

550.85(084)(521.51)[1:50,000](083)

# 5 萬 分 の 1 地 質 図 幅 説 明 書

## 甲 府

(東京一第59号)

通商産業技官 片田正人

地 質 調 査 所

昭和 31 年

## 目 次

I. 地 形	1
II. 地 質	2
II. 1 概 説	2
II. 2 中生界（小仏層群）	4
II. 3 新第三系	4
II. 3. 1 中新統（西八代層群）	7
II. 3. 1. 1 一之瀬累層	7
II. 3. 1. 2 芦川累層	8
II. 3. 1. 3 市川大門累層	12
II. 3. 1. 4 河口累層	15
II. 3. 1. 5 その他の岩石および地層	19
II. 3. 2 酸性深成岩類	20
II. 4 更新世～鮮新世火山岩類	22
II. 5 更新統（曾根層群）	22
II. 6 現世～更新世火山岩類（富士火山熔岩）	24
II. 7 現世統	25
III. 応用地質	25
文 献	26
Abstract	1

## 甲 府

(東京一第59号)

この図幅は1953年8月以来、約100日間の野外調査をおこなって作成した。この図幅地域の地質を明らかにするためには、西方および南方の鰍沢・身延・富士山の各5万分の1図幅地域内の資料が必要であり、その資料としては水野篤行技官のものをうる事ができた。また野外および顕微鏡下の観察については、東京大学久野久教授の教示をうる事ができ、益するところが大きであった。しかし以上の諸資料に対して、説明書内では特に断わっていないものが多い。

### I. 地 形

この図幅地域は甲府盆地の南部大半と、盆地南方の御坂山塊を含んでいる。図幅地域南方には富士五湖をへだてて富士山麓が拡がり、東方には約3kmへだてて御坂山、が聳え、また西方には釜無川および笛吹川の合流した富士川が、約4kmまたはそれ、以上離れて南流している。

御坂山塊は、酸性深成岩地域の北部をのぞいて、大体東西に走る2条の山嶺からなり、その斜面の傾斜は概して北側に緩やかで、南側に急である。そして図幅地域南東部の十二ヶ岳を中心とする山嶺の南斜面は急傾斜で、しばしば絶壁状の所がみられる。一方御坂山塊西端の四尾連湖附近の山地は、比較的緩やかな地形を示し、図幅地域外の富士川沿岸から連続して、山嶺は南北に走る傾向がみられる。

以上のような地形の大勢は、地質構造に支配されている部分が多く、山嶺の方向はほぼ地層の走向または断層線の方向に一致している。断層が地形に現われた例として、右左口層南縁・酸性深成岩体南縁、または十二ヶ岳層北縁の各断層では、それに沿って鞍部または傾斜の急変する場所が連続的に観察される。また地形が岩石の風化に対する強弱によって左右されている例として、芦川上流の酸性深成岩地域では、開

折された高原状の細長い平地を形成しているが、下流の堅硬な玄武岩地域では深い峡谷をきざんでいる。しかし、玄武岩地域の山嶺部には、芦川北方の右左口・関原・桜各峠および南方の八坂・折門各峠附近のように、谷の地形とは異なってきわめて緩慢な傾斜を持った部分が存在する。

甲府盆地はわが国の代表的ないわゆる“すりばち”状盆地で、釜無・笛吹両川が広大な沖積層を堆積している。盆地の東部および南東部にはみごとな扇状地が発達し、南部には曾根丘陵と名づけられた丘陵が存在する。この曾根丘陵は更新世の軟弱な曾根層群からなり、なだらかな波状の地形を示しているので、新第三系によって構成される背後の山地とは、地形上明瞭に区別される。

## Ⅱ．地 質

### Ⅱ．1 概 説

この図幅地域の地質は、北東隅に分布する小仏層群をのぞけば、大略南部の御坂山塊を形成する新第三系(酸性深成岩類を含む)と、甲府盆地およびその周辺に分布する更新世以後の岩類とから構成されている。

新第三系は分布上、岩質上から、大きく火山岩類を主とする中新統と、酸性深成岩類とに分かれるが、いずれも広い意味において古くから“御坂型”といわれていたものに属し、図幅東半部は“御坂”という名称の発祥の地域である。しかしこの図幅では御坂という名称は用いていない(新第三系、概説の項参照)。

中新統すなわち本図幅地域の西八代層群は構造が複雑で、岩相変化も激しく、またそのなかには堆積岩類がきわめて少ない。そのため地質構造・地質時代・層序に関して従来は不明の点が多かった。この図幅調査においても、なお不明のまゝ残さざるを得なかった点が多少ある。

酸性深成岩類は、甲府盆地の東縁に露出する深成岩類の南西端部にあたる。

“甲府市北東方の火山岩類”は図幅地域北方に広く分布するものの南端部である。

この図幅地域では、大体中新統の堆積および火成活動以後、甲府市北東方の火山活動以前に、やゝ大きな地殻運動があった。それは中新統の褶曲・断層運動、陸化および

甲府盆地の陥没によって代表される。

なお図幅地域内に露出する岩類の地質を総括すると、第1表のようである。

第1表 地質総括表

時 代	層 序	火 成 活 動	地 殻 運 動
現 世	崖錐 扇状地堆積層 沖積層		
現更世新～世		富士山 → (玄武岩)	{ 甲府盆地陥没 陸化 褶曲・断層運動
更 新 世	曾根層群	八ヶ岳 →	
更 新 世 ~ 鮮 新 世		甲府市北東方の 火山 → (安山岩)	
鮮 新 世 ~ 中新世中?・後期	欠		
中 新 世	西八代層群 市川大門累層 河口累層 芦川累層 一之瀬累層	石英安山岩 → 玄武岩 石英閃緑岩	
	欠		
中 生 代 (白 堊 紀 ?)	小 仏 層 群		

## II. 2 中生界 (小仏層群)

小仏層群は図幅地域の北東部に分布し、その時代はおそらく白堊記であろうとされている。主として粘板岩および砂岩の互層(Ksl)で、特に厚い砂岩層(Kss)が挟まれている。地層は比較的急に傾斜し、ほぼ東西方向の軸を持った向斜構造が存在し、その南翼の西部では南へ逆転している。

またこの層は酸性深成岩の影響で大部分ホルンフェルス化され、石英・斜長石・カリ長石・黒雲母・白雲母・角閃石および堇青石等を生じている。

なお本層群中の茶白山南側を通る推定断層は、図幅地域をわずか東にはずれた谷でよく観察される。

## III. 3 新 第 三 系

1) 図幅地域の岩類の主体をなす新第三系のうち、酸性深成岩類は東半部に広く分布し、その南側から西方にかけて中新統が広範囲に露出している。従来この地域の中新統は、西端の四尾連湖附近のものをのぞき、狭義のいわゆる御坂層群と称されてきた。しかしこの“御坂”という名称は、鈴木敏<sup>1)</sup>によって名づけられて以来、その単位・包括範囲等には種々の変遷があり、現在でもまだ確定していない。このうちで、河口湖周辺から図幅地域外の御坂峠にかけての地層は、御坂層群の典型的な地層として知られてきたものである<sup>註1)</sup>。また図幅地域の中央には、玄武岩を主とする岩層が広く分布しているが、この地域はいままで調査資料に乏しく、東京大学学生の報告<sup>註2)</sup>があるのみである。一方、四尾連湖南方および西方の地層は、富士川沿岸に分布するいわゆる“西八代層群”とされていたものの一部に相当している<sup>2)</sup>、<sup>註3)</sup>。そしてこれら従来の御坂・西八代両層群の対比は、明瞭な証拠はないまゝに莫然と前者の方が後者より古いと考えられていた。今回の調査によれば、従来の西八代層群と従来の御坂層群とは同時異相の関係で移行しており、これら間に不整合は存在していない。なお、従

---

註1) 次の註2の進級論文以後、河口湖周辺の地層の一部分に対して、小沼層という名称も附されている。

註2) 東京大学進級論文, 1931

註3) 東京大学進級論文, 1947

来の御坂層群の典型的なもの、すなわちこの図幅地域の河口累層は、従来の西八代層群の比較的上位層と対比される。このような理由から、本図幅では従来の御坂層群を含めた中新統全体に対して、西八代層群という名称を用いる。

