なお、筆者は、20万分の1地質図幅「東京」（坂本ほか、1987）の調査研究において、南隣の上野原地域の神奈川県藤野町日野から採取した泥岩から、古第三紀の放散虫化石を発見している。以上の化石に基づけば、小河内層群は白亜系、小仏層群は白亜系-古第三系ということになる。

関東山地に分布する四万十累帯の地質構造区分については、従来、五日市-川上構造線を境に、小河内層群分布地域は北部地域、南側の小仏層群分布地域は南部地域と呼ばれ、北帯、南帯の呼称と区別されていた。小沢・小林（1986）は、小河内層群を四万十累帯北帯、小仏層群を南帯に属するとし、各々の時代を白亜紀、古第三紀とした。しかし、小河内層群及び小仏層群は、双方とも白亜紀の放散虫を産し、一方、これまで小仏層群の一部と考えられていた四万十累帯南部に分布する地層から、古第三紀の放散虫化石が産したことから、小河内層群と小仏層群が直接北帯・南帯に対応するのではないことは明らかである。したがって、本報告では、坂本ほか（1987）と同様に、従来の小仏層群を2分し、白亜紀の地層からなるものを小仏層群と再定義し、古第三紀の地層を新たに相模湖層群と呼ぶことにする。以上述べたことから、関東山地の四万十累帯において、北帯には白亜紀の小河内層群と小仏層群が、南帯には古第三紀の相模湖層群が分布し、両帯は本地域では阿寺沢断層で境される。なお第11表に小仏層群と相模湖層群及びこれらの相当層の層序区分の変遷を示してある。

## IV. 2 小河内層群

藤本（1949）によって定義・命名された地層で、仏像構造線と五日市-川上構造線の間に広く分布し、その時代は白亜紀のアルビアンからサントニアンにわたる。多摩川流域に分布する小河内層群は中山層、雲取山層、青岩谷層、鴨沢層及び大成層の5層に区分され、各層はそれぞれ断層関係である。本地域には最上部の大成層は分布していない。本層群から産出する化石を第10表に、産出地点を付図に示す。



#### IV. 2. 1 中山層 (Nk)

藤本・鈴木 (1957) により命名された。模式地は小河内ダムから下流栃寄沢口までの多摩川流域である。本層は久田 (1984) の雲取山層の上部層に相当する。本層は多摩川流域から北北西方向の日原川上流に連続し、また南方は、小河内峠東方から湯久保を通り、<sup>なつち</sup>夏地付近まで分布する。北東側は、仏像構造線で秩父累帯南帯の御前山層と境され、西又は南西側は、高角の逆断層を介して雲取山層及び青岩谷層と接する。本層は砂岩及び砂岩泥岩互層を主とし、含礫泥岩を伴う。本層の層厚は約 2,000 m である。砂岩は青灰色、細-粗粒で淘汰が悪い。砂岩泥岩互層は砂岩勝ちで一般に単層の厚さは 20-50 cm、しばしば 2-3 m である。含礫泥岩は砂岩の細礫ないし岩塊を含むもので、チャートや石灰岩など異地性の岩石は含まれない。

SASHIDA *et al.* (1984) は氷川町道所付近の多摩川に露出する層状黒色頁岩から、*Holocryptocanium barbui*-*H. geysersensis* 群集の放散虫化石を報告しており (第 10 表・付図, 地点 O1), 本層の時代はアルビアン-セノマニアンである。

#### IV. 2. 2 雲取山層 (Ku, b)

久田 (1984) の雲取山層の中・下部を、雲取山層と再定義する。模式地は、北西隣の三峰地域の雲取山山頂周辺及び唐松谷から日原川に至る地域であるが、本地域では水根沢谷に模式的に分布する。また、北秋川、藤原、<sup>ひさと</sup>樋里に分布する。

本層は主として千枚岩質泥岩及び含礫泥岩からなり、見かけ上の下部に灰緑色珪質泥岩を伴う。また、塩基性火山岩・砂岩泥岩互層・チャート及び鳥ノ巣石灰岩をわずかに挟む。

千枚岩質泥岩は黒色で葉理が発達しており、キンクバンドの発達するところもある。含礫泥岩は、細-中粒砂岩の 2-10 cm 厚のレンズ状礫 (第 19 図) 及び緑色の珪質泥岩・塩基性火山岩のフレイク状礫を含む。塩基性火山岩は、泥岩中に数 10 cm の厚さのレンズ状岩塊として挟まれるのが一般的であるが、水根沢谷上流・北秋川の小岩付近及び<sup>そうだけざわ</sup>惣角沢の沢又集落付近には厚く発達している。小岩では、赤紫色又は緑色の塩基性火山岩が 3 層 (厚さ 50 m, 60 m, 40 m) 認められるが、北西及び南東方向に急激に尖滅しあまり連続しない。一方沢又付近では、10-20 m の赤紫色又は緑色の塩基性火山岩と 10 m 前後の黒色の泥岩又は含礫泥岩との互層が、厚さ約 300 m にわたり分布するが、これも走向方向に急激に厚さを減じ、数 10 cm 前後のものが挟まれるようになる。砂岩泥岩互層は、泥岩勝ちで単層の厚さ 5-10 cm の互層である。緑色珪質泥岩は、水根沢谷や北秋川の日向平・<sup>ひなたびら</sup>樋里付近に分布する。水根沢谷では、厚さ 1 m の層として挟まれ、樋里・日向平では、黒色泥岩中に厚さ 15 cm や 50 cm 程度のレンズ状に挟まれる。また、黒色-暗褐色泥岩中にパッチ状に含まれる場合もある (第 20 図)。チャートは、白色ないし灰色で 1-2 cm 厚の単位で成層する、厚さ 20 cm や 80 cm 程度のものがわずかに分布する。石灰岩は暗褐色で、チャートと互層をなすものが、水根集落の道路際や水根沢谷上流に分布する。

雲取山層からは、北秋川上流の惣角沢中流に分布する暗緑色泥岩から、*Holocryptocanium barbui*-*H. geysersensis* 群集 (第 10 表・付図, 地点 O2) 及び *Patellula planoconvexa*-*Artostrobium urna* 群集 (第 10 表・付図, 地点 O3・O4) の放散虫化石 (伊与田ほか, 1984; SASHIDA *et al.*, 1984) が、また、北秋川の小岩付近に分布する泥岩中の珪質泥岩 (第 10 表・付図, 地点 O14) が



第19図 雲取山層の砂岩泥岩互層がちぎれてできた含礫泥岩（水根沢谷）



第20図 雲取山層の灰緑色泥岩礫を含む含礫泥岩（北秋川支流月夜見沢）

ら *Holocryptocanium barbui*-*H. geysersensis* 群集に相当する放散虫化石（高島・小池，1984）が産出している。以上の化石から、本層の時代は、アルビアン-サントニアンとみなされる。

層厚は、一部に褶曲が見られるが、全体の構造が不明なので正確ではないが約3,000 m+としておく。

#### IV. 2. 3 青岩谷層 (Ao, ch, ls)

NISHIMIYA & YAMAGIWA (1973) により命名され、久田 (1984) が再定義した。西隣の丹波地域の

青岩谷から峰谷川中・下流域，奥多摩湖南岸に分布する．主として泥岩や含礫泥岩からなり，砂岩を伴う．鳥ノ巣石灰岩・灰白色石灰岩・チャート及び塩基性火山岩の異地性岩塊を含む．泥岩は黒色-暗灰色で，部分的に干枚岩質である．含礫泥岩は黒色-暗灰色シルト岩で，一般に砂岩の細礫を含むものが多いが，塩基性火山岩や灰緑色珪質泥岩の径数 cm のレンズや角礫を含む場合がある．

鳥ノ巣石灰岩は峰谷川中流や倉掛に比較的大きな岩塊が見られ，ほかにも数 10 cm から数 m のものが見られるが転石でのみ見られることも多い．チャートは，灰黒色又は灰緑色の数 cm 単位で成層した層状チャートで，峰谷川や麦山対岸のように 10 m 規模のものもあるが，大部分は数 10 cm 単位のレンズ状の挟みである．奥多摩湖南岸では，鳥ノ巣石灰岩やチャートは径数 10 cm-2 m 程度の転石として見られ，露頭では確認できないものが多い．

砂岩は，灰緑色-灰色の長石質ワッケが大部分であるが，一部には峰谷川上流の鳥ノ巣石灰岩付近に分布する砂岩のように，産状や砂岩組成の特徴から，秩父累帯に由来する異地性岩塊とみなされる砂岩もある．灰緑色珪質泥岩は，奥多摩湖南岸に分布する．

峰谷川のチャート（付図，地点 O15）からは三畳紀アニシアンのコノドント *Epigondolella primitia* MOSHER（猪郷ほか，1984）が，また麦山対岸のチャート（付図，地点 O16）からは三畳紀ノーリアンの *Misikella hernsteini* MOSHER が報告されている（久田，1982）．

伊与田ほか（1984）及び SASHIDA *et al.*（1984）は，峰谷川中流の灰色凝灰質泥岩から *Obesacapsula rotunda* 群集の放散虫化石（第 10 表・付図，地点 O5）を報告した．これらの化石は，ペリアシアン-バラングニアンを指示する．また，麦山，峰谷川下流及び奥多摩湖南岸に分布する緑色の凝灰質泥岩（第 10 表・付図，地点 O6-12）から *Patellula planoconvexa*-*Artostrobium urna* 群集の放散虫化石を報告しており，これはコニアシアン-サントニアンを示す．これらの化石のうち，前者は産状から異地性岩塊の可能性があることから，本報告では，本層の時代をコニアシアン-サントニアンとしておく．

本層は奥多摩湖南岸で，波長 800 m 程度の褶曲構造をなすことが確認されているが，他地域では地層の上下判定の可能な岩相が少ないために，地質構造の解明は困難である．このため正確な層厚は不明であるが，約 1,700 m と見積られる．

#### IV. 2. 4 鴨沢層 (Ka, Kcg)

NISHIMIYA & YAMAGIWA（1973）の命名による．西隣の丹波地域の多摩川支流後山川流域や鴨沢付近に模式的に分布する．本地域では奥多摩有料道路から倉掛にかけて分布する．南側の小仏層群盆堀川層とは五日市-川上構造線で境される．主として砂岩泥岩互層からなり，礫岩を伴う．また，わずかに含礫泥岩を挟む．本層の層厚は約 1,300 m 以上である．

本層は 5-10 cm 単位の泥岩勝ちの砂岩泥岩互層が大半を占め，砂岩勝ち砂岩泥岩互層及び厚さ 20-30 m の淘汰の悪い細-粗粒砂岩を挟む．礫岩は礫径 0.5-5 cm のものが普通である．この礫岩は，灰白色石灰岩の礫を含むことが特徴で，その礫径は他の礫より大きく径 5-10 cm である．ほかの礫種は砂岩・塩基性火山岩の亜円礫及び泥岩の亜角礫も含む．SASHIDA *et al.*（1984）は奥多摩湖南岸の沢のチャート（第 10 表・付図，地点 O13）から *Holocryptocanium barbui*-*H. geysersensis* 群集の放散虫

化石を報告している。彼らはこのチャートが現地性かどうか言及していない。したがって、本報告ではこのチャートが異地性である可能性を考え、本層の時代をアルビアン-セノマニアン以降としておく。

#### IV. 3 小 仏 層 群

小仏層群は、五日市-川上構造線によって、檜原村小沢以西では小河内層群と、それ以东では秩父累帯南帯の地層と境される。また、本層群を北西-南東に横切って鶴川断層（破碎帯）が走っている（第21図）。

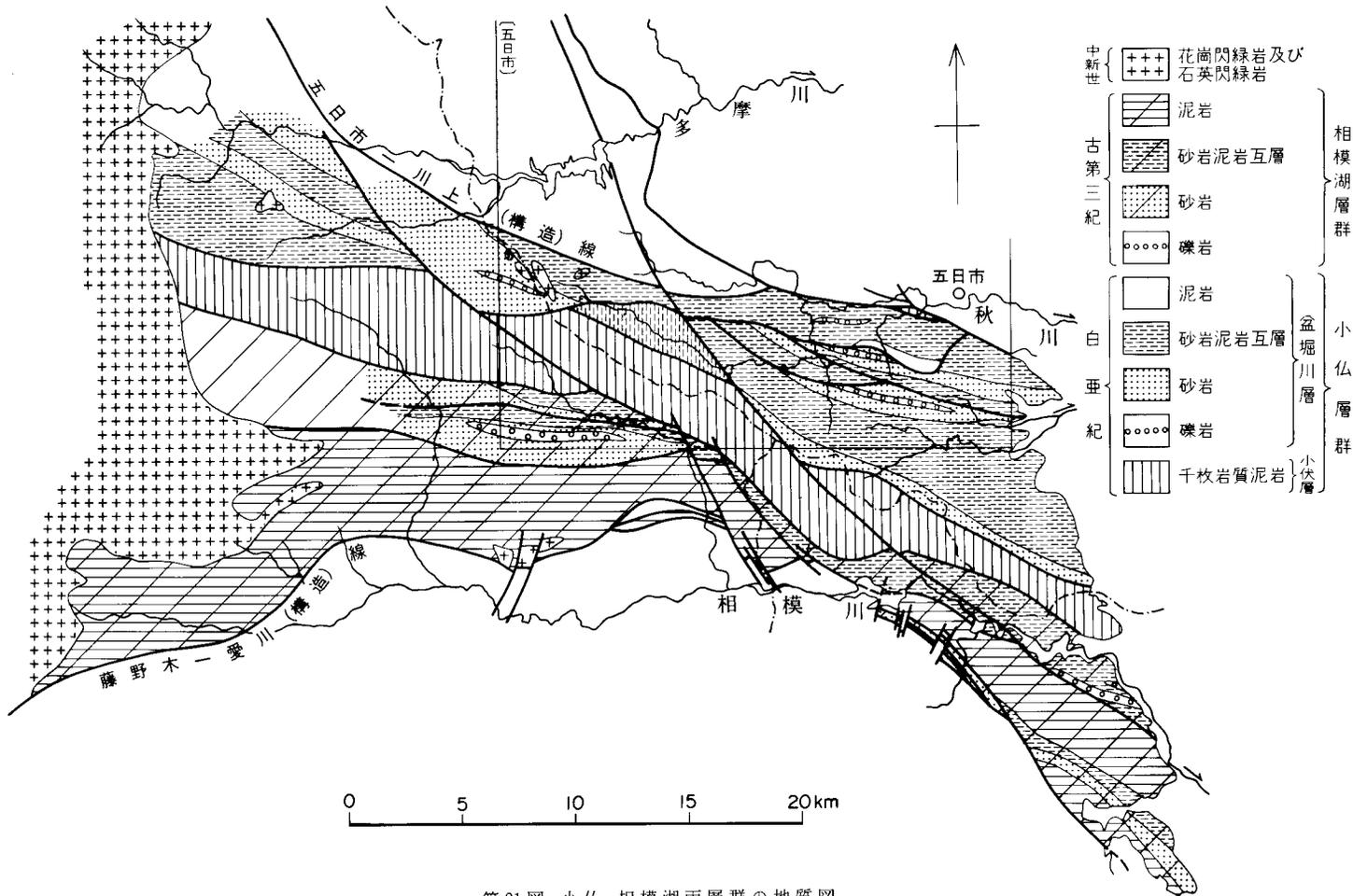
本報告では、山梨県地質図編纂委員会（1970）が三倉層群に対比した地層を小仏層群の小伏層に含める。一方、神奈川県教育委員会（1980）が、小伏層に対比した地層のうち、和田硬砂岩黒色頁岩互層及び栃谷粘板岩層は小伏層に、それ以外の又野硬砂岩黒色頁岩互層、小倉礫岩層、三井硬砂岩黒色頁岩互層、道志橋黒色頁岩層、青山硬砂岩黒色頁岩互層、青山硬砂岩層及び平山黒色頁岩層は相模湖層群に含める（第11表）。

