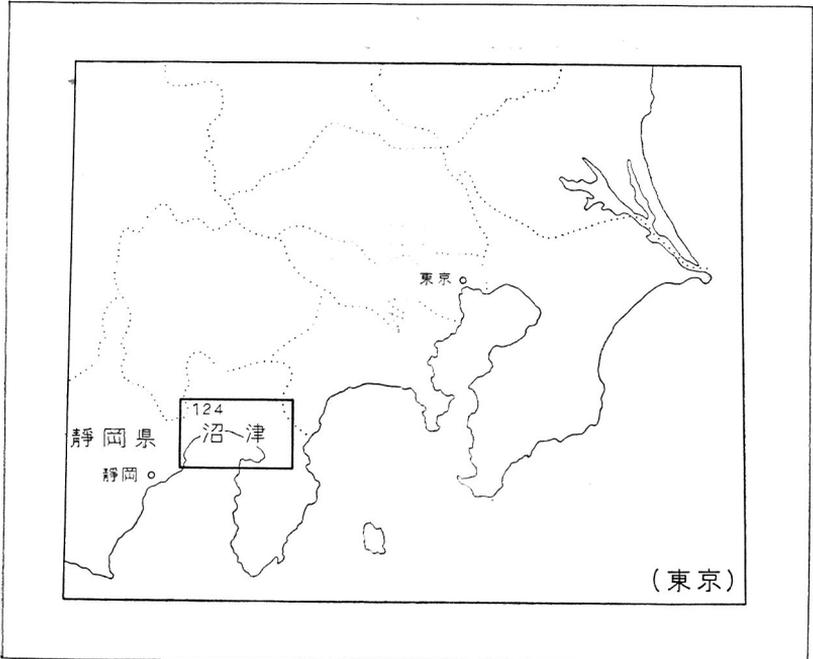


550.85 (084.32) (521.61) [1:75,000]:(083)

沼津図幅地質説明書

通商産業技官 沢村孝之助

位置図



() は 1:500,000 図幅名

目 次

I. 地 形	1
II. 地 質	3
II. 1 概 説	3
II. 2 各 説	8
II. 2. 1 西部区域の第三系	8
II. 2. 1. 1 城山層	8
II. 2. 1. 2 小河内層	8
II. 2. 1. 3 十島火成岩類	10
II. 2. 1. 4 浜石岳層	12
II. 2. 1. 5 蒲原礫層	15
II. 2. 1. 6 岩淵安山岩層	15
II. 2. 1. 7 鷺の田礫層	17
II. 2. 2 東部区域の第三系	18
II. 2. 2. 1 徳倉麥朽安山岩層	18
II. 2. 2. 2 香貫山安山岩層	20
II. 2. 2. 3 沼津統	21
II. 2. 2. 4 内浦火山角礫岩層	24
II. 2. 2. 5 第三紀末火山岩類	28
II. 2. 2. 6 城 層	30
II. 2. 3 第四系	30
II. 2. 3. 1 井田火山噴出物	30
II. 2. 3. 2 達磨火山噴出物	31
II. 2. 3. 3 愛鷹火山噴出物	32
II. 2. 3. 4 古富士火山泥流層	36
II. 2. 3. 5 多賀火山噴出物	36
II. 2. 3. 6 湯河原火山噴出物	38
II. 2. 3. 7 箱根古期外輪山噴出物	38
II. 2. 3. 8 段丘砂礫層	40
II. 2. 3. 9 箱根火山浮石流	40
II. 2. 3. 10 ローム	41

II. 2. 3. 11 富士火山噴出物	41
II. 2. 3. 12 冲積層	44
II. 3 構 造	45
III. 応用地質	46
III. 1 金属鉱床	46
III. 2 建築石材	47
III. 3 温 泉	47
III. 4 地下水	48
参考文献	48
Abstract	1

縦行 VII：横行 26
図幅番号 第 124 号

沼津図幅地質説明書（昭和 25 年 稿）

通商産業技官 沢村孝之助

本図幅の調査は昭和 21 年夏に始まり、昭和 24 年の 9 月に完了した。この間、昭和 21 年 10 月から 12 月までの第 1 次、昭和 22 年 3 月末の第 2 次、同年 8 月より 10 月までの第 3 次、昭和 23 年 3 月および 4 月の第 4 次、昭和 24 年 3 月の第 5 次、計 6 カ月の野外調査を行った。採集した化石の鑑定は本所大山桂技官によつて行われた。

I. 地 形

本図幅では、北北西から南南東に連なる山々が平行する 3 つの山系、すなわち東の箱根火山列、中の愛鷹火山列、西の天子山脈をつくり、図幅中央に広い地域を占める駿河湾を囲む。駿河湾につゞく低地帯は、上述の山系の方向を斜めによぎつて、北東方にのび、そのなかに愛鷹火山と富士火山とが存する。

こゝにいう箱根火山列とは、図幅北東端の箱根火山に始まり、南へ湯河原火山・多賀火山と続き、さらに遠く伊豆七島に延びるものをいふ、愛鷹火山列とは、遠く北方より本州中部を横断して、富士・愛鷹・達磨・井田等の火山を連ねるものである。両者とも、いわゆる富士火山帯に属する。

箱根火山列は図幅の東をかすめて走り、箱根外輪山・湯河原・多賀の相接して並ぶ 3 火山の西腹斜面のみが図幅内にみられる。これらはいずれも更新世に活動した火山で、その斜面は深く谷に刻まれるが、なお原地形を失わない。その傾斜はいずれも 10° 以下で裾野状を呈するが、その末端は沖積低地に比高約 10 m の崖となつて臨む。

愛鷹火山列のうち、富士火山は更新世末より現世にかけて活動したものであるが、

他の愛鷹・達磨および井田火山は更新世の火山である。後3者は、その原形はいまなお辿ることができるとはいえ、侵蝕谷によく刻まれており、その裾野の末端は丘陵となつて終つているが、富士火山では、図幅内にみられるその南麓に関しては、放射谷はほとんど発達せず、 4° 以下の緩い傾斜で駿河湾底に続く。これは、南麓がほとんど熔岩のみからなり、楯状火山状を呈するためである。

愛鷹火山は火山砕屑物に富む成層火山であつて、北側は富士火山の噴出物によつて覆われるために、南東方のみに裾野を展開し、山麓線は南東に尖端を有する卵形を呈する。また最高峯越前岳(海拔 1,505 m)も北に偏在する。この越前岳の北東腹には本火山唯一の寄生火山、黒岳円頂丘がある。越前岳の南方には熊ヶ谷と呼ばれる火口がある。直径約 1.2 km の円形を呈し、大岳・呼子岳・位牌岳など、1,200~1,400 m の高さの稜線に包まれ、南東に口を開き、須津川が流れ出ている。この火口の南には、越前岳と対応する位置に愛鷹山(海拔 1,187.7 m)が突起をつくる。これら愛鷹火山の山頂部では、激しい侵蝕の結果、放射谷は深く狭く発達し、その谷頭はひろがって一見火口状を呈し、それらの間には不規則に連なる稜線が残されている。なお、山体は位牌岳から南南東に流れる桃沢に沿う線を境として両断され、その北東半は南西半に対して、北西方にづれたような状況を呈する。

井田火山は伊豆半島の北西端をつくる成層火山で、南隣図幅内(戸田村井田)に直径約 2.5 km の火口をもつ。山腹は 13° 内外のやゝ急な傾斜をもち、その末端は大瀬崎を除いて、すべて駿河湾に断崖となつて面する。大瀬崎はその先端に直径約 100 m の淡水湖があることからみると、おそらくそれを火口とする寄生火山が、わずかに海面に現われたものであろう。

達磨火山は南隣図幅内の戸田村新田を中心とする楯状火山で、本図幅内には、傾斜 5° 前後の緩やかな裾野を展開する。

これら諸火山の基盤となる第三系は、沼津市南方に丘陵を構成する。それは鷲頭山(海拔 392 m)を最高点とする北方地塊、葛城山(海拔 452 m)を最高とする南方地塊、両者に挟まれる中央地塊(海拔 273 m)、およびこれらの東方、多賀火山の麓に約 100 m の高さまで現われる東方地塊にわかれている。これらには火山岩よりなる突起がみられ、北および南の地塊には海拔 200 m の、中央地塊には 100 m の高さに山麓階が存在する。

この富士火山帯地域（以下東部区域と呼ぶ）は、要するに壮年期後半の地形を呈する第三系丘陵と、それを基盤として美しい火山形態を示す第四紀諸火山とからなるのであるが、これに対して、西部区域には第三系からなる天子山脈と、おもに第四系の富士宮丘陵および岩淵丘陵の3要素が認められる。

天子山脈は赤石山脈の余波であり、さらに、それを構成する地層の硬さに大きな差があるために、本図幅では東の浜石岳山稜（最高707m）と、西の高根山山稜（最高504m）とに分かれ、この間に白鳥山（海拔567.7m）の突起する高度300~400mの台地が挟まれる。

富士宮丘陵は富士火山を南西より包むように分布する平坦な丘陵である。これは北隣図幅内では富士火山の裾野と連続するが、本図幅内では裾野と分かれて、比高180mの丘陵をなしており、その高さは南に階段的に低下する。なおそのなかの明星山その他の孤立峯は、基盤岩の露出する部分である。

岩淵丘陵は富士宮丘陵の南にある最高569mの丘陵で、高度約400mに礫層からなる平坦面が広く発達し、雨乞山・金丸山など安山岩からなる残丘が北東—南西に連なる。

水系はおおむね山系の走向と一致して、ほぼ南—北の流路をもち、各火山の放射谷がこの傾向からはずれるのみである。たゞし、富士川と興津川とはその中流部では山稜を横切つて北西—南東あるいは東—西に流れる。なお、駿河湾東部の海底には、陸上の小河川に連続する溺谷がよく発達する¹⁴⁾。

富士川河口と沼津との間の駿河湾岸には、高さ最大15mの砂丘が狭く連続する。これは砂洲として形成されたもので、その内側、愛鷹山脚との間には沖積低地が発達し、浮島原などの湿地がなお潟湖の跡として存在する。図幅地域南西端の三保岬は、南隣図幅から伸びる砂嘴の先端である。

II. 地 質

II. 1. 概 説

本図幅はいわゆるフオツサマグナの南半中央部を占め、新第三紀の地向斜堆積物と第四紀火山噴出物とからなり、その基盤はまったく現われていない。この地域は地

形的に東西の2区域に分かれるが、地質的にも西部区域には第四紀火山はなく、第三系もきわめて厚い凝灰質水成岩類を主とするのに対して、東部区域は中新世以降現在に至るまで続いて、火山活動の激しく行われたところで、ほとんど火山噴出物からなるという差がある。このために、両区域の第三系の対比は困難であるから、その記述は両地区ごとに独立に行い、次いで第四系を一括して述べる。なお、ここでは便宜上いわゆる鮮新—更新統を新三系に含めて記載する。

西部区域の第三系は、下位から城山層・小河内層・浜石岳層・蒲原礫層・岩淵安山岩層・鷺の田礫層および森山玄武岩に区分される。小河内層には十島火成岩類が伴われる。産出化石より地質時代の明らかなものは、城山層・浜石岳層および鷺の田礫層の3者で、それぞれ中新統⁽⁵⁾・鮮新統下部⁽⁵⁾および鮮新—更新統⁽⁴⁾である。その他の地層は、層序上から、一応小河内層は中新統上部、蒲原礫層は鮮新統上部と考えられる。

城山層は白色凝灰質砂岩からなり、石英安山岩中に孤立して露出し、他と直接の関係はみられない。

小河内層は砂岩と泥岩との規則的な互層からなり、北方で粗粒となつて細粒の礫岩を挟み、南方では泥岩を主とするものである。その一部には酸性凝灰岩がみられる。

十島火成岩類は小河内層中に岩株あるいは岩脈として存し、玄武岩・斑岩・閃緑岩・閃緑玢岩および玢岩からなる。このうち、後の4者は密接に相伴ない、玄武岩に遅れて侵入している。なお、本岩類に伴つて小規模な金鉱床がある。

浜石岳層は小河内層を整合に覆う凝灰質粗粒の地層で、安山岩質熔岩流を挟む。巨礫礫岩を主とする部分、中粒以下の礫岩からなる部分、砂岩または砂岩泥岩互層からなる部分、安山岩・礫岩・砂岩・泥岩の互層からなる部分等がみられるが、それらの層位的関係は明らかではない。

蒲原礫層は層理の明瞭な礫層で、浜石岳層の岩石を礫として含む。本層を貫ぬいて石英安山岩岩株および角閃石安山岩岩脈が多数存在するが、これは岩淵安山岩層の下部と岩質が類似するので、同一の火山活動から生じたものとし、地質図にも岩淵安山岩岩層として一括して塗色した。

岩淵安山岩層は蒲原礫層を不整合に覆う成層火山の残骸をなすもので、角閃石安山岩および複輝石安山岩を下部とし、玄武岩質安山岩を上部とする。

鷲の田礫層は岩淵安山岩層を不整合に覆い、砂を主とし泥岩を伴う下部層と、この上に広く分布する粗粒礫層からなる上部層とに分けられる。

森山玄武岩は孤立しており、他層との関係は未詳である。本岩は第三紀末火山岩類として、東部区域のものとあわせて記載する。

東部区域の第三系は、下位より徳倉変朽安山岩層・香貫山安山岩層・沼津統・内浦火山角礫岩層・第三紀末火山岩類および城層に区分される。これらのうち、近接区域に分布する地層との岩質による対比および産出化石から時代の限定されるものは、徳倉変朽安山岩層・沼津統・内浦火山角礫岩層および城層で、それぞれ中新統下部、中新統中ないし上部、鮮新統および鮮新一更新統である。

徳倉変朽安山岩層は変質した複輝石安山岩・凝灰角礫岩および酸性安山岩からなり、紫蘇輝石流紋岩岩脈を伴っている。

香貫山安山岩層は火山砕屑物に始まり、複輝石安山岩熔岩に終る火山噴出物の累層であつて、その一部は水底に堆積したものである。本層は徳倉変朽安山岩層と沼津統との間に生じたものである。

沼津統は安山岩質または石英安山岩質の含円礫凝灰岩を下部として、ガラス質安山岩の熔岩および火山角礫岩を上部とする。前者を江の浦凝灰岩層、後者を大平安山岩層とした。前者は北方では新鮮であり、かつ礫を含むことも少ないのであるが、南方では変朽安山岩礫等を多量に含み、多少変質して緑色を帯び、徳倉変朽安山岩層に似た岩相を示す。本層に伴なつて、角閃石安山岩・変質石英安山岩・変質安山岩および玄武岩の岩脈、その他の進入岩体がある。変質石英安山岩に接して、または附近の江の浦凝灰岩層中に小規模な鉛亜鉛鉱床がみられる。

内浦火山角礫岩層は、角閃石安山岩・複輝石安山岩等の熔岩および多量の火山角礫岩からなり、軟弱な凝灰岩類および含化石凝灰質砂岩をわずかに挟む。本層は沼津統の変質石英安山岩を不整合に覆う。本層と沼津統とを貫ぬいて、複輝石安山岩・石英安山岩・紫蘇輝石安山岩等の岩床や岩脈があるが、これらは岩質上、本層と同一の火山活動に属するものである。

第三紀末火山岩類は酸性安山岩ないし玄武岩の種々の熔岩や火山砕屑物からなる。これらのうち、畑玄武岩層のみは城層に覆われるが、他は直接第四紀火山噴出物に覆

われる。

城層は凝灰質の軟弱な砂岩からなる。

第四系は更新世諸火山の噴出物、段丘砂礫層・箱根火山浮石流・ローム・富士火山噴出物および沖積層からなり、この順に累重する。

更新世の火山としては、図幅内に愛鷹火山列の井田・達磨・愛鷹・古富士火山と、箱根火山列の多賀・湯河原・箱根古期外輪山とがある。これら火山の前後関係は、愛鷹火山列ではわずかに達磨火山が井田火山より新しいことが知られるのみであるが、箱根火山列では多賀・湯河原・箱根の順、すなわち南より北に新しくなることがみられる。両火山列相互の関係としては、愛鷹火山が箱根火山浮石流に覆われることが知られるのみである^{註1)}。井田火山は橄欖石複輝石安山岩からなる成層火山で、達磨火山は集塊岩状を呈する橄欖石複輝石安山岩、または普通輝石橄欖石安山岩の楯状火山である。愛鷹火山は成層火山で、橄欖石玄武岩あるいは橄欖石複輝石玄武岩からなり、玄武岩は旧火山体を、主として安山岩が新火山体を作り、その間は侵蝕による不整合の関係にある。なお角閃石を含有する安山岩類が円頂丘を作り、また稀に熔岩・岩脈となつてあらわれる。古富士火山はほとんど富士火山の噴出物に覆われて、地表にみられるものは泥流層のみである。多賀火山は橄欖石玄武岩から橄欖石複輝石安山岩に至る種々の玄武岩・安山岩からなり、成層火山である。湯河原火山の噴出物としては図幅内には、塩基性の橄欖石複輝石安山岩が存する。箱根火山の古期外輪山も成層火山であつて、橄欖石複輝石安山岩および複輝石安山岩からなり、ピジョン輝石を斑晶とする安山岩を挾有する。

