土木研究所資料 No.1234号

富士山大沢崩れに関する既往文献集

昭和52年 3 月

建設省土木研究所
急傾斜地崩壊研究室

土木研究所資料 第一二三四号
富士山大沢崩れに関する既往文献
昭和五十二年三月
建設省土木研究所急傾斜地崩壊研究室

目　　次

富士山大沢における崩壊及び砂礫移動についての研究（第1報）	多田文男 岩塚守公 町田　洋 吉田栄夫	静岡県富士山大沢崩対策委託調査(1)	1959 ……	1
〃（第2報）	多田文男 岩塚守公 町田　洋 吉田栄夫 小池一之	〃 (2)	1960 ……	30
〃（第3報）	多田文男 岩塚守公 町田　洋 小池一之 細井将右	〃 (3)	1961 ……	54
大沢沿岸の地質と大沢崩れの発達	津屋弘達	〃 (1)	1959 ……	89
〃	〃	〃 (2)	1960 ……	103
〃	〃	〃 (3)	1961 ……	114
大沢氾濫原調査報告	望月勝海 鮫島輝彦 加藤芳朗	〃 (1)	1959 ……	122
大沢氾濫原および下流地域の調査	望月勝海 鮫島輝彦	〃 (2)	1960 ……	140
大沢扇状地の地質および大沢崩壊，大沢氾濫の対策について	望月勝海 鮫島輝彦	〃 (3)	1961 ……	151
富士山大沢の発達	岩塚守公 町田　洋	地学雑誌 Vol.71 No.4 (729)	1962 ……	161
Tephrochronology による富士山とその周辺地域の発達史（その1，その2）	町田　洋	地学雑誌 Vol.73 No.5,6(742,743)	1964 ……	177
富士山の地形・地質	津屋弘達	富士山総合学術調査「富士山」	1969 ……	207

富士山大沢における崩壊及び砂礫移動についての研究 (第一報)

東京大学　多田文男　岩塚守公　吉田栄夫　町田　洋

内　　容

まえがき
I 大沢を中心とした地帯の地形および地質の概況
1. 大沢の地質について
2. 大沢の地形について
II 崩壊の状況と砂礫の移動
1. 砂礫の供給
(1) 谷頭部斜面における崩壊の素質的条件
(2) 崩壊の誘因とその実態
2. 砂礫の運搬
(1) 水　流
(2) 33年夏季の出水時の砂礫移動の観察
(3) 22号台風狩野川台風出水時の礫の移動調査
III 冬期における調査
1. 気象条件
2. 積雪と崩壊
(1) 積雪について
(2) 冬期の崩壊
あとがき

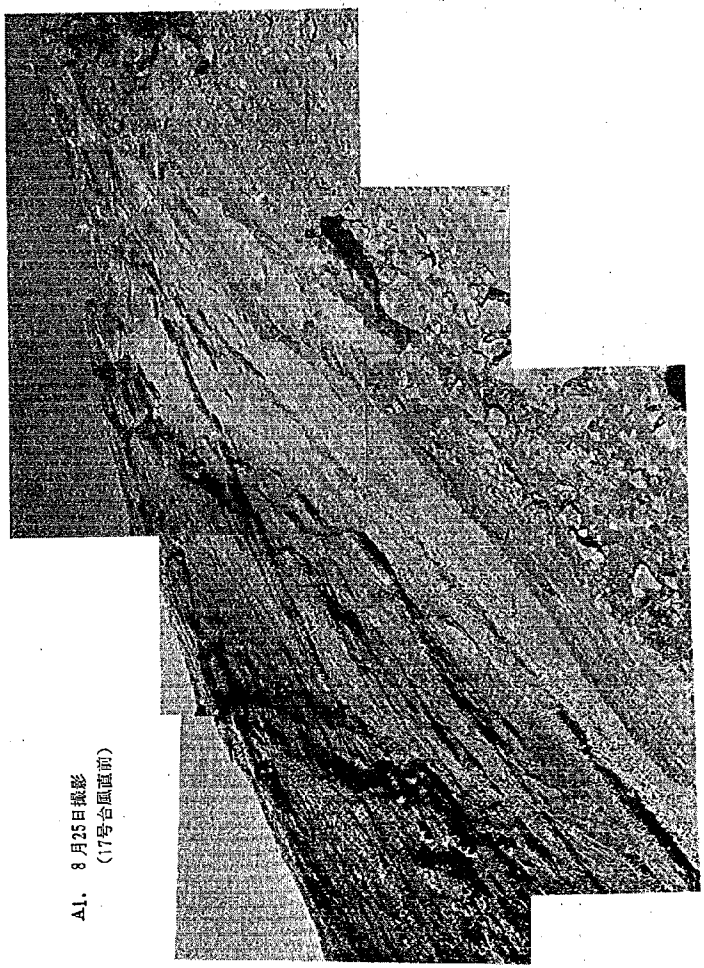
まえがき

本年度の研究は大沢谷頭部の崩壊の実態及びその基礎条件の把握、谷底部における砂礫移動の解明などを目標に、昨年7月より本年2月迄の間に6回の現地調査を実施し、そこで得られた結果に許された範囲内で慎重に検討を加えたものである。調査の方法は前者の目標については概括的な地形、地質調査を行つた後、夏季から厳冬期にかけて数回にわたる（延べ約30日）現地観察及びそれと平行して写真撮影を実施して諸変化の過程を検討し、後者の目標については観察と平行して谷底の数地点で堆積物に塗装する仕事を実施し、それらの塗装砂礫を追跡指標として砂礫移動の問題に種々の検討を加えた。しかしこの種の問題の実態及び意義づけは、種々の条件のもとにおける長期の観察及び測量を実施することによりはじめて明らかにされるものであり、今回の調査で得られたものはある限られた断面でみられた結果にすぎないとも言えよう。そこでこの報告では事実を記載することに重点を置き、それらの意義づけは次年度以降の資料とあいまつて慎重に検討することにした。

486

A. 海抜高度約2800mから3500m附近の大沢谷頭部の変化

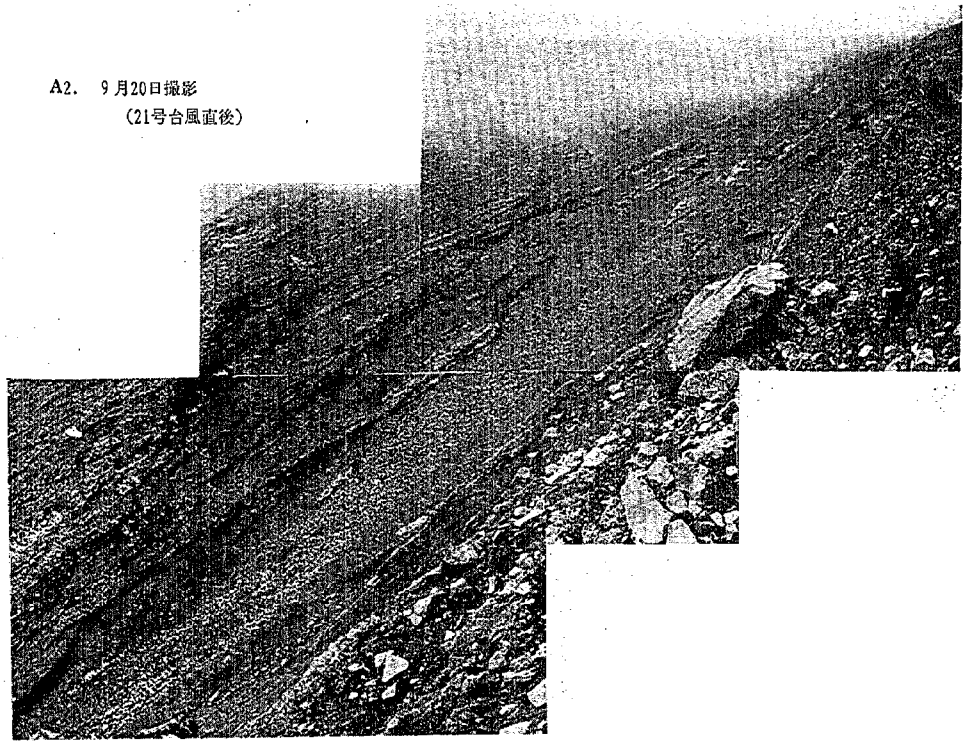
（左岸より右岸をみる）



A1. 8月25日撮影
（17号台風直前）

487

A2. 9月20日撮影
(21号台風直後)



3317

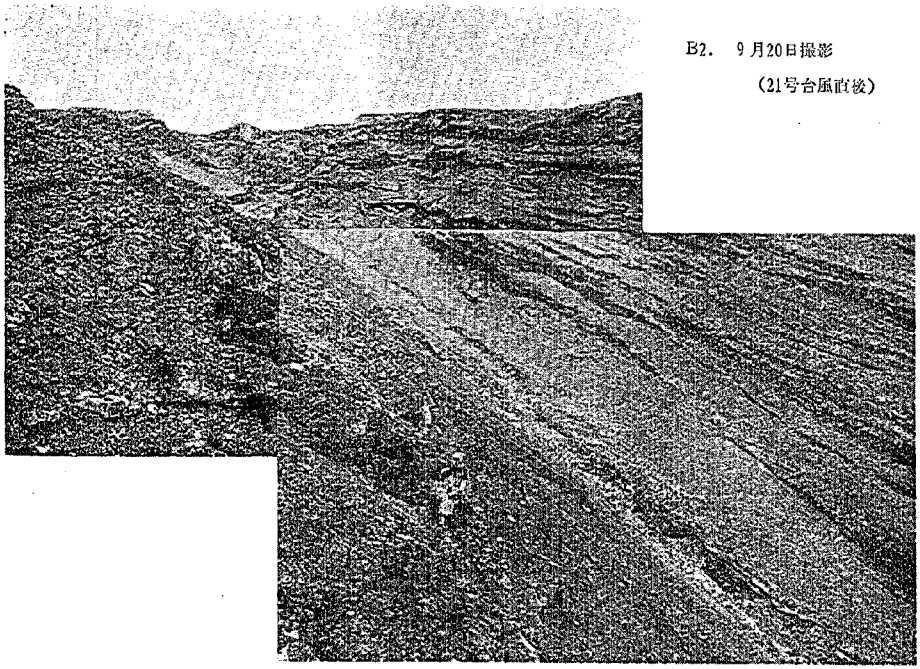
B. 海抜高度約2750m以上の谷底部の変化

（右岸より左岸をみる）



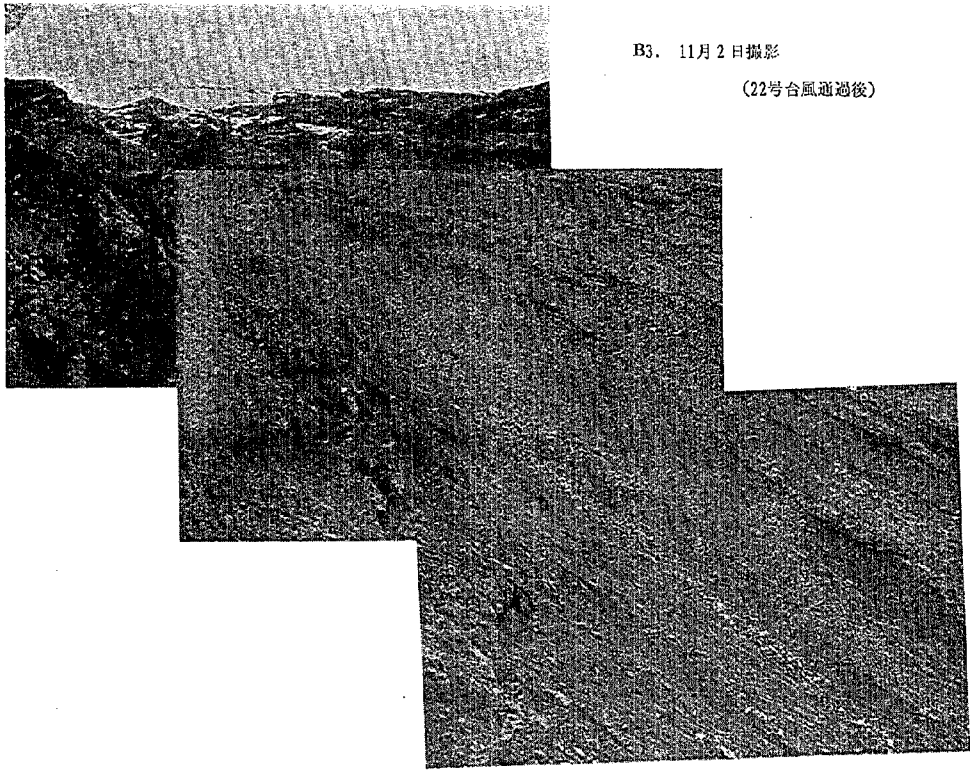
B1. 8月26日撮影 （17号台風直後）

489



B2. 9月20日撮影
(21号台風直後)

490



B3. 11月2日撮影

(22号台風通過後)

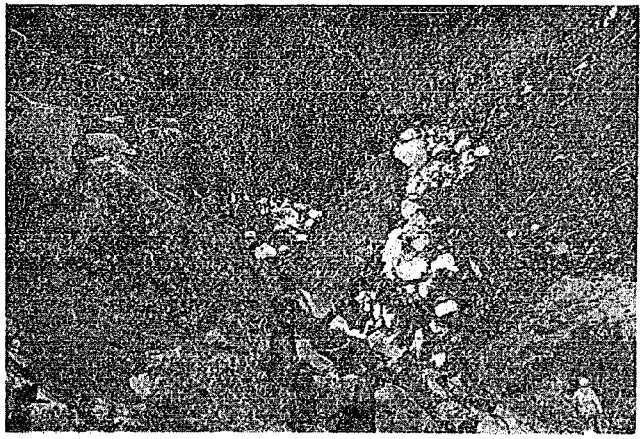
C. 御中道渡し場附近の著しい堆積物の変化



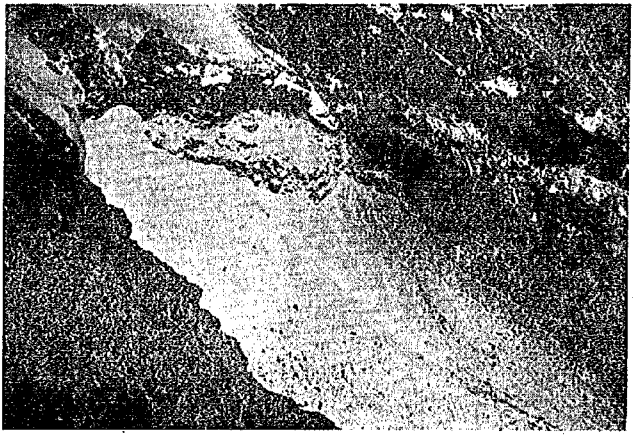
C1. 8月25日撮影



C2. 9月21日撮影 (17号および21号台風通過後白いのは路装跡)



C3, 11月3日撮影 (22号台風通過後)



C4. 34年2月22日撮影

493

I 大沢を中心とした地帯の地形および地質の概況

1. 大沢の地質について

富士山全般の地質に関してはすでに津屋委員の詳細な研究がありまた，大沢を中心にした地帯の地質に関しても現在津屋，望月両委員およびその他の諸氏により当委員会を通じて研究がすすめられているので，詳細な記載はそれらに譲ることにする。そしてここでは，地形とともに砂礫の生産，運搬，堆積に関連する要素としてのみ取上げることにする。

大沢は地形および地質などの基礎的条件の性格からみて，大滝より上流部，大滝～岩樋末端部の間およびいわゆる大沢扇状地の三つの区域に大別できる。

谷頭～大滝間は主として玄武岩の熔岩および岩滓，火山灰等の火山砕屑物の互層よりなり，標式的な成層火山をなしている。熔岩は薄いものでは数10cmから1m程度のものもあり，特に御中道から上流部の谷壁では，二，三十枚の熔岩層が数えられる部分もある。

谷頭部附近では放射状の岩脈が成層した熔岩および火山砕屑物の互層を切つて露出し，それが斜面の崩壊を保護している場合がある。ところでこの区間で注目すべきことは，大滝～御中道間には熔岩層又は火山砕屑物層を切つてかつて浅い谷が形成され，その上に熔岩が流入したようにみえる箇所が現在の谷中の露頭に存在し，また御中道より上の海抜高度3300m附近では最表部に近い熔岩が谷中に一部垂れ下り，或いは谷頭部の近くで下部の熔岩を切つた面上に流れた熔岩流が侵蝕から取残されて谷中に存在する部分がある（写真1）など，現在の大沢形成に先立つて低所（又は谷）の存在したことを暗示するいくつかの事実があることである。これらの事実は大沢の成因および発達に関する基礎的考察をすすめる上に興味深い材料を提供している。なお新しい谷底の堆積物に関しては地形の項でまとめてふれることにする。

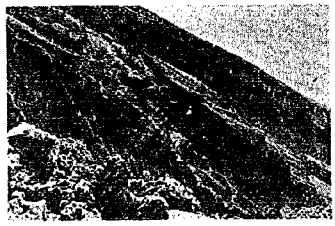


写真1　高度3500m附近，下部の熔岩を切つた面上に流入した熔岩

大滝から下流の扇状地（飯島氏等は堆積物が比較的薄いことから大沢氾濫原と呼んでいるが，この表現に関しては筆者等も異論はない。しかし記載の都合上，また筆者等の調査がこの部分に関しては充分でないので，一応従来通り大沢扇状地と呼ぶことにする。）の扇頂に至るまでの間は，大滝より上方のものに比して相対的に古い熔岩流が露出する。河床部は新しい堆積帯以外はほぼこれらの熔岩によつて構成され，所々侵蝕によつて，下位にあたる熔岩が露出している箇所もある。大滝下流300m附近にはやや古いと考えられる礫および砂の乱雑な堆積物が，段丘状をなして存在しているが，今のところその性格はまだ充分に判明していない。通称横崩れの（崖右岸）には集塊質の堆積物の露頭がみられるが（写真2），この堆積物はここでは成因的にみて上部層と下部層に分れるようで，下部層は火山泥流ないしは熱雲的な成因による一次的な火山角礫岩と考えられる（炭化木などの混入もみられる）。その上面はかなり起伏を持ち，その地形面に沿つて薄い黒色の火山礫層が覆つている。この火山角礫岩と火山礫層とは北山林道支線が大沢を横切る附近にも露出し，さらに扇状地の扇頂部附近に存在する火山角礫岩およびその上部の火山礫層に連続するものと考えられるが，未だ詳しい追跡は行つていない。上部層は下部層に対してアバットするようであり，それは堆積相からみて水流の影響の下に堆積した二次的堆積物と考えられる。



写真2　横崩れの露頭
下部の火山角礫岩と上部の二次的堆積物およびその間の火山礫層の関係を示す。

494

大沢扇状地の部分は調査が充分ではないが、現在までの観察事項を簡単に記載すると次の如くである。まづ扇頂部附近の周辺には火山角礫岩の露出がみられるが、これは上部と下部に分れるものらしい。上部は前記した横崩れ附近の火山角礫岩に連続するものかも知れない、下部は津屋委員の研究による古富士の集塊質泥流に当るものと考えられる。これらを覆つて一部では火山灰ないし火山礫層が存在し、その上に主として現在の大沢流路の北側では古い扇状地堆積物をのせているのがみられる。（写真3）現在の大沢扇状地はこれらのものを切つた部分に存在し、その中に新しい扇状地堆積物を堆積しつつある。しかしこの新しい扇状地堆積物もかなり薄いもののようで、下流の上井出部落附近では古い凝灰質の堆積物が河床に露出している部分もみられる。

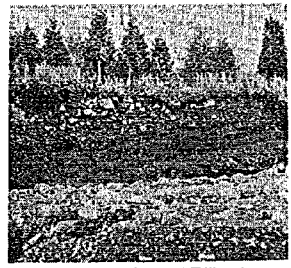


写真3　大沢扇状地の扇頂部附近
最上部に古い扇状地礫層その下に火山礫層がありさらに下位に火山角礫岩が露出する。

2.　大沢の地形について

大沢の地形で特徴的なものは、その大規模な侵蝕景観である。大沢に限らず富士山の放射谷は、火山の原地形の急傾斜に支配されて、その勾配が全般的に大である。（附図1別添）しかし大沢はその中でも特に傾斜が大で、ことに中下流を他と比較するとこの傾向が著しい。このことは谷壁の崩壊、砂礫の運搬に反映して、大沢における侵蝕量を著大ならしめ、大沢が他と比べて著しく大きな面的広がりを持つようになつた要因の一つをなすものと考える。

また海抜高度の大きな部分では厳しい気候条件をもち、森林限界以上の裸地の部分も多いので、激しい機械的風化作用に基づく侵蝕が旺盛に働くようになる。

谷頭～大滝間は地形的にみても傾斜が最も大で、大滝下流との間にかなり著しい傾斜変換点があり、多くの熔岩流の分布状態からみても一つの成層火山錐をなしている。しかし大沢の侵蝕状況からみると、この区間はさらに谷頭～御中道間、御中道～大滝間に細分して考えるべきである。

谷頭～御中道間は谷の規模が最大で、谷壁の崩壊が最も激しく、大沢の砂礫の大部分を生産する区域である。多くの熔岩とその間に介在する火山砕屑物を切つて急崖が形成され、この谷壁を作る熔岩、砕屑物が崩落することによつて岩屑が谷底に供給される。谷底部は大部分この岩屑におおわれるが、一部には熔岩が露出していわゆるナメを形成している。

次に現地調査による資料と空中写真の判読とを併用しながら地形分類図（附図2別添）を作成した。この詳しい解説は次章に譲るが、ここで使用した地形の分類の主要なものはA、崩壊斜面（A_1、崩落斜面…谷壁が表面砂礫の安息角以上の傾斜をもつているために非常に安定性を欠き、遊離した砂礫は常に重力によつて崩落する Potentiality を支えられている。A_2、匍行斜面…崩落斜面よりやや傾斜が小さく、崩壊して生じた岩屑は大部分が斜面上に一時的に止まつて、次第に下方へと匍行するような斜面）B、植生の入つた谷壁斜面（これは前者に比べてより安定度が大きく、植生が侵入している場合が多い。現在連続的な崩壊はみられない。）C、火山原面（一応火山原面として谷壁と明確に区別される部分）D、谷底部（岩屑の堆積物によつて埋積された部分と熔岩の露出している部分とに分たれるの四要素であり、以下これに基づいて記載する。

さて谷頭～御中道間は図示したように、谷壁はほとんど崩壊斜面よりなつている。海抜高度約3000m以上の谷頭部は前節にのべた熔岩流ののつた斜面以外はほとんどすべて崩落斜面であり、急速な谷壁の後退を行いつつあるが、前述の放射状岩脈が斜面の表面を保護している箇所では、急傾斜であるにもかかわらず激しい崩落はほとんどみられない場合がある。これは熔岩の節理と火山砕屑物層の介在、ことに後者の存在が崩壊におよぼす影響の大なることを物語るものであろう。海抜高度約3000m以下では左岸側がおおむね崩落斜面であるのに対し、右岸側は大部分が匍行斜面となつている。このような谷壁斜面の性格の非

495

対称性は地形学的に興味ある問題ではあるが、これを詳しく論ずるだけの資料は未だ得られていない。谷底部は崩落して谷底にまで達した岩屑と谷壁から崖錐状に連つた岩屑によつて覆われる部分および熔岩の露出した部分（ナメ）があるが、ナメの部分の下端は洗掘された遷急点が生じている。このような滝の下には、砂礫が一時的にかなり堆積するポケツトが形成されている。

御中道～大滝間の谷壁は一部の前行斜面を除いて植生の入つた谷壁斜面より成り、そこでの岩屑の生産はその上流に比べると無視しうる程度に少い。この区間の谷底はナメの部分が多く、そこでは洗掘を受けて各所に滝を作つている。堆積物は一部を除いて滝の下に点在するのみであるが、その量は極めて少く、上流で生じた岩屑が急速に通過してしまう区域となつている。大滝上400m通称見晴台附近から大滝上までの河床傾斜はそれより上流に比べて多少小さくなり、見晴台直下には砂礫が小段丘状をなして堆積し、この部分が御中道～大滝間における主要な堆積帯となつている。

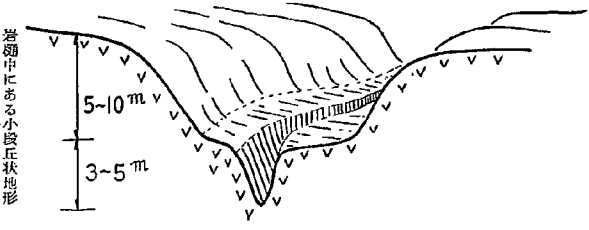
大滝～岩樋末端部に至る間は河床傾斜および火山原面の傾斜がともに急激に減じ、大滝より上流と比べてかなり著しい対照をなす。これはこの地域が基盤の地形（古富士のものと考えられる）に大きく支配されていることを暗示しているようである。ところでこの区間は地形および砂礫移動などの点からさらに大滝～北山林道支線間および北山林道支線～岩樋末端部の二つの区域に分けることができる。大滝～北山林道支線間は河床がやや広くなり、ナメの部分と砂礫の堆積した部分（その間には小遷急点が存在する）が交互に現われる。一部には火山原面を切つて前節に記したやや古い段丘状堆積物が存在している。火山原面と河床との比高は5～30m位で、場所によつてかなりの差がある。砂礫は小段丘状をなして堆積している場合が多い。このことはすなわち、異常な強雨時には砂礫は土石流的形態をとつて大規模に流下し、それが緩勾配の河床に堆積した後の出水によつて段丘化したものと考えられる。

大沢が切る火山原面表部が横崩れにおけるような火山砕屑物よりなる部分では、側侵蝕も強く働き、それにともない崩壊の発生をみる箇所もある。このように大滝～北山林道支線間は細かい侵蝕区と堆積区が交互に隣接しているが、時間の尺度を現在に限つて、且、大沢全体の位置づけからみれば、運搬を主体にした一時間な堆積区と云えよう。

北山林道支線～岩樋末端部に至る間は、通称岩樋と呼ばれているように、谷底がほとんど熔岩よりなり、その間には細かい遷急点が多数みられる。すなわち所々で熔岩が侵蝕を受けて滝を生じ、その下流が堆積区となつているところもあるが多くの部分では熔岩中に狭いトレンチ状の河道を形成し、砂礫はあまりみられない。後に記すエナメル塗装礫による測定によつても明らかな如く、この区域では砂礫は急速に運搬され、下流の扇状地にもたらされるのである。

なおこの部分の微地形で特徴的なものは、一見して小岩石段丘状をなす地形が谷中に存在することであろう。すなわち第1図に示すように場所によつて多少差はあるが、火山原面とそれより10～15mの比高をもつ河床との間に、河床からの比高3～5mのところに熔岩流を切る小段丘地形が存在する。この上には多少の礫があつて植生もみられ、新鮮な水磨の跡は認められない。恐らく増水時には冠水するであろうが、それも極めて一時的なもので、その際多少の礫をかぶるであろう。

第1図　岩樋中にある小段丘状地形



この小段丘がどのようにして形成されたかは興味ある問題の一つであるが、今のところその成因は充分に判明していない。また現在のような岩樋の状態が出現したのは明治以降のことで、極めて新しいという聞込みも一部で得たが、その言は以上のような地形の存在からみて疑わしい点があり、さらに過去の記録

496

を蒐集し、それに慎重な検討を加えることが必要であると考える。

岩樋を作つている熔岩は高度約900m附近でみられなくなり、大沢の流路は急に開けて大沢扇状地となる。扇頂部では前述の火山角礫岩を切つて、5～10mの崖によつて河床が火山原面と境されている。この崖は西方下流部に向つて次第に低くなり、約750m附近に至つて消滅し、扇状地堆積物が広く拡がるようになる。扇状地はかつてはより北側に広がつていたものらしく、右岸側の崖には火山角礫岩の上に古い扇状地堆積物が露出する所があり、空中写真上でも古い乱流の跡を指摘することができる。

扇状地上には多くの乱流の跡がみとめられ、出水ごとに流路の変遷があつたことを示している。1～2mの比高をもつ現河道に接する部分は植生も侵入して砂礫の移動は顕著ではない。しかし出水時の河床変動は2～3mにおよび、漂砂は岩い植生の根部を没しているのが観察できる。扇状地は上井出附近で終るが、この扇端部に近く扇頂部と同様、河道が地表面を5mほど切込んでいる。河床横附近では、扇頂部の火山角礫岩に連続するものと思われる凝灰質の基盤の露出が河床に近くみられる。

Ⅰ 崩壊の状況と砂礫の移動

前章で概観したように、大沢谷頭部の海抜高度約2400m以上の斜面は、急傾斜と気候条件とに基いて絶え間なく崩壊し、その物質は主として集合運搬の形で下方に移動している。崩壊が継続的に行なわれ、いわゆる免疫性という現象のみられない点、物質の運搬が極めて急速に行なわれる点は、本邦の山崩れのうちでも、極めて特殊な性格といえるであろう。

大沢の発達史を考察するに当つての一つの立場は、沢沿いに分布する段丘状の砂礫堆や扇状地の堆積物の性格、あるいはこれらと火山噴出物との関係などに基いた地質、地形学的なアプローチである。しかしながら、具体的な侵蝕の機構を知るためには、現在の砂礫移動の実態を把握することが基本的に重要である。後者は前者に対して、いわば微分的な関係にあり、地形学的考察においてのみならず、治山、治水の対策上の基礎資料としての意義を有すると考えられる。

しかしながら、崩壊や砂礫移動を知る方法は、量的には勿論のこと、質的にも系統的に企てられたものはこの地域については皆無であつた。最近ようやく扇状地における定期的な縦横断測量から、河床変動の実態が明らかにされつつある。このような不利な条件のために筆者らは極めて基礎的な段階から出発するのを余儀なくされた。

33年度において、具体的な崩壊および砂礫移動に関し筆者らの行なつたこの第一段階の調査方法とは大きく要約するとほぼ次のとおりである。

(イ) 33年度は4回の台風による出水で、斜面と河道に特徴的な侵蝕、堆積作用がみられたが、この出水時の状況と、これによる微細な地形変化とを6回に亘る定期的な観察と写真撮影によつて把握したこと。

(ロ) エナメルで塗装した砂礫を追跡指標として砂礫移動の調査を行なつたこと。

なおこれから得られた知識は、次年度以降のより充実した調査によつてあるいは改めなければならない部分も生ずるであろう。このような限界を念頭に置いて、以下筆者らの観察し得た事項を述べることにする。

1 砂礫の供給

1.1 谷頭部斜面における崩壊の素質的条件

一次的な砂礫の供給源の主要なものは、火山原面を約100mも下刻した海抜2400m以上の谷の急峻な崩壊斜面にある。ここにおける崩壊は第一に傾斜と斜面長が極めて大きいことと、しかもそれが熔岩と火山砕屑物の互層という脆弱な構成物質より成ることに由来する。

谷頭部の大沢崩れの地形自体、巨視的にみれば一つのまとまつた地形単元であるが、現在における砂礫供給源としての Potentiality と崩壊物質の移動様式の点に関しては、各斜面間に、微細な差異が認めら

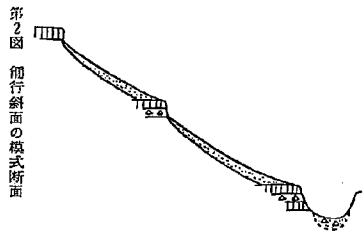
497

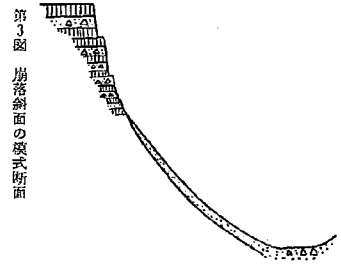
れる。

これらの点を基準にして、斜面を区別すれば次の通りである。　(附図2参照別添)

- A 崩壊斜面
  - A_1 活潑な崩落斜面
  - A_2 匍行斜面
- B 植生の入つた谷壁斜面
- C 火山原面
- D 谷底部

A_1 **崩落斜面**（第3図）これは大沢崩れの各斜面のうち、最上方に位置する。十数枚の熔岩と火山砕


第2図　匍行斜面の模式断面


第3図　崩落斜面の模式断面

屑物とを切り、しばしばオーバーハングする急崖と、その下方の急斜面とを含めたこの斜面は、斜面下部が極度に侵蝕されて生じた最も不安定な斜面である（写真A_1参照）。このように力学的に不安定な形態を有することが、ここにおける崩壊の量と形式を決定する第一義的な条件である。これに加うるに、lovasheet 自体に節理や、二次的な割れ目が発達していることが不安定化を助長し、更に loose な砕屑物の洗掘に伴なう上部熔岩の不安定化が、崩壊に素質的条件を提供している。後記のように大沢崩れの最も特徴的な崩落が、ほぼ無霜期を通じて卓越し量的にも最大の供給源となつている。現在最も活潑な箇所は数箇所を数え、原面に深く喰い込んで、崩落は集中的に発生している。（附図2参照別添）

A_2 **匍行斜面**　大沢右岸ダルマ石（2700m）附近に代表される斜面は第2図にみるように、比較的緩かな30°前後の傾斜を有して比高の大きな急崖をともなわず薄く岩屑がのつている。（写真4）この斜面は左岸側に比して右岸側によく発達するが、これは斜面を構成する各熔岩層の物理性ならびにそこに働く斜面の向きと関連した営力（日照、雪霜作用など）の差が結合して生じたものであろう。この斜面上の砂礫は、小崖や斜面自体から供給され、量的には一般に細粒の岩滓質のものが多い。年間を通じ比較的活潑な匍行が卓越し、季節によつては、雨洗と霜蝕および雪の匍行も侵蝕を加速せしめる。なお斜面としての安定度は崩落斜面に比してはるかに大きい。


写真4　ダルマ石近傍の匍行斜面

B **植生の入つた谷壁斜面**　御中道附近より大滝附近までの大沢に臨む30°～40°の傾斜をもつ斜面は、表面に薄い土壌を生じ、カラマツ、モミ、シラベなどの植生に覆われて、現在活潑な侵蝕はみられない。しかし、これは斜面の構造からみて、過去に上流部と同様崩壊の反覆によつて形成された斜面で、河床の下刻が上流ほど著しくはなく、従つて崩壊の頻度も小さいことと、植生の侵入にも比較的恵まれた条件のために、安定化したものと考えられる。

口碑によると、中道の渡し場は明治初期迄現在位置から比高400mの高所にある一の越と呼ばれる箇所

498

にあつたと伝えられ、現在もその位置に廃道の跡や石碑（雲切不動岩）があつてこのことを裏書きしている。現在、一の越の斜面は極度に崩壊し、かつての面影を留めていないが、当時は植生もあつて、比較的安定した斜面であつたことが推定されるのである。

このような経験的事実からも、植被のある谷壁斜面は、現在旺盛な砂礫の供給源ではないが、大地震あるいは異常な強雨などによつて崩壊が誘発される可能性は決して小さいものではないと考えるべきである。

C **火山原面**　大沢附近の森林限界は富士山体のうちで最も高く2900～3000mに達する。これ以上の火山原面には砂礫移動の比較的少ない部分に、イワタデ、カヤなどの草原が発達するが、それもきわめて断続的であつて、砂礫移動の制御にはほとんど無力である。傾斜37°に達する高山帯の急斜面では風雨、あるいは霜が砂礫移動の主要な営力である。

森林限界以下の斜面は、いずれも砂礫の最大安息角以下の傾斜で、さらに植生による保護もあつて重力的移動の効果は極めて小さく最も安定した斜面である。

D **谷底部**　御中道以上の谷底部は、比較的細粒の崩壊物質からなつた崖錐によつて、崩落崖に接している。崖錐は、観察によると、巨礫を交えた物質が崩落する場合岸壁などの軽い物質が重さにより淘汰されて生ずる。しかしこの崖錐は本流沿いに流下する水流や土石流に伴つて、絶えず変形し極めて短命な地形である。

谷底部は細かにみると、絶えず変形しているが、基本的には熔岩と火山砕屑物との互層に従い、熔岩のナメ－流―堆積物―熔岩のナメ…の反覆からなり立つている。谷底における堆積物の移動は第2節以下に記したように、極めて急速に行なわれる。これは谷底傾斜が大であること（附図3別添）のみでなく熔岩のナメの部分の粗度が非常に小さいことも一つの要因である。

1.2　崩壊の誘因とその実態

崩壊は以上のような素質的な特徴をもつ各斜面と、降雨、日射、風、霜、雪など直接砂礫を移動させる外営力とが複雑に結合して発生する。ここでは、無雪期間に主として崩壊現象がみられるけれども、その発生に関係する営力相互の組み合わせと、各々のウエイトの大きさは季節、時間などの諸条件によつて異なり極めて複雑である。ここでは筆者らの観察し得た現象のうち、いくつかの特徴的な崩壊状況を記述するにとどめよう。

a **夏季の晴天時**　崩落の形成をとる移動が著しい。日中の強烈な日射によつて物質が乾燥し、特に充填物である岩滓、火山灰などの細粒物質が乾燥して、粒子間の粘着力を失なうことによつて連続的な崩壊を生じ、不安定化したブロックの剝脱、崩落が起る。僅かに一個のブロックの崩壊もそれが契機となつて他を誘発し、砂煙をあげ豪然谷壁にこだまして崩落を移行する（写真5）。この際、最初の転移の条件は、風あるいは霜の融解、近接した崩落による衝撃など、極めて僅かな震動であるらしい。

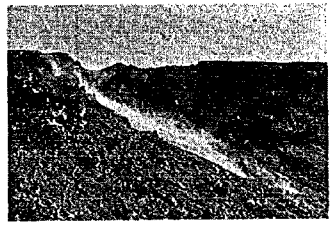


写真5　1958年9月20日午前11時
砂煙をあげて斜面を落下する崩壊物質

崩落物質の大きさは、斜面を構成する物質の風化の程度、節理の疎密などに左右されるが、崩落の初期には数メートルにおよぶ巨大なものが多い。これらは転落するにつれ、周囲の物質と摩擦し合い、またナメの河床に衝突して粒径を減ずるが、一般に摩擦による減少よりも、ナメとの衝突による分解が多いもののようである。中道附近に累々たる巨礫は新鮮な断面をみせ、縁はナイフエッヂとなつている。（写真C_1参照）

崩落物質は、その供給源の位置にもよるが、一般に一の越（海抜2800m）から最大御中道渡し場附近まで崩落し、そこで急激な移動を停止して一旦谷底を埋める。御中道附近の河床傾斜は25°内外であり、こ

499

れ以後の運搬はある程度の媒体を必要とする。

b 夏季の降雨時 降雨強度が小さい時は、地表構成物質が非常に Porous であるために、水は急速に浸透して表流水を生ぜず、砂礫の移動に与える影響は無視し得る。むしろ降雨は粒子間の粘着力を強めるのに役立ち、崩壊の頻度は減少する。

降雨強度がかなり大で、表流水が生じる程度なら、側行斜面や崖錐には、浅い雨裂が刻まれ、時に微小な土砂流が発生する。しかし崩落の頻度はむしろ少なくなる。

降雨強度が台風時のように著大である場合には、大規模な土石流的な斜面崩壊が生じると考えられがちである。しかし33年の諸台風時の観察のみでは、豪雨を斜面の崩壊の主要な誘因として評価するにはいささか資料不足の感が深い。例えば、最も強度の大であつた17号台風の際の斜面の変化は、河床の堆積物の変状に比して必ずしも著しくはなかつた。僅かに右岸の側行斜面において、火山砕屑物に植生が入つてやや透水性の小さいと思われる部分では、伏流水の流出があつて、小崩壊地を生じている。斜面の変状はこのような程度にとどまる。（写真6）これは崩壊地上部の平滑な斜面では、地形と地質構造質の関係から大量に集水し難いことによるものであろう。これに比して、集水する谷底部での土石の移動は、ある場合には極めて顕著である。この場合、岩滓などのエマルジョンの状態になり易い細粒物質が移動の主体となり、巨礫はこの比重の大きな土石流に巻き込まれて移動するものと考えられる。降雨強度の最も大であつた17号台風時には中道以上の谷底部で巾約5～10m深さ2～5mの溝が数百メートルに亘つて一挙に生じた。（写真B1参照）その状況からみて崩落崖から崩落物質がそのまま土石流として一挙に下降したのではなく、主として谷底附近に二次的に堆積していた物質が土石流となつて移動したものである。特にこの際谷底部に存在した残雪が強雨に融解したことが土石流発生に重要な役割を果していると考えられる。

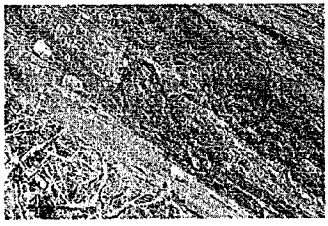


写真6 1958年8月26日
17号台風通過直後生じた小崩壊
（ダルマ石下の側行斜面）

2 砂礫の運搬

2.1 水 流

大沢の河床は無数に節理の入つた lovasheet や、Porous な火山砕屑物や二次的堆積物より成るため、極めて滲透性が大で、源流から下流扇状地末端まで全河道に亘り通常時は水流はみられない。水流は降雨強度がこれらの物質の滲透能を上回る場合にのみ発生する。

33年11号台風時の現地の人の観察では、量的には測定しなかつたが、降雨の時間的配分と水位の変化とがほとんど一致していたという。また11号台風後2日目の豪雨（最大時雨量22mm/h）の際、林道横断点附近の観察でも、流量の増減は急速でしかも細かな降雨強度の変化によく一致していた。17号台風の際の減水の状況はこれと異なり、増水期間が降雨終了後3～4時間後まで引きつづいていたことを確認した。

このような極めて単純な—しかし火山体の侵蝕谷に特有の—流出形態を量的に明かにすることは極めて重要な課題である。降雨の条件と流量図の形との相関を明らかにすることは砂礫移動のメカニズムを追求する上で深い意義をもつ。

2.2 33年夏季の出水時の砂礫移動の観察

谷底における急激な砂礫の移動が、最も特徴的に現われるのは豪雨時の増水の際である。33年夏の調査の際に筆者らは4回に亘る台風の影響を観察し得た。調査期間中に遭遇したり、通過直後に踏査を行なつたりして、侵蝕、堆積の結果としての河床変化の一端を観察することができた。

500

洪水による砂礫移動の実態を数量的に追求するには、未だ細密な調査を必要とする段階である。ここで記述する各台風による現象は、より長期に亘つて砂礫運搬を詳しく検討せねばその位置づけは可能とならないであろう。ここでは岩棚末端部より上流部の比較的狭い谷底部の問題にしぼり、扇状地部での河床変化の実態は静岡県河川課で行なつている継続的な実測の成果を加えて、後に詳しく検討を行なう予定である。