2) 西八代層群は、この地域では大きく下位の一之瀬および芦川両累層と、上位の市川大門および河口両累層とに2分することができる。一之瀬累層は図幅地域の南縁に小範囲に分布し、この地域では大部分が玄武岩からなっている(図幅地域外では泥岩もみられる)。芦川累層は中新統地域の中央に広く露出し、玄武岩を主とする地層である。その南側では一之瀬累層と断層で接していて、両者の関係は不明であるが、両累層とも類似した玄武岩および泥岩を主体とする点からみて、互に同時相とみなされる。芦川累層の玄武岩を主とする地層は、その西方では泥岩・凝灰岩からなる地層に岩相を変化している。

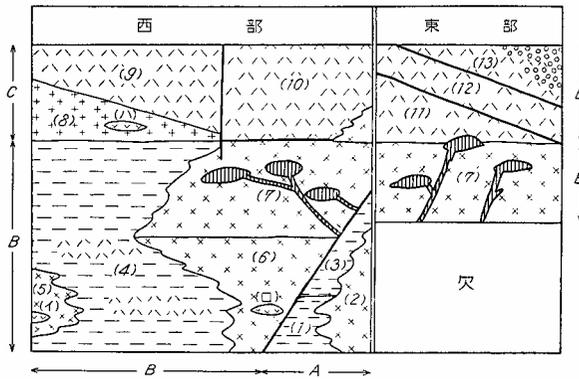
市川大門累層は図幅地域の西部に、河口累層は南東部に分布し、いずれも石英安山岩によって特徴づけられるものであって、両者は玄武岩で特徴づけられている一之瀬および芦川両累層の周囲に、これをとりかこむように分布している。市川大門および河口の両累層は分布が離隔しているので、両累層の直接の関係は不明であるが、両累層とも芦川累層上位に、一部 *interfinger* しながら整合的な関係でのり、しかも類似の石英安山岩に富むという理由で、大体同時相として対比することができる。そして両者とも、砂質、礫質の岩石がみられるという点でも互に類似している。

これらの各累層は、大部分が火山岩類で構成され、また図幅地域内には一部分のみしか露出していないものが多いので、地層の厚さは多くの場合一定せず、また不明の部分が多い。またこれらの地層は相の変化が激しくて、このため同時異相の関係にある地層、または互に *interfinger* している地層が数多くみられる。この関係は第1図に模式的に示されている。

3) 地質構造は一般に複雑で、堆積岩類が少ないため不明のまゝ残されている部分も少なくない。傾斜はほとんど $50^{\circ}$ 以上で、しばしば小規模な向斜および背斜構造が繰返されている。全体としては、四尾連湖附近をのぞいては $E-W$ 性の走向を有する。しかし河口湖附近では局部的に $N-S$ 性の部分がみられる。四尾連湖附近、すなわち従来の西八代層群地域は、富士川沿岸の $N-S$ 性の走向を有する地域と、御坂山塊の $E-W$ 性の地域とが交わる処で、その構造はきわめて変化に富んでいる。

新第三系内に発達する断層は、地層の走向にほぼ一致した方向を持っているものが多い。そして断層によって、深成岩体を遠ざかった地塊ほど階段状に落ちている傾向がみられる。なお酸性深成岩地域東端の黒駒村藤野木の<sup>の</sup>は、いわゆる藤野木一愛川線と称される構造線の末端にあたる地点とされていた。しかし図幅地域内には、その構造線の延長と考えられるようなものはみあたらない。

4) 図幅地域内には堆積岩が乏しいため化石はほとんど産出しないが、河口累層中には古くから *Lepidocyclus* 等が有名であった。またこの図幅地域南西隅附近から西方および南方の隣接図幅地内(一之瀬および芦川累層地域)の泥岩中からは、小型有孔



- |                   |  |  |
|-------------------|--|--|
| A : 一之瀬累層         |  | 泥岩等  |
| B : 芦川累層          |  | 粘板岩等   |
| C : 市川大門累層        |  | シルト岩等  |
| D : 河口累層          |  | 砂岩等  |
| (7) : 膳城泥岩層       |  | かんらん石普通輝石玄武岩等  |
| (2) : 精進玄武岩 泥岩層   |  | アレカリ岩<br>(イ(□): アレカリ玄武岩,<br>隣接図幅地内に存在する<br>(ハ) 粗面安山岩 |
| (3) : 女坂凝灰岩層      |  | 角閃石石英斑岩  |
| (4) : 山原泥岩 凝灰岩層   |  | 両輝石玄武岩等  |
| (5) : 黒沢玄武岩 泥岩層   |  | 両輝石石英安山岩等  |
| (6) : 折門玄武岩 泥岩層   |  | 断層   |
| (7) : 高萩玄武岩層      |  |  |
| (8) : 四尾連凝灰角礫岩層   |  |  |
| (9) : 椋野火山碎屑岩層    |  |  |
| (10) : 右左口石英安山岩層  |  |  |
| (11) : 十二ヶ岳火山凝灰岩層 |  |  |
| (12) : 大石石英安山岩層   |  |  |
| (13) : 天神峠粘板岩 泥岩層 |  |  |

第1図 中新統模式断面図

虫・放散虫・Sagarites および珪藻等がみいだされる。しかし以上の化石は詳細な年代決定の資料としては、必ずしも充分でない。

5) この地域の新第三系は酸性深成岩区域以外も大部分が火成岩(主として熔岩流)からなり、隣接図幅地内の地質と比較してみると、いわゆる新第三紀の火成活動の1中心地といえる。第1図に示したように、この地方(隣接図幅も含めて)の火成活動を考えると、一之瀬および芦川の各累層では、一方には泥岩等が厚く堆積するとともに、他方には橄欖石普通輝石玄武岩が多量に噴出している。そしてこの時代の比較的初期には、橄欖石・チタン輝石を含むアルカリ玄武岩の活動があり、また全般を通じて少量の石英安山岩も分布している。上位の市川大門・河口両累層の時代になって、両輝石石英安山岩類<sup>註4)</sup>の活動があり、酸性深成岩の貫入もこの頃と思われる。たゞし部分的に四尾連湖・黒岳附近には玄武岩等の塩基性火山岩がみられ、四尾連湖附近では少量のアルカリ岩質の粗面安山岩がみられる。久野久によれば<sup>3)</sup>、一之瀬および芦川各累層のアルカリ岩をのぞく玄武岩は、ビジョン輝石質岩系に属し<sup>註5)</sup>、上位の市川大門および河口両累層の石英安山岩類は、紫蘇輝石質岩系に属するものである。そして石英閃緑岩は紫蘇輝石質岩系の深成岩相に相当するという。

6) この新第三系は従来いわれてきたように、全体として中新世のもので、少なくともその後期に属するものは存在していないと推定される。そしてこれ以上詳細に時代を示す事実は、この図幅地域内にはみあたらない。

## II. 3. 1 中 新 統 (西八代層群)

### II. 3. 1. 1 一 之 瀬 累 層

この累層は主として図幅外南西方の身延線一之瀬駅附近および南方の本樽湖・精進湖附近に広く露出し、図幅地域内では大半が玄武岩から構成されているが、本来は泥岩を主とする地層である。図幅内では、この累層の西半部は、下部の勝坂泥岩層と上部の女坂凝灰岩層とに分類できるが、東半部では両層とも玄武岩を主とする精進玄武

---

註4) 安山岩を含むので“類”の字を附した。以下同様。また、本書では、火山岩が火山碎屑岩類を伴う場合でも、特に“類”の字は附してない。例えば石英安山岩と稱した場合には、石英安山岩質の碎屑岩類を含んでいる場合が多い。

註5) 南方の富士山図幅内では、一之瀬累層下位に古関川系層があり、その時代にもビジョン輝石質岩系に属すると思われる玄武岩等の活動があった。

岩泥岩層に移化している。なお、この累層中の玄武岩および粗粒玄武岩は、次に述べる芦川累層中のものと同様である。これらの岩石は一之瀬累層中では分布範囲が狭く、また露出も悪いため、記載は芦川累層（特に高萩玄武岩層）中で述べることにする。

**勝坂泥岩層**<sup>註6)</sup>(Kam) 本来一之瀬累層の主体をなすもので、灰黒色～黒色の泥岩からなり、厚さ数cm程度の黄色～褐色の砂質の凝灰岩が少量介在していることが特徴である。また本層中には主として岩脈、岩床状をなす玄武岩～粗粒玄武岩がみられる。

**精進玄武岩泥岩層**(SB) 大部分が玄武岩から構成され、その玄武岩中には、しばしば勝坂泥岩中のものと同様の泥岩の薄層が介在している。

**女坂凝灰岩層**(Ot) 凝灰岩類・砂岩および泥岩の互層で、玄武岩を伴っている。凝灰岩類は凝灰岩～火山礫凝灰岩<sup>註7)</sup>で淡緑色～(淡)褐色を呈し、輝石石英安山岩質である。砂岩は凝灰岩質で一般に赤褐色を呈するが、新鮮なものはやゝ青灰色を帯びている。