段丘砂礫層は更新世の諸火山の山麓と、主要な河川沿岸とに分布する。前者ではほとんど火山岩礫からなり、その上部にしばしば浮石質砂層が存在する。

箱根火山浮石流は箱根火山の新期外輪山（東隣図幅内）の活動末期に生じた¹³⁾もので、段丘砂礫層中に挟まれる。

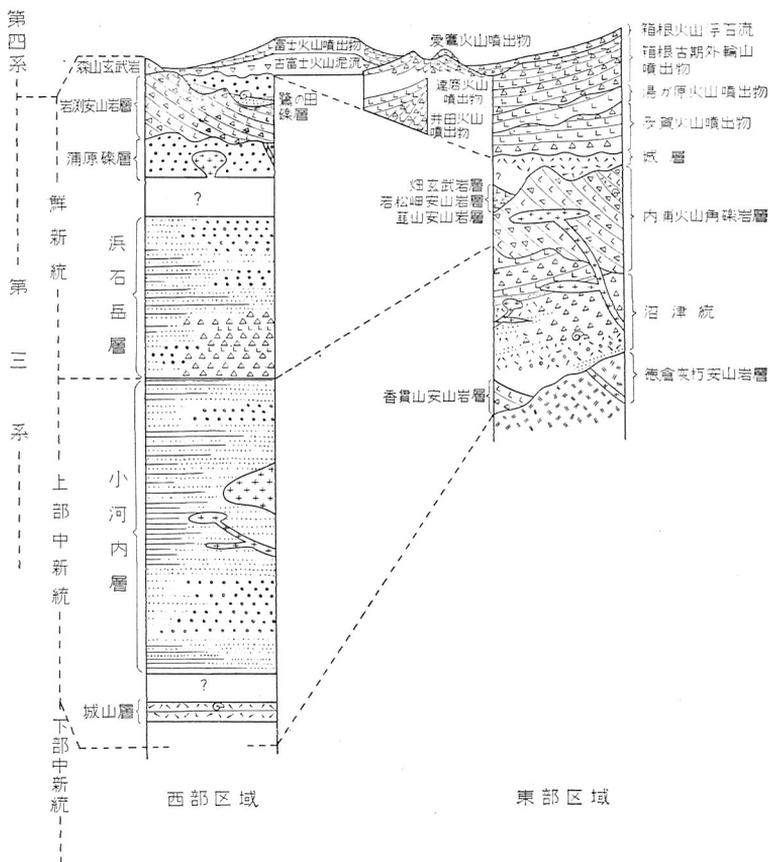
ロームは富士火山の一部および沖積層を除く他のすべての地層を覆い、広く分布するが、地質図には、その著しく発達するところのみに塗色した。

富士火山の熔岩は、図幅内のみでも20余種あり、いずれも玄武岩である。橄欖石

註1) 久野久によれば、古富士火山は箱根火山浮石流よりも新しい。

玄武岩ないし複輝石橄欖石玄武岩で、無斑晶質玄武岩も伴なわれる。これらは、間に挟まる大淵砂礫層とロームとにより層準に区分されるものと、寄生火山熔岩とからなる。大淵砂礫層は富士火山の裾野の局所的な堆積物で、凝灰角礫岩を下部として、偽層理を呈する砂層あるいは砂礫互層を上部とする。

沖積層は駿河湾沿岸および各河川沿いに発達し、主として火山砂礫からなる。



第1図 模式柱状図

II. 2 各 説

II. 2. 1 西部区域の第三系

II. 2. 1. 1 城 山 層

本層は庵原郡蒲原町城山において、岩淵安山岩層に属する角閃石安山岩岩株上に、他から孤立して露出し、深所から押し上げられたルーフペンダント¹⁷⁾と考えられている。薄く層理を呈する白色凝灰岩を下部、凝灰質粗粒砂岩を上部とする。この岩質は、一見沼津統の石英安山岩質凝灰角礫岩に似るが、第1表のような暖流系浅海動物化石を産する。この地質時代は中新世とされている^{18), 21)}。

II. 2. 1. 2 小 河 内 層

本層は富士川および小河内川沿いに広く分布し、その厚さは4,000 m以上に達する。軟弱な砂岩と泥岩とが、おのおの数10 cm以下の厚さで互層するきわめて整然とした地層であるが、その粒度は一般に下部のものが上部のものよりも、また北方に堆積したものが南方に堆積したものよりも粗粒である。おおむね、小島村^{ジミハラ}穴原を通る北

第1表 城山層の化石

Astriclypeus integer YOSHIWARA
Laganum fuziyama tokunagai OTUKA
Acila sp.
Glycymeris sp.
Mytilus sp.
Lima Konnoi OTUKA
Ostrea gigas THUNBERG
Anussiopecten sp.
Patiniopecten kanbaraensis OTUKA
Chlamys sp.
Cardium sp.
Felaniella sp.
Dosinia matumotoi OTUKA

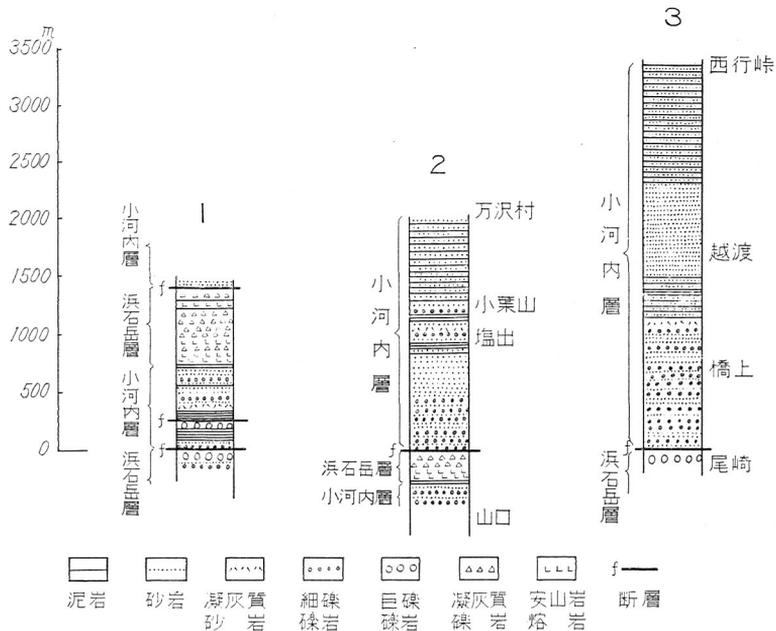
以上大塚による¹⁸⁾

Corals
Scutella sp.
Pecten yesoensis JAY
Patella sp.
Dentalium sp.

以上鈴木による²¹⁾

北西—南南東の線を境として、それより南西方では礫岩をみず、由比町附近に至ればまったく泥岩のみ現われるが、北東方の富士川沿岸ではしばしば細礫礫岩を認める。砂岩は一般に凝灰質物質を多量に含み、下部には特に凝灰質の、時に白色、時には閃緑岩様の外観を呈する部分が認められる。由比町北東端では泥岩中に数 cm の厚さの亜炭層を挟む。第2図に数カ所で得た柱状断面図をかゝげる。

礫岩 暗緑色ないし暗灰色を呈する。淘汰のよい礫岩で、通常径5 cm 以下の、よく水磨された珪



第2図 小河内層地質断面図

岩・砂岩・珩岩等の円礫を含むが、内房村瓜島西方約1 kmの地点に露出するものには、流紋岩・角閃石安山岩等の火山岩礫が含まれる。

砂岩 灰白色ないし暗緑色を呈し、一般には塊状であるが、時には葉層状の層理を示す。風化すれば褐色を呈し、玉葱状にはかれる。興津町の海岸ではレンズ状の礫層を挟み、また偽層理を呈し、富士川沿岸西行附近では、皿状を呈する軟弱な泥岩の角礫を、層理と平行に配列させる部分がある。暗緑色砂岩を鏡下に観察すると、石英・斜長石・黒雲母および角閃石の結晶片を多量に含有する。

凝灰質砂岩 白色を呈し、または緑色の斑紋をもち、閃緑岩様の外観を示すきわめて凝灰質の岩石で、白鳥山北西麓・内房村瓜島西方・由比町久保山附近および興津町北東方において、ほぼ小河内層の下部をしめて分布する。多量のガラス・石英・斜長石・黒雲母などを含んでおり、石英安山岩ないし流紋岩の活動に伴ない生じたものと考えられる。

泥岩 黒色ないし灰青色を呈し、軟弱であつて、風化すると細片になつて崩壊す

る。

化石および時代 本層よりは、図幅内にわずかに *Pyrgo hogofensis* OTUKA を産し¹⁸⁾、また西隣図幅内の富士川畔に植物化石を産するのみであつて、その時代は確認されない。浜石岳層の下に位することから、一応中新統上部と考えられる。

構造 本層は富士川およびその支流境川沿岸と、興津川およびその支流小河内川沿岸と、由比川の沿岸との3カ所にわかれて分布する。富士川と境川の沿岸では、万沢村宿附近を北西—南東によぎり、北西方に沈む向斜軸に支配され、北東部では NNW の走向、 $40\sim 70^\circ$ W の傾斜、南西部では ENE の走向、 $20\sim 50^\circ$ N の傾斜がみられるが、南西部においては、万沢村宿より南方に走る数條の小規模な背斜軸により、局部的な鋭い褶曲が認められ、また西縁の浜石岳層との間の断層に接する附近では、NNE ないし NE の走向がみられる。興津川および小河内川沿岸では、本層の分布が浜石岳層に挟まれて「く」の字型を呈するのに相応じて、地層の走向は全般的には北より南に下るに従つて、NNE, NNW と変わる。ただし、無数に存在する小断層により、走向・傾斜には局部的変化が著しい。断層は特に走向の急変する小島村小河内より但沼にかけての地域に多い。なおこの附近では、東側の浜石岳層に接して並走する多数の南北性の小断層が、南に下れば背斜軸となり、遂には南北に走る1つの背斜軸に転化する。この背斜軸の東翼では、西翼にくらべて小河内層の分布がきわめて狭いが、これも小断層群による影響である。由比川沿岸は断層に沿う破碎帯であつて、多数の小地塊を伴う構造を現わし、またその地塊内には鋭い褶曲がみられる。

II. 2. 1. 3 十島火成岩類

本岩類は岩株・岩床あるいは岩脈として小河内層を貫ぬいて、主として富士川沿岸以北に分布する。本岩類は浜石岳層中には礫となつて含まれる。小河内層と浜石岳層とは、少なくとも図幅南部では整合しているものであるから、十島火成岩類の層位的位置は、図幅北部において、両層堆積中におけるなんらかの地殻変動を意味する。

本岩類には有色鉱物の粗粒斑晶を含む普通輝石橄欖石玄武岩、黒色粗粒の斑岩、灰白色中粒の閃緑岩、灰緑色中粒で多量の角閃石斑晶により流理構造を示す閃緑玢岩、および角閃石大晶を含む玢岩がみとめられる。玄武岩は通常、閃緑岩体に接近するに従い変質程度を増す点から、もつとも早く貫入したものと考えられる。なお、小島村後山で断層沿いに露出するものは著しく破碎されており、断層の生ずる前に貫入

したことを示す。他の岩類は互に密接に関連するものであつて、斑柘岩源と考えられる捕獲岩が閃緑岩体中に含まれることを除いては、相互の前後関係を確めるまでに至っていない。

普通輝石橄欖石玄武岩 厚さ1 m前後の岩床、または岩脈として産する。閃緑岩体に接近するにつれて、有色鉱物は陽起石に変わり、さらに複屈折の高い滑石様緑褐色鉱物となる。白鳥山北麓のものは暗緑色を呈し、径5mm前後の普通輝石および橄欖石斑晶を多量に含み、閃緑岩の影響はあまり受けていない。

斑晶：斜長石・橄欖石・普通輝石

斜長石は分解し、破碎された観を呈し、その輪廓が不明瞭となつている。橄欖石は蛇紋石化し、周辺は濯石様鉱物となつている。普通輝石は自形を呈し、ガラスを多量に含んで篩状構造を示す。

石基：斜長石・普通輝石・鉄鉱・緑泥石

填間組織を呈する。ガラスの変化した緑泥石が他の鉱物の間を埋める。

斑柘岩 本岩は富士川と佐野川との合流する地点の北および佐野川東岸に小さく露われる。前者では砂岩を貫ぬく小岩脈をなし、後者では閃緑岩に捕獲され、暗緑色の角閃岩に変成し、かつ風化して砂状を呈している。岩脈として産するものは新鮮で、ガラス光沢をもち黒色を呈する。本岩は鏡下では斑状構造を呈する。

斑晶状を呈する鉱物：斜長石（基性中性長石）・普通輝石・褐色角閃石・紫蘇輝石・橄欖石

角閃石は普通輝石を包有しており、それを置き換えて生長した形を呈する。また、粒状の普通輝石と斜長石とを多数包有して、篩状構造を呈することもある。紫蘇輝石は時には普通輝石に包有される。

石基状鉱物：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・褐色角閃石・黒雲母・磁鉄鉱

これらはいずれも細かな粒状を呈し、斑晶状鉱物の間を埋めている。その量は少ない。

閃緑岩 本岩は佐野川東岸に広く分布しており、通常灰白色、時には黒色を呈する中粒完晶質の岩石である。

構成鉱物：斜長石（中性長石）・角閃石・チタン石

角閃石は淡緑色を呈する陽起石質のものであつて、輝石の仮像をなすものである。

お本岩には細粒の斜長石と角閃石とからなる部分があり、このようなところには破碎構造を認める。

閃緑玢岩 本岩は閃緑岩体の周辺に分布し、長柱状角閃石斑晶を多量に含み、流理構造を呈する灰緑色の岩石である。

斑晶：斜長石・角閃石

斜長石は長さ 1 mm 以下の短柱状を呈するが、変質している。角閃石は長さ 3 mm 以下、微斑晶状を呈するものもあるが、いずれも淡褐色を呈し、自形を示す。時には斜長石および磁鉄鉱を含んで、篩状構造を示す。

石基：斜長石・石英・緑簾石・緑泥石・陽起石

石基は変質しており、上記の鉱物の細粒集合体となっている。

玢岩 本岩には粗粒のものから細粒緻密のものまで、種々の外観を呈するものが含まれ、その色も暗緑色・灰青色または褐色を呈する。斑晶は通常、肉眼では認め難いが、白鳥山の東中腹にあらわれるものには短径で 2 cm の、内房村塩出南西の岩床には長径 1 cm の角閃石斑晶が含まれる。

斑晶：斜長石・角閃石・普通輝石・紫蘇輝石

斜長石は変質し分解している。角閃石は淡褐色を呈するが、オパサイト化を受け、その周辺部は斜長石・単斜輝石および緑泥石の集合となっている。紫蘇輝石の周辺も磁鉄鉱に変じている。

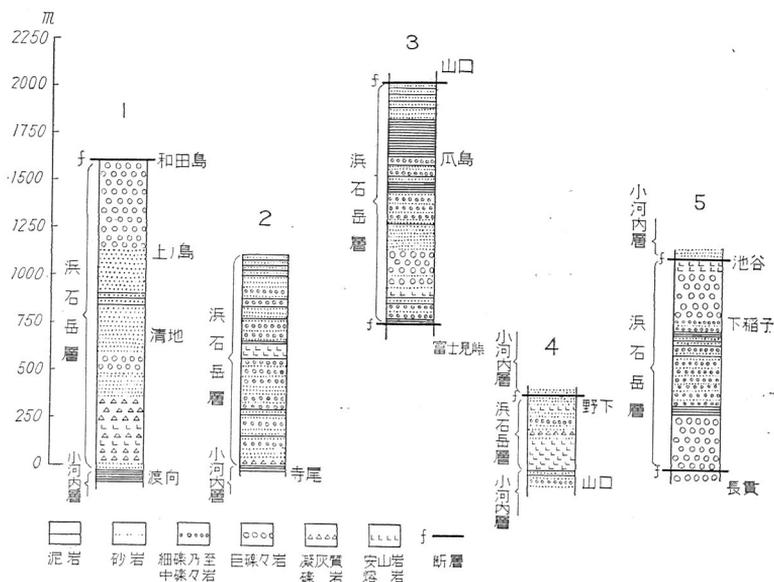
石基：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鉱・緑泥石

斜長石と普通輝石との一部は微斑晶状を呈する。なお石基には、沸石・褐色緑泥石様鉱物に埋められる孔隙が存在する。

II. 2. 1. 4 浜石岳層

本層は小河内川の東と西に、高根山山稜と浜石岳山稜とを構成する。全般的に凝灰質であつて、長さ 4 mm の普通輝石結晶片を含有する暗緑色の粗粒岩を主として、砂岩・泥岩および安山岩質熔岩流を挟む。その厚さは高根山山稜では 1,500 m 以上、浜石岳山稜では 2,500 m 以上に達する。

第 3 図にみられるように、小河内層の泥岩などの上に本層の凝灰質砂岩・凝灰質角礫岩または熔岩が直接被覆しており、図幅内では両者は常に整合関係にある。ところが、一方本層中には十島火成岩類に由来したと思われる礫があり、また小河内層の泥



第3図 浜石岳層地質断面図

岩礫も存在しており、おそらく北方では不整合関係にあるものと思われる。

本層は、岩質上、凝灰質礫岩または巨礫岩からなる部分、中粒ないし細粒礫岩からなる部分、砂岩ないし砂岩泥岩互層からなる部分、泥岩を主として、多数の熔岩流砂岩および巨礫岩を挟む部分の4部からなる。それらの層位的関係は、岩相変化が激しいために明かではない。巨礫岩相は高根山西腹以北、小島村穴原以北、由比町櫻野よりその北北西、内房村大晦日周辺、芝富村芝川附近、同じく下稲子附近に分布する。中粒礫岩相は高根山山稜南部、浜石岳山稜南部、小島村後山西方、内房村山口北方、同じく廻沢東方、芝富村下稲子南東等にみられる。砂岩相は小島村穴原西方、浜石岳山稜南部、由比町久保山北方、内房村瓜島、同じく廻沢東方、芝富村下稲子附近等に分布する。泥岩相は内房村中部落周辺のみ発達する。

礫岩 暗緑色を呈し、堅硬である。淘汰不十分で種々の粒径の礫を含む。径 10 cm 以下の礫はよく円磨されており、珪岩・灰色砂岩および軟弱な暗緑色砂岩が主であるが、花崗岩類・角閃石安山岩および輝石安山岩も伴われる。巨礫はほとんど花崗岩類である。花崗岩類のなかには十島火成岩類起源の閃緑岩などもみられる。なお、

時には安山岩類の巨礫のみからなる凝灰質礫岩と称すべきものも存在する。また、巨礫のうちには軟弱で層理をもつ泥岩塊（小河内層のものと思われる）で、径2 m前後に達するものも存在する。基地は凝灰質で、しばしば普通輝石結晶片を含む。

砂岩 暗緑色または灰色を呈し、凝灰質であつて、層理は明瞭ではない。鏡下にみると、普通輝石・紫蘇輝石および少量の角閃石の自形結晶を含むことがある。由比町白井沢北方では、角閃石の斑晶を散点する浮石を多量に含んで純白色を呈し、内房村廻沢北東方では、海緑石の扁平な円粒を含んでいる。

泥岩 灰色または黒色を呈し、軟弱で、層理は不明瞭である。風化すると細片に分解する。

安山岩質熔岩 黒色緻密な普通輝石橄欖石安山岩・角閃石複輝石安山岩および暗緑色または白色を呈する普通輝石角閃石安山岩等が相伴なつて産する。いずれもやゝ変質しており、斑晶を肉眼では認め難く、石基には緑泥石が生じている。斑晶の斜長石は曹灰長石または中性長石であり、角閃石は無色のカミングトナイト質の核を有する緑色角閃石で、その多くはオパサイト化を蒙っている。石基は斜長石・普通輝石・紫蘇輝石等からなり、磁鉄鈦および緑泥石を含む。浜石岳の東縁で、断層に沿つて現われるものは著しく破碎されており、斜長石・普通輝石および緑泥石からなり、ガラ

第2表 浜石岳層の化石¹⁸⁾

Venericardia pandia (YOKOYAMA)

Cardium (*Trachycardium*) sp.