第 1 表

十一番事業所における台風時の降水量観測結果

		日雨量	最大時雨量
11号台風	7月22日—23日	217mm	27.5mm/h (23日 4.00—5.00)
	24日—25日	147mm	22.0mm/h (24日 17.40—18.40)
17号台風	8月25日—26日	212.6mm	44.5mm/h (26日 5.00—6.00, 7.00—8.00)
21号台風	9月17日—18日	184.8mm (降雨は17日19.15—18日900に集中)	30.1mm/h (18日 4.30—5.30)
22号台風	9月26日—27日	189.7mm	28mm/h (26日 21.40—22.40)

a 11号台風の影響 この際の調査は7月23日台風通過直後に開始したが、その後3日間停滞前線による豪雨のためかなり制約を受けた。しかし豪雨時の出水状況およびそれの砂礫移動に対する影響を観察することができ極めて裨益する所が多かつた。

この際の増水は極めて僅かで、河況の変化はほとんど認め得なかつた。たとえば中道附近における24日から25日の激しい降雨時の観察においても表面流は僅かにナメの部分にみられるのみで、堆積物よりなる部分ではほとんどみられなかつた。また横崩れ附近の段丘化した堆積物を切る部分では、最低河床から約50cmの位置に白いエナメルで目印をした径10cmの小礫（台風通過前からおかれてあつたもの）が、原位置を変えなかつた。この事実から最大出水時の水位はこの部分で50cmに達しない値であつたことが判る。24日正午では北山林道支線附近で水深20cmで、流水は砂を含んで著しく黒褐色を呈していた。細粒の物質は浮遊して移動し、礫は径5cm内外のものまで転動するのがみられた。特にナメの部分では河床摩擦がきわめて僅かで、軽く転動しながら非常に急速に移動する。細かな遷急点では急速に滑落した後淵壺のやや下流に打上げられ、そこに一旦堆積し再び水流で運ばれて行くというように移動、堆積を反覆しながら運ばれていくのがみられた。

なお他の台風時に比べて出水が比較的少なかつた理由は降雨強度が小さかつたことのみならず、11号台風襲来前異常渇水がつづいたことによる浸透能の増大も考慮すべきであろう。

b 台風17号の影響 8月23日より5日間に亘る第三回調査期間中筆者らは大沢休泊所において17号台風に遭遇した。この際33年度において21号台風とともに最も著しい河況の変化がみられた。まず前述したように御中道より上流部の谷底堆積物は溝状に侵蝕され、（写真G）下位の残雪の大量の融解をともなつて、また御中道附近の変貌も写真C_1およびC_2の対比によつて明らかなように著しいものがあつた。

17号台風直後の26日午後ダルマ石附近からの遠望では、横崩れ附近や、扇状地において茶褐色の濁流が流下しているのがみられた。なお北山林道支線の河床横断点附近にあつた加瀬沢建設の飯場では26日朝目測3mの比高をもつ土石流の通過を確認したとのことである。

c 台風21号の影響 21号台風通過後の9月19日—24日に第4回調査を谷頭より扇状地に至るまでの全区域にわたつて行つた。

御中道より上流部の谷底部の状況は、前回の観察とほぼ同様で、著しい侵蝕、堆積の跡はみられなかつた。大滝以下の部分では、17号台風の影響の観察は行われなかつたので、第4回調査で明らかになつた河況の変化は17、21号両台風による変化の積算された結果である。たとえば各所に点在する小段丘状の砂礫

堆は、その崖端が侵蝕されて平面形を変え、一方崖の比高は上流からの流下物の堆積によりかなり低減した。また河幅の広い部分では流心の移動が目立つている。たとえば横崩れ上流の堆積部では流心の右岸から左岸への移動がみられた。その他岩塊中の堆積状況も一変し、樋状の溝の中に比較的細粒の物質が堆積して、部分的には少くとも2mの河床の上昇をみた。加嶺沢建設の飯場においては9月18日早朝目測1.2mほどの比高をもつ土石流を確認している。一般に出水は17号台風時よりも少なかつた模様である。

なお22号台風の影響については、次節に詳述する。

2.3 22号台風（狩野川台風）出水時の礫の移動調査

9月19日—24日第4回調査の際筆者らは砂礫移動の状態を知るため数地点において河床堆積物の塗装を実施した。この直後22号台風の襲来をみ、その影響による砂礫移動の状況を、この塗装礫の追跡によつてかなりの程度明らかにすることができた。

a 塗装の方法 まず第一に塗料を選択するに当つては、気候的に厳しい条件にさらされるため、耐候性や速乾性の点で材質的な考慮を必要とした。そしてこの条件に適合するものとしてフタル酸樹脂エナメルを用いた。色は追跡の際識別し易いことと、耐候性の見地から白（チタン白）、黄（黄鉛）、インターナショナルオレンヂ（クロムバーミリオン）の三色を使用した。

次に塗装具であるが種々検討の結果園芸用噴霧器を採用した。塗料の濃度はこの器具を用いての予備実験の結果、塗料とシンナーの比を2:1とした。使用した塗料の総量は約120kgに達する。

塗装はその附近において最も代表的な砂礫構成を示すと考えられる部分を対象とし、その範囲は平均して幅3m、長さ20～35mに亘る吹付けは出来うる限り全面におよぶように行ない、塗装の状態は礫に関しては極めて良好であつた、しかし細粒物質やPorousな熔岩片の塗料の附着状態は不完全な場合が多く、従つて細粒物質の追跡を完全に行なうことは不可能であつた。

なお塗料の選定および塗装については色材協会副会長藤沢乙三氏の技術援助に負うところが甚だ大である。また塗料製造に当つては日本ライヒホールド株式会社、日本無機化学工業株式会社、太洋塗料株式会社の御援助を得た。ここに記して深く感謝の意を表する次第である。

b 塗装地点 （附図2参照）

Loc. 1 タルマ石北側 海抜高度2700m、傾斜面28° の御行斜面、長さ33m、幅平均2mの範囲にインターナショナルオレンジエナメルを一様に塗装した。その位置から言つて砂礫の下方への追跡は危険をともなうので、ここでは塗装部のその後の変形を観察することにより、御行斜面上の砂礫移動の追求を行なつた。

Loc. 2 御中道渡し場より約10m上流の地点、海抜高度2400m、小滝下のポケツト、長さ15m、幅4mの範囲に白エナメルを塗装した。この部分は熔岩の一次的な崩落物と考えられる角礫質の巨礫が大部分を占めている。

Loc. 3 三の越のナメ、海抜高度2250m、長さ25m、幅50cm、ここでは刷毛で塗装したエナメルの消失状況により、ナメに対する削磨の程度を知る目的で行なつた。（写真7）

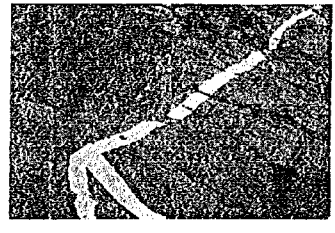
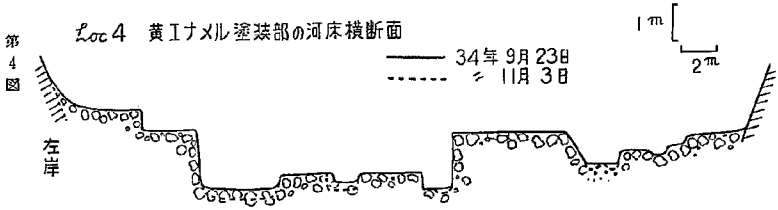


写真7 三ノ越のナメ上のエナメルの塗装とその後の変状（11月3日）

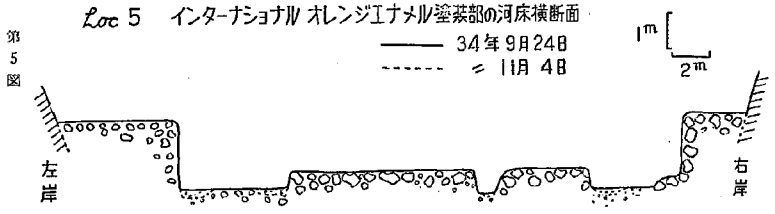
502

Loc. 4　大流下約30m、平均河床傾斜6°、長さ36m、幅2mの範囲にわたつり黄エナメルを塗装した。この部分は17号および21号台風によつて大量の砂礫の堆積が行なわれ、砂礫堆を形成した。物質は熔岩の粗大な亜角礫質のものが多く、特に高まつた部分では径1m以上の巨礫が大半を占めている。通常の出水時の水流は幅2～4m、深さ1m内外の4本に分岐した低所を流れる。（第4図参照）

第4図　Loc 4　黄エナメル塗装部の河床横断面



第5図　Loc 5　インターナショナル オレンジエナメル塗装部の河床横断面



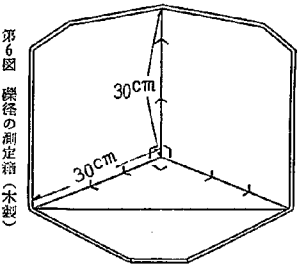
Loc. 5　北山林道支線横断点より約500m下流のポケット、海抜高度1200m、平均河床傾斜7°長さ28m、幅2.5mの範囲にインターナショナルオレンジエナメルを塗装した。砂礫堆の高まりには径1m弱の亜角礫が大半を占め、低所には径20cm内外の亜角礫、岩滓質の細粒物質が顕著であつた。この部分においても平常の出水時の水流は幅1～6m、深さ1～2mの3本に分岐した低所内を流れる。（第5図参照）

c　塗装礫の追跡方法　筆者らは11月―12月の間、二回に亘り塗装地点のその後の変状を観察し、塗装礫の追跡を行なつた。この際筆者らの測定および観察した事項は次の通りである。

i）流心に沿つて巻尺で斜距離を測りながら25mを測定単位としてその区間において発見できた塗装礫の箇数と、各礫の大きさ、形、礫種などの他エナメルのはげ方、割れ方および礫の運れ方などの諸点を記載した。

（ii）礫の大きさおよび形は第6図のような測定箱を作成し、これによつて礫の三軸方向の長さを測定した。

第6図　礫径の測定箱（木製）



測定はLoc. 4 以下扇頂部までのおよそ6kmの区間について行なつた。それ以下は未調査である。また横崩れ附近の水制工堰堤よりLoc. 5 の間は1190mは工事による人為的変化が多いと考えられたので測定していない。

なを後記のように従来の常識的な知識を逸脱した距離にまで砂礫の移動が行われたため、非常に多くの労力と時間が必要であつた。

d　結　果

（i）塗装箇所の変化　Loc. 1　塗装礫の移動は総体的に僅かである。（写真8）粒径50cm以上の巨礫はすべて原位置を保つている。観察し得た範囲で最も厳しい

603

移動の行なわれたのは、幅70cm、深さ20cm位の雨裂の部分で、ここでは平均5cmの礫が最大20m移動して

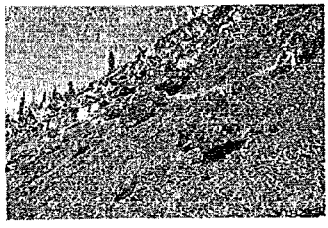


写真8　だるま石の塗装点
9月21日　塗装直後



写真9　11月2日（22号台風通過後）

いる。sheet washや個行による平面的な移動は一般に微弱で、10～15cmの礫の大半は斜距離3m以内にとどまっている。礫の移動は斜面中途のブロックによつて阻止されていることが多い。

このようなことから、この部分での移動は狭い雨裂を通じて行なわれる線的な移動の場合に、最も遠距離まで運ばれるが、面的な移動の場合は箇々の物質の移動距離は僅かであることが確認できた。

Loc. 2　塗装礫は塗装時と全く変らない状態で原位置を保つている。この理由は恐らく、この部分において22号台風時の降雨は11号台風時の際の観察と同様、砂礫の移動を生ぜしめるような出水をもたらさなかつたことによるものであろう。

Loc. 3　三の越のナメに塗装した白エナメル帯は、最底河床の幅0.5mほど剝脱されていた。流心部以外は全く塗装時の状態と変りない。剝脱部から推定できる流水の水位は数センチメートル内外である。

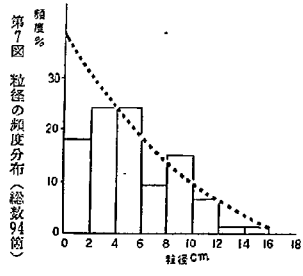
Loc. 4　塗装部の変化は第4図のように、左岸寄りの3本に分流する最底河床にみられたのみである。この部分の流出と上流からの砂礫の被覆による塗装部の変化は面積にして全体のほぼ1/40以下にすぎず、エナメルの付着状態からみて、堆積よりも洗掘がより強く行なわれている。50cm以上の巨礫は全くその原位置を変えず、その間を充填する比較的細粒の物質のみが流出している。

Loc. 5　第5図のように、この地点の変化は流心部のみに限られ、50cm以上の比高をもつた砂礫堆の物質は全く塗装時と変りはない。塗装部の変化は目測ではLoc. 4におけるよりもやや大きいようである

各塗装部においてこのような変化がみられたので礫の追跡はLoc. 4および5の砂礫について行なつたその結果塗装部の変化はきわめて少ないようにみえたにもかかわらず、次のように多量の礫が移動していることを知つた。

ii）発見された塗装礫の箇数の分布

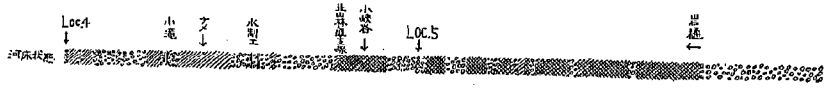
各単位区間内で移動した礫の全数調査を行なつたが、細粒の物質は発見の機会にも恵まれず誤差が入り易いので、ある粒径以下の物質を対象にすることはあまり意味がないと考える。この粒径の限界値を設置するために、Loc. 4で黄エナメルを塗装した礫（以下これを黄色礫と呼ぶ）について起点から便宜的に800～1200mの区間で発見された塗装礫（以下礫と呼ぶ）の粒径の頻度分布をみた。（第7図）これによると最頻値は粒径0～2cmの階級のものではなく、2～4cmの階級に属する。もしすべてのものについて発見が充分に行われ得たならば、その頻度分布は点線のようになると考えられる。従つて0～2cmの階級物質の箇数は誤差が大きいと考え、長径2cm以上の礫の箇数を考察の対象とした。

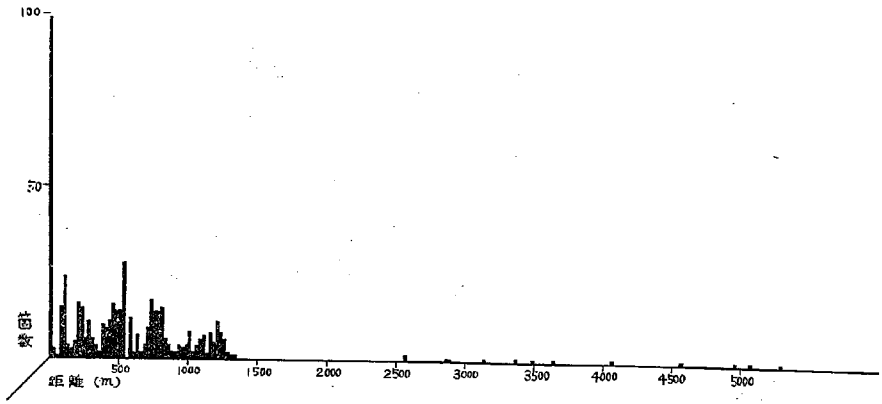


第7図　粒径の頻度分布（総数94箇）

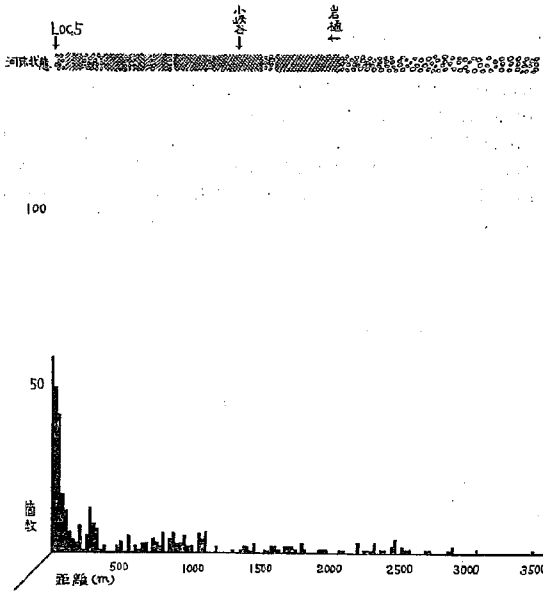
504

第8図 イエロー塗装壁の菌数と距離





第9図　ネレンザ幼虫数と距離



506

横軸に起点からの距離、縦軸に各区間内の個数を示すと、両者の関係は第8図、第9図のとおりである。いづれの場合にも河床がナメである場合は礫がきわめて少いか、あるいは全くみられないこれに反してポケットをなす部分の個数は多い。

黄色礫およびインターナショナルオレンジを塗装した礫（以下橙色礫と呼ぶ）の分布を比較すると、分布にかなり差がみられる。なお水制工堰堤より下流1190mの間は人為的擾乱を考慮して測定しなかつたことは前に述べたが、当然このことは黄色礫の分布に反映して、橙色礫との比較を行なう上に問題を残している。またこれらの図は、発見した礫の個数の絶対値を基にして作成しているので（黄色礫505ケ、橙色礫379ケ）、この点も直接重ね合せてみる上にやや問題がある。

さて第8図からうかがえるように黄色礫は起点より1300mまでに大部分が集中し、以下岩樋の部分から扇頂部附近にかけて点在する。一方第9図では橙色礫は起点を離れると急速に減じ、特定の部分に集中することなく均等に分布する。この両者の差異は前者が相対的に広い河幅をもち、相対的に緩慢な砂礫移動を行つている区域に属し、一方後者は岩樋を通じて急速な砂礫移動をおこなう区域であることを物語つている。

このように礫の個数の分布は河道の条件に適合しているが、このことは、黄色礫および橙色礫のそれぞれについての微細な分布をみるとさらに明らかである。すなわち、第8図では、比較較的集中している部分においても増減の波がみられるが、この波の振幅の大きな部分はポケットの部分に相当し、小さな部分はナメの部分に相当している。第9図は、岩樋における河道の特徴をよくあらわし、小遷急点群によるごく小さいポケットの存在に適応したような分布を示している。

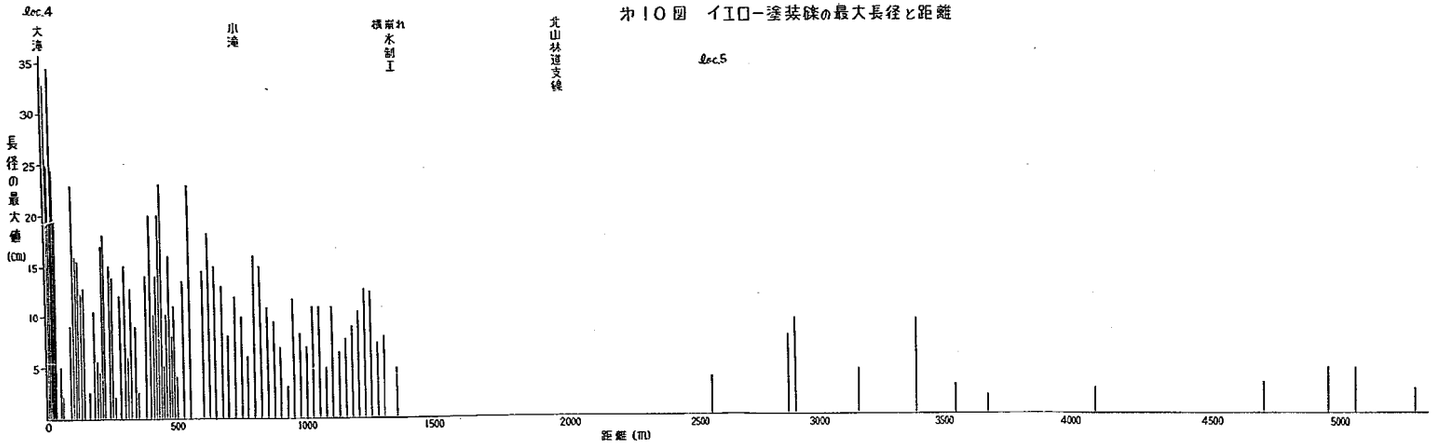
なお流路内の塗装礫の分布は、最低河床から最高80cmの範囲内に止まる。これは22号台風出水時の水位がこの範囲を越えなかつたということを示している。

iii) 礫の大きさと距離との関係

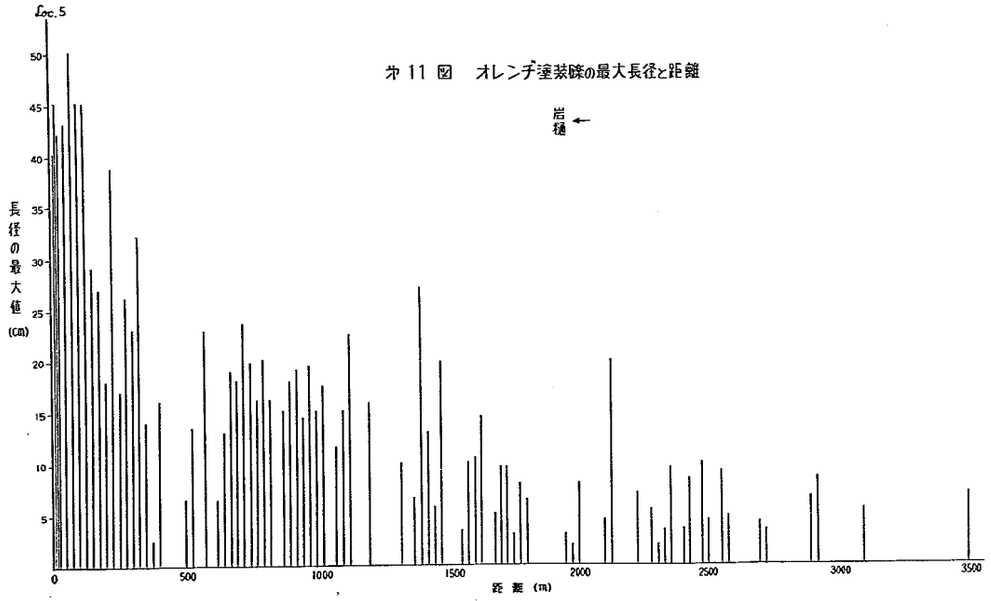
ここで礫の大きさとして取上げた指標は、運搬の難易を示すと考えられる長径の値である。同一の条件の下におかれた礫の諸要素のうちで移動距離と密接な相関を示す要素の一つとして長径の最大値を取上げた。

第10図および第11図は各区間における長径の最大値と移動距離との関係を示す。

507



第10図　イエロー塗装礫の最大長径と距離



第11図　オレンヂ塗装礫の最大長径と距離

508

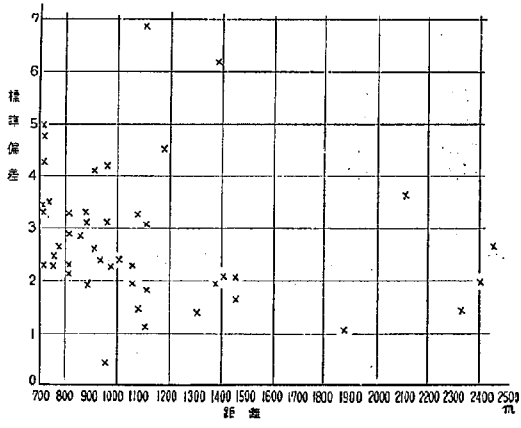
これによると僅かな出水にもかかわらず、径5cm礫のでさえも黄色礫は5km、橙色礫は3.5kmと非常な遠方にまで運搬されている。橙色礫は起点より3.5km以上の未調査区域（扇状地）にも移動していることが確実である。なおこれが、主として22号台風時の出水のみの影響によると推定されることからして、その移動速度の大なることは驚くべきほどである。

長径の値は起点よりの距離とともに減少するが、その程度はそれほど著しくはない。また遠距離に運ばれた礫に吹き着する塗料のハゲ方は比較的軽微で、衝撃による分解を示すような割れ方ははとんどみられなかつた。これらの事実はこの程度の出水の影響では下流部での粒径の減少が、周囲との摩耗によるものではなく、粒の大きさにより移動速度に差を生じた選択的な運搬を示すものと考えらる。

iV） 移動礫の形と移動距離

礫の3軸の長さを測定したのは、Sphericity（形としての円さの指標）を求めて、礫の形による運搬の難易をみるためであつた。しかし母集団の性格（粒径、重さならびに形など）が未知である本調査の段階では、比較、検討する根拠に欠けている。吹き着けによる塗装の方法は追跡物質の数を増し、発見の機会を増加せしめる便宜のために行つたものである。この方法は性格の明らかな母集団の性格（粒径、重さ及び形など）が未知である本調査の段階では、比較、検討する根拠に欠けている。吹き着けによる塗装の方法は追跡物質の数を増し、発見の機会を増加せしめる便宜のために行つたものである。この方法は性格の明らかな母集団を用いて行う次の段階の調査と合せて考察するとき、意義はより深くなると考える。しかしその大勢を知るために、起点から700m以遠にある粒径10cm以上の大礫の3軸の長さのデータから標準偏差を求め、これをSphericity とここでは定義してこれと距離との関係を求めた。（第12図）

第 12 図　Sherisityと距離



これによると点のばらつきはかなり著しいが、標準偏差の小さいもの、すなわち形が球あるいは立方体に近いものほど移動距離は大きい。このことは一応常識的な結果と考えられるが、形の移動にもつ Potentiality は運搬の方法によつて複雑に異なつてくるものであろう。

22号台風の際の出水は、前2回の台風に比して小規模であり、土石流的流出の発生はみられなかつた。しかしこの場合にも礫の各個運搬の速度が極めて大であつたことは特筆すべきことである。またその移動距離は礫の大きさと形によつて選択的であつた。

509

1 冬期における調査

厳冬期の大沢の状況に関しては、過去の資料も乏しく、知る所がほとんど無かつた。そこで各冬期における崩壊の実態の一端を把握するため34年2月下旬、厳冬期に調査を行つた。

しかし、本年は暖冬のため積雪が少く、融雪が早かつたため例年に比してより特殊な条件の下における観察となり、またただ一回の調査であつて、数回に亘る継続的な観察は行なつていないので充分な考察を行うだけのまとまつた結果は得られていない。冬期における観察の一例として調査結果を報告し、次年度の調査への指針としたい。

1 気象条件

調査は34年2月20日から24日に行なつた。当時の気象条件としては、2月20日は南寄りの風が本土に吹込み、2月の気温としては異常高温を記録し、山地の積雪は急速に融解しつつあつた。21日には大沢四合目以上は降雪をみ、旧雪上に新雪が多少積つた。22日は再び晴天となり。気温は上昇した。23日は多少の降雪があり、24日は大沢一合目以上にかなりの降雪があり、気温は下降した。この間の気温の記録を順に掲げると

		時	
2月20日	東　京	12.00	+16°.0 C
21日	10番事業所	06.30	+5.6
	大沢小屋	12.00	0.0
22日	大沢小屋	06.30	−1.6
	ダルマ石	09.25	−3.5
	〃	13.40	+2.0
	大沢小屋	22.00	−3.0
23日	〃	06.50	−2.5
	中　道	09.00	−1.0
24日	10番事業所	07.20	−1.0

2 積雪と崩壊

前節の如き気象条件の下で、大沢における積雪を観察し、少数ではあるが Sampling を行つて、雪質の一部を測定し、冬期の崩壊と、その他の季節におけるものとの差を観察した。

2.1 積雪について

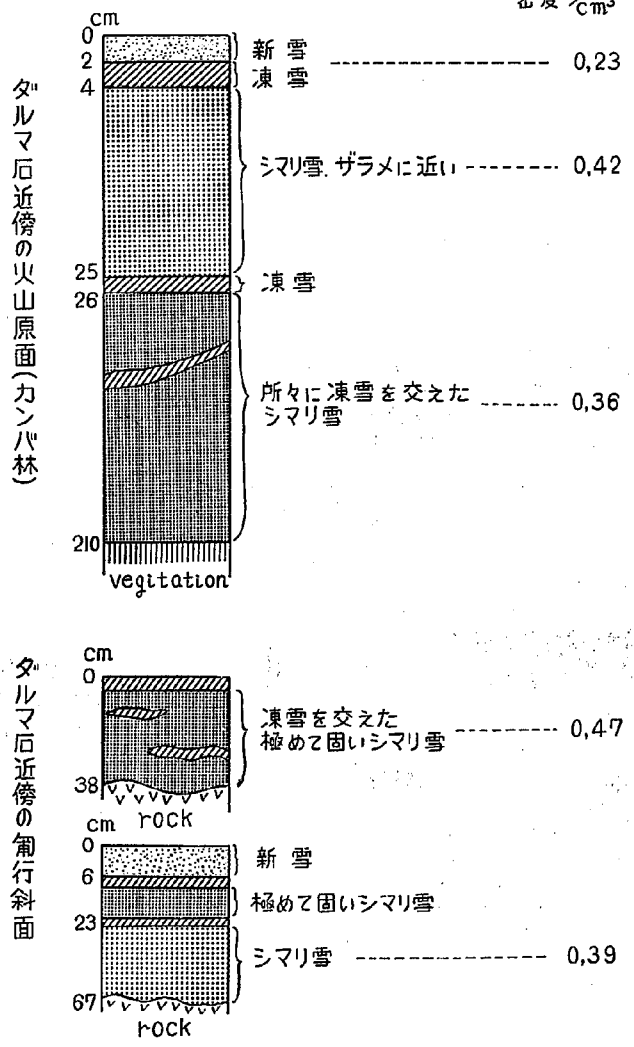
積雪は暖冬のためか、予想に反して、大滝上通称見晴し台の辺りまで全くみられなかつた。左岸は見晴し台附近の森林帯、右岸は見晴し台上高度2000m附近からパッチ状に堆積がみられ、大沢小屋附近から上に至つてはじめて連続した堆積があつた。

積雪量および雪質は場所による変化が大きいが、火山原面の森林帯、大沢の谷壁部、谷底部と分けてみると、それぞれある一定の共通した性質をもつているので、観察の結果をこれに従つてまとめた。

火山原面の森林帯中は場所によつてかなり異るが、高度2500~3000m辺で平均して1ないし2m程度の積雪があり、一般に雪の急激な移動（雪崩など）の跡を示すことはほとんどない。積雪量は大沢から北側に向うとかなり増加する。ダルマ石附近の積雪断面は第13図の如くで、成層を示し、上部の新雪を除いてはかなり grainsize が大きく、旧表面を示す凍雪層をいくつかはさんでいる。堆雪は全体として斜面の方向に極めて緩慢に匍行しているものと考えられるが、地表には大きな影響を及ぼさない。

510

第13図　積　雪　の　断　面


密度 g/cm³
cm
0
2
4
25
26
210
vegitation
新雪
凍雪
シマリ雪、ザラメに近い
凍雪
所々に凍雪を交えた
シマリ雪
0,23
0,42
0,36
ダルマ石近傍の火山原面(カンバ林)
cm
0
38
rock
凍雪を交えた
極めて固いシマリ雪
0,47
cm
0
6
23
67
rock
新雪
極めて固いシマリ雪
シマリ雪
0,39
ダルマ石近傍の匍行斜面

崩壊斜面は垂直に近い急斜面を除いては、大部分雪に覆われていたが、南に面した斜面では融雪がかなり進んで、ほとんど積雪のみられない斜面もあつた。高度3300m辺りから上の大沢谷頭部は急崖をも含めてすべて積雪で覆われ雪崩のあとはみられなかつた。これは谷頭部の着雪のよさとこの時期の完全な凍結とを示している。

ダルマ石附近の塗装作業を行つた側行斜面では、平均して40cm内外の積雪であり、ほとんどすべて凍雪で固く、前日の新雪は風の影響で縞状をなして斜面に附着していた。雪は全体として安定で、急激な移動はなさそうである。堆雪下の礫の移動もほとんどみられない。側行斜面では春季底雪崩が起きて、岩屑の移動に大きな影響を及ぼすことも多いと考えられるが、少くとも今年の場合には、雪崩をおこす前に、雪の蒸発、融解による消耗が大きく、側行斜面での底雪崩はほとんど起らなかつたのではないかと考えられる。崩落斜面では、谷頭部はこの時期には底雪崩を起すに至つていなかつたが、谷底に近い部分や、特に多く雪の着いた部分ではいくつかの表層雪崩のあとがみられた。しかしこれも元来が積雪の少い急斜面であるので、雪崩による崩壊への影響は小さいものであろう。（写真10）

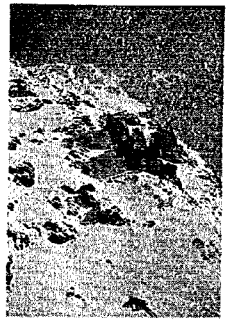


写真10　34年2月22日、ダルマ石近傍より大沢源流部をみる



写真11　御中道附近から上流部　34年2月23日

これに対して谷底部では、当然ではあるが積雪量が極めて多かつた。通称一の越から御中道を経て三の越上まで積雪がみられたが、この間の数メートル以上の比高をもついくつかの滝もほとんど埋つていた。（写真11）表面には崩落して来た少量の岩屑や、雪崩によつてもたらされた雪のブロックが所々に点在していた。一の越附近より上では新雪に覆われていることもあつて、雪崩の影響ははつきりしないが、一の越～御中道間では側避よりの小さい雪崩が谷底に達し、谷底の雪上を滑落した跡がみられた。特にこれが著しいのは御中道～三の越上間である（写真12,13）。ここは雪は全般的に極めて固くしまつた凍雪であり、



写真12　34年2月23日　御中道～三の越間の雪渓、クレバスが生じ、雪崩によつて表面は縞模様を生ず。

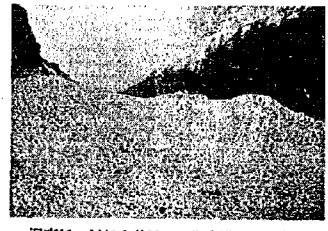
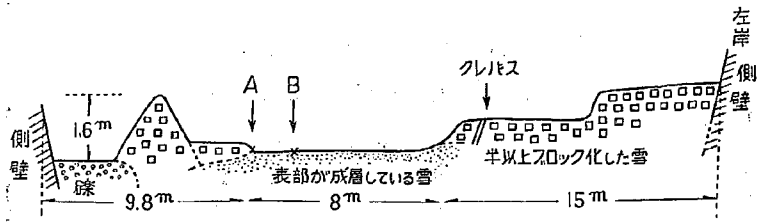


写真13　34年2月23日　御中道～三の越間の雪渓の上、雪崩によるブロックが堆状をなす。

その表面は雪崩による Debris の通過のため掃かれたような縞模様が生じていた。第14図に示すように、Debris は谷底の側壁に近い所に堆状をなして、流下方向に延びている。表面には小さいクレバスが多数雁行しあるいは数本のものは長くのび、この部分の堆雪全体もまた、下方へと側行していることを示している。この側行は火山原面のものと異つてより急速であり、雪の mass が大きく、密度も大で雪の下面が谷底の岩屑に与える影響も極めて大きいと考えられるが、この点に関しては、融雪後の岩屑の調査に

152.

第 14 図　御中道下涙雪の横断



（密度gr/cm³）

A点　凍雪、成層せず極めて固い、雪崩の debris……0.56

B点　凍雪、表面は成層状態がみられ固い。……0.50

30cm以下はシマリ雪やや軟い，火山灰が混入……0.47

まちたい。

2.2 冬期の崩壊

冬期の崩壊に関しては前述した通り、充分な資料は得られていない。しかし厳冬期の全般的な傾向は今回の調査によつてつかみ得たと考えられる。

崩壊斜面の崩落は、着雪をみた場合ほとんど発生しないものと思われる。短い期間ではあつたが、他の季節ならば必ず数度の岩屑の崩落が観察されるのにもかかわらず、今回は崩落斜面の崩壊の現象は観察されず、崩落した物質も、着雪をみない裸岩の箇所から由来した小量のものであつた。

これに対して、卸行斜面のうち高度および斜面方向などにより融雪が急速に進んで、裸地となつた斜面では、夜間その他の低温時における凍上と、日中の融解による岩屑の不安定化—frostworking—による岩屑の崩落が極めて盛んであつた。この卸行斜面の岩屑移動は、他の季節にはみられないほど、連続的に行われ、その谷底への供給量は大きい。この霜の作用による岩屑の生産は特に卸行斜面では、初冬および春の融雪期の地温が0°附近を上下する季節にはかなりの量に達するものと考えられる。更に、この崩落した岩屑は谷底の雪面の上を滑落し、或いは谷底の雪面を掃流する雪崩に巻込まれて、その移動の速度も極めて大である。

厳冬期、谷壁斜面及び火山原面に着雪をみた場合、岩屑の崩落は極度に少くなる。初冬および春の融雪期では frost-working による岩屑の生産がかなり大きく、はつきりしたことは不明であるが、年間の生産量のうちでも相当の部分を占めると考えられる。

雪の砂礫運搬に対する影響は、直接谷底に堆積している岩屑を移動させるものと、崩落した岩屑に対して滑走面を支える役割を果すものと、岩屑を雪中に介在させて移動させるものとがある。之等に関しては今後の融雪後の調査を行つた上で考察を進めたい。

あ と が き

この調査の実施に当つて、筆者らは多くの方々の御好意と御助力を得たことを忘れることが出来ない。まづ今回の調査中で重要な意味をもつ砂礫塗装の実施に当つては、技術上その他の面で色彩協会副会長藤沢乙三氏の援助によるところが大である。また静岡営林署富士宮事業所の方々からは野外の行動及び宿泊などに種々の便宜を与えられた。更に富山県八尾中学教諭菅茂氏、東大地理学教室大学院安倍喜也、木曽敏行の両氏及び同学生内藤博夫、西野宏の両氏には現地調査にあたつて多大の協力を得、また資料整理に当つては森相昭子氏の協力を得た。ここに紙上を通して深く感謝の意を表する次第である。

513

富士山大沢における崩壊および砂礫移動についての研究（第2報）

東京大学理学部地理学教室
多田文男　岩塚守公　吉田栄夫
町田　洋　小池一之

内　　容

I　富士山大沢の概観
1．調査の目的および実施概要
2．大沢の概観
II　上流部における崩壊の考察
2．1 無雪期の崩壊
2．2 豪雨時の崩壊
2．3 積雪期の崩壊
2．4 融雪期の崩壊
III　中流部における砂礫移動の考察
3．1 34年春から夏に至る間の砂礫移動
3．2 34年7号台風時における砂礫移動
IV　大沢における崩壊及び砂礫運搬の地学的意義
むすび

I　富士山大沢の概観

1．調査の目的および実施概要

富士山西斜面の大沢崩れは、その規模がきわめて大であること、活潑な崩落をほぼ常時つづけていること、および、その結果多量の砂礫を下方に供給しつつあることなどによって、日本の諸崩壊地の中にあっても特筆すべき内容の崩壊地と言うことが出来る。更にここで生産された多量の砂礫は、きわめて急速な速度で山麓部に移動するのが特色で、傾斜の減じた山麓部には広い堆積地帯を出現させ、その中の細粒物質は更に潤井川を通じて沖積低地および駿河湾へと運ばれている。このような多量の砂礫の移動および堆積によって、現実面では、沢にそった林地、山麓部の開拓農地、潤井川中、下流の農業および工業用水などに種々の災害を来たし、更に潤井川河口に現在計画中の築港にも、技術的な面でいろいろな問題を投げ掛けている。また大沢谷頭部の急速な拡大は、いずれは富士山の景観に明瞭な変化をもたらすことが予想されるが、この点は観光などの面からみて見逃すことの出来ない問題である。

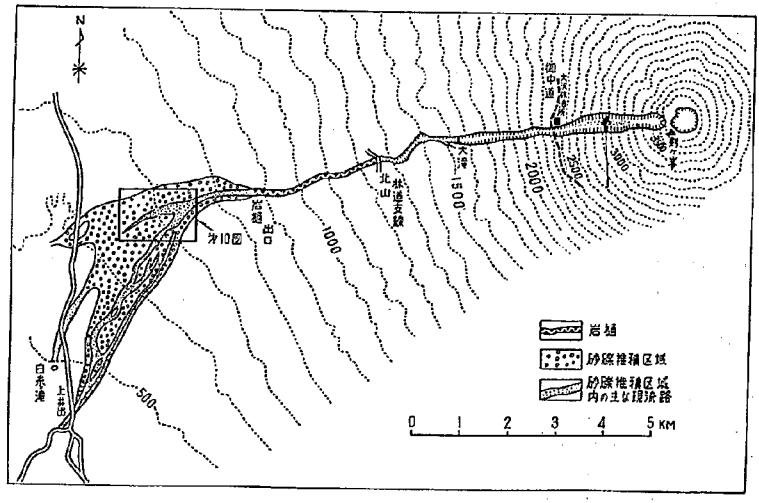
過去2ケ年にわたって続けてきたわれわれの調査の目的は、これらの諸問題に対して合理的な対策を考える場合の基礎となる、崩壊の実態の把握、谷底部における砂礫移動の質的および量的解明などである。このため昭和33年度においては、概括的な地形、地質調査、各季節を通じての崩壊の観察、塗装砂礫を追跡指標としてみた砂礫移動の吟味などを主として、6回の現地調査を実施した。第一報はその結果に基い

て作成したものであるが、そこでは主として事実の記載に重点を置き、諸現象の意味付けは次回の報告にゆずることにした。昭和34年度においては、前年からの継続として崩壊の観察、塗装砂礫による砂礫移動の吟味などを続け、新たに大滝から岩樋出口附近に至るまでの線横断測量および改測を行うとともに、谷底内の詳しい地形、地質、氾濫原およびその周辺の地形、地質、各斜面の沢の発達の差違などをも明らかにするために、6回の現地調査を実施した。その結果、崩壊および砂礫移動の実態についてはより多くの知見を得、氾濫原の性格およびその地形発達についても相当程度の見通しを得ることが出来た。本報告はこれらの結果に基いて作成したものであり、崩壊および砂礫移動の実態を可能な範囲で明らかにするとともに、それらの地学的意義付けをも行うように努力した。なお大沢および氾濫原の地形発達史的分析も同時に平行して行なったが、その結果は次回の報告にゆずることにする。

2. 大沢の概観

大沢およびその周辺の地形、地質については、すでに第一報[1]においてそのあらましをのべ、更に津屋弘達、[2] 望月勝海 および鮫島輝彦[3] などの諸氏によっても詳細に論じられた。そこでここでは、第II章以下で論ずる砂礫の生産、運搬および堆積などの問題を理解するための基礎となる程度の簡単な記載を行なうにとどめる。（第1図参照）