### II. 3. 1. 2 芦川累層

図幅地域内ではこの累層は4つの地層に分類され、その関係は第1図に示してある。すなわち、図幅南西端地域をのぞく本累層の大半部は、下部の折門玄武岩泥岩層と上部の高萩玄武岩層に2分される。そして図幅南西端地域には、この2層と同時異相の関係で山保泥岩凝灰岩層が分布している。また市川大門町南西方には、黒沢玄武岩泥岩層の一部分が分布している。

これらの各層は、図幅地域内では山保泥岩凝灰岩層を除いて大部分が玄武岩（および同碎屑岩類）で構成されている。この厚い玄武岩は堆積岩類の来みが少ないため、その構造の決定は相当に困難で、地質図には部分的に判明した構造が示されているにすぎない。しかし折門玄武岩泥岩層地域およびその南西方地域(図幅外も含めて)の調査によれば、この玄武岩は、西方では図幅地域南西隅附近で *interfinger* しながら急激に山保泥岩凝灰岩層中に収斂しており、北方では断面図に示したように波状に褶曲しながら、北方ほど上部が露出しているものと解される。また西湖沿岸の玄武岩につ

註6) 勝坂は身延線一之瀬駅北方の地名。

註7) 本文中では、火山礫凝灰岩は多くの場合凝灰角礫岩に含めて記述する。

いては、西湖南岸（図幅外）の玄武岩熔岩の底の面を測定した結果では、走向はほぼ E-W 方向で、 $50\sim 60^\circ$  N に傾いている。

これらの玄武岩は全体としてほとんど同質であるが、高萩玄武岩層中のものと、折門・黒沢および精進の各玄武岩泥岩層中のものとは、僅かの差異がみられる。その差異としては、① まず地層全体としてみると、高萩玄武岩層以外の玄武岩はしばしば泥岩・凝灰岩等を伴っている。しかし高萩玄武岩層中にはこれらは稀にしかみられず、他の3層には凝灰岩としてのみ見られる石英安山岩が、この層では熔岩状の薄層として扱われる。② 芦川累層中では石英玢岩は、黒沢玄武岩泥岩層中の1岩体を例外として、高萩玄武岩層中に限られる。③ 一之瀬累層中にみられる粗粒玄武岩は折門玄武岩泥岩層中にはしばしば存在するが、高萩玄武岩中には稀にしか存在しない。④ 高萩玄武岩層中には、斜長石による斑状構造を有する部分がやゝ多いが、他の層中には比較的少量である。

以上述べたような差異をのぞくと、これらの玄武岩は互にきわめてよく類似しており、そのなかでも高萩玄武岩層中では最も広範囲に分布し、また良好な露出が発達している。それ故これらの玄武岩に関する記載事項は高萩玄武岩層の項でのみ述べて、他の層の項では述べないこととする。

**山保泥岩凝灰岩層** この層は泥岩および石英安山岩質凝灰岩を主体とする層で、西方面図幅外の地域に広がっており、この図幅地域では単なる岩相の違いから便宜的に2層に別けた。

泥岩（Ym）は一之瀬累層の勝坂泥岩層中のものにきわめて類似する。

泥岩および凝灰岩（Yt）はおもに泥岩と凝灰岩を主とする火山碎屑岩類とから構成されている。泥岩の多くは凝灰岩質である。火山碎屑岩類は石英安山岩質であり、同質の火山岩は、藤田附近および山家南東方等に少量みだされるのみである。この火山碎屑岩は暗色のこともあるが、多くは白色～淡黄褐色を呈し、堀切南方等では凝灰岩が1cm 内外またはそれ以上の幅で、濃淡の縞模様を呈することがある。このほか、しばしば礫として市川大門累層の四尾連凝灰角礫岩層中のものと同質の玄武岩がみだされる。この層の石英安山岩は輝石または角閃石を含むものであるが、この図幅地域内では適当な標本が得がたく、詳細は不明である。

**黒沢玄武岩泥岩層** この層は山保泥岩凝灰岩層とは *interfinger* しており、岩相は

玄武岩とその間に挟まれる泥岩とから構成されており、市川大門町南西方約3kmの黒沢(図幅外)附近に広く発達する層の延長と考えられる。

玄武岩 (KB) の分布区域はかつてテッセン岩と称された火成岩のそれに相当しているが<sup>2)</sup>、この地域の玄武岩類は高萩玄武岩層のものと同様である。しかし黒沢南南西3km、富士川西岸の地点には、少量のアルカリ岩がみいだされている<sup>註8)</sup>。

泥岩 (Km) は山保泥岩凝灰岩層中のものと同様である。

**折門玄武岩泥岩層** この層は玄武岩 (OB) (粗粒玄武岩を含む) 中に泥岩および凝灰岩 (Om) を挟有している層である。泥岩は凝灰岩質で白色～淡黄色の細粒砂岩を伴っている。凝灰岩は時に火山礫凝灰岩に移化しており、これらは石英安山岩質で黄褐色～緑褐色を呈する。この泥岩・凝灰岩等の来みは、山保泥岩凝灰岩層または一之瀬累層の女坂凝灰岩層の岩相とよく類似している。また折門附近には、転石としてではあるが松脂岩がみいだされた。

なおこの層には、南隣富士山図幅の久保・大磯・小磯附近で、チタン輝石を含むアルカリ玄武岩がみいだされる。この岩石は外観上全く橄欖石普通輝石玄武岩と同様であり、この図幅地域にも存在するかも知れないが、いまのところ発見されていない。また粗粒玄武岩と称したものは、玄武岩より粗粒ではあるが、その組織・鉱物成分は玄武岩とほとんど異なるところがない<sup>註9)</sup>。

**高萩玄武岩層** この層は主として玄武岩で構成され、その間に石英安山岩・泥岩の薄層が介在し、またかなり大きな石英玢岩岩体が点在している。

玄武岩 (TB) は熔岩流および同碎屑岩類からなり、熔岩中には枕状熔岩が広く分布しているのが特徴である。

熔岩の部分は暗緑色、緻密で一般には無斑晶であるが、場合によっては斜長石または輝石の斑晶をもっている。例えば集塊岩中の火山弾と思われるものには、ガラス質の石基中に斜長石の斑晶がよく発達し、熔岩中에서도しばしば無斑晶の部分と斑状の部分とが、比較的明瞭な境で流理構造をもって互層し、または不規則に混じている。節理の発達は著しく、一般に不規則な波状、板状であるが、稀に柱状節理がみられる。また西湖湖岸等の玄武岩中には、隠微晶質～微晶質で外観がチャートに似た褐色～淡黄

---

註8) 東京大学卒業論文 (小野晃司, 1953)

註9) 南隣富士山図幅内では、稀に角閃石を含むものがある。

褐色等の石英安山岩質または珪長質のレンズ状、脈状等の包有物がしばしばみられる。この玄武岩は2次的変質や杏仁状物の生成が顕著で、特に枕状熔岩の場合にはこの例が多い。

枕状熔岩は広範囲に、かつ典型的に発達している。これは長径0.1~1m位の“Pillow”の集合であり、普通の熔岩流や碎屑岩類に移化している例が多い。Pillowは熔岩・凝灰岩または泥岩中に散在していることもあるが、多くは直接積み重なっており、その間隙は方解石・沸石等の2次的鉱物や、稀にチャート様物質で充填されている。また枕状熔岩中には、ほぼ同時代に貫入した幅数m程度の同質の玄武岩岩脈がしばしば見られる。

碎屑岩類は凝灰岩・凝灰角礫岩および集塊岩であって、枕状熔岩に伴う場合が多い。Pillowや集塊岩の礫の外縁は緻密、平滑で脂感を持っている。またしばしば自破碎熔岩が発達している。