Chlamys vesiculosus (DUNKER)

Chlamys sp.

Amussiopecten praesignis (YOKOYAMA)

Glycymeris sp.

Ostrea aff. *musashiana* (YOKOYAMA)

Conus aff. *tuberculosis* TOMLIN

Lemnitia muroenoensis OTUKA

以上由比町室野南方産

Glycymeris sp.

Chlamys sp.

以上由比町西山寺東方産

ス基流晶質組織を呈する部分を斑紋状に残して、他はことごとく微細な淡緑色緑泥石の集合となつている。

化石および時代 本層は化石に乏しいが、由比町南方の溪谷底には左表の化石を産し、その時代は鮮新世前期と考えられる。

構造 本層の分布は小河内層を間に挟んで東西に分かれ、そのおのおのはまた断層により地塊に分離し区域ごとに構造を異にする。

西では、小島村後山周辺で走向N-SないしNNW、傾斜40°Wの単斜構造を示し、

小島村穴原の周辺においてはその基盤の分布状況に応じて、北部では走向 ENE、傾斜 35° N、中部では走向 N-S ないし NNW、傾斜 50° W、南部では走向 NE ないし ENE、傾斜 40° NW を示し、高根山附近においては概して NNW の走向をもち、 40° W の斜傾を呈する。小河内層の東に分布する本層は、富士川北方の区域では、その北部で走向 $N5\sim35^{\circ}$ E、傾斜北西方を、南部では走向 $N25^{\circ}$ W、傾斜南西を示し、富士川南岸地区では走向 $N50^{\circ}$ W、傾斜 70° SW を、浜石岳地区ではほぼ稜線に沿い南北に走る向斜軸があつて、その両翼はおおむね 40° の傾斜を示す。浜石岳地区の東縁は逆断層と並走して、多数の断層が生じているため、複雑な構造を呈する。大晦日周辺の地区も雑多な走向・傾斜を示している。

II. 2. 1. 5 蒲原礫層

本層は岩淵丘陵の基盤となり、富士川南岸とくに蒲原町附近に分布する。本層は浜石岳層と断層で接し、旧期の岩層との直接の関係はみられないが、浜石岳層の岩石を礫として含んでおり、岩淵安山岩層には不整合に覆われることから、おそらく鮮新統上部に当るものと考えられる。

本層はやゝ団結した礫層からなり、その層理は明瞭で、褐色砂層を薄くレンズ状に挟み、安定した水底に堆積したものと考えられる。礫は径 10 cm 以下のよく円磨された礫であつて、珪岩・緑色砂岩・浜石岳層の礫岩・閃緑岩・玢岩・安山岩等からなる。その基地は暗緑色の凝灰質の砂である。

本層は蒲原町堰沢附近を南北に走り、北に沈下する背斜軸をもつ緩い背斜構造¹⁸⁾を呈し、地層は扇状をなして分布する。なお本層中には多数の岩脈があるが、その大部分は岩淵安山岩層に属する角閃石安山岩と同質であつて、地質図には岩淵安山岩層として塗色してある。

II. 2. 1. 6 岩淵安山岩層

本層は岩淵丘陵の主要部を構成し、蒲原礫層を不整合に覆い、鷲の田礫層に不整合に覆われている。成層火山型の堆積物であつて、下部は角閃石安山岩・紫蘇輝石安山岩・複輝石安山岩等の酸性安山岩質の熔岩と、凝灰角礫岩および凝灰岩との互層であつて、上部は玄武岩質安山岩とその火山角礫岩とからなり、わずかに凝灰岩・凝灰質頁岩および火山円礫岩（明星山西麓およびその対岸に露出する）を挟む。上部は富士川沿い

に分布し、下部はその他の部分を占め、また羽耐附近の 300 m 高地に分布する。両者の関係は直接には確かめ得なかつたが、雨乞山南方および下平北方で、玄武岩質安山岩の岩脈が下部層を貫ぬくところがみられ、また下平附近では、酸性安山岩の北側に存在する玄武岩質安山岩が北方に傾斜している。

角閃石安山岩 雨乞山南麓、岩淵町西方等においては熔岩として、また蒲原町西方においては蒲原礫層を貫ぬく岩株あるいは岩脈として現われる。熔岩と岩株とは暗青色ないし灰白色を呈する斑状岩であるが、岩脈は灰白色を呈する無斑晶質岩である。雨乞山南麓に露出するものは暗青色を呈し、長さ 3 mm の角閃石と、長さ 1 mm の斜長石とを肉眼的斑晶として含むもので、その鏡下の性質は下記のごとくである。

斑晶：斜長石（中性長石）・角閃石・普通輝石

斜長石はわずかに累帯構造を示し、稀に普通輝石粒を包有する。角閃石は緑褐色を呈し、累帯構造をもつ。普通輝石は微斑晶状で自形を示す。

石基：斜長石・角閃石・紫蘇輝石・磁鉄鉍・クリストバル石・ガラス

紫蘇輝石安山岩 灰白色を呈し、斑晶に乏しいが、紫蘇輝石と斜長石とが集合した径約 5 mm の斑紋を散在する。下平北方 500 m の地点で、玄武岩質安山岩岩脈に貫ぬかれる熔岩として露出する。

斑晶：斜長石（曹灰長石）・紫蘇輝石

斜長石はガラスに富む核と、それを包む累帯構造の著しい外被とからなる。紫蘇輝石は長さ 0.5 mm の短柱状をなし、わずかに融蝕されている。なお両者の集合体中には磁鉄鉍の微鏡石仮像も存在する。

石基：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・磁鉄鉍・燐灰石・ガラス

ガラス基流晶質組織を呈し、紫蘇輝石はしばしば双晶をなす。

複輝石安山岩 下部層の大部分は本岩からなる。長さ 1.5 mm の斜長石と普通輝石および長さ 4 mm の普通輝石の粗粒結晶を散在する灰白の岩石である。

斑晶：斜長石（曹灰長石）・紫蘇輝石・普通輝石

斜長石の核はガラスに富む。紫蘇輝石は自形を呈し、時には斜長石・普通輝石とともに集合体をつくる。普通輝石は半自形を呈し、ときには紫蘇輝石を包有する。

石基：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・磁鉄鉍・ガラス

ガラス基流晶質を呈する。普通輝石は紫蘇輝石をなかに挟み、その両側に平行連晶

をなす。

玄武岩質安山岩 黒色緻密な岩石で、風化面では短柱状を呈する長さ 7 mm の普通輝石と、長さ 3 mm の橄欖石とが認められる。

斑晶：斜長石（曹灰長石）・普通輝石・橄欖石

斜長石はわずかに累帯構造をもつ。普通輝石は砂時計構造を示し、明瞭な累帯構造をもつ。時には斜長石・磁鉄鉱を含有して、篩状構造を呈する。橄欖石は普通輝石の核として、または細かな普通輝石粒に包まれて存在する。

石基：斜長石・普通輝石・橄欖石・鉄鉱・燐灰石・褐色ガラス

間粒組織を呈する。ガラスは少量に過ぎぬ。

構造 本層は露出不充分、走向・傾斜の測定の困難なことなどのために、その構造は明らかでないが、本層上部の分布からみると、松野村足久保を中心として、四方に傾斜する構造がうかがわれる。断層としては、南西部において、本層とともに蒲原礫層を切る小規模なものが認められる。また北方の羽鮒丘陵と、その富士川をへだてた対岸の丘陵とでは、標高がほぼ等しいものにもかゝらず、羽鮒には本層下部が現われ、南の丘陵には本層上部が分布することから、その間には断層が存在するものと考えられる。

II. 2. 1. 7 鷺の田礫層

本層は岩淵安山岩層上に堆積した湖成層であつて、岩淵丘陵と富士宮丘陵とに分布している。本層は砂を主とする下部と、礫を主とする上部とにわかたれる。下部を占める砂層は、岩淵丘陵の一部の狭い区域に分布するにすぎない。主として褐色の粗粒砂よりなり、厚さは 50 m 以上と思われる。その最下部に当つては貝殻片を含む石灰質砂層と、花崗質砂岩とがあるものようで、これは松野村大北にみられる。下部層の最上部はやゝ粘土質で、足久保・桑木穴附近には、炭化木片を多量に含む砂層、砂粘土互層、および植物破片を含む粘土層がこの順に累重し、上部礫層に不整合に覆われるところがある。礫層は 150 m 前後の厚さを有し、岩淵丘陵のみならず、富士宮丘陵にも各所に分布する。ほとんど層理はないが、稀にレンズ状に挟まれる砂層あるいは礫の配列により、わずかに層理が認められる。礫はよく水磨された円礫である。しかし、淘汰は不充分で通常径 10 cm 以下のものがみられるが、径 30 cm のものもまれではない。礫には珪岩・砂岩・粘板岩・閃緑岩・変朽安山岩・輝石安山岩等が認

められる。礫の間は灰白色の砂に埋められている。なお礫層はほとんど固まつておらぬために、岩淵丘陵では各所で崩壊地を作っている。

化石および時代 下部砂層の最上部から下表のような植物化石を産する。なお *Stegodon orientalis* OWEN を産するという²⁰⁾。これらの化石より、本層の時代は鮮新一更新世とされている¹⁴⁾。

第3表 鷲の田礫層の化石

Abies firma SIEB. et ZUCC.
Chimacyparis obtusa ENDL.
Pinus sp.
Alnus japonica SIEB. et ZUCC.
Carpinus laxiflora BL.
Fagus nathorstii KONNO
Quercus sienophylla MAKINO
Zelkova keaki L. foss. NATHORST
Ceratophyllum ? demersum L.
Tretradenica foliosa NESS.
Laguminosseites sp.
Acer picium THUMBERG
Trapa natans L. var. *bispinosa* MAKINO
Furya sp.

構造 岩淵丘陵ではほぼ水平の層理を示し、わずかに下部砂層の一部が沼久保付近で撓曲するのみである。上部礫層も常に海拔 300 m 以上の高所に分布する。たゞし丘陵南西部の福沢附近のみでは、高度 200 m に現われるが、こゝでは礫は他と異なつて覆瓦状に累積し、流水の影響下に堆積したことを示す。富士宮丘陵では、これと全く異なつて、上部礫層も、海拔 100 m 以下の低所だけに分布し、しかもさまざまな走向をもち、

時には 50° の傾斜を示している。

II. 2. 2 東部区域の第三系

II. 2. 2. 1 徳倉変朽安山岩層

本層は数カ所に点々と露出する。複輝石安山岩・凝灰角礫岩および酸性安山岩からなり、紫蘇輝石安山岩の岩脈に貫ぬかれる。複輝石安山岩と凝灰角礫岩とは変質して、一般に変朽安山岩化し、清水村徳倉・大仁町城山などでは、斜方沸石・濁沸石・東沸石などの沸石類と方解石の美晶とを産する。また、沼津南東の香貫山南の峠、萑山村昆沙門等では、さらに珪化作用を蒙り、黄鉄鉱を散点する白色の岩石となつている。

徳倉附近は安山岩のみからなるが、萑山村奈古屋・江浦村若松岬西端は熔岩と火山

砕屑岩との互層であり、城山附近には火山砕屑と酸性安山岩とがみられる。図幅内においてわずかに城山附近にのみ露出する酸性安山岩は、南隣図幅で約 200 m の厚さの熔岩として、凝灰角礫岩中に挟まれるもの的一端である。

凝灰角礫岩 本層は奈古屋東方に 200 m 以上の厚さをもつて露出している。陶汰の不良な無層理の岩石で、灰緑色・青色・雑色等を呈し、やゝ軟弱である。変朽安山岩化作用のため、角礫と基地との境はおおむね不鮮明である。角礫は通常 5 cm 以下の変朽安山岩で、緑色・赤褐色・黒色等の種々の色を呈するが、稀に変質の弱い酸性安山岩も認められる。

複輝石安山岩 本岩は通常変質して緑色を呈するが、時にその中に新鮮な部分も残している。この新鮮な部分は黒色緻密な岩石で、肉眼的に長径 2 mm 前後の斜長石と輝石とを斑晶として含んでいる。

斑晶：斜長石（中性長石）・紫蘇輝石・普通輝石・磁鉄鈹

斜長石は累帯構造著しく、汚濁部を核状または帯状に有する。紫蘇輝石は強い多色性を示し、時に細粒の普通輝石により縁どられる。普通輝石は微斑晶状を呈し、時に聚片双晶をなす。これらの斑晶鈹物は集合して径 2 mm の斑紋をつくることもある。

石基：斜長石・石英・アルカリ長石・紫蘇輝石・普通輝石・磁鉄鈹

石基は主として細柱状の斜長石と磁鉄鈹粒とからなり、輝石は稀である。アルカリ長石は岩石中の優白質斑点状の部分に卓状の結晶として存在する。

奈古屋東方で岩脈として露出するものの化学成分は、下記の通りである²²⁾。

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O+	H ₂ O-	計
49.23	0.75	18.81	4.16	5.85	0.18	4.64	9.82	1.97	0.21	0.08	1.19	3.17	100.06

分析者 田中専三郎

本岩は緑色緻密で、斑晶として新鮮な亜灰長石を含むが、その他は緑泥石・方解石・石英等に変わっている。

酸性安山岩 本岩は、長さ 1.5 m の斜長石および緑泥石の稀に散点する灰色ないし青灰色の緻密な岩石で、微弱な流理構造を有する。

斑晶：斜長石（中性長石）・緑泥石・鱗灰石

斜長石は半自形を呈し、累帯構造が著しく、緑泥石は有色鉱物の変質したものである。

石基：斜長石・石英・緑泥石・磁鉄鉱

石基は珪長質組織を呈し、変質は著しくない。この組織からみると、本岩はむしろ流紋岩と称すべき化学成分をもつものであろう。

紫蘇輝石流紋岩 本岩は香貫山の南の峠において、変朽安山岩を貫ぬく岩脈として産し、黒色緻密かつ斑晶の稀なガラス質の新鮮な岩石で、その表面は風化して白色凝灰岩状を呈する。

斑晶：石英・斜長石（中性長石）・紫蘇輝石

石英は融蝕された円味を帯び、その周辺に玉髄様の葉片状鉱物をまよっている。紫蘇輝石は微斑晶状をなす。

石基：斜長石・アルカリ長石・黒雲母・磁鉄鉱・ガラス

斜長石はほぼ直消光する灰曹長石で、黒雲母は脱ガラス作用により生じた2次の鉱物のようである。ガラスは多量に存在し、褐色を呈し、そのなかには時に球顆が存在する。

II. 2. 2. 2 香貫山安山岩層

本層は沼津市周辺に分布し、下部は凝灰角礫岩からなり、上方に次第に複輝石安山岩熔岩をまじえ、最上部に厚さ約 50 m の1枚の熔岩が存する。凝灰角礫岩中には、沼津市東側の香貫山北西端に見られるように、褐色凝灰質頁岩が存する。本層は徳倉変朽安山岩層と異なつて、変朽安山岩化作用を蒙らず、わずかに香貫山南東端で硫気作用による脱色・珪化を生じているのみである。したがつて、直接の関係は見られないが、徳倉変朽安山岩を覆うものと考えられる。