第1図　大　沢　の　概　観



現在の大沢は、その地形および地質的条件に支配されて、上流より各々、砂礫の生産、運搬および堆積を主とする、比較的明瞭な3区域に区分される。

まず砂礫の生産は、御中道渡し場（海抜高度2450m）付近より上流の谷壁の斜面で主として行われている。ここでの崩壊は、厳冬期の僅かな期間をのぞいて、ほぼ常時行われるが、特に融雪期および降雨強度の著大な豪雨時には顕著である。しかし谷底の傾斜が平均30°～35°にも達するため、崩落岩屑はその中に一時的に不安定な状態でとどまるだけで、多量に蓄積されることはない。そして降雨強度の著大な豪雨時には、土石流的形態をとって容易に下流へと運ばれる。

御中道渡し場より大滝（海抜高度1550m）付近に至る間は、地形、地質的にはそれより上方の延長と考

えられる部分で、谷底の傾斜もなお24.5°に達するが、谷壁斜面からの岩屑の供給は、植生の侵入などによって、それより上流部に比べるときわめて僅かである。谷底は熔岩より成る滝が連続し、洗掘が激しく行われることを物語っている。

大滝から岩樋出口に至る間は、上流部で生産された岩屑が下流の堆積区域に向って移動するに当って、その通路としての役割を主としてはたす区間で、この中での砂礫の生産は、上流部のそれに比べればほとんど無視出来る程度のものと考えて差支えない。一般に上流部から運ばれて来た砂礫は、この区間を一気に通過せず、谷中の大きい部分や傾斜の相対的に緩かな部分に一時堆積し、その後2.3の出水をへて下流の堆積区域へと運ばれて行く。なお大滝を境にして谷底の傾斜は急激に減じ、平均5°～10°となり、両者の間に明瞭な不連続が生ずる。

岩樋出口以下はいわゆる大沢泥濫原と呼ばれるところで、広大な砂礫の堆積区域を出現せしめている。流路は不安定で、異常出水時にはしばしば新流路を形成する。

I 上流部における崩壊の考察

2. 1. 無雪期の崩壊

この時期には、熔岩と砕屑物からなる沢を取巻く垂直に近い崖から岩屑の崩落がたえまなく行なわれるが、夏期の晴天時、とくに日中日射の強い時に激しく行なわれるのが特徴である。一般に1回の崩落によって谷底に供給される岩屑の量はそれほど多くないが、僅かな崩落の衝撃によって他の崩落を誘発し、いわゆる「岩雪崩」となってかなりの量が供給されることもある。現在もっとも頻繁に崩落する箇所は海抜高度3000m以上の急傾斜の谷壁斜面で、むしろ頂上直下の谷頭部では少ない。その結果谷幅は急速に拡大する傾向にあると考えられる。またこの時期には、約3000m以下の高度のやや緩傾斜の側行斜面[9]では、崩壊の発生は稀である。日中に比べて日射の及ばない早朝時や夜間は、それほど頻繁には発生しない。同様に晴天時に比べて曇天時は、一般に崩壊発生頻度が小さい。

一方春秋の結氷期には、日が当り出すにつれて非常に激しい崩落が起る。この時には、約3000m以下の高度の側行斜面においても他の時期にみられないような活潑な崩落が起り、とくに日向斜面である右岸は日蔭斜面の左岸よりも激しい。この時期に約3000m以上の高度の崩落崖では、凍結しているためか一般に崩壊発生頻度は小さい。これらの観察結果は崩壊の発生に関し、日射が果す役割の重要性を物語るものと解釈してよいであろう。すなわち日射による輻射熱は、熔岩の間に挟在する細粒物質を乾燥させ、その中の氷霜をとかし、物質の結合力を失なわせる。このようにして不安定となった物質は風、その他のごく僅かな誘因によって比較的容易に崩落し、谷底部付近に不安定な崖錐を形成する。熔岩片などの粗粒物質は、崩落によって、細粒物質よりも下方まで移動する。供給源の位置にもよるが、一般に谷底の傾斜25°～30°の一の越付近にとどまるものが多く、この部分は通常広い堆積帯をなしている。

降雨が崩壊に与える影響は、降雨の強度によって異なって現われる。降雨強度がそれほど著大でない場合には、総雨量の多少にかかわらず、崩落の発生はむしろ少なくなる。33年の11号台風によるかなり強い降雨時（第1表参照）の観察によっても、側行斜面や崖錐は微小な土砂流で浅い雨裂が刻まれた程度で、急崖からの崩落の発生頻度は少なかった。表面流は谷壁斜面では全くみられず、谷底でもナメの部分に僅かにみられたにすぎない。これは地表を構成する地層および堆積物が非常に滲透性に富んでいることと、この程度の降雨では細粒物質の空隙に入った水はむしろ物質の結合力を増すのに役立つものであることを物語っている。

2. 2. 豪雨時の崩壊

降雨の強度が著しく大きい場合には、やや事情を異にする。筆者らは第一報において、33年の降雨のうち強度の最大であった17号台風時に斜面と谷底部の変状を観察し、谷底の堆積物の著しい変化に比べれば斜面の変化はそれほど顕著ではなかったことを報告した。

416

34年においてこの種の検討が必要なのは、最も強度の大きかった8月の7号台風と9月の15号台風時の変状である。とくに7号台風の際には、後に詳しく述べるように、谷底の堆積物に著しい変化がみられた。また斜面についても写真の対比によって指摘できるほどの顕著な変状をみせた箇所は少なくない。

崩落斜面の下部を占める崖錐の変形は、谷底を埋める堆積物の流出による変形とともに最も顕著であり、ここでみられる崖錐が一般の崖錐と異なり、極めて短かい期間に盛衰を繰り返す不安定なものであることを示している。御中道付近で7号台風をはさんで撮影した2枚の写真（写真1，2）は、ここで行なわれた大規模な砂礫移動をよく物語っている。とくに、この土石流的な砂礫移動が谷底部に存在した大量の残雪の融解が誘因となって促進されたものであることは、注目すべき点である。このような誘因が少なかった15号台風時の変状は、7号時のそれに比べてはるかに小さなものであった。



写真1　34年7月 7号台風通過前

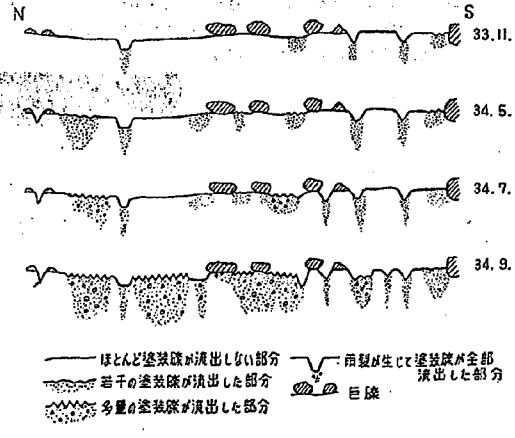


写真2　34年9月 7号台風通過後

御中道渡し付近の堆積物の変状

一方御行斜面の上部にあたるダルマ石付近の塗装部（Loc.1，写真3）[5]においては、径1m以上の巨礫は全く移動しなかったが、径0.5m内外の岩干の礫はかなり下方に移動していた。第2図のように、7月～9月の変状（主として7号台風の影響によるものと考えられる）は、その他の時期における変状よりも著しく大で、雨裂の数が増加し、そこでは顕著な砂礫の更新がみられた。このように、集水面積の小さい御行斜面上部では、豪雨時にのみ若干の砂礫の急激な移動がみられるだけで、岩屑は比較的安定している。これに対して、御中道渡し場に近い御行斜面下部においては、6月上旬林業試験場が施行した植栽試験地が7号台風によってほとんど破壊されたことによっても明らかなように、上部に比較すればはるかに多量の砂礫移動が行なわれた。しかしその移動は表面の物質の更新にとどまり、深部には及んでいない。

第2図　大沢右岸高度約2700m
（ダルマ石附近）の御行斜面の塗装箇所の変状



517



写真3　ダルマ石近傍の前行斜面



写真4　ダルマ石近傍（1958.9.21）

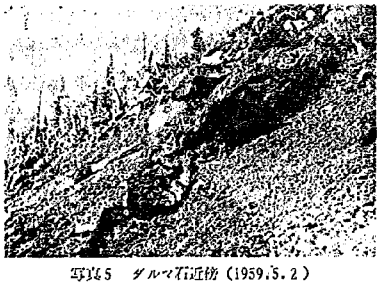


写真5　ダルマ石近傍（1959.5.2）

2. 3. 積雪期の崩壊

厳冬期の砂礫移動の性格を規定する積雪、結氷などの条件は、個々の年の気象状態によって大きく左右される。したがってこの期間の砂礫移動の実態を把握するには、継続的な観察を行ない、数多くの資料をうることが必要である。そこで34年2月20日より4日間にわたる調査にひきつづき、本年もほぼ同時期の2月12日より4日間、御中道からダルマ石付近に至る区間を中心にして調査を実施し、34年の調査結果と対比しつつ、積雪の性質、およびそれが砂礫移動に与える影響などをしらべた。

35年2月の積雪状態は34年のそれに比し量的に著しく少なかったが、部分的な分布の下限はむしろやや低く、左岸の日蔭斜面では見晴台（海抜1700m）付近から上部にほぼ連続的に着雪していた。右岸の日向斜面で連続的に着雪をみたのは、ダルマ石（海抜2700m）より上部である。積雪の深さは大沢小屋以下の火山原面で平均10cm、吹き溜りで40cm内外にすぎず、三の越以下の谷底部でも同様であった。大沢小屋より上部の火山原面および崩壊斜面では一般に露岩が前年より多くみられ、積雪量もかなり少なかった（写真6,7）。

34年と35年の厳冬期における大沢谷頭部の着雪の比較

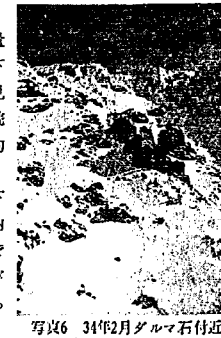


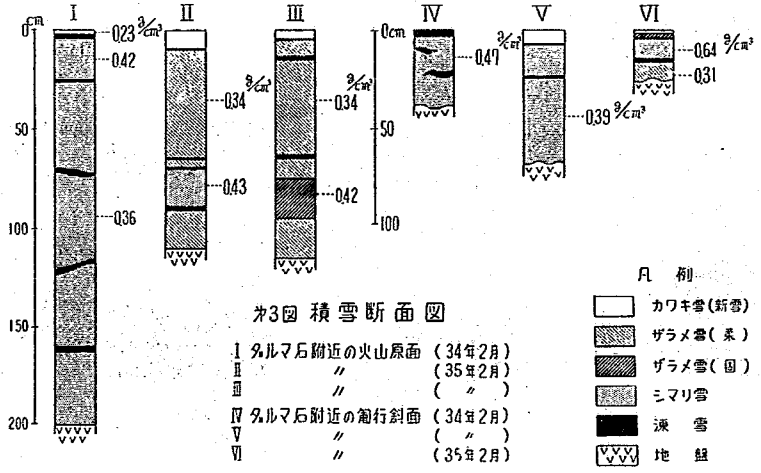
写真6　34年2月ダルマ石付近より大沢谷頭部をみる



写真7　35年2月ダルマ石付近より大沢谷頭部をみる

518

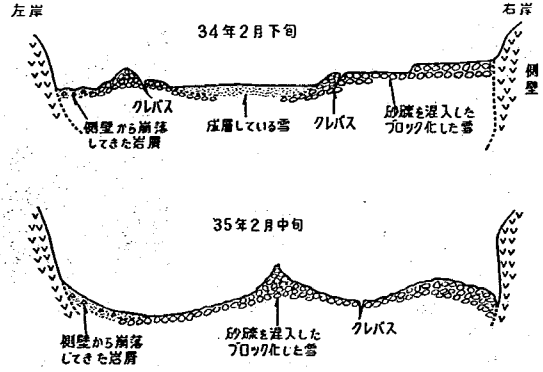
ダルマ石付近の火山原面、御行斜面、および御中道渡し場の谷底部では、前年と同様に雪のサンプリングを行ない、第3図、第4図に示すような結果を得た。



第3図 積雪断面図

I ダルマ石附近の火山原面 (34年2月)
II 〃 (35年2月)
III 〃 (〃)
IV ダルマ石附近の御行斜面 (34年2月)
V 〃 (〃)
VI 〃 (35年2月)

第4図 御中道下雪渓の34年及び35年における断面の比較



火山原面の灌木帯内の積雪の深さは、高度2500～3000mで、34年は1～2m、35年は1m内外である。いずれも旧表面を示すごみを含んだ薄い凍雪層をいくつか挟み、急激な移動を行なった跡はみられず、安定した成層状態を示していた。

傾斜30°内外の御行斜面の積雪の深さは、北向き斜面で最大70cm、吹き溜りとなるガリーの底では50cm内外で、平滑な斜面では20～30cmにすぎなかった。積雪の断面は前年の場合と同様にほぼ安定した状態を示していた。このような御行斜面の積雪量が火山原面に比して少ないのは、植被や露出の方向の関係で風によって未固結の不安定な表層が吹き飛ばされることや、日射による融解、蒸発のため、その

519

場での消耗が大きいことにもとずくものと考えられる。なおこの斜面では、底雪崩によって地表が侵蝕されるのは、一時に多量の積雪がみられるごく稀な場合に限られるようである。

一方谷底部の堆雪は前年に比べると35年はかなり少量で、前年には全く埋まっていた一の越のナメや流はなかば露出していた（写真8, 9）。しかし堆雪の表面は崩落して来た岩屑と径50cm位の雪の塊におおわれ、不規則な起伏をもつ（写真10）。堆雪の断面をみると、礫を含む氷化した雪塊が乱雑に積み重なって



写真8　34年2月、御中道附近から上流部をみる



写真9　35年2月、御中道附近から上流部をみる



写真10　御中道渡し場附近の堆雪の表面（35年2月）

おり、この堆雪がほとんど上部からの雪崩によって涵養されているものであることがわかる。また個々の雪塊の間を充填したり、表面をおおう砂をまじえた柔かい雪は、沢沿いに吹き下ろす地吹雪によって吹き寄せられたものである。このような堆雪は一の越以下の谷底では一般的にみられ、とくに一の越上部の谷幅の広い場所では、ごく新しい雪崩によると思われる扇形に拡がったデブリがみられた。なお前年にはこのような雪渓はちようど三の越まで達していたが、本年はそれより約200m上流で急傾斜をなして終っていた（写真11）。堆雪の深さは場所によって必ずしも一様ではないが、夏期の状況と比較してみると、御中道渡し場付近で34年は8～10m、35年は5～6mとみて大過ない。



写真11　35年2月の雪渓の末端

次にこれらの堆雪中には、崩落岩屑が相当量含まれるのが一般であるが、それらは粒径の比較的小さいものが多い。また雪面の汚れの程度からみると、一般に一の越より上部の崩落物はそれ以下に比して少ない。観察によると、この時期に多くの岩屑を供給する斜面は、約3000m以下の高度の積雪のない右岸の斜面の中・下部である。本年のように積雪量が少なく、したがって崩落斜面はかなりの部分露出していた場合でも、岩屑の崩落はより低い日向斜面で頻繁に発生し、崩落崖ではほとんど発生していなかった。このことは、この時期には、谷頭に近い斜面や左岸の日蔭斜面を構成する物質が凍結してかなり安定しているのに対し、低高度の日向斜面では凍上と日中の融解による表層物質の不安定化が行なわれていることを物語るものであろう。

2. 4. 融雪期の崩壊

従来、融雪期における大沢の崩壊と砂礫移動についての調査は、厳冬期におけると同様にほとんど行な

420

われなかったため、この時期における岩屑生産の年間に占める比重の評価は単なる類推の域を脱しなかった。

34年5月1日より4日間行なった現地での観察によれば、この年は冬期の積雪量が多く、しかも融雪が例年よりも遅れ、5月上旬としては珍しいほど多量の残雪がみられた。大沢上流部の両側の斜面で残雪の分布が非対称的であることは厳冬期でもみられたけれども、この時期にはそれが一層顕著となる。すなわち、左岸ではほぼ連続的な着雪がみられるのは海抜高度2900m付近から上部であり、それ以下では側行斜面にパッチ状にみられ、崩落崖には全く存在しないが、右岸では海抜高度およそ3200m付近から上部に至って連続的な着雪が始まるといった程度で、ダルマ石付近の側行斜面には全く存在しなかった。一方谷底を埋める堆雪は大量の岩屑におおわれ、その先端は厳冬期とほぼ同様に三の越付近まで達していた（写真12）。

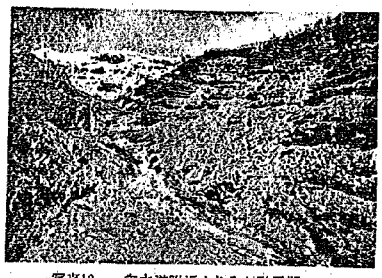


写真12　御中道附近よりみた融雪期の上流部の谷底　（34年5月）

ところで側行斜面上の物質の移動の程度とその機構を把握するために、33年秋にダルマ石付近の斜面に塗装した物質が、一冬おいてどのように変状したかを次に記す。第2図からうかがえるように、全般的にはさほど著しい変状はみられず、細粒物質のみが布状に移動し、雨裂によって刻まれることもなかった。これはここにおける積雪が斜面に与える影響の大きい底雪崩という形で急激に移動するのではなく、僅かに側行しながらその場所で消耗するという前述の推定を裏付けるものと考えられる。

一方融雪期における崩落は、雪渓上の条痕や汚れの状態から判断すると、夏期に最も頻繁に崩落する3400m位の箇所から下方で、この時期にはすでに地肌を出した崩落崖で極めて活潑であり、一部には底雪崩の発生した跡もみられた。それ以上の谷頭部の堆雪の表面は岩屑による汚染がほとんどみられず、着雪のよい頂上直下からの崩落はそれほど盛んであるようにはみえない。これらの崩落物質におおわれた谷底のどす黒い雪渓は、一の越のナメをおおいつくし、御中道渡し場付近の滝もほとんど埋め、三の越のやや上流で終り、その規模は厳冬期のそれにほぼ匹敵した。堆雪は多数の小雪塊から構成され、上部の斜面からの雪崩によって涵養されていることがわかる。御中道付近の雪に含まれる岩屑の量は、厳冬期のそれに数倍し、観察を基にした粗略な推定が許されるならば、この時期までに雪渓中に供給された岩屑の量は10,000～15,000m³にのぼるものと思われる。

ところでこの雪渓の表面には、小さいクレバスが多数雁行して入り、堆雪全体が下方へ緩慢に移動していることは明らかである。この密度の大きな多量の堆雪の側行は、谷底部に大きな圧力を与えるが、それがいかに強大であるかは、以下に記す現象によって端的に表現される。すなわち、それは三の越の上流約100mの右岸で谷壁を形成していた熔岩の一部が、34年の厳冬期から融雪期にかけてみごとに削りとられたことである。写真13はこの状況を示すものである。谷の中央に向って傾いている熔岩の岩塊は20m×5m×3mの巨大なブロックで、その上面にのっている薄い岩滓が熔岩本体の上にのるものと同じであり、少しも乱されていないことからみると、雪の横圧力のために節理に沿って母岩から離れ、緩慢



写真13　中道—三の越間、亀裂の入った熔岩（34年5月）

521

に移動したものと考えられる。このような所見からみると、夏期に御中道付近の谷底に見出せるナイフエッジをもつ粗大な岩塊は、この種の営力によって谷底部付近で生産されたものが多いように考えられる。なおこの岩塊は7月の調査時には供給した岩壁直下の谷底に横たわっていたが、その後8月の7号台風時の土石流的な流れで全く運びつくされてしまった。

次に第一報以来問題点とされている、御中道渡し場以下の谷底において、堆雪とその融解水が砂礫の運搬営力としてどれほどの意義をもつかについて考察を進める。

この時期に、上流部の谷底に供給された岩屑を移動させる堆雪は、既に述べたように、三の越から下流にはみられない。2年間の経験からみると、通常の年においては雪渓の末端が三の越より下流に下ることはまずないとみてよかろう。したがって堆雪の匍行によって行なわれる岩屑の移動は、精々この付近までと考えてよい。33年秋に御中道渡し場において（Loc.2）砂礫移動調査のために堆装した礫（白色礫）を34年7月融雪がかなり進んだ時期に追跡した結果によると、三の越付近まで若干のものが分布するけれども、それ以下にはほとんど移動していないことがわかった（第6図1参照）。三の越～大滝で最大の堆積帯である見晴台下の谷底では白色礫は発見されず、またこの部分の谷底の堆積地形もほとんど変化した様子が認められなかった。

このように、三の越以上における堆雪の匍行は、前記の観察例のように、堆雪の周辺の谷底部から岩屑を新しく生産するという点では大きな威力を発揮するが、岩屑を下流へ運搬する営力としてはそれほど大きな意義をもつものではない。また三の越より下流に岩屑がほとんど移動していないことは、ここにおける雪解け水のあり方によるものである。すなわち、一般の雪渓ではその底面が空洞となり、その下を豊かな雪解け水が流れているのが通例であるが、河床の滲透性が大きい火沢の場合には、雪解け水は表面流として砂礫を下方に移動させるほど多量には流れないのである。34年5月31日の日中、三の越のナメで観測した雪解け水の流量はわずかに9 l/secにすぎず、それも間もなく滲透し、見晴台下では既に河床から姿を消していた。以上のように豪雨を伴わない融雪のみによる表面流は、融雪洪水のような形で下流側に影響を与えるものではない。

Ⅲ　中下流部における砂礫移動の考察

中流部（大滝～岩樋出口）での砂礫の運搬について、33年度の調査によって明らかになった諸点をまとめれば次のとおりである。

(a)　河床が著しく滲透性にとむため、常時は表面流がみられず、さらに中小程度の降雨では流量は極めて少なく、礫を運搬するに至らない。

(b)　流量と砂礫の移動量は降雨の総量よりも降雨の強度によって大きく左右される。17、21号台風時のように、降雨量がおよそ30mm/hを越えると、砂礫は土石流に近い形をとって大量に運ばれ、顕著な河床変動がみられる。

(c)　22号台風時の出水が砂礫に及ぼした影響については、塗装礫を指標としてその移動状況を調べた。それによると、礫は粒径に応じてある程度選択的に運ばれたことがわかる。またその移動距離は、この時の降雨が33年度の諸台風によってもたらされた降雨のうちでも最も弱く（第1表参照）、そのため出水もきわめて小規模のものであったにもかかわらず、著しく大きな値を示し、たとえば長径5cmの礫がほとんど破壊されずに最大5kmも遠方に運搬された。

34年度においては、中流部のみでなく下流部をも対象として、塗装礫を追跡すること、河床の縦横断測量を出水を挟んで実施し、河床変動を分析することなどを通じて、前年にひきつづき砂礫運搬の実態を把握することにつとめた。

なおここで、この2年間に砂礫運搬に大きな影響を与えたと思われる降雨を各地の観測資料からとり出すと、第1表のようになる。

W22

第1表　　昭和33年及び34年の主要な降雨　　(単位mm)

	富士宮二中		白糸		十一番		十番		御中道大沢		降雨原因	備考
	日雨量	最大時雨量	日雨量	最大時雨量	日雨量	最大時雨量	日雨量	最大時雨量	日雨量	最大時雨量		
昭和33年 7月22日	162		172		217	27.5	182※		—		11号台風	
7月24日	43		106		147	22.0	164※		—		前線	
8月25日	132		196		213	44.5	204※		—		17号台風	砂礫移動顕著
9月17日	104		129		185	30.1	243※		—		21号台風	〃
9月26日	22		42		190	28.0	78		—		22号台風	
昭和34年 4月8日	65		64	15.0			93	—	—		低気圧	
4月9日	73		74	18.0			98	—	—		〃	
7月14日	139		130	30.5			127		209		梅雨前線	
8月8日	119		116	20.0	82	40.7	137	28	—		6号台風	
8月9日	26		81	30.5	>84※※	31.4	97	32	—		〃	
8月13日	134		207	38.0					223※※※	60.0	7号台風	砂礫移動最も顕著
9月17日	91				123	23.4	163	29.0	162	33.0	14号台風	
9月26日	77				168	40.1	117	35.0	273	56.0	15号台風	

※　観測値を1日ずらして記録していたので補正した。
※※　8月9日9時～13時
※※※　推定値

3. 1.　34年春から夏に至る間の砂礫移動

34年の出水のうち砂礫の移動に最も大きな影響を与えたのは、前述したように、8月の7号台風時のそれである。しかしこれに先だって、春から夏に至る間に数回の比較的強い降雨があり、このため若干の砂礫移動が行なわれた。筆者らはこのことを5月および7月の調査で確認した。

5月の調査の際、大滝下の黄色塗装帯（Loc.4）は33年11月の調査時とほとんど変りがなかったが、これに対して、北山林道支線下の橙色塗装帯（Loc.5）と氾濫原頂部の緑色塗装帯（Loc 6）では、第5図にみられるようなかなりの変状をみた。その変状の規模からみて、中・下流部では河床のほぼ全面をおおうほどの出水があったことが推定される。これは上井出部落河底橋付近の河川工事場での聞込みや、白糸における観測資料などによると、4月上旬の地域的な相当強い降雨（第1表参照）に起因した出水であるらしい。

7月下旬の調査時には、Loc.4, 5, 6の各塗装部は、再び5月の調査時に比して第5図にみられるような変状をみた。これは7月14日の梅雨末期の豪雨（第1表参照）にともなう出水の影響と思われる。またこの時の塗装礫の追跡結果によると（第6図参照）、塗装礫の個数の分布と、距離による粒径の減少の傾向は、第一報で報告した33年22号台風時にみられたと同程度のものであり、22号台風以後34年7月下旬に至るまでの間の出水によっては、少なくとも集合運搬的な移動形態はみられなかったと考えられる。

3. 2.　34年7号台風時における砂礫移動

33、34年の2年間にわたる調査を通じて、大沢の河床が最も著しく変化し、氾濫原に多量の砂礫の押出しをみたのは、34年7号台風時の強度の降雨による出水時である。この出水の特色は、大沢氾濫原内の標高750m付近（静岡県河川課横断測量No.72測線付近；西富士水道が大沢を横ぎる線の上流約150m）で流れが右岸を破って分流したことである。筆者らは、34年度において、この7号台風をはさんで大滝～岩樋

523

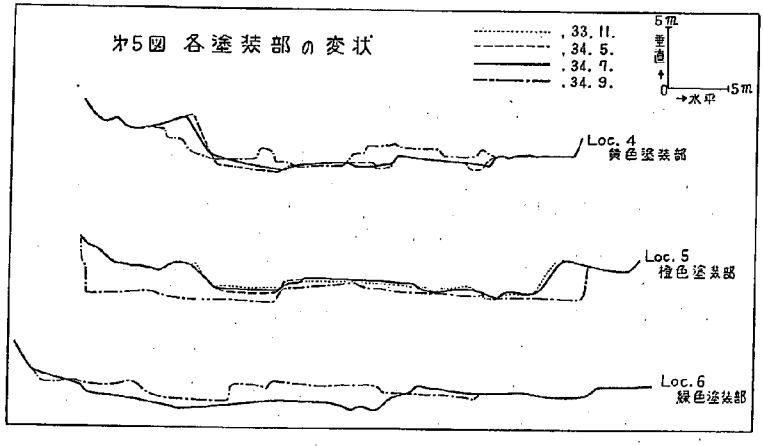
出口間の河床縦横断測量を実施し（第1回；7月18日～22日、第2回；9月4日～6日）、平行して塗装礫の追跡を行った。また、県河川課でもこの台風をはさんで7月24日～8月6日、および9月12日～25日に氾濫原の河床縦横断測量を行った。したがって、これらの資料により、7号台風時の砂礫移動の実態をかなり明瞭に把握する事ができた。

A　7号台風時の気象条件と砂礫移動の様式

（i）気　象　条　件

7号台風は、34年8月14日早朝富士川河口に上陸し、中心部[1]は午前6時～7時に富士山西麓を通過し、強度の降雨と強風とをともない、この地域に多大の影響を与えた。上流部においては、著しい崩壊現象が誘発されたが、中・下流部の谷底においても、この2年間のうちで、最大の砂礫移動と河床変動とがみられた。白糸および御中道大沢における降水量は第1表に示してあるが、これらからみると、欠測した十番・十一番事業所においても、日雨量200mm、時雨量50mmを優に越えたものと思われ、降雨強度の点でも、33、34年度にこの地域を襲った豪雨のうちで、最大級のものであったと推定される。

なお7号台風の襲来する5日前にも、6号台風の影響を受けたかなり強い降雨があり、砂礫の運搬が多少はみられたと考えられるが、東大砂防工学研究室の調査によると、北山林道支線大沢横断点の自記水位計は、6号台風時には水位の上昇を記録せず、7号台風時、8月14日午前6時45分頃突然水位が上昇し、1.65mを記録した。この時刻は白糸における降雨強度の最大時にほぼ一致する。以上のことから、34年9月の調査時に明らかにされた顕著な砂礫移動と河床変動は、主として7号台風によるものであると考えられる。



第5図　各塗装部の変状

（ii）各塗装部の変状

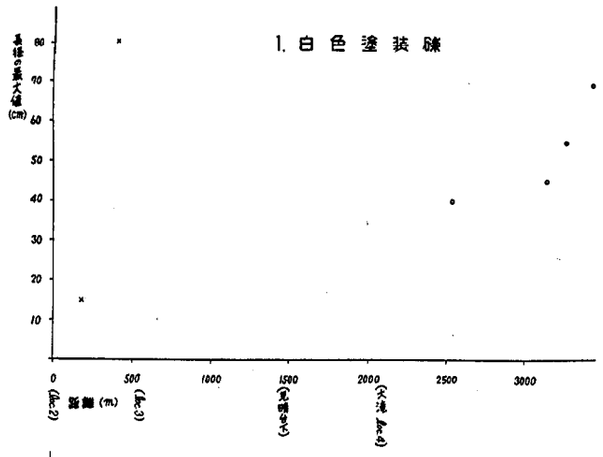
御中道大沢渡し場付近に白エナメルで塗装した堆積物（Loc.2）は、7月調査時には、数mの残雪におおわれ、ほとんど露出していなかった。前述したように、この時白色礫は三の越より下流では発見されなかったので、大部分は原位置付近にとどまっていたものと考えられる。しかし、9月調査時には、塗装された多数の巨礫は、原位置にはわずかに10個を残して運搬されつくしていた（写真1、2参照）。

三の越の溶岩のナメに塗装した白色エナメル帯（Loc.3）は、7月調査時には、最低河床の幅約0.5mが流水によって剝脱されていたにすぎなかったが、9月調査時においては、（写真14）に示したように、幅14mにわたり最低河床より1.5mの高さまで大きく剝脱されていた。

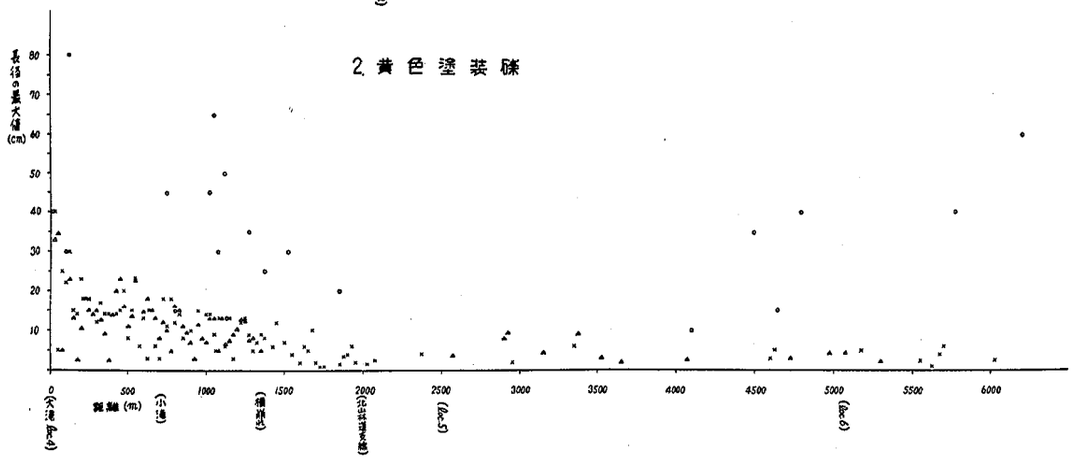
529.1

第6図　移動塗装隊の最大長径と距離との関係

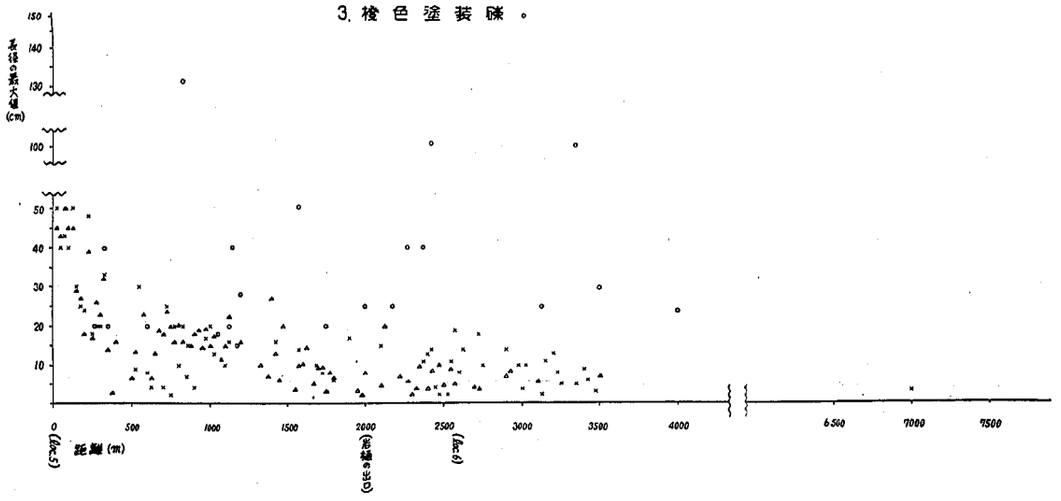
1. 白色塗装隊



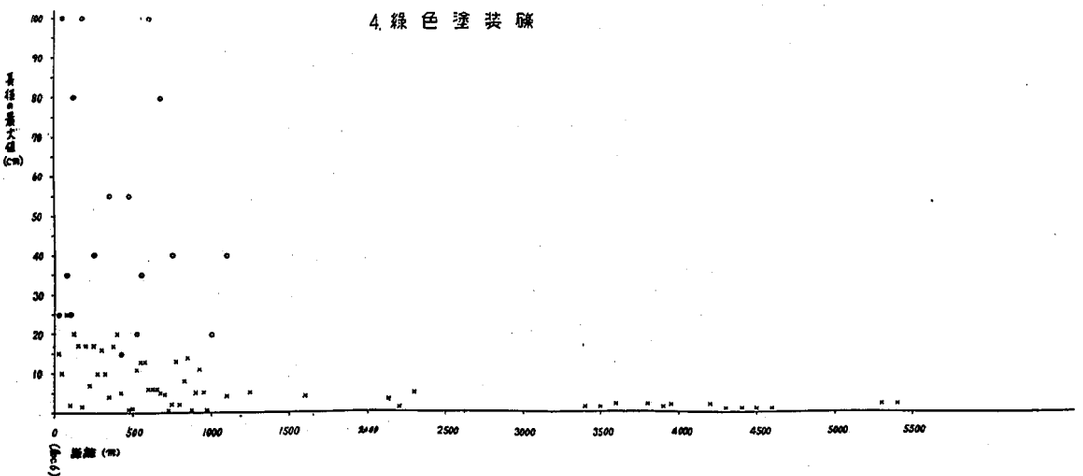
2. 黄色塗装隊



3. 橙色塗装隊。

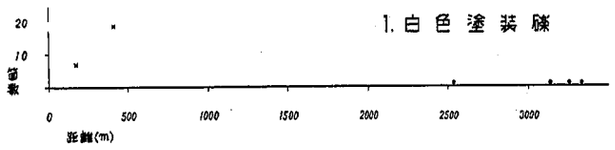


4. 緑色塗装隊

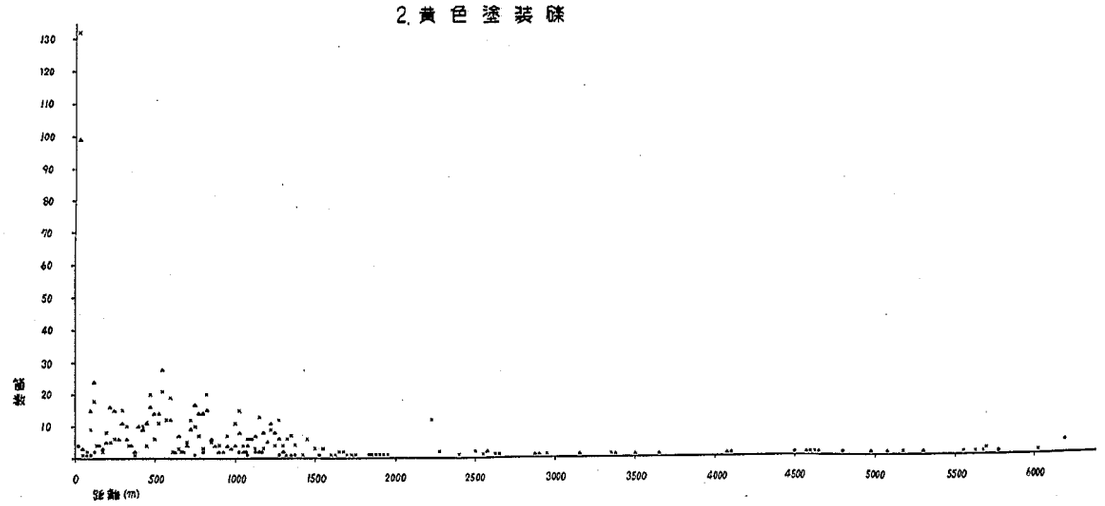


第7図 塗装隊の発見箇数と移動距離との関係

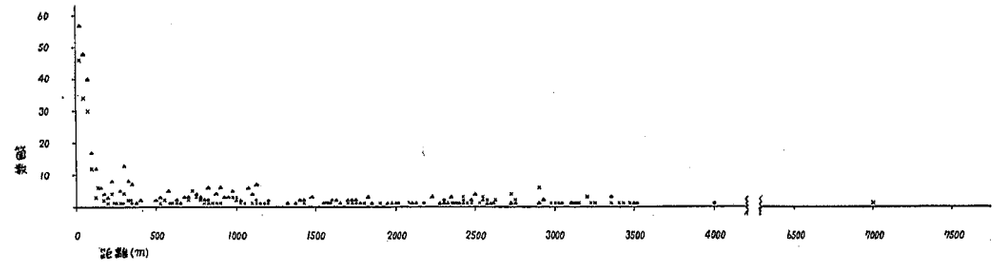
1. 白色塗装隊



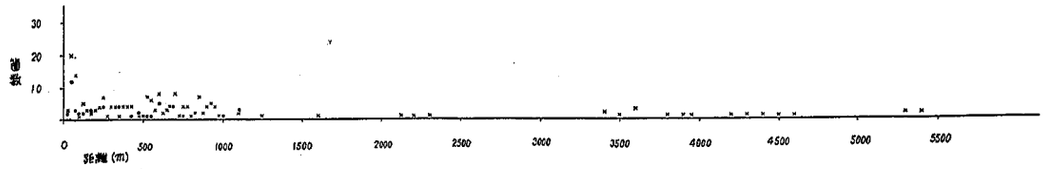
2. 黄色塗装隊



3. 橙色塗装隊



4. 緑色塗装隊



第8図-1 横断測量測線位置図



第8図-2 各測線横断面変化図

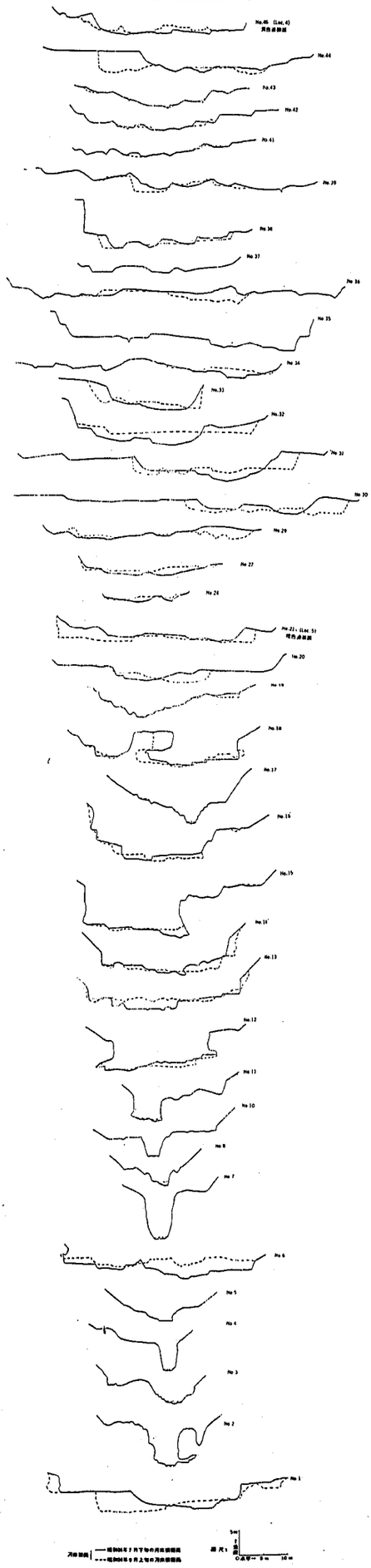




写真14　三の越白色塗装帯の洗脱状況
（34年9月撮影）

黄、橙、緑の塗装部（Loc.4、Loc5、Loc6）においては、7月調査時までは、塗装部の変状は最低河床付近の一部に限られ、長径50cm以上の塗装礫はほとんど原位置を変えなかった。しかし9月調査時には、7号台風時の多量の出水により、第5図に示したように塗装礫は大部分流出してしまっていた。中流部の運搬帯内の塗装部Loc.4、Loc.5においては最低河床より比高2～3mの段丘も侵食され、塗装礫の95%以上が流出した。谷幅の拡大した氾濫原頂部付近の緑色塗装部（Loc.6）でも、右岸の段丘崖が数m後退し、塗装礫は右岸側の小部分を除き流出した。

このような塗装部の変状によっても明らかなように、河床は全区間にわたって著しく変化し、堆積物は上流より運搬されたものによって更新された。

（iii）塗装礫の追跡結果

御中道渡し場付近で塗装した白色礫は、7号台風時にほとんど流出してしまったが、下流部における発見個数は第7図―1にも示すようにきわめてわずかである。しかし最も遠方で発見された白色礫は大滝の下流1250m（原位置より約3300m）にも達し、その長径は70cmであった（第6図―1参照）。このように、塗装部を含めた三の越より上流の堆積物の著しい変化や、遠方に達した白色礫の発見などから、上流部より大滝を通過してそれより下流に運搬された砂礫は、かなりの量に達するものと思われる。