小仏層群は岩相上の相異に基づき盆堀川層と小伏層に区分できる。盆堀川層は、砂岩・砂岩泥岩互層を主とし、礫岩・泥岩及び酸性凝灰岩などを挟み、塩基性火山岩の異地性岩塊を含む。小伏層は泥岩を主体とし、砂岩泥岩互層や砂岩を伴い、チャートや塩基性火山岩の異地性岩塊を含み、全体に強く千枚岩化を受けている。本層群の一般走向は西北西-東南東で、北に $60^\circ$ 以上で急斜するが、南傾斜のところもある。盆堀川層と小伏層は北に傾斜した逆断層で境され、各々の分布地域内で、更に規模の小さな逆断層で幾つかの構造ブロックに細分される。本層群の褶曲構造は砂岩泥岩互層の分布地域以外は正確には分からないが、ここでは波長50mから100m規模と波長1-2km規模の褶曲を繰り返しつつ北に向かってより上位の地層が分布する。

##### IV. 3. 1 盆堀川層（新称）(Bs, Bi, Bm, Ecg, b)

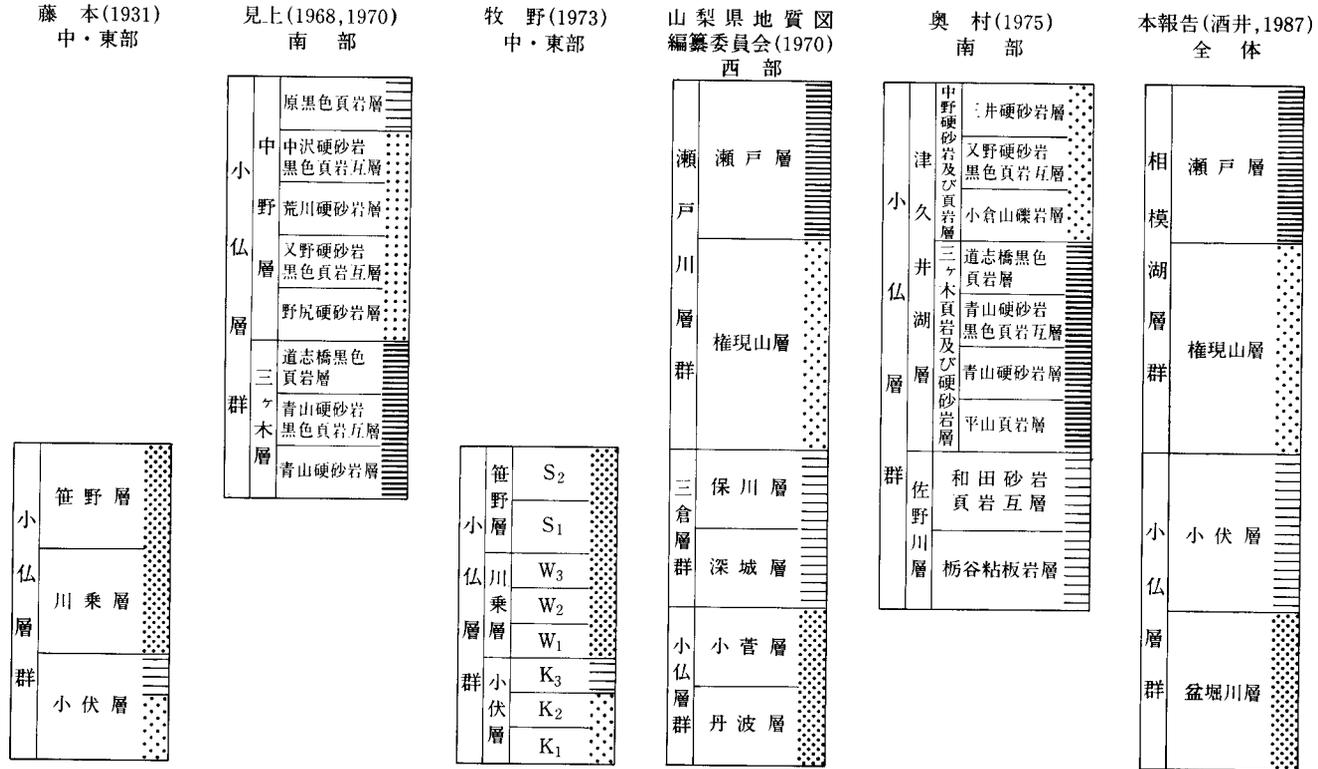
本層は、藤本（1931）や牧野（1973）の川乗層と笹野層にほぼ相当する。本層は、南は和田峠付近から、北限はほぼ秋川の流路を通る五日市-川上構造線との間の地域に分布する。また、西方は数馬上から山梨県小菅村の多摩川流域及び大長作沢の上流にも分布している。本層分布域は更に西北西-東南東方向で北傾斜の逆断層によって幾つかの構造ブロックに分かれ、同層準の地層が繰り返す。本層の地質柱状図を第22図に示す。すなわち本層中では、酸性凝灰岩、珪質泥岩を含む泥岩層から、下部に塩基性火山岩の異地性岩塊を、また上部には細-中礫からなる礫岩を含む砂岩層に移化し、その上位に砂岩泥岩互層が重なる。本層の層厚は約1,500m以上である。この分布域は西北西-東南東走向で北に傾斜した高角の逆断層によって3つの地域に分けられる。これを北方から北部、中部、南部地域と呼ぶ。

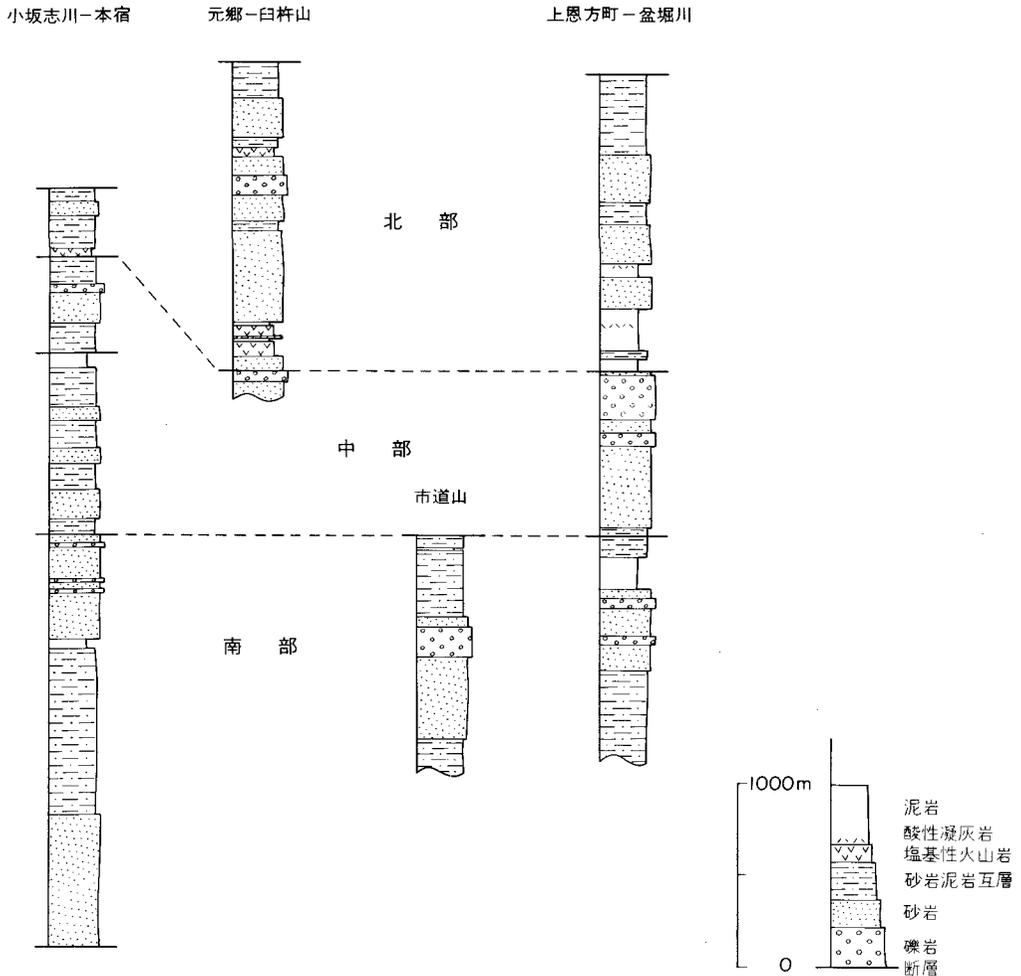
北部地域は酸性凝灰岩、珪質泥岩を挟む黒色泥岩に始まり、砂岩、砂岩泥岩互層、塊状砂岩、砂岩泥岩互層と重なる層序を示す。塊状砂岩中には礫岩を挟む。また、黒色泥岩とほぼ同層準には塩基性火山岩のレンズ状岩塊を含む。その岩塊は臼杵山の北斜面に最も厚く分布し、西は南秋川の笹野、東は盆堀川支流の臼杵山へ登る沢に追跡されるもので、一部には枕状溶岩が発達し、またインターピロー石灰岩も分布する。筆者は、この塩基性火山岩を、その産状から異地性岩塊とみなした。



第21図 小仏・相模湖両層群の地質図

第 11 表 小仏・相模湖両層群及びこれらの相当層の層序区分の変遷 模様と同じ部分はその相当する地層を示す





第22図 盆堀川層の地質柱状図

北部地域には波長 500 m 規模の褶曲が発達する。砂岩泥岩互層は一般にこの地域では単層が厚く、約 20 cm-1 m 前後で泥質部は薄く、ほとんどが級化部からなる。

中部地域は南秋川の笹平から上川苔にかけて良好な露出が見られ、主として砂岩泥岩互層と砂岩の繰り返す地域である。この砂岩泥岩互層は細-中粒砂岩勝ちの互層で単層の厚さが 5 cm 以下のものが多く、北西方に向かって 5 cm から 2-3 cm と単層の厚さを減じる傾向がある。また、波長 100m 前後と 500 m 前後の褶曲を繰り返すが、基本的には北方に上位の地層が重なり上部には礫岩を挟む。

南部地域では最下部に塊状砂岩、その上位に砂岩泥岩互層が褶曲で繰り返し、その上位に礫岩を挟む塊状砂岩、最上部に砂岩泥岩互層が重なる。最下部の塊状砂岩は、熊倉沢・矢沢の上流から南東方に延び、南隣の上野原地域の和田峠北方まで連続する。その上に重なる砂岩泥岩互層は、矢沢・小坂志川上流・醍醐川流域に分布し、単層の厚さ 5-10 cm ものが多く（第 23 図）、波長 50-100 m の褶曲が発達



第 23 図 盆堀川層の砂岩泥岩互層（矢沢支流熊倉沢）



第 24 図 盆堀川層の礫岩（南秋川）

するが、全体に北方に向かって上位の地層が分布する。上部の塊状砂岩は小坂志川中流から市道山を経て小津川に分布する。礫岩は礫径0.5-5 cm で市道山の北斜面で最も厚く間に極粗粒砂岩を挟み約50 m の礫岩層が2枚分布する。西方の小坂志川や東方の尾根で次第に薄くなり、東方に向かって粒度が減少し、中小津では粗粒砂岩に移化する。この礫岩は泥岩の角礫が多く、また砂岩やチャートの亜円礫が多い(第24図)。牧野(1973)によれば、礫岩の礫の構成は本層中のどの地点でも変わらず、チャート・砂岩・泥岩などの堆積岩起源の礫が圧倒的に優勢で、わずかに火成岩礫を伴う。

本層中の砂岩泥岩互層におけるソールマークの発達は、一般に悪い。牧野(1973)によれば、南隣の上野原地域の駒木野付近の北浅川では、砂岩泥岩互層にグループキャストと生痕が観察され、グループキャストは南北方向の流れを示す。また、礫岩を構成する礫のインプリケート構造からは北から南または西から東への流れが観察され、これらのことから西から東への軸流を推定している。

本層からの化石の報告は断片的であるが、これまでに以下のものがある。久田ほか(1986)は、笹平の南秋川に分布する黒色頁岩に挟まれた約15 m の厚さの酸性凝灰岩(付図, 地点K1)から、*Amphipyndax* aff. *stocki*, *Archaeodictyomitra* spp., *A. cf. simplex*, *A. cf. sliteri*, *Zifondium* spp., *Dictyomitra* sp., *Protoxiphotractus* spp., *Orbiculiforma* sp., *Alievium* (?) sp. などの放散虫化石を報告した。これらのうち *Amphipyndax* aff. *stocki* や *Archaeodictyomitra* cf. *simplex* が *Holocryptocanium barbui*-*H. geysereensis* 群集(NAKASEKO and NISHIMURA, 1981)の構成種に類似すること、*Zifondium* 属の産出がアルビアンからセノマニアンであること(PESSAGNO, 1977)及びセノマニアンに特徴的な *Nassellaria* などの種がみられないことから、*Holocryptocanium* 属の放散虫化石は未発見であるが、アルビアンを指示するとした。

酒井(1986)は、盆堀川(付図, 地点K2)及びその支流の市道山に登る沢(付図, 地点K3)から放散虫化石を報告し、それがコニアシアン-サントニアンを指示すると報告したが、今回この群集の再検討を行い、以下のとおり修正する。この地域の盆堀川層は、砂岩泥岩互層からなり、灰緑色の珪質泥岩や酸性凝灰岩を含む約15 m 前後の厚さの黒色泥岩を挟む(第21図)。黒色泥岩は珪質泥岩と厚さ約2-5 cm で互層することがある。放散虫化石は、灰緑色珪質泥岩、珪質泥岩と黒色泥岩の互層及び黒色泥岩から以下の種が産出した。*Amphipyndax stocki*, *A. cf. enesseffi*, *Archaeodictyomitra* sp., *Dictyomitra duodesimcostata*, *Dictyomitra koslovae*, *Kuppellella* sp., *Stichomitra* sp., *Tanarla* sp., *Cryptamphorella* sp., *Patellula* sp., *Pseudoaulophacus* sp. この放散虫群集が示す時代は、白亜紀後期のカンパニアンである。

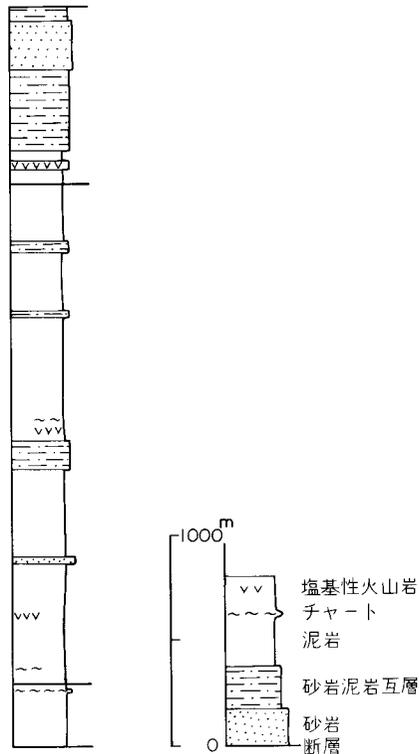
また、西宮(1976)は、本層の西方延長に当たる山梨県北都留郡小菅村余沢の砂岩泥岩互層の泥岩部から *Inoceramus* cf. *amakusensis* を報告し、白亜紀後期浦河統上部階(サントニアン)を指示するとした。

これらの化石のうち、久田ほか(1986)の報告したものは白亜紀前期末を示し、後の二つの化石は白亜紀後期を示す。したがって、盆堀川層は、白亜紀のアルビアンからカンパニアンにわたる堆積物ということになる。