凝灰角礫岩 本岩は赤色ないし灰色を呈する脆弱な岩石で、角礫に富む部分と乏しい部分とが、不明瞭な層理を形成する。硫気作用を蒙ると白色ないし淡い雑色を呈し、著しく堅硬となる。角礫は径 70 cm 以下を普通とするが、時には2 m大のものもある。淡緑・黄灰・暗灰色等の安山岩類からなり、時には変朽安山岩も見られる。

複輝石安山岩 凝灰角礫岩と互層するものは、脆弱な多孔質の熔岩であり、香貫山頂に分布するものは薄板状節理のよく発達する緻密な岩石であるが、鉱物成分上からは両者はほぼ同一の性質を示す。また凝灰角礫岩中に岩脈として、しばしば見られる

ものも同様の岩石である。

香貫山頂を構成するものは青黒色を呈し、長径7mmの斜長石、4mmの輝石斑晶を含む多斑晶質の岩石である。

斑晶：斜長石（中性長石）・紫蘇輝石・普通輝石・磁鉄鉱

斜長石は累帯構造著しく、基性の狭い外縁をまとい、時には普通輝石粒を多量に含む。斜長石・紫蘇輝石・普通輝石は集合して斑紋状をなすこともある。

石基：斜長石・アルカリ長石・鱗珪石・普通輝石・紫蘇輝石・磁鉄鉱・燐灰石・ガラス

石基はガラス基流晶質組織を示し、優白色の部分を斑点状に有する。

II. 2. 2. 3 沼津統

本層は沼津市南方に広く分布する。軟弱な含礫凝灰角礫岩と、凝灰質砂岩ないし頁岩とからなる江の浦凝灰岩層を下部とし、ガラス質復輝石安山岩と火山角礫岩または凝灰角礫岩とからなる大平安山岩層を上部とする。この両者は岩相によつてわけられたもので、その境を厳密に規定することはできない。すなわち、両者は江間村珍場北西方では不整合（凝灰質砂岩・頁岩の互層を大平安山岩層の凝灰角礫岩が覆う）、大平村横代では整合、鷲頭山北西腹では互に入り交つて漸移する等の関係にある。

江の浦凝灰岩層

本層においては、おおむね凝灰質砂岩・安山岩質凝灰角礫岩・石英安山岩質凝灰角礫岩・安山岩質火山角礫岩の順に累重するが、場所により著しく岩相を異にしている。例えば大平村大井附近では、下から褐色砂岩頁岩互層・黄色ないし灰色岩質凝灰角礫岩・白色石英安山岩・浮石質凝灰角礫岩および同岩と褐色砂岩との互層が約120mの厚さで露出し、江間村大男山では赤褐色凝灰質礫岩と暗褐色砂岩・緑色凝灰岩との互層、大谷石に似た灰青色石英安山岩質火山礫凝灰岩、軟弱な緑色砂岩、白色石英安山岩・浮石質凝灰岩および安山岩質火山角礫岩が、この順序に約150mの厚さに露出する。これらの例に見られるように、大体南方のものほど水成砕屑物の量を増し、かつ強く緑色を呈する。

凝灰質砂岩 均質、軟弱な岩石で赤褐色ないし暗緑色を呈する。時に角閃石流紋岩または緑色凝灰岩・変朽安山岩等の礫を含み、礫質となる。沼津市口野附近において、白色石英安山岩質凝灰角礫岩と互層してきわだつた偽層理を示す緑色砂岩は、鏡下に

観察すると新鮮な普通輝石安山岩岩片・変朽安山岩岩片・斜長石結晶および紫蘇輝石結晶を含み、ガラスから変質したと思われる緑泥石様鉱物を基地とする。

凝灰角礫岩 灰色・黄色ないし雑色を呈する安山岩質のもの、純白色の石英安山岩質のものがある。両者ともに軟弱な岩石であるが、前者は時に硬い安山岩角礫または円礫を含み、また函南村日守では介化石を産する。後者は浮石を多量に含み、磁鉄鉱その他の有色鉱物が帯状に配列するため、僅かに偽層理を呈する。鏡下に観察すると斜長石・石英・角閃石・普通輝石等の結晶を認める。時に緑色を帯びて大谷石様の外観を呈し、また浮石を含まず均質な凝灰岩となることもある。

火山角礫岩 や、円味を帯びた安山岩角礫を多量に含み、固く凝結した岩石で、大男山およびその北方の小丘上に露出する。角礫は班状の複輝石安山岩で、この点大平安山岩層のものとは相違し、またそのなかには香貫山安山岩に酷似したものも存在する。

大平安山岩層

本層は約 300 m の厚さを有し、大平山の中腹以上を構成し、下部は無層理の火山角礫岩からなり、時にガラス質複輝石安山岩の熔岩を挟む。火山角礫岩は東方では火山灰の量を増して凝灰角礫岩となる。上部は、厚いガラス質複輝石安山岩の砕塊熔岩 (block lava) からなる。

火山角礫岩 固く凝結した黒色無層理の岩石で、角礫も基地も同質の安山岩片からなる。角礫は径数 cm~2 m 大で、熔岩と同様な岩質を示すが、よりガラス質である。東方に分布する凝灰角礫岩はや、緑色を帯び、またその角礫は数 cm 大を普通とする。

ガラス質複輝石安山岩 黒色ないし褐色を呈し、長さ 2 mm 以下の斜長石を散点せしめる等石基質の岩石である。

斑晶：斜長石（歪灰長石）・紫蘇輝石・普通輝石・橄欖石・磁鉄鉱

斜長石には清澄なもの、汚濁したものとの 2 種があるが、いずれもよく累帯構造をなす。普通輝石は聚片双晶をなし、また時には紫蘇輝石を包み、それと平行連晶をなすこともある。橄欖石は、磁鉄鉱核とそれを囲む普通輝石粒との集合体に変じている。斜長石と紫蘇輝石および稀に普通輝石とは、集合して斑紋を作ることもある。

石基：斜長石・単斜輝石・磁鉄鉱・ガラス

石基は褐色ガラスに富み、ガラス基流晶質組織を呈する。単斜輝石は常に双晶をな

している。

沼津統に伴なう貫入火山岩類

本層中には無数といつてもよいほど、多くの岩脈あるいは不規則な形状を呈する小貫入岩体が存在するが、これらのうちの多くは、後述する内浦火山角礫岩層に伴なつて生じたもの、したがつて沼津統より後期のものと考えられるが、沼津統と同時代のものには角閃石安山岩・変質石英安山岩・変質安山岩および玄武岩が認められる。

角閃石安山岩 本岩は内浦村三津附近に、江の浦凝灰岩層を貫ぬくように分布し、また伊豆長岡町等においては、同層中に礫となつて含まれる。岩石は淡青色を呈し、少量の斜長石および角閃石斑晶を有し、ほとんど変質していない。鏡下に観察すると本岩はむしろ流紋岩と呼ばれるべき化学成分を有するものと思われる。

斑晶：斜長石（中性長石）・角閃石

斜長石は明瞭な累帯構造を示し、角閃石は緑褐色を呈し、わずかに融蝕を受けている。

石基：斜長石・角閃石・黒雲母・磁鉄鈹・磷灰石・磷珪石

石基は完晶質で流理構造を示し、磷珪石を多量に含む。角閃石は磁鉄鈹に変じており、黒雲母は淡褐色の微細な葉片状を呈する。

変質石英安山岩 本岩は内浦村三津附近において、角閃石安山岩および江の浦凝灰岩層を貫ぬく。変質によつてガラス様光沢を有する暗緑色緻密な、斑晶の目立たぬ岩石に変化していて、周囲の母岩にも著しい緑泥石化作用および珪化作用を与えている。

斑晶：斜長石（中性長石）・石英・紫蘇輝石・普通輝石・角閃石・磷灰石

斜長石は変質せず、累帯構造は著しくない。角閃石は多くは緑泥石に変化しているが、時には緑褐色を呈する新鮮な部分も残存する。紫蘇輝石および普通輝石は微斑晶状をなす。

石基：石英・長石・緑泥石・磁鉄鈹・方解石

石基は変質して微珪長質組織を示し、そのなかに時に普通輝石が残存することがある。

変質安山岩 本岩は沼津市口野およびその附近に散在する。口野部落南方においては、餅盤状に江の浦凝灰岩層を貫ぬき、その接合点において僅かに同層を硬化せしめ

ている。変質して黒褐色を呈し、沸石および蛋白石に満された多数の孔隙を持つ。

斑晶：斜長石（珪灰長石）

石基：斜長石・緑泥石・磁鉄鉱・緑泥石は柱状または粒状を呈しており、紫蘇輝石および普通輝石の仮像と思われる。

橄欖石玄武岩 本岩は大平村大井北西に岩床状をなして分布する。脂肪光沢のある褐黒色を呈し、粗粒で空隙に富み、斑晶に乏しい。

斑晶：斜長石（珪灰長石）・橄欖石

斜長石は汚濁した核部を有し、橄欖石は微斑晶状を呈し、ことごとく蛇紋石に変化し、緑に細かな普通輝石粒をまもっている。

石基：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・橄欖石・磁鉄鉱・ガラス

石基は粗粒でオフィティツク組織を示し、ことごとく蛇紋石に変わったガラスを少量含む。橄欖石は斑晶同様輝石粒をまとい、蛇紋石化している。

化石および時代

江の浦凝灰岩層から鮫の歯の産することは、従来から知られていたが、今回の調査により *Chlamys cf. Kaneharai* (YOKOYAMA) および *Propeamussium* n. sp. を産することが判明した。前者は函南村日守の石切場において、雑色を呈する安山岩質凝灰角礫岩様の岩石中にあり、後者は大平村大井および沼津市馬込において、石英安山岩質凝灰岩中に挟在する褐色砂岩から得られる。

本層中には、礫として徳倉変朽安山岩層および香貫山安山岩の岩石を含むことにより、それらより新しく、また白浜層の化石を産する内浦凝灰角礫岩層に不整合に覆われることにより、それよりは古く、その時代は中新世中期ないし後期と考えられる。

構造

本層の構造は傾動した地塊の集合というべきであつて、褶曲としては沼津市口野附近を ENE—WSW に走る緩やかな背斜がわずかに認められるのみである。これは、本層を貫ぬき、多数の小規則な形の小貫入岩体の存在することと考えあわせると、大平安山岩層あるいはその後の内浦火山角礫岩層を生じた火山活動の中心であつたためと考えられる。

II. 2. 2. 4 内浦火山角礫岩層

本層は岡幅南東部に分布する。主として無層理の火山角礫岩からなり、酸性安山岩

の密岩および軟弱な凝灰岩・凝灰質砂岩等の薄層を挟む。層厚および層序は明確ではないが、分布状況からみると、下部より角閃石石英安山岩(または角閃石安山岩)・複輝石安山岩・ガラス質複輝石安山岩と累重するものようであり、上部に凝灰岩類を増し、分布区域の東部に水成堆積物の量を増している。

角閃石安山岩

本岩は内浦村重須附近、およびその南の修善寺町益山附近に露出する。前者では石英を含み石英安山岩質で、江の浦凝灰岩層を覆い、後者では徳倉変朽安山岩層の酸性安山岩を直接覆う。本岩は赤紫色を呈し、斜長石斑晶を多量に含むやゝ脆弱な岩石である。

斑晶：斜長石（中性長石）・角閃石・普通輝石・紫蘇輝石

斜長石は明瞭な累帯構造を示し、角閃石は酸化して赤褐色を呈し、またはオパサイトに変じている。

石基：斜長石・鉄鈹・鱗珪石・褐色ガラス

斜長石には基性の外縁を持ち、微斑晶状を呈するものがある。鉄鈹は磁鉄鈹および赤鉄鈹で、針状の有色鈹物の仮像を示している。

複輝石安山岩

本岩は内浦火山角礫岩層の主要部を構成し、黄色ないし褐色を呈する粗粒緻密無斑晶質のものから、著しく斑状を呈するもの、黒色ガラス質で、風化すると白色を呈するものまで種々の岩型を示す。

伊豆長岡町天野の含化石凝灰質砂岩を覆うものは、やゝガラス質の脆弱な岩石で、淡青色を呈し、4mm前後の長柱状普通輝石を斑晶として含み、斑状をなす。

斑晶：斜長石（中性長石）・普通輝石・紫蘇輝石・磁鉄鈹・鱗灰石

斜長石は顕著な累帯構造を示し、融蝕を蒙った核部を有する。斜長石・普通輝石・紫蘇輝石は集合して斑紋を作り、また、いわゆる微斑傍岩をなすこともある。

石基：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・鱗灰石・磁鉄鈹・鱗珪石・アルカリ長石・ガラス

石基はガラス基流晶質組織を示し、輝石は主として紫蘇輝石で、普通輝石は少ない。他の岩型もほぼこれと同じであつて、たゞ無斑晶質・粗粒のものでは、石基輝石として、紫蘇輝石と普通輝石とがほぼ等量であり、ガラス質のものでは紫蘇輝石のみで

ある点が異なる。

火山角礫岩

径数mm以下の岩塊を多量に含み、黒色、赤褐色等を呈し、層理を示さず、通常固く凝結している。角礫は以上述べたようなやや酸性の安山岩塊を主とし、稀に緑色凝灰岩・変朽安山岩・流紋岩等の角礫ないし円磨された礫を含む。なお、葛城山東麓には異常な構造を示す輝石を含む、斑晶に乏しい安山岩塊が含まれる。この斑晶輝石は、不規則な形の紫蘇輝石を核として、その外側は紫蘇輝石と普通輝石との細かな並行連晶からなり、最外縁はピジョン輝石の集合体からなる。微斑晶状をなす輝石には、普通輝石を内核として、それより外方では、連続的にピジョン輝石となつているものもある。石基は完晶質で、斜長石・ピジョン輝石・アルカリ長石・鱗珪石・磁鉄鉱・燐灰石からなる。

貫入火山岩類

内浦火山角礫岩層を貫ぬいて石英安山岩・複輝石安山岩および紫蘇輝石安山岩の岩株・岩床等がみられるが、これらは本層を構成する火山岩類と岩質が類似し、本層とはほぼ同時期の火山活動によつて生じたものと考えられる。これらはまた、沼津統分布区域中にも不規則な形状の岩脈などとして現われる。

石英安山岩 岩株として本層および沼津統を貫ぬく。この関係は内浦村重寺南方の洞穴内、大仁町城山と葛城山との間の沢の頭で明瞭に認められる。本岩は角閃石複輝石石英安山岩に属し、長さ7mmの斜長石・石英斑晶および同源捕獲岩を多量に含み、他岩との識別は容易である。城山においては、鱗珪石・犬牙状方解石および板状磁鉄鉱の美晶を同源捕獲岩周囲の空隙部に生じている。おおむね新鮮であるが、局部的には著しく変質して変朽安山岩化し(沼津市獅子ヶ鼻北方など)、また分解して砂状を呈する(韭山村)こともある。

獅子ヶ鼻を構成するものは角閃石斑晶を含まないが、かえつて流紋岩に近い性質を示す点で、他とやや異なつている。しかし一般に本岩は不均質であつて、斜長石斑晶を多量に有し、石基の結晶度の高いものから、斑晶少なく流理構造のよく発達するガラス質のものまで、種々の岩型がある。鏡下に観察すると、結晶度の高いものにはオパサイトが、ガラス質のものには自形の緑色角閃石が含まれる。この中間のものは、暗青色を呈する石基に多量の石英・斜長石・角閃石などを肉眼で認める岩石で、次の

ような性質をもつ。

斑晶：斜長石（中性長石）・石英・角閃石・紫蘇輝石・普通輝石

斜長石は汚濁した核部・帯状部を有し、累帯構造が著しい。石英は融蝕を蒙り円味を帯び、角閃石は緑色の核部と、その周囲の細粒の普通輝石および紫蘇輝石の集合となつたオパサイトとからなる。輝石は自形ないし半自形の微斑晶状を呈する。

石基：斜長石・石英・紫蘇輝石・普通輝石・磁鉄鈹・磷灰石・ガラス

石基はほぼ等粒の斜長石と石英との集合したものの間に、やや大きな有色鈹物を散点する石英安山岩特有の組織を示す。

複輝石安山岩 岩株・岩床または岩脈として本層および沼津統を貫ぬく。すべて中性の安山岩で、青灰色ないし淡青色を呈し、斑晶の集合して生じた斑紋を多量に含む点の特徴である。そのおもなものは内浦村発端丈山・淡島・沼津市徳倉山および江間村北江間に露出し、この順によりやや酸性であり、徳倉山にあつては稀に角閃石骸晶を、北江間ではオパサイト化した角閃石を斑晶として含む。岩脈をなすものは、やや塩基性なのが普通で、時には斑晶を多量に含むこともある。なお、大平村小山の道路切割に露出する岩脈には空隙中に径 1 mm 前後のクリストバル石の美晶が生じている。

徳倉山において、江の浦凝灰岩層および大平安山岩層を貫ぬく岩床をなすものは、青灰色を呈し、やや脂肪光沢を有する。岩床の下盤に接触する部分はガラス質緻密でクリストバル石の小結晶を含み、岩床中央部は空隙に富み、鱗珪石の長径 1 cm に及ぶ板状美晶を有する。

斑晶：斜長石（中性長石）・普通輝石・紫蘇輝石

斜長石は常に汚濁した核部を有し、明瞭な累帯構造を示す。普通輝石は時に紫蘇輝石粒に包まれる。紫蘇輝石と磁鉄鈹、あるいは紫蘇輝石・普通輝石・斜長石または針状の普通輝石のみが集合して斑紋を作ることが多い。