次に中・下流部で塗装した黄、橙、緑の三色の塗装礫の移動は、追跡結果からみるとほぼ同じような傾向を示す。以下それを要約すると、

(イ) 各塗装礫は 原位置からほとんど 流失しつくしたにもかかわらず、発見個数はきわめて少い。[10] 前2回の調査では、塗装部があまり変状していなかったにもかかわらず、発見個数が比較的多かった。7号台風通過後の調査時の発見個数は、前2回のそれの約1/10以下にすぎない。

(ロ) 発見された塗装礫の長径の最大値と移動距離との関係は、第6図―2、3、4に示されるように、前回までの追跡結果とは著しく異る。すなわち前2回の調査では、起点よりの距離が大になるにしたがって、粒径が減ずる傾向を示したが、7号台風通過後の調査では、このような傾向が全くみられず、砂礫の運搬は粒径に応じて選択的には行われなかったことを物語っている。

(ハ) 塗装礫の発見された場所は、最低河床より2～3mの比高を有する小段丘面上や、岩樋中の最低河床より3～5mの比高を有するナメ上などであることが多い。なお前回までの調査では、塗装礫の発見はほとんど最低河床付近に限られていた。

(ニ) 発見された塗装礫のうち、かなりの個数が 氾濫原の 分流地点付近に 集まっており、[11] それらは植生におおわれた旧氾濫原上からも発見された。また、分流地点付近より下流では、塗装礫は発見できなかった。

(ホ) 細粒の塗装礫は、調査した全区間を通じてほとんど発見されなかった。

以上の結果より、7号台風時には、上流部より氾濫原の分流点付近に至るほぼ全区間で、砂礫は集合運搬的な形態をとって大量に移動したものと考えられる。そして岩樋を通過した礫の大部分は、氾濫原内の分流点付近に達して停止し、そこに顕著な堆積帯を形成した。しかし火山灰及び岩塵などの細粒物質は、さらに流れにのって氾濫原を通過し、潤井川及び芝川などに運ばれた模様である。また塗装礫の発見個数がわずかであったのは、河床堆積物の更新がこのときは著しく行われ、多量の砂礫が混合しながら移動、堆積した結果、その大部分が表面下に埋没したためと思われる。

428

B　7号台風時の砂礫移動量

筆者らは移動砂礫を量的に把握しようとして、昭和34年に大滝～岩樋出口の河床縦横断測量を行なった。第1回の測量（7月18～22日）においては、トランシットを使用し、横断測量の細部については、一部分ハンドレベルを併用した。第2回の測量（9月4～6日）では、横断の改測を行い、主としてレベルを使用したが、岩樋内では比高が大きいため、望遠鏡付きハンドレベルを使用した。2回とも河床のこまかい変化に注意し、できるだけ多くの測点をとり、さらにスケッチマップも作成し、46地点[12]では横断測量を行った。

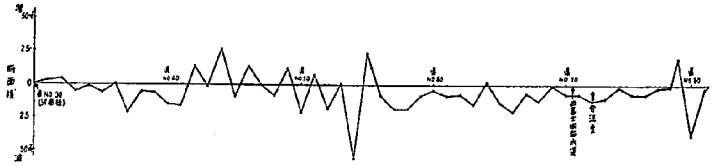
測量結果は、第8図横断図、第9図横断面積変動図[13]、第2表立積計算表に示される。これらを通覧すると、河床変動は全区間を通じて種々な形で顕著にみられるが、全般的には洗掘の傾向を示している。またこのときには氾濫原内の標高750m付近で、7号台風以前の主流路の右岸が破れて[14]、多量の砂礫が流入、堆積し、周囲の旧氾濫原をもおおって広い堆積帯を形成した（第10図参照）この部分には、県河川課の測量が及んでいなかったため、その変動結果は上記の第9図及び第2表には含まれていない。

第2表　　大沢大滝～岩樋出口間における昭和34年7号台風による河床の変動（横断測量立積計算表）　(S.34.9.4～9.6)

測線番号	横断面積の増減 (m^2)	距離 (m)	立積 (m^3)	測線番号	横断面積の増減 (m^2)	距離 (m)	立積 (m^3)
46	+ 6			23	0		
		80	240			130	0
45	0			22	0		
		100	− 2200			100	− 2400
44	− 44			21	− 48		
		160	− 3520			90	− 2660
43	0			20	− 11		
		90	− 90			90	− 680
42	− 2			19	− 4		
		90	− 180			100	− 1100
41	− 2			18	− 18		
		70	− 70			80	− 680
40	0			17	+ 1		
		110	− 660			180	− 720
39	− 12			16	− 9		
		60	− 840			170	− 560
38	− 16			15	+ 2		
		120	− 960			50	− 500
37	0			14	− 22		
		90	− 900			80	− 120
36	− 20			13	+ 19		
		120	− 1200			90	360
35	0			12	− 11		
		120	960			130	− 690
34	+ 16			11	+ 2		
		180	900			70	70
33	− 6			10	0		
		50	550			90	50
32	− 28			9	+ 1		
		110	1210			130	70
31	− 6			8	0		
		100	− 1700			150	0
30	− 28			7	0		
		110	− 2200			110	3470
29	− 12			6	+ 63		
		80	− 480			150	4730
28	0			5	0		
		60	660			60	0
27	+ 22			4	0		
		90	990			90	50
26	0			3	+ 1		
		100	0			40	20
25	0			2	0		
		80	240			110	− 2200
24	+ 6			1	− 40		
		100	300				− 12440

629

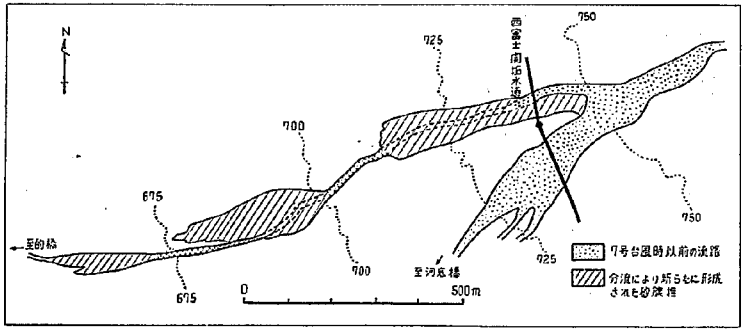
第9図　横断面積変動図
(34年7月下旬—同年9月上旬)



大滝～岩樋出口において、著しい河床変動を示した箇所は、以前より段丘状の砂礫堆が発達していたところにあたる。この区間では、岩樋出口に近い岩樋中の堆積帯（No.6 測線付近）、横崩れ付近（No.32、33、34 測線付近）の河床が多量の砂礫が堆積したため相対的に上昇したのを除き、他の堆積帯[15]では一般に側侵蝕によって段丘崖が大幅に後退し、相当量の砂礫が侵蝕され、河積の著しい増大がみられた。岩樋の部分は河床がほとんど熔岩で構成されているため、顕著な変化はみられなかったが、No.18地点（第8図参照）では、谷底に突出した熔岩の一部（約90m³）が節理に沿って削りとられ、運搬された。なおこの区間全体を通じての河床変動量は、第2表に示すように、約—12,000m³で、全般的に洗掘の傾向を示した。

岩樋出口～分流点においては、測量データ及び現地観察によれば、岩樋出口のわずか下流で大規模に発達した段丘が側侵蝕によって著しく後退したのがとくに顕著で、ここは全区間中で最大の洗掘量を示した。それより下流では部分的な堆積もみられるが、全般的には洗掘の傾向が引きつづいた。なおこの区間の河床変動量は約—19,000m³である。

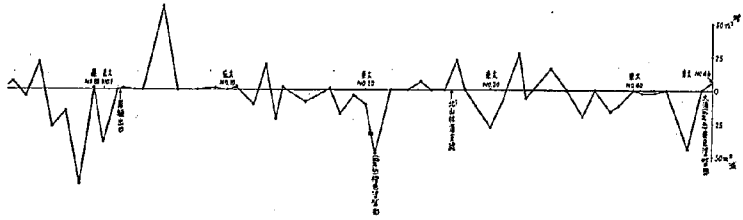
第10図　分流点付近の見取図（第1図参照）



著しく河床が拡大した分流点付近においては、本流側の河床変動はそれほど著しくなかったが、分流側では、上流より流入した砂礫が第10図にみられるように、下流に向って堆積洗掘をくり返し、三段の台状の砂礫堆を形成した。最下流の砂礫堆は細い雨裂状の沢につづき、それは的橋下を通過して芝川に流入する。この部分に堆積した砂礫の総量は、平面形の測量と露頭断面の観察結果より、平面積と堆積物の平均の厚さとを求めて推算[16]すると約+31,000m³である。

なお上流部においては、堆雪上に貯留されていた岩屑に崩壊斜面から供給された岩屑が加わって、そのうちの大部分が三の越、大滝をへて下流に運ばれたと考えられる。7号台風通過直後、三の越より上流の

530



谷底に堆積物がほとんど残っていなかったことからみると、この部分にあった岩屑は大部分流出したものとみて差支えない。したがって、7月の調査時に推定した上流部の貯溜砂礫量から粗略な推定が許されるならば、その量は20,000～30,000m³とみて大過あるまい。

次に上流部から氾濫原内の分流点付近に至る河床変動量を計算すると、ほぼ次のようになる。

大滝より上流	− 20,000 ～ − 30,000 m³
大滝 ～ 岩樋出口	− 12,000 m³
岩樋出口 ～ 分流点	− 19,000 m³
分流側の堆積量	+ 31.000 m³
計	− 20,000 ～ − 30,000 m³

したがって上・中流部より運ばれた砂礫のうち20,000～30,000m³の砂礫が、分流点付近より更に下流へ運ばれ、潤井川側及び芝川側に流入したものと思われる。潤井川に流入した砂礫の量が、このうちのどれくらいの割合であったかは不明であるが、氾濫原内で実施した県河川課の測量データによれば、分流点～河底橋で20,000m³の洗堀量が示されているので、河底橋より下流へ流出した砂礫の量はこの20,000m³に20,000～30,000³の一部分が加わったものであると考えられる。

Ⅳ 大沢における崩壊及び砂礫運搬の地学的意義

大沢崩れの最大の特徴は、崩壊が不断に進行していること、崩壊物の運搬が急速に行なわれることである。これらの特徴は、ここで改めて指摘するまでもなく、斜面が不安定な地質からなり、これらの斜面構成物質が変化に富む気候条件によって絶えず風化作用をうけていること、および斜面と谷底の物質がその地形条件によって大きなポテンシャル・エネルギーを与えられていることに起因する。崩壊斜面では、第2章にみたように、季節に応じて日射、霜および氷などの営力が複雑に組み合い、斜面構成物質の結合を弛緩させ、斜面を崩れ易い状態に導く。さらに諸種の震動や風、あるいは豪雨、また冬から春にかけては霜、雪崩などの誘因となる営力がこれに刺戟を与えて崩壊を発生させるのである。急傾斜の谷底では、そこに貯溜した崩落物質が、主として夏の豪雨時に集合運搬的な移動を行ない、一挙に下流へと流出する。一般に崖錐が発達すれば、斜面の長さや傾斜などが漸じて、崩壊そのものが衰えると考えられるが、この崩壊地の崖錐は下部の激しい洗掘によって常に変状し、長く安定する余地が全く与えられていない。このように、この崩壊地では諸種の営力が連鎖反応的に働いて、激しい物質の移動はとどまるところを知らない。

ところで、この2年間の観察の結果、定性的ならびに定量的にもある程度把握できた大沢の侵蝕、運搬の様式と速度は、地学的見地に立てば、あくまでもこの谷の侵蝕の歴史における単なる一こまにすぎない。このような瞬間的な断面においてとらえられた現象が、長期に亘る侵蝕史のうちにどのように位置づ

431

けられるかは、今後長期間に亘る観察と地形地質的な十分の考察とが行なわれるに従い、明らかになってくることと思われるが、ここでは今までに得られた知見をもとにして若干のアナロジーを試み、二、三の問題点を指摘することとする。

大沢の侵蝕が開始された時期、氾濫原の堆積が始まった時期に関しては、既に津屋教授による泥流堆積物中の木炭の放射性炭素からの年代測定や、[17] 狩宿で氾濫原の基盤と対比される地層から出土した縄紋式土器などから、少なくとも 10^3年のオーダーより古くないことが求められている。筆者らも目下この問題に関し種々の検討を進めているが、それらの議論は次の機会にまわし、ここではそれよりも短かい10^1～10^2年内外のオーダーでみられる地形変化の過程を追いたい。この問題をとく鍵の一つは、大沢の中・下流部の沢沿いに分布する段丘化している堆積物が、どのような性格をもつものかを検討することにあるように考えられる。

大沢でみられる段丘は、比高と植生の生育状態などから大きくわけると、高位と低位の2種類が識別できる。ここでいう高位段丘は河床よりほぼ10m以上の比高をもち、森林におおわれるもので、大滝以下氾濫原頂部まで分布する。[18] 段丘礫層は局部的に8～9mの厚さをもつが、一般には熔岩を基盤として2～3mの厚さをもつにすぎず、層理は不明瞭である。これらはこの部分の大沢の河床が低下していく過程のうちの比較的初期の河床面の位置を示すものと考えられる。しかし、切り離された各段丘面を河床縦断面上にプロットしてその配列をみると、かなり喰いちがいがあり、必ずしもすべてが同一時期の河床を示すものとして対比されるものではなさそうである。

一方、低位の段丘は岩樋より上流側の局部的な堆積帯の現河床周辺に分布する[18] 比高2～6mのもので、植生は疎らかまたはほとんど侵入していない。いずれも乱雑な巨礫質の堆積物からなり、表面には細粒物質はのらず、岩塊が点在している。

この2年間に経験した大規模な出水時には、砂礫の堆積はこの段丘面上に達せず、むしろ側侵蝕によって段丘が破壊される傾向にあった。一方最低河床から1～2mにおよぶ小段丘化した河床面は、洗掘と上部から供給された砂礫の堆積によって顕著な物質の交代がみられた。また砂礫を多く含んだ流れによって一旦1～2m程度埋められた河床面が、その後の砂礫含有率の少ない小出水時に低部が洗掘され、小さな段丘を作ったことは堆積帯の各所でみられた。[19] このように、33、34年度の各豪雨時の砂礫含有率の異なった様々な流れによって反覆した河床の上下は、堆積帯においては最大2～3mに及んだけれども、ここでとり上げた低位段丘面を越すほどの規模は有しなかった。

これらの諸点から、この低位段丘の堆積物は、少なくとも2年間の最大の出水時（34年7号台風）の流れよりも規模が大であり、かつ砂礫含有率もそれをはるかに凌駕する土石流的な流れによって、河幅の広い部分に残されたものと解釈できるのではなかろうか。このような段丘が比較的上流側に分布すること、段丘面の形態が山側にゆるく傾いていること、表面に細粒の堆積物がのらないことなども上の解釈を支持する一つの拠り所であろう。ただしこの段丘堆積物が一回の土石流で供給されたものか、数回の土石流で供給されたものかはわからない。

このように考えると、この2年間に経験した7号台風その他による出水時の流れは、低位段丘を形成した時のそれに比べれば砂礫の少ない流れであったことになる。またこの低位段丘が現在著しく面積を減じていること、植生の生育状態からみてその形成期がそれほど古いものではないことなどから判断すると、この段丘を作る程度の堆積、侵蝕は比較的短期間（おそらく数10年のオーダーの期間）に繰り返されるものとみて差支えないであろう。

塗装礫を指標としてみた礫の移動状況からも明らかなように、大沢では砂礫の運搬は極めて急速である。2年間の資料によれば、かなり大きな崩壊岩屑でも、上流部の谷底に供給されてから下流氾濫原に運び出されるには、2、3回の出水で事足りる。従ってこのような低位段丘を形成させた土石流は、上流部で大崩壊が発生したことと結びつけて考えねばならないだろう。このことは上流部で継続的に行なわれている崩壊現象にもある程度の波があることを物語るものと考えられる。そしてこれは、地震や異常な豪雨

532

などの強力な営力に起因するものであろう。しかしこのような異常な堆積が行われるときの崩壊岩屑の量は、この2年間にみられた継続的な崩壊に比してどれほどの差があるかは明らかではないが，低位段丘の規模からみて、それほど飛躍的に大量のものとは考えられない。

むすび

この報告では、大沢崩れ対策の基本的資料の一つとして、崩壊の実態とその基礎条件の把握、生産された砂礫の流出機構と下流に及ぼす影響の解明などの点に関し、34年度の調査結果を中心として考察を進めた。まず上流部の崩壊については、年間を通じてほぼ間断なく崩壊がつづくことが明かとなったが、ここでは崩壊の過程を作用する営力にもとずき4つの場合に類型化して述べた。また生産された砂礫の流出形態とその量については、台風などの出水時に最も顕著な砂礫移動がみられることが明かとなり、その代表例として34年7号台風時にみられた土石流的な砂礫移動の性格をかなり詳しく追求した。さらに以上の観察事項の地学的な意味づけの一つとして、谷底付近の地形変化の機構に言及した。

砂礫移動の点で今後に残された問題は、氾濫原から下流への砂礫の運搬機構と運搬物質の下流地域に及ぼす影響である。また大沢の地形発達に関する諸問題も今後のインテンシヴな検討を要する課題である。

筆者らはこの研究を進めるにあたって，多くの方々の御援助を頂いたことを忘れることができない。静岡県総合開発課の方々には野外調査その他に一方ならぬ便宜を与えられた。また静岡県河川課、富士土木工事事務所、静岡営林署富士宮事業所，十番、十一番各事業所の方々からは宿泊や資料などの点で多くの御援助を与えられた。さらに野外調査にあたっては、東京大学地理学教室学生内藤博夫、鶴見英策、野上道男、角南泉、守屋以智雄の諸氏の多大の協力を得た。これらの方々に対しここに厚く感謝の意を表する次第である。

補註

1) 多田文男・岩塚守公・吉田栄夫・町田洋：富士山大沢における崩壊と砂礫移動についての研究（第一報）静岡県 1959
2) 津屋弘達：大沢沿岸地域の地質と大沢扇の発達、静岡県、1959.
3) 望月勝海・鈹島輝彦・加藤芳朗：大沢氾濫原調査報告、静岡県、1959.
4) 前掲、註1) P.13参照、
5) 前掲、註1) P.17参照、
6) 御中道滝し場付近の堆雪は7月中旬でもなお豊富に残存していた（写真1参照）。これは33年にはみられなかったことである。
7) 推算の根拠は数地点で雪に含まれる砂礫の割合を測定し、その結果から堆積物の厚さを平均しておよそ30cmと推定し、これに雪渓の分布面積（巾30m×長さ1,500m≒45,000m^2）をかけた。
8) 筆者らは33年9月、大滝下、北山林道支線下など5カ所で河床物質に塗装した（註1）P.18参照)。さらにその後33年12月に氾濫原頂部で緑色エナメルを同じ要領で塗装した。この地点（以下 Loc.6とする）は岩樋出口より565m下流で、海抜高度約850m、平均河床傾斜5°である。
9) 上陸当時の中心示度は960mbであった。
10) 黄色礫32コ、橙色礫29コ、緑色礫51コ。
11) 発見された総個数の10～20%。
12) 各測線は、その付近の河床をよく代表するような位置に選んだので、測線間の距離は一定ではない。
13) この図のうち県No.30～88は静岡県河川課の資料によった。
14) ごく小規模な分流は時々行なわれるらしい。今回の分流点では、7号台風以前（33年22号台風以後と思われる）にすでに小規模な河道（幅10m内外）が生じ、少量の砂礫が流入していた。
15) 上流よりNo.44、36、31、30、21各測線付近。
16) 新しい堆積物の厚さは各砂礫堆によって異なるので、現地調査によってそれぞれの平均層厚（0.35～0.6m）を求め、それにそれぞれの平面積（原図は 1/5,000）をかけて加算した。

533

17) 前掲註2) P.42参照。
18) 前掲註1) の付図2地形分類図参照。
19) 最も顕著だったのは横崩れ付近。

534

富士山大沢における崩壊および砂礫移動についての研究（第3報）

東京大学理学部地理学教室
多田文男　岩塚守公　町田　洋
小池一之　細井将右

内　　容

まえがき
I 大沢の地形発達
1. 大沢の地形と地質
2. 大沢の地形発達
2. 1. 古大沢の形成
2. 2. 大沢崩の形成
3. 富士山の放射谷に占める大沢の特性
3. 1. 放射谷の分布と発達型
3. 2. 富士山放射谷の末端にみられる堆積地形
II 大沢崩の下流に及ぼす影響
1. 崩壊物質の移動
1. 1. 砂礫移動の発生とその条件
1. 2. 砂礫移動の様式
1. 3. 大沢扇状地より潤井川への砂礫の影響
2. 潤井川における溶浮流物質
2. 1. 潤井川の概況
2. 2. 調査方法
2. 3. 溶浮流物質の季節的および地域的変化
2. 4. 溶浮流物質の運搬量
III 結　　語

135

ま え が き

過去3年間にわたってつづけられたわれわれの研究課題は、大沢谷頭部における崩壊の実態の把握およびその中、下流部における砂礫の運搬、堆積の機構とその量的な把握などを中心にしたものであり、このような基礎的研究は侵蝕問題研究の立場からみても重要な意義をもつものと考える。同時にそれは現実的立場よりする災害対策の面にも、基礎資料としての意味をもち、充分にその用に供されるべき性格をもつことが必要である。われわれはこれらの点を意識して、時間的、経済的制約を受けながらも常に情熱をもって調査に当ったが、現在の時点に立っていままでの調査を振返ってみると、それは必ずしも能率的なものではなく、その成果もまた決して意に満ちたものでない。しかしその点は今後可能な範囲で補い、いずれ発表する機会を得たいものと考えている。

昭和35年度の調査は前2年間の成果を引継ぎ、それを更に発展させるために3つの中心課題をもおけた。

その第1は大沢を発達史的な立場から意味付けることで、このためには富士山のほぼ全域およびその周辺地域にも及ぶ広い範囲にわたって地形、地質を観察し、それらを基にして大沢の発達時期、発達過程などに対して論及を試みた。

第2は扇状地内における砂礫移動の実態を把握することで、これはすでに2年間にわたって実施してきた扇状地に至るまでの大沢の砂礫移動の分析を発展させたものである。

更に第2の課題との関連のもとに、潤井川で実施した溶浮流物質の検討が第3の課題である。この調査は昭和35年6月にはじまり、それから1年間観測を継続することにしているので、本報ではまだ未完の形である。この完結した結果は、いずれ続報として報告する予定である。

I 大沢の地形発達

1. 大沢の地形と地質

大沢の地形と地質の概況については、筆者らは第1報[1]において、これを砂礫の生産・運搬・堆積に関連する要素としてとり上げた。しかしそこでは大沢周辺の地形・地質を発達史として意義づけることはまだ行なっていない。

大沢の発達史に関連した研究は、すでに津屋教授、望月教授、飯島助教授らによって進められている。津屋[2]は全流域にわたって熔岩を主な対象とした地質・岩石学的研究を通して、また望月・飯島[3][4]らは大沢下流氾濫原の構造についての層位学的研究を通して、大沢の発達の問題を追求している。筆者らはこれらの方々の得られた資料に検討を加え、参考にするとともに、独自の立場から地形、地質に関する資料を集め、大沢の侵蝕が開始された時期、地形発達の様式などを追求した。

筆者らのこの問題に対してとった基本的な研究方法は、種々の地層の層位学的分析と地形面の分析であ

1) 多田文男・岩塚守公・吉田栄夫・町田洋：富士山大沢における崩壊と砂礫移動についての研究（第1報）静岡県 1959
2) 津屋弘逵：大沢沿岸地域の地質と大沢崩れの発達 静岡県 1959, 1960
3) 望月勝海・飯島輝彦・加藤芳朗：大沢氾濫原調査報告 静岡県 1959
4) 望月勝海・飯島輝彦：大沢氾濫原および下流地域の調査 静岡県 1960

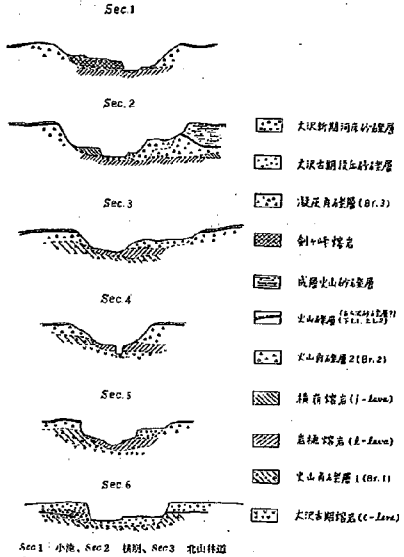
536

り、さらに過去3年間の調査で明らかになった現在の侵蝕の実態に関する知見も参考資料としてこれらに加えた。

大沢が大滝付近（海抜高度1,500m）および岩樋出口付近（海抜高度900m）を境として、地形、地質的に3区分されることはすでに指摘したとおりである。[5] このうち大沢崩の古い堆積物が各種の地層との関連において観察できるのは、大滝付近から下流であるので、調査の主体もこの区間においた。

この部分の地層を分層し、対比する上に基準となる鍵層は、古いものについては岩樋熔岩（津屋のe－熔岩）であり、新しいものについては風成のラピリ層である。対比の結果は第1表に要約される。また第1図は大沢沿岸数ケ所の地質横断図である。なお第1表には人穴、白糸、上井出、北山、上野など富士西麓周辺の表層地質との対比もつけ加えた。

第1図　大沢沿岸の地質横断図



Sec.1　小滝、Sec.2　横川、Sec.3　北山林道
Sec.4　岩樋内、Sec.5　岩樋出口、Sec.6　海抜約850m付近の河床

小滝付近から岩樋出口まで分布する岩樋熔岩の下位には、熔岩が2枚、火山角礫層が1枚みられる。

最も古いものは、津屋がc熔岩と呼んだもので、北山林道横断点より下流の岩樋内の滝壺に、その下位に火山角礫層を伴って露出する。津屋によれば、岩質上これに酷似した熔岩は三の越直下付近(海抜高度約2,000m）の大沢谷底に露出する最下位の熔岩から4枚上の熔岩であり、同様のものは竹沢にも露出するという。

この上位には、津屋がd熔岩と呼んだ局部的に露出する熔岩を挟んで黄褐色の固結した火山角礫層（以下Br.1と略記する）がのる。これは北山林道横断点から下流の谷壁に点々と露出し、海抜高度約850mより下流では地表下に没する。粗大な角礫を含み、無層理の乱雑な堆積物である。厚さは最大10mに達するとみられるが、岩樋ではかなり薄く、ところによっては全く消失して岩樋熔岩が直接古期熔岩上にのることがある。

岩樋熔岩は北山林道横断点付近、岩樋の一部、岩樋出口ほか数ヵ所（第1図 Sec.3、Sec.4、Sec.5）などで、主に左岸側のBr.1よりなる谷壁にのり上げており、またBr.1とこの上の火山角礫層（以下Br.2と略記する）との間に挟まれている。また岩樋熔岩がBr.1をへだてず直接古期熔岩上にのることがある。これらの野外における観察事項は、Br.1の堆積と岩樋熔岩の流出との間にはかなり長い侵蝕期が存在したことを暗示する。いうまでもなく、この侵蝕期に形成された谷は岩樋熔岩およびBr.2などの噴出物によって埋められているので、現大沢の形成とは直接の関係はない。ただし後述するように、下流の現大沢

5）前掲　註1

537

第 1 表　大沢およびその周辺の地層対比

白糸・原	人穴	大沢扇状地	loc. 6 樋出口（海抜高度約850m）	岩樋内	北山林道	横崩	小滝	大滝
		大沢崩古期段丘堆積物			新期堆積物			
			大沢崩古期段丘堆積物 950y.B.P.					大沢崩古期段丘堆積物
黒土層			凝灰角礫岩（Br.3）2500y.B.P.			凝灰角礫岩(Br.3)		剣ケ峰熔岩
		砂	砂礫層					
風成ラピリ層（L.2）			風成ラピリ層（L.2）					
						砂礫層		
風成ラピリ層（L.1）		礫	風成ラピリ層（L.1）					
	人穴熔岩		火山角礫層（Br.2） 3000y.B.P					
						横崩熔岩（f 熔岩）		
		層	岩樋熔岩（e. 熔岩）					
黒土層			黒土層					
白糸熔岩			火山角礫層（Br.1）					
火山灰層			大沢古期熔岩					
古富士泥流								

扇状地の基盤となる古い扇状地砂礫層のかなりの部分は、この侵蝕期に堆積したものと考えられる。

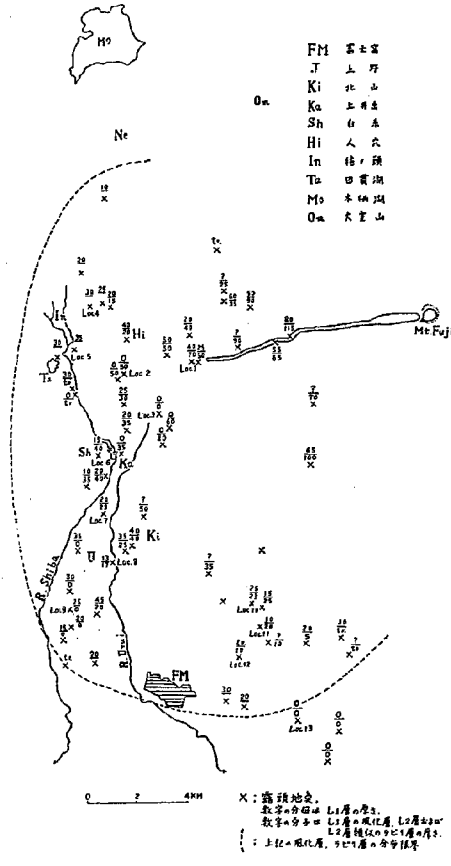
岩樋熔岩の上位には、横崩付近で右岸側から大沢流路内に流入した熔岩（津屋のｆ熔岩）がくるが、さらにこれらを厚さ7～10mの火山角礫層（Br.2）がおおう。この Br.2 は黒褐色を呈し、粗大な角礫を含む極めて乱雑な堆積物で、ところにより木炭を多量に含む。そして大沢沿岸のみならず十番事業所、十一番事業所付近にも分布し、かなり広くこの付近の地表を構成する。Br.2で構成される地形面は大沢中流で6°～8°の傾斜で西に傾き、微起伏はかなり多い。この点は広見および上井出北東部の平滑な地形面とは対照的である。このような堆積層とこれの作る地形面とからみると、Br.2 は噴火泥流の形をとって流下したものと考えられる。なお津屋が放射性炭素法による年代測定に用いた木炭の試料は、この層から採取したもので、測定の結果約3,000年前という値が得られた。

Br.2の上には大沢中・下流部で厚さ 50～100cm の風成ラピリ層がのる。これは火山灰質充填物の極めて少ない粒径 1～5 mm の比較的緻密な黒色ラピリからなり、その分布は第2図で示したように広く富士西麓～西南麓におよび、ほとんどすべての熔岩をおおう。以下このラピリ層を叙述の便宜からL.1と記載する。このL.1の上には、横崩右岸（第1図Sec.2）を除き、整合的に厚さ40～80cmの赤褐色粘土質ラピリ層が重なる。これは径2～5 mm内外の風化した赤色スコリア粒を含み、細粒充填物が多く、腐蝕も混在して全体としてかなり風化が進んでいる。その分布は中・下流部のみならず大滝付近から大流上流の火山斜面におよぶ。これは一見L.1の風化物のようにみえるが、横崩右岸では、次に述べるように、砂礫層が両層間に介在すること、L.1のラピリが緻密であるのに反して著しくスコリア質であること、粗度組成が異なること、などの層位および堆積相の点からL.1とは区別するべき風成火山堆積物である。以下これをL.2と記載する。

大沢中流部横崩右岸（第1図　Sec.2）の谷壁に露出するやや円磨され成層した厚さ5～8mの砂礫層は、上述のように　L.1をおおい、さらにL.2 におおわれている。この砂礫層は横崩で現大沢の流路と斜

138

第2図　富士山西麓におけるラピリの分布



交し、すでに埋積されたかっての谷の堆積物であるが、その詳しい性格はこれに似た砂礫層がこの部分以外に見出されないので不明である。ただ砂礫層の層位と堆積相からみると、大沢の発達とは関係がないように考えられる。

大沢中流部の谷地形が形成された時期は、大滝付近から小滝までの谷の中に剣ケ峰熔岩(津屋のg熔岩、剣ケ峰を構成し不動沢を流下した熔岩)が流入していること、しかもこの熔岩の上にはラピリ(L.1、L.2)はのっていないことから、ラピリ降下以後、剣ケ峰熔岩流下前である。剣ケ峰熔岩と同層準の噴出物と考えられるものには、焼野から大沢前沢を流下した熔岩のほかに、横崩左岸、北山林道横断点右岸、扇頂部海抜高度850m付近左岸(それぞれ第1図 Sec.2、Sec.3、Sec.6)に段丘状をなす黒色の凝灰角礫層(以下Br.3と略記する)がある。これはSec.6の露頭で望月・鮫島らが自己破砕熔岩と記載したもの[6]で、木炭を含み噴火泥流的な形成機構を推定させる堆積相をもつ。層位関係からこのBr.3は剣ケ峰熔岩の噴出に前後する火山活動により大沢谷底を流下して堆積したものであろう。

海抜高度850m付近(第1図、Sec.6)より下流側では、ラピリ層とBr.3との間およびBr.3の上に2～3mの厚さのやや円磨された比較的細粒の礫を含むやや成層した砂礫層[7]がみられるが、これはこの上位にのる大沢崩に由来する特色のある砂礫層とは腐埴層をへだてるのみでなく堆積相も異なるので、大沢崩の発達に関係した堆積物ではなく、大沢中流の初期の谷地形を形成した侵蝕に由来するものと考えられる。

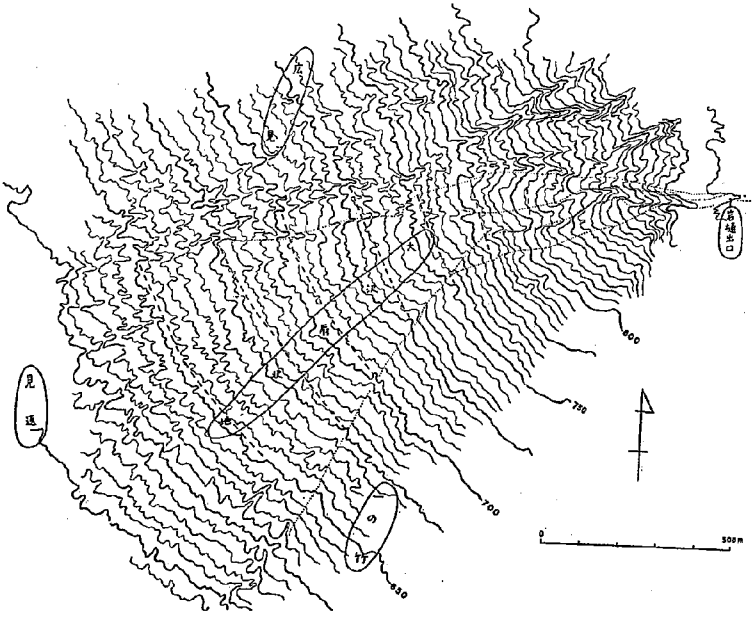
6) 前掲、註4)
7) 前掲、註4)では、泥流と記されたもの。

さて大沢崩の発達をものがたる堆積物は、層位的にはこれらの地層の上にのる最も新らしい堆積物である。この大沢崩堆積物は形成時代の上で、さらに、段丘化した古期堆積物と現河床および低い段丘を構成する新期堆積物とに分けられる。

大沢崩古期堆積物よりなる段丘は岩樋出口付近から下流によく発達する。岩樋出口付近では現河底との間に比高10m～15mの崖をもつが、下流に向うにしたがってその比高を減じ、海抜高度770m付近で現河床面に一致する。この古期段丘堆積物は一見極めて乱雑な堆積状態を示すが、大礫の排列状況からおおよその成層状態は判別できる砂礫層である。未固結なこと、粒度、円磨度など現河の構成物質のそれに類似し、明らかに大沢崩に由来し、土石流的な形で運搬された物質である。この古期段丘堆積物は岩樋出口の下流のみならずこれより上流にも分布するが、それらに共通する重要な点は、大沢の谷の中に堆積段丘として存在し、決して火山原面にはのっていないことである。

新期堆積物、すなわち現河床堆積物は上・中流部では極めて薄く、熔岩の欠如した部分に低い段丘の形で精々厚さ3～4mの局地的な堆積区がみられるのみで、河床に熔岩が露出する部分にはほとんど堆積していない。岩樋出口より下流ではやや厚さを増し、海抜高度800m～700mの川幅の最も広い部分で最も厚く[8]その下流では再び薄くなる。このように大沢崩堆積物の厚さは一般に薄く、その分布地域が地形的に周囲

第3図　　大沢扇状地の地形



8) 前掲、註3）では、堆積物の厚さは10mどまりと推定している。

540

と区別できないとの理由で、扇状地よりむしろ氾濫原と呼ぶべきであるとの意見がある。[9] しかし1万分の1地形図を注意して観察すると、第3図で示したように、大沢崩堆積物の分布するとみられる区域は周囲の平滑な地形面より扇状に若干突出し、その地形面上にのっていることが推定され、したがっておおよその分布範囲を指摘することができる。そして野外における観察もこのことを裏付ける。したがってごく大雑把ではあるが、地形図上で、第3図のように、現大沢扇状地周囲の地形面上の等高線を延長して扇状地面下の地形を復元することにより、扇状地堆積物の厚さをほぼ推定することも可能である。[10]

以上のように、大沢崩堆積物には新旧2種の堆積物があり、扇頂部とそれより上流では両者の間に不整合関係が存在するが、その地学的意味については第2節で考察する。

大沢崩堆積物の下に埋没している地形面およびこれにつづくとみられる広見、上井出北東方の地形面は以下に述べるように、全般に成層しやや円磨された二次的砂礫層の堆積面と考えられる。代表的な露頭にもとずき、その構成物から地形面の性格を述べよう。

まず現大沢扇状地の北西部広見付近は、第4図、loc.2 の露頭でみられるように（写真1および第4図 loc.2参照）、下部は厚さ10m以上のかなり固結した砂またはシルト層と礫層との互層で、この上に厚さ4～5mの成層した亜円礫層がのり、さらに厚さ約50cmのラピリ層（L.1）をへだてて約1～2mの厚さの砂礫層が最上部を占める。L.1 より上の砂礫層のうちには厚さ60～80cmの木炭を含む凝灰角礫層があり層位と堆積相とから大沢中・下流部の Br.3 に対比される。この他の砂礫層は堆積相からみて、水流の影響下に堆積したものと考えられる。現大沢扇状地内ではラピリ層はほとんど侵蝕されているが、僅かに残存する部分でみると、礫がちの固結した砂礫層[11]の上にL.1、さらに河流性砂礫層およびBr.3の順に重なりL.1以上の堆積物には2～3枚の黒色バンド、すなわち腐植を多く含む層が発達している（写真2）。大沢崩堆積物はこれらを基盤とすることはいうまでもない。上井出北東部一の竹～竹沢付近では、上流に向うほどL.1以上の砂礫層は他の地域に比べて厚く、3～4mに達する。またL.1以下の砂礫層は極めて固結した角礫層である。これらにはいずれも成層構造が認められる（写真3）。

このように現大沢扇状地の基底となる地形面は、二次的砂礫層が主体となって構成された扇状地面（以下上井出扇状地と記載）である。岩樋出口付近から上流の微起伏のある地形面を構成する Br.2は、地形的には岩樋出口付近から竹沢側に拡がるらしいが、竹沢中流のL.1以下のどの砂礫層に対比されるかは明らかではない。下流側ではおそらく尖滅するか、上井出扇状地砂礫層に挟在するかのいずれかであろう。なお上井出扇状地砂礫層の層位についてみると、主体をなす砂礫層は上井出～人穴間の県道付近より西方および竹沢下流部で明らかに古い熔岩をおおい、広見北方で人穴熔岩におおわれる関係にある。また古富士泥流層は、上井出扇状地内各所で行なわれた物理探査の結果、扇央付近では地表面下30～40mに熔岩をへだてず扇状地砂礫層の直下に存在することが推定されている。このようなことからみると上井出扇状地は古い熔岩流にかこまれ、砂礫の堆積し易い一種のポケット的な環境に、合流扇状地的な性格をもって発達したものと考えられる。

---

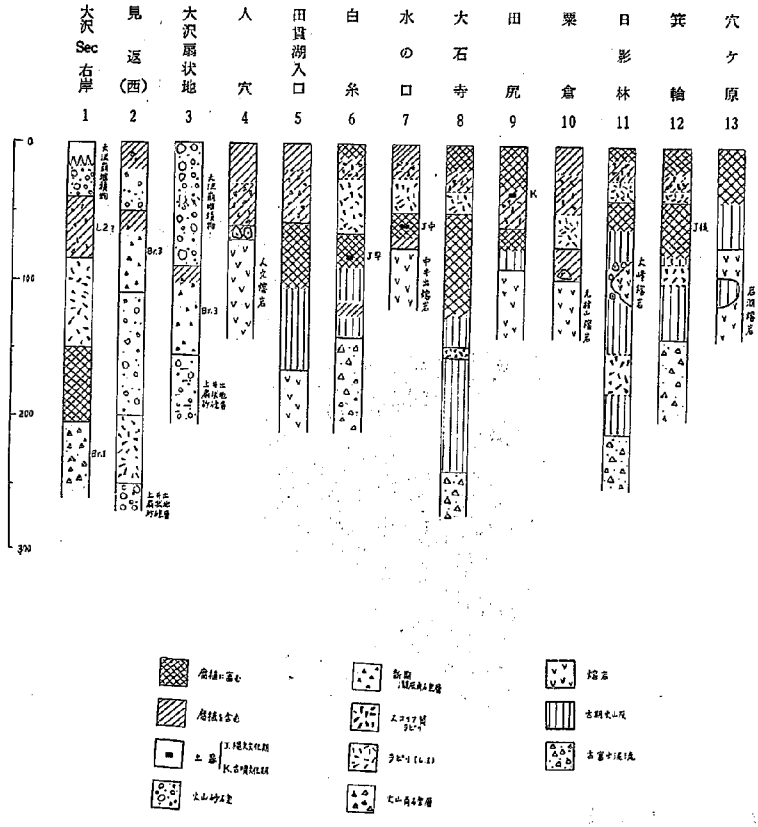
9) 前掲、註3）

10) この方法によっても、厚さはおよそ10m内外と推定される。

11) いわゆる砂利マサ。

541

第4図　富士山西麓表層地質柱状図　（柱状図番号は第2図のLoc番号に対応する。）



742

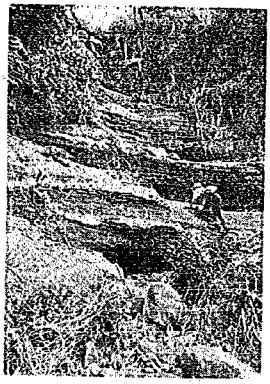


写真1　猪之窟河原上流の露頭
（第4図 loc. 2 参照）



写真2　大沢扇状地内海抜高度650m付近（送電線下）の露頭、地表面下約60cmまでが大沢崩壊積物。



写真3　一の竹開拓地東部、竹沢における露頭、地表面下約1mの白っぽい層がラピリ層（L. 1）

2. 大沢の発達史

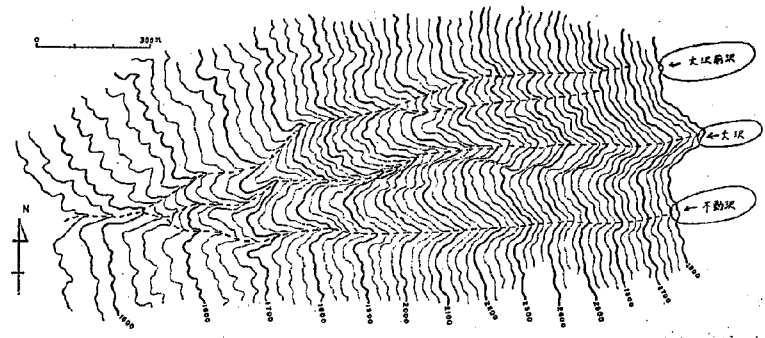
2. 1. 古大沢の形成

いま1万分の1地形図で海抜高度1,500m以上の大沢および大沢前沢、不動沢3本の谷の発達状況をみると（第5図）、海抜高度1,500～2,500mの間では深さ、幅などの点でこの3本の谷には顕著な差はみとめられない。しかし2,500m以上の高度では大沢以外の2本の谷は深さを著しく減ずるのに対して、大沢は深さと幅をさらに増し異常に発達する。またお中道～大滝間の大沢の横断形をみると（写真4）、植生におおわれる谷壁上部の斜面が谷壁下部の崩壊地のある斜面に比べて緩傾斜であることに気付く。下部