鏡下の観察によれば、熔岩および碎屑岩類の礫は、ほとんど常にオフィテックまたはそれに近い組織で(肉眼で見うることも多い)、主として斜長石・普通輝石(2V=45~50°)・橄欖石・鉄鉱等が存在し、ガラス・少量の石英の見られることもある。斜長石は斑晶の場合塩基性亜灰長石~灰長石で、多くは2次的に汚濁し、曹長石・緑泥石等に変化している。オフィテック組織中の斜長石は、外縁部は中性長石程度の成分を持っている。普通輝石はしばしば砂時計構造に似た波状または双晶状の消光を示し、場合によっては累帯構造を示し、ガラスに伴う時には、羽毛状のこともある。橄欖石は存在する場合としない場合とがあり、完全に緑泥石等<sup>註10)</sup>に変化している。また2次的緑泥石等の中には、斜方輝石から変じたものがあるかも知れないが、明らかではない。そのほか2次的鉱物としては(杏仁状物も含めて)、緑簾石類・方解石・沸石・石英・葡萄石・チタナイトまたは鉄鉱等がみられ、ガラスは脱ガラス作用を受けている例も多い。

なおこの玄武岩が石英閃緑岩および細粒斑礫岩類と接する附近ではホルンフェルス化し、陽起石・石英等が生じている。

石英安山岩(TD)は市川大門累層の右左口層、または河口累層の大石層のものにき

---

註10) このような緑泥石様の2次的鉱物中には、緑泥石以外に蛇紋石・鉄サボナイトもみられる<sup>4)</sup>。以下同様。

わめて類似する。

泥岩 (Tm) は大部分が凝灰質で、多くは数m以内の薄層である。傾斜・走向は一定していないことが多い。

岩脈類 (Tdy) は小岩脈として、芦川累層の火山岩の分布する地域には多数見られるが、その大部分は累層を形成した火山活動と同時代に貫入したと考えられるもので、玄武岩熔岩中を貫ぬく玄武岩岩脈等である。こゝで岩脈類に一括したものは周囲の岩体と岩質が異なるが、酸性深成岩類には関係がないと考えられるものである。

芦川沿岸にみられるものは黄褐色～褐色で、緻密、堅硬の石基中に有色鉱物の斑晶が見られる。鏡下で観察すると、斑晶は斜長石・普通輝石・普通角閃石のいずれか(または全部)で、石基は斜長石・石英・鉄鉱等からなり、時に隠微晶質である。そして多くは細粒の粗面岩質組織を持つことが特徴である。これら岩脈の貫入は石英玢岩の貫入より先んじているという<sup>1)</sup>。

西湖沿岸にみられるものは、外観は芦川沿岸のものに類似しているが、石基は完晶質で斜長石・石英等からなり、斜長斑岩と違ってよい岩石である。

以上の岩脈類は新鮮な有色鉱物の斑晶を持つ場合もあるが、概して変質している。

### II. 3. 1. 3 市川大門累層

この累層は主として石英安山岩質岩石から構成され、3層に分類される。すなわち、四尾連湖附近およびその北方では、四尾連凝灰角礫岩層(下部層)と桜峠火山碎屑岩層(上部層)とが分布し、芦川累層の高萩玄武岩層の北方には、右左口石英安山岩層が分布している。この右左口石英安山岩層と前記2層とは、断層で接しているため直接の関係は不明であるが、桜峠火山碎屑岩層と右左口石英安山岩層とは、主として類似の石英安山岩質岩石から構成されている点からみて、大体同時相であろうと考えられる。そして右左口石英安山岩層の下位には、四尾連凝灰角礫岩層が欠如しているものと解される。この四尾連凝灰角礫岩層は、玄武岩と、アルカリ岩である粗面安山岩とから構成されている。したがって火成活動史からみると、この累層よりむしろ芦川累層に属すべき性質を持っている。しかしこの層は、図幅外南西方に分布する醍醐山累層最下位の上一色火山角礫岩層<sup>4)</sup>に相当し、醍醐山累層は市川大門累層に相当すると考えられるので、一応市川大門累層中に入れたものである。

この累層と芦川累層との関係は一部分は整合であり、一部分は断層をもって境され

ている。また右左口附近では露出不充分で正確なことは不明であるが、右左口石英安山岩層の東端が、高萩玄武岩層上部と *interfinger* しながら接するものと思われる。

**西尾連凝灰角礫岩層 (St)** この層は四尾連湖周辺に発達し、主として両輝石玄武岩・両輝石粗面安山岩およびそれらの火山碎屑岩類から構成され、その間に山保泥岩凝灰岩層のものと同質の火山碎屑岩類・泥岩を含んでいる。

両輝石玄武岩は暗褐色で、緻密な石基中に長さ3~5mm程度の短柱状の斜長石を斑点状に含有するもので、稀に枕状熔岩を形成している。

鏡下では、斑晶は斜長石および少量かつ小形の普通輝石・紫蘇輝石（すべて緑泥石化している）からなり、斜長石は大体歪灰長石に属する。

石基はガラス質で斜長石・石英・鉄鉱および輝石等を含み、多くは脱ガラス作用をうけているが、ハイアロピリテックまたはそれに類似する組織を示していることもある。

なお曹長石・緑泥石または石英等の2次的鉱物が生じていることが多い。

火山碎屑岩類は四尾連湖西岸を NNW-SSE に通る断層より西方に多くみられ、拳大またはそれ以上の大きさの礫を含むものが多い(火山角礫岩)。

両輝石粗面安山岩は四尾連湖北方の路傍等に露出しているが、上述の玄武岩と同程度に暗褐色、斑状で、そのうえ2次的変質も相当進んでいるため、野外において玄武岩と見分けがたいこともある。

鏡下で観察すると、斑晶は斜長石、微斑晶として斜長石・普通輝石・紫蘇輝石（すべて緑泥石化している）および鉄鉱からなる。斑晶の斜長石は長柱状~短柱状で、外縁部は灰曹長石である。微斑晶のものは長柱状を呈する。石基は正長斑岩に類似した組織を示し、変質のため詳細は必ずしも明らかではないが、灰曹長石・カリ長石および粒状の石英から構成されている。したがって、この岩石はかなりの石英が含まれているが、粗面安山岩~石英安山岩に近い成分を有するものと推察される。

**櫻峠火山碎屑岩層** この層は主として石英安山岩質の火山岩および火山碎屑岩類等から構成され、火山岩(熔岩流)は比較的上位のみに多く、したがって上下の2層に分類することができる。

**火山碎屑岩類 (sp)** : こゝに火山碎屑岩類として一括したものは、石英安山岩質等の碎屑岩類を主とし、その間に石英安山岩・泥岩および砂岩等を挟有するもので、芦川沿

いの道路でよく観察することができる。すなわち上野村川浦附近から上流の光勝寺附近にかけての露出では、白色凝灰岩・砂質凝灰岩・砂岩・泥岩等の互層、凝灰角礫岩・細粒閃緑岩・石英安山岩、および四尾連凝灰角礫岩層のものと同様な両輝石玄武岩等がみられる。光勝寺東方の崖には赤褐色、緑色および黄白色等の凝灰岩やガラス質岩石が露出し、さらに上流には凝灰岩～凝灰角礫岩の互層が約1kmにわたって分布し、桜峠南方で非対称の向斜構造を形成している。上記最後の凝灰岩～凝灰角礫岩は暗灰色を呈し、砂質または泥質で砂岩・泥岩および火山円礫岩に近似しており、数cm～1m位の間隔のきわめて明瞭な層理を示している。礫はほとんど石英安山岩で、最大径30cmに達する。

また四尾連湖北方ではおもに泥岩、砂質または泥質の凝灰岩等の互層であり、四尾連凝灰角礫岩層の上に整合にのっている。

石英安山岩類 (SD)：主として石英安山岩熔岩および同碎屑岩類から構成される。これらの岩石は次に述べる右左口石英安山岩層中の石英安山岩類と同様であり、かつ後者の方がより典型的に発達しているため、この岩石に関してはその項で述べる。

右左口石英安山岩層 この層は中新統の北縁に分布し、石英安山岩類を主とする火山岩および同碎屑岩類と、そのなかに挟まれる少量の泥岩・玄武岩からなる層である。この層は構造を推定するのに好都合な堆積岩の来みが少なく、露出も悪いため、全体としての構造はほとんど不明である。

この層と芦川累層間の断層は、芦川川底で観察される。この断層に間断層粘土または角礫が存在せず、両側の岩層は直接に接触している。

石英安山岩類 (UD)：この岩類は大部分熔岩流として流出したものと考えられ、岩質としては石英安山岩～安山岩(少量)の種々な岩石を包含していて、部分によって肉眼的にも顕微鏡的にもかなりの差がみられる。しかし石基部が緻密質であること、淡色であること、斑晶の発達が著しくないこと等の共通点がみられる。なお本層中には稀に松脂岩様のガラス質岩石がみられる。