石基：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・磁鉄鈹・ガラス等

石基はガラス基流晶質組織を呈し、明瞭な流理構造を示す。

紫蘇輝石安山岩 発端丈山北端において、幅 2 m の岩脈をなして上述の複輝石安山岩岩床を貫ぬく。黒色無斑晶質で、一見いわゆる讃岐岩に似るが、岩質は異なっている。

斑晶：斜長石（中性長石）・紫蘇輝石

斜長石は累帯構造少なく清楚で、紫蘇輝石は微斑晶状をなし、微弱な多色性を示す。

石基：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・磁鉄鈹・鱗珪石・ガラス

化石および時代

田方郡伊豆長岡町天野の丘陵の北西端において、青色浮灰質砂岩中より左表の化石

第4表 内浦火山角礫岩層の化石	を産する。これは白浜層の化石群にきわめて近いものである。本層の時代は鮮新世前期と考えられる。
<i>Chlamys kakisakiensis</i> (NOMURA et NIINO)	
<i>Chlamys tayamai</i> (NOMURA et NIINO)	
<i>Spondylus "acathus" MAWE</i>	
<i>Lima (Acesta) smithi SOWERBY</i>	

構造

本層は城山-葛城山岩体の南西側において徳倉変朽安山岩層を、内浦村三津東方において沼津統の変質石英安山岩を、それぞれ不整合に覆う。これら基底部の露出が、本層分布区域の南東端および北西端に位置することから、向斜構造が予想され、また、天野附近において含貝化石砂岩層を追跡した結果、NE—SWに走り南西に沈む向斜軸がみいだされた。この向斜構造が内浦村地内にも及ぶことは岩石の分布状況、ならびに稀に測定しうる走向・傾斜から判断される。

II. 2. 2. 5 第三期末火山岩類

本岩類は小規模な火山活動により生じた酸性安山岩ないし玄武岩の熔岩と、火山碎屑物との互層からなり、各所に散在し、その前後関係もあまり明瞭でないので、こゝに一括した。本岩類には森山玄武岩・畑玄武岩層・若松岬安山岩層・蕪山安山岩層が属する。

森山玄武岩

本岩は図幅西部区域において、富士宮丘陵の西側の1小丘、森山を構成する。岩質上十島火成岩類その他よりは新しく、地形上古富士火山泥流よりは古いと思われるので、一応、第三紀末に生じたものとして記載する。

岩石は青黒色を呈し、細かな斑晶をおびたゞしく散点する。

斑晶：斜長石（亜灰長石）・橄欖石・普通輝石

斜長石は卓状を呈し、著しい累帯構造をなす。橄欖石は自形ないし粒状を呈し、多量に存在する。

石基：斜長石・橄欖石・紫蘇輝石・普通輝石・磁鉄鈹

石基は完晶質でオフィテイツク組織に近い輝緑岩様の組織をなし、橄欖石・紫蘇輝石は微斑晶状をなして、単斜輝石粒に包まれる。

畑玄武岩層

本層は湯ヶ原火山と多賀火山との中間、すなわち函南村東部に露出し、沼津統の侵蝕面上に堆積し、城層に覆われている。本層は玄武岩熔岩と、その火山弾を多量に含む集塊岩との互層である。

集塊岩 径 10 cm 前後の紡錘状火山弾を多量に含む典型的集塊岩であつて、赤色を呈し、層理を示さず、固く凝結している。火山弾以外にも種々の外観の玄武岩塊を含む。

玄武岩 図幅東端に露われた無斑晶質玄武岩を下部とし、斑状玄武岩を上部とする 1 枚のいわゆる複合熔岩をつくっている。斑状玄武岩は黒色緻密な過斑晶質の岩石である。

斑晶：斜長石（灰長石）・橄欖石・普通輝石

石基：斜長石・橄欖石・普通輝石・アルカリ長石・鱗珪石・磁鉄鈦

若松岬安山岩層

本層は西浦村若松岬に露出しており、薄板状節理を示す繩状熔岩と火山砕屑物との互層であつて、下部は砕屑物に富み、上部は熔岩のみからなる。熔岩は無斑晶質の安山岩で、下部のものは石英安山岩様の組織を有するが、上方に次第に塩基性となり、間粒組織を呈し、橄欖石を含む。なお若松岬東端には、脆弱な安山岩が凝灰角礫岩を貫ぬき、典型的な餅盤状をなしている。

本層は岬西端において変朽安山岩層を覆い、達磨火山噴出物に覆われるのみで、層位上の位置は明確ではない。走向はほぼ NE—SW、傾斜 NW の単斜構造をなし、著しく侵蝕を受けたものと思われる。

岬の西端に露出する最も基性の熔岩は、灰青色で脂肪光沢を有する緻密な無斑晶安山岩である。

斑晶：斜長石（曹灰長石）

斜長石は微斑晶状をなし、明瞭な稜帯構造を示す。

石基：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・橄欖石・磁鉄鈦・鱗珪石・ガラス

石基は粗粒の間粒組織を呈し、少量のガラスを含む。橄欖石は普通輝石粒に取囲ま

れている。

葦山安山岩層

本層は田方郡葦山村に分布し、内浦火山角礫岩層に属する石英安山岩を覆い、多賀火山噴出物に覆われる。基性ないし酸性の安山岩熔岩と、それらの火山砕屑物との互層からなる。

含石英橄欖石複輝石安山岩 葦山部落東方に集塊熔岩として露出する。外観は赤色を呈するが、内部は黒色で、斑状を呈する。

斑晶：斜長石（曹灰長石）・普通輝石・紫蘇輝石・橄欖石・石英

斜長石は明瞭な果帯構造を持ち、普通輝石は聚片双晶をなし、橄欖石はことごとく蛇紋石に変質している。石英は粒状を呈し、割目に富むこのものは捕獲斑晶と思われる。

石基：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・磁鉄鈦・鱗珪石・ガラス

石基はガラス基流晶質組織を示し、輝石は微斑晶状を呈する。

複輝石安山岩 葦山部落北東に産し、青灰色を呈する軟弱な酸性の複輝石安山岩で、内浦火山角礫岩層の複輝石安山岩にやや似る。

斑晶：斜長石（中性長石）・紫蘇輝石・普通輝石・磁鉄鈦

斜長石は明瞭な果帯構造を示し、稀にガラス化した核部を有する。

石基：斜長石・輝石・磁鉄鈦・鱗珪石・ガラス

石基はガラス基流晶質組織を示し、長針状の灰曹長石に富み、輝石芽晶を散点する。

II. 2. 2. 6 城 層

本層は南隣修善寺図幅内には広く分布するが¹⁴⁾、本図幅地内では小露出を示すにすぎない。図幅南東隅の深沢川では沼津統を覆い、函南駅西方の柿沢川上流では畑玄武岩層の侵蝕面上にあり、両地ともに多賀火山噴出物に覆われる。本層は軟弱な白色凝灰岩・凝灰質砂岩・凝灰質頁岩・暗褐色頁岩等の互層で、植物破片を含む¹⁴⁾。

本層はほぼ水平な層理を示すが、小断層に寸断されている。

南隣図幅内に産する貝化石から、本層の時代は鮮新—更新世とされている¹⁴⁾。

II. 2. 3 第四系

II. 2. 3. 1 井田火山噴出物

本層は、分布上達磨火山噴出物に覆われるものと考えられる。基盤は露出していな

い。橄欖石複輝石安山岩の碎塊熔岩，凝灰角礫岩および凝灰岩の互層からなり，これらはおのおの2m前後の厚さで規則正しく累重する。凝灰岩の一部には，緑色を呈する薄層によつて偽層理を示すものがあり，水底に堆積したことを示す。

橄欖石複輝石安山岩 淡青色を呈し，多孔質で，斜長石のほかに稀に橄欖石を肉眼で認める。

斑晶：斜長石（亜灰長石）・橄欖石・普通輝石・紫蘇輝石

斜長石はほとんど累帯構造を示さず，清澄である。普通輝石・紫蘇輝石は微斑晶状を呈し，後者は単斜輝石粒に包まれている。

石基：斜長石・単斜輝石・橄欖石・鉄鈦・アルカリ長石・磷珪石

石基は完晶質で間粒組織を示す。橄欖石は常に磁鉄鈦よりなる反応縁を有するか，または磁鉄鈦に変つている。後者の場合にはさらに単斜輝石粒に包まれている。

II. 2. 3. 2 達磨火山噴出物

本層は変朽安山岩・内浦火山角礫岩層・若松岬安山岩層等を基盤とし，また西方の井田火山の噴出物を覆う状況で分布する。本火山は複輝石安山岩質の碎塊熔岩のみからなる火山で，その熔岩は末端では集塊熔岩となる。また熔岩の中部以上では橄欖石斑晶を含み，紫蘇輝石斑晶の量を減ずるといふ¹³⁾。図幅内には中部以上の熔岩が分布する。

含橄欖石紫蘇輝石普通輝石安山岩 本岩は中部熔岩に相当し，西浦村久連附近および立保から久料にかけて露出し，その熔岩流の末端は急傾斜の山腹を構成している。岩石は暗青色緻密で，径3mmの斜長石および細粒斑晶の集合した斑紋を散在する。

斑晶：斜長石（曹灰長石）・普通輝石・紫蘇輝石・橄欖石・磁鉄鈦

斜長石は融蝕を蒙つた核部を有し，著しい累帯構造を示す。紫蘇輝石は橄欖石を包有することがある。斑紋は斜長石・紫蘇輝石・普通輝石からなり，その紫蘇輝石は橄欖石を包有することがある。

石基：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・磁鉄鈦・磷灰石・ガラス

石基は填間組織を示す。

上部熔岩には普通輝石橄欖石安山岩がみられる。これは上述中部熔岩に似るが，ただ斑晶および石基鈦物として橄欖石を含み，紫蘇輝石を欠き，斑晶をなす普通輝石の量も少ない。また橄欖石は常に普通輝石粒に包まれる。

II. 2. 3. 3 愛鷹火山噴出物

本層の基盤は地表には露出していないが、富士火山南西中腹大淵村において行われた試錐の結果によれば²³⁾、富士火山噴出物の下に本層が潜在し、そのさらに下方に御坂層類似の変質安山岩が基盤として存在することが知られている。この変質安山岩は海面上約 100 m の高さに位置し、しかもこの表面には風化土層を伴うことから、本火山の基底部の少なくとも一部は、陸上に堆積したことを示している。本火山噴出物は小泉村堰原・下戸狩駅西方の川底において、箱根火山浮石流に覆われ、また本火山南麓においては火山礫層により覆われる。

愛鷹火山は熔岩および火山砕屑物の累重する成層火山であつて、これらの噴出物は古期玄武岩層と新期安山岩層とに 2 大別される。これらの間には若干の侵蝕期と、また特に火山体を 2 分した断層運動とが介在する。また別に本火山には多数の岩脈が存在する。

古期玄武岩層

本層は愛鷹火山の主要部を構成し、最下部と中部とに特に火山砕屑物を多量に有し、下部と上部とは玄武岩質碎塊熔岩と火山砕屑物との互層からなる。熔岩は山頂附近に多く、山麓には少ないから、この細分は厳密には時代的区分ではない。地質図には最下部の凝灰角礫岩層と下部の互層とを一括して下部玄武岩、上部の互層を上部玄武岩として塗色した。

最下部の凝灰角礫岩層は火口内に露われ、細粒無層理の凝灰角礫岩またはよく成層した粗粒凝灰角礫岩および凝灰岩からなり、激しく硫気作用を受け、また多数の岩脈によつて貫ぬかれている。

下部の互層は火口より南西に流れる須津川沿いによく露出し、こゝでは厚さ約 2 m の熔岩が、約 5 m の厚さの火山砕屑物と互層して数 10 枚認められ、基底部に複輝石安山岩または紫蘇輝石安山岩を、次いで多量の橄欖石玄武岩および普通輝石玄武岩を累積している。

各熔岩はこれを鏡下に観察すると、径 0.4 mm 前後の微斑晶を含むために、斑晶と石基との区別は困難である。斑晶有色鉱物は橄欖石のみからなる場合と、橄欖石と普通輝石とからなる場合と、橄欖石・普通輝石および紫蘇輝石からなる場合とが認められる。それに対し微斑晶有色鉱物は斑晶と同一組み合わせであるか、またはしばしば

これに後期晶出鉱物が加わるために、橄欖石と普通輝石と紫蘇輝石とがともに認められる場合が多い。しかるに石基には通常紫蘇輝石はほとんどなく、単斜輝石のみか、時にこれに加えて、橄欖石またはその磁鉄鉱による仮像が現われる。石基はいわゆる輝緑岩組織を呈し、短柱状斜長石とその間を填めた輝石粒とからなるが、また常に多量の磁鉄鉱と少量の褐色ガラスとを含む。なお安山岩の石基はこれと異なつて、斜長石・普通輝石および紫蘇輝石のほか、アルカリ長石・クリストバル石および鱗珪石を有し、毛氈状組織を呈する。

本火山東麓に凝灰岩に挟まれて露出する紫蘇輝石安山岩について、かつて記載されたことがある²²⁾。それは多量の珪灰長石と紫蘇輝石とを斑晶とし、斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・磁鉄鉱・アルカリ長石およびガラスを石基とする岩石で、その化学成分は下記の通りである。

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O+	H ₂ O-	P ₂ O ₅	計
54.70	0.93	20.18	2.40	5.10	0.10	2.67	8.33	3.65	0.77	0.75	0.40	0.20	100.22

分析者 田中専三郎

中部の凝灰角礫岩層は山麓に厚く、山頂に薄く分布し、おおむね粗粒無層理の固く凝結した凝灰角礫岩からなり、時によく成層した凝灰岩と凝灰角礫岩との互層となる。また、普通輝石橄欖石玄武岩および橄欖石玄武岩の熔岩流を挟むこともある。

上部の互層は下部互層に似たもので、中部凝灰角礫岩層から移化する。熔岩は下から過斑晶質紫蘇輝石玄武岩・過石基質普通輝石橄欖石玄武岩・過斑晶質橄欖石玄武岩の順に10数枚累重する。鏡下の性質も下部互層の岩石によく似るが、微斑晶として特に紫蘇輝石がしばしば現われ、また時に石基中にもそれが普通輝石の核として観察される点が異なる。

新期安山岩層

本層は愛鷹火山山頂部に分布し、下部玄武岩・中部安山岩・上部安山岩および黒岳熔岩からなる。

下部玄武岩は火口西側に位置する大岳を構成し、普通輝石橄欖石玄武岩・複輝石橄欖石玄武岩等の熔岩と火山砕屑物とからなる。熔岩は多少変質して、その橄欖石斑晶

は、すべて複屈折の強い淡緑色の滑石様葉片状鉱物に変化している。岩石学的性質は古期玄武岩層のものに類似するが、微斑晶に乏しく、石基に紫蘇輝石が単独または普通輝石の核として、多量に存在する点で異なっている。

中部安山岩は火口の南東方に位置する断層谷を埋めて分布し、前後1mの厚さを有する多数の繩状熔岩からなり、古期玄武岩層に接する最下部に少量の火山砕屑物を挟有するのみで、楯状火山形をつくる。

熔岩は無斑晶質の中性安山岩で、薄板状節理がその表面と底面に発達する。

微斑晶：斜長石（中性長石）・普通輝石・紫蘇輝石・磁鉄鉱

石基：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・アルカリ長石・クリストバル石・ガラス

石基はガラス基流晶質組織を示し、石基輝石としては紫蘇輝石を主として少量の普通輝石を含む。

なお、最下部の火山砕屑物の直上にある熔岩は、それらのほかに角閃石斑晶と同源捕獲岩とを含む。同源捕獲岩は閃緑岩組織を示す完晶質の岩石で、斜長石・紫蘇輝石および角閃石仮像と思われる細粒普通輝石の集合体および磁鉄鉱からなる。

上部安山岩は中部安山岩に整合し、岩質的にも漸移する。その下部は多石基質の複輝石安山岩の繩状熔岩で、上部に次第に多く火山灰を挟むとともに塩基性となり、橄欖石斑晶を含む多孔質の砕塊熔岩となる。これらは古期玄武岩層の岩石と異なり、斑晶と石基との区別が明瞭である。

斑晶：斜長石（曹灰長石）・普通輝石・紫蘇輝石・橄欖石

石基：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・磁鉄鉱・ガラス

石基はガラス基流晶質組織を呈し、多量の褐色ガラスを含む。石基の普通輝石は時に紫蘇輝石を核部に有することがある。

黒岳熔岩は火山北麓に存する黒岳円頂丘を構成する。脆弱な複輝石安山岩であつてその岩質は上部安山岩互層中の複輝石安山岩に酷似する。熔岩表面は酸化し、赤褐色を呈し、有色鉱物はオパサイト化を蒙っている。

岩 脈

岩脈はあるいは火口底に小丘を作り、あるいは火口外に放射状をなして所々に分布する。岩石の多くは前述した熔岩と同一であるが、そのほかに複輝石玢岩・ピディオ輝石玄武岩・角閃石安山岩もある。

複輝石珩岩 本岩は火口底北西部および呼子岳と越前岳との中間の谷底に露出し、暗色を呈し、緻密である。鏡下に観察すると長さ1mm前後の斜長石(曹灰長石)、径0.5mm以下の紫蘇輝石・普通輝石ならびに橄欖石の仮像をなす磁鉄鈹、それらの間を埋める細粒の磁鉄鈹・燐灰石・アルカリ長石・石英および少量のガラスが認められる。紫蘇輝石は著しい累帯構造を呈し、普通輝石に包まれ、また時には変質して磁鉄鈹細粒を析出し、灰褐色を呈する。