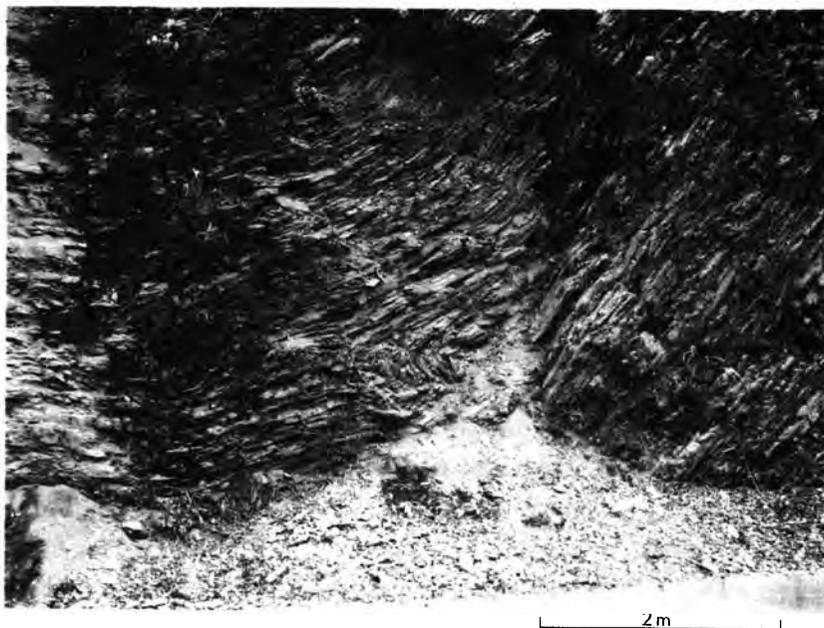
#### IV. 3. 2 小伏層 (K, Ks, Ki, ch, b)

藤本 (1931) の命名による。本報告では、藤本 (1931) 及び牧野 (1973) の小伏層のうち、千枚岩質泥岩の卓越する部分を小伏層と再定義する。すなわち、本層は牧野 (1973) の小伏層の  $K_3$  部層にほぼ相当する。小伏層は主として泥岩からなり、比較的連続性のよい砂岩層や砂岩泥岩互層を挟むほか、レンズ状又はブロック状の塩基性火山岩やチャートを含む (第 25 図)。本層の層厚は約 3,500 m である。泥岩は千枚岩化 (第 26 図) しており、砂岩は片状を呈し (第 27 図)、砂粒は片理に沿って延ばされかつ変質しており、石英とわずかな長石が識別できる程度である。チャートは厚さ 30-40 cm の白色や緑色のものが、鶴川断層に近いところ、すなわち見かけ上の最下部に数枚見られ、笛吹峠に登る沢には厚さ 300 m 程度の再結晶化した白色チャートが分布するほか、いろいろな層準に数 10 cm から 1-3 m 厚のレンズ状岩体として含まれる。これらのチャートは再結晶化が著しく、いままでのところ放射虫などの微化石は未発見である。塩基性火山岩は、数 10 cm-4 m の厚さのレンズ状又はブロック状のものを数枚挟み、溶岩はほとんど見られず、ハイアロクラスタイトか、その再堆積したもののみである。この岩石には、緑れん石、アクチノ閃石などの変成鉱物を生じている。チャートや塩基性火山岩は、いずれも連続性が悪く筆者はこれらを異地性岩体とみなした。本層からは化石は未発見であるが、白亜紀の盆堀川層とは逆断層で、南側の古第三紀の相模湖層群とも逆断層の阿寺沢断層で境されるので、小伏層の地質時代は明確ではないが白亜紀後期と推定した。

西原一数馬下



第 25 図 小伏層の模式柱状図



第 26 図 小伏層の千枚岩質泥岩（猪丸林道）



第 27 図 小伏層の千枚岩質砂岩泥岩互層（猪丸林道）

#### IV. 4 相模湖層群

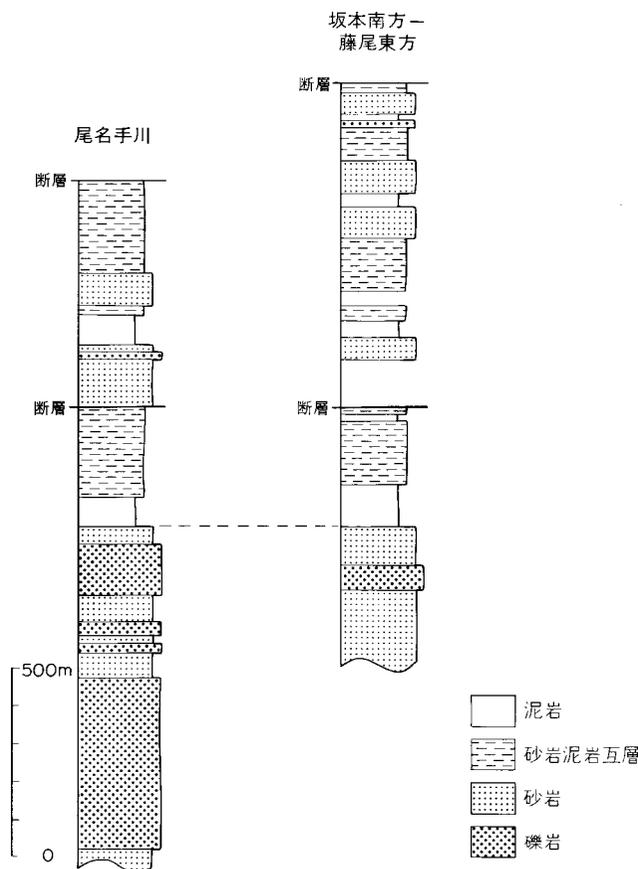
関東山地の四万十累帯南帯の、相模湖周辺を中心に、西方は山梨県大月市の葛野川下流域から南方は神奈川県愛川町にかけて分布する古第三系を相模湖層群と新称する。本層群は、四万十累帯の西部では、山梨県地質図編纂委員会（1970）の瀬戸川層群に相当し、中・東部では、牧野（1973）の小伏層の  $K_1$  及び  $K_2$  部層にほぼ相当する。南部の神奈川県相模川流域では、本層群が広く分布し、奥村（1975）や神奈川県地質図（1980）の又野硬砂岩黒色頁岩互層、小倉山礫岩層及び三井硬砂岩黒色頁岩互層は権現山層に、道志橋黒色頁岩層、青山硬砂岩黒色頁岩互層、青山硬砂岩層及び平山黒色頁岩層は瀬戸層に對比できる（第11表）。

本層群は、主として砂岩及び砂岩泥岩互層からなり、礫岩及び泥岩を伴う権現山層と、泥岩を主とし、チャート、塩基性火山岩、石灰岩を伴う瀬戸層からなる。

瀬戸層は本地域には分布せず、南隣の上野原地域や南西隣の都留地域に分布するのでここで簡単に触れるにとどめる。本層は主として泥岩からなりその一部は千枚岩質である。本層には砂岩や砂岩泥岩互層を挟み、また大月市真木付近には塩基性火山岩が発達しており、その中には枕状溶岩も認められる。塩基性火山岩はチャートや石灰岩を挟み、ISHIDA（1972）は不純石灰岩レンズから蘇虫の *Laterocavea* sp. を報告し、その時代を白亜紀前期とした。最近、渡部（1985）は、ほぼ同層準と推定される塩基性火山岩中のチャートから、古第三紀漸新世から新第三紀中新世のレンジをもつ放散虫の *Calocyclella* ? sp. を報告している。渡部（1985）の放散虫化石が正しければ、蘇虫化石を含む石灰岩は異地性岩塊ということになり、後に述べる権現山層からの放散虫化石の示す時代と矛盾せず、相模湖層群の地質時代は古第三紀ということになる。

##### IV. 4. 1 権現山層 (Gi, Gm, Gs, Gcg)

権現山層の模式地は都留地域の山梨県大月市の葛野川流域の七保町草木の北から竹ノ向南方までの地域で、本地域内では鶴川から権現山に登る沢に模式的に発達している。本層は細-中礫岩から始まり、その上部には礫岩を挟む中-粗粒の塊状砂岩、その上位に薄い泥岩、砂岩泥岩互層が順次重なる（第21・28図）。薄い泥岩中には酸性凝灰岩や珪質泥岩は挟まない。層厚は、2,100 m 以上である。塊状砂岩中に挟まれる礫岩は細-中礫からなり、最大径6 cm 程度であり、頁岩の礫を多く含む。砂岩層は厚く成層した灰色-青灰色の塊状砂岩で、粒度は中-粗粒まで不規則に変化する。砂岩泥岩互層は下部では単層の厚さが5-10 cm、中部で30-40 cm、上部では1-1.5 m と次第に厚さを増す傾向が認められる。また砂岩泥岩互層には波長50-60 m の褶曲が発達する。本層中からは今まで化石の報告はなかったが、今回、南接する上野原地域の神奈川県藤野町日野に分布する権現山層の南縁部の砂岩泥岩互層に挟まれる泥岩から *Amphicraspedum* sp., *Bathropyramis* sp., *Colocyclas* sp., *Podocyrtis* sp. の放散虫を発見した。*Podocyrtis* 属は始新世の前期に出現し、最後期に消滅している（RIEDEL and SANFILLIPPO, 1978）ので、この放散虫群集は始新世を指示する。また、比較的大型で生存期間の長い珪藻 *Arachnoidiscus* sp. が共産する。層厚は2,100 m + である。



第28図 権現山層の地質柱状図

#### IV. 5 砂岩組成

砂岩組成を検討した試料は四万十累帯の砂岩のうち、小河内層群（26個）、小仏層群（28個）及び相模湖層群（21個）である。なお相模湖層群の場合は、南隣の上野原地域の砂岩試料を含む。また小仏層群小伏層の砂岩は片状化し、砂粒は石英と長石の一部を除き変質しているので検討できなかった。結果を第12表及び第29図に示す。これらの砂岩は、小河内層群砂岩試料の78%、小仏層群の64%及び相模湖層群の38%がワックで残りはアレナイトであり、各々の基質の平均は18.8%、17.3%、15.7%で、小河内層群・小仏層群・相模湖層群の順に砂岩の基質が減少する傾向がある。

全体的な砂岩の特徴としては、秩父帯のものと比べ淘汰が悪いこと、火山岩が多く、その中でも酸性火山岩の多いことが特徴である。また、ほかの岩片としては量は少ないがチャートや片岩、片麻岩の岩片がみられる。また白亜紀と古第三紀の砂岩の間に大きな組成の差が認められる。

第12表 四万十累層群の砂岩の平均フレームワークモード、平均基質量及び各種値の平均 ( )内の数字は試料数

	小河内層群 (26)	小仏層群 (28)	相模湖層群 (21)
石英 (Q)	30.6 %	25.8 %	42.4 %
長石 (F)	36.7	30.8	27.4
カリ長石 (K)	8.2	8.9	10.4
斜長石 (P)	28.5	21.9	17.0
雲母類	0.6	0.4	0.6
その他の鉱物片	1.3	1.0	0.5
岩石片 (R)	30.8	42.0	29.1
深成岩片	2.5	2.0	1.7
火山岩片 (V)	23.9	34.2	20.7
堆積岩片	4.2	5.7	6.6
変成岩片	0.2	0.1	0.1
合計	100.0	100.0	100.0
基質	18.8	17.3	15.7
Q/F	0.85	0.87	1.62
K/F	0.22	0.30	0.39
R/F	0.93	1.42	1.10
V/R	0.76	0.81	0.69

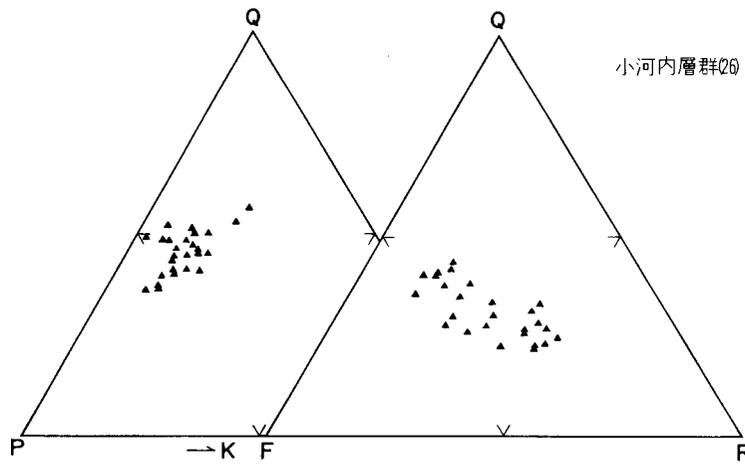
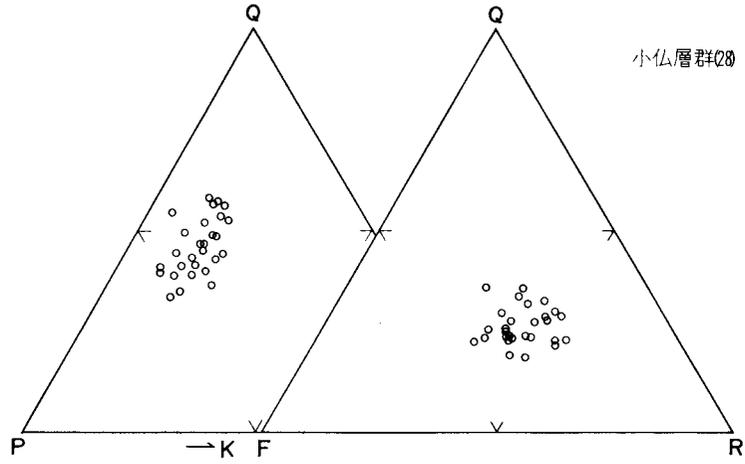
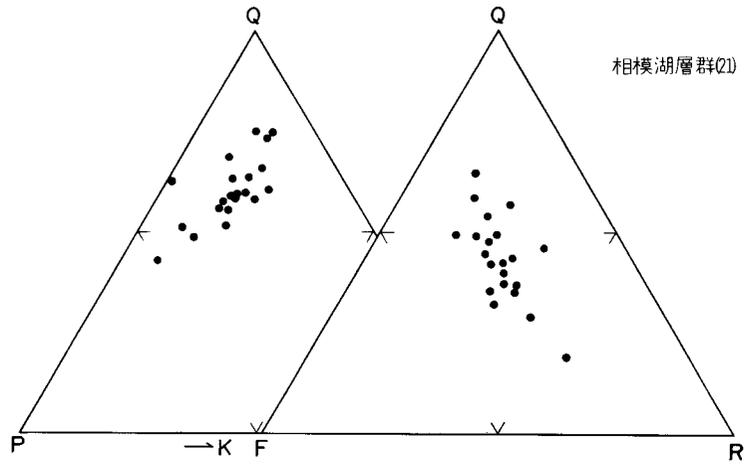
Q-F-R 図 (第29図) で見ると、小河内層群の砂岩は大部分が長石質砂岩であるのに対して、小仏層群のものは大部分が石質砂岩である。そして、相模湖層群の砂岩は長石質と石質にまたがった領域を占め、ほかの2層群に比べて石英が多くなる。

Q-P-K 図 (第29図) で見ると、小河内層群と小仏層群の砂岩はほぼ同じ領域を占めるが、相模湖層群の砂岩はより石英側の領域に落ちる。

フレームワークモード (第12表) で見てみると、石英は、小河内層群では21.4-42.6% (平均30.6%)、小河内層群では18.4-35.1% (平均25.8%)、相模湖層群では18.7-64.7% (平均42.4%) で、小仏層群では相対的に減少するが、相模湖層群ではまた増加する。これらの層群における長石は、それぞれ25.5-49.6% (平均36.7%)、21.6-40.3% (平均30.8%)、16.9-34.0% (平均27.4%) と次第に少なくなる。しかし、長石全体に対するカリ長石の比では、それぞれ0.04-0.47 (平均0.22)、0.12-0.72 (平均0.30)、0.03-0.65 (平均0.39) となり、カリ長石の長石全体に占める割合が次第に多くなる。