この岩類の色は淡褐色・(淡)青紫色・淡緑色または灰色等であり、光沢のない時とチャートのような光沢のある場合とがある。また時には流理構造が明瞭にみられる。鏡下の観察によれば、斑晶は斜長石・石英・普通輝石・紫蘇輝石または稀に普通角閃石からなる。これら斑晶のうち、斜長石は主として中性長石であり、曹長石化が甚

だしい。紫蘇輝石は存在しないこともあり、存在する場合も完全に緑泥石化している。石基はガラス質（時に真珠岩様）ないしは微晶質である。場合によっては微球顆組織が発達し、あるいは不規則な外形の石英・長石および少量の有色鉱物・鉄鉱等の細粒結晶の集合からなり、しばしば斜長石および輝石またはそれから生じた緑泥石(?)の針状結晶が散在している。しかし一般には2次的鉱物の生成または脱ガラス作用等のため、鉱物の種類または組織は著しく不明瞭である。

火山砕屑岩類 (Ut)：右左口層の東部地域を構成し、凝灰岩を主とする石英安山岩質砕屑岩類である。凝灰角礫岩の角礫は拳大以下であり、火山礫程度のものには軽石質のものが多い。凝灰岩は比較的粗粒で黄褐色の基底に優黒色の斑点を持つものが多い。

玄武岩 (UB)：主として凝灰岩中に見られる。右左口村心経寺附近のものは火山砕屑岩類および少量の熔岩で、その南方のものは粗粒玄武岩である。岩質は高萩玄武岩層中のものと同様である。

泥岩 (Um)：きわめて小規模で厚さ数m以内程度のもが多く、暗灰色の泥岩と白色の石英安山岩質凝灰岩との互層である。

#### II. 3. 1. 4 河 口 累 層

この図幅地域の河口累層は、十二ヶ岳を含む山嶺を構成する十二ヶ岳火山礫凝灰岩層、大石村北方の大石石英安山岩層および河口湖北岸の天神峠細礫岩泥岩層の3層に区分されるが、おのおの断層で境されているため、それらの関係は直接にはわからない。他の累層との間も多くは断層で境されているが、十二ヶ岳火山礫凝灰岩と西湖北岸の芦川累層(高萩玄武岩層)とは、直接に接している。この両者の関係は、十二ヶ岳南西方の谷で見られる限り整合である(たゞし多少 *interfinger* している)。したがって河口累層の3層中、十二ヶ岳火山礫凝灰岩層は最下位のものとして推定される。また天神峠細礫岩泥岩層の下部には、大石石英安山岩層中のものと同様な石英安山岩があり、東隣図幅にかけて発達する本層の上部は、細礫岩～礫岩から構成されている。したがって天神峠細礫岩泥岩層は大石石英安山岩層より上位で、さらに上位になるほど礫岩の量を増しているものと推定される。しかし岩相からみると、3層にみられる石英安山岩は同質であり、火山砕屑岩または細礫岩の礫には共通した岩石が見られる等の点で、3層の間に大きな差異は認められない。

なお、この累層中の玄武岩（礫を含めて）のうち、黒岳附近の大石石英安山岩層に属する玄武岩（OiB）以外は、芦川累層の玄武岩と同様である。たゞしそれらは小岩体であるので、図幅には示していない。

**十二ヶ岳火山礫凝灰岩層（J1）** この層は主として石英安山岩質の火山礫凝灰岩を主体とし、その間に泥岩・砂岩および玄武岩類の薄層が介在している。石英安山岩岩体は少量しかみられないが、これらは後に述べる大石石英安山岩層のものと同質である。火山礫凝灰岩は軽石質で優白色のものもあるが、多くは暗緑色を呈するのが特徴で、基質部はガラス質物質で構成されている。礫としては石英安山岩質岩のほかに、少量の玄武岩・粘板岩、稀に石英閃緑岩を含み、また石英安山岩質の礫中には、青緑色のものが含まれていることも1つの特徴である。

**大石石英安山岩層** この層は大部分石英安山岩等の火山岩類によって構成される。この図幅地域では露出が悪く、その構造を決定することは困難であるが、おそらくNW-SEに近い走向を持っているものと推定される。

石英安山岩類（OiD）：この岩石はすでに述べた市川大門累層のそれにきわめて類似した石英安山岩～安山岩である。多くは熔岩流と考えられるが露出が悪く、詳細な産状は不明である。そして比較的少量の碎屑岩類を伴っており、この碎屑岩類中には礫として少量の玄武岩がみられる。また局部的に自破砕岩が認められる。

岩質は一般に堅硬、緻密で、色は淡紫色または淡青緑色を主とし、時に褐色、灰色または暗灰色であるが、概して乳色を帯び、しばしば流理構造を持っている。斑晶は一般に微細で目立たないが、稀には長さ5mm近くの斑晶が認められる。

鏡下の観察によれば、斑晶は斜長石（中性長石）・石英・カリ長石（?）・普通輝石および緑泥石化した紫蘇輝石（存在しないこともある）からなる。斜長石は曹長石化が甚だしい。石英のなかには、しばしば縫合状の外形を示す円味を帯びた結晶がある。カリ長石は変質のため確かではないが、岩体によっては存在するらしい（流紋岩質）。

石基はガラス質ないし微晶質（主として石英）であり、有色鉱物は安山岩質のものを除き量的に僅少である。組織はアメーバ状外形または不定形の細粒結晶の集合、あるいは微球顆組織を示している。場合によってはインターサータル～インターグラニューラーに近い組織で、斜長石・輝石またはそれらから生じた緑泥石等の長柱状細粒結晶が、細粒の鉄鉱とともに散在している。しかしその大半は脱ガラス作用を受けてお

り、また2次的の緑泥石やチタナイト等の生成のため、本来の鉱物成分および組織はかなり不明瞭である。

**玄武岩 (OiB) :** この岩石は図幅地域東端から200mほどはずれた黒岳附近<sup>註11)</sup>に分布するもので、斑伏の玄武岩～粗粒玄武岩と少量の凝灰角礫岩からなる。また黒岳東方にも斑状の輝石(?)安山岩が分布しており、この安山岩も玄武岩に伴なうものと思われる。しかし露出が悪く、また東隣図幅の調査が充分でないので、分布・岩相等の詳細は不明である。玄武岩～粗粒玄武岩は芦川累層の玄武岩に組織・鉱物成分ともよく類似しているが、より斑状で、斜長石斑晶が長さ数mm程度に成長している。安山岩は変質のためその岩質の詳細はわからない。

**天神峠細礫岩泥岩層** この層は上に述べた2層とやゝ異なり、礫質の岩石が卓越しているのが特徴である。この図幅地域東方の三ッ峠山附近、南方の足和田山等には、主として礫岩から構成される地層がかなり広く分布しているが、これらの地層と天神峠細礫岩泥岩層とは近縁関係を持つものと思われる。

**石英安山岩 (TnD) :** この岩石は大石石英安山岩層の一員として、しばしばみだされるものと同様である。こゝでは一般に暗緑灰色を呈し、長さ3～4mm程度の長石斑晶がよく発達している。

**細礫岩および泥岩 (Tng) :** この層は細礫岩・泥岩・火山碎屑岩および玄武岩等から構成されている。

細礫岩は少量の泥岩と互層し、この図幅地域では鶴島に典型的露出がみられる。基質は砂質で、細礫の大部分は粘板岩である。この細礫岩は場合によっては凝灰岩質になっている。泥岩も時には凝灰岩質であるが、そのなかに *Globigerina*, *Orbulina* 等の浮游性有孔虫を主とする豊かな化石有孔虫群が含まれる<sup>5)</sup>。これによって本層は外洋性の堆積物であることが知られる。そのほか鶴島対岸の泥岩中からは、*Portlanaia* sp., *Cunninghamia* sp., 等の二枚貝および植物化石がみだされる。火山碎屑岩類は十二ヶ岳火山礫凝灰岩層のものに比較すると、礫がより大きく(一般にくるみ大以上)、色がより優白色であるという点をのぞけば両者ともきわめてよく類似し、礫は石英安山岩および少量の玄武岩・粘板岩および光沢のある青緑色石英安山岩、稀に石英閃緑岩から構成されている。

---

註11) 5万分の1地形図“甲府”にはいっている。

石灰岩 (Tnl) : この石灰岩は従来久保井石灰岩として知られているもので、レンズ状をなして火山砕屑岩類や細礫岩・砂岩のなかに挟まれる。一般にかなり不純で灰色または褐色のことが多く、時によって角礫状を呈する。