543

の急斜面は明らかに現在の激しい下刻にともなって形成されたものであるが、相対的に緩かな上部の斜面は谷底がかなり浅く、下刻作用がまだ激しくなかった時期に形成されたものと考えられる。

第5図　　大沢とその隣接する沢の発達状況



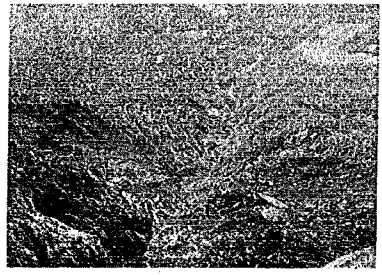


写真4　大沢崩、海抜高度2,700m、ダルマ石付近より下流の谷地形をみる。お中道横断点付近より下流に植生におおわれた古大沢の谷形も認められる。

これらのことは前節で述べた大沢崩発達前、剣ケ峰熔岩流入時に存在した大沢中流部の谷（以下古大沢と記載）がどのような形で上流に連続していたかを推定する上に有力な手掛りとなる。津屋は剣ケ峰熔岩が海抜高度3,050m付近で現大沢の左岸谷壁に流れかかっていることから、この付近では同熔岩の流下前に谷が形成されていたことを推定している。古大沢の規模が具体的にどのようなものであったかは前述の資料に推論の根拠を求めるのみであまり明瞭ではないが、おそらく現在の不動沢、大沢前沢と似て海抜高度3,000m付近より上流ではかなり浅く、それ以下のおよそ2,500～1,600mの部分で深さと幅を最も増すというような谷形であったと考えられる。

現在上流崩壊地から出水の度に搬出される岩屑が河床を激しく蝕磨していることは、熔岩のナメに条痕が無数に刻まれていることで明らかである。しかしこのような大沢崩発達に伴なって激化した洗掘作用が大沢中流部の谷地形の全てを刻んだのではない。中流部の谷の概形は、すでに剣ケ峰熔岩およびBr.3の流下時に存在した古大沢によって形成されていたのである。たとえば岩樋はしばしば侵蝕段丘の形をとることを指摘したが[12]、谷の概形は、崩壊地が拡がり土石流の流下が卓越する前に、Br.2などより成る原斜面の表部が侵蝕されて生じたものと考えられ、熔岩流の表面を若干刻んだ現在みる段丘面がおそらく当時

12）前掲、註1）

の河床であったのであろう。そして岩樋そのものの狭くそして深く刻まれた溝状の部分は，大沢崩の発達にともない激化した土石流的な流れによって流心部が集中的にけずられて生じたものと考えられる。

深さの点で現大沢中流部程度の規模をもつ谷は大沢周辺には少なくない[13]。しかしこれらの谷と大沢中流部とを比べると前者は横断形が単純なV字形であるのに対し，後者は岩樋の部分といえども谷幅がより広いことに特色がある。以上の諸点からみると，大沢崩の発達により土石流の流下が活潑化したことにともなう侵蝕力の激化は，すでに形成されていた大沢中流部の谷の概形を基本的に変えるまでにはいたっていないが，垂直および水平方向の谷の微地形的変形はかなり著しいものがあったといえよう。

さて中流部における古大沢の形成時代は，地質的にはラピリ[14]降下後、Br.3 および剣ケ峰熔岩流下前に求められたが，これを絶対年代で示せば次のようになる。前節で述べたように，L.1の下位のBr.2の堆積時代は約3,000年前である。また谷の中に入り込むBr.3の堆積時代は、この中に含まれる木炭の二片を放射性炭素法によって年代測定[15]したところ，2,490±70y.B.P.および2,521±50y.B.P.という値が求められた。したがってラピリ層は約3,000~2,500年前の間のおそらく初期か前半に降下し，その後約2,500年前に至るまでの間に中流部の谷の初期の形成が行なわれたとみることができよう。なお大滝より上流部の谷の形成時代については，谷壁を構成する地層がいずれもBr.2より古いものであるので，谷の形成時代が約3,000年前より新しいということはできないが，剣ケ峰熔岩とBr.3の流下時期をほぼ同時と考えれば，およそ2,500年前より古い時代に谷が形成されたということはいえる。しかしこの部分の谷は大滝より下流の谷に比べると，おそらくかなり古くから存在していたものであろう。

ところで上述のようにして求められたラピリ層，とくにL.1の降下時代は，このラピリ層がひろく西麓の各地で諸種の縄紋式遺物を含有する黒土層（腐植質火山灰層）をおおっている事実と矛盾しない。ここで大沢の発達とは直接の関連はないが，大沢中・下流にみられる古期の熔岩，火山角礫層が富士山の活動史においてどのような位置を占めるかを考える上の資料として，西麓における風成火山堆積物を中心とした表層地質について付記しておく。

西麓における風成の火山堆積物は東・北麓のそれに比べてかなり薄く，またその層序も比較的単純である。第4図は西麓各地における表層地質，とくに風成火山堆積物の層序および熔岩，泥流層との関係を示した柱状図で，これに各種遺物[16]の出土位置を示した。これによると風成火山堆積物は顕著な黒土層によって，大沢周辺にみられるものと同一の新期ラピリ層（I.1）[17]とこの下位の古期火山灰層とに分けられる。古期火山灰層は，代表的な，ほぼ完全な層序をもつ露頭（たとえば第4図 loc.8, loc.11）でみると，厚い黒土層の下限より10数cm下の部分に薄いスコリア質ラピリ層を挟み，また下・中部に1~2枚の黒色

---

13) たとえば竹沢，深沢など。

14) 大沢中流部において2枚のラピリ層（L.1, L.2）が谷壁に降りて来ている露頭は見出していないので，古大沢の谷の形成はこれらの堆積後と考えられる。

15) 学習院大学，木越邦彦教授の測定による。

16) 出土した土器の鑑定は東京大学，山内清男講師に依頼した。

17) 西麓に広く分布するL.1の上には，風化した赤色スコリア粒を含む粘土化した火山灰層がある。かなり固結しているのでエカスマサ，アカマサなどと呼ばれており，L.1の風化物または再堆積のものと考えられている。（加藤芳朗，近藤鳴雄：富士山西麓のマサについて，日本土肥誌，31巻，9号，1960）しかしL.1に比べて含まれるラピリの粒径が大であること，L.1との境界がかなり明瞭であること，分布がL.1をおおってさらに広いことなどの点で風成起源のものとは考えられないであろうか。

545

帯をもつが、それ以外は一般に風化して黄褐色粘土質となっている。この層は古富士泥流層の上では厚さ1～2mに達するが現富士の山麓の熔岩[18]の上ではいずれもかなり薄い。このことからこの古期火山灰層は古富士火山の噴出物とみられないでもないが、古富士泥流層からなる丘陵の谷底および斜面上にも古期火山灰層の大部分の層序がみとめられ、古富士泥流層とは不整合関係にある[19]。

縄紋早期から縄紋後期に至る土器は新期ラピリ層（L.1）直下の黒土層に集中して出土し、土師器は新期ラピリ層の風化土壌または二次的堆積層とみられる層に出土する。弥生式土器の出土層位も、吉原二中の中野氏によると、新期ラピリ層の上位付近にあるという。このことからも新期ラピリ層の降下が縄紋後期あるいは晩期のある時代に行なわれたことが確認される。

大沢下流の海抜高度850m付近右岸には、第4図 loc.1 の柱状図で示したように、Br.1の上、L.1の下に黒褐色、風化スコリア粒を含む黒土層が約50cmの厚さで存在する。この土層の特徴からみて、これは西麓で縄紋土器が出土する黒土層と対比されるものと考えられる。

以上のことは、西麓においては縄紋時代の初期またはそれ以前に山麓に多くの熔岩流を流下させた活潑な火山活動が行なわれたが、縄紋時代には山麓に及んだ熔岩流は比較的少なかったことを示すものと考えられる。大沢中流部で岩樋熔岩およびBr.2は、黒土層をほとんどはさまずにL.1に接するところからみると、これらはこのかなり長期に亘った噴火活動の静隠な時期に刻まれた谷の中に流下したものと考えられる。

新期ラピリ層はその分布、厚さ（第2図）および粒度の変化からみて、十一番事業所東方塒塚または富士宮登山道の1合目と2合目のほぼ中間の北方にみられる白塚、桧塚付近から噴出したものであろう。この西麓の新期ラピリ層とほぼ同層準とみなされる風成ラピリ層は、南麓から南東麓（吉原勢子辻以東）および大室山以北にも丸尾熔岩におおわれる部分を除いて広く追跡される。西麓においてこのラピリ層より新しい噴出物は、大沢中流のL.2に類似するスコリア質ラピリおよび寄生火山から流下したいわゆる丸尾熔岩である。

2. 2. 大沢崩の形成

すでに前述したように、大沢上流の崩壊地形成と中流部の谷地形（古大沢）形成とは、時代的に区別される。しかしこれらの谷が全く別箇に、相互の関連性なしに発生したとみなすことはできない。上流部の谷の形成は、これに先行してより低い位置に発達していた古大沢の存在に著しく支配されたであろうことが当然予想される。古大沢の谷は上流部で崩壊した物質を途中で停滞させることなく極めて容易に通過させることに役立ち、したがって谷頭侵蝕は促進されたものと考えられる。

大沢崩の侵蝕量は両岸の火山原面を延長し、谷形成前の地形を復元することによって求められている[20]がこのようにして得た値にはすでに浅く刻まれていた古い谷の容積が加算されているので、大沢崩自体の侵

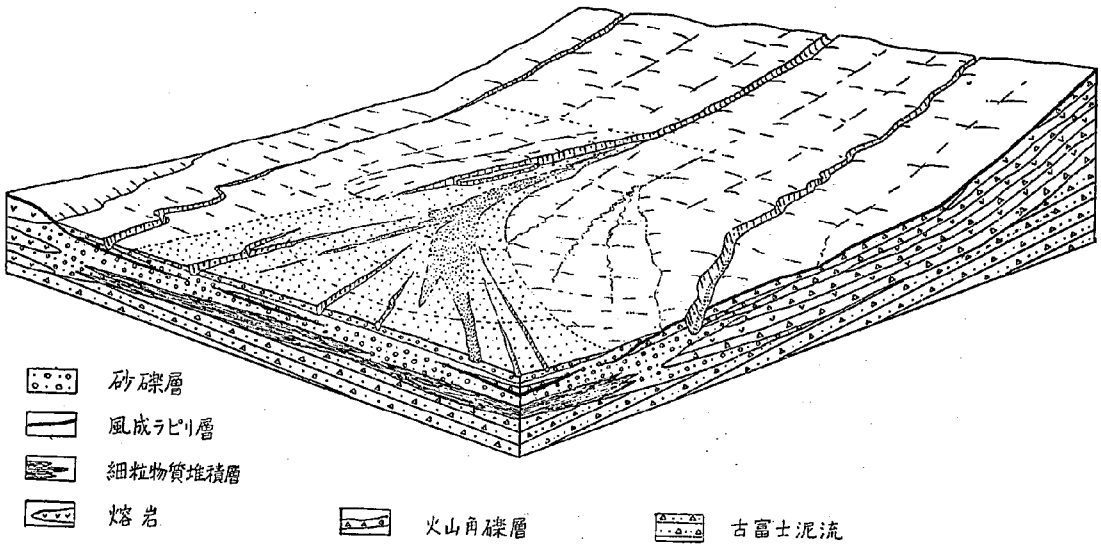
18) 第4図で示した熔岩は津屋（富士火山の地質学的並びに岩石学的研究、地学雑、52，618，1940．P.P.347～361）、沢村（沼津図幅地質説明書、1955，P．42）によると、いずれも富士火山の最古期熔岩ないし基底または下部熔岩に属す。

19) 古期火山灰層を古富士噴出物と現富士噴出物とに分層することは今後の問題である。

20) 前掲、註3）および東京営林局治山課：富士大沢崩れの空中写真測量の成果について、静岡県、1960

546

第6図、大沢扇状地頂部附近の地形と地質



蝕量はこの値よりもやや少な目に見積らなければならないであろう。

大沢崩の侵蝕量はこのようなことを考慮に入れて推算してみても、おおよそ数千万m³に上る。この多量の物質は現在までにどのような過程をたどって侵蝕されたのであろうか。

この問題に関する主要な論点は、侵蝕がほぼ継続的に行なわれてきたものか、それともある時期に突発的な大崩壊があり、その後現状に近い形の侵蝕がほぼ継続的に行なわれてきたものかの点であろう。これに対して手がかりとなる資料は少ないが、次の2点はこの問題を考察する上に重要な意味をもつ。すなわち①は中・下流に分布する大沢崩堆積物の地形、地質的性格であり、他の①つは現在の侵蝕、堆積の実態である。

第1節において大沢崩堆積物には、段丘をなすものと現河床をなすものとの新旧2種があることを述べた。この2種の堆積物は現大沢扇状地を、両者によって構成される合成扇状地の形に発達させている。すなわち扇頂部では古期堆積物からなる扇状地は明瞭に段丘化し、新期堆積物はそれを切った河床に堆積するが、扇央部では新期堆積物が古期堆積物の扇状地面をおおいつつ下流側に新しい扇状地を発達させている（第6図）。これら2種の扇状地のうち新しい扇状地を構成する砂礫層は多くの地点で写真5のように根系層を介在させ、明らかに堆積間隙を示す特徴をもつ。これに対して段丘化した古期砂礫層ではこのような特徴はほとんどみとめられない。ただ段丘砂礫層中で僅かに堆積の間隙を示すと考えられるものは、海抜高度850m付近右岸で厚さ6～7mに達する段丘砂礫層の最下部が砂ないしシルト層（厚さ約50cm）からなり、この上面に木片が多く含まれることである。しかしこれより上部の5～6mの厚さの砂礫層には、堆積間隙を示す特徴は何も見当らない。



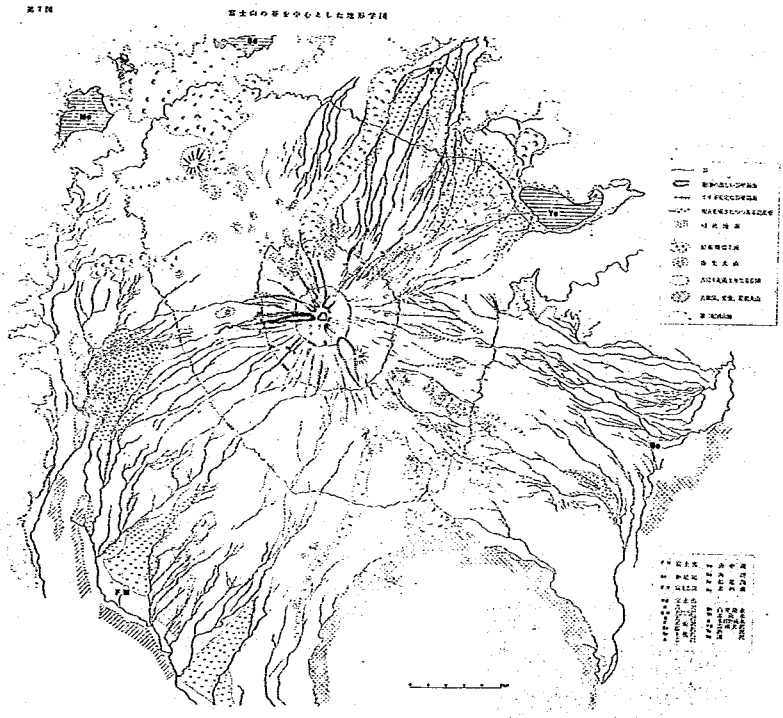
写真5　大沢扇状地新期堆積物にみられる根系層

古期堆積物にはこれらの特徴のほかにも、これが形成する扇状地が新期堆積物の扇状地に比べてより上流にあり、しかもより急傾斜であることなどの特色をもつ。これらの古期堆積物の特徴は大沢崩発達の初期に何等かの原因によって突発的な大崩壊が発生し、それにともなう大規模な土石流によってそれらが一挙に堆積したものであるとの考えを抱かしめる有力な根拠となる。この解釈をさらに進めれば、古期堆積物を供給したこのときの大崩壊はそれ以後の大沢崩の発達を大きく左右する契機となったことが推定できる。

大沢谷頭部は発達の端緒をこのような大崩壊によってつけられたとすれば、そこはその後地形・地質・気候などの諸条件のために不断に侵蝕され、拡大の一途をたどることになるであろう。また扇頂部および中流部における古期堆積物の段丘化は、その後の砂礫含有量の相対的に少ない流れによって行なわれたと考えることができよう。

ところで、このような突発的な大崩壊を契機として、大沢崩の形成が開始されたのは何時頃であろうか。すでに前節では、中流部における層序分析と放射性炭素法による年代測定結果から、古大沢の形成は約3,000～2,500年前の間の後半に開始されたことを示し、現大沢の形成は約2,500年前より新らしい時代であるという大枠を暗示した。今回、更に扇頂部付近の現大沢堆積物中で最も古い古期段丘砂礫層

548



最下部の砂層中より採集した木片を放射性炭素法により年代測定した結果、それから950±60y.B.P. という値を得た。すなわち、このことは大崩壊がはじまり、多量の砂礫流の下が開始され、上流部に大規模な谷が出現するようになつたのは、ほぼ1,000年前以降のことで、この間に上流部では約数千万m³ のオーダーの物質が侵蝕されたことを物語っている。

3. 富士山の放射谷に占める大沢の特性

以上に論じた大沢の発達史は、富士山に刻まれる数多くの放射谷と山麓における扇状地の発達のうちでどのような特色をもつものであろうか。ここでこの問題を考察するためにしばらく大沢をはなれ、富士山の放射谷とその堆積地形の発達状況を概観してみよう。このことの一部についてはすでに津屋が富士山放射谷の発達を類型化し、その基礎条件として侵蝕に対する斜面の地形、地質的性格を要約している[21]。筆者らの記述はこれと重複する部分もあるが、まず数多くの谷を比較検討する上の基礎資料として、空中写真の判読と現地調査によって谷を中心にした地形分類図を作製し（第7図）、谷および堆積地形の分布と発達型をより具体的に考察した。

3. 1. 放射谷の分布と発達型

放射谷の分布および発達型は斜面の高度・傾斜および方向などによってかなり違いがみられる。そこで次に富士山の斜面を山腹上部（海抜高度約2,500m以上）、山腹中部（海抜高度約2,500m～約1,500m）山麓（海抜高度約1,500m以下）に分け、それぞれの部分における谷の特性を記すことにする。

山腹上部

この部分では頂上直下に谷頭をもち、谷頭部ほど幅広く、底の浅いスプーン状の谷が各方向にみられる。この中で大沢（剣ケ峰大沢）のみはその発達が異常に進み、きわめて特異な存在である。この型は一般に海抜高度3,000～2,300mの部分で谷が消滅し、そこに砂礫の一時的な堆積部がみられる。谷が直接山麓まで及んでいるものは大沢以外になく、これに準ずるのは吉田大沢および滑沢で、これら以外のものは中腹で終る。北～西向斜面では一般に東～南斜面に比べて谷の規模が大きく、堆積部も海抜高度2,200m内外まで低下している。この型の谷は、この部分が氷河周縁気候の下にあるため、流水の営力よりもむしろ雪崩、霜蝕などの営力がより強く作用して形成されるものと考えられる。一般に海抜高度3,000～2,300mの部分で谷が消滅するのは、ここでは上部斜面におけるほど上記の侵蝕営力の作用が活潑でないこと、傾斜が比較的緩いことなどにもとずくものであろう。北向斜面の古御岳流し、白草流し、および西向斜面の滑沢などでは谷の末端、あるいは谷の沿岸の森林が砂礫の押し出しによりかなり広く更新されている部分がある。これはこの方向の斜面にしばしば発生する大規模な底雪崩によるものであり、この種の谷の形成にもつ雪崩の重要性を暗示する。

大沢に次ぐ規模をもつ吉田大沢はカール状の窪みをもつ谷で、海抜高度2,600～2,300m付近では緩傾斜（22°内外）となって幅の広い堆積部を形成し、下流の谷（吉田大沢、蒸沢など）とは直接連続していない。このため崩壊した岩屑が急速に山麓へ運ばれることはない。

21）前掲、註2）（1959年度報告）

550

山腹中部

この部分の谷は一般に森林限界付近またはそれよりやや下部の海抜高度2,600～2,300m付近にあり、幅がせまく深い谷形を示すのが特色である。下流側では谷の幅、深さともに漸次小さくなるが、2,3 の例外を除けば、その延長は山麓部にも幅のせまいやや浅い谷となって連続する。この型の谷は津屋が論ずるように、主として水蝕により形成されたものである。その分布をみると北・西・南の斜面に多く、北西、南東および東の斜面には少ない。北斜面では吉田大沢、燕沢、滝沢、 大流し、西斜面では大沢前沢、不動沢、桜沢、南斜面では鬼沢、主杖沢、赤沢などがこの型の谷に属する。東斜面では流路延長の短い局部的な谷が存在するのみである。これはこの方向の斜面が卓越風の風下にあって1707年（宝永4年）の噴火などによる新しいスコリア質の火山砂礫に厚くおおわれ、古い谷なども埋められたこと、およびその結果植生の生育がほとんどみられず、しかも透水性が極めて大きい。これらのためにここでは固定した谷の形成が遅れているものと考えられる。北西および南東斜面ではこの型の谷はほとんど発達していない。これはこの方向の斜面に多くの寄生火山が分布し、それらに由来する新しい熔岩流、火山砕屑物が地表を厚くおおい、また傾斜も比較的緩かで局部的な変化が著しいため谷の自由な発達が阻害されているのである。

山麓部

のこ部分では山腹中部に発した谷の延長部の外に、海抜高度2,000m 以下の緩斜面内に谷頭をもつ谷が加わる。いずれも狭くて浅い小規模な谷である。その分布は山腹中部の谷の分布傾向と類似し、北西麓、南東麓の新しい噴出物からなる緩傾斜の部分には谷がほとんど存在しない。 これに対して東麓、北麓および西麓では谷密度が最も大きい。これらの地区内でも泥流堆積物などの火山砕屑物が熔岩より優勢な部分ほど、また現地表面の形成時期がより古い部分ほど谷の発達は良好である。なお東麓の御殿場周辺では新期の泥流堆積物が地表を構成し、この堆積物の透水性が小さく常時水流がみられる。このため地表の形成時期が新しいにもかかわらず、谷の発達は良好である。

さて問題の大沢は、津屋がすでに論じたように、見かけ上は山腹上部に発する谷と山腹中部に発する谷とが結合した形をもつ。そして大沢崩の発達に先行した古大沢は、明らかに山腹中部に発する型の谷に属するものと考えられる。しかし大沢崩はたんにこの谷の谷頭侵蝕の結果として形成されたものか、それともこの谷の上方にスプーン状の浅い谷がすでにあって、これと古大沢とが結合して形成されたものかは、一概に断定し難い。

大沢の方向の斜面は他の方向の斜面に比べると、傾斜が急であること、主に熔岩の累層からなること、しかも新しい多量の噴出物がないことなどに特徴をもつ。これらの諸点は流水に旺盛な下刻作用を発揮させ、規模の大きな谷を発達させるのに極めて好都合な条件である。これらの諸条件を用いて大沢の特異な発達を説明しようとすれば、古大沢が他の方向の斜面における同型の谷に比し大規模であったことの説明には利用できるであろう。しかし上記の諸条件に関する限りそれほど異なっていない大沢に隣接する谷では、ほとんど激しい下刻がみられないのに対して、大沢崩のみがひとり著しい発達をとげた要因は、上記の条件を列挙するだけでは解決できないであろう。

3、2、富士山放射谷の末端にみられる堆積地形

次に富士山の放射谷では侵蝕された物質がどのような堆積を行なっているか、現大沢扇状地の形成過程と比較しつつ検討しよう。

すでに述べたように、山腹上部に谷頭をもつ谷では、一般に海抜高度3,000～2,300mのまだ傾斜のかなり大きな部分が谷の末端となり、そこに堆積帯が形成される。また山腹中部に発する谷では、現在堆積作用が盛んに行なわれている部分は、第7図にみるように、一般には最下流の山麓下部であるが、中腹のかなり高度の大きな部分で堆積帯が形成されていることもある。一般に、現在砂礫流出量の多い谷ほどより下方まで深い谷が刻まれ、堆積帯はその末端に生じている。ただしこのような谷でも、中流部で流路沿いの火山原面上に比較的新しい砂礫の堆積帯が拡がることもある。一方、現在著しい砂礫移動をみない谷では、比較的高度の大きな部分で局部的な緩傾斜のために堆積帯が生じ、谷が終っていることが多い。これらの事実は、火山の谷の形成が一般に高度の大きい、急傾斜の部分で開始され、ここから上流側に谷頭侵蝕の形で及ぶとともに、これから下流側にも洗堀が及んで堆積帯を次第に下流側へ前進させつつ発達することを暗示する。

現在形成されつつあるこれらの堆積帯の砂礫の量は、現大沢扇状地のそれに比べれば極めて僅かなものである。これは砂礫を供給する上流の谷の規模を比較しても当然云えることである。

しかし、山麓におけるいくつかの谷の下流には、これらの現在の谷を作つている営力と直結した小規模な堆積帯のほかに、かなり厚い砂礫層からなる段丘化した扇状地性の堆積地域が南・西・北麓などに分布する。すなわち第7図で示したように、南麓では吉原市大淵付近（大淵扇状地）、西麓では富士宮市北東部（富士宮扇状地）と先に記した上井出扇状地、および北麓では富士吉田市南西～南東部（吉田扇状地、梨が原扇状地）などである。これらは上井出扇状地北東部や梨が原扇状地の一部のように、火山泥流堆積物からなる部分もあるが、多くは流水で運搬された砂礫からなる。堆積物の量はその分布面積と厚さとからみてかなり多量であるが、堆積物を供給したとみられる上流の谷の規模はそれほど著大なものではない。ここのために扇状地砂礫層を供給した谷と現在の谷とを一応別箇のものと考え、過去のある時期に多量の砂礫を供給した、大沢崩に比較されるほど発達した谷があったが、その後火山噴出物に埋められた、という過程が果して存在したかどうかの問題が生ずる。この問題を解く上には、各扇状地とその堆積物の形成環境、形成過程などを検討する必要がある。以下筆者らの観察はまだ乏しいけれども、知られた若干の資料に基き各扇状地砂礫層の主要な特徴を記載する。

大淵扇状地砂礫層

南麓における最古期熔岩流の台地に囲まれた部分に存在し、厚さ最大約20mに達し、成層構造が明瞭である。層位の点では、砂礫層は一般に、岩淵熔岩、今泉熔岩（いずれも最古期熔岩）の上に直接のるが、ボーリングの資料[22]によると数枚に分れる岩淵熔岩中に砂礫層が挟在することがある。扇頂部の曽比奈付近では砂礫層の下部に熔岩を挟む。ところでこの地表面には、風成火山堆積物はみられない。従来の解釈ではこの大淵扇状地砂礫層は入山瀬熔岩より古いとされているが[23]、このような事実からみると、かなり古い時代から比較的最近まで長期に亘って砂礫層の堆積作用がつづいていたと考えざるをえない。

富士宮扇状地砂礫層

東縁および西縁を台地性の古富士泥流層と現富士の比較的古い熔岩流に限られた部分に発達し、厚さは最大約30mに達し、成層構造が明瞭である。層位の点では砂礫層は古富士泥流層と最古期熔岩に属する大宮熔岩の上にのり、扇状地周辺部で台地を作る熔岩流を挟む。また新期風成ラピリ層（L.1）は地表近く

22）佐々木実：富士山西南麓の地質と地下水、地学雑、68，3，1959，

23）前掲、註18）前掲、註22）

552.1

の砂礫層中に断片的ながら挟まれるが、一般には侵蝕されている。

上井出扇状地砂礫層

これについては第1節の後半で記載したので省略する。

吉田扇状地砂礫層、梨が原扇状砂礫層

扇状地の西縁はこの付近でかなり古い熔岩の台地の縁によって限られるが、南縁および東縁は明らかではない。地形的には何本かの谷の合流扇状地の性格をもつものとみられる。吉田扇状地の南部および東南部では、泥流の堆積面が下流に行くにつれ成層構造をもつ二次的砂礫層の平滑な堆積面に移行する。この砂礫層の厚さは10m以上である。層位の点では、不明なことが多いが、ボーリングの資料によると吉田扇状地西部では何枚かの熔岩中に砂礫層が挟まれる。しかし一般的には、砂礫層の大部分は、これらの古い熔岩より上位である。この付近で古い熔岩流の上に堆積している風成のスコリア質ラピリ層は2～3枚に分れるが、これらのうち砂礫層に挟まれるのは比較的下位の特色のある黒色スコリア質ラピリ層で、扇状地面をおおうものは上位の1～2枚のラピリ層（厚さ約50cm）である。

なお東麓御殿場付近の扇状地状の地形面はかなり新しい噴火泥流の堆積面であり、二次的砂礫層の堆積面は、この付近では神場付近の砂沢沿いにみられるにすぎない。

以上の扇状地砂礫層を主に供給したとみられる上流の谷では、その中に流入した熔岩が明らかに認められる例もある[24]。ただし観察例はまだ少なく、埋積された谷の時代、規模に関しては、今後個々の谷についての詳しい調査にまたねばならない。しかし、以上みてきた扇状地砂礫層の堆積環境、堆積相および層位などの諸特徴から考察すれば、これらの砂礫層は緩傾斜で周囲を熔岩流や泥流の台地に囲まれたいわばポケット的な環境に発達しており、更にこれらはかなり長期間に亘って上流側の谷から水流によってじよじよに運搬されたものと考えられる。大沢崩堆積物に似た堆積過程をもつ砂礫層がこれらの扇状地砂礫層中に一部層として存在する可能性はまだ残っているが、現在の調査段階では現大沢に類似した崩壊の激しい大規模な谷が過去にみられたと推論するための積極的な資料は得られていない。

Ⅱ 大沢崩の下流に及ぼす影響

1. 崩壊物質の移動

現在、大沢上流部の大沢崩では厳冬期をのぞいてはほ常時崩壊がみられ、その結果多量の砂礫が生産されつつある。これらの砂礫は不安定な状態で一時的に上流部の谷底にとどまるが、豪雨後の出水時には比較的容易に、かつ急速に中・下流へと運ばれ、生々しい形の影響を年々中・下流域に与えている。

筆者らはこれらの崩壊ならびに砂礫移動の実態を知り、その特性を明らかにすることを主目的にして、過去3ケ年にわたり種々の調査をつづけ、そのうち崩壊ならびに上・中流部における砂礫移動についての考察は、すでに第1報および第2報において詳細に述べた。本章では、これらと重複する部分も少くないが、主として大沢とその周辺の数地点の雨量資料、北山林道大沢渡河点における出水状況、塗装礫を指標とする礫の移動および横断測量による河床変動などの資料を用い、大沢中流から扇状地および潤井川に至

24) たとえば吉田大沢、馬返し付近にみられる。

25) 河川学で規定しているような厳密な意味で使ったわけではない。砂礫の含有量の多い出水で、もり上るような形で急激に流れ去ることが観察されたものを土石流という言葉で表わした。以後同じような意味でこの言葉を使っている。

553

るまでの間の砂礫移動の様式について、さらに若干の考察を試みた。

1. 1. 砂礫移動の発生とその条件

通常、表面流をみない大沢においても、降雨量、降雨強度がある程度以上の降雨時には表面流が発生し、河床物質の移動がみられる。時には河床物質が土石流またはそれに近い形をとって、大量に下流へ運搬される場合もある。

過去3年間の調査からみると、中・小程度(時雨量10mm以下)の降雨では、大沢中・下流の河床物質の移動はほとんどみられない。第2表では、現地調査および聞き込みなどによって、河床物質が移動したことが判明したときの降雨のみを取り上げた。大沢中・下流で河床物質の移動が激しい時には、砂礫は土石流に近い形態を取って下流へ運ばれる。第2表に示した降雨のうち、北山林道大沢渡河点において土石流[25]の通過が認められたのは、昭和33年17号および21号台風時、34年7号台風時、35年6月21～22日の降雨時などである。ここでの土石流の高さは一般に1m以上で(第2表参照)、34. 35年のものについては、次のような比較的詳しい資料がある。

土石流の通過継続時間は短かく、昭和34年度7号台風時[26]には、北山林道大沢渡河点の水位[27]の記録によると、水位は直線的に上昇し1.65mに達したが、急激に1.15mまで下降した。上昇開始時からピークを経験して1.15mに下るまでの所要時間は2～4分であったという。また昭和35年6月22日朝の日誌[27]では、8時30分に砂礫は川巾一ぱいに津波のように押し出し、その高さは1mを越え4～5分間継続した。なおこの時、東京営林局が大流～小滝間の河床の両端に近い場所に設置した簡易水位柱[28]は、20本のうち、流出したもの6本、折れ曲ったもの7本で、残り7本がほぼ原形を保っていた。

昭和33年度の調査結果から、筆者らは十一番事業所で観測した雨量資料を使い、その降雨強度がほぼ30mm/h.を越えると、砂礫は土石流に近い形態をとって下流へ運搬され、顕著な河床変動がみられると述べた[29]。しかしその後、35年度にはお中道大沢における雨量資料が得られ、それを加えて砂礫移動との関係をみた結果、当然のことながら、少数地点の降雨強度のみでなく、広い範囲の降雨の性質をさらに検討する必要が生じて来た。

昭和35年8月11日には、十一番事業所で日雨量273mm、最大時雨量46.5mmの極めて激しい降雨を記録したにもかかわらず、北山林道大沢渡河点において土石流の通過はみられず、河床変動もあまり著しくなかった。また土石流の通過を観察した昭和35年6月21～22日の雨の場合は、十一番事業所で日雨量122mm、最大時雨量24.2mmと、8月11日の降雨に比較し日雨量・最大時雨量ともはるかに小さい値を示している[30]。

これに対して、お中道大沢における雨量記録[31]をみると、昭和35年8月11日には日雨量210mm、最大時雨量17mmの値を示し、著しい土石流の発生をみた34年8月13日(7号台風時)の日雨量223mm、最大

26) 荻原真夫、山口伊佐夫(1960):治山関係調査研究(1)、富士山大沢崩対策委託調査報告書2、静岡県、

27) 静岡営林署十一番事業所、丹羽甲子男氏の観察による。

28) 河床のナメに穴をあけ鉄製のポールを立てたもの。ポール内に木材が入っていて、木材についた泥の高さで水位を計かろうとした。

29) 多田文男、岩塚守公、吉田栄夫、町田洋、小池一之(1960):富士山大沢における崩壊および砂礫移動についての研究(第2報)。富士山大沢崩対策委託調査報告書2、静岡県

30) この時には、雨のほかに上流部の谷底の残雪の融雪水の影響も加わったとみられる。

31) 昭和34, 35年の夏期の記録のみ。

554

第 2 表　　昭 和 33、 34、 35 年

	富士宮二中		白糸		十一番		十番	
	日雨量	最大時雨量	日雨量	最大時雨量	日雨量	最大時雨量	日雨量	最大時雨量
昭和33年 7. 22	162		172		217	27.5	182**	
7. 24	43		106		147	22.0	164*	
8. 25	132		196		213	44.5	204*	
9. 17	104		129		185	30.1	243*	
9. 26	22		42		190	28.0	78	
34年 4. 8	65		64	15.0			93	
4. 9	73		74	18.0			98	
7. 14	139		130	30.5			127	29.0
8. 8	119		116	20.0	82	40.7	137	28.0
8. 9	26		81	30.5			97	32.0
8. 13	134		207	38.0				
9. 17	91				123	23.4	163	29.0
9. 26	77				168	41.4	117	35.0
35年 6. 21	129				122	23.8		
8. 11	117		215	38.5	273	46.5	80	
12	70		53	12.5	102	19.6	200	
13	118		86	12.5			270	
14	129		36				174	
29	24		70		130	63.0	115	
30								

(註)　*　観測値を1日ずらして記録していたので補正した。

　　**　推定値。

　　***　土石流の高さは北山林道大沢渡河点における観察結果。

555

の　主　要　降　雨　(単位 mm)

御中道大沢 日雨量	御中道大沢 最大時雨量	降雨原因	出水規模***	調査概況
		11号台風	小	
		前線	小	
		17号台風	大（土石流3m）	
		21号台風	大（土石流1.2m）	9月:大滝直下（loc 4）＝黄色、岩樋内（loc. 5）＝橙色、塗装
		22号台風	小	12月:黄色礫・橙色礫第1回追跡 扇頂（loc. 6、海抜850m）＝緑色、塗装
		低気圧	小	
		低気圧	小	
		5号台風	小	7月:大滝～岩樋出口第1回横断測量 黄・橙・緑色礫追跡（第2回）
		6号台風	小	
		6号台風	小	
223**	60.0	7号台風	大(土石流1.65m)	9月:第2回横断測量 黄・橙・緑色礫追跡（最終回）
162	33.0	14号台風	小	
273	56.0	15号台風	小	
		前線	大(土石流1.0m)	7月:第3回横断測量 扇頂（loc.6）＝青色、河底橋下流500m＝黄色、塗装
210	17.0		小	
195	18.5	12号台風	小	
220	23.0	13号台風	小	
81	27.5		小	
26	6.0		小	
74	19.0		小	
				9月:第4回横断測量 青・黄色礫追跡

556

時雨量60mmとは、日雨量の点では若干上回っているが、降雨強度の点でははるかに小さい。

このように、中流部における資料にお中道大沢の雨量資料を加えて検討してみると、中流部周辺の十番および十一番事業所の降雨強度よりも、お中道大沢における降雨強度の方が、大沢の砂礫移動とより大きな相関関係があるらしい。いいかえれば、大滝より上流における降雨強度が中流以下の砂礫移動の規模に最も大きく影響するものと考えられる。

一方、降雨以外にも、土石流の発生に関する要因としては、谷底に一時的に堆積している砂礫の多寡、その堆積状態および上流部の残雪などを挙げねばならない。特に、崩壊が激しく発生して急傾斜の上流部の谷底に砂礫が多量に貯留しているかいないかが、次の土石流の発生の素因として重要である。たとえば昭和34年7号台風時には、それまでにお中道大沢付近の谷底に多量に堆積してい砂礫が残雪とともにほとんど流出し、中下流の河床を著しく変化させ、大量の砂礫を扇状地へと押し出した。その後、同年9月の15号台風時には、降雨量、降雨強度は十番・十一番、お中道大沢などにおいて7号台風時とあまり変らなかった（第2表参照）にもかかわらず、お中道付近の谷底にあまり砂礫が貯留していなかったため土石流は発生せず中流以下の河床変動も著しくなかった。また、昭和35年6月の時のように、上流部の谷底にまだ多量の残雪があった時には、降雨量、降雨強度があまり大きくなかったにもかかわらず、北山林道大沢渡河点で土石流の通過を観察した。これは降雨にもとなって谷底の残雪が融けたため、谷底堆積物の安定がくずれ、それに雨水と融雪水が加わって土石流の発生をみたものと推定される。

土石流の発生は総雨量ではなく、降雨強度と密接な関係がある。しかも上流部の雨の降り方がもっとも大きな影響を与える。さらに各地域の降雨強度がほぼ同一の場合は、上流部に貯留された不安定な谷底堆積物の量および残雪量などが土石流の発生およびその規模を支配する。

1．2．砂礫移動の様式

昭和33年秋以来、筆者らは数回[33]にわたり、塗装礫を指標にして大沢中下流における砂礫移動をしらべて来た。第1報および第2報では、追跡した塗装礫を主として礫の長径と移動距離との関係、礫の発見個数と移動距離との関係においてとらえ、若干の考察を行なった。本報告ではこれら前年度までの資料に昭和35年度に新たに得た資料[32]を加えて、流下曲線[34]にまとめ、3年間の結果を総合的に分析した。

流下曲線の傾向からみると、大沢中流部は礫の運搬帯にあたる。この傾向は大出水時には特に著しい。34年7号台風時には（第8図、A，Bの9月調査時参照）、大滝より上流から供給された砂礫は、中流部の河床礫をも加えて、ほぼ一気に流下して下流扇状地へと運ばれた。このような大出水時には、通常年に3．4回発生する小出水時においてみられるような（昭和33年9月、34年4月、7月の降雨時などにみられる出水、これらの影響による砂礫移動の結果は第8図、A，B，34年7月調査時参照）、礫の粒径に応じた運搬の選択性はほとんど認められない。また小出水時には、大滝下より移動した塗装礫（黄色礫）は北

32）塗装地点、塗装時、塗装礫の追跡調査時などは第2表に要約してある。

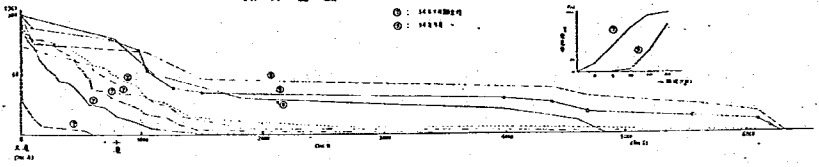
33）新たに得た資料は大沢下流扇状地内（第8図、d）と第3節で述べる河底橋下流の資料（第9図）とである。