一方、岩片について見ると、岩片の大半を占める火山岩では、小河内層群の砂岩は7.6-39.8% (平均23.9%)、小仏層群は23.6-48.7% (平均34.2%)、相模湖層群は5.9-49.3% (平均20.7%) で、小河内層群から小仏層群へは増加し、小仏層群から相模湖層群へは逆に減少する。この傾向は、岩片の総量でも同じで、各層群の総岩片量は、13.4-48.4% (平均30.8%)、29.6-52.4% (平均42.0%)、12.9-53.2% (平均29.1%) となっている。

以上述べたように、四万十累帯を構成する3層群は砂岩組成の上でも異なった特徴を示す。



第 29 図 四万十累層群の砂岩組成 (記号は第 17 図に同じ)

#### IV. 6 地質構造

四万十累帯に分布する地層は北から小河内層群、小仏層群、相模湖層群の3層群に分けられる。これら3層群は、一般に西北西-東南東走向を示すが、一部では北西-南東方向に曲がる。傾斜は一般に $50^{\circ}$ 以上で北東方に傾斜するが、北秋川上流域や醍醐川中・下流域から小津川流域及び盆堀川最上流域では南西傾斜も見られる。それぞれ高角で北に傾斜した逆断層によって境される(第21図)。すなわち、小河内層群と小仏層群とは東西ないしは西北西-東南東方向の五日市-川上構造線(矢部, 1925)で境される。また、小仏層群と相模湖層群とを境する断層は、上野原町藤尾付近から西方の阿寺沢を通り、葛野川流域の大月市七保町竹ノ向の南方、大峰・大樺の頭の北方斜面を経て、花崗閃緑岩の大岩体まで伸びる。その方向はほぼ東西である。この断層を阿寺沢断層と呼ぶ。

小河内層群を構成する四つの地層もすべて断層で境され、これらは西北西-東南東走向で北に急傾斜した逆断層である。また、小仏層群の盆堀川層と小伏層を分ける断層も、東西ないしは西北西-東南東走向で北に急傾斜した逆断層であり、盆堀川層を北・中・南部に細分する2本の断層も同様である。これら四万十累帯の帯状構造に斜交して、南西部の鶴川沿いに鶴川断層(又は破碎帯)が走っている。吉田・木村(1976)によれば、この断層は、西隣の丹波地域の山梨県京都留郡丹波山村から、本地域南西部の上野原町桐原を経て、南隣の上野原地域の相模湖を通り、藤沢地域の厚木市飯山まで追跡される。断層は一本の直線ではなく、 $N40^{\circ}W$ 方向の部分と、 $N60^{\circ}W$ 方向の部分が交互に配列して折線状になっている(第3図)。破碎帯の幅は鶴峠で100mに達するという。この断層の変位は右横ずれであるとされている。また、一時、活断層と考えられたこともあったが(松田・羽田, 1975; 松田ほか, 1977)、ローム層を切らないことから、更新世中期以降は活動しなかったと考えられている(佐藤ほか, 1973)。

筆者の調査によれば、西原付近では千枚岩中に塩基性火山岩が岩塊状に含まれる地層が、原形はとどめたままに破碎を受け、全体に粘土化している。また、小仏層群と相模湖層群の境界、すなわち阿寺沢断層の鶴川断層以東への延長を追跡すると、その変位からこれまでの研究と同じく、鶴川断層は右横ずれ断層とみなされる。

また、鶴川断層以外に帯状構造を切る断層として、南部では北西-南東、北部で北北西-南南東走向の断層が認められる。この断層は、小河内ダム付近から小河内峠・檜原村の倉掛・和田を通り、生藤山を経て津久井湖に至る東落ちの正断層で、五日市-川上構造線やほかの境界断層を明瞭に変位させている。この断層を小河内-生藤山断層と呼ぶことにする。このようなほぼ南北に近い方向の断層は、北方の秩父盆地の東・西縁、安戸地域の東・西縁を画する断層等にもみられ、INOUE(1974)が指摘した、中新世以降に形成された南北性の地質構造と関連したものである。

四万十累帯に分布する各層群は、帯状構造を特徴づける走向方向の断層で切られた構造ブロックを形成している。その中で、褶曲構造を良く把握できるのは、砂岩泥岩互層の発達する地域で、泥質堆積物が発達する地域の地質構造は良くわかっていない。比較的良く地質構造が把握できるのは、小河内層群の鴨川層・小仏層群の盆堀川層及び相模湖層群の権現山層である。これら3層に発達する褶曲は、波長100m規模の褶曲が複褶曲をなし波長1,000m規模の褶曲を形成している。この高次の褶曲構造は基

本的に向斜・背斜が対をなし、全体として北方に向かって上位の地層が分布する。その結果、小川ほか(1976)が述べたような扇状背斜は存在しない。ただし、醍醐川流域でみられるように、波長100m規模の褶曲の中には両翼共に逆転した扇状の背斜・向斜が存在することがある。

## V. 貫入岩類

### V. 1 石英閃緑岩 (Qd)

三頭山山頂付近に石英閃緑岩が分布することは、古くから知られており、藤本(1932)、三土(1932)及び藤本・鈴木(1957)の地質図にも示されている。

本岩は三頭山の山頂付近に最も大きな岩体が見られ、幅約200-300mで約2kmの長さをもつレンズ状岩体である。三頭山北方、奥多摩有料道路、上野原町原付近の鶴川や小河内ダム北方の水根沢谷下流にも小岩体が分布する。その長軸の方向は大きな岩体では北西-南東方向であるが、奥多摩有料道路では北東-南西方向の岩体もある。石英閃緑岩体の周囲にはホルンフェルスが発達するが、一番大きな三頭山の岩体でも、その範囲は岩体から400-500mまでである。石英閃緑岩は、角閃石、黒雲母、普通輝石、石英、斜長石からなり、角閃石は緑色で斜長石は累帯構造をなすものが多い。

この石英閃緑岩と密接に関係した花崗質岩類は、南部フォッサマグナ地域で最大規模の甲府岩体(加藤, 1968; KATO, 1968)や、その周辺相と推定される千曲川上流地域や荒川上流の中津川地域の石英閃緑岩体である。甲府岩体については、これまで4.3-14 MaのK-Ar年代が報告されている(河野・植田, 1966; 柴田ほか, 1984)が、佐藤ほか(1986)は、丹沢岩体の角閃石と黒雲母のK-Ar年代の不一致の検討から、K-Ar年代に及ぼす岩体の徐冷効果が無視できない程に大きいとし、甲府岩体についても徐冷効果を考慮し、中新世中期の前半に進入したと推定した。また、UENO and SHIBATA(1986)がK-Ar年代の再検討を行った中津川地域の石英閃緑岩体についても、佐藤ほか(1986)は、角閃石(10.5 Ma)と黒雲母(5.9 Ma, 6.6 Ma)の年代の不一致から、中期中新世に進入したと推定している。本地域の石英閃緑岩体の放射年代は測定されていないが、上記のことから本報告では、本岩体の進入年代も中期中新世と推定した。

### V. 2 デイサイト (D)

北秋川上流や鶴川上流にデイサイトの岩脈が分布する。一番大きなものでも幅30mで、普通は幅3m前後で、レンズ状岩体をなし、その長軸の方向は地層の走向に調和的な北西-南東方向である。傾斜も確認できるところでは地層の傾斜と調和的なものもあり、一部のものは岩床とすべきかもしれない。その分布は今のところ小仏層群以南に限られており、人里以東には分布しない。西方については確認していない。デイサイトは変質を強く受けており、斑晶は石英と斜長石で、斜長石は累帯構造をなすが、大部分は方解石又は緑泥石に置換されている。石基は微小な斜長石からなる。その貫入の時代を示す証拠は得られていないが、本報告では中新世としておく。

## VI. 新第三系—五日市町層群—

### VI. 1 研究史

本図幅地域東部の五日市盆地には、新第三系五日市町層群が分布する。本層群については、東京から近いこともあって、古くからたくさんの研究がある。鈴木（1888）は、20万分の1地質図幅「東京」の中で、新第三系を3分し、向斜構造をなすとした。その後、伊木（1896）や神保（1904）の巡検報告、小林（1906）の簡単な化石の報告がある。総括的な研究としては藤本（1926b）が最初で、彼によって新第三系はT<sub>1</sub>-T<sub>5</sub>の5層に区分され、また植物・二枚貝などの化石が報告され、地質構造は単斜構造とみなされた。また、徳永・飯塚（1927）は、五日市の第三紀層を下位から幸神層、東人野層、天神橋層、玉ノ内層及び足下田層の5層に細分し、5万分の1地質図を示した。そして、向斜構造は、断層を伴うブロック運動により生じたと考えた。矢部（1927）は、藤本（1926b）のT<sub>4</sub>層中の粘板岩砂岩互層の上下判定から、鈴木（1888）と同様に向斜構造をなすとした。

藤本（1932a）は、五日市地域の先第三系、第三系及び第四系の研究をまとめ報告した。三土（1932）は7万5千分の1地質図幅「八王子」を公表し、その中で五日市盆地の第三系を上・中・下の3層に区分し、向斜構造をなすとした。金子（1955）は、新第三系の変形・断層について検討し、地質構造の形成過程を考察した。

菅野・新井（1964）は、第三系を下位から幸神層、小庄砂岩泥岩互層、館谷泥岩層、横沢泥岩砂岩互層、網代層の5層に区分し、これらは整合一連の堆積物であるとし、五日市町層群と呼んだ。そして、産出する貝化石が常磐地方の亀ノ尾貝化石群のものに近似するとし、その地質時代を中新世中期とした。またKanno（1967）は、貝化石を記載するとともに、古生態学的見地から五日市町層群の堆積環境を論じた。新井（1967）は、堆積構造の解析から五日市町層群の堆積史を考察した。Kurihara（1980）は、五日市町層群から二つの底生有孔虫群集と、8種の浮遊性有孔虫を識別し、その時代を中新世中期、恐らくその後期とした。

最近、五日市盆地団体研究グループ（1981b）は、五日市町層群を秋川層と網代層に分け、更に秋川層を7部層に細分した。そして、秋川層と網代層が不整合関係であるとした。また、五日市盆地団体研究グループ（1981a）は、鮮新-更新統の五日市砂礫層が新第三系の五日市町層群を明瞭な傾斜不整合で覆っていることを明らかにし、鮮新-更新統の堆積前に、網代層以下の新第三系がかなりの量の隆起・削剝を受けたとした。五日市盆地団体研究グループ（1983）及び石田ほか（1985）はクモヒトデ化石を、石田ほか（1983）はストロマトライト化石をそれぞれ記載し、それらを含む小庄泥岩部層及び館谷泥岩部層の堆積環境を論じている。伊藤（1985）は、五日市町層群の発達史を、盆地南縁の西北西-東南東方向の断層の右横ずれ運動に関連させて論じている。以上述べた研究史の中で、主な層序区分の変遷を第13表に示す。

五日市盆地団体研究グループ（1981b）は、秋川層と網代層の不整合関係を認めながらも、これらを一括して五日市町層群としている。本報告では、不整合関係の両層を一つの層群に一括することについて

第13表 五田市盆地新第三系の層序区分の変遷

藤本(1926b)	徳永・飯塚(1927)	菅野・新井(1964)	五田市盆地団体研究グループ(1981)	本報告(酒井, 1987)
T <sub>5</sub>	足下田層	網代層	網代層	網代層
T <sub>4</sub>	玉ノ内層	横沢砂岩 泥岩互層	横沢砂岩泥岩 部層	横沢砂岩泥岩 部層
T <sub>3</sub>	天神橋層	館谷泥岩層	伊奈砂岩部層	伊奈砂岩部層
T <sub>2</sub>	東入野層	小庄砂岩 泥岩互層	高尾凝灰岩部層	高尾凝灰岩部層
T <sub>1</sub>	幸神層	幸神層	館谷泥岩部層	館谷泥岩部層
			羽生凝灰岩部層	羽生凝灰岩部層
			小庄泥岩部層	小庄泥岩部層
			幸神礫岩部層	幸神礫岩部層

ては疑問があるが、このことを議論するのに十分な資料を得ていないので、五田市盆地団体研究グループ(1981b)の見解に従う。そして、基本的な層序は五田市盆地団体研究グループ(1981b)に従ったが、一部筆者の調査に基づき修正した。

## VI. 2 秋川層

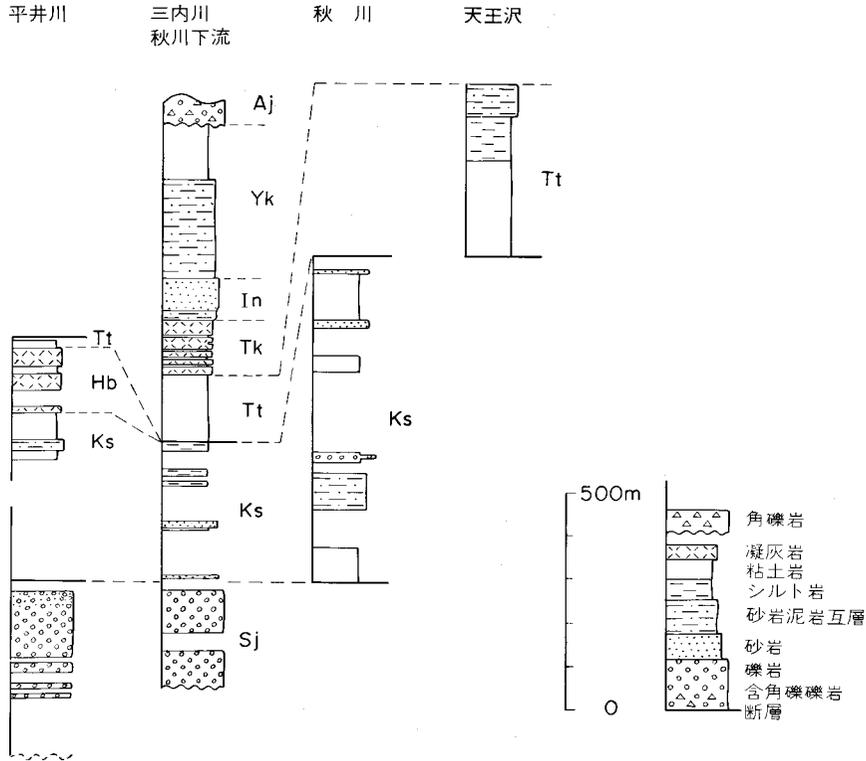
秋川層は、五田市盆地団体研究グループ(1981b)によって命名された。本層は、五田市盆地に発達する新第三系の主部を構成する地層で、下位から幸神礫岩部層、小庄泥岩部層、羽生凝灰岩部層、館谷泥岩部層、高尾凝灰岩部層、伊奈砂岩部層及び横沢砂岩泥岩部層の7部層に細分される(第30図)。また、上位の網代層に緩やかな傾斜不整合関係で覆われる(五田市盆地団体研究グループ, 1981b)。

秋川層からは、二枚貝・有孔虫(第14表)のほか、ウニ・カニ・魚のウロコ・クモヒトデ・ストロマトライトなどの化石を産出し、その地質時代は中新世中期、恐らくその後期と考えられている(KANNO, 1967; KURIHARA, 1980)

### VI. 2. 1 幸神礫岩部層 (Sj)

徳永・飯塚(1927)によって命名された。藤本(1926b)のT<sub>1</sub>、菅野・新井(1964)の幸神層、五田市盆地団体研究グループ(1981b)の幸神礫岩部層に相当し、幸神から北寒寺にかけての盆地北西部と、北部の坂本地域及び南部の広徳寺付近から小庄対岸の小沢・小峰峠北方を経て川口川上流北岸に分布する。模式地は、東京都西多摩郡日の出町幸神の御殿橋付近の平井川である。本部層の基底は垂角礫からなる淘汰不良の礫岩層(第31図)、中部は比較的淘汰の良い亜円礫-円礫からなる礫岩層、上部は礫岩と砂岩の互層(第32図)である。層厚は幸神で約400m、三内川では250mである。