ピジョン輝石玄武岩 本岩は鍋岳直下の火口壁に、岩脈として露出する黒色緻密な粗粒の岩石で、少量の斜長石および橄欖石の斑晶を散点する。

斑晶：斜長石(亜灰長石)・橄欖石

斜長石は塵状物質に富む核部と、細かな累帯構造を示す外帯部とからなり、不規則な接合面をもつ双晶をなす。橄欖石は滑石様淡緑色鈹物に変質しており、通常ピジョン輝石粒、稀には普通輝石粒に包まれている。

石基：斜長石・普通輝石・ピジョン輝石・磁鉄鈹・ガラス

石基は粗粒でオフイテイツク組織を示す。普通輝石は 50° 前後の光軸角を有し、ピジョン輝石粒に包まれるのが普通であるが、時に1個体で、中心の普通輝石から辺縁のピジョン輝石に、すなわち光軸角が約 50° から 0° まで、連続的に変化するものがある。

角閃石安山岩 本岩は金山石切場(須律川中流、大沢の南100m)、須律川の火口から出る附近の西側の岩壁、愛鷹山南西方の海拔550m附近の川底等に露出する。前者は凝灰角礫岩を貫ぬく岩脈をなし、最後のものは岩床または熔岩流をなす。

金山石切場に露出するものは黒色多孔質の脆弱な岩石で、斑晶として稀に角閃石を含む。また斜長石と紫蘇輝石とからなる同源捕獲岩塊を有し、その周辺にある晶洞中にも長径3cmの角閃石結晶を産する。石基は粗面岩構造を呈し、斜長石および紫蘇輝石の微斑晶および細粒の斜長石・紫蘇輝石・磁鉄鈹と少量のガラスとからなる。

他の2カ所に産するものは淡緑色を呈する緻密な岩石で、そのうちの後者は斑晶として累帯構造の著しい中性長石、長径1cmに及ぶ針状の緑色角閃石を含み、石基はガラス基流晶質組織を示し、斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・磁鉄鈹およびクリストバル石からなる。

II. 2. 3. 4 古富士火山泥流層

本層は富士火山南西腹および富士宮丘陵上に分布し、岩淵安山岩層および変位した鶯の田礫層を不整合に覆い、富士火山噴出物に覆われる。また大淵村で行われた試錐では、愛鷹火山噴出物上に約 200 m の厚さで存在する²³⁾。

本層は富士宮丘陵上においては平坦な面を構成し、富士火山麓においては著しく凹凸のある地形を作り、かつ両者の分布高度に差があり、本層堆積後に差別侵蝕のみならず断層運動があつたことを示す²³⁾。

本層は径 2 m 以下の巨礫を含む淘汰不十分な凝灰角礫岩からなり、局部的に火山灰を挟んで層理を呈し、また玄武岩熔岩を挟む²³⁾こともある。本凝灰角礫岩の礫はやゝ円磨された種々の玄武岩・複輝石安山岩および紫蘇輝石橄欖石安山岩からなる。礫のなかには、約 2 m 大の安山岩巨塊であつたものが、その場で破碎して小塊の集合となつた様子のもがあり、本泥流が熱雲の形で流れ出たことを物語っている。礫の間は赤褐色を呈する泥土状火山灰に埋められる。

本層はこのように富士火山の基盤をつくるのであるが、含まれる玄武岩塊は富士火山の岩石と異なり、細かな斑晶を多量に含むことから、富士火山と直接には関係するものではないと考えられる。

II. 2. 3. 5 多賀火山噴出物

本図幅内には多賀火山噴出物のうち、その活動後期に生じた安山岩層・玄武岩層および凝灰角礫岩が、第三系を不整合に覆つて介在する。

安山岩層

本層は大仁町東方菰山村東方に分布し、薄い火山灰を挟む、1 枚の厚さ 2 m 以下の熔岩からなる互層で、下から橄欖石玄武岩・普通輝石橄欖石安山岩・複輝石橄欖石安山岩の順に累重する。

橄欖石玄武岩 暗灰色を呈し、過斑晶質で、長さ 5 mm の斜長石と橄欖石とを散点する。

斑晶：斜長石（亜灰長石）・橄欖石

斜長石は清楚でほとんど累帯構造を示さず、橄欖石は厚く普通輝石粒に包まれ、肉眼では輝石と認定される。

石基：斜長石・普通輝石・チタン鉄鈹・ガラス

石基は粗粒で少量のガラスを含み、オフイテイツク組織に近い輝緑岩組織を示す。

複輝石橄欖石安山岩 暗青色ないし紫灰色を呈する過斑晶質の玄武岩質安山岩で、有色鈹物斑晶を多量に含む特徴をもつ。

斑晶：斜長石（曹灰長石）・橄欖石・普通輝石・紫蘇輝石

斜長石は汚濁した核部を有し、また帯状に並ぶ普通輝石粒を包有する。橄欖石および紫蘇輝石は普通輝石粒に包まれ、また後者は時に橄欖石を核として含むこともある。

石基：斜長石・普通輝石・橄欖石・磁鉄鈹・ガラス

石基は間粒組織を呈するが、少量のガラスを含む。

玄武岩層

本層は安山岩層を覆つて広く分布し、薄い火山灰と、厚さ通常2 m以下の碎塊熔岩流との互層からなる。熔岩は主として普通輝石橄欖石玄武岩からなり、無斑晶質玄武岩を混える。

普通輝石橄欖石玄武岩 暗青色緻密な岩石で、斜長石斑晶を多量に含む。大仁町田京附近に厚さ15mの熔岩流をなすものには、菊花状を呈する斜長石と橄欖石との集合体が見られる。また所々の熔岩中の割目に美麗な玉滴石を産する。

斑晶：斜長石（灰長石）・橄欖石・普通輝石

斜長石は清楚で累帯構造なく、橄欖石は輝石粒に包まれ、普通輝石は累帯構造を示す。

石基：斜長石・ビゾン輝石・磁鉄鈹・クリストパル石

石基は完晶質で間粒組織を示す。

なお田京産の岩石分析値は下記の通りである²³⁾。

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O+	H ₂ O-	計
50.17	0.87	19.65	2.54	7.92	0.17	4.54	11.29	1.66	0.29	0.10	0.41	0.20	99.81

分析者 田中専三郎

韭山村の反射炉の奥に産する無斑晶質玄武岩は曹灰長石・ビゾン輝石・磁鉄鈹・

鱗珪石および少量のガラスからなり、その分析値は下記の通りである。²³⁾

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O+	H ₂ O-	P ₂ O ₅	計
52.13	0.74	15.68	4.36	9.81	0.32	4.08	8.87	2.44	0.32	0.67	0.50	fr.	99.92

分析者 田中専三郎

凝灰角礫岩

本岩は玄武岩層を覆う。径 5 cm 以下の玄武岩類の角礫を含む多量の火山灰からなり、灰色を呈し、層理を示さない。多賀火山の活動末期の爆発活動により生じたものと思われ、図幅東辺より東方に急激に厚さを増す。

II. 2. 3. 6 湯河原火山噴出物

図幅内に露われる湯河原火山の噴出物としては、橄欖石複輝石安山岩熔岩がみられる。青色緻密、多斑晶質の岩石で、長さ 8 mm 前後の斜長石、長さ 4 mm 前後の橄欖石および輝石を斑晶として含む。東海道線函南駅北東約 3 km にある石切場では、鱗珪石美晶を岩石の空隙中に含む。

斑晶：斜長石（曹灰長石）・橄欖石・普通輝石・紫蘇輝石

斜長石は微弱な累帯構造をなし、橄欖石および紫蘇輝石は普通輝石粒に包まれる。

石基：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・橄欖石・アルカリ長石・磁鉄鉱・ガラス

斜長石および輝石には微斑晶状を呈するものもあり、橄欖石は通常磁鉄鉱に変化している。

II. 2. 3. 7 箱根古期外輪山噴出物

本岩層は熔岩と凝灰角礫岩との互層からなる。凝灰角礫岩は湖尻峠・山伏峠および泉村市の瀬附近に厚く露出し、その他でも熔岩に挟まれている。熔岩は青灰色ないし淡青灰色を呈する中性の安山岩で、石基輝石としてピダヨン輝石のみ含むもの、紫蘇輝石を核とする普通輝石からなるもの、および普通輝石と紫蘇輝石とを含むものの 3 型に区分される。最初の型式の岩石は三国山山麓、次の型式のものは三国山中腹から三国山頂上および山伏峠にかけ、最後のものは外輪山南西部にそれぞれ分布する。

凝灰角礫岩 黒色ないし雑色を呈する。軟弱な径 6 cm 前後の安山岩塊を角礫とし、

通常分解して泥土状を呈する火山灰を基地とする。時には角礫も基地も同質の熔岩片からなる集塊熔岩が分解して、凝灰角礫岩状を呈するに至った疑いの存するものも見られる。

石基輝石がピヂオン輝石である安山岩 本岩は暗青色ないし青灰色を呈し、緻密で、斑晶に乏しく、時には無斑晶質である。有色鉱物斑晶としては紫蘇輝石が最も普通で、普通輝石を伴ない、さらに橄欖石をも含むことがある。紫蘇輝石のみを有色鉱物斑晶とするものは最も酸性であつて、その石基は石英安山岩状を呈する。三国山北東において、芦の湖に突出する岬に露出するものは、最も塩基性の含橄欖石複輝石安山岩であつて、粗粒の石基中に長さ 2 mm の輝石を多量に、また長さ 1 cm の斜長石、長さ 3 mm の橄欖石を散点せしめている。

斑晶：斜長石（曹灰長石）・紫蘇輝石・普通輝石・橄欖石

斜長石は弱い累帯構造を呈し、稀に橄欖石を包有する。紫蘇輝石は半自形を呈し、ピヂオン輝石粒に厚く包まれる。橄欖石は斜長石とともに集合して斑紋状をなす。

石基：斜長石・ピヂオン輝石・磁鉄鉱・クリストバル石

石基輝石が紫蘇輝石を核とする普通輝石である安山岩 本岩は青灰色を呈する過斑晶質の岩石で、やゝガラス質である。長さ 4 mm 以下の斜長石と、長さ 2 mm 前後の有色鉱物を散点せしめる普通輝石橄欖石安山岩である。

斑晶：斜長石（亜灰長石）・橄欖石・普通輝石

斜長石は清澄で、累帯構造を示さない。橄欖石は粒状を呈し、普通輝石粒に包まれる。

石基：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・磁鉄鉱・ガラス

石基の紫蘇輝石は単独には存在せず、常に普通輝石の核をなす。

石基輝石が紫蘇輝石と普通輝石とである安山岩 本岩は青色ないし紫灰色を呈し、長さ 4 mm 内外の斜長石とともに、多量の有色鉱物斑晶を含む過斑晶質の橄欖石複輝石安山岩である。

斑晶：斜長石（亜灰長石）・紫蘇輝石・普通輝石・橄欖石

斜長石は汚濁した帯状部を有し、紫蘇輝石は自形を呈し、稀に普通輝石粒に包まれる。橄欖石と普通輝石とは融蝕を蒙つた形を呈する。斜長石・普通輝石および紫蘇輝石は集合して斑紋状をなすこともある。

石基：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・磁鉄鉱・ガラス

なお、本岩型に属する特徴を示すもので、ピチオン輝石を斑晶として含むものが箱根街道沿いに露出する。

II. 2. 3. 8 段丘砂礫層

本層には砂礫層・火山礫層・浮石砂層等、種々の岩相のものがある。これらの厚さは通常 10~20 m である。

砂礫層は西部区域の河川流域、特に興津川中流の但沼附近、富士川中流の万沢村および芝川附近によく発達した段丘を作る。珪岩・砂岩・頁岩等の水成岩礫とともに、花崗岩類および安山岩類の礫をも含む。芝川部落北方においては、覆瓦状堆積を示す巨礫層を下部として、上方に次第に小礫の多い無層理の礫層となり、次いで侵蝕面を隔てて厚い無層理の巨礫層の順に累重する。

火山礫層は箱根・愛鷹・達磨・多賀等の第四紀諸火山の麓、および富士宮丘陵・岩淵丘陵の裾に分布する。通常層理を示さず、礫の淘汰は不十分で、それぞれの背後地を構成する火山岩の巨礫からなる。礫はやゝ円磨されているために、凝灰角礫岩等と区別される。

浮石砂層は狩野川沿岸によく発達し、さらに浮島村平沼・蒲原町東方等において、前述礫層の上部を構成する。美しく成層した凝灰質砂層で、浮石片を主とし、わずかに玄武岩および安山岩の小円礫を含む。新鮮な場合には青色を呈するが、容易に風化して美しい黄色となる。なお多賀火山中腹の各所には、本層に似ているが浮石片をあまり含まぬ凝灰質砂礫層が存在する。

また芝川附近には、富士熔岩を覆う段丘状の砂礫層が存在するが、これはことごとく富士火山噴出物からなり、現世の堆積物と考えられる。

II. 2. 3. 9 箱根火山浮石流¹²⁾

本層は箱根火山山腹より山麓に、また、一部は遠く伊豆長岡温泉附近までに分布する。本層は段丘砂礫層の堆積中に生じたものであつて、火山礫層を覆い、浮石砂層に覆われることは、三島市周辺においてよく観察される。その厚さは最大 100 m ほどといわれるが¹²⁾、当地域では 40 m 以下である。

本岩層は灰白色を呈する層理不明瞭の軟弱な地層であつて、通常灰白色を呈するが、

新鮮な場合には黒色を示す複輝石石英安山岩、ないし酸性安山岩の浮石塊を多量に含み、緻密な安山岩片を混有する。浮石塊の大きさは30cm以下で、分布個所によつての変化は認められない。基地は通常灰白色の浮石質砂からなる。なお本層の流出したとき、相当の高温にあつたことは、例えば三島駅北東で、本層と接する基盤岩の表面が赤変していることで察せられる。

II. 2. 3. 10 ローム

本層は富士火山噴出物の一部、および沖積層を除く他のすべての地層を覆つて広く分布し、特に第四紀諸火山上には約15mの厚さで堆積している。こゝにロームと称したのは、風化した細粒、均一な火山灰で、赤褐色ないし褐色の土状をなすものである。当地方のロームは一般に富士火山より噴出されたものとされているが⁹⁾、富士火山源以外のロームも相当存在する(例えば箱根火山山麓の浮石流下)。また多賀火山山麓では、風化面を指示する黒色土壌を2枚挟んでおり、堆積に長い休止期間のあつたことを示す。

富士火山においては、ロームは古富士火山泥流と富士火山熔岩との間には見られず富士火山下部熔岩と中部熔岩との間に、約5mの厚さで挟まれるものようである。なお富士火山南東麓の須山部落から裾野を南に下つていくと、初めロームのみであつたものが、下和田附近では中部に偽層理を示す黒色砂層を挟み、さらに南方ではこの黒色砂層が巨礫層に発達し、これに伴ないその下のロームは消失するに至る。

II. 2. 3. 11 富士火山噴出物

本層は流動性に富んでいた玄武岩熔岩からなり、火山碎屑物をほとんど含まない。熔岩には20余種が認められ、その岩石および噴出順序は第5表のようである。

熔岩には、外観上多孔質ではあるが、表面が滑らかな平板状を呈するものと、緻密な部分が波浪状を呈し、その間を多孔質の岩塊が埋めているものがある。前者には三島・岩淵両熔岩のみが、後者には他の熔岩全部が属し、そのうち、芝川・沼久保の2熔岩は前者にやゝ近い性質を帯びている。

岩種上は橄欖石玄武岩が最も多く、次いで普通輝石橄欖石玄武岩・複輝石橄欖石玄武岩・無斑晶質玄武岩の順序となる。鏡下の性質は斑晶の組み合わせいかんにかゝわらず、全般としてはほぼ同様であり、石基は斜長石・橄欖石・普通輝石・磁鉄鉱および

第5表 本図幅地域における富士火山熔岩の噴出順序

	富士宮丘陵	富士火山南西麓 (寄生火山熔岩)	富士火山南東麓
中部熔岩		笠場 Bo 勢子辻 Byao 寄坂 Bao 大淵 Bao ニツ山 Bo	須山 Bao 山口 Bao
下部熔岩	小森 Bo 芝川 Byao 沼久保 Bo	ローム 大峯 Bo 元村山 Bo 神成 Bo 入山瀬 Bo	ローム 下和田 Bo 白疋原 Bo
基底熔岩	万野 Bo	大淵砂礫層 今泉 B 岩淵 Byao 大宮 Bo	三島 Bo

註 Bo, Bao, Byao はそれぞれ橄欖石玄武岩・普通輝石橄欖石玄武岩・複輝石橄欖石玄武岩を示す。

ガラスからなり、填間ないし輝緑岩組織をなす。微斑晶として斜長石・橄欖石および普通輝石を含むこともある。斑晶斜長石は灰長石ないし亜灰長石で、累帯構造をわずかに示し、橄欖石は粒状を呈し、時には普通輝石粒に包まれ、普通輝石も粒状で、砂時計構造を呈する。紫蘇輝石は橄欖石または普通輝石に附着し、稀に細粒集合体をなして、普通輝石粒に包まれている。