34）流下曲線による表示は、流下後発見した塗装礫の総個数を100％とし、起点よりある距離まで到達した塗装礫数の割合を百分率で表示したものである。一般には、あらかじめ定まった大きさと個数の試料を用いるが、大沢では試料として現河床礫を使用したので、発見した礫の長径で6階級（2㎝以下、2.1～5.0㎝、5.1～10.0㎝、10.1～20.0㎝、20.1～40.0㎝、40㎝以上）に分けて、それぞれについて流下曲線をえがいた。（第8図A，B，CDおよび第9図）。

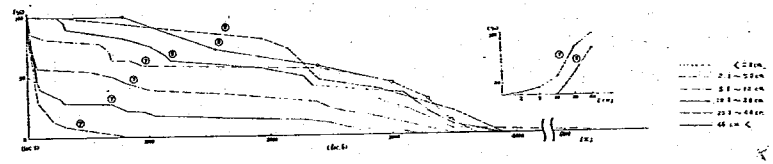
617c
P.77

第8図　　塩 抜 理 の 流 下 曲 線　　(注 青色理の起点 (loc. 6) は緑色理の起点と同じ。)

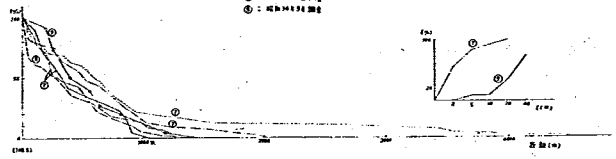
A. 黄 色 礫



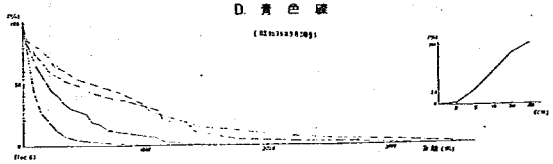
B. 橙 色 礫



C. 緑 色 礫



D. 青 色 礫



658

山林道大沢渡河点より下流へはほとんど達していない。このように大滝～北山林道大沢渡河点間の河床は巨視的にみた場合には運搬帯ではあるが、小出水時の砂礫移動に対しては、堆積帯となることもある。一方、岩樋においては、岩樋内のポケツトを除き、砂礫は出水の規模にあまり関係せずに一気に流下する傾向があり、この区間のみは砂礫の純然たる運搬帯であることを示している。

ところでこの3年間を通じ、大滝直下（loc.4）、岩樋内（loc.5）、扇頂部（loc.6）などの異なる場所から移動をはじめた3種〔黄・橙・緑(青)〕の塗装礫は、細粒のものを除けば、ある同一の地域から以遠にはほとんど達していない。この地域は大沢扇状地内の海抜高度750m付近の、上流から押し出した砂礫が広い河原を作っている地域にあたり、34年8月の7号台風時に西方（右岸側）に押出しの分流がみられた地域でもある。そして7号台風時のような土石流的な形態の規模の大きな出水の場合には、長径1m近い礫でさえも大滝（loc.4）から約6kmの間を一気に流下し、この地域まで到達する。

一方、扇頂部（loc.6、海抜高度850m）より移動した塗装礫[35]は3回の調査（34年7月、34年9月、35年9月）毎に、発見された場所が異なっている。34年7月調査時には主流路ぞいの最低河床に、34年9月調査時には7号台風時の豪雨によって発生した土石流により右岸側に作られた大きな分流路[36]の最低河床より1～2m高い砂礫堆上に、また35年9月調査時には海抜高度約800m付近で左岸側から分流した細い流路内の最低河床に、それぞれ移動した塗装礫の大部分が発見された。

上記のような塗装礫を指標にしてみたいろいろな砂礫移動の状況を総合すると、大沢扇状地内の海抜高度700～800m付近の地域は現在、上流から運ばれてきた砂礫が一時的にせよ最も堆積するところであり、このため同時に流路が最も変化しやすいところであると云うことが出来る。すなわち、この付近は現在、生々とした扇状地形成を行なっているところともみることが出来る。そしてこの地域より下流になると、数本に分れた流路が次第に固定し、その中で洗掘、運搬、堆積を繰返しながら、砂礫は下流へと運ばれて行く。なお過去3年間の経験では、大沢中・上流部より移動をはじめた礫が、一回の出水で扇状地の中部以下に運ばれた例はごくまれである。

以上、塗装礫の追跡結果を整理して流下曲線をもとめ、大沢中・下流の砂礫移動の定性的な傾向を考察した。つぎに、砂礫移動を定量的な面からみることにしよう。

第3表　大沢の河床変動量　（単位 m^3）

区間＼期間	34年7月～34年9月	34年10月～35年7月	35年8月～35年9月	計
大滝より上流部*	−20,000～30,000	−10,000	0	−30,000～−40,000
大滝～岩樋出口	−12,000	−7,000	−4,500	−23,500
岩樋出口～駒止橋	−39,000	−41,000	−8,000	−88,000
扇状地内の分流部**	+31,000	—	—	+31,000
計	−40,000～−50,000	−58,000	−12,500	−110,500～120,500
	−98,000～−108,000			

* 推定値
** 34年8月の7号台風時のみ。

35) 33年12月に緑色塗装し、35年7月青色塗装した。
36) 前掲註29)

159

第3表は、昭和34年7月から昭和35年9月までの数回の横断測量と野外観察などによって判明した大沢の河床変動量である。中下流部の変動量は実測[37]によるものであるが、上流部の変動量は野外観察などを基にした推定値[38]である。

34年7月以降の1年間においては、大滝より上流からかなり多量の砂礫が供給されているが、中・下流部の河床変動量は負の値を示している。このことは上流より供給された砂礫の大部分が土石流に近い形でこの区間をほぼ一気に流下するとともに、河床に一時的に堆積していた砂礫も部分的にはかなり下流に運搬され、この区間が全般的に洗掘の傾向にあったことを示している。特に34年7号台風時には、一回の出水で、約50,000m³の砂礫が潤井川へ流出した。

河床横断面の変化の傾向をみると、中・下流部においては、下方侵蝕によって河床が洗掘されるよりも側方侵蝕によって最低河床より2～6mの比高の低い段丘（砂礫堆）の段丘崖が大きく後退していることが特色である。また扇状地内の海抜高度750m付近で、西方（右岸側）に分流した部分に顕著な堆積がみられたのもこの期間である。このような過程を経て、結局狩宿駒止橋を通過して潤井川へ流入した砂礫の総量は、第3表でみるように34年7月から35年6月までの1年間で、ほぼ100,000m³と推定される。

なお、34年8月の7号台風時の出水のさいには、約50,0000m³の砂礫が潤井川に流入しているが、35年夏季には土石流をみるような大規模な出水がなかったため、潤井川に流入した砂礫は約13,000m³にすぎない。

1．3．大沢扇状地より潤井川への砂礫の影響

大沢扇状地に接続する潤井川の河相をみると、大沢扇状地の延長部とみなされる部分は河床に巨礫のみられる狩宿駒止橋付近までである。前述したように、昭和34年7月から35年6月までの1年間に駒止橋を通過した砂礫の総量は約100,000m³にも達し、それらが下流にいろいろ影響を及ぼしたことは予想にかたくない。そこで筆者らはまず大沢扇状地よりその下流の潤井川に運ばれる砂礫のうち、主として掃流の形で運ばれる礫の移動を定性的に知るために、35年7月河底橋下流約500m（海抜高度約475m）の河床礫を黄色エナメルで塗装し、出水後にその変状および移動状況を調査した。この調査までに経験した出水は8月10～13日および8月30日の都合2回で、その規模は過去3年間にみれらたそれらの中では中・小程度の規模のものであり、大沢中・下流部における河床変動はごく僅かなものであった。そして塗装部においても、河床の1/10程度の巾の部分の砂礫が流されたにすぎない。このためこの間に大沢扇状地から潤井川に流入した砂礫は、大出水時のそれに比較すれば、浮流の形で運搬された細粒物質が相当大きな比重を占めたのではないかと予想される（溶浮流物質の移動については、次節で詳細に述べる）。

これらの移動した塗装礫の追跡結果を整理し、流下曲線としてまとめたのが第9図である。なお追跡した区間は、塗装部より約3,000m下流の大石寺のやや上流までである。

この結果からみると、まず砂礫が粒径に応じて選択的に運ばれた傾向が一応認められる。特に河幅の広い新田橋に至るまでの間ではこの傾向が顕著に現われ、粒径の大きなものほどその大部分が僅かな移動し

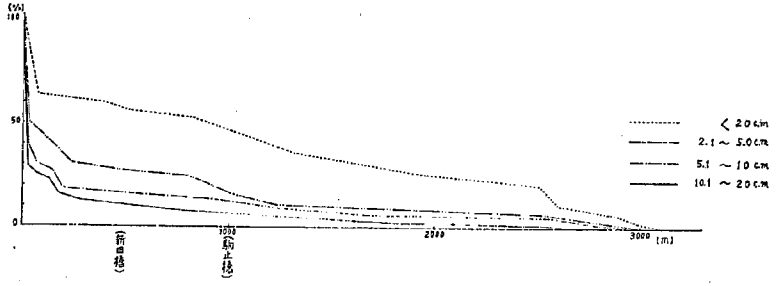
37）中流部（大滝～岩樋出口間）では、34年7月、9月、35年7月、9月の4回、河床の横断測量を行なった。下流部（岩樋出口～駒止橋）の資料は静岡県河川課の測量結果を利用した。

38）34年7月～9月：第2報、前掲註29）参照。34年9月～35年7月：大滝より上流から流入した砂礫により、大滝より下流1,000mの区間で＋4,000m²の河床変動が実測されたこと、北山林道大沢渡河点で35年6月に小規模な土石流の発生をみたこと、上流部の谷底堆積物の変化があまり著しくないことなどから、大滝より上流の変動量はほぼ－10,000m²ぐらいと推定した。

35年7月～9月：この間に土石流は発生していないこと、大滝より下流1,000mの区間で洗掘の傾向を示す（－3,000m²）ことなどから上流部からの流入はほとんどなかったと推定した。

760

第9図　　河床橋下流500mを起点とする塗装礫の流下曲線



か学んでいない。

しかし一方では、追跡の最遠地点に当る大石橋付近（塗装部より下流約 3,000m）にまで、すべての階級の礫（第9図参照）が発見されたことも事実である。もっとも2.1cm以上の粒径の礫は、駒止橋以下になると発見個数が著しく減少する。これらの事実は、駒止橋より下流では河幅が著しく狭まり、流路が常に固定し、高水時には特に河水がそこを集中的に流れるため砂礫の運搬能力が上流に比べてより大きいことを暗示しており、相当粗大な礫でも駒止橋を通過する僅かな機会をもったものは大石橋前後まで比較的容易に運ばれるものと考えられる。

なおこの結果には比較的小規模な出水の影響が反映しているにすぎないので、その傾向を34年8月の7号台風時にみられたような大規模な出水の場合に適用することは出来ないが、大出水時には当然、砂礫の選択的運搬がより不明瞭になり、潤井川上流部の運搬帯としての性格がより強まることが予想される。

2.　潤井川における溶浮流物質

地元の観察者の言によると、高水時の潤井川にはこの附近の他の河川、たとえば芝川などと違い、著しく黒く濁った流水がみられるという。また富士宮市附近でも、この川より水を引いたパルプ工場の貯水池などに多量の土砂の溜ることが経験されている。これらの事実は、大沢ぞいで生産された土砂礫が潤井川を通して更に下流へ多量に運搬されていることを物語る。このように大沢から潤井川に流入する物質のうち潤井川の上流部では高水時に掃流の形で運ばれる粗粒の礫もかなり多いと推定されるが、大沢の下流地域に与える影響を知る上の第一段階として、まず下流に直接的な影響を与えると考えられる浮流および溶流の形で運ばれる細粒物質を取上げ、その運搬様式や運搬量などを検討した。

2. 1. 潤井川の概況

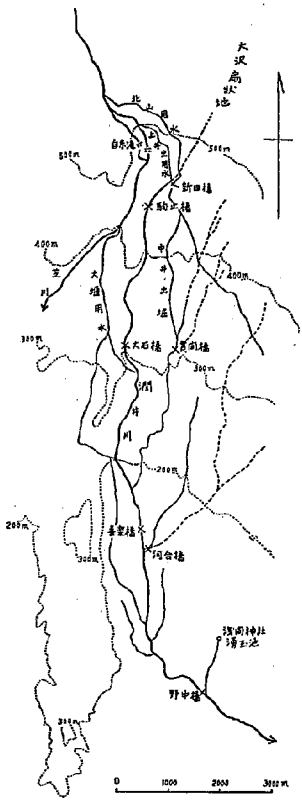
潤井川は大沢扇状地の末端、上井出部落付近で大沢と接続するが、これから下流の部分は、物質運搬の環境としての地形、地質および水文などの諸点からみると、次の3部分に区分されるようである。すなわち、上流部（上井出～富士宮市富丘）、中流部（富士宮市富丘～入山瀬）および下流部（入山瀬～河口）などである。

上流部は勾配が最も急で、熔岩流から成る部分と古富士泥流層より成る部分とのほぼ境界附近を流れることが多いため、基盤岩石の硬軟や熔岩流地形を反映して縦断面形は平滑さを欠くが、ポケット状の部分

561

は少なく，また河幅は一般にせまい。そして河床を構成する物質は，粗大な礫が主体をなす。平時の流水は芝川の水を引いた上井出用水を取入れる上井出部落南端の新田橋からはじまり，これより上流の大沢は平時に流水を欠く全くの涸水川である。このため物質移動の点で大沢の影響が直接潤井川に反映するのは年に数度の出水時だけで，他の期間はその影響が間接的なものになる。これより下流では，更に芝川の水に由来した若干の用水を取り入れ，多少流量を増すが，用水の利用度の変化に伴う流量の季節的変化がみられる。新田橋の下流約500mの駒止橋（狩宿）の平時の流量は0.5～1.5m³/sec であり，喜楽橋（富丘）のそれは6，7月が1～1.5m³/secであるが，8月下旬以降は7～9 m³/sec の量に増加する。

第10図　潤井川の水系概念図



×：採水および流量観測地点

中流部は勾配がかなり緩になり，富士宮市街の西方および西南方にはその周辺に小規模な冲積平野を展開させている。河床構成物質は西富士宮附近まではかなりの礫が散見し，大沢よりの直接的影響をうけているとみられるが，それより下流では砂および細礫が主体となる。富士宮市街の南東部や人山麓附近では河床に熔岩や古富士泥流脚などが露出し，その部分では早瀬をなす。流量は富丘で湧沢の水を入れるとともに，西富士宮や浅間神社内の湧水に由来する多量の水を加えるため急激に増加し，富士宮市街南方の野中橋での平時の流量は平均33m³/sec となる。



写真6　駒止橋付近の河相

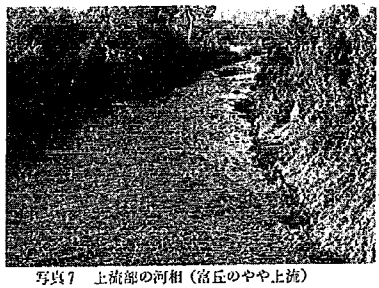


写真7　上流部の河相（富丘のやや上流）

562



写真8　中流部の河相（入山瀬のやや上流）

下流部は入山瀬の早瀬以下の部分で、勾配は平均1,000分の2.5程度の緩傾斜となり、富士川の扇状地と富士山麓とにはさまれた地帯を流れる。この間、潤井川の扇状地はまだほとんど発達していない。

2．2．調査方法

大沢を通して供給される砂礫の影響が直接的に及ぶ主な範囲は、上記の河相からみるとほぼ中流部の中ほどまでと考えてよいようである。そこでまず調査の第1段階として、溶浮流物質を分析、定量するため定期的に採水する場所は、本流ぞいには上流から、大沢扇状地末端にほど近い狩宿の駒止橋、上流部中の1つのポケットに当る大石寺横の大石橋、上流部と中流部のほぼ境界に位置する富士宮市富丘の喜楽橋および流量が急激に増えかつ流水が緩慢になった中流部沖積平野中の野中橋の4ケ所とし、それに支流の影響を知るため、貫間橋と河合橋の2ケ所をも加えた。

これらの採水地点では、まず河床の横断測量を実施し、更に橋桁などを利用して水位観測のための目盛りを付けた。その後それぞれの現地で信頼のおける担当者をえらび、6月4日以降毎土曜日の14時乃至15時[39]に、水位および流速の観測（流速はあらかじめ決めておいた50mの距離の2地点間で浮き流し、その通過に要する時間より算定した）と採水を実施した。採水は、いずれの地点でも流水が比較的早いうえに水深が極めて浅く、流水に含まれる溶浮流物質にはっきりした層状構造が期待出来なかったので、現実的な諸事情をも併せ考え、担当者が直接手で上流に向けた瓶（500c.c. 入り）をほぼ中間の深さに入れ、その蓋を短時間の間に開閉することによって行なった。

これらの資料は実験室に持ち帰り、そこでよく攪拌した上で各々を2分し、その一方について全蒸発残査を、他の一方について濾過水の蒸発残査を定量し、後者の値に水位、流速などの観測結果より算定した流量をかけて溶流物質量を表わし、前者から後者を差引いた値に流量をかけて浮流物質量を表わした。なお濾過にはNo.3のガラスフイルター（目の大きさは20～30ミクロン）を用いたので、ここで定義した溶流物質は厳密な意味での溶流物質を指すのではなく、20～30ミクロン以下の粒径のものをすべて含む。

2．3．溶浮流物質の季節的および地域的変化

水位および流速の観測、採水は35年6月4日よりはじめ、いまなお継続中であるが、溶浮流物質の分析、定量は資料が多い関係で多少遅れているので、ここではとりあえず6月はじめから11月末に至るまでの6月間の結果のみについて検討することにする。そしてこの調査は今後5月末まで継続し、1年間を通してみた結果をいずれ続報の形で報告する予定である。

ところでこの問題の検討に入る前に留意しておかなければならない点は、潤井川の水のもつ意味が平水時と高水時で本質的に異なると云うことである。すなわち、平水時には大沢を通して供給される水は全くなく、潤井川の流れは芝川に由来する上井出用水の水を取入れる上井出部落南の新田橋からはじまるので

39）定期的採水および流量観測は毎土曜日であるが、豪雨後に流量が明瞭に変化した場合には、随時採水および流量観測が行なわれた。しかし日時の点は担当者によって必ずしも一致していない。

1563

あり、この水には調井川に流入する以前にすでにある量の溶浮流物質が含まれている。いま昭和35年12月15日（平水時）の分析結果をみると、

採水地点	溶流物濃度	浮流物濃度
上井出用水取入口	77mg/l	9 mg/l
新田橋際の取入口	93 〃	14 〃
駒止橋	103 〃	17 〃

となる。新田橋から駒止橋に至る距離はわずか500m程度で、その間に流量の増加はほとんどみられないので、平水時に駒止橋を通過する溶浮流物質はその約90%がこの外来水に由来したもので、残りの約10%が新田橋～駒止橋間の河床から供給されたことになる。このように平水時の溶浮流物には大沢以外の要素が大きく加わり、大沢の影響は間接的な僅かな比重を占めるにすぎないものと考えられる。

一方高水時の場合には、上井出用水取入口の水門が閉されるのが普通で、調井川の流水は大沢を通過して来た水を主体とするこの河流域本来の流水となる。この出現頻度は年によって異なるが、昭和35年の調査期間中には6月と8月に都合3度みられた。これらの場合には、流量の急増とともに上流部では浮流物質濃度などは平水時の500～1,000倍のオーダーに激増し、それに掃流物質の移動なども加わって、大沢の直接的な影響が下流に及ぶ。そして年間を通して下流に運ばれる溶浮流物質量も、実はこの僅かな時間にその大半が集中するようであり、その意味から高水時については今後とも充分に留意し検討する必要がある。

以下いままで得られた資料を整理し、溶浮流物質濃度の季節的および地域的変化を概観し、それらに基いて推算された溶浮流物質の運搬量を示すことにする。

(1) 溶流物質濃度

溶流物質濃度は季節的および地域的変化が比較的少ない。調査期間中本流ぞいの各採水地点で得られた最大値は8月30日に駒止橋でみられた 169mg/l と云う値で、他の採水地点では平水時、高水時をとわずほぼ 100±40mg/l の範囲におさまる。このように流量との相関関係がほとんどみられないことは、後記する浮流物質濃度のそれと著しく異なる点である。

しかし1,2の例外を除いた一般的な傾向としては、流量が増加したときは逆に僅かに低い値を示し、また上流と下流と云う地域的関係についてみれば、下流の方がより大きい値をとることが多い。なおこれには大石橋下流よりみられるパルプ工場よりの廃水の流入が、増加の一原因になっているものと考えられる。

(2) 浮流物質濃度

浮流物質濃度は平水時と高水時できわめて著しい様相の変化を来たす。平水時には、上流部の駒止橋で平均 15mg/l 強、上・中流部のほぼ境界附近に位置する喜楽橋で平均 30mg/l弱、中流部のほぼ中ほどの野中橋で平均 30mg/l 強と云う具合に、上流から下流に向って濃度が僅かに増加する傾向を示す。そして各採水地点とも 50mg/l を越える濃度を示すことは、1・2の例外を除き全くみられない。

564

第4表　　調井川上・中流部における浮流物質の変化

（注）定期観測はすべて14時乃至15時に行なった。
なお不定期観測の場合はその時間を摘要に記した。

月	日	駒北橋 流量	駒北橋 浮流物質濃度	駒北橋 浮流物質量	駒北橋 浮流物質濃度	駒北橋 浮流物質量	駒北橋 摘要	大石橋 浮流物質濃度	大石橋 浮流物質濃度	大石橋 摘要	貫間橋 浮流物質濃度	貫間橋 浮流物質濃度	貫間橋 摘要	妻堂橋 流量	妻堂橋 浮流物質濃度	妻堂橋 浮流物質量	妻堂橋 浮流物質濃度	妻堂橋 浮流物質量	妻堂橋 摘要	河合橋 流量	河合橋 浮流物質濃度	河合橋 浮流物質量	河合橋 浮流物質濃度	河合橋 浮流物質量	河合橋 摘要	井中橋 浮流物質濃度	井中橋 浮流物質濃度	井中橋 摘要
		m³/s	mg/l	t/s	mg/l	t/s		mg/l	mg/l		mg/l	mg/l		m³/s	mg/l	t/s	mg/l	t/s		m³/s	mg/l	t/s	mg/l	t/s		mg/l	mg/l	
6	4	0.52	80	41.6	40	20.8		96	29		86	4		0.92	97	87.3	36	32.3		0.15	71	10.4	76	11.1		107	26	
	11	0.56	108	60.5	1	0.6		87	20		104	20		0.88	113	101.7	22	19.8		0.04	104	3.8	6	0.2		117	21	
	18	0.53	68	36.0	46	24.4		69	115		111	27		0.45	112	56.0	41	20.5		0.12	88	10.3	78	9.1		111	26	
	21							69	228	188号	91	170	188号															
	22	2.79	72	202.0	21.300	59.427.0	5.308号																					
	25	1.30	61	79.3	82	106.6		68	452		82	16		5.35	65	344.5	224	1,187.2		0.17	98	16.6	16	2.7		56	79	
7	2	1.48	66	97.6	586	867.3		101	88		96	13														68	59	
	9	1.21	42	50.9	60	72.6		93	24		82	15		1.61	85	136.0	58	92.8		0.12	98	11.5	—	—		92	65	
	16	1.38	77	106.4	21	29.0		111	26		68	1		0.88	76	68.4	29	26.1		0.30	80	23.7	41	12.1		121	25	
	23	0.55	81	44.3	6	3.3		87	21		75	12		1.52	72	198.0	29	43.5		0.36	73	26.2	51	18.3		122	30	
	30	0.70	74	51.8	14	9.8		63	43		65	1														112	50	
8	6	0.92	99	91.5	9	8.3		85	3		69	6		1.52	124	186.0	22	34.5		0.12	72	8.4	33	3.9		96	32	
	11													10.09	20	200.0	1,943	19,430.0	13号	0.71	55	39.1	1,113	791.3	14号			
	12	5.80	57	330.6	17.123	99,313.4	156号	112	572	78号	32	108	78号															
	13	2.90	76	220.4	3,473	10,071.7		105	729		56	148		12.01	36	432.0	338	4,056.0		0.52	96	55.7	55	28.5		89	99	
	20	0.92	98	90.0	45	41.6		100	27		75	6		9.30	85	790.5	54	502.2		0.12	63	7.5	25	2.9		101	31	
	27	0.40	115	46.5	1	0.4		130	19		76	4		7.38	75	555.0	60	444.0		0.22	57	12.4	16	3.5		102	30	
	30	2.90	169	490.1	26.278	76,696.2	93号	51	491	128号	73	276	128号															
9	3	0.08	61	5.1	71	6.0		96	25		81	25		7.38	96	710.4	52	384.6		0.36	93	33.4	12	4.3		90	19	
	10	0.22	—	—	—	—		101	10		103	11		7.36	78	577.2	56	414.2		0.22	103	22.5	6	1.3		101	10	
	17	0.25	85	21.3	47	11.6		105	29		85	2		6.81	103	700.4	22	149.6		0.12	98	11.5	32	3.7		119	17	
	24	0.58	105	61.0	8	4.6		90	22		67	17		7.36	109	806.6	38	281.2		0.22	97	21.1	19	4.1		129	24	
10	1	0.55	114	62.7	13	7.2		97	19		92	16		9.30	98	911.4	37	344.1		0.36	83	29.8	40	14.4		132	26	
	8	1.36	117	159.1	6	8.2		104	25		73	8		9.26	93	864.9	12	111.6		0.22	131	28.6	31	6.8		90	27	
	15	1.25	109	135.9	6	7.5		113	12		95	10		7.38	104	769.6	17	125.8		0.22	106	23.1	50	10.9		91	18	
	22	1.18	88	103.8	16	18.9		105	8		70	10		9.30	91	846.3	15	135.5		0.22	96	20.9	14	3.1		143	30	
	29	1.47	93	136.6	11	16.2		104	8		72	12		9.30	91	846.3	12	111.6		0.22	106	23.1	2	0.4		113	35	
11	5	1.09	89	97.0	2	2.2		107	16		83	11		9.39	107	995.1	22	213.9		0.22	117	25.5	14	3.1		124	28	
	12	0.97	71	68.7	9	8.7		108	18		83	9		9.22	113	1,035.6	16	92.0		0.12	98	11.5	7	0.8		144	17	
	19	1.26	91	123.3	1	1.4		111	5		88	7														119	14	
	25	1.36	76	103.4	3	4.0	159号							7.38	99	732.6	22	162.8	14.309号	0.12	79	9.2	3	0.4	149号			
	26		69		4			107	11		89	7		7.38	97	717.8	25	185.0		0.12	81	9.5	3	0.4				

大沢よりの流水がみられる高水時には、事情が全く一変する。昭和35年6月から11月に至る6ケ月間にこのような流水がみられたのは、6月21日～22日、8月11日～13日および8月30日の都合3回で、各採水地点で得られた資料のうちの最大値は8月30日午前9時に駒止橋で得た26,280mg/lと云う値である。本来このような高水時には、流量の変化ならびにそれに伴う浮流物質濃度の変化が著しいものと考えられるので、密度の高い流量観測および採水、たとえば毎時間程度の観測および採水がなされることがのぞましい。しかし今回の調査では定期的なもののほかは高水時に各地点で粗い観測および採水が適宜行なわれたにすぎないので、それらの資料の意味づけは狩宿に設置されている自記水位計のデータよりみた水位変動の状況を参照して間接的に処理した。

高水時の一つに含まれる8月13日は丁度定期観測日に当ったため、13時から16時の間に各地点で観測および採水が行なわれた。その結果によると、浮流物質濃度については駒止橋で3,500mg/l、大石橋で30mg/l、喜楽橋で340mg/l、野中橋で70mg/lの値が得られた。このことにより高水時には、浮流物質濃度は上流が著しく大で下流に向うにしたがって小になる傾向を示す。また駒止橋と喜楽橋とにおいて観測された流量は、それぞれ2.9m³/sec、12m³/secであり、この2地点間における流量の増加の割合は浮流物濃度の減少の割合よりも小さい。したがって浮流物質量は下流に向うにしたがって減少する。そして駒止橋と大石橋との間では濃度の値が急激に減少するところからみると、とくにこの間で相当程度の堆積が行なわれていることが考えられる。

2. 4. 溶浮流物質の運搬量

溶浮流物質の運搬量計算の基礎になる採水および流量観測は、前記の諸地点で毎土曜日に定期的に行なった。その結果、平水時には溶浮流物質濃度および流量などの変化の少ないことが認められたが、高水時には随時の採水および観測と自記水位計の資料などの検討を併用することにより、流量の増加にともない溶浮流物質中とくに浮流物質の濃度が著しく増大することが認められ、その時間的変化の大きなことも観察された。このため溶浮流物質の運搬量については、1ケ月ごとに定期的な採水および観測より得られた結果を平均して1秒当りの運搬量を出し、それに1ケ月に相当する時間を掛けてそれぞれの月の運搬量を出した。浮流物質の運搬量は、まず6月と8月とに都合3回みられた高水時をのぞき、他の期間をすべて平水時とみなし、それについて上記と同様の方法を用いて高水時をのぞく各月の運搬量を出した。6月、8月の分については更に高水時のそれが加算されることになるが、その計算は自記水位計のデータより水位の明瞭に上昇する時刻とそれがもとに復する時刻を求めてそれを高水継続時間となし、その両時刻には運搬量が平水時のそれと同様であったと仮定し、これと高水時の採水および観測から導き出された運搬量とを平均した値を出し、高水継続時間をその値に掛けて高水時の運搬量とした。[40] しかし3回の高水時のすべてについてこのような計算が成立するのは狩宿の駒止橋のみで、他の地点ではそのうちのいずれかが欠測している。このため同一の基準で各地点の運搬量を比較することは出来ないが、以下駒止橋の各月の運搬量と喜楽橋の6月と8月をのぞいた各月の運搬量（6月と8月の高水時が欠測しているので、その占める比重のきわめて大なことを考え両月の値を出さないことにした）を表示すると次のようになる。

40) 6月21日～22日の高水時の場合は、自記水位計が故障していたため、現地の観察者が記録した新田橋より上流に流水がみられた時間をもって高水継続時間とした。

966

第5表　溶浮流物質の運搬量　(単位トン)

駒止橋	6月	7月	8月	9月	10月	11月	合計
溶流物質	141	188	301	76	315	245	1,266
浮流物質	3,096* (2,999)	527	12,249* (12,210)	19	31	11	15,933
喜楽橋	6月	7月	8月	9月	10月	11月	合計
溶流物質	381	270	1,311	1,806	2,269	2,373	8,410
浮流物質	?	146	?	795	453	420	?

*　(　) 内は高水時の運搬量を示す。

この表によると大沢よりの流水のみられる高水時を含む月には、その他の月の100乃至1,000のオーダーの溶浮流物質が駒止橋を通過しており、大沢の影響がきわめて顕著に下流に及んでいることを示している。しかしそれがどのような形をとって下流に波及するかと云う点は下流の観測地点の欠測などにより明確に把握出来ないが、ほぼ同時の採水および観測各地点で行なわれた8月13日の高水時の例によれば、駒止橋を通過した多量の浮流物質のうちの多くの部分は駒止橋～大石橋の間で堆積したものと考えられる。そしてこれらは堆積した細粒物質は第5表の9月、10月および11月などの項の比較で暗示されるように、平水時にじよじよに下流へと再移動してそいるものと思われる。なお下流の喜楽橋で溶流物質の運搬量が著しく増加しているのは、溶流物質濃度の項ですでに述べた通り、パルプ工場からの廃水の流入が影響しているものと考えられる。

Ⅲ 結　　語

3年間の調査を通して、われわれは大沢崩対策の基礎的研究の一環として、上流部の崩壊の実態ならびに発生条件の把握、中・下流部における砂礫移動の実態とそれが潤井川に及ぼす影響の解明、および発達史的な観点から大沢の形成過程を明らかにし、それとの関連において現在的視点で得られた上記諸問題に関する資料を地学的に評価することなどに努めてきた。その結果、不充分な点はまだいくつか残されているが、崩壊ならびに砂礫の運搬、堆積に関する全般的動向とその中にみられるいくつかの特徴的事項が明らかになり、またその発達についても概要がほぼ明らかになり、それを拠り所にして今後の発達についても若干の問題を提示することが可能になったように思われる。そこで次にそれらの諸点を要約し、本調査の結論にかえることにする。

1. お中道渡し場より上流部の崩壊地は、規模と崩壊の激しさの点で本邦の崩壊地の中でも屈指のものであるが、その特徴はほぼ四季を通じて崩壊が不断につづけられていることである。もっとも崩壊の発生状況は気象条件によって一様ではないが、豪雨のほかにも日射にともなう乾燥化、風の力、霜の作用(いわゆる frost action)などが有力な誘因となっていることは注目すべきことである。このような不断の激しい崩壊を招く素因は、節理に富む薄い熔岩と固結不充分な火山砕屑物との互層からなる不安定な

567

地質条件と大きなポテンシャルエネルギーを与えている急斜面の地形的条件にあることは言うまでもないが、より基本的にはこの段階まで発達した大沢の谷地形全体を考えるべきであろう。なお発達史的な観点からみれば、この崩壊の進行速度は、ここ当分の間、現在の状態を持続するか乃至は多少増大することはあっても減少することはないものと考える。

2. 崩壊によって生産された砂礫は、ひとまず上流部の谷底やあるいはそのまわりの部分にきわめて不安定な崖錐を作ってとどまるが、その多くは夏期や梅雨期の豪雨時に集合運搬的な形をとって一気に中・下流部へと移動する。このような形での砂礫移動をもたらす降雨は、総雨量の多寡によるものではなく、主としてその降雨強度が問題になる。しかも上流部の雨の降り方がその発生にもっとも大きな影響を与える。また降雨のほかにも、上流部に貯溜された不安定な谷底堆積物の量および残雪の状態などが、土石流の発生およびその規模を支配する要素となっている。

3. 大滝から岩樋出口に至る大沢中流部は、砂礫の運搬帯としての性格を示す部分である。しかし大出水時にみられた集合運搬的な砂礫移動の場合と、中・小出水時にみられた各個運搬的な砂礫移動の場合では、移動様式に比較的明瞭な違いがみられた。すなわち、大出水時には、上流部から運ばれて来た砂礫は中流部の河床礫をも加えて、ほぼ一気に中流部を流下して扇状地へと運ばれ、この間では砂礫の粒径に応じた運搬の選択性はほとんど認められない。一方、中・小出水時には、上流部からの砂礫の供給はごく僅かで、中流部の河床礫が一般に移動の主体をなす。そして大滝から北山林道横断点に至る間では、洗掘、運搬、堆積が繰返され、全体的にみると堆積帯としての性格を示す場合もある。しかし岩樋の部分は出水の規模の大小にかかわらず、砂礫は比較的容易に流下する傾向を示し、この区間だけは常に砂礫運搬帯としての性格をもちつづけている。なお中・小出水時の砂礫移動の場合には、砂礫の粒径に応じた運搬の選択性が認められる。

4. 大沢上・中流部から移動をはじめた砂礫は、細粒の物質をのぞけば、1回の出水で扇状地の中部以下に運ばれることはごく稀れで、その大半は海抜高度700～800m付近の扇状地内に一時的に堆積する。この傾向は土石流的形態の砂礫移動の場合に特に顕著にみられ、昭和34年の7号台風時には現河床から西方に向う分流路ぞいに相当規模の砂礫堆が形成された。しかし砂礫含有率の低い中・小出水時の流水の場合には、この付近でも洗掘の結果をみることがある。またこの付近より以下の扇状地になると流路が次第に固定し、その中で洗掘、運搬、堆積を繰返しながら、砂礫は下流へと運ばれて行く。なお昭和34年夏から実施した砂礫移動量の調査結果によれば、昭和34年7月から昭和35年6月までの一年間に、大沢から潤井川に流入した砂礫の総量はほぼ100,000m³と推定され、また昭和34年7号台風時には、一回の出水で約50,000m³の砂礫が同様に潤井川に流入したものと推定された（潤井川における砂礫移動は、まずその溶・浮流物質のみについて、昭和35年6月より調査をはじめたが、この調査だけはなお継続中である）。

5. 上記のような大沢における崩壊および砂礫移動の現状は、一般の沢や谷で見られる侵蝕に比較するときわめて激烈かつ急速であり、そのことからもこの沢の発達がかなり短期間の間に進行したことが当然予想される。ところで地形、地質の観察結果によると、上流部の崩壊地の発達以前に中流部から下流部にかけては、隣接する大沢前沢および不動沢などに類似した形態の谷がすでに存在していたことが考えられる。そしてそれは上流に向っては、ごく浅い低まりとなって延長していたようである。しかしこのようなかっての大沢ですらも、層序の分析と放射性炭素による年代測定の結果によれば、その大半が形成をはじ

568

めた時代は約2,500年から3,000年前の間ということが実証された。

6. ここで上流部の崩壊の発生、中流部における急激な砂礫移動と、それに伴う下刻の活潑化、および下流部における顕著な堆積の開始された時代をもって、かりに現大沢の形成がはじまった時代とするならば、それは当然古大沢の形成時代よりもより新らしい時代でなければならない。この時代は扇頂部付近の段丘化した現大沢堆積物の最下底から得た木片を放射性炭素法によって年代測定した結果、950±60y.B.P.という値になる。すなわち、大沢崩が出現し、上流部にあのような規模の谷が出来たのは、ほぼ1,000年前以降のこととなる。そしてこの間に、上流部では概略数千万m^3のオーダーの物質が侵蝕された。これらの事実は大沢の発達がいかに急速にすすめられたことを如実に物語っており、現在の谷の発達段階および地質条件などからみれば、このような時間尺度での急速な発達はなお当分持続されるものと考える。

7. 富士山放射谷中で大沢が飛躍的な発達をとげるに至った原因は、本質的にはいまなお明らかでない。急傾斜の地形的条件と崩れやすい地質条件は、現在の崩壊を促進する素因ではあっても、隣接する沢や他方向の斜面の沢との間にみられる発達に関しての顕著な差違をもたらしたすべての原因とは考えられない。このため発達の初期に何等かの局所的な突発的事変、たとえば火山爆発とか大地震にともなう変位などが上流部で起り、それがきっかけとなって以後急速な発達過程をたどるようになったのではないかということも一応想定される。しかしこのような事変を直接的に証明するようなものは、まだ何も見出されていない。ただ扇状地の調査を通して、われわれは現大沢の形成初期に約100万m^3～1,000万m^3のオーダーの砂礫がほぼ一気に流出して、現在扇頂部付近にみられる段丘化した扇状地が形成されたことを明らかにし、それが間接的に形成初期における上流部での突発的事変を暗示するものではないかとの推論を下した。

なお3年間にわたったこの研究をすすめるに当って、われわれは外くの方々から御援助をいただいた。特に本研究の中で重要な役割をはたす放射性炭素による年代測定は、すべて学習院大学木越教授の御援助の結果によるものである。更に、静岡県総合計画課の朝比奈、柴山の両氏には野外調査や事務連絡の点で常にお世話になり、また静岡県河川課、富士土木事務所、静岡営林署富士宮事業所、同十番および十一番事業所の各位からはいろいろの援助を与えられた。また、東大地理学教室大学院学生内藤、鶴見、野上、角南、守屋の諸氏からは、野外調査や資料整理などの面で多くの協力を得た。ここにこれらの各位に対し深く感謝の意を表わす次第である。

569

大沢沿岸地域の地質と大沢崩の發達

東京大学　津屋弘達

内　容

1. 調査目的と方針
2. 昭和33年度実施した調査
3. 富士山の谷の発達
4. 大沢の谷底勾配並びに侵蝕堆積などによる四区域の区分
5. 大沢地帯の地質
6. 結　論

Ⅰ 調査目的と方針

大沢崩対策としては、これを完全に防止することは困難であるとしても、これを出来る限り軽減する方策を樹立し、更に進んでは崩壊によつて生じた大沢下流の土砂の利用、その氾濫地面の回復策などを考究することが望まれる。大沢崩を防止軽減し、下流に於ける土石流の氾濫を免れしめるため、最も有効適切で実施の比較的容易な方法を見出すには、先づ大沢崩及びその土石流の氾濫が現在如何に進行しつつあるかを見きわめると共に、過去に如何に進行したかを知りそれらを防止軽減するための施設の場所と規模とを決定する必要があろう。

本委員の担当する調査は大沢崩の防止軽減の方策樹立を直接の目的とはしないが、それに役立つと考えられる地質学的資料を見出そうとするものである。そのため、本委員はすでに30余年前から行つている富士山の地質学並びに岩石学的研究によつて得た知識を基礎として、大沢沿岸地域の地質を特に委しく調査し、同地域に分布する富士山噴出物の噴出順序、噴出物の分布状態、岩石学的諸性質などを研究し、富士山の構造と大沢の発達との関係、噴火と大沢の発達との時代的関係、大沢尻の土石流氾濫原の構成などを明らかにしたい。

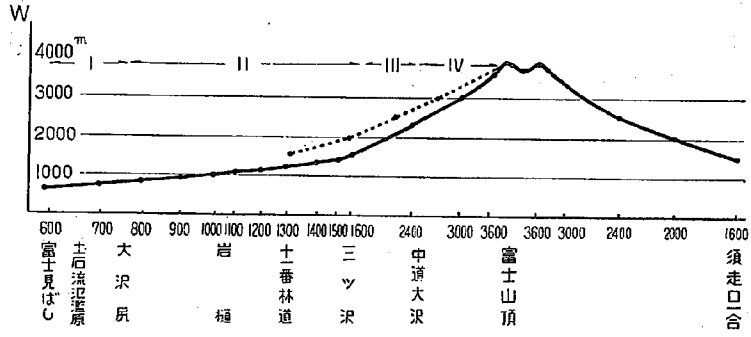
Ⅱ 実施した調査

上記の目的を達成するため、昭和33年度に於ては、7月末の約1週間、上井出を本拠として大沢尻の土石流氾濫原と11番事業所を本拠として大沢尻から上流三ツ沢附近までの地域との地質調査を行い、更に8月10日前後に中道大沢方面の調査を、また続いて富士山頂大沢源頭附近の調査を行つた。尚、実地調査で採集した火山岩その他の岩石標本は、本委員所属の研究所研究室の施設を所長の許可の下に利用することによつて、顕微鏡観察が行われた。尚、本調査に対する費用として委員会より10万円が支給されたが、富士山頂及び中道大沢方面の調査に対しては、本委員の所属研究所に於ける火山研究費の一部をもつてその不足を補つた。また本調査の実施並びに室内作業に当つては、渡辺　佐技官の協力を得た。この報告は昭和33年度調査結果の中間報告であつて、更に次年度以降の調査の続行、既得資料の再検討などによつて改変され、最終的結論はその後に得られる見込みである。