礫岩を構成する礫は、秩父累帯の中・古生界に由来する砂岩が大部分を占め、チャート・泥岩・塩基性火山岩、まれに石灰岩を含む。礫径は平井川の御殿橋付近で平均5-10cmで最大径は約50cmである。元の大久野駅付近では砂岩礫が大部分でわずかにチャート・泥岩が認められる。



第30図 秋川層の地質柱状図

Sj: 幸神礫岩部層, Ks: 小庄泥岩部層, Hb: 羽生凝灰岩部層, Tt: 館谷泥岩部層, Tk: 高尾凝灰岩部層, In: 伊奈砂岩部層, Yk: 横沢砂岩泥岩部層, Aj: 網代層

基盤との関係は、三内川及び広徳寺で観察できる（五日市盆地団体研究グループ、1981b）。三内川では、ジュラ紀の川井層に属する主として砂岩や泥岩からなる海底地すべり堆積物を不整合に覆って、礫径5-10cmの礫岩層がのり、不整合面はほぼ垂直である（第33図）。

## VI. 2. 2 小庄泥岩部層 (Ko)

本部層は、菅野・新井（1964）によって命名された。藤本のT<sub>2</sub>、徳永・飯塚（1927）の東入野層、菅野・新井（1964）の小庄砂岩泥岩互層、五日市盆地団体研究グループ（1981b）の小庄泥岩部層にほぼ相当する。小庄付近の秋川流域から三内川を経て平井川流域に分布し、また、南部地域に、西北西-東南東方向に幅狭く分布する。模式地は、小庄付近の秋川である。本部層は、主として泥岩からなり、砂岩や礫岩層を挟み、南部地域では緑灰色の凝灰岩を挟む。また、小庄から天王沢にかけて層間異常構造が発達する（第34図）。層厚は350-750mである。

小峰峠北方から川口川上流北岸にかけての地域には、一部“鳥ノ巣石灰岩”の岩塊を含むが、一般に比較的淘汰の良い垂円礫-円礫からなる礫岩と、その上位に緑灰色の珪質凝灰岩や泥岩、砂岩からなる地層が分布する。五日市盆地団体研究グループ（1981b）は、これらの地層を高尾凝灰岩部層に対比し、



第 31 図 幸神礫岩部層の礫岩 (平井川)



第 32 図 幸神礫岩部層上部における礫岩と砂岩の互層 (三内川)



第 33 図 幸神礫岩部層基底の不整合（三内川） Kw：川井層，Sj：幸神礫岩部層



第 34 図 小庄泥岩部層中のスランプ褶曲（小庄付近の秋川）

小庄付近を通り，北西－南東走向で北東に傾斜した軸を持つ，転倒背斜の南西翼と考えた．しかし，地層が西北西－東南東走向で北に傾斜した順層であることや岩相の特徴から，本報告では，礫岩部を幸神礫岩部層に，凝灰岩・砂岩・泥岩からなる地層を本部層とした．

### VI. 2. 3 羽生凝灰岩部層 (Hb)

羽生凝灰岩部層は、五日市盆地団体研究グループ (1981b) によって命名・定義された。藤本 (1926b) の T<sub>3</sub> の一部、徳永・飯塚 (1927) の東入野層の一部及び菅野・新井 (1964) の館谷泥岩部層の一部に相当する。主に平井川流域に分布し、南に向かって薄化尖滅し、三内川以南には分布しない。層厚は羽生付近で 150 m である。主に青緑灰色極細粒-粗粒の酸性凝灰岩からなり、泥岩や砂岩を伴う。

### VI. 2. 4 館谷泥岩部層 (Tt)

菅野・新井 (1964) によって命名された。藤本 (1926b) の T<sub>3</sub>、徳永・飯塚 (1927) の天神橋層の一部、菅野・新井 (1964) の館谷泥岩層及び五日市盆地団体研究グループ (1981b) の館谷泥岩部層にほぼ相当する。模式地は館谷付近の秋川流域である。暗灰色-青灰色シルト岩ないし粘土岩からなり、径 25-30 cm や幅 10-20 cm ・長径 0.5-1 m の石灰質団塊を含む (第 35 図)。層厚は、館谷付近の秋川流域から天王沢で最も厚く約 250 m で、北方に向かって薄くなり、羽生付近では 100 m になる。

### VI. 2. 5 高尾凝灰岩部層 (Tk)

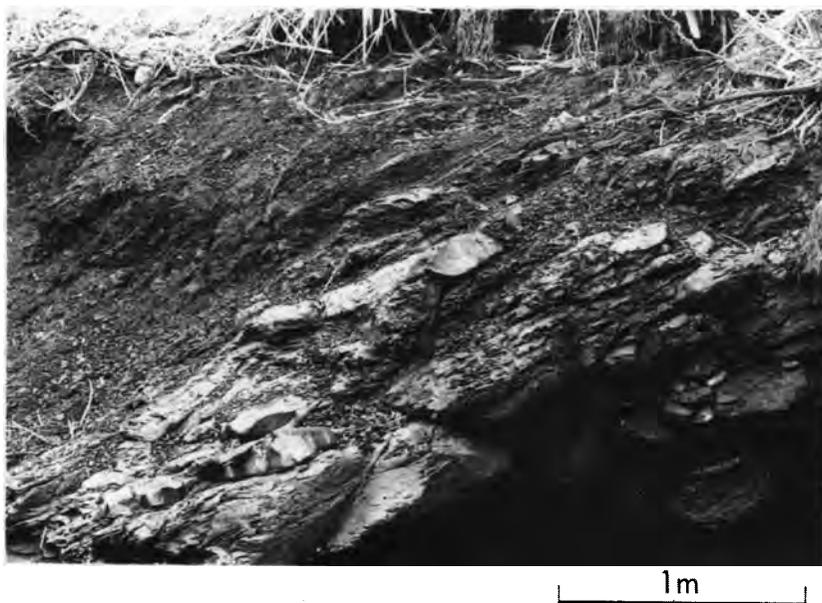
五日市盆地団体研究グループ (1981b) によって命名・定義された。本部層は、青緑灰色凝灰岩・珪質泥岩及び灰色シルト岩からなる。藤本 (1926b) の T<sub>4</sub> の一部、徳永・飯塚 (1927) の天神橋層の一部及び菅野・新井 (1964) の横沢砂岩泥岩互層の一部に相当する。模式地は高尾橋下流の秋川河床で、細粒-粗粒の緑灰色凝灰岩からなり、細粒のものは珪質である。層厚は 220-500 m である。凝灰岩は 2-10 cm 単位で良く成層する場合と、三内川におけるように 50-80 cm の厚さの中-粗粒で均質な場合 (第 36 図) とがある。高尾橋下流から南南東に向かって、天王沢の支流に良く追跡できる。

### VI. 2. 6 伊奈砂岩部層 (In)

五日市盆地団体研究グループ (1981b) によって命名・定義された。藤本 (1926b) の T<sub>4</sub> の一部、徳永・飯塚 (1927) の玉ノ内層の一部、菅野・新井 (1964) の横沢砂岩泥岩互層の一部に相当する。模式地は高尾橋下流の秋川で、緑灰色の凝灰質砂岩からなる。層厚はほぼ一定しており、70-100 m である。本部層は模式地のほか、網代と川口川を結ぶ道路沿いの、ゴルフ場横にも好露出がある。

### VI. 2. 7 横沢砂岩泥岩部層 (Yk)

菅野・新井 (1964) によって命名された。藤本 (1926b) の T<sub>4</sub> の一部、徳永・飯塚 (1927) の玉ノ内層の一部及び足下田層の一部、菅野・新井 (1964) の横沢砂岩泥岩互層の一部及び五日市盆地団体研究グループ (1981b) の砂岩泥岩互層に相当する。模式地は横沢付近の秋川流域である。本部層は緑灰色砂岩と泥岩の互層からなり、北東方向に細粒化し、北部では泥岩となる。層厚は 350 m である。秋川では、下部は 1-2 m 単位の砂岩勝ち砂岩泥岩互層 (第 37 図)、中部は 5-10 cm 単位で良く成層した灰緑色の凝灰質シルト岩、上部は再び緑灰色砂岩とシルト岩の互層となり、最上部では砂岩中に細礫を含む。



第 35 図 館谷泥岩部層中の石灰質団塊（三内川）



第 36 図 高尾凝灰岩部層の酸性凝灰岩（三内川下流）ハンマーの置いてある部分



第 37 図 横沢砂岩泥岩部層の砂岩泥岩互層（高尾付近の秋川）



第 38 図 網代層の角礫を多く含む礫岩（高尾付近の秋川）



急激に粒径を減じることから、堆積物の供給地が南側にあったとしている。しかし、礫の大半を占める黒色砂岩は、南方に分布する小仏層群には分布せず、むしろ五日市盆地の北方や西方に広く分布する秩父累帯の地層群に一般的である。したがって、南方からの礫の供給は否定的であり、むしろ秩父累帯から主に堆積物が供給された可能性が強い。

#### VI. 4 化 石

五日市町層群は、各種の化石が多産することで知られている、KANNO (1967) は、秋川層の小庄泥岩部層、羽生凝灰岩部層及び館谷泥岩部層から産出する軟体動物化石を記載し（第14表 T27-51、付図）、貝化石群集が常磐地方の亀ノ尾貝化石群のものに近似するとし、その時代を中新世中期とした。また、植物化石についても報告している。貝化石については、五日市盆地団体研究グループ (1983) が館谷泥岩部層から、上記以外に、*Portlandia lanceolata*, *Nuculana cf. robai*, *Turritella sp.* を報告している。また、筆者は、三内川に分布する幸神礫岩部層上部の礫岩砂岩互層に挟まれる暗灰色シルト岩から、二枚貝化石を発見した。

KURIHARA (1980) は、秋川層の小庄泥岩部層、羽生凝灰岩部層、館谷泥岩部層及び横沢砂岩泥岩部層から産出する有孔虫化石を検討し（第14表 T1-26、付図）、*Cyclamina* や *Nonionella* で特徴づけられる群集と *Nonionella* と *Haplophragmoides* で特徴づけられる群集の二つの底生有孔虫群集と、8種の浮遊性有孔虫を識別し、その時代を中新世中期後半とした。

小庄泥岩部層からは、二枚貝・有孔虫のほか、カニ・クモヒトデ・ストロマトライトなどの化石が産出する（菅野・新井, 1964；五日市盆地団体研究グループ, 1981b, 1983；石田ほか, 1983, 1985）。

館谷泥岩部層からは、二枚貝・有孔虫のほかには、ウニ・カニ・魚のウロコ・クモヒトデの化石などを多産する（菅野・新井, 1964；五日市盆地団体研究グループ, 1981b；石田ほか, 1983）。

#### VI. 5 地 質 構 造

先に述べたように、本地域の新第三系については、かつて大きく二つの考え方があった。すなわち、鈴木 (1888) を始め、矢部 (1927)、三土 (1932) は向斜構造をなすとした。これは基底部の礫岩層（幸神礫岩部層）と網代層とを同層準とみなしたことによる。一方、藤本 (1926b, 1932) は同斜構造とみなし、菅野・新井 (1964)、新井 (1967) は、網代層に下位の新第三系の礫が含まれることから、2つの礫岩の層準が異なることを明らかにし、南東に開いた半盆状の同斜構造をなすとした。

最近、五日市盆地団体研究グループ (1981) は、新第三系を断層に切られた北部・中部・南部の三構造区に区分し、北部は南東方に大きく沈下する向斜軸を持つ向斜構造をなすこと、中部には東南東方向に大きく沈下する軸を持つ1向斜・1背斜を認め、南部は西北西-東南東走向で北に傾斜した南上位の逆転構造をなし、中部の転倒背斜構造の南翼をなすとし、全体としては二つの向斜軸と二つの背斜軸を持つ褶曲構造をなすとした。この褶曲構造は、小庄泥岩部層中に転倒背斜軸が存在し、南部に高尾凝灰岩部層が分布し、それは南上位の逆転層であることにより成立する、しかし、筆者の調査によれば、小

庄泥岩部層のスランプ構造が卓越する地域に背斜構造を認めることは困難であり、また、南部地域の地層は、北傾斜の正順層である。更に、南部の高尾凝灰岩部層に対比された地層は、すでに述べたように、岩相から幸神礫岩部層の上部と小庄泥岩部層に対比することができる。以上のことから、五日市盆地の新第三系は、褶曲構造をなしているのではなく、東に開いた半盆状の同斜構造をなすと考える。

上記をまとめると、五日市盆地の新第三系は南北、東西、西北西-東南東及び北西-南東方向の断層で切られて複雑な構造を示すが、大局的には東方に開いた半盆状構造をなし東方に向かってより上位の地層が重なる同斜構造をなす。

## Ⅶ. 第四系

本地域に分布する第四系は、河岸段丘堆積物と現河床堆積物である。河岸段丘堆積物は多摩川及び秋川流域を中心に比較的広く分布するが、現河床堆積物は本地域東部の各河川の下流部にわずかに分布するにすぎない。

### Ⅶ. 1 河岸段丘堆積物

河岸段丘堆積物は多摩川と秋川流域に広く発達し、また、平井川、北浅川とその支流の山入川・小津川及び鶴川の流域にも発達している。これらのうち多摩川流域については、古くは脇水（1918 a, b）の研究に始まり、寿円（1965）・高木（1976）及び角田（1981）の研究がある。又、秋川及び平井川流域については、五日市盆地周辺について鈴木（1962）の報告がある。本報告では、これらの地域については、上記の文献におおむね従い、一部4万分の1航空写真の判読及び現地調査により修正した。又、川口川・山入川・小津川・北浅川及び鶴川流域の段丘は主として航空写真判読によった。

本報告では五日市地域の段丘堆積物を以下の五つに区分した。それらの地質時代は、ローム層との関係から、 $T_1$ 及び $T_2$ 河岸段丘堆積物は更新世、 $T_3$ 河岸段丘堆積物から $T_5$ 河岸段丘堆積物は完新世の堆積物（いわゆる“沖積段丘”堆積物）である。

#### Ⅶ. 1. 1 $T_1$ 河岸段丘堆積物 ( $t_1$ )

本地域の最高位段丘面を形成する堆積物である。山梨県北都留郡上野原町猪丸付近の340-440 mの高度に発達する。段丘面は解析されており、ローム層を確認していないが、他の段丘面との関係から武蔵野面の堆積物に対比しておく。堆積物は径数10 cmの亜円礫ないしは亜角礫と砂からなる。厚さは猪丸付近で2-3 mである。

また、八王子市北浅川上流の上恩方町にも狭小な分布が認められる。

#### Ⅶ. 1. 2 $T_2$ 河岸段丘堆積物 ( $t_2$ )

$T_2$  河岸段丘堆積物は、礫及び立川ローム層からなる。多摩川流域では立川面と青柳面（高木，1976）に、あるいは新町面と青梅面（角田，1981）に2分されているが、本報告では一括した。青梅駅から宮

の平駅付近。和田町一丁目から梅郷一丁目にかけて、二俣尾-軍畑、沢井、川井、白丸、海沢と点在して分布するが、氷川より上流には分布しない。青梅付近では高度約200mで、角田（1981）によれば、段丘礫層は灰褐色で、粒径約10cm以下の円礫からなり、その上に1m以下の立川ローム層がのる。また、和田町一丁目では礫径20cmの円礫からなる段丘礫層の下に葉理の発達した火山灰が見られる。

秋川流域では軍道から十里木・西戸倉・小和田・留原に点在する。段丘礫層の上に立川ローム層がのることから、立川面に対比されている。川口川・小津川・北浅川及び鶴川の沢渡より下流にも狭小に発達している。