この石灰岩から化石として有孔虫・珊瑚・蘇虫類・石灰藻等を産する。そのうち、いままでに記載発表されているものは次のとおりである。

1) 有孔虫<sup>6)</sup>

*Lepidocyclus* (*Nephrolepidina*) *nipponica* HANZAWA……………(多量)

*Lepidocyclus* (*Nephrolepidina*) *perornata* H. DOUVILLE……………(普通)

*Amphistegina radiata* (FICHTEL and MOLL)……………(普通)

*Gypsina globulus* REUSS……………(稀)

*Carpenteria* sp.……………(稀)

2) 石灰藻<sup>7)</sup>

*Archaeolithothamnium kuboensis* ISHIJIMA

A. *lauensum* JOHNSON and FERRIS

*Masophyllum japonica* ISHIJIMA

M. *Yabei* ISHIJIMA

*nipponicum* ISHIJIMA

*Lithophyllum tenuicyustum* JOHNSON and FERRIS

L. *irregularis* ISHIJIMA

L. *Johnsoni* ISHIJIMA

L. *Pactum* ISHIJIMA

L. sp.

*Lithoporella melobosoides* (FOSLIE) FOSLIE in JOHNSON and FERRIS

*Corallina clongata* ISHIJIMA

C. *eliptica* ISHIJIMA

C. sp. c.

*Cheilosporum kuboensis* ISHIJIMA

*Jania ? kuboensis* ISHIJIMA

岩脈 (Kdy) : 図幅内でみいだされた露出は1カ所(2岩体)のみであるが、東隣図

幅地内にはしばしば同様の岩脈が存在する。これらは一般に緑色を帯びた安山岩質の岩石で斑晶として長さ1cmに達する新鮮な緑色普通角閃石がみられるのが特徴である。石基は斜長石・鉄鈹および緑泥石化した有色鉱物からなる。

### II. 3. 1. 5 その他の岩石および地層

この図幅地域内において、いずれの地層に属するのか明らかでない2つの火成岩と、1つの堆積岩層とをこゝに一括した。

石英玢岩(Qp)：この岩石はおもに芦川累層の高萩玄武岩層、稀には黒沢玄武岩泥岩層および河口累層中に不規則な形で露出し、多くの場合は貫入岩体とみなされるが、このうちにはしばしば貫入岩体であるのか、噴出岩体であるのか、明らかでない岩体もある。そしてこの玢岩は野外および鏡下において、市川大門・河口両累層の石英安山岩に類似している部分があり、両者が接する場合、その境界は一見不明瞭なことがある。

この岩石はきわめて不均質で、同一岩体内でも、各岩体相互の間でも、鉱物成分に大差はないが、粒度・結晶度・色・堅さおよび組織等に著しい差異がある。最も普遍的にみられるものでは、灰色～暗灰色の石基中に長さ5mm位の長石と、円味を帯びた石英(ない場合もある)および小形の角閃石が認められる。鏡下で観察すると、斜長石は塩基性灰曹長石～中性長石に属し、角閃石は緑色普通角閃石に属する。そのほか少量の鉄鈹および普通輝石等を含んでいる。石基は主として細粒の斜長石・石英等の集合である。

以上とは異なった岩相として、緻密質の場合には、石基は隠微晶質であり、逆に粗粒の場合には、斑晶は長さ1cmに及ぶ部分がある。また西湖と河口湖との間の岩体では、肉眼的に著しく優白色であり、河口湖北西方の岩体とともに斑晶として最大3mm位の桃色の柘榴石を含有している。その他しばしば見られる特異な岩相としては、縞状構造や凝灰岩様または凝灰角礫岩様の外観を呈する場合がある。このような部分は、鏡下で見ると普通の部分とあまり差異のない場合もあり、凝灰岩様のこともあり、または破碎構造が認められることもある。このような部分は多少なりとも大多数の岩体(必ずしも外縁部だけではない)に見られ、芦川以北の岩体には特にこの例が多い。大部分の岩体は貫入岩体とみなされる故に、このような部分の多くは貫入(successive intrusion)の際生じたものと考えられる。しかしこのような部分の観察

だけでは、貫入の際生じたものか、あるいは火山砕屑岩であるのか、野外においても鏡下においても区別することは困難な場合が多い。

2 次的変質はあまり甚だしくはないが、少量の緑簾石・緑泥石等を生じていることがある。

細粒斑柘岩類 (mG)：細粒斑柘岩またはそれに類似した貫入岩体が、図幅地域内で 4 ヲ所みられる。この岩類は一之瀬累層等にみられる粗粒玄武岩より一層粗粒なものである。

図幅地域南西隅附近の 2 岩体は灰白色～灰青色の両輝石粗粒玄武岩～細粒斑柘岩で、稀に斜長石が斑晶状に成長していることもある。鏡下において観察すると、オプティックに近い組織で、斜長石 (亜灰長石)・普通輝石および紫蘇輝石・沸石および鉄鈹等からなる。桜峠火山砕屑岩層中のものは上記の 2 岩体と組織・鉱物組成はよく似ているが、有色鉱物が少なく、細粒閃緑岩に相当する。右左口層分布地区の東部の岩体も細粒閃緑岩であるが、より深成岩質で、2 次的変質が甚だしい。鏡下では斜長石・普通輝石・緑泥石化した紫蘇輝石・鉄鈹および白雲母 (2 次的鉱物?) が認められる。

泥岩 (md)：この泥岩は東八代郡錦生村の酸性深成岩北縁部に孤立して捕獲岩様に露出するため、他の層との関係は不明である。岩相は泥岩・凝灰岩および砂岩の互層であり、2 次的的の擾乱・変質が甚だしく、全体として優白色に変質している。

### II. 3. 2 酸性深成岩類

酸性深成岩類は北部では小仏層群を、南部では高萩玄武岩層を、それぞれ貫ぬいている。河口累層との関係はやゝ複雑であり、一方ではこの深成岩体の周縁相に似た半深成岩岩脈 (花崗斑岩類) がこの累層を貫ぬき、また他方ではこの酸性深成岩類に類似した岩質の礫が、この累層の凝灰角礫岩中に含まれている。前者 (岩脈) の好例として御坂峠北方 (図幅外) に明瞭な貫入岩体が存在し、本図幅地域内でも大石村西方山中および鶴島のもは、ほとんど転石のみではあるが岩脈であろうと推定される。後者 (礫) の例としては十二ヶ岳火山礫凝灰岩層<sup>註12)</sup>および天神峠細礫岩泥岩層中に、きわめて稀に石英閃緑岩の垂角礫が存在する。たゞしこの礫が、地上で削剝されて運搬されて

---

註12) 東京大学進級論文 (1931) にも記載されている。

きたものか、石英安山岩類の噴出とともに抛出されたものかは明らかではない。いずれにしても、これらの礫の供給源となった岩石、および先に述べた岩脈に関連した岩石としては、現在のところ本酸性深成岩類以外のものはみあたらない。したがって、以上の事実による限り酸性深成岩類(図幅外も含めて)の火成活動の時期は、河口累層の石英安山岩類の活動期間とほぼ同時で、期間はより長期間に亘っているものと推定される。

なお、この深成岩体の南縁の断層に沿った部分は、しばしば捕獲岩を多く含み、かつ細粒優黒色で、いわゆる周縁相を示している。したがってこの断層は深成岩体の本来の境界にほぼ沿っているものと考えられる。

石英閃緑岩類：本岩は中粒、白色で、主として斜長石(中性長石～曹長石)<sup>3)</sup>、註13)・石英・カリ長石(少量)・普通角閃石・黒雲母および稀に単斜輝石と、それら諸鉱物から生じた2次の鉱物とから構成されている。そして南西部地域と北東部地域では、幾分その岩相に差があり、図幅上では両者を区別した。ただしその境界は明瞭ではない。両者の差としては、①北東部岩体(Qd<sub>2</sub>)には黒雲母(しばしば帯緑色)が普通に見られるが、南西部岩体(Qd<sub>1</sub>)には少量である。②北東部岩体は比較的新鮮で青白色であるが、南西部岩体は2次的変質で常に褐色味を帯び、カオリン・緑泥石・緑簾石・方解石・沸石・チタナイトおよび鉄鉱等が生じている。③北東部岩体の有色鉱物は、個々単独に2～3mmの結晶に成長しているのに反し、南西部岩体ではそれらの結晶はより細粒で、時として斑点状に集合する傾向がある。④北東部岩体中では、捕獲岩様の優黒色の部分が少量ではあるが、径数cm以上で粒度も比較的高いのに対し、南西部岩体では1～2cmほどの小形であって、多数散在し、かつ細粒質である。そして南西部の岩体が玄武岩類と接する付近には、もとの組織を多少残している玄武岩類の花崗岩化された捕獲岩が多い。⑤おのおのの岩体の周辺の熱変成帯の平面的な幅が異なっているが、これに関しては、ホルンフェルス化されやすい程度、および深成岩体とホルンフェルスとの接触面の傾斜等の影響があるものと考えられる。⑥顕微鏡的には、南西部岩体の方が微文象組織の発達がやゝ著しいようである。