570

Ⅲ 富士山の谷の発達

第1図を見ると明らかなように、大沢を通るほぼ東西方向の富士山垂直断面に於いて、その山側線は山頂を中心として、ほぼ対称的であるが、厳密に云うと、著るしく否対称的で、東側に比して西側は一層急な傾斜を示している、これは西側が大沢の侵蝕によつて削られたことにもよるが、単にそれのみでなく、

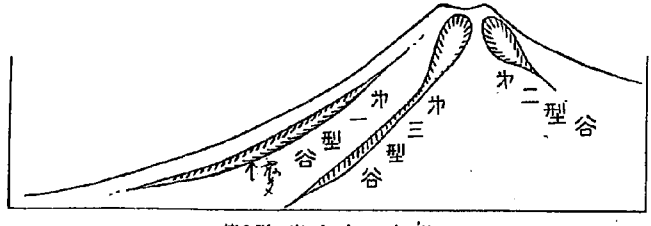


第1図 大沢を通るほぼ東西方向の富士山垂直断面図

（5万分の1地形図により、10万分の1に縮写）
西側の鎖線は東側と全く対称的な仮想の山側線
Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ、Ⅳは大沢谷の四区分

大沢を通らない断面を画いて見れば判るように、元来の地形上すでに、西側は東側に比して一層急傾斜の斜面を形成しているのである。これは一つには富士山の構造の研究によつて明らかにした富士山の下に埋まる古富士火山及び小御岳火山の起伏にも関係があるかも知れないが、直接的には、富士山頂火口からの噴出物の分布が東側と西側とで違うことによるものである。即ち日本の多くの火山に於て一般であるように、主風が西風であるために、富士山の西側は主として熔岩層の累積であるが、東側は大部分厚い火山灰、砂礫層に蔽われている。このことは、ひいては東西両側面の侵蝕度のちがいを来たしているのであつて、火山砂礫などの皮被の厚い東側では、雨水や雪どけ水が大部分は地表を流れる前に地下にもぐるために、侵蝕が進まず、従つて侵蝕谷の発達が貧弱である。それに対して地表の大部分が固い熔岩層で蔽われる西側では、雨水や雪どけ水が一部分地表を流れ易い。その上、富士山西側の中腹あたりは特に夏季に霧が発生し易く湿潤であることから判るように、他の側に比して多少多くの雨水に洗われるものと考えられる。これらのため、西側では地表流水による侵蝕が進み、放射谷の発達が富士山四周のうち最も著るしい。

富士山腹の谷には、大別して次の三つの型がある。



第2図 富士山の各型

1971

第一型。海抜約1500m～2500mの中腹で最も広く且つ深く発達し、その上下では漸次小さくなつている谷。

第二型。富士山頂近くの外側を多少スプーン型にえぐり、海抜約3000m内外の山腹で終る谷。

第三型。第一型と第二型とが連なつた状態の谷。

これらの型の谷についての委しい記述はここでは省略するが、第一型の谷が最も多く、また雨水による最も普通の侵蝕谷である。山の中腹では、雨水が最も多量に集まつて地表を流れ、しかも尚可成りの急斜面であるため、下刻作用が最も進んで、谷が最も大きくなる。中腹より上の方では谷が少さくなる事は当然であり、また山麓近くでは地表流水は地下にしみ込んで少く、終には全く無くなり、また地面の傾斜が小さいので、谷は小さくなるか或は一旦消滅する。第二型の谷は純粋な雨水の流水による侵蝕谷でなく、氷雪の蝕磨作用や、所によつては、山側火山爆発の破壊作用も加わつてできたものらしい。その一部には万年雪が見られることが多い。第三型の谷は問題の大沢であり、またこれに近似するものとして、北東側の吉田大沢がある。

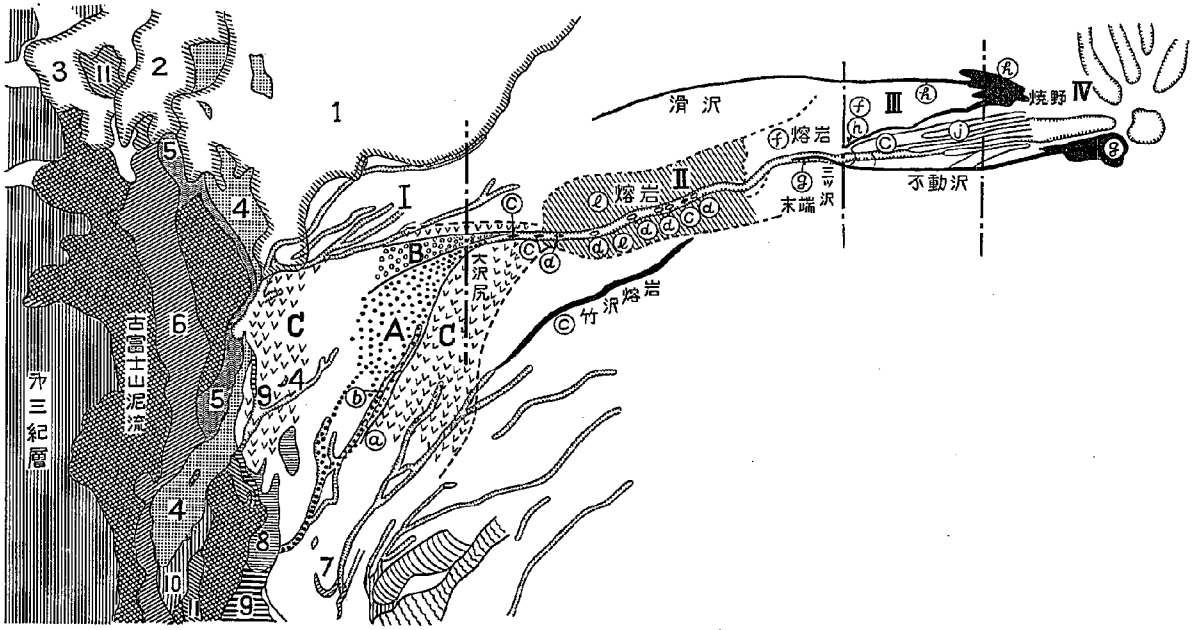
流水による侵蝕谷は一旦出来始めると、しだいに大きく発達して行くのが普通であろうが、その谷底が噴火による火山砂礫或は側壁から崩れおちた岩屑砂礫に埋まると、谷底流水が潜流となるため、その侵蝕が弱まるか或は全く停止する。吉田大沢はこの場合に当たるので、山頂の久須志岳北東側の大断崖から吉田口六合目までひろがる谷の大きい凹みは大沢崩の凹みに匹敵するものであるが、火山砂礫に深く埋まつて、雪崩による侵蝕以外には著しい崩壊や侵蝕の進行を示さない。従つて、その谷の下流は六合目以下に於いて普通の幅狭い谷となるが、大部分砂礫に埋まり、大沢の如き土石流の押出しも、著しい侵蝕もない。これと比較して考えると、大沢崩の発達の一つの重要な原因は、この沢が出来始める前から、或はその後にも、そこに火山砂礫の被覆が少なかつたことである。現在、中道大沢より上方の大沢の南北両壁の上端外側を見ても明かなように、熔岩流が直接地面を蔽つている。また谷の両壁は多数の熔岩層より成り、その間に挟まる砂礫層は薄い。従つて、一枚の熔岩層が侵蝕によつて剝がされ、下の砂礫層が地表に出ても、薄いので間もなく削り取られ、再び次の熔岩層が地表に出ることとなる。しかも熔岩層の間に挟まる砂礫層は上層熔岩の噴火時の熱や重荷のために固まつていて、地表に自由に堆積している火山砂礫層の如く粗鬆でないので、浸蝕され易い。このようにして大沢の谷の発達は特に早められたと考えられる。

Ⅲ　大沢の谷底勾配並びに堆積、浸蝕状況などによる四区域の区分　（第1図参照）

富士山頂から山麓まで、大沢を通る縦断面を見ると、大別して次の四区域が分けられる。

1. **第一区。**大沢尻（海抜780m）から下流の土石流氾濫原。この区域は地面の傾斜が3°以下で、大沢による侵蝕は殆ど行われず、もつぱら土石の堆積が行われる所で、扇状地に類似する。
2. **第二区。**大沢尻から上流の三ツ沢（海抜1550m）に至る間のU字谷。この区域は谷底或はその両側地面の平均傾斜6°～9°で、大部分むしろ幅広くして浅い溝状のU字谷をなし、土石の堆積する河原の部分と谷底侵蝕の行われる岩樋の部分とから成る。
3. **第三区。**三ツ沢の高い岩棚（海抜1550m）から中道大沢（海抜2450m）までの深いV字谷。この区域は谷底の平均傾斜が約24°で、第二区以下より段ちがいに急で、谷が深く、且つ多数の熔岩棚によつて分割せられ、棚下の凹地には多少の土石を堆積しているが、主として谷底侵蝕が最もさかんな所である。
4. **第四区。**中道大沢から上方の部分。この区域は谷底の平均傾斜が29°～34°で、谷幅は第三区以下より一段と拡大して300m以上となり、谷の深さも130m以上に達している。ここでは現在では谷底侵蝕よりも谷壁の崩壊がさかんに行われ、下流に押出す土石の供給源となつている。

572


3
II
2
1
5
4
I
滑沢
Ⅲ
焼野
Ⅳ
子熔岩
不動沢
Ⅱ
熔岩
末端
三沢
古期三沢熔岩
6
C
A
B
大沢尻
竹沢熔岩
5
9
4
8
7
10
11
9
先三紀層

573

V 大沢地帯の地質

大沢の谷の中及びその沿岸地帯の地質の大要を前記の四区域に分けて説明する。

第一区。 大沢尻から下流の地域は大沢から押出された土石によつて広く蔽われている。この区域は地面の傾斜が最もゆるやかであるため、それより上方の狭い大沢谷を押出されて来た土石はこのゆるやかな傾斜の地面上に氾濫したものである。第3図Aはその氾濫原の比較的新らしい部分であるが、その北側のBは古い部分で、ここには既にその土石の堆積地に植生が進んでいる。初期の押出しは略東西方向に走る大沢谷の流路（海抜850～900m附近）から真直ぐに西方に進んで、Bの部分に土石を堆積したが、その堆積物が地面を高くしたため、後期の押出しは大沢尻附近から南西方に偏向したものであろう。

Aの押出し土石は大沢尻から次第に拡がり送電線附近（海抜600m等高線）までは殆ど地面一帯を蔽つて、幅約1000m以上にも達しているが、それより下方では主に新田川の本沢及び枝沢の中及びそれらの縁辺部のみに堆積している。Bの土石も富士見橋附近の地面を蔽うほど遠くまで拡がつていない。但しこれらA、Bの分布区域の委しい図を作るには今後の調査が必要である。

この区域の押出し土石の堆積の厚さについては、本委員は試錐その他の方法によつては測定していない。しかし、大沢尻附近の谷壁（特に北側）の断崖で見ると、その旧期堆積物は1m内外の厚さを示す。また大沢尻より下方の新期堆積物も、その起伏の状態から見ると、所によつては数メートル以上の厚さに達するものと推測される。しかし送電線附近では、新田川上流の沢の外側に堆積している押出し土石は厚さ1m以下の所が多い。

大沢尻から上井出の部落近くまでには、熔岩の露出は全く見られず、同部落附近から西方の第三紀層山地までの間の芝川の谷に沿つて、古富士山の泥流からなる丘陵を囲んで、多数の旧期富士熔岩流が分布する（第3図1,2,……11など）。押出し土石A、Bの直ぐ下にあるものは一種の火山砂礫層で、一部層理を示すが、大部分無層理で大小の熔岩塊を混える火山砂礫の堆積物である（第3図C）。この層は上井出部落附近では7,8,9,4等の熔岩を蔽つているが、I（この附近では最も新しい人穴熔岩）を蔽つていない。またこの層の表面には黒い腐植土化した火山灰がのつている。従つて、この層は大沢から押出された河成の土石層（A、B）とは明かに異なるもので、これよりも古く、富士山の直接の噴出物である。これら一部は新田川の沢の上流の送電線近く（第3図ⓐ、ⓑ）に於いて、Aの土石の下に露出し、特にⓑに於いては多数の天然木炭の破片を伴う。これを見ても、この堆積物は噴火によつて直接に堆積した火成源のものである。A地域の東側に隣接するC地域及びB地域の北側に隣接する小地帯も恐らくこれと同じ堆積物であろう。その中の木炭片の年令を炭素法によつて測定すれば、その噴出時代が判明するが、まだその測定が行われていない。

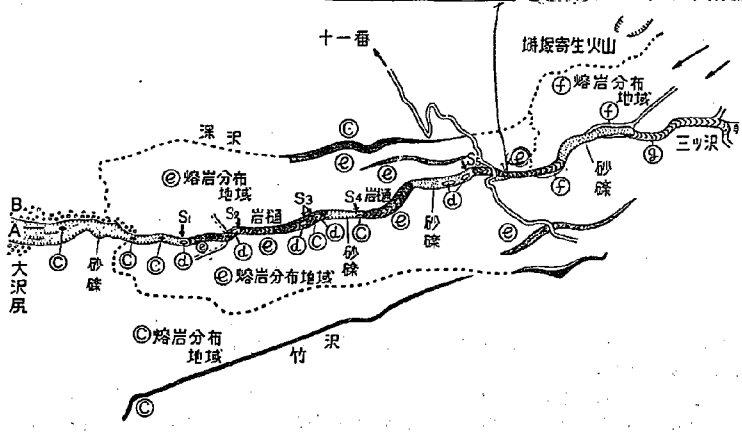
Cの堆積物は噴火によつて直接に降下堆積した火山砂礫層のみでなく、一種の噴火泥流として流下した部分もあるようである。大沢の海抜900m附近から下方に拡がる一つの扇状地の地形はこの堆積物Cによつて形成されたものらしく、押出し土石A、Bは同扇状地の地形を支配するほど厚く堆積せず、同扇状地上の氾濫原を形成するのみである。

第二区。 この区域は第一区よりも谷底傾斜が急であるが、次の第三区に比較すると、段ちがいにゆるやかである。これは、この区間の山腹が富士山頂から噴出した比較的新期及び中期の熔岩流の末端部によつて形成されているからである。即ちこれらの熔岩流はこの区間まで流下して、熔岩段丘や熔岩扇状地として止まり、比較的傾斜のゆるやかな山腹を形成している。また大沢近くでは塚のみであるが、他の側面では、寄生丘がこの区間の高さの山腹に多いことも、その傾斜をゆるやかにしている一つの原因である。

この区域の大沢に最も広く露出してⓔ熔岩がある（第四図ⓔの緑色部）。この熔岩は厚さ数メートルの一枚で大沢の中のみでなく、その両岸に沿う山腹の一部を形成し、北側の深沢及び南側の竹沢の一部にも露出する。岩質は細かい結晶の集まりから成る普通輝石、橄欖石玄武岩である。大沢の中では、この熔岩が岩棚の形に蝕層されて、所々でその下底まで削り取られ、そこに下の熔岩ⓓ或はⓒが顔を出している。

574 1

S_1～S_5はその主な地点である。©熔岩は可成り新しい噴出物で三ツ沢より上流の大沢第三区、第四の谷に露出する大多数の熔岩よりも後期のものである。然しその上には所によつて厚さ5m以上の火山砂礫層がのつている。十一番からの林道が大沢を横切る所の道側に崖をつくつているものはその中に天然木炭を含んでいる。この木炭の年令を炭素法によつて測定した結果によると、大凡3000年である（理化学研究所、



第四図　大沢第二区地質略図

所員、地震研究所研究員島誠氏測定）。従つて、この火山砂礫層はこの年代頃に噴出したものと推定される。同層は大小の熔岩塊を混え、無層理であることから考えると、噴火泥流の堆積物であるかも知れない。若しそうであつて、前に述べた第一区送電線下の類似堆積物（第3図Ⓑ）につづくものとすると、この中に含まれる天然木炭も同年代のものである筈である。©熔岩の噴出がその上にのる火山砂礫層の噴出と同時代であるかどうかは明かでないが、同熔岩が一続きの火山砂礫層の間に挟つているような関係を示す所もあるので、両者の噴出に著るしい時代間隔があるものとは考えられない。

現在の大沢は©熔岩やその上の火山砂礫層が噴出した後にできたものである事は云うまでもない。然し熔岩や噴火泥流は山腹の凹んだ所をえらんで流下するものであるから、©熔岩が流下する前に、その流下地帯が多少凹んだ地形であつたことは想像される。事実、この区域の大沢の一部では、©熔岩が古い谷の側壁にのしかかつて流れたように見える露出がある。また©、ⓓなどの古い熔岩は厚さ数メートルの火山砂礫層を距てて©熔岩の下にあるのが普通であるが、大沢の谷底では、©熔岩の下に直接に接して©或はⓓ熔岩が露出している所が多い。このことは、©熔岩が流れた前に、©或はⓓ熔岩の上にかぶつていた火山砂礫層が削り取られ、露出した©或はⓓ熔岩の上に、©熔岩が直接のつたものと考えられる。従つて、©熔岩の噴出前に、現在の大沢と殆ど流路を同じくする谷があつたかも知れない。然し何れにしても、多量の土石を押出すような大沢谷が出来たのはこの熔岩の噴出後である。

ⓓ熔岩はこの区域の大沢の中のみに、しかも©熔岩が深く削り取られた所に、わずかに露出するのみで、その南北両側の山腹には全く見られないので、その拡がりはわからない。また©熔岩も©熔岩が削り取られた所で、ⓓ熔岩の更に下に露出するが、大沢尻に近く©熔岩に蔽われていない所では、押出し土石層の削り取られた所に露出し、更に大沢南側の竹沢、北側の深沢などにも露出するので、可成り広く分布するものである。これは直径 5mm 内外に達する大きい斜長石の白い斑点をもつもので、一見して容易に他のものと区別できる。大沢尻より下方の押出し土石氾濫地域の地下に熔岩があるとすれば、恐らくこの熔岩のつづきである。上井出部落附近の熔岩のうち、7或は9がこれに類似するものであるが、果して

この何れかにつづくかどうかは未だ確められない。

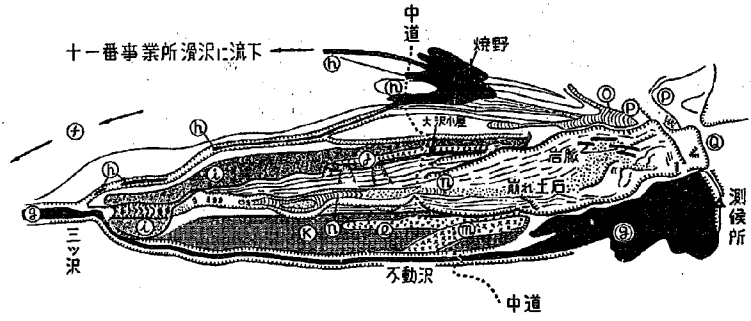
十一番林道が大沢を横切る地点から少し上流にさかのぼると、⑥熔岩の上にのる⑦熔岩が谷壁に厚さ数メートルの一層をなして露出する。この熔岩は大沢より北方の山腹を、塒塚の南側に沿つて流下し海抜1300m附近で止まつた可成り新期の熔岩で、その末端の一部は大沢の前身の谷に向つて流れこんだようにも見える。しかし現在の大沢はもちろんこの熔岩流を切つている。

三ツ沢に近い所では、⑧熔岩が大沢の谷底一面になめを成している。これは肉眼で結晶が殆ど見られない無斑晶玄武岩で、富士山頂の剣ケ峰の最上層からその西側斜面一帯に、拡がり大沢南方の不動沢を通つて、三ツ沢において大沢に流れ込み、この沢の中を海抜1400m附近の所に達して止まつたものである。従つて、この熔岩は富士山西側では最も新しい時代に噴出したものであつて、三ツ沢附近の大沢や不動沢はこの熔岩の噴出前に現在の深さ或はそれ以上に深くえぐられていたことは明らかである。

以上、第二区の大沢における熔岩の種類とその分布状況の大要を述べた。尚この区間では、所々で谷底の傾斜がややゆるやかになつて、押出し砂礫の堆積する所がある。こういう所は谷底の熔岩が削り取られてできた断崖下の滝壺に当たつており、その底には砂礫が堆積するが、側侵蝕によつて谷幅が広くなり、砂礫が生成されつつある所もあるので、砂防上注意を要するものと考えられる。

第三区。この区域の大沢は第二区に比して、谷底の傾斜が更に一段と急で、一層深く侵蝕され、谷壁は上流に行くに従つて高さを増し、中道大沢近くでは100m以上に達する。然し谷底の幅は依然として狭く、第二区の場合にほぼ同じ位で、谷の横断面はV字形に近い所が多い。谷底には所々に高さ5～10mの熔岩断崖ができていて、側壁上を迂回しなければ通行不能であるが、第二区のような著しい岩棚は発達せず、むしろ一面のなめになつている。また熔岩断崖下の滝壺に当たる所には、押出し土石が堆積する。

谷の底及び側壁は多種多様の熔岩の累層からできているので、その一々の性質や分布を図示し説明することは省略する。ただ全体としては、谷をさかのぼるに従つて下位の熔岩が谷底に露出し、また谷の側壁



第五図　大沢第三、四区の地質略図

には、その上縁に近いほど上位の熔岩層が露出する。例えば谷の北壁では、中道大沢小屋の所に露出する熔岩が最上位で、この小屋から三ツ沢に下る小径の通ずる尾根の中途までで終る。同熔岩の直ぐ下位のものは更にこの尾根を下つて、三ツ沢の大沢にまで達する。同所の大沢に大断崖をなす熔崖棚はそのつづきである。

大沢の南側の谷壁に露出する熔岩層は北側のものとすべては一致しない。その最上位の①熔岩は北壁最上位の①熔岩に類似するが、①の下のⓚ熔岩は北壁の①熔岩とは全く異なるものである。また①の上には、不動沢寄りにⓜ熔岩があり、上方では往時の大沢渡場だつたという不動岩につづいている。然し大沢の谷が断層谷でないことは、現在の大沢渡場の谷底の熔岩が一続きのなめであり、またその南北両側の熔岩層が相対応して同一であることから明かである。同所の谷底になめをなすⓞ岩はこの附近では最下位

576

のもので、侵蝕のため断崖をもつて一旦終るが、その断崖下の谷底で再びなめになつてしばらく続く。同熔岩の下にはやや厚い砂礫層があり、下流ではその下に更に下位の熔岩が谷底のえぐられた滝壺の所に僅かに露出する。

この区間の流水による侵蝕はおもに谷底にはたらいているようであるが、大部分堅固な熔岩層であるので、急速に谷底を削り取ることなく、また押出し土石を多量に生成することもないようである。大沢渡場附近の谷底の状況を見ると、25年前と今とで大して変化していない。しかし渡場のすぐ下手の谷の両側、特に北壁の二、三ケ所が著るしく崩壊しているのが注目される。

第四区。中道大沢から山頂までの第四区は山腹と同様、谷底傾斜の最も急になる所で、植生が殆どなく、流水のみならず氷雪も侵蝕作用にあずかる。その谷の両壁には、第三区から続く多数の熔岩層が整然たる層をなして露出する。然しその谷壁を上下することは容易でないので、その一々の熔岩はまだ調べられていない。谷の北壁の上縁には⑥、Ⓟ、⑨などの比較的新しい熔岩がある。特にⓅ、⑨などは富士山頂の噴火口の縁を形成する最新の噴出物である。これらは大沢源頭の谷の中に流れおちた形跡がなく、谷に面して断崖に終つている。従つて大沢の源頭がこの方面にまで拡がつたのは大して古いことではなく、富士山頂における最後の噴火以後のことであろう。谷の南壁上縁には、不動沢を流下した剣ケ峰第一層熔岩Ⓢが広く分布する。これはⓅ、⑨などより古いが、大沢寄りの富士山西側では最近の熔岩であつて、海抜約3050m附近で僅かに大沢の谷壁に流れ懸つている所がある。従つて同熔岩が流れた当時、この附近の大沢の谷壁はすでにできていたのであろう。尚、大沢の北側の山腹の焼野は恐らく一つの寄生火山で、ここから噴出した熔岩⑪はⓈに似る黒色緻密の無斑晶玄武岩であるが、一方では滑沢を細く流下して十一番事業所の宿舎わきを経て更に下方まで達し、他方では大沢北方の谷に流れおち、この沢が三ツ沢で大沢に合する直ぐ手前の所まで達している。この熔岩もⓈ熔岩と恐らく同時代の噴出物で、その流下した沢は勿論それより前に出来ていたものである。

谷底は中道大沢の渡場近くまで大部分、転落する土石に被われている。下流に押出される土石の大部分はここにその源を発するものと考えられる。谷底は上流で二つに分かれ、一つは南壁沿いに剣ケ峰直下に向い、他の一つは北壁沿いに山頂の雷岩の方に向う。この両者の分岐点附近には、多数の薄い熔岩層と砂礫層とが累層をなし、その層理が山腹の傾斜と一致せず、反つて多少逆方向に傾斜するように見える所もある。これは露出断面の方向による見掛上の傾斜を示すか、或は山頂に近いので、同層の噴出当時の噴火口の位置と地形とに支配されて出来た層理の傾斜の局部的異常を示すものであろう。同層を貫いて壁のように立つ数本の著しい岩脈は谷の主軸の方向に走らず、これをやや斜めに横切つている。これらの岩脈のうちには、かつてその附近の山腹噴火を起したものもあるかも知れない。然し大沢源頭の現在の谷が、あたかも宝永火口の如く、山腹噴火の際の大爆発によつて出来た凹みから変形したものとは考えられない。

Ⅵ．結　論

本委員の調査事項に関する限り、まだ最終的な結論には達しないが、大沢の現状とその附近の地質とに関連して、以上に述べたことを要約して本報告の結論としたい。

大沢の谷は地質的断層や爆裂火口など、富士山の構造に支配されてできた特殊なものでなく、純粋な放射状侵蝕谷の一つである。この谷が山の中腹に最初に出来た水蝕谷（第一型谷）の谷頭侵蝕によつて山頂近くまで延びたものか、或は中腹の水蝕谷と山頂附近に出来たスプーン形凹み（第二型谷）との結びついたものかは確かでない。大沢の南或は北隣りにある中腹の水蝕谷が地質的には大沢と大して変らないに拘らず、大沢の如く山頂方向に発達していないことから考えると、後の場合の方がありそうである。然し何れにしても、大沢は吉田大沢とは異なり、噴火によつて堆積した火山砂礫によつて埋まることなく、出水時の地表流水によつて侵蝕されて拡大したにちがいない。また中道大沢より上方では、山腹の傾斜が大で、植生が殆どなく、流水の外に氷雪の作用も加わつて、急斜面の崩壊が盛んで、谷幅を一層拡大した。この部分の谷の北壁が南壁より多く崩壊して緩傾斜になつている一つの原因は、南壁が殆ど常に日蔭にな

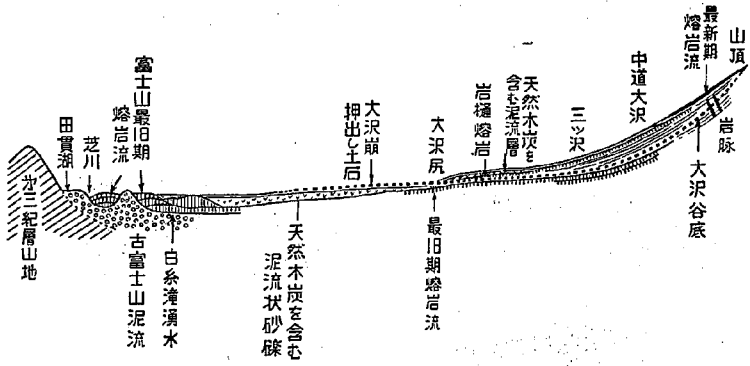
577

るのに対し、北壁は日当たりがよいので、地温のはげしい昇降によつて岩石が破壊され易いことであろう。

大沢が何時でき始めたかはその部分によつてちがうので、一概には云えない。三ツ沢附近の大沢は⑧熔岩が不動沢を通つてそこに流れ込んでいるので、この熔岩の噴出時代には既に現在と同様になつていたにちがいない。しかも同熔岩はなめに磨かれてはいるが、深い岩樋の形には削られていない。従つて同熔岩が噴出してから現在までには、三ツ沢附近の大沢は大して侵蝕されていないわけである。また中道大沢より上流では、⑧熔岩の谷の南壁上に僅かに流れおちたと見られる所が一ケ所（海抜約3050mの所）あるので、その附近では⑧熔岩の噴出当時既に谷が形成されていたにちがいないが、谷の頭部が現在のように拡大したのはそれより後のことである。

三ツ沢より下流、大沢尻に至るまでの谷底には岩樋が著しく発達した所がある。樋の深さは所により3m以上にも達することがある。1年間の流水によつて谷底の岩石が削磨される厚さは明かでないが、仮りに1mmとすれば深さ3mの岩樋ができるには3000年を要する。1年に10mmとすれば300年である。谷底の熔岩に適当な目盛りを刻んで、この蝕磨の速さを実測することができよう。岩樋附近の谷底の侵蝕状況を見ると、岩樋とは別に、側壁に沿つて1～2mの高さの一種の岩石段丘が出来ている所がある。これも岩樋と同じく、谷の中心部と側壁との侵蝕の差別によるもので、侵蝕週回のちがいによるものではなかろう。然し大沢尻近くでは、既に樹木に蔽われた古い押出し土石の層が谷の側壁に数メートルの高さの段丘として残つており、同様のものは岩樋より上流に於いても見られる。これらは、あるいは少くとも一回侵蝕力の岩返りがあつたことを示すものかも知れない。

大沢尻から拡がる押出し土石の氾濫原における土石の分布面積、堆積の厚さなどはまだ精密には測量されていない。その主な部分の面積は約250万m^2であり、堆積の平均の厚さを5mとすれば、体積は1250万m^3となる。中道大沢より上流の崩れの体積を見積もると約2300万m^3である。これらの数字が大体妥当であるとすれば、崩れの約半分が大沢尻下方に氾濫して堆積し、他の半分は土砂として新田川その他によつて下流の川に運ばれたものであろう。何れにしても、富士山の体積に比べれば極めて僅少である。富士山の総体積は約1050km^3と計算されており、このうちから富士山下に埋もれている基盤の第三紀層、愛鷹山



第六図　大沢を通る垂直断面の地質概念図

の北西側の一部，小御岳火山、及び古富士火山の体積を除くと、最旧期熔岩流を噴出してから後の新しい富士山のみの体積は可成り小さいものであろう。然し大沢崩れの総体積は中程度の一回の噴火による噴出物の量ほどにしか当たらない。

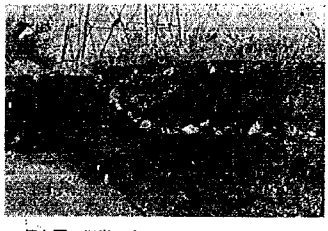
大沢尻下方の押出し土石は扇状に拡がつて氾濫しているが、いわゆる扇状地地形を形成しているとは云

478

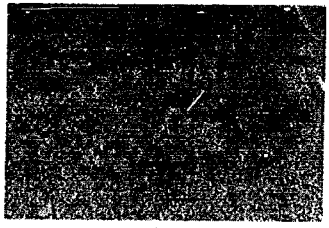
えない。この地域が地形図の上で扇状地地形を表わすものとすれば、それは押出し土石の下になつている泥流状の火山砂礫層によつて形成されたものであろう。

押出し土石の大部分は中道大沢より上流の谷の側壁の崩壊によつて生成されるもので、中道大沢から大沢尻までの谷は所々で側侵蝕と崩壊とによつて多少の土石を供給しつつあるが、主として土石運搬の通路となつている。土石の通過に当たつて、谷底は勿論磨されるが多量の押出し土石の供給源であるとは考えられない。従つて土石の押出しを防止するには、谷の全般に亘つて側壁の侵蝕及び崩壊を防止する手段を考えることが第一に重要であろう。

要するに、地質学的に見ると、大沢の谷は海抜約3050m以上の山頂に近い部分の一部を除いて、剣ケ峰第一層熔岩の流下以前に、ほぼ現状に近い形にまで発達していたものである。更に云えば、岩塊熔岩（第四図⑧）やその上にのる噴火泥流が流下した当時、既に少くとも大沢下流の流路附近にその前身としての谷の地形があつたとも想像される。泥流堆積物中の天然木炭の年令測定によると、それは約3000年前である。剣ケ峰第一層熔岩の噴出時代は不明であるが、山頂部にはこれより新しい時代に噴出した熔岩がいくつもあるので、有史時代としても可成り古い時代であろう。従つて現在の大沢が発達したのも相当古い時代であるが、それが1000年前であるか或は更に以前であるかは今のところ断定できないのである。



第七図　押出し土石とその下の火山砂礫層
（第三図⑧地点送電線鉄塔下）



第八図　第七図と同所の泥流状火山砂礫層に含まれる天然木炭
（マツチ軸と比較）

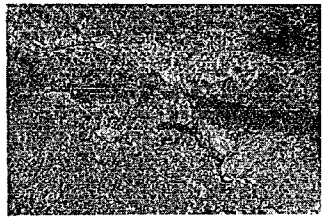


第九図　押出し土石とその下の火山砂礫層及び熔岩（右下方）、（第三図大沢尻近くの⑥地点）

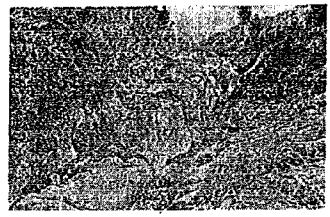


第十図　第九図附近大沢北岸に崖をつくる旧期押出し土石（第三図B）とその下の火山礫層（崖の右下方）

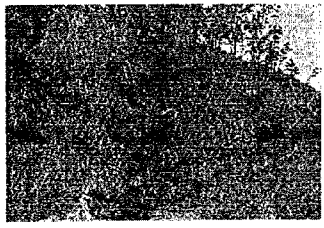
479



第十一図　岩極附近で、岩頸をつくるⒷ熔岩が侵蝕され、確実に下位のⒹ、更にその下位のⒸ熔岩が露出する（第四図S_3の右方矢印）、ここでは、これら三層の熔岩が砂礫層をほとんど挟まないで接する。



第十二図　岩頸熔岩Ⓑが、図の右上方で、もとからあつた谷の側壁上にのしかかつたようにのつている（第四図S_4の地点）



第十五図　天然木炭を含む無層理の火山砂礫（噴火泥流）、図の右下はⒺ熔岩のなめ（十一番林道が大沢を渡る所）

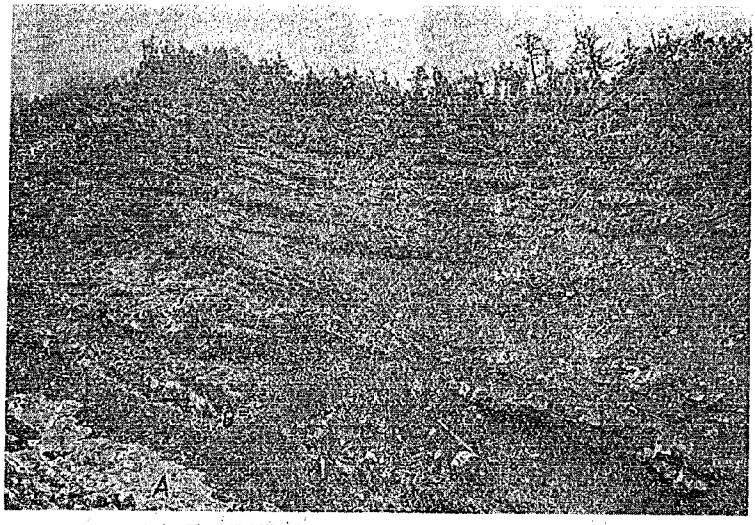


第十六図　大沢中流三ツ沢の熔岩断崖（第五図①熔岩）下に不動沢から流下した剣ヶ峰第一溶岩Ⓐ（人物の足下）



第十七図　中道大沢の渡場（昭和17年頃）

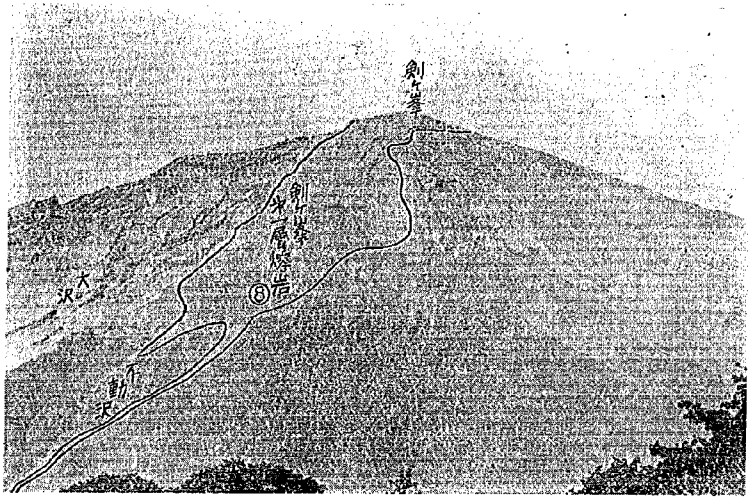
580



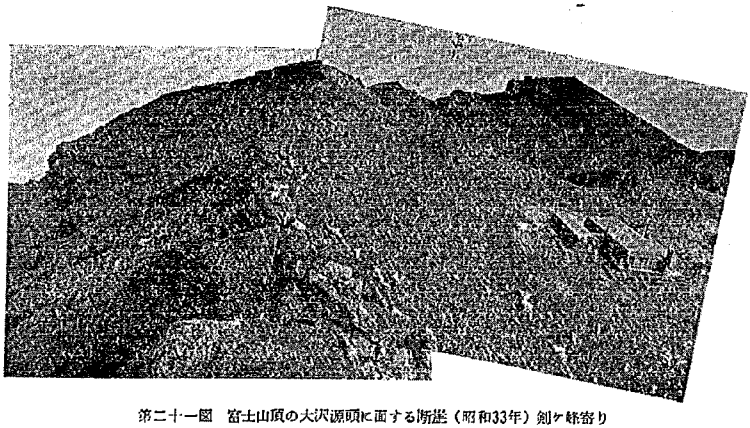
第十八図　中道大沢の渡場（昭和33年）第十七図と比較して、十数年の間に沢底が殆んど削られていないことがわかる。両図のA,B,C,はそれぞれ相対応する。



第十九図　大沢源頭の断崖の一部、中央及び左下方に直立する岩脈がある。これらの岩脈によつて貫かれている薄い熔岩と砂礫との互層は特に崩れ易い。



第二十図　大沢南側の山腹を蔽い、不動沢を流下した剣ヶ峰第一層熔岩

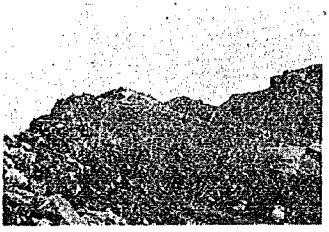


第二十一図　富士山頂の大沢源頭に面する断崖（昭和33年）剣ヶ峰寄りから北方に見る。

582



第二十二図



第二十三図

第二十一図と同所（昭和18年）、これと比較して十数年前も現在も殆ど変化がない。A,B,Cはそれぞれ相対する。

583

大沢沿岸地域の地質と大沢崩の発達

東京大学　津屋弘達

内　容

I　調査目的と方針
II　実施した調査
III　大沢第四区の地質
IV　大沢第四区の崩壊状況
V　大沢第三区の地質
VI　大沢第三区の崩壊状況
VII　結　語

I 調査目的と方針

本委員は昭和33年度において、大沢沿岸地域の地質と大沢崩の発達について、地質学的調査を行なったが、昭和34年度においても、同調査を継続した。従って、その調査目的と方針も同様である（富士山大沢崩対策、委託調査結果報告書、I、昭和33年度、第36頁参照）

II 実施した調査

昭和34年7月28日から8月8日までの間、中道大沢室を中心として主として、下方は三ツ沢まで、上方は富士山頂までの大沢の左右両壁及びその外側山腹における熔岩の分布、崩壊の状況などを調査した。また昭和34年12月30日から昭和35年1月5日までの間、富士宮市上井出附近の大沢泥濘原の堆積物について調査した。各調査に当たって採集した岩石については、本委員所属の研究所施設の一部を所長の許可の下に利用して、顕微鏡観察を行なった。また野外調査並びに室内作業には、渡辺、佐抜官の協力を得た。この報告は今日までに得られた調査結果の概要であって、調査がまだ十分でない部分について更に調査を続け、所期の目的を達成したい意向である。尚この報告には、前報告（I）と重複する説明や図は出来る限り省略されているので、必要に応じてこれを参照されたい。

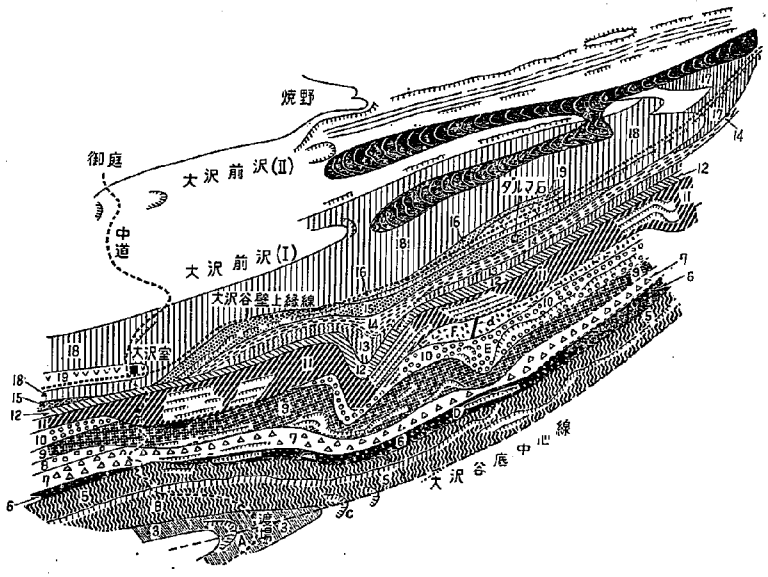
III 大沢第四区の地質

前報告（I）において、大沢地帯の地質を第一、二、三及び四区に区分して説明した。第四区は中道大沢から富士山頂までの部分で、その地質と地形の大要はすでに報告した通りであるが、昭和34年度には、この部分の大沢の谷壁、特に中道大沢の渡場から通称ダルマ石の附近までの谷壁をよじ上って調査したので、その結果をここに報告する。