#### Ⅶ. 1. 3 T<sub>3</sub> 河岸段丘堆積物 (t<sub>3</sub>)

T<sub>3</sub> 河岸段丘堆積物は、多摩川流域では拝島面に、秋川では五日市市街の面に、本地域内の鶴川流域では最下位の段丘に発達する堆積物である。多摩川流域では、梅郷一丁目から二俣尾にかけての両岸に広く発達し、また沢井から御岳にかけての地域にも発達する。角田（1981）によれば、礫層の厚さは一般に2-5mで、その下位は基盤岩となっている。

秋川流域では、五日市の市街地を中心に広く発達する。また、鶴川流域では、坂本から大垣外にかけての地域に、T<sub>2</sub> 河岸段丘より約20m下に狭小に発達している。

#### Ⅶ. 1. 4 T<sub>4</sub> 河岸段丘堆積物 (t<sub>4</sub>)

T<sub>4</sub> 河岸段丘堆積物は、多摩川流域では高木（1976）及び角田（1981）の天ヶ瀬面の堆積物で、畑中三丁目から上流は奥多摩町氷川まで分布し、その上流には分布しない。礫層は一般に3-4m以下である。秋川流域では三内・館谷・高尾に発達している。礫層の厚さは数m前後である。

#### Ⅶ. 1. 5 T<sub>5</sub> 河岸段丘堆積物 (t<sub>5</sub>)

T<sub>5</sub> 河岸段丘堆積物は、多摩川流域では高木（1976）及び角田（1981）の千ヶ瀬面の堆積物に相当し、畑中三丁目付近から梅沢にかけての地域と氷川から檜村にかけての地域に分布する。模式地の青梅市千ヶ瀬では、現河床からの比高は約20mで、礫層は5-6m以下である。秋川流域では中村・小和田・小中野では比較的広く発達するが、星竹から上流の北秋川の夏地、南秋川の南郷までは狭く発達するにすぎない。

### Ⅶ. 2 現河床堆積物 (a)

現河床堆積物は、本地域が山地地域であることから、非常にわずかに分布するにすぎない。ただし、多摩川流域における高木（1976）の低位段丘又は、角田（1981）の林泉寺面及び郷土博物館面、秋川流域において鈴木（1962）の第5河岸段丘に分布する堆積物は、分布面積もわずかで、しかも点在しているため、本報告では現河床堆積物に含めた。

本堆積物は、多摩川の二俣尾より下流及び秋川の小庄より下流の曲流部では比較的広く発達しており粒径5-20cm程度の亜円礫と砂が堆積している。

## VIII. 応用地質

### VIII. 1 非金属鉱床

五日市地域の非金属鉱床にはマンガン鉱床と石灰石鉱床がある。マンガンは第二次世界大戦中を中心に開発・出鉱されたが、現在はすべて閉山している。石灰石は秩父累帯に分布するものが稼行されている。

#### VIII. 1. 1 マンガン鉱床

本地域内のマンガン鉱床は、秩父累帯に分布するチャートと密接に関連して存在し、鉱床は様々な形を示すが、一般にレンズ状あるいは層状である。各地のチャート中に採掘跡や試掘跡が残っているが、主要な鉱山としては白丸鉱山及び多摩鉱山があったが、現在はいずれも閉山している。

**白丸鉱山** 本鉱川は国鉄青梅線鳩の巣駅の西方約0.5km、奥多摩町白丸向東にある。多摩川に面する本鉱は白丸ダムの建設により水没している。鉱床は、海沢層のチャートに伴う層状又はレンズ状の鉱床である。宮沢・豊（1973）によれば、鉱床の走向はN30°Wで、40-60°北東に傾斜し、鉱床の上盤は砂岩、下盤はチャートである。鉱石はブラウン鉄、炭マン、テフロ石などからなり、品位はMnO 45-50%で高い。1942-1944年に3,437tの出鉱があった。

**多摩鉱山** 国鉄奥多摩駅東方1kmの山腹に分布する、海沢層のチャート中に胚胎し、1948-1950年に610t（品位MnO 30-35%）の出鉱が記録されているが、詳細は不明である（大森，1977）。

#### VIII. 1. 2 石灰石鉱床

本地域の石灰石鉱山は生産統計には6鉱山が掲載されているが、日向和田・玉ノ内及び古里の3鉱山は碎石を主に稼働しているので、ここでは、宮沢（1973）に基づき、勝峰鉱山、青梅鉱山及び檜原鉱山の3鉱山について記述する。

**勝峰鉱山** 西多摩郡日の出町にある。鉱床は海拔454.4mの勝峰山の東側山腹に張り付いたような形状を示し、川井層に含まれ、周囲の地層の走向方向に調和的に延びるレンズ状鉱床である。そして、走向方向に直交する2本の断層で3ブロックに分けられている。鉱床の末端部では塩基性火山岩や泥岩と複雑に入り組んでおり、また岩体の周囲には石灰岩の小レンズが多く分布する。この鉱山は明治42年頃、既に石灰原料採掘の目的で開鉱されていたといわれる。本格的な開発は大正15年に浅野セメント(株)の経営になってからである。鉱石はCaCO<sub>3</sub>が98%を越え、良質である。

**青梅鉱山** 青梅市上成木にあり、昭和4年に浅野セメント(株)が開鉱し、昭和42年瑞穂建材工業(株)に買収され、昭和53年に奥多摩工業(株)に吸収合併された。鉱床は、成木層中のチャートを挟む砂岩・泥岩の互層中に存在し、非常に不規則な形状を示す。走向傾斜はバラつくが、概ねN30-40°W、80°NEである。この鉱床は、オリストリスと推定される。

**檜原鉱山** 西多摩郡檜原村本宿にある。昭和37年に開山した。鉱床は本宿集落の北方、北秋川の東

西両岸に分布する御前山層に属する石灰岩で、採掘されたのは東岸のものである。日本セメント(株) 西多摩工場のセメント原料として採掘した。昭和 37-54 年に約 103 万 t 出鉱したが、鉱量の減少に伴い、昭和 54 年に閉山した。

## VIII. 2 砕石

五日市地域で採掘されている砕石については、安田・岡野(1978)の報告があり、秩父累帯のものと四万十累帯のものに大別できる。どちらも砂岩を主として採掘しているが一部は泥岩、石灰岩をふくめて採掘している。

秩父累帯中帯では青梅市の成木層で2箇所、雷電山層で3箇所、川井層では3箇所で採石されている。また、秩父累帯南帯では五日市町で海沢層の砂岩が1箇所採石されている。一方、四万十累帯では、小仏層群の盆堀川層の砂岩泥岩互層分布域に限られる。すなわち、檜原村で1箇所、盆堀川と刈寄川でそれぞれ1箇所、八王子市の川口川では7箇所採石が行われている。

## 文 献

- 新井重三(1967) 五日市盆地第三紀層中にみられる堆積構造の研究. 埼玉大紀要(教育学部), vol. 16, p. 81-106.
- 張 麗旭(1939) 武蔵五日市岩井三疊紀層に関する二三の新事実について. 地質雑, vol. 46, p. 113-116.
- 江原真伍(1925) 小仏古生層の時代如何. 地球, vol. 3, p. 521-526.
- FURUKUBO, M., TONISHI, K., SASHIDA, K. and IGO, H. (1985) Biostratigraphy of the Middle Jurassic Radiolaria in the south zone of the Chichibu Terrain in the Kanto mountains, Central Japan. *Ann. Rep. Inst. Geosci., Univ. Tsukuba*, no. 11, p. 27-31.
- 畠山久重(1933) 武蔵国大嶽山に石炭層発見. 地質雑, vol. 15, p. 178.
- HISADA, K. (1983) Jurassic olistostrome in the southern Kanto Mountains, Central Japan. *Sci. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba, Sec. B*, vol. 4, p. 99-119.
- 久田健一郎(1984) 関東山地南部芦ヶ久保-鴨沢地域の中・古生層. 地質雑, vol. 90, p. 139-156.
- ・上野 光・岸田容司郎(1986) 関東山地小仏層群より白亜紀放射状化石の産出. 大阪微化石研究会誌, 特別号, no. 7, p. 255-258.
- 藤本治義(1925) 青梅付近の石灰岩層と礫岩層. 地学雑, vol. 37, p. 133-134.
- (1926 a) *Pseudomonotis* の新産地. 地質雑, vol. 33, p. 113-115.
- (1926 b) 関東山地東縁部の地質学的考察. 地質雑, vol. 33, p. 119-142.
- (1931) 小仏層に就いて. 地学雑, vol. 43, p. 377-383.
- (1932 a) 東京府下西多摩郡五日市地方の地質に就て. 博物雑, vol. 30, p. 1-8.
- (1932 b) 関東山地東南部の地質学的研究. vol. 39, p. 430-457.

- 藤本治義 (1933 a) 関東山地東部の地質学的研究. 地質雑, vol. 40, p. 1-15.
- (1933 b) 関東山地の放散虫チャートの成因に就て (予報). 博物雑, vol. 31, p. 85-96.
- HUZIMOTO, H. (1936 a) Stratigraphical and Palaeontological studies of the Titibu System of the Kwanto Mountainland, Part I Stratigraphy. *Sci. Rep. Tokyo Bunrisha Daigaku, Sec. C*, no. 6, p. 157-188.
- (1936 b) Stratigraphical and Palaeontological studies of the Titibu System of the Kwanto Mountainland, Part II Palaeontology. *Sci. Rep. Tokyo Bunrisha Daigaku, Sec. C*, no. 2, p. 29-125.
- 藤本治義 (1938) 関東山地の鳥ノ巣統に就いて. 地質雑, vol. 45, p. 478-480.
- (1939) 関東山地の鳥ノ巣統に就いて. 矢部教授還暦記念論文集, vol. 1, p. 457-479.
- (1949) 多摩川流域の中生層. 地質雑, vol. 55, p. 116-117.
- (1951) 日本地方地質誌; 関東地方. 345p., 朝倉書店, 東京.
- ・鈴木道夫 (1957) 小河内地方の地質について. 東京都文化財調査報告書, no. 3, p. 1-28.
- ・——— (1968) 奥多摩・秋川流域の地形・地質と文化財 (天然記念物). 東京都文化財調査報告書, no. 20, p. 181-203.
- ICHIKAWA, K. (1950) A study on the radiolarian fauna of Mt. Mitake in the southeastern part of the Kwanto Mountainland, Japan. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. 2*, vol. 7, p. 281-315.
- (1951) Notes on *Entomonotis*-bearing Triassic Formation at Iwai near Itsukaichi, Tokyo Prefecture, with a description of a new *Entomonotis*. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 2, p. 43-48.
- 市川浩一郎・工藤 晃 (1951) 関東山地南東部の三畳紀層. 日本三畳系の地質, p. 26-32, 地質調査所.
- 伊木常誠 (1896) 五日市盆地の成因. 地質雑, vol. 3, p. 187-188.
- 猪郷久治 (1979) 二畳紀コノドントの生層序. 鹿沼茂三郎教授退官記念論文集, p. 5-20.
- 猪郷久義 (1972) 新しい示準化石—コノドント—. 地学雑, vol. 81, p. 142-151.
- ・菅野三郎・新藤静夫・渡部景隆 (1980) 日本地方地質誌; 関東地方, 改訂版. 493p., 朝倉書店, 東京.
- IGO, H. and KOBAYASHI, F. (1974) Carboniferous conodonts from the Itsukaichi district, Tokyo, Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 96, p. 411-426.
- 猪郷久義・指田勝男・久田健一郎・大和田清隆 (1984) 関東山地秩父帯中・南部及び四万十帯の層相. 日本地質学会第91年学術大会見学旅行案内書, p. 21-38, 日本地質学会.
- INOUE, M. (1974) Geologic structures of the Chichibu Terrain in the Kanto Mountainous Land, Japan. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. 2*, vol. 19, p. 1-25.
- ISHIDA, T. (1972) Greenstones of the Shimanto zone in the southwestern margin of the Kanto Massif (I). *Mem. Fac. Lib. Arts & Educ. Yamanashi Univ.*, vol. 23, p. 94-

99.

- 石田 高 (1974) 関東山地における四万十帯小仏層群の緑色岩類 (II). 山梨大学教育研報, vol. 25, p. 45-50.
- 石田吉明・樽 良平・川上敏章・五日市盆地団研古生物研究グループ (1985) 五日市盆地中部中新統産の化石クモヒトデ (第2報). 日本地質学会第92年学術大会講演要旨, p. 266.
- ・—————・—————・大森昌衛・五日市盆地団研古生物研究グループ (1983) 五日市盆地の中新統より産出したストロマトライト化石について. 日本地質学会第90年学術大会講演要旨, p. 275.
- 伊藤 慎 (1985) 東京都西部, 五日市盆地の新第三紀堆積体発達史. 日本地質学会第92年学術大会講演要旨, p. 248.
- 五日市盆地団体研究グループ (1981 a) 鮮新-更新統の五日市砂礫層基底にみられる不整合の意義. 地質学論集, no. 20, p. 177-185.
- (1981 b) 五日市盆地の新第三系, 地球科学, vol. 35, p. 183-197.
- (1983) 五日市盆地中部中新統産の化石クモヒトデ. 地球科学, vol. 37, p. 219-224.
- 五日市盆地団研古生物研究グループ (1985) 五日市盆地中部中新統産の化石クモヒトデ (第2報). 地球科学, vol. 39, p. 186-194.
- 伊与田紀夫・指田勝男・猪郷久義 (1984) 関東山地小河内層群より後期白亜紀放射虫化石の産出. 地質雑, vol. 90, p. 415-416.
- 神保小虎 (1904) 五日市付近へ三日間の地質巡検. 地質雑, vol. 11, p. 128-134.
- 寿円晋吾 (1965) 多摩川流域における武蔵野台地の段丘地形の研究. 地理評, vol. 38, p. 557-571, p. 591-612.
- 金子史朗 (1955) 東京都五日市第三系の地質構造. 地質雑, vol. 61, p. 471-480.
- KANNO, S. (1967) Molluscan fauna from the Miocene formations in the Itsukaichi basin, Tokyo Prefecture. *Pro. H. Shibata Memorial Volume*, p. 396-406.
- 菅野三郎・新井重三 (1964) 五日市盆地の第三系について. 秩父自然科博研報, no. 12, p. 1-16.
- 加藤祐三 (1968) 山梨県甲府盆地周縁の第三紀花崗岩類について. 岩鉱, vol. 59, p. 21-39.
- KATO, Y. (1968) Petrology of the Tertiary granitic rocks around Kofu Basin, Central Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, Ser. 3, vol. 10, p. 241-312.
- 木村敏雄 (1983) 関東山地の仏像線と衝上断層群. 日本列島—その形成に至るまで— [III上], 古今書院, 東京, p. 1147-1153.
- 木村敏雄・徳山 明・吉田鎮男 (1976) 関東山地の三宝山帯における巨大なデッカー川乗谷デッカーについて. 日本地質学会第83年学術大会講演要旨, p. 146.
- 小林儀一郎 (1906) 五日市の化石地質雑, vol. 13, p. 217.
- 小林貞一 (1939) 所謂多摩川系中に於ける紡錘虫石灰岩の発見. 地質雑, vol. 46, p. 494-495.
- ・昭和17年度東大地質学科中期生一同 (1943) 関東山地敷地の地質に就いて. 地質雑, vol. 50, p. 229-241.