花崗斑岩類(GP)：酸性深成岩体に関連すると思われる小岩脈類を花崗斑岩として一括した。おもに上九一色村古関東方において、石英閃緑岩(Qd<sub>1</sub>)が2岩体に分かれ

---

註13) 大体 Ab100 An0～Ab50 An50 範囲内の値をとる。

て露出する中間部に分布する。個々の岩脈によって細粒石英閃緑岩質から流紋岩質のものまでであるが、多くの場合は花崗斑岩ないし石英斑岩である<sup>註14</sup>。色は灰白色～灰色のものが多い。

## II. 4 更新世～鮮新世火山岩類 (甲府市北東方の火山岩類)

甲府市北東方に露出する火山岩類は、図幅地域北方に広く分布する火山岩類の最南端部で、安山岩熔岩流とそれに覆われる凝灰角礫岩類からなる。この岩体はすでに削剝が進んでいるため、もとの火山地形は完全には残されていない。また図幅外の隣接地域には、処によりこの熔岩の侵蝕面上に湖成層に類似した地層が分布しているという<sup>註15</sup>。おそらくこれは盆地南方の曾根層群に相当するものと考えられる。なおこの火山は削剝の程度から考えて、更新世～鮮新世に活動したものと推定される。

凝灰角礫岩 (tf) : 主として沖積層と接する山麓部に分布している。角礫は径2～3cmから数10cmのものが普通であるが、場合によっては数mに達するものがある。またこの岩相中には、基質も熔岩質で自破砕熔岩というべき岩石がかなり多く存在する。

安山岩 (A) : 南方へ僅かに傾斜した基底面をもって凝灰角礫岩を覆っている。この岩石は青白色で、処により流理構造が明らかであるが、概して均質である。図幅地域内では節理は一般に不規則で、柱状節理はほとんど発達していない。

鏡下の観察によれば、斑晶は斜長石・普通輝石・紫蘇輝石および鉄鉱(微斑晶)からなる。斜長石は中性長石～酸性歪灰長石に属する。石基は上記鉱物の細粒なもの集合で、しばしば斜長石・石英からなる不鮮明な微文象組織に似た部分が、斑点状に生じている。

なおこの熔岩には、稀に径数cm位の酸性深成岩質の捕獲岩がみいだされる。

## II. 5 更新統〔曾根層群(So)〕

---

註14) 詳しくいえば、これらの岩石は僅かではあるが花崗斑岩・石英斑岩よりも塩基性である。

註15) 平山健(未発表資料)による。

新第三系が甲府盆地に接する地帯には、曾根丘陵が連なっている。これを構成する地層は主として火山性堆積物からなり、この図幅では曾根層群と名づけた。これと類似の堆積物は甲府市北方<sup>註16)</sup>ならびに釜無川流域である甲府盆地の西縁および北西方<sup>8)</sup>に広く分布するという。なおこの曾根層群の上には、処々に現世の堆積物(崖錐)が不整合にのっているが、その分布範囲は小規模、不規則かつ部分的にしか判明しないので、図幅上では区別していない。

1) 曾根層群の露出は現世層と接する末端の崖・川岸および道路側面等で観察することができる。その大部分は遠来の火山性抛物体からなる堆積層で、部分的に砂・粘土等の層が露出している。これらの堆積物の水平的ならびに垂直的分布の全般的な規則性はなく、また部分的には堆積時の擾乱もみられる。この点からみて、曾根層群は静穏な湖底の堆積層というよりも、むしろ火山性堆積物(いわゆる泥流)と、その間に部分的に生じた川または沼沢中の堆積物とであろうと思われる。また酸性深成岩の地域では、泥流が時代未詳の泥岩上に僅かにみられる。これは曾根層群が、現在の釜無川流域をはなれて相当東方まで分布していたことを物語っている。もし曾根層群の火山性堆積物が、すでにいわれているように、八ヶ岳の噴出に由来したものとすれば、曾根層群の堆積は、甲府盆地がすでに現在の状態に近い盆地状地形として形成された後のことと推定される。また後に述べるように、甲府盆地の地表下にも広く類似層が分布するといわれているのも<sup>9)</sup>、この推定をうらがきする。

2) 曾根層群を構成する火山性堆積物は多量に安山岩礫を含み、それが泥・砂または火山灰によって凝結されている。この安山岩は稀に橄欖石を含む両輝石安山岩で、この図幅地域内のみの調査では甲府市北東方の火山のものか、八ヶ岳のものか、その区別は困難である。安山岩礫は最大長径3mに達する灰色～灰褐色の亜角礫である。基質部の膠結の程度は比較的高いけれども、丘陵の地表では、基質の部分は土壤と化して安山岩礫のみ転がっていることが多い。この安山岩礫と混じて、少量ではあるが石英閃緑岩質岩石・花崗岩質岩石・砂岩および粘板岩の礫が存在し、また南方の新第三系に由来する礫が含まれることもある。このほか、上曾根竜華院附近・豊富村山宮西方および上野村道林南方等には、膠結物質も凝灰質で、典型的な凝灰角礫岩と認められる部分が存在する。

---

註16) 甲府市北東方の火山岩類の項参照。

3) 先にも述べたように、安山岩礫層すなわち泥流層に伴なって、処々に層理または斜交層理を示す砂・粘土・火山灰・軽石・有機物およびローム等の層が発達する。たとえば上會根南東方では主として泥流層の下部に、上野村では比較的上部に見られるが、必ずしも層序的に一定した分布ではない。火山灰層は黄色～褐色であり、そのなかには角閃石(?)または黒雲母を含む砂質のものがみられる。

會根層群の部分的な走向および傾斜は、このような砂または粘土等の層理から測定することができる。この走向および傾斜は一定せず、傾斜は必ずしも水平に近くはない。例えば上野村道林南方において、基盤の新第三系に接する附近では、かなり広範囲にわたって40°ないしはそれ以上の角度で、基盤の方へ向かって南へ傾斜している。このような事実は、主として堆積当時の基盤(會根層群の泥流自身も含めて)の傾斜と流水の影響によるものと思われる。

4) 會根層群中の砂または粘土中にはしばしば植物化石が点在し、また時には層状に堆積しているのがみいだされる。これらは時にやゝ炭化が進んでいるが、幹・葉または実が明瞭に保存されているものも少なくない。この植物としてはすでに *Cledit-schia horrida* SCHNEIDER が発表されており<sup>10)</sup>、今回の調査では以下の種類が明らかとなった。

*Trapa macropoda* MIKI var. *bicreata* MIKI

*Humulus japonicus* SIEBOLD et ZUCCARINI

*Fagus japonica* MAXIMOWICZ

*Corylus heterophylla* FISCHER

*Thujaopsis dolabrata* SIEBOLD et ZUCCARINI

*Picea Maximoivivzii* REGEL<sup>註17)</sup>

(大阪市立大学三木茂教授鑑定)

## II. 6 現世～更新世火山岩類

[富士大山熔岩 (Ba)]

この図幅地域より南方に広大な面積を占めるいわゆる富士裾野のごく一部分が、河

---

註17) この種子を渡辺和衛技官の“有機炭素による年代決定法”によって年代計算した結果、約48万年前という値が得られた。

口湖南部に達している。大部分は人家や田畑等が拓けていて、熔岩の露出は湖畔の僅か一部にみいだされるのみである。しかし河口湖および西湖湖底の一部には、富士火山熔岩が分布しているものと考えられる<sup>註18)</sup>。