なお元村山熔岩は、拍子木状斜長石の集合体に、細粒の普通輝石・紫蘇輝石・磁鉄鉱および緑泥石を混えた同源捕獲岩様の小岩片を含む。

富士火山噴出物はその間に介在する大淵砂礫層とローム層とにより、基底熔岩・下部熔岩・中部熔岩に3大別され、さらに寄生火山熔岩が考えられる。

基底熔岩

これには長さ5mm~1cmの斜長石巨晶を有するものと、無斑晶質のものがある。

り、大淵砂礫層に覆われて分布する。しかし富士宮丘陵および富士火山南東麓では、大淵砂礫層との直接の関係は見られないので、岩質から基底熔岩に入れるものをきめた。

万野熔岩は富士宮市西方に分布し、径5mmの斜長石と微細な橄欖石とを斑晶とする青黒色粗粒の岩石である。大宮熔岩は富士宮市北方・吉原市北方等に分布し、淡青灰色を呈し、脆弱で、長さ1cmに及ぶ長柱状斜長石を斑晶とする。三島熔岩は狩野川に沿って広く分布し、厚さ1m前後の熔岩3枚以上からなる。外観は大宮熔岩に類似する。岩淵熔岩は鷹岡町穴ヶ原の平坦な地形を作り、厚さ2mの熔岩2枚からなり、長さ1cmの斜長石、4mmの普通輝石および細かな橄欖石を散点する。今泉熔岩は大淵村曾比奈から吉原市にかけて分布し、青色、緻密、無斑晶質である。

大淵砂礫層

本層は大淵村曾比奈から南南西に、今泉熔岩および岩淵熔岩上に分布する。下部熔岩に属する入山瀬熔岩は本層をえぐった深い谷に流れこんでおり、本層と下部熔岩との間には甚しい侵蝕期のあつたことを示している。

本層の堆積は今泉熔岩の流出に続く爆発活動に始まつており、その下部は今泉熔岩の角礫を含む凝灰角礫岩からなり、次いで偽層理を示す砂層、成層した粗粒砂層、径10cm大の円礫を含む火山礫と粗粒砂との互層の順に累重し、厚さは曾比奈附近では10m前後に達する。

下部熔岩

本層は基底熔岩と似るが、やや細かな斜長石を斑晶としている。

入山瀬熔岩は大淵村神成より鷹岡町入山瀬にかけて分布し、長さ5mmの斜長石および径2mmの橄欖石を散点する青灰色、緻密の岩石である。沼久保熔岩は富士宮市北西および南西に、神成熔岩は大淵村神成附近に、日疋原熔岩は富岡村田場沢から日疋原に分布する。この3熔岩は相似しており、青灰色、緻密な石基中に黒色核部を有する長さ8mmの斜長石が散点する。芝川熔岩は芝富村芝川北方から富士川沿いに分布し、長さ6mmの斜長石および径4mmの橄欖石を有する青色多孔質の岩石である。小森熔岩は芝川北方小森附近に分布し、青黒色、緻密で、黒色核を有する長さ6mmの斜長石を含む。元村山熔岩は神成熔岩の北西隣に分布し、紫色を呈する。長さ12mmの斜長石斑晶を多量に含む。大峯熔岩は大淵村大坂附近より南西に広く分布し、

下和田熔岩は須山村須山より富岡村今里に亘り、愛鷹火山沿いに分布し、両者相似て径 5 mm の黒色円形斜長石および長さ 1 mm の橄欖石を散点する。

中部熔岩

本岩層はロームをへだてて下部熔岩上にある。熔岩は軟弱な砕塊熔岩を主とし、斜長石の大きさが斑晶から石基にまで連続して細くなるのを特徴とする。

大淵熔岩は大淵村七色石北方から吉原市神戸に亘って分布し、径 5 mm 以下の円形斜長石と、微細な橄欖石とが散点する黒色粗粒な岩石である。山口熔岩は須山村田向と黒岳との間に露出し、薄い 2 枚の熔岩からなり、長さ 4 mm の斜長石および普通輝石と長さ 1 mm の橄欖石とを有する。寄坂熔岩は愛鷹火山の西に沿い、須山熔岩は須山村須山以東に分布する。それぞれ 3 枚以上の互に酷似した熔岩からなり、長さ 2 mm 前後の斜長石・普通輝石および橄欖石を散点し、有色鉱物斑晶に富む特徴がある。勢子辻熔岩は吉永村勢子辻から北方に分布し、長さ 4 mm の斜長石と普通輝石とを多量に含む。

寄生火山熔岩

以上述べた熔岩中にも、富士火山山腹に火口を有する寄生火山から流れ出したものもあると思われるが、明らかにそれと認められるものに、二ツ山熔岩と笹場熔岩とがある。

二ツ山熔岩は中部熔岩中に挟まれる古いものであるが、大淵村七色石北方にはその噴火口が観られ、寄生火山熔岩であることは明らかである。岩石は青黒色、緻密で、長さ 5 mm の黒色斜長石と長さ 1.5 mm の橄欖石とを散点せしめる。笹場熔岩は大淵村笹場附近より北北東に細長く分布し、その表面は岩海をなし、きわめて新らしい熔岩のようである。岩石は長さ 5 mm の斜長石のみを斑晶とし、青色、多孔質である。

II. 2. 3. 12 沖積層

本層は駿河湾沿岸および各河川に沿い分布し、興津川・富士川沿いに水成岩源の砂礫粘土層が見られるほかは、ことごとく火山質物の砂礫層からなる。特に沼津市附近には細かく成層した富士火山源の黒色砂層が厚く発達し、富士宮市周辺には、富士火山熔岩によつてせき止められた湖を埋めたとと思われる巨礫礫層が発達する。

II. 3 構 造

図幅内の東西両区域の対立は、第三系の構造にもあらわれ、西部区域は衝上構造、東部区域は地塊構造によつてそれぞれ特徴づけられる。

西部区域は由比町と芝富村芝川をつなぐ入山逆断層と、富士川沿いに伏在する断層とにより、まず天子山脈・岩淵丘陵および富士宮丘陵の3地塊にわかたれる。これらの3地塊は、この順序により新期の地層からなり、かつ天子山脈は激しい褶曲および断層構造を、岩淵丘陵は断層を伴う撓曲構造を、また富士宮丘陵は地塊構造を示している。

天子山脈の地塊はさらに断層によつて細かくわけられている。断層には稲子川沿いから、内房村尾崎・同野下を経て小島村後山に達する野下断層、後山西方より北西に走る後山断層、内房村大嵐から由比町久保山に至る大嵐断層などがみられる。後山断層および大嵐断層は NNW—SSE の走向を示し、野下断層は南東に凸面を向ける半円をなし、それぞれ衝上断層と考えられる。後山断層については、後山部落西方においてこの断層により破碎され、千枚岩状を呈するに至つた小河内層泥岩上に、浜石岳礫層が衝上しているところが認められる。野下断層は、その破碎帯の分布より明らかであり、大嵐断層は後山断層と同じ走向を有する点から一応推定される。これら衝上断層の走向と平行、あるいはそれに直角に褶曲構造が発達する。浜石岳山稜北部では E—W 軸の緩い背斜構造の存する疑があり、万沢村地内では NW—SE 軸の向斜構造、さらに小島村より南の地域ではほぼ南北軸の背斜および向斜があり、またこの N—S 性の背斜軸は北方では断層となつている。これらのことは褶曲運動が発展して衝上断層となつたことを示すものと思われる。また後山断層および大嵐断層が野下断層によつて切られていることは、初め N—S の軸を有する褶曲構造が発展して後山および大嵐断層となり、後、E—W ないし NW—SE の軸の褶曲とともに野下断層が生じたものである。蒲原礫層がこの構造にあづからぬ点より、これらの運動は浜石岳層堆積後、蒲原礫層堆積前の、鮮新世中期に生じたと考えられる。なお本地塊の東縁を割る入山逆断層は、その走向は N—S で前述の運動に伴うものと同様であるが、生成は更新世初期に生じた新しい運動によるものと考えられる。

岩淵丘陵では、その基底をなす蒲原礫層が微弱な背斜構造をなし、鮮新世末期の弱

い地殻運動を示し、また岩淵安山岩中および鶯の田礫層中にも、小規模な断層および撓曲があり、更新世初期の小運動を示す。

富士宮丘陵では鶯の田礫層は $30\sim 50^\circ$ の傾斜を有し、しかも海拔 100 m 以下の低所に露出し、岩淵丘陵の同層が 300 m 以上の高所に、ほぼ水平に堆積しているのに比べて、本丘陵では更新世中期に地塊運動を蒙ったことが察せられる。この運動に続いて古富士火山が生じた。その後、富士火山の活動と前後して、本丘陵の北東側に沿って、それより富士山側を沈降させた弧状断層、および同火山火口より放射状に分布する断層の生じたことが、古富士火山泥流の分布高度の乱雑さから知られる²³⁾。

東部地区の第三系は地塊に分裂しており、褶曲構造としては沼津市口野を ENE—WSW に走る緩やかな背斜、および伊豆長岡町小坂を NE—SW に走る向斜が認められるのみである。多賀火山噴出物が第三系を平等に覆う点から、地塊構造は第四紀火山群の活動に先立ち、更新世初期に生じたものと考えられる。なお内浦火山角礫岩層下の不整合、城層の分布が狩野川東方に限られていること等から、中新世末、鮮新世末の地殻運動が考えられる。

第四紀に入つて後の地殻運動としては、前述富士宮丘陵に見られる富士火山の活動に前後するものと、愛鷹火山体を2分し NW—SE に走る断層を生じたものがある。

III. 応用地質

III. 1 金属鉱床

山梨県西八代郡栄村、すなわち身延線十島駅北方約 2 km の山腹において、小河内層の砂岩と閃緑岩との接触部に金銀鉱脈と称せられるものが賦存する。砂岩は閃緑岩の接触により広範囲にわたり硬化し、鉱床附近においては局部的に珪化する。調査当時、すでに坑口崩壊し、鉱床の状況は知り得なかつた。

静岡県田方郡戸沢村地内、すなわち、駿豆鉄道長岡駅西方約 3 km の地点に鉛亜鉛鉱脈が存在し、かつて金山として試掘されたことがある。試掘地点は 2 カ所で、その 1 つは戸沢部落北方 500 m の路傍、他は長瀬部落西方の路傍にある。前者にあつては、鉱床は珪化した沼津統の江の浦凝灰岩層中に存在するものようであり、試掘跡には 10 cm 幅の鉱脈を有する緑色含礫凝灰岩、または褐色頁岩の破片が散乱する。鉱

石は閃亜鉛鉱を主とし、黄鉄鉱・方鉛鉱および黄銅鉱を混える。

後者においては江の浦凝灰岩層と変質石英安山岩との接触部に存するものごとく、ズリ中に黄鉄鉱の鉱染した緑色含礫凝灰岩および石英安山岩が認められる。いずれにおいても、坑口崩壊し内部に入るを得ない。

III. 2 石 材

建築石材として採掘されるものには、徳倉変朽安山岩層の変朽安山岩、沼津統の凝灰岩類、第三紀安山岩類および第四紀火山岩類である。これらのうち、前3者は市場に供給されている。

変朽安山岩 主としては駿東郡清水村徳倉において採掘される。岩石は次に述べる凝灰岩よりやや硬い程度で、採掘は容易であるが、割目多く、かつ変色する欠点がある。間知・土台石等として使用される。

凝灰岩類 本岩には緑色を呈するものと、白色ないし灰色のものがある。前者は伊豆長岡町戸沢から洞に至る間、処々で採掘される。わずかに層理を示す凝灰質のものから、無層理粗粒の凝灰角礫岩質のものまで、種々な岩相を呈するが、いずれも軟弱で採掘が容易である。後者は江の浦湾沿岸、大平村松下でおもに採掘され、その他徳倉山南麓、江間村珍場・大北、伊豆長岡町洞等各所で盛んに採掘される。

第三紀安山岩類 沼津市志下および江間村北江間において、内浦火山角礫岩層に伴なう複輝石安山岩、沼津市江の浦および大仁町城山において、同じく石英安山岩が採掘される。いずれも不規則な節理が発達していて大材は得難いが、岩質が安山岩としては軟いため、盛んに採掘される。

第四紀火山岩類 大仁町山口において多賀火山玄武岩、函南村入谷で湯河原火山安山岩、吉原町原田・富士岡村中里等で富士火山玄武岩が採掘される。前2者は堅緻な岩石であるが、適当な節理の存在により、短柱状の良材が得られる。後者は不規則な節理はあるが、気孔の多い脆弱な岩質のために間知として用いられる。

III. 3 温 泉

温泉は田方郡伊豆長岡町および田方郡函南村畑毛に存在し、いずれも弱アルカリ性単純泉である。前者は長岡温泉と古奈温泉との2つに分かれているが、両者とも同一

の系統に属し、丘陵周辺に南北約 1 km の長さの矩形を呈して 29 個の鑿井があり、これを泉源としている。鑿井の深さは 300~360 m、泉温は 40~70°C である。畑毛温泉は徳倉変朽安山岩層の山地を背にする冲積地にある。以前は自然湧出していたというが、現在は 50 m 間隔に設けられた深さ 60 m の鑿井 2 本、300 m のもの 1 本を泉源としており、前 2 者の泉温は 35°C、後者は 40°C である。

III. 4 地 下 水

図幅内には本邦最大の湧出量を示す三島湧泉群²⁸⁾がある。これは三島市街の北端より南西にかけての 1 線上に並んでいる。その最も南の清水村泉川の谷頭附近では、湧出量は実に毎秒 2 万 l に及ぶ。これは富士火山から流出した三島熔岩に埋められた旧河床を、流れ下る地下水に原因する湧泉である。

図幅の第四紀火山地域では、一般に地下水面が低く、水を得ることが困難である。たゞ例外として、富士火山の南西麓では、古富士火山の泥流の透水性が低いために、その分布する区域では地下水面が予想外に高いことが認められる。

参 考 文 献

- 1) 平林 武：富士及び愛鷹火山地質調査報文，震予報，24，1899
- 2) 平林 武：愛鷹火山，地質雑，Vol. 6，p. 243，1899
- 3) 井上 春雄：富士川下流地域の地質概観，地学雑，Vol. 46，p. 18，1934
- 4) 伊原敬之助・石井清彦：北伊豆震災地調査報文，地調報，第 112 号，1943
- 5) 伊原敬之助・石井清彦：北伊豆地震地域地形及び地質，地学雑，Vol. 43，p. 645，1931
- 6) 石井八万次郎：愛鷹山，地質雑，Vol. 1，p. 568，1894
- 7) 神原修一郎：富士山の地質概報，地学雑，Vol. 47，p. 109，1935
- 8) 今野円蔵・大塚弥之助：静岡県由比川，富士川間の地質，地質雑，Vol. 40，p. 468，1933
- 9) 久野 久：神奈川県西南部に於ける所謂“関東ローム”地質雑，Vol. 43，p. 225，1936
- 10) 久野 久：箱根火山の構造と変遷史，地質雑，Vol. 43，p. 376，1936

- 11) 久野 久：箱根火山北麓小田原，御殿場間の地質，地質雜.，Vol. 43, p. 853, 1936
- 12) 久野 久：箱根火山の浮石流，地質雜.，Vol. 45, p. 493, 1938
- 13) 久野 久：A Note on the Daruma Volcano, Izu. Japan, 震研彙.，Vol. 16, p. 713, 1938
- 14) 大塚弥之助：The Geomorphology and Geology of Northern Izu Peninsula, 震研彙.，Vol. 11, p. 530, 1933
- 15) 大塚弥之助：身延山麓と箱根早川層灰岩の貝化石，地質雜.，Vol. 41, p. 562, 1934
- 16) 大塚弥之助：南部フオツサマグナの地質構造の一特性，地質雜.，Vol. 46, p. 528, 1938
- 17) 大塚弥之助：城山角閃安山岩体内の斑晶の配列方位とその解釈，震研彙.，Vol. 16, p. 756, 1938
- 18) 大塚弥之助：静岡米庵原郡東部の地質，震研彙.，Vol. 16, p. 415, 1938
- 19) 大塚弥之助：静岡県両河内村附近の地質構造，震研彙.，Vol. 21, p. 314, 1943
- 20) 大塚弥之助：日本の地質構造，p. 159, 1942
- 21) 鈴木 敏：20万分の1富士図幅及び同説明書
- 22) 津屋 弘達：On the Volcanism of the Huzi Volcanic Zone, 震研彙.，Vol. 15, p. 215, 1937
- 23) 津屋 弘達：富士火山の地質学的並に岩石学的研究 III, 震研彙.，Vol. 18, p. 419, 1948
- 24) 脇水鉄五郎：沼津，修善寺間地質旅行案内，地質雜.，Vol. 24, p. 387, 1917
- 25) 脇水鉄五郎：沼津，修善寺間地質旅行案内及びその訂正，地質雜.，Vol. 25, p. 471, 1918
- 26) 田山利三郎・新野 弘：伊豆半島地質概報，齊藤学報，13, 1931
- 27) 田山利三郎：北伊豆地震と地質構造との関係，齊藤学報，11, 1931
- 28) 藏田 延男：三島市及びその附近の湧泉，水道協会誌，No. 185, 1950

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 75,000

NUMAZU

Zone 26 Col. VII
Sheet 124

By

KONOSKE SAWAMURA

(Written in 1950)

(Abstract)

TOPOGRAPHY

The sheet-map area is situated at the southern foot of Mt. Fuji.

The area is traversed by three mountain-ranges with N~S trends, namely, the Hakone volcanic chain, the Ashitaka volcanic chain and the Tenshi mountain-range, and it is invaded by the Suruga Bay from southwest obliquely cutting the trends of the mountain-ranges. The two volcanic chains mentioned above with their basal volcanic complex, compose the so-called Fuji volcanic zone.