- 小池敏夫 (1979) 三疊紀コノドントの生層序. 鹿沼茂三郎教授退官記念論文集, p. 21-78.
- ・府川 明・武山謙一・石井秀夫 (1979) 名郷, 氷川ならびに御前山地域 (関東山地) の三疊系とコノドント群集. 鹿沼茂三郎教授退官記念論文集, p. 79-88.
- KOIKE, T., IGO, H., TAKIZAWA, S. and KINOSHITA, T. (1971) Contribution to the geological history of the Japanese Islands by the conodont bio-stratigraphy, part II. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 77, p. 165-168.
- 小池敏夫・池崎文也・岡村 晋・高島清行 (1980) 関東山地各地の層序ならびに地質構造. 昭和54年度科学研究費補助金 (総合研究A) 「日本列島北部における地向斜及び構造帯区分の再検討」研究成果報告書, p. 77-86.
- KOIKE, T., KOBAYASHI, F. and OZAWA, T. (1985) Smithian (Lower Triassic) conodonts from Iwai, Hinode-machi, Nishitama-gun, Tokyo-to. *Sci. Rep., Yokohama National Univ.*, Sec. 2, no. 32, p. 45-56.
- 小池敏夫・渡辺耕造・猪郷久治 (1979) 日本産三疊紀コノドントによる新知見. 地質雑, vol. 76, p. 267-269.
- 河野義礼・植田良夫 (1966) 本邦産火成岩の K-A dating (IV) —東北日本の花崗岩類. 岩鉱, vol. 56, p. 41-55.
- 工藤 晃 (1946) 武蔵国五日市岩井に於ける *Halobia* 層の発見. 地質雑, vol. 52, p. 64.
- KUMMEL, B. and SAKAGAMI, S. (1960) Mid-Scythian ammonites from Iwai Formation, Japan. *Breviora*, no. 126, p. 1-11.
- KURIHARA, K. (1980) Miocene foraminiferal fauna of the Itsukaichimachi Group of the Itsukaichi Basin, Kanto region, Central Japan. *Prof. S. Kanno Memorial volume*, p. 233-239.
- 牧野泰彦 (1973) 小仏層群の層序学的ならびに堆積学的研究. 地質雑, vol. 79, p. 299-308.
- 松田博幸・羽田野誠一 (1975) 関東平野西縁の線状構造について. 日本地理学会予稿集, no. 8, p. 76-77.
- ・———・星埜由尚 (1977) 関東平野とその周辺の活断層と主要な構造的線状地形について. 地学雑, vol. 86, p. 92-109.
- 三土知芳 (1932) 7万5千分の1地質図幅「八王子」及び同説明書. 54p., 地質調査所.
- 宮沢俊弥 (1973) II. 2. 2. 石灰岩鉱床. 今井秀喜・河井興三・宮沢俊弥編, 日本地方鉱床誌関東地方, 朝倉書店, 東京, p. 249-264.
- ・豊 遙秋 (1973) II. 1. 6. マンガン鉱床. 今井秀喜・河井興三・宮沢俊弥編, 日本地方鉱床誌関東地方, 朝倉書店, 東京, p. 166-215.
- 三好武司・大島 良・加藤実治・本田弘幸・坂 幸恭 (1983) 関東山地多摩川上流, 秩父帯の地質と放散虫化石. 日本地質学会第90年学術大会講演要旨, p. 195.
- 西宮克彦 (1976) 山梨県小菅村の小仏層群よりイノセラムスを発見. 地質雑, vol. 82, p. 795-796.
- ・山際延夫 (1971) 山梨県丹波山村青岩谷よりサンゴ化石の発見. 地質雑, vol. 77, p. 791-

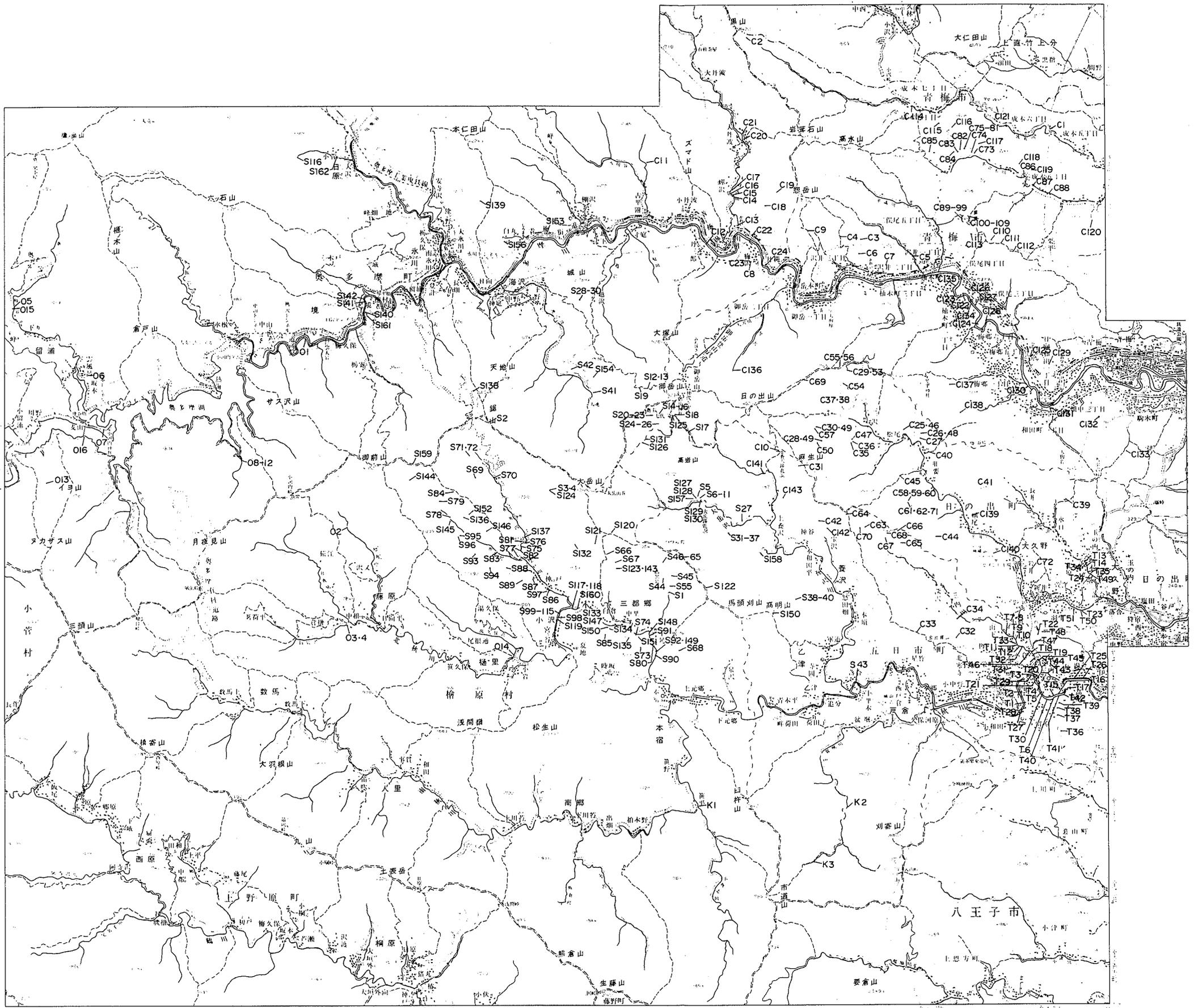
792.

- NISHIMIYA, K. and YAMAGIWA, N. (1973) Coral fossils from the Kosode Formation, Yamanashi Prefecture. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 89, p. 15-23.
- 小川勇二郎 (1975) 東京都西部小仏層群の断裂系 (第1報). 日大自然科学研究紀要, no. 10, p. 112.
- OGAWA, Y. (1976) Fracture systems in the Kobotoke Group in the western part of Metropolitan of Tokyo (Part 2). *Proc. Inst. Nat. Sci., Nihon Univ., Earth Sci.*, no. 11, p. 1-16.
- 小川勇二郎 (1980) 関東山地四万十帯の大滝, 小河内, 小仏層群の大構造と小構造の関係. 日本地質学会第87年学術大会講演要旨, p. 358.
- ・光 勉・堀内一利 (1976) 小仏層群の地質構造(2). 日本地質学会第83年学術大会講演要旨, p. 129.
- OGAWA, Y. and HORIUCHI, K. (1978) Two types of accretionary fold belts in central Japan. *Jour. Phys. Earth*, vol. 26, Suppl., S 321-336.
- 大久保雅弘・堀口万吉 (1969) 万場地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 66p.
- 奥村 清 (1975) 小仏層群について. 神奈川地学, vol. 6, no. 1, p. 1-18.
- ・門倉睦男 (1973) 相模湖周辺の地質(1). 神奈川地学, vol. 5, no. 8, p. 143-150.
- 大森昌衛編 (1977) 東京の地質をめぐって. 日曜の地学, vol. 4, 築地書館, 東京, 184p.
- 大和田清隆・石黒宏治・渡辺真司 (1984) 関東山地南東部多摩川流域秩父帯の層序の再検討と地質構造. 日本地質学会第91年学術大会講演要旨, p. 200.
- ・坂 幸恭 (1982) 関東山地奥多摩地方, 秩父帯の中・古生層. 大阪微化石研究会誌, 特別号, no. 5, p. 67-80.
- 小沢智生 (1975) 関東山地南東部多摩川流域の中古生層の層序. 九大理研報, vol. 12, p. 57-76.
- OZAWA, T. and HAYAMI, I. (1969) Triassic *Oxytoma* bed in the suburbs of Ome City, Kwanto Mountains. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 73, p. 32-40.
- 小沢智生・石井 醇・鹿沼茂三郎 (1965) 関東山地南東部の地質学的研究 その1 東京都青梅市西北方雷電山付近の地質. 地質雑, vol. 71, p. 378.
- ・小林文夫 (1985) 関東山地南部の中・古生界の層序と地質構造. 兵庫教育大紀要 (自然系教育, 生活・健康系教育), vol. 6, no. 3, p. 103-141.
- ・平 朝彦・小林文夫 (1985) 西南日本の帯状構造はどのようにしてできたか. 科学, vol. 55, p. 4-13.
- RIEDEL, W.R. and SANFILLIPPO, A. (1978) Stratigraphy and evolution of tropical Cenozoic Radiolarians. *Micropaleont.*, vol. 23, p. 61-96.
- 斎藤 靖 (1984) 関東山地, 五日市北方地域より産する前期二疊紀放射散虫について. 日本地質学会第91年学術大会講演要旨, p. 233.

- SAKAGAMI, S. (1955 a) Lower Triassic ammonites from Iwai, Oguno-mura, Nishitama-gun, Kwanto Massif, Japan. *Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku, Sec. C*, vol. 30, p. 131-140.
- (1955 b) Fusulinids from the limestone conglomerate in the Yagooki Valley, Tamanouchi, Hinode-mura, Nishitama-gun, Tokyo-to, Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 24, p. 259-265.
- 坂上澄夫 (1958) 東京都下五日市町北方の二畳系上部統の礫岩について. 藤本治義教授還暦記念論文集, p. 91-97.
- SAKAGAMI, S. (1973) Early Carboniferous Visean Faunas discovered from Mitsuzawa, Southwestern part of the Kanto Massif, Gastropods. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 90, p. 95-98.
- and OMATA, T. (1957) Lower Permian Fusulinids from Shiraiwa, northern part of Ome, Nishitama gun, Japan. *Jour. Geol. Geogr.*, vol. 28, p. 247-269.
- 酒井 彰 (1982) 関東山地東南部の地質. 地団研第36回総会シンポジウム資料集, p. 76-81.
- (1986) 「五日市」地域の小仏層群について. 日本地質学会第93年学術大会講演要旨, p. 206.
- 坂井 充 (1981) 関東山地小河内層群の地質学的研究. 日大・理工・卒論 (手記), 40p.
- 坂本 亨・酒井 彰・秦 光男・宇野沢 昭・岡 重文 (1987) 20万分の1地質図幅「東京」. 地質調査所.
- SASHIDA, K., IGO, H., HISADA, K., TONISHI, K., IYOTA, N. and IWASAKI, T. (1984) Cretaceous radiolarians from the Kanto Mountains, central Japan. *Ann. Rep. Inst. Geosci., Univ. Tsukuba*, no. 10, p. 106-110.
- 指田勝男・猪郷久治・猪郷久義・滝沢 茂・久田健一郎 (1982) 関東地方のジュラ系放射散虫化石について. 大阪微化石研究会誌, 特別号, no. 5, p. 51-66.
- SASHIDA, K., IGO, Hisayoshi, IGO, Hisaharu, TAKIZAWA, S. and HISADA, K. (1982) On the occurrence of Jurassic radiolarians from the Kanto Region and Hida Mountains, central Japan. *Ann. Rep. Inst. Geosci., Univ. Tsukuba*, no. 8, p. 74-77.
- 指田勝男・猪郷久義・滝沢 茂・久田健一郎・遠西敬二 (1983) 関東山地のジュラ紀放射散虫. 日本地質学会第90年学術大会講演要旨, p. 196.
- SASHIDA, K. and TONISHI, K. (1985) Permian radiolarians from the Kanto Mountains, Central Japan — Some Upper Permian Spumellaria from Itsukaichi, western part of Tokyo Prefecture —. *Sci. Rep. Inst. Geosci., Univ. Tsukuba, Sec. B*, vol. 6, p. 1-19.
- and ————— (1986) Upper Permian stauraxon polycystine radiolaria from Itsukaichi, western part of Tokyo Prefecture. *Sci. Rep. Inst. Geosci. Univ. Tsukuba, Sec. B*, vol. 7, p. 1-13.

- 指田勝男・遠西敬二・猪郷久義 (1986) 東京都五日市町宝沢付近より産する前期ジュラ紀放射散虫. 大阪微化石研究会誌, 特別号, no. 7, p. 35-43.
- 佐藤 正・杉田宗満・吉田鎮男・木村敏雄 (1973) 鶴川破砕帯について. 日本地質学会第80年学術大会講演要旨, p. 297.
- SHIBATA, K. and ISHIHARA, S. (1979) Rb-Sr whole-rock ages and K-Ar mineral ages of granitic rock in Japan. *Geochem. Jour.*, vol. 13, p. 113-119.
- 柴田 賢・加藤祐三・三村弘二 (1984) 甲府市北部の花崗岩類とその関連岩の K-Ar 年代. 地調月報, vol. 35, p. 19-24.
- 清水三郎 (1932) 東京都西多摩郡大久野村岩井産下部三疊紀アンモナイト並本邦海成下部三疊紀の Life-Zones の対比に就きて. 地質雑, vol. 44, p. 93-107.
- 鈴木康司 (1962) 南関東西縁地域の第四系および地質構造発達史の研究 I. 資源科学研彙報, no. 56-57, p. 1-11.
- 鈴木 敏 (1888) 20 万分の 1 地質図幅「東京」及び同説明書. 78p., 地質調査所.
- 高木信行 (1976) 多摩川河谷域における堆積段丘と旧埋積谷. 日本地理学会予稿集, no. 10, p. 77-78.
- 高木善三郎 (1944) 青梅町北西方に於ける *Pseudomonotis ochotica* の発見とその付近の地質. 地質雑, vol. 51, p. 196-198.
- 高岡善成 (1953) 日原川流域の地質学的研究 (予報). 桐朋学報, no. 3, p. 34-40.
- (1954) 多摩川流域の御前山層について. 東京教育大地誌研報, no. 3, p. 29-42.
- (1959) 東京都西多摩郡秋川流域の御前山層に *Kahlerina KOCHANSKY-DEVIDE*, 1955 の発見. 地質雑, vol. 65, p. 570.
- 高島清行 (1983) 関東山地東南部, 御前山-五日市地域の秩父帯の層序と地質構造. 日本地質学会第90年学術大会講演要旨, p. 194.
- ・小池敏夫 (1982) 三疊紀放射散虫群集の検討. 大阪微化石研究会誌, 特別号, no. 5, p. 45-50.
- ・——— (1984) 関東山地東南部, 御前山-五日市地域の中生界の層序と地質構造. 横浜国大紀要, Sec. 2, no. 31, p. 29-50.
- 徳永重康・飯塚 実 (1927) 石炭を含む東部関東山地. 石炭時報, vol. 2, p. 1-24.
- 遠西敬二・指田勝男 (1984) 関東山地, 五日市町西方域の秩父帯中・南帯の地質. 日本地質学会第91年学術大会講演要旨, p. 199.
- 角田清美 (1981) 青梅市の地形. 青梅市の自然 I, p. 127-210, 青梅市教育委員会.
- UENO, H. and SHIBATA, K. (1986) Radiometric ages of quartz diorite bodies related to the Chichibu pyrometasmatic deposits and their relevance to the metallogenic epoch. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, vol. 81, p. 77-82.
- 脇水鉄五郎 (1981 a) 青梅付近の洪積段丘. 地質雑, vol. 25, p. 429-430.
- (1981 b) 吉野付近の多摩川. 地質雑, vol. 25, p. 430-431.