熔岩は黒色、多孔質な玄武岩で、表面はブロック状をなすことが多い。鏡下で観察すると、斑晶は主として斜長石および橄欖石からなる。

石基には斜長石・輝石・橄欖石の細粒結晶が点在し、その間を微細な鉄鉱およびガラス(?)が充填している。

## II. 7 現 世 統

**扇状地堆積層 (fd)** 主として甲府盆地南東部に発達して沖積層とともに盆地を形成し、砂・礫・粘土等からなる。

**崖錐 (tl)** 主として山間部および山麓部に発達している。普遍的に存在するが、特に酸性深成岩地域に多い。砂・礫・粘土等から構成されている。

**沖積層 (a)** 釜無・笛吹両川およびその支流が堆積した砂・礫・粘土層で、盆地を広く覆っている。

この沖積層の下位には安山岩礫層が堆積しているものといわれている<sup>9)</sup>。この礫層は曾根層群の安山岩礫層(泥流層)と同様なものと考えられる。しかしこの礫層が堆積当時と比較して、陥没しているものか否かは明らかではない。また沖積層および安山岩礫層の厚さに関して全般的なことはわからないが、甲府付近では従来の資料によると200m以上の部分が存在する(大部分はそれ以下)<sup>11)</sup>。しかしこの値の相当部分は安山岩礫層の深さで、実際の沖積層の厚さはもつと薄いものであろう。

## III. 應 用 地 質

**温泉** 昭和9年甲府市北西の湯村地域(図幅外で現在の湯村温泉郷)における温泉試掘井の成功に刺戟された結果、甲府市内においても温泉を目的として各所で鑿井する

---

註18) 西湖附近の熔岩は有史時代のものである。

ようになり、現在甲府市内（新市内の湯村を除く）の温泉井は10本以上に及んでいる。市内では開発温泉の42°Cを最高として、33°C以上の温泉が多量に得られ、市そのものが1つの温泉郷をなしている。これらは弱アルカリ性の単純泉ないし弱塩類泉（主として食塩・芒硝および石膏成分を含む）である。おもな温泉の温度・主要成分および掘鑿深度の概要は、第2表のとおりである。

第2表

番号	名 称	所 在 地	温 度 湧出口 °C	pH	主 要 成 分 (陰イオン)		温泉井 の深度 m
					Cl <sup>-</sup> mg/l	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> mg/l	
1	開 発 温 泉	甲 府 市 橘 町	42	7.6	413	302	300
2	海 州 温 泉	〃 桜 町	41	8.1	380	56	157
3	芳 野 温 泉	〃 錦 町	39	8.3	3	1	400
4	富 士 川 温 泉	〃 富 士 川 町	38	8.2	392	16	110
5	水 晶 温 泉	〃 三 日 町	33	7.8	119	4	
6	丹 沢 温 泉	〃 金 平 町	35		429	228	125
7	君 の 湯 温 泉	〃 城 屋 町	23	7.6	24	52	
8	東 光 寺 温 泉	〃 東 光 寺 町	25	7.8	170	202	400

**石材** 甲府市北東方の火山岩類は古来石材として産出されている。現在では中央線酒折駅および石和駅附近の4ヵ所で大規模に採取し、粉砕してレールの敷石等に使用している。

## 文 献

- 1) 鈴木 敏：20万分の1富士図幅および同説明書，地質調査所，1887
- 2) 大塚彌之助：地質構造とその研究，明文堂，1952
- 3) 久野 久：火山及び火山岩，岩波全書，1954
- 4) 松田時彦・氷野篤行：富士川上流地域の西八代層群の層序，地質学雑誌，Vol. 61, No. 717, 1955
- 5) 福田理・篠田嶺二：西桂層群の層位学的並びに微小生物学的研究，地質学雑誌，Vol. 58, No. 681, 1952
- 6) S. Hanzawa : Note on Tertiary Foraminiferous Rocks from the Kwan-tô Mountainland, Japan, Sci., Report, Tôhoku Univ.,

2nd. Ser., Vol. XII. No. 2A, 1931

- 7) W. Ishijima : Cenozoic Coralline Algae from the Western Pacific,  
1954
- 8) 中村慶三郎 : 甲府盆地周辺の丘陵に就いて, 地質学雑誌, Vol. 45, No.636,  
1938
- 9) 花井重次 : 甲府盆地南縁の地形とその成因に就いて (予報), 大塚地理学会論  
文集, 第2輯下, 1934
- 10) 笠井恵祐 : 甲府盆地床の地質について (要旨), 地質学雑誌, Vol. 54, No.  
639, 1948
- 11) 秋元悌四郎・山本芳政 : 甲府温泉群の研究, 地学雑誌, Vol. 61, No. 4,  
1952およびVol. 62, No. 3, 1953
- 12) 鈴木 敏 : 20万分の1甲府図幅および同説明書, 地質調査所, 1888
- 13) 坪谷幸六 : 宝鉦山の地質及び鉦床, 地質学雑誌, Vol. 46, No. 553, 1939
- 14) 水野篤行・片田正人 : 御坂山塊西部の地質構造 (要旨), 地質学雑誌, Vol. 61,  
No. 718, p. 359, 1955
- 15) 三木 茂 : 遷体からみた木曾五木とその変遷, 長野営林局発行, p. 9, 1955

EXPLANATORY TEXT  
OF THE  
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale, 1 : 50,000



K O F U

Tōkyō, No. 59

By

MASATO KATADA

(Written in 1954)

---

(Abstract)

GEOLOGY

This sheet map includes the most part of the Kōfu Basin and the western half of the Misaka mountainland. The Misaka mountainland in the area mapped consists of the Tertiary rocks (Miocene), and the surroundings of the Kōfu Basin are occupied by the Kobotoke group (Cretaceous?), the Sone group (Pleistocene) and the volcanic rocks of Pliocene-Pleistocene age.

The geological succession and history are summarized in Table 1.

**Kobotoke group** (Cretaceous?)

This group consists of alternations of clayslate and sandstone, which include little fossils. The geological age of this group is assumed as Cretaceous (?), from some data in other areas.

Table 1

Geological Age	Stratigraphy		Volcanic Activity	Crustal Movement	
Recent	Talus	Alluvium Fan deposit	Mt. Fuji ↓ (basalt)	Sinking of Kōfu Basin Upheaval Foldings, faults	
Recent~ Pleistocene			↓ (andesite)		
Pleistocene	Sone group		Yatsugatake ↓ (andesite)		
Pleistocene~ Pliocene			Volcano in the northeast of Kōfu city ↓ (andesite)		
Pliocene~ Middle?, late Miocene	(Absent)				
Miocene	Nishiyatsushiro group	Ichikawa - daimon formation	Kawaguchi formation		dacite
		Ashigawa formation			quartz diorite
		Ichinose formation			basalt
		(Absent)			
Mesozoic (Cretaceous?)	Kobotoke group				

### Tertiary (Miocene)

Tertiary rocks are divided into the Nishiyatsushiro group and the acidic plutonic rocks. The Nishiyatsushiro group is composed chiefly of volcanic rocks with intercalations of sedimentary rocks. Up to this time, the greater part of the Mionene series (Nishiyatsushiro group in this sheet map) has been known as the so-called Misaka group, and only the most western part (the Yamaho mudstone, tuff member, etc.) as a part of the so-called Nishiyatsushiro group.



quantity of olivine-augite basalts (lava and pyroclastics), and among them there develop a little mudstone and dacite tuff. The basalt shows pillows structure and, microscopically, ophitic texture with the phenocrysts of bytownite, augite and altered olivine. Both of the Ichikawadaimon and Kawaguchi formations consist of hypersthene-augite dacites (lava and pyroclastics) with sandy or conglomeratic sediments. The phenocrysts of dacites, which are generally in small size (1~2mm), are andesine, augite, altered hypersthene and rarely green hornblende. The groundmasses are microcrystalline or glassy.

According to Hisashi Kuno, olivine-augite basalts belong to the pigeonitic rock series, and hypersthene-augite dacites to the hypersthene rock series.

Acidic plutonic rocks are (biotite-) hornblende-quartz diorites known as the plutonic rocks of the Misaka-type. Some parts of the rocks show micrographic texture and include augite. The intrusion of the plutonic rocks may be contemporaneous in age with the activity of the above-noted dacites.

Clastic sediments are scanty in this area and, accordingly, fossils are rare. *Lepidocyclina* and some other fossils have been discovered in the limestone of the Tenjin-tōge granulestone, mudstone member. These fossils, however, are insufficient to determine the geological age in detail.

**Stone group** This group is composed chiefly of the andesitic mudlava of Yatsugatake (volcano), about 30km north from Kōfu city. It has been reported that the same mud-lava is distributed under the ground of the Kōfu Basin.

**Lava of Fuji volcano and volcanic rocks in the northeast of Kōfu city** are parts of rocks which are distributed widely in the neighbouring areas of this sheet. The former is olivine basalt. and the latter two pyroxene andesite.

---

---

昭和31年1月25日印刷

昭和31年1月30日発行

工業技術院  
地質調査所  
著作権所有

印刷者 向喜久雄

印刷所 一ッ橋印刷株式会社

---

---