The volcanoes Fuji and Ashitaka rise in the colosseum which means the northern extension of the depression of the Suruga Bay. These volcanoes together with the volcanoes Daruma, Ida and Kofuji, the last being almost covered by the ejecta of Fuji, belong to the Ashitaka volcanic chain, Daruma is a shield volcano const-

ructed by block lavas. As to the Fuji volcano, only its basal part seems to have formed a shield volcano. Ida and Ashitaka are strato-volcanoes. The Ashitaka volcano has been strongly dissected but gentle slopes are still well preserved at its skirts. The crater named Kumagatani has a diameter of 1,200 m, and is enclosed by ridges from about 1,200 m to 1,400 m in height. The highest peak Echizendake (1,505 m) is situated at the north of the crater and Ashitakayama peak sits to the opposite side, suggesting that the volcano is a composite one topographically. A beautiful dome named Kurotake represents the only parasitic cone in this volcano.

The Hakone volcanic chain consisting of Hakone, Yugawara and Taga volcanoes runs through the eastern border of the sheet-map area and the volcanoes display their western slopes in the area. They are more or less distinct strato-volcanoes, and among them Hakone, which has an ellipsoidal caldera of about 12 km in longer axis, is known to be a tripple volcano. Strongly dissected hills to the south of the Numazu City represent Tertiary volcanic basement of the above mentioned Quaternary volcanoes.

The Tenshi mountain-range is accompanied in its east side with Iwabuchi hill and Fujimiya hill.

GEOLOGY

This area is wholly included within the southern part of the so-called Fossa Magna, that is one of the most important tectonic depression traversing Honshū Island. The geological formations exposed in this area are exclusively Neogene Tertiary and Quaternary in age. The area is divided into the eastern volcanic district or the Fuji volcanic zone district and the western far less volcanic one. The correlation of the Tertiary between these two districts is not easy due to the facies difference.

a) Tertiary in the western district

The Shiroyama bed contains abundant marine shells and is

Miocene in age, but the relation with the other formations is wholly obscure, due to its solitary occurrence as a small roof-pendant upon an andesite stock. It is composed of white tuffaceous sandstone and tuff.

The Kogōchi bed is of probably upper Miocene age and is a deposit of flysh type consisting of alternation of sandstone and mudstone and attains more than 4,000 m in thickness. It is intercalated with tuffaceous sandstone, which is rich in materials of biotite-hornblende rhyolite, and fine conglomerate in its lower horizon. The bed becomes coarser in grain size successively northwards and fine conglomerates are well developed in the northern district.

The Hamaishidake bed lies conformably on the Kogōchi bed and it is composed mainly of dark green tuffaceous conglomerate and is intercalated with andesitic lavas, sandstone and mudstone. It is more than 1,500 m in thickness at the Takaneyama ridge in the west and 2,500 m at the Hamaishidake ridge in the east. The facies is so variable that the stratigraphic succession is hardly discernible. It contains a few fossils of Pliocene age. Lavas consist of augite-olivine andesite, hornblende-two-pyroxene andesite and hornblende andesite.

The Toshima igneous rocks is intruded in the Kogōchi bed and as the pebbles of the rocks are contained in the Hamaishidake bed, local presence of unconformable relation between some part of the Kogōchi and Hamaishidake beds is suggested. The Toshima igneous rocks comprise gabbro, diorite, diorite-porphyrite, porphyrite and augite-olivine basalt. The gabbro shows somewhat porphyritic texture and contains basic andesine, augite, hypersthene, hornblende and a small amount of olivine. The diorite consists of idiomorphic andesine, anhedral hornblende and sphene.

The Kambara gravel is a well sorted gravel bed and is probably upper Pliocene in age. Its direct relations to the older formations is not observable, although it contains pebbles derived from the

Hamaishidake bed. It is composed of green colored, slightly indurated gravel and is intercalated with brown colored sand lenses. The stratification is well developed.

The Iwabuchi andesites are probably younger Pliocene in age and form a ruin of a strato-volcano constructed on the basement of the Kambara gravel. The lower part of the formation consists of lava flows and pyroclastics of acidic andesites, such as hornblende andesite, hypersthene andesite and two-pyroxene andesite, while the upper part is composed of block lava and volcanic breccia of basaltic andesite and is intercalated with thin layers of tuffaceous shale and volcanic conglomerate. Hornblende andesite occurs not only as lava flows but also as stocks and dikes cutting the Kambara gravel.

The Saginota gravel unconformably overlies Iwabuchi andesites and is Plio-Pleistocene in age. It consists of lower sand and upper gravel bed. The lower sand is composed mainly of brown, coarse sand, with calcareous sandstone carrying shell remains, or arkose sand at its basal part and clay rich in plant remains at its upper part. The thickness seems to be more than 50 m. The upper gravel has a thickness of nearly 150 m, and unconformably covers the lower sand. It is composed of imperfectly sorted but well rounded pebbles and matrix of grey sand. The stratification is only recognized by the arrangement of pebbles and by the rarely intercalated sand layers.

The Moriyama basalt occurs as an isolated mass in the alluvial plain. The rock is augite-olivine basalt with monoclinic pyroxene as groundmass pyroxene.

b) Tertiary in the eastern district

Tertiary formations of the district are as follows:

The oldest formation is the Tokura propylite composed of lava flows and pyroclastics of propylitized two-pyroxene andesite, and it is correlated on the resemblance of rock facies to the lower

Miocene Yugashima series in the Izu Peninsula. It is intruded by fresh hypersthene rhyolite.

The Kanukiyama andesites consists of pyroclastics and lava flows of two-pyroxene andesite. The lower part is rich in pyroclastics and is intercalated with thin layers of brown tuffaceous sandstone. It is not at all propylitized and the pebbles of the rocks are included in the Numazu formation.

The Numazu formation consists of lower soft pyroclastics and upper hard volcanic breccia. The formation contains *Chlamys* aff. *kaneharai* and also it resembles to the Hayakawa tuff and the Sukumogawa andesite in the Hakone district, so it is referred to upper Miocene. It carries hornblende andesite, altered dacite, altered andesite and olivine basalt in the form of stocks or sheets. The lower pyroclastics, which is named Enoura tuff, has a thickness of about 150 m and consists generally of tuffaceous sandstone, andesitic tuff-breccia, dacitic, pumiceous tuff and andesitic volcanic breccia, successively from the lower. It becomes, in the southern district, green in color and also conglomeratic containing pebbles of green tuff, propylite, augite andesite and hornblende andesite. The upper volcanic breccia named Ohira andesite lies on the Enoura tuff unconformably in some places and conformably in others, while the two beds interfinger into each other in some instances. It is nearly 300 m in thickness and consists mainly of non-stratified volcanic breccia or autobrecciated lava and massive lava of glassy two-pyroxene andesite.

The Uchiura volcanic breccia covers the Numazu formation unconformably and it contains a few fossils which is considered to be Pliocene. The bed consists mainly of volcanic breccia or lava flows of acidic andesites and is intercalated with, particularly either in its upper horizon or in the northeastern part of its development, small amount of soft tuff-breccia, tuff and tuffaceous sandstone which contains a few fossils. The succession of the lava

seems to be, from the lower, hornblende dacite or hornblende andesite, two-pyroxene andesite and glassy two-pyroxene andesite. Accompanying to these volcanism, many large sheets, stocks and small dikes of two-pyroxene andesite and hornblende-two-pyroxene dacite have been intruded into this bed and also into the Numazu formation.

The Nirayama andesites, the Wakamatsumisaki andesites and the Hata basalts are remnants of old strato-volcanoes, covered by Quaternary volcanoes or the Jō bed. The Nirayama andesites consist of volcanic rocks ranging from acidic two-pyroxene andesite to basic quartz-bearing olivine-two-pyroxene andesite lavas and their pyroclastics. The Wakamatsumisaki andesites is composed of an alternation of pahoehoe lava and pyroclastics, the latter being predominant in the lower horizons. The lavas show well platy joints and are composed of non-porphyrific andesite. The upper lava is basic and contains olivine in addition to augite and hypersthene as groundmass mafic minerals. The lower lava is acidic with dacitic textured groundmass which lacks in olivine. The Hata basalts consists of basaltic lava and agglomerate, which contains many spindle shaped volcanic bomb. There is a composite lava flow consisting of the lower layer of non-porphyrific and the upper layer of porphyritic augite olivine basalt.

The Jō beds rest on the Hata basalts. It is composed of soft tuffaceous sandstone and shale and contains abundant remains of plants. It is considered to be Plio-Pleistocene in age.

c) Quaternary

Quaternary in this area consists of Pleistocene volcanoes, terrace gravel, pumice flow of the Hakone volcano, "loam", Fuji volcano and Alluvial deposits.

In the Pleistocene Hakone volcanic chain, the northside-seated volcanoes, always cover the neighbouring southern ones, so Taga is older than Yugawara and Yugawara is older than Hakone,

while in the Ashitaka volcanic chain the relation is only seen between Ida and Daruma and between Ashitaka and Kofjui, and in each case the latter covers the former. The relation between these two volcanic chains is only seen at the east foot of Ashitaka volcano, where the pumice flow of Hakone sits on the eroded foot of Ashitaka. The pumice flow has been erupted concurrently with the deposition of the terrace gravel and it is believed to have preceded the second cauldron subsidence in Hakone volcano, that is much later than the activities of the old somma.

Ida volcano consists of banded alternation of porous lava and tuff-breccia or tuff. The basement of the volcano is not exposed. The lava is olivine-two-pyroxene andesite with groundmass of intergranular texture.

Daruma volcano is composed wholly of thick block lavas which become agglomeratic at the frontal part of the flow. The lavas are two-pyroxene andesite, but they become rich in olivine phenocryst and poor in hypersthene successively as they become later in date, and surface of the volcano is composed of augite-olivine andesite.

Ashitaka volcano lies on the propylite at its basement, which was once exposed on the land surface at the time of the eruption of the volcano, according to the data of boring carried out on the northwestern foot of the volcano. The ejecta of the volcano is divided into older basaltic bed and younger andesitic bed with reference to the time of the displacement which has taken place on the volcanic body. The older basaltic bed composes the main part of the volcano and it consists of an alternation of lavas and pyroclastics. The lavas are olivine basalt, augite-olivine basalt, two-pyroxene-olivine basalt and small amount of two-pyroxene andesite and hypersthene andesite. They contain abundant microphenocrysts, and among them, hypersthene is often contained not only in the two-pyroxene-olivine basalt but also in the augite-

olivine basalt. In the groundmass mafic minerals are monoclinic pyroxene and/or olivine, and hypersthene is almost lacking except the sporadic presence as the core of monoclinic pyroxene. The younger andesitic bed composes the top part of the volcanic body and rests on the eroded surface of the older basaltic bed.

It is divided into lower basalts, middle andesites, upper andesites and Kurotake lava. The rock of the lower basalts is augite-olivine basalt or two-pyroxene-olivine basalt. They are poor in microphenocryst but rich in hypersthene as the groundmass mineral. The middle andesites are composed only from lava flows of non-porphyrific andesite, which contains as microphenocrysts, plagioclase, augite and hypersthene. The lowest flow contains hornblende in addition to these minerals. The upper andesites carry, in their basal part, a transitional phase from the middle andesites, and the main part consists of an alternation of ash and porphyritic lava, which is non-seriated, glassy olivine-two-pyroxene andesite. The Kurotake lava forms the parasitic cone of Kurotake. It is acidic two-pyroxene andesite with abundant cristobalite and hypersthene in the groundmass. There are numerous dikes and stocks in and around the crater. Most of them resembles to the lava flows petrographically, but there are some peculiar types such as two-pyroxene porphyrite, pigeonite dolerite and hornblende andesite.

As the ejecta of Kofuji volcano, only mud flow is exposed. It is ill sorted tuff-breccia with subrounded cobbles of basalts and andesites. Among the andesitic cobbles, there are found large ones which attain 2 m in diameter and have been shattered in pieces in situ as if they had been originally aggregates of small angular blocks, suggesting the "nué ardante" type of the mud flowage. The mud flow has a maximum thickness of 200 m, and covers the ejecta of Ashitaka volcano, according to the data of the boring.

Among the ejecta from Taga volcano, only the products of its later activities are present in this area. They comprise, from the lower, andesite bed, basalt bed and tuff-breccia. The andesite bed is composed of alternating bands of lava flows and is intercalated with thin layers of pyroclastics. Lavas bear gradually more acidic nature from the lower olivine basalt to the upper two-pyroxene olivine andesite. Basalt bed is also an alternation. The lava is augite-olivine basalt or non-porphyrific basalt.

Ejecta of Yugawara volcano appearing in this area are composed of lavas of olivine-two-pyroxene andesite.

The old somma of the Hakone volcano consists of acidic to basic andesitic lavas, intercalated with tuff-breccia. Lavas are grouped into three types; the one contains only pigeonite as groundmass pyroxene and the other contains augite which has core of hypersthene, and the last contains both augite and hypersthene. The rocks of the first type are mainly hypersthene andesite and two-pyroxene andesite, which rarely contains olivine as phenocryst. The second type is augite-olivine andesite and the third is olivine-two-pyroxene andesite, which contains pigeonite as phenocryst sporadically.

The terrace gravel appears in this area in three types; the gravel bed composed of sedimentary rocks develops along the large rivers in the western district, the volcanic gravel is distributed along the peripheries of the Quaternary and Tertiary volcanoes, and the pumiceous sands cover the pumice flow of Hakone or the volcanic gravel bed in the eastern district. The pumice flow is sandwiched in the terrace gravel and it consists of black or white blocks of two-pyroxene dacitic or andesitic pumice with a small amount of blocks of compact lava. The stratification is obscure and the nature of the flow is almost similar in every parts of its distribution. The basement of the flow has been oxidized by the heat of the flow.

The "loam", which is a reddish brown homogeneous earthy substance produced from the weathering of fine volcanic ash, is distributed widely with a thickness of less than 15 m. It has been commonly considered to have been erupted from Fuji volcano, but there are many loam beds of different origin, some of which are found under the pumice flow and some are intercalated with two layers of black soil.

Fuji volcano consists, in this area, of more than twenty members of lava flows which may be grouped into basal, lower and middle lavas with reference to the Obuchi gravel and the loam interbedded in them. In addition to them, lavas of parasitic cones are discriminated. All of the lavas are basaltic in nature, namely olivine basalt, augite-olivine basalt, two-pyroxene-olivine basalt and non-porphyrific basalt.

The Obuchi gravel appears in fan-like distribution covering the members of basal lava with a maximum thickness of about 10 m. The lower part of the bed is composed of tuff-breccia and the upper part is an alternation of sand and gravel, these two parts being transitional with sands.

The alluvial deposits are mud and sand along the rivers in the western district, while in the eastern district they are black sand derived from Fuji volcano and are distributed along the rivers and the sea coast.

STRUCTURE

In accordance to the difference of the Tertiary rocks, the eastern district and the western one show a striking distinction from each other in their structures, namely block movements are dominant in the former, while folding and thrusting predominate in the latter.

Within the western district characteristic structural features are displayed in each of the three topographic units, that is, strong

folding and faulting in Tenshi mountain-range, slight warping in Iwabuchi hill and block movements in Fujimiya hill. In Tenshi mountain-range, the trend of the foldings is N-S in its southern part and NW-SE or E-W in the northern part. The main faults are thrusting in nature, judged from a few outcrops of them as well as from topographic features. They are grouped into two types intimately relating to each of the above mentioned folding types; one is of nearly N-S trend and the other is of semi-circular form which is convex southwards. The latter type cut the former, suggesting that the N-S ones are generally somewhat older in age. On the other hand, a certain thrust trending N-S which separates the slightly deformed hills from the strongly disturbed mountain-range area, cuts even the Plio-Pleistocene Saginota gravel.

In Iwabuchi hill, the Kambara gravel forms a very gentle anticline with a N-S axis, and the overlying Iwabuchi andesites and Saginota gravel show flat-lying structures with few small faults. While in Fujimiya hill closely lying near the foot of Fuji volcano, not only the Saginota gravel has been strongly disturbed, but also the Kofuji mud flow which unconformably covers the Saginota gravel has been effected by block movements. These disturbances and movements may be probably due to the volcano-tectonism related to the development of Kofuji and Fuji volcanoes.

In the eastern district, the Tertiary formations have been divided by faults into many blocks. Only two folding structures of minor importance, that is, a NEE-SWW trending anticline in the Numazu formation near Numazu city and a NE-SW trending syncline in the Uchiura volcanic breccia are observable.

The older basalt bed of the Ashitaka volcano has been displaced by a NW-SE trending fault in Quaternary period, and the northeastern part of the volcanic body has sunk relative to the southwestern part.

ECONOMIC GEOLOGY

Gold ore is once explored near the contact between sandstone of the Kogōchi bed and the Toshima igneous rocks, at Sakaemura, Nishiyatsushiro-gun, Yamanashi Pref., and small zinc ore deposits are found in the Enoura tuff near the intrusive mass of altered dacite of the Numazu formation, at Tozawa, Izunagaoka-machi, Takata-gun, Shizuoka Pref.

As the building stone, propylites, green tuff and white pumiceous tuff of the Numazu formation, andesite and dacite of Uchiura volcanic breccia, basalt of Taga and Fuji volcanoes and andesite of Yugawara volcano are quarried for local uses.

Hot springs have been attained by boring at Izunagaoka-machi and Kannami-mura, both in Takata-gun, Shizuoka Pref. They are weak alkaline simple springs and the former has a temperature from 40°C to 70°C and the latter of nearly 40°C.

A great quantity of underground water is supplied in and near the City of Mishima. The ground water issues from many springs which form a line trending NE-SW. The southernmost one yields as much as 20 kl per second. The water has its origin in gravel of a former river bed, which has been covered by a lava flow of Fuji volcano.

昭和30年3月25日印刷
昭和30年3月30日発行

業作権所有
工業技術院
地質調査所

印刷者 田 中 春 美
印刷所 田中幸和堂印刷所