- 渡部芳夫 (1985) 小仏帯南西部の小仏層群. 日本地質学会第 92 年学術大会講演要旨, p. 111.
- 矢部長克 (1925) 関東山地中部を縦断する - 大地質構造線 (五日市 - 川上線). 地学雑, vol. 37, p. 1-6.
- (1927) 秩父及五日市の新第三紀層. 地質雑, vol. 34, p. 307-320.
- YABE, H. and TOYAMA, S. (1927) *Milleporidium remesi* STEINMANN ? from the Torinosu Limestone of Itsukaichi, Province of Musashi, Japan. *Jour. Geol. Geogr.*, vol. 5, p. 117-119.
- YAMAGIWA, N. (1977) Two Carboniferous corals discovered from Mitsuzawa, southeastern part of the Kwanto Massif. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S.*, no. 104, p. 442-447.
- 山梨県地質図編纂委員会 (1970) 山梨県地質誌. 240p., 山梨県.
- YANAGIDA, J. (1973) Early Carboniferous Visean faunas discovered from Mitsuzawa, southeastern part of the Kwanto Massif, Part III. Brachiopods. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 90, p. 99-112.
- 安田 守 (1986) 関東山地東南部, 秩父帯南縁部のオリストストローム. 日本地質学会第 93 年学術大会講演要旨, p. 210.
- 安田俊一・岡野武雄 (1978) V. 東京都下の碎石資源. 昭和 52 年度碎石資源調査報告書, 地質調査所, p. 68-80.
- 吉田鎮男・木村敏雄 (1976) 関東山地南部, 鶴川断層の破壊様式. 日本地質学会第 83 年学術大会講演要旨, p. 145.



付図 化石産出地点図 国土地理院発行の5万分の1地形図「五日市」使用 0 1 2 3 4 5km

**QUADRANGLE SERIES**

SCALE 1 : 50,000

Tōkyō (8) No. 49

**GEOLOGY**

OF THE

**ITUKAICHI DISTRICT**

By

Akira SAKAI

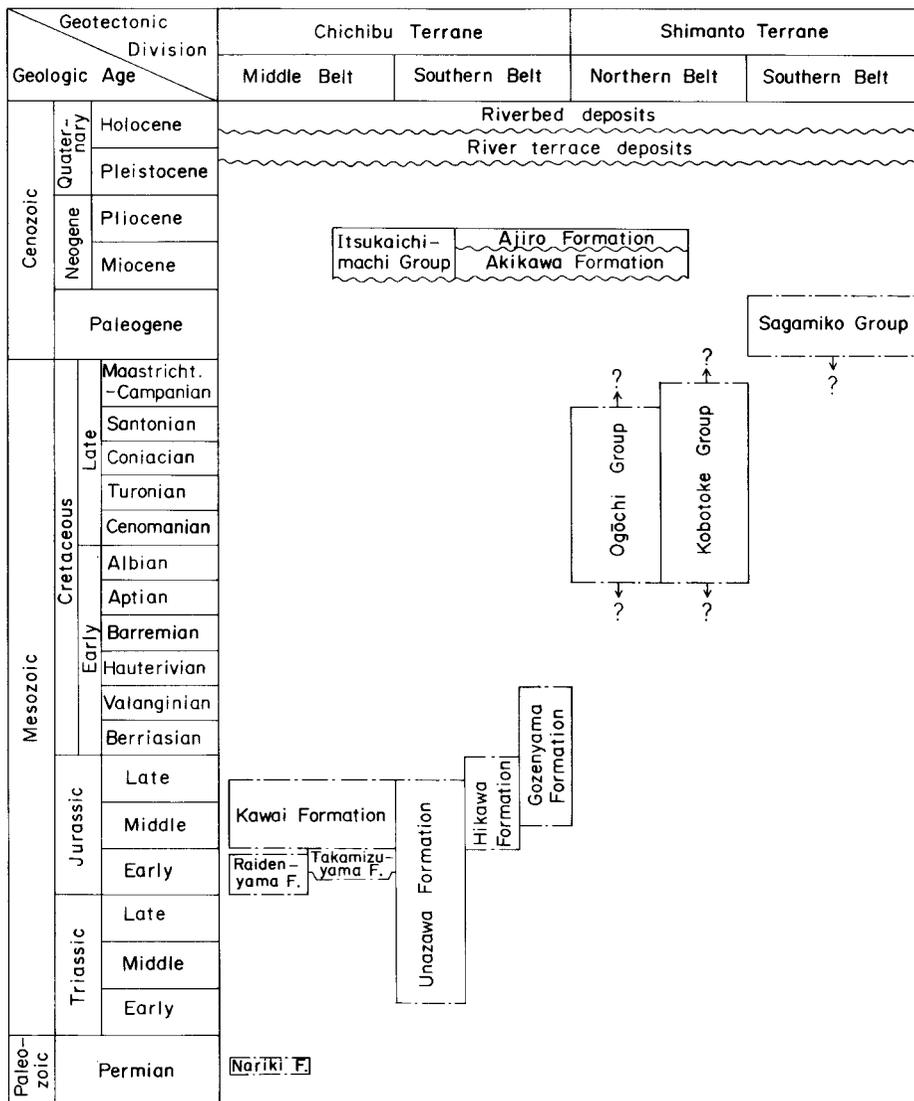
(Written in 1996)

---

**(Abstract)**

The Itsukaichi district, 139° 0'-139° 15'E longitude and 35° 40'-35° 50'N latitude, is situated in the southeastern part of the Kanto Mountains, and geotectonically belongs to the Chichibu and Shimanto Terranes of the Outer Zone of Southwest Japan. The northeastern part of the district is underlain by late Paleozoic to Mesozoic strata belonging to the Chichibu Terrane, which consist of mudstone, pebbly mudstone, sandstone, chert, limestone and basic volcanic rock. The northwestern part and the southern half of the district are occupied by the Cretaceous to Paleogene Shimanto Supergroup of the Shimanto Terrane, which is composed of sandstone, mudstone and interbedded sandstone and mudstone with minor amounts of limestone, chert and basic volcanic rock. The supergroup is intruded by quartz diorite and dacite of Miocene age. Mesozoic of the Chichibu and Shimanto Terranes is unconformably covered by Neogene strata named the Itsukaichimachi Group in the eastern part of the district. Quaternary sediments are mainly distributed in limited areas along the Tama and Aki Rivers. The stratigraphy of the district is summarized in Table 1.

Table 1 Stratigraphic succession of the Itsukaichi district



----- : Fault    F.: Formation

### Paleozoic and Mesozoic of Chichibu Terrane

The Chichibu Terrane of the district is divided into the Central and Southern Belts. In the Central Belt the Nariki, Raidenyama, Takamizuyama and Kawai Formations are zonally arranged from northeast to southwest and are bordered each other by reverse faults trending NW-SE to WNW-ESE and dipping steeply northward. These strata have a general trend of NW-SE, mostly dipping northeastward. The Nariki Formation in northeastern corner of the district is

made up of pebbly mudstone and sandstone with limestone, chert and basic volcanic rock. The fusulinacean and radiolarian fossils contained indicate that the age of the formation is late Middle Permian. The formation is more than 1,300 m in thickness.

The Raidenyama Formation is composed mainly of sandstone intercalating conglomerate and pebbly mudstone which contains exotic blocks of chert, limestone and Triassic shallow marine deposits yielding molluscan fossils such as *Oxytoma* and *Monotis*. The formation is probably Early Jurassic in age and is more than 2,500 m in thickness.

The Takamizuyama Formation consists of gray to black chert with mudstone and pebbly mudstone including blocks and pebbles of chert, sandstone and basic volcanic rock, and is more than 1,000 m in thickness. Radiolarian fossils from black mudstone indicate that the formation is of late Early Jurassic age.

The Kawai Formation is widely distributed in the Central Belt of the Chichibu Terrane of the district. It is made up mainly of pebbly mudstone, sandstone and interbedded sandstone and mudstone including autochthonous "Torinosu Limestone" and exotic blocks of Permian to Triassic chert, Carboniferous to Permian limestone and basic volcanic rock. Triassic shallow marine deposits yielding *Owenites*, *Monotis* and *Halobia* also are contained as a huge exotic block. Based on radiolarian fossils, the formation is assigned to the Middle to early Late Jurassic. Its thickness is more than 2,500 m.

In the Southern Belt of the Chichibu Terrane, the Unazawa, Hikawa and Gozenyama Formations are zonally arranged from northeast to southwest, mostly dipping northeastward, and are in fault contact with each other.

The Unazawa Formation is composed of chert, siliceous mudstone and sandstone with exotic blocks of Triassic chert and Carboniferous to Permian fusulinids limestone. The formation has a successive sequence of chert, siliceous mudstone and sandstone in ascending order. The chert is generally 200–500 m thick in appearance and 10–15 km long. The Carboniferous limestone blocks are included mostly in the uppermost part of sandstone unit, while the Permian ones in the lower part of sandstone unit. The formation ranges in age from Early Triassic to early Late Jurassic, and is 400–800 m in thickness.

The Hikawa Formation consists largely of sandstone and interbedded sandstone and mudstone with pebbly mudstone, rarely with "Torinosu Limestone" and conglomerate. The "Torinosu Limestone" is probably an exotic block. The formation is considered to be of Middle to Late Jurassic age.

The Gozenyama Formation is made up of sandstone and mudstone with exotic blocks of limestone, chert and basic volcanic rock. The limestone, 200–400 m thick and less than 4 km long, is distributed in and around Mt. Gozenyama. The formation yields Permian fusulinids and Triassic conodonts from limestone, Triassic conodonts and Jurassic radiolarians from chert and radiolarians indicating late Middle Jurassic to Early Cretaceous age from mudstone and siliceous mudstone. Its thickness is approximately 3,000 m.

## **Cretaceous and Paleogene of Shimanto Terrane**

### **Shimanto Supergroup**

The Shimanto Supergroup of the district comprises the Cretaceous Ogochi and Kobotoke Groups and the Paleogene Sagamiko Group. These strata have a general trend of NW–SE to WNW-ESE, mostly dipping northward, and are cut by many reverse faults.

The Ogochi Group is distributed in the northwestern part of the district, and is divisible into the Nakayama, Kumotoriyama, Aoiwadani and Kamosawa Formations in ascending order. The Nakayama Formation, about 2,000 m thick, is composed of sandstone, mudstone and pebbly mudstone. Radiolarian fossils from black mudstone indicate that the formation is Albian to Cenomanian in age. The Kumotoriyama Formation is made up mainly of phyllitic mudstone rarely with basic volcanic rock, siliceous mudstone, chert and “Torinosu Limestone”. Based on radiolarian fossils, the formation is considered to range in age from Albian to Santonian. The thickness is approximately 3,000m. The Aoiwadani Formation consists mainly of mudstone and pebbly mudstone with siliceous mudstone and exotic blocks of Triassic chert, “Torinosu Limestone” and basic volcanic rock. The formation yields radiolarian fossils that appear to be of Coniacian to Santonian age. Its thickness is approximately 1,700 m. The Kamosawa Formation is composed chiefly of interbedded sandstone and mudstone being dominant in mudstone with conglomerate. The formation is about 1,300 m in thickness.

The Kobotoke Group is widely distributed in the southern half of the district. It is about 7,600 m in thickness and is divided into the Bomborigawa and Kobuse Formations in ascending order. The Bomborigawa Formation is composed of sandstone and interbedded sandstone and mudstone with conglomerate, mudstone, acidic tuff, siliceous mudstone and exotic basic volcanic rock. The formation is considered to range in age from Albian to Campanian from radiolarian fossils. The Kobuse Formation is made up mainly of phyllitic mudstone with sandstone and interbedded sandstone and mudstone, rarely including exotic blocks of chert and basic volcanic rock. The formation has been subjected to low-grade regional metamorphism. The formation yields no fossil.

The Sagamiko Group is distributed in the southwestern part of the district, and is lithologically divided into the Gongenyama and Seto Formations. In this district there occurs the Gongenyama Formation composed of sandstone, conglomerate, mudstone and interbedded sandstone and mudstone. The mudstone yields radiolarian fossils indicative of the Eocene. The formation is about 2,100 m in thickness.

### **Intrusive Rocks**

Quartz diorite of Miocene age intrudes into the Ogōchi and Kobotoke Groups in and around Mt. Mito San. The rock consists of hornblende, biotite, augite,

quartz and plagioclase. Plagioclase has a distinct zonal structure. Dacite dikes intrude into the Kobotoke Group parallel with its bedding.

### **Neogene**

The Neogene strata of the district are represented by the Itsukaichi-machi Group, which is divided into the Akikawa and Ajiro Formations in ascending order. This group is distributed in the Itsukaichi Basin. The Akikawa Formation unconformably covers the Mesozoic of the Chichibu and Shimanto Terranes and is lithologically divided into the Sajikami Conglomerate, Kōsho Mudstone, Habu Tuff, Tateya Mudstone, Takao Tuff, Ina Sandstone, Yokosawa Sandstone and Mudstone Members. The total thickness varies from 1,400 m to 2,500 m.

The Ajiro Formation is composed of angular conglomerate unconformably resting on the Akikawa Formation. The formation is 700 m in thickness.

### **Quaternary**

The Quaternary is distributed along rivers and comprises river terrace deposits and present riverbed deposits. The river terrace deposits are composed of gravel and sand and are divided into five units based on their distribution altitude ; T<sub>1</sub>, T<sub>2</sub>, T<sub>3</sub>, T<sub>4</sub> and T<sub>5</sub>. The T<sub>1</sub> and T<sub>2</sub> deposits are covered by loam. The distribution of present riverbed deposits is restricted to the lower stream of the Tama and Aki Rivers and are made up of gravel and sand.

### **Fault**

In the district a large number of faults occur. Most of them have trends of NW-SE, dipping steeply northeastward, and are almost reverse faults. The Butsuzō Tectonic Line is the boundary fault between the Chichibu and Shimanto Terranes. The Central and Southern Belts of the Chichibu Terrane are bounded by the Tanasawa-Hoshitake Fault. The Aderazawa Fault is the boundary fault between the Northern and Southern Belts of the Shimanto Terrane. The Ogōchi and Kobotoke Groups of the Shimanto Terrane are bounded by the Itsukaichi-Kawakami Tectonic Line. The Naguri and Ogōchi-Kitōsan Faults have a trend of NNW-SSE, cut off NW-SE trending Faults. The Tsurukawa Fault has a trend of WNW-ESE, and is a lateral-slip fault.

### **Economic Geology**

Manganese deposits are found associated with chert of the Unazawa Formation, but no workable mine exists at present. The Katsubo, Ōme and Hinohara Limestone mines are known, but the last has been closed.

Sandstone and limestone of the Chichibu and Shimanto Terranes are quarried for building stones.

文献引用例

酒井 彰 (1987) 五日市地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 75p.

#### BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

SAKAI, A. (1987) *Geology of the Itsukaichi district*. With Geological Sheet Map at 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 75p. (in Japanese with English abstract 5 p.).

---

---

昭和 62 年 8 月 8 日 印刷

昭和 62 年 8 月 12 日 発行

通商産業省工業技術院 地質調査所

〒 305 茨城県筑波郡谷田部町東 1 丁目 1-3

印刷者 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

---

---

©1987 Geological Survey of Japan