この区域の谷壁は、その断崖に見られるように、厚さ十数cm乃至数mの25枚以上の熔岩層と、それらの間に挟まる比較的僅少の火山砂礫層とから出来ている。それらの熔岩層は1枚1枚がちがう岩質のものではなくて、同時期に相次いで噴出したと考えられる数枚の同岩質の熔岩層が重なる事があり、また厚さ数mの1枚の熔岩が所々で数枚の熔岩層に分かれて重なる事もある。次に岩質のちがう主な熔岩層

1964

を下から上に順次挙げてみよう。
（番号は第1図上の番号にしたがう）



第1図　大沢第四区北壁の地質略図（第6図写真参照）

1. 大沢北壁

(3) これは中道大沢の渡場（第1図A）になめをなし、またそこから下流の一段と低くなる谷底に向って断崖をなすもので、この区域における最下位の熔岩である。渡場から谷底を上流にさかのぼっても、これより下の熔岩は見られない。しかし渡場より下流に下ると、再び谷底に同じ熔岩があり、三ノ越の断崖の下ではこれより更に古い下位の熔岩が露出する。その岩質には格別の特徴はないが、比較的細粒で、紫蘇輝石を有する玄武岩である。

(5) これは大沢室から渡場に下る所の丸木梯子がかかる崖（B）をなし、谷底の北側にはるか上流までつづき、また渡場の最下の熔岩のなめの直ぐ上流において一段高いなめ（C）として露出するものである。厚さ10m内外の1枚の熔岩となる所もあるが厚さ1～2mの数枚の熔岩層に分かれている所が多い。その岩質は一般に緻密堅硬であるが、うすい岩片にこわれ易く、肉眼的斑晶を殆どふくまない玄武岩である。

(6) これは大沢室から渡場に下る道の附近においてはよく露出しないが、上流の谷壁においてはDに高さ5m内外の断崖をなす一つの熔岩層である。同層の下には、厚さ5m以上の火山角礫岩層があり、火山弾及び火山砂礫を雑えているので、上位の熔岩の噴出に先立って起った相当はげしい爆発的噴火によって堆積したことを示す。この熔岩は肉眼的には細かい斜長石斑晶を有することによって上記の(5)と区別され、また顕微鏡下では僅少の紫蘇輝石をふくむ玄武岩である。

(7) これは厚さ1m内外の1枚の熔岩層として、上記の(6)の上に、殆ど連続的に露出する。その岩質

586

は外観では(6)と殆どちがわないが、顕微鏡下で見ると、紫蘇輝石の代りに普通輝石の小斑晶を多少ふくむ玄武岩である。

(8) これは大沢室から渡場に下る中道の坂道附近及びそれより上流の谷壁においては見られない。その岩質は大沢の下流や富士山麓一帯に分布する最旧期熔岩類の一種に似て、斜長石の大きい肉眼的斑晶を有する玄武岩である。

(9) これは全体として厚さ10m以上に達し、厚さ1～3mの3枚以上の同質の熔岩層から成り、大沢室から渡場に下る所においては、谷壁の中位を占める。その岩質は他の熔岩と明かに区別され、斜長石の小斑晶が密集し、可成り多量の紫蘇輝石を有する玄武岩である。

(10) これは大沢室から渡場に下る坂道附近は露出しないが、それより上流及び下流の谷壁に見られ、Eにおいては高さ10m内外の断崖をなす熔岩層である。その岩質は(9)に近いが、これとは明かに区別される紫蘇輝石玄武岩である。

この熔岩層の直ぐ上には、F地点附近において、厚さ5m以上の赤褐色スコリアの層があり、これを貫ぬく幅30cm内外の岩脈がある。この岩脈はほぼ直立して東西方向に走っており、大沢谷の源頭部に見られる多数の放射状岩脈の一つにつづくものと考えられるが、大沢谷の中の最も下の方に発見された唯一のものである。

(11) これは大沢室から約30m下の大沢展望所附近に、厚さ1～3mの4枚以上の熔岩層として重なるもので、ここから上流及び下流の谷壁に長くつづき、下流大滝近くまでの大沢北壁中央の主要部を占める。F地点においては、この熔岩は上記の岩脈に貫かれず、岩質上この岩脈に似ているので、これと同期に噴出したものにちがいない。即ちこの熔岩は大沢の谷ができる前に、東西方向に貫入した放射状岩脈の一つから当時の山腹に噴出したものであろう。その岩質は富士山麓方面に分布する旧期熔岩類の一種に似て、直径5～10mmの粗大な斜長石斑晶を有し、また2～3mmの普通輝石斑晶をともなう玄武岩である。

(12) これは厚さ1～2mの少くとも3枚重なる熔岩層で、上記の(11)の直ぐ上にのり、これと殆ど同じく長くつづく。その岩質はやはり山麓方面に分布する熔岩類の一種に似るが、(11)とは全くちがい、直径1～2mmの斜長石の白色斑晶がカスリ模様のように散点する特徴を有し、僅少の紫蘇輝石をふくむ玄武岩である。

(13)、(14) これらは外観たがいに似ており、また上記の(12)にもやや似ているが、これよりも細かい斜長石斑晶を有し、(13)は輝石斑晶を欠き、(14)は多少の普通輝石をふくむ玄武岩で、それぞれ厚さ1m内外の少くとも2枚の熔岩層になって重なる。

(15) これは大沢室の裏山を少し上った所において、大沢の谷に面して高さ5m以上の断崖をなし、更に上方においては、ダルマ石の弧立岩をつくり、また下方の三ツ沢に下る尾根の大沢に面する谷壁及び大沢前谷（三ツ沢において大沢に合する北方の谷）に沿って広く分布する。大滝の断崖において①熔岩（報告I、第5図）の直ぐ下に、またその下流両岸の谷壁下部に露出するのはこの熔岩である。その岩質はゴマ粒大の斜長石斑晶を多く有し、僅少の紫蘇輝石をふくむ玄武岩である。この熔岩層はダルマ石の所から山頂方向にしばらくつづき、海抜3000m附近の谷壁には見られないので、それ以下の山腹から噴出したものかも知れない。

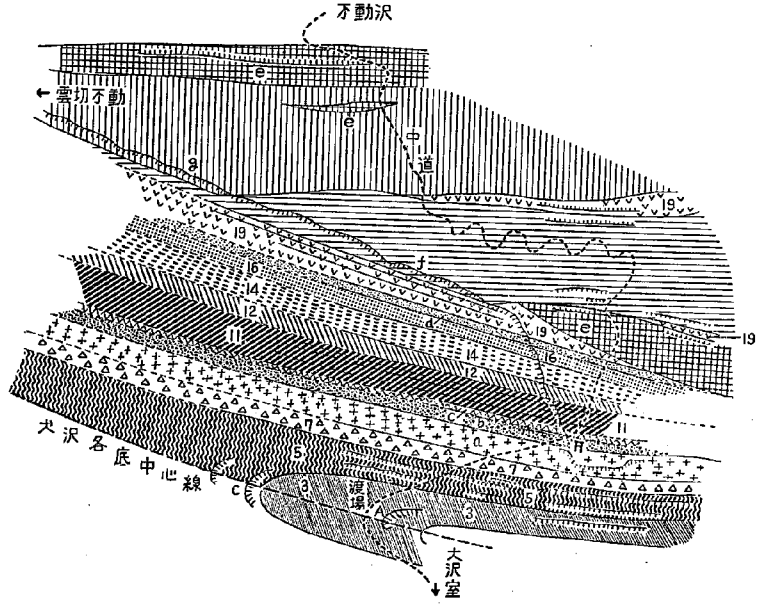
(16) これは大沢室の裏からダルマ石に至る間の谷壁の最上縁の一部にあり、また大沢室から三ツ沢に下る尾根の大沢に面する谷壁の一部に露出する厚さ1m内外の2～3枚の熔岩層である。その岩質は細かい斜長石斑晶を有し、普通輝石をやや多くふくむ玄武岩で、富士山中腹の地表面に多く見られる種類の一つである。

(17) これはダルマ石の地点より更に上方に上って、海抜3,200m附近の大沢の谷壁上縁をつくる厚さ1m内外の数枚の熔岩層で(14)の上に直接に重なる。その岩質は直径1mm内外の斜長石斑晶を多量に有し、普通輝石をともなう玄武岩である。この熔岩はここより下方の大沢谷壁には見られないが、大沢室

北方の前沢（Ⅰ、Ⅱ）の谷壁中部にあり、大沢上流からこの方面にひろがったものである。

(18) これは報告Ⅰの第5図に示した①熔岩で、上記の(17)の上に重なり、海抜3,200m附近から三ツ沢附近までの大沢北壁をなす尾根の上部一帯を広くおおい、また大沢前沢（Ⅰ、Ⅱ）にまで分布する。その岩質は肉眼では著るしい斑晶の見られない緻密堅硬なものであるが、顕微鏡下では斜長石の小柱状斑晶を有し、僅少の紫蘇輝石をともなう玄武岩である。

(19) これはダルマ石の直ぐ上の谷壁上縁と大沢室附近の尾根の上部に局部的に残るもの（報告Ⅰ、第5図①）である。その岩質は細粒緻密で、顕微鏡下で見ると斜長石の小斑晶を多く有し、その間に普通輝石と僅少の紫蘇輝石とをともなう玄武岩である。



第2図　中道渡場附近の南壁の地質略図（第7図写真参照）

以上は大沢の渡場からダルマ石附近にかけての大沢北壁を構成する熔岩層の岩質上区別されるものの全部である。しかし何れも玄武岩であって、有色鉱物として橄欖石を必ず有することに変りはない。また谷壁の崩壊に対して特に影響を及ぼしているものもない。ただ一つの熔岩が数m以上の厚い一層をなしている部分においては、その熔岩が谷底に面して高い断崖を形成し、その背後の谷壁の崩壊の進行を弱めていることが注意される。

2. 大沢南壁

第四区の大沢南壁は北壁とちがって、一部を除いて殆ど垂直に近い断崖をなし、これを上下して地質を調査することは極めて困難である。したがって現在のところ、中道の渡場近くの南壁について調査したにとどまる。（第2図）南壁の熔岩層の重なり方は北壁のそれと完全に対称的ではない。熔岩は山腹

を幅広くおおって流れることがあり、また幅狭まい帯状に流れることもある。したがって大沢の如き幅広い谷においては、その左右両方の谷壁の熔岩層にちがいがあることは当然である。しかし中道の渡場附近においては、谷幅がせばまっているので、南北壁にもと連続していたと考えられる。同じ岩質の熔岩層が見られる。第1図と第2図の同番号のものはそれらを表わす。第2図のa～gは北壁において見られない熔岩層である。次にこれらについて簡単に説明する。

（a）　これは渡場の南側の鳥居が立っている所の下に断崖をなす厚さ2～3mの熔岩で、ここから上流方向には薄い熔岩層と砂礫層とになるが、下流方向には三ノ越附近まで厚い一層として続く。その岩質は細粒緻密で、顕微鏡下で僅少の斜長石及び紫蘇輝石斑晶が認められる玄武岩である。

（b）　これは（a）の上に直接にのる厚さ1～2mの1枚の熔岩層で、渡場から鳥居の所に上る道の左手に崖をなすもので、（a）のつづきのようにも見られるが、これのすぐ上と重なるものであろう。その岩質はやはり細粒緻密で、顕微鏡下でも斑晶を殆どふくまない玄武岩である。

（c）　これは（b）と(ii)との間に挟まる厚さ50cm以下の薄い熔岩層で、一部は熔岩礫の集まりになっている。その岩質は富士山麓方面の旧期熔岩類の一種に似て直径1cm内外の大きい斜長石斑晶をふくむ玄武岩である。そのつづきは三ノ越の下方において再び露出する。

（d）　これは(ii)の直ぐ下にある厚さ1mほどの熔岩層で、斜長石の細かい斑晶を多量に有し、顕微鏡下で見ると普通輝石の小斑晶をふくむ玄武岩で、北壁の(ii)に似ている。しかしその下に重なる一熔岩層（図示せず）と共に、(ii)層の上にあり、北壁における上下関係と逆になっているので、ここでは別層とした。

（e）　これは大沢の谷壁には露出せず、渡場から鳥居を経て谷壁を中道に沿って上った尾根の上に分布する。その岩質は斜長石の小斑晶を多量に有し、また普通輝石と紫蘇輝石とをふくむ玄武岩で、中道が不動沢を渡る所に高さ10m以上の断崖をなす熔岩に似る。

（f）　これは渡場近くの大沢南壁の最上部を縁どって断崖をなす厚さ2～3mの1枚の熔岩で、中道においては大沢と不動沢との中間の尾根の上部に火山灰におおわれて分布する。その岩質は細粒で肉眼では斑状を殆ど示さないが、顕微鏡下では多量の斜長石の小斑晶を有し、普通輝石、紫蘇輝石を共にふくむ玄武岩で、（e）にやや似ている。

（g）　これは（f）の上に重なり、大沢南壁の雲切不動から下方において、谷壁の最上部を縁どって断崖をなす厚さ数mの熔岩である。雲切不動の切立った熔岩はこれであり、また中道が不動沢に入る手前の山腹一帯において（e）の上に分布する。その岩質は同じく細粒で斑状を示さないが、顕微鏡下で見ると、斜長石の小柱結晶が多く集まり、紫蘇輝石を可成り多くふくむ玄武岩である。

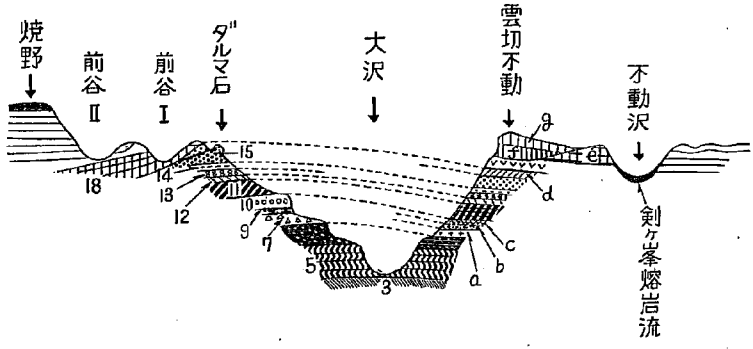
以上の如く、中道の渡場近くの大沢南壁には、北壁とはややちがう熔岩の累層があるが、これらが上流の谷壁にどのようにつづくか明かでない。また鳥居の所から登る中道上では、谷壁が古い崩壊物でおおわれるためこれらの累層を区別することができない。しかし、(ii)及びそれ以下の熔岩層は三ノ越よりやや下方の大沢南壁につづくが、それより上位の熔岩層は三ノ越の上においてすでに大沢南壁には露出しないので、それらは渡場から遠くない下流において谷壁から尖滅するものと考えられる。

尚、第四区の富士山頂に近い大沢谷頭部は多くの熔岩層や岩脈を露出しているが、その谷壁の上縁を除いて近づき難いので、十分に調査できないのが残念である。

以上の如き熔岩層の重なり方から判断すると、グルマ石と雲切不動附近を通る大沢横断面は、次の如き模式的地質断面図によって表わされる。

大沢右岸のグルマ石附近の熔岩層は その最上部のものも前谷（I、II）の右岸の谷壁をつくる熔岩層の下にもぐっており、富士山中腹の斜面上には、大沢室の尾根以外においては、あまり見当らないものである。前に述べたように、それらのうちには、むしろ富士山麓に広く分布する旧期熔岩類に似る種類のものが挟まっている。したがって、これらの熔岩層は富士山発育中の可成り古い時代に噴出したものにちがいない。左岸の熔岩層も、その上部の2、3層（e、f、gなど）の他は同様である。

588



第3図　大沢第四区の地質横断略図

Ⅳ 大沢第四区の崩壊状況

夏期調査時に観察した限りでは、現在大沢崩が最も活発に進行しているのは谷頭部右側の多くの岩脈に貫かれる部分（海抜3300～3500m附近の谷壁）で、ここからは岩塊が殆ど間断なく土煙を上げて転落しつつある。剣ケ峯寄りの谷壁からも時々崩落するが、その量ははるかに少ない。また頂上の噴火口の縁辺りは、報告1で述べたように現在では崩壊は目立って進行していない。

大沢右岸の海抜約3100 m 以下ダルマ石附近の谷壁は第6図に示した如く、傾斜が比較的緩やかで、且つ所々に厚い熔岩層の断崖にさえぎられて、階段状をなしている。したがってこの部分においては、崩壊は谷壁の上縁附近におこるが、崩壊した岩塊は主として細砕によって徐々に谷底に向って移動するのみである。階段状をなす熔岩層の断崖の背後には、移動を止めた岩塊や砂礫の堆積地ができ、植物の生育を許している。

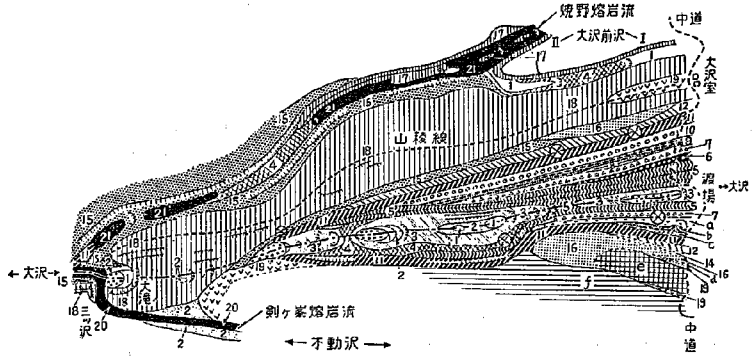
大沢左岸は殆ど垂直に近い絶壁で、崩壊した岩塊は殆ど中途で止まることなく、谷底まで転落する。昨年夏の観察では、雲切不動に近い所とそれよりやや下流の谷壁との二カ所において、特に崩落がさかんである。崩壊は谷壁上縁の熔岩層に起ることが多いようである。その一つの原因は谷壁の上縁近く生えている樹木にあるらしい。即ち樹木が成長すると、その根は熔岩の中に入ってその割目をひろげ、これを壊れやすくする。樹木の切株の根は崩落しかかった熔岩塊を支える役目をするが、立木の根は特に強風時には岩石をゆるめ一層壊れやすくするらしい。雲切不動から下方の渡場までの谷壁の上縁を調べてみた結果では、そのような状況が見られる。したがって、谷壁の断崖上の大きい立木を切りはらう事は反ってその下の断崖の崩落を防ぐ一つの方法かも知れない。

大沢の左右両岸壁の傾斜が著るしく非対称で、右側が左側に比して緩傾斜であるのは、上に述べたように、右岸には熔岩層が特に厚くて、岩石の転落を防ぐ段丘をつくる部分が所々にあることによる他に、気象の影響のちがいにもよるらしい。即ち右岸の谷壁は南面して陽光を浴びる事が多いので、その岩石が地温のはげしい昇降によって壊れやすいために、北面してかげになっていることの多い左岸よりも一層早く崩壊が進んだと考えられる。

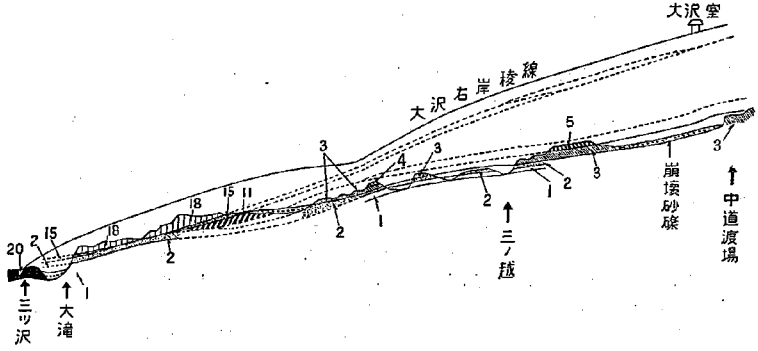
Ⅴ 第三区の地質

この区域の大沢谷壁の地質は上記第四区のつづきであるが、ここでは第四区熔岩層の大半は中間で尖滅しそれに代って、第四区の最下層熔岩（渡場の熔岩3）より下位にある若干の古い熔岩層が露出する。これら第四区に露出しない熔岩の主なものは次の通りである。（第4、5図）

1589



第4図　大沢第三区地質略図



第5図　大沢第三区地質線断略図

(1)　これは三ツ沢に近い大滝の断崖の下部に露出し、次の(2)の下になっているものである。少くとも5層の熔岩のうち、中の3層は全く同岩質で、斜長石の他に、普通輝石及び紫蘇輝石の大形の斑晶を有する玄武岩である。これはここから下流の大沢には全く見られないが、富士宮登山道2合目に近い箱荒沢中流（白塚の東方）において、巨大な斜長石斑晶を有する一種の旧期熔岩の下に、少くとも7枚の熔岩層をなすものと全く同岩質で、可成り古い時代に噴出したものと考えられる。大滝においては、これとちがう岩質の熔岩が直ぐ上と下とに1層づつ見られるが、図上では区別されていない。大滝より上流の大沢において、層の重なり方の順序から見て、(1)に相当するものには三ノ越の断崖下の谷底に2、3カ所露出する。これらも大滝のそれとは全く同一の岩質ではないが、その一つは普通輝石及び紫蘇輝石を多量に有する玄武岩である。その他斑晶を全くふくまない玄武岩の1層がそれに重なっている。これらに相当するものは大沢の北側の前沢（Ⅰ）の谷底にも見られる。

(2)　これは大滝の断崖左側において、上記の(1)の上に重なる厚さ1～2mの1枚の熔岩で、(5)熔岩層の下になっている。その岩質は直径2mm内外の斜長石斑晶を僅少ふくみ、ごくまれに紫蘇輝石の小晶をともなう玄武岩である。これと全く同一のものは大滝から少しさかのぼった所の断崖の右側において(9)

590

熔岩層の崖下に僅か露出し、また大滝の下で大沢に合流する不動沢を少しさかのぼった所の谷壁にも露出する。大沢の三ノ越の断崖下の谷底にも、これに相当するものが見られる。

(1)及び(2)の上には、中道渡場の最下層熔岩が大滝から数百m上流の所までつづく。渡場においては1層のみで、その下は砂礫層であるが、三ノ越から下流には少くとも3層が数えられる。

(4) これは三ノ越から約500m下流に至るまでの谷の左岸に、厚さ約1mの1枚の熔岩層としてつづくもので、ただ1カ所において谷底になめとなって露出する。その岩質は直径数mmの巨大な斜長石斑晶をふくむ玄武岩で、富士山麓に多い旧期熔岩類の1種に似る。これと全く同質岩のものは大沢前沢（Ⅰ）及びそれと（Ⅱ）との合流点より下流の谷底にあり、またこれらは大沢下流の岩樋から沢尻までの間の谷底の所々に露出する最下熔岩によく似ており、恐らくこれにつづくものであろう。

第三区の大沢右岸においては、(4)の上に(6)以上の熔岩層が順次重なるが、熔岩(10)までのものは三ノ越よりやや下流の所で終り、(11)、(15)及び(19)は三ツ沢附近までつづき、特に(15)及び(19)は大沢左岸の尾根をつくって広く分布する。左岸は地形の上からも、熔岩層の分布の上からも、右岸とは著しく非対称的である。地形的には左岸の谷壁は右岸のそれに比して、傾斜がゆるく且つ低い。また熔岩層の分布から見ると、右岸の熔岩層に相当するものの多くは三ノ越附近ですでに尖滅し、それより下流の左岸には(9)、(e)、(f)などの如き富士山中腹の地表面を形成する比較的新しい熔岩層が分布する。熔岩(3)、(5)などは谷底近くにあるもので、左右両岸における露出の高さが殆ど同じであるが、それより上位の熔岩、例えば(11)の如きは、谷の同一地点の左右両壁についてみると、左壁では右壁よりもはるかに低い位置にある。また熔岩(4)は大沢よりはるかに浅い前沢（Ⅰ）の谷底にある。これらの事情から見ると、大沢第三区とそれに近い第四区の一部とにおいては、その谷壁に露出する多くの熔岩が西方のみならず多少南方に傾く地表面を流れたものと考えられる。大沢右岸の谷壁が左岸のそれより一層著るしく崩壊して緩傾斜になっている原因については前に述べたが、ここに云う如く、熔岩層が谷に沿うて西方に傾くのみでなく、多少南方に傾くことも一つの原因であるかも知れない。即ち右岸の谷壁の熔岩層は山腹傾斜に沿うて傾くのみでなく、南方即ち谷底に向って多少傾くので、ずりおち易く、左岸のそれは南方即ち谷と反対方向に傾くので、崩壊によって転落するが、ずりおち難いわけである。しかし以上に述べた熔岩層の分布及び重なり方から明かな如く、大沢の谷底を通る断層はない。また現在の大沢第三区辺りに露出する熔岩の噴出する前に、その谷の前身ともいうべき凹みがあったと見られる証跡も全くない。前報告（Ⅰ）で述べた如く、大沢の谷は剣ケ峯の最上熔岩流（不動沢を流下）や焼野熔岩流（大沢前沢Ⅱを流下）噴出前にできたが、大滝より上流の熔岩層が噴出した後にできた純粋の侵蝕谷である。大沢右岸の海抜3200m附近の山腹においては、大沢前沢（Ⅰ）の上流が大沢の谷壁によって切断されているので、後者がそこまで後退したのは前者ができた後である事も明かである。



第6図　中道渡場南側の谷壁上から見た北壁（第1図参照）

591

Ⅵ　大沢第三区の崩壊状況

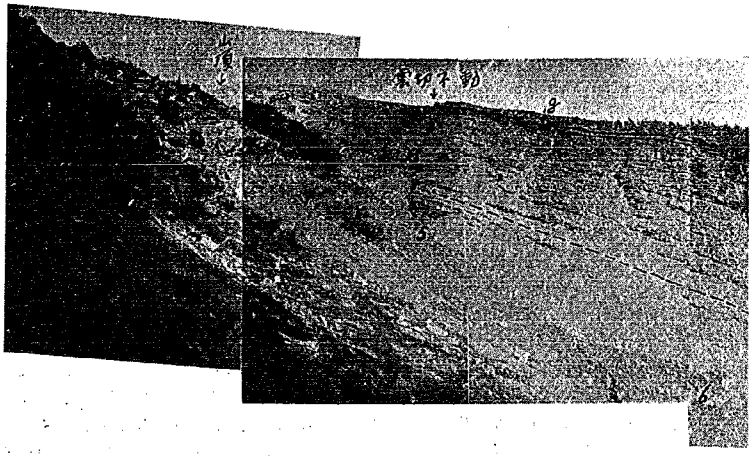
大沢第三区の崩壊は第四区のそれに比すれば極めて軽微である。上記の如く、その北壁は南壁より高く、急傾斜で、2、3カ所（第4図⊗）に著しい崩壊を示す。南壁は2カ所に小規模の崩壊を起すのみである。それらのうち、上に厚い赤土状の火山灰層或は熔岩腐化土をかぶっているものは、その下部の熔岩層が崩壊しない限り、比較的安全と考えられる。

Ⅶ　結　　語

大沢の第三及び第四区の地質について昭和33、34両年度にわたって調査した結果とそれから判断される大沢の谷の成立ちにとについて概略を以上に記述した。今後も富士山の他の部分の調査と並行して、大沢の調査を進め、富士山構造並びに活動史において、大沢の成立が如何なる役割をなしているかを明かにしたい。

大沢崩については、大沢下流への押出し土石の氾濫を軽減或は防止する方法は土木工学や砂防工学の上から色々考えられ、その何れかは大沢崩対策の一つとして実施されるであろう。しかし大沢崩自体、特に富士山頂近くの大沢源頭における崩壊を人工的に防ぐ事は恐らく不可能であろう。既に考えられているように海抜約3100m以下、渡場附近までの大沢北壁は崩壊が進み、土石の安定角近くまでの緩傾斜となり、主として風降による土石の移動を行うのみであるから、植栽その他によって土石の風降を防止できるとすればこの部分であろう。また前に述べた如く、谷壁の上縁が熔岩層の断崖で終り、その上に落葉松その他の大木が立つ所においては、強風の際の樹幹の動揺或は倒木のために、反ってその根元の熔岩層がゆるんだり破壊したりして崩落したと考えられる跡が少くない。したがって、谷壁に面する断崖上の大木は根元から切払う方が崩壊を防ぐ上に有効ではなかろうか。往時の中道が雲切不動からダルマ石附近にかけて大沢を渡っていたとすれば、その当時の渡場は現在ほど歩行容易なものでなかったとしても、その後の崩壊が可成りの急速度で進んで来たことが想像される。それを考えると、更に崩壊が進んで現在の中道渡場を更に下流に移すような事態にならないように、渡場の南北両壁の崩壊面と森林面との境界を保護することが急務であろう。

592



第7図　　大沢室下の展望所から見た大沢南壁（第2図参照）

593





第8図　大沢三ノ越における熔岩層の露出（第4図参照）

594

大沢沿岸地域の地質と大沢崩れの発達

東京大学　津屋弘達

内　　容

Ⅰ　調査目的と方針
Ⅱ　実施した査調
Ⅲ　大沢第4区上部（大沢源頭部）の地質
Ⅳ　大沢第4区上部の崩壊状況
Ⅴ　結　　語

Ⅰ　調査の目的と方針

本調査の目的は、大沢崩れの発達過程とその現在の進行状況を明かにして、大沢崩れ及びそれによる土石の流下氾濫を防止或は軽減するのに有効適切な方策の樹立に対して多少とも役立つ資料を提供することである。そして調査方針は、富士火山の噴火による構造の発達史的観点に立って、大沢附近に分布する熔岩その他の噴出物の分布状態と大沢の発達とが相互に如何なる関係にあるかを地質学的に調査研究することを主としている。

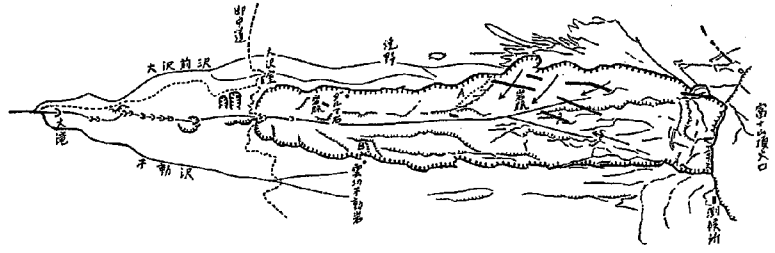
Ⅱ　実施した調査

昭和34年度の調査に引続いて、本年度にも、主として大沢の御中道渡場より上流の大沢第4区（本報告書2、昭和34年度、25～35頁参照）の野外地質調査を昭和35年8月に実施し、採集した熔岩などの噴出物については、現在なお研究中である。

Ⅲ　大沢第4区上部（大沢源頭部）の地質

大沢第4区の右岸ダルマ石附近には、前年度（報告書2、26頁）に報告したように、大沢谷底から上縁までの間に、約14種の玄武岩熔岩層が順次重なる（同種の熔岩が数層重なる場合があるので、熔岩層の全数は更に多い。）本年度には、ダルマ石附近より更に上方の海抜3,000m附近（第1，2図、点線A）において、大沢谷壁の下部から上部にわたって、熔岩層を逐一調査した。その結果、これらの熔岩層は種類、重なり方の順序共に、ダルマ石附近のものと同一であって、相連続することが確められた。

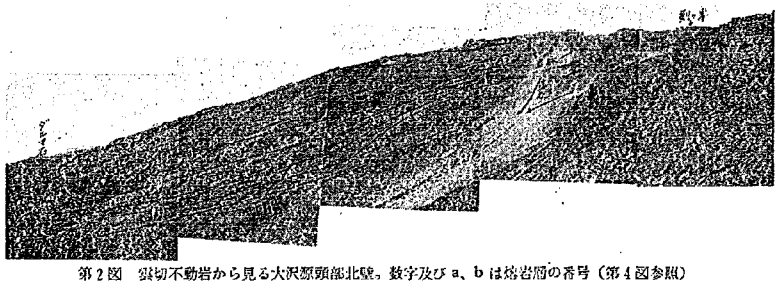
K95



第1図　大沢第四区略図

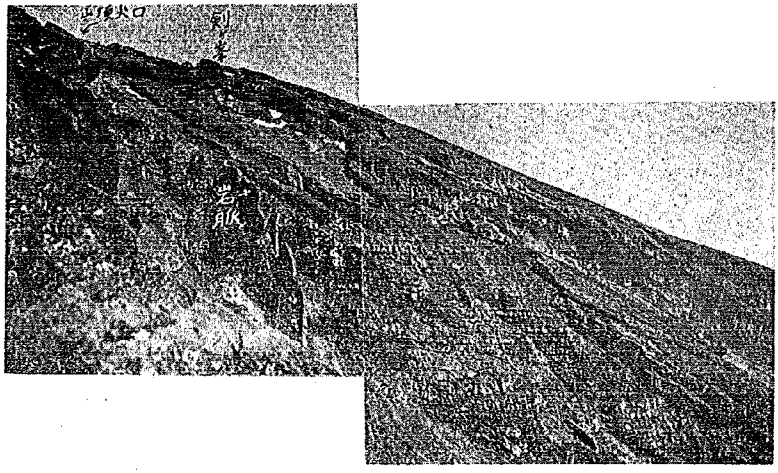
但し、今度調査した所においては、降下困難の一つの熔岩崖があり、また谷の上方からの殆どたえまない落石があるため、谷底にまで到達することができず、その近くの二、三の熔岩層を調査することはできなかった。しかし遠望できる熔岩層の連なり方や傾斜などから見て、ここに露出する最下の熔岩も、御中道の大沢渡場にナメとなって露出する熔岩（報告書2、26頁第1図）より古いものではないもののようである。

大沢の谷は海抜約 3,000m の地点附近（第2図、X）で富士山体の中心に最も近い部分を最も深くえぐっており、ここから上流では、左右の二筋に分岐して、一段と急勾配となり且つ浅くなって、富士山頂火口の西側の旧火口壁外側の崩壊面に終っている。この大沢源頭の海抜約 3,000m 以上の部分は落石の危険が多いので近寄り難いが、遠望した限りでは恐らく厚さ 20～30cm 以下の多数の薄い熔岩と火山砂礫との互層及び岩脈を露出している（第3図）。これらの大部分は海抜約 3,000m から下方、御中道渡場附近までの大沢谷底近くに露出する熔岩よりも新しいものであるにちがいない。第3図に見られるように、薄い熔岩と火山砂礫との互層は富士山頂近くの外側斜面とは著しく異なるゆるやかな層の傾斜を示し、その上に外側斜面とほぼ同一の傾斜を示す二、三の熔岩層が不整合的にのる。上にのる熔岩層はあたかも大沢源頭部の谷形凹所ができた後に、その中に山頂火口から噴出した熔岩が流れおちたかのように見える。しかし同様の関係は大沢左岸の谷壁（剣ケ峰の外側下方の大沢に面する断崖）にもつづいて見られるので、剣ケ峰の外側斜面からつづく原の急斜面を形成していた熔岩層が、大沢源頭の侵蝕によって大部分取り去られ、僅かに残るものと考えられる。換言すると、大沢源頭の谷形凹所ができた後には、山頂火口から噴出した熔岩がその中に流れこんだことはなかったものと考えられる。

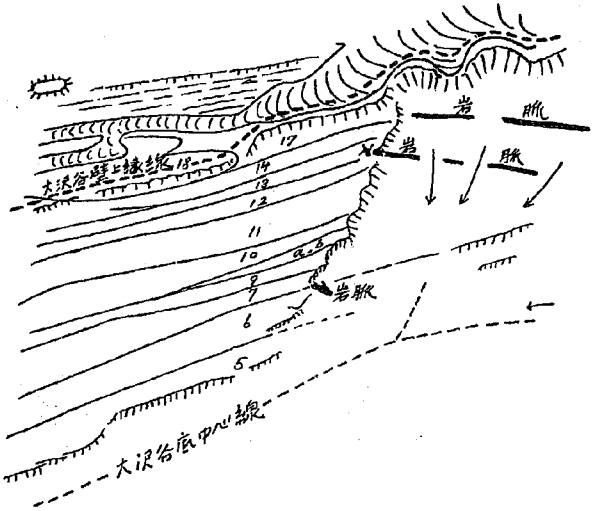


第2図　張切不動岩から見る大沢源頭部北壁。数字及び a、b は熔岩層の番号（第4図参照）

596



第3図　大沢右岸海抜約 3,100m の所から見たその源頭部



第4図　大沢右岸海抜 3,000m 附近における熔岩層と岩脈とを示す略図

数字は報告書2、26頁、第1図に示す熔岩層の番号にそれぞれ相当する。

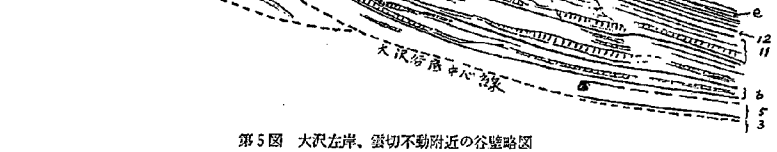
a、b は同第2図中の a、b に相当する。×印は岩脈の標本を採集した所、矢印は崩壊する落石の多い所

597

岩脈は大沢源頭部の特に北半部に多く、殆ど直立して熔岩及び火山砂礫の互層を貫き、ほぼ平行してN 70～80° Wの方向に走り、大沢の方向に対してはやや斜交し、また山頂火口の中心方向からややそれて、むしろ剣ケ峰の頂上の方向に少し片寄っている。しかし、これらの岩脈は宝永火口その他にも多く見られるものと同じく、山頂火口を中心として山体を貫ぬく放射状岩脈に属するもので、大沢源頭部の谷の形成に直接の関係をもつものではない。この脈岩は普通輝石のやや大形の斑晶の少量と斜長石の小斑晶の多量とをふくむ玄武岩であるが、これまで調査した限りでは、大沢の谷壁に露出するどの熔岩層とも異なる岩質を示し、また大沢谷の外側の斜面上に分布するどの熔岩流とも異なる。従ってこの脈岩の貫入が地表噴出を伴ったかどうか明らかでないが、もしこれを伴ったとすれば、その噴出は勿論ごく新しい時代ではあるが、大沢源頭部が現在のように崩壊しない前であったにちがいない。

既に述べたように、今度調査した谷壁A（第1図）に露出する熔岩層はダルマ石附近の谷壁のそれの延長であって、下から上に第4図のように重なっている。これらの熔岩の岩質については前報告に略述したのでここでは省略する。そのうち、No. 11 の熔岩層は厚さ 2.3 m或はそれ以下の熔岩の少くとも10枚の重なりで、普通輝石の粗大な斑晶をともなう玄武岩である。これにつづく熔岩層はダルマ石の下方では5枚、大沢室下の展望所で3枚、大沢三の越の下方では2枚というように、下流に行くほど少くなっている。しかし、どの熔岩層もこのように変化するとは限らない。あるものは所によって厚さ数m以上の一枚の熔岩となり、また所によっては数枚の薄い同岩質の熔岩層に分かれて重なる。

大沢第4部上部の左岸は御中道渡場と蛭切不動岩との石と同じく、多数の熔岩層を露出するが、殆ど登降不能の絶壁で、それらを一々調査できないので、本年度は蛭切不動岩の直ぐ下の灌木におおわれる谷壁（第1図、B）を下降できる範囲内で調査するにとどめた。ここで採集された最下の熔岩（第5図）は普通輝石ををふくむ玄武岩（11）で、御中道大沢渡場の南側谷壁に露出するもの（報告書2、28頁、第2図11）に相当する。この熔岩の下には、なお多くの熔岩層があり、それらの中には渡場の(11)層の下にある(5)、(7)、(a)、(b)などの熔岩層に明かにつづくものがある。また(11)層のすぐ上には、渡場と同じく(12)層が重なっている。しかし(12)層の上には、渡場においては見られない熔岩層があり、それらの



第5図　大沢左岸、蛭切不動附近の谷壁略図
数字及び b、e、g は報告書2、第2図のそれぞれの符号で表わされている熔岩層に相当する。
h は左岸外側の斜面に広く分布する一つの熔岩。

598

中には可成り新しいもので、 不動沢の方面に露出するものがある。第5図の（h）層はその一つで、雲切不動岩の熔岩層（g）より新しく、後者の屋根をさけて、不動沢に流れこみ、また不動沢と桜沢との間の山腹斜面を広くおおい、下方には十番事業所の附近にまで達する。雲切不動岩から頂上の剣ケ峰に至る間の大沢左岸谷壁の上縁には、この（h）層の上に更に二、三の熔岩層を距てて、最上層である剣ケ峰第一層熔岩がのっており、既に報告したように、これは不動沢に沿って流れ下って、大滝下で大沢に入り、小滝において低い断崖を成して終る。

大沢第4区の左右両谷壁の熔岩層については、以上が現在までの調査結果の概要であって、その細部についてはなお今後の調査研究によって一層明かにするつもりである。

Ⅳ 大沢第4区上部の崩壊状況

前報告において既に述べた如く、大沢の崩壊はその第4区上部右岸において特に活発である。すなわち、大沢の谷筋は海抜約 3,000m 附近で左右の2筋に分岐しており、崩壊はその右岸寄りの谷筋において最もはげしく行われている。8月上旬晴天の日の昼間、ほぼ数分おきに崩壊が起り、土石が土煙と騒音とを上げて、この谷筋を走り下る有様は毎年観察された。既に述べた如く、この部分は比較的うすい熔岩層と砂礫層との互層及びそれを貫く多数の岩脈から成り、互層は岩脈に切られて特に崩れ易い状態にある。岩脈は谷筋の斜めに横切り、殆ど直立して谷壁の崩壊を防ぎ、崩壊土石の転落を遮げる防壁の役目を成すものであるが、これも比較的うすく且つ多くの割目をもっているので、崩れ易く特に崩壊土石が転落する道筋に当たる所はこれらの衝突によって歯が欠けた如くに破壊されている。このような崩壊のたえまない進行によって、大沢源頭部は右側に益々ひろがり、その上縁は北方に退行する。大沢源頭部の谷幅は、在来の地形図（5万分の1、或は2万5千分の1）上で測ると、約 300 m であるが、新しい航空写真から作図された地形図上で測ると約 500 m に達する。若しこれらが両者とも正しいとすれば、ここ数十年間に大沢源頭部の谷幅は約 200 m もひろがった事になる。現在の崩壊の進行状況から見ると、この谷幅の拡大は主として北側において行われているにちがいない。大沢前沢（大沢室附近において大沢の北側に平行する沢）は、もともと現在の大沢の源頭部がまだ原の火山斜面を形成していた時代に、この斜面上に源を発していたものであるが、大沢源頭部の北側の崩壊によって、海抜約 3,100m附近から上流を切断されてしまっている。

ここから下方の大沢室附近に至る間の大沢右岸の谷壁は、既に前報告で述べた如く、所々の厚い熔岩層の断崖を除けば、困難ながら横断可能の比較的緩やかな傾斜面で、源頭部のようにはげしく崩壊しつつあるわけではない。しかし、この谷壁の上縁近くに一枚の厚い熔岩層が断崖を成して残る部分があり、これが特に崩壊し易い状態にある。大沢室の裏山の断崖はその一つである。またダルマ石は元の断崖の崩壊から取残された孤岩である。崩壊によって生じた土石は主に伽降によって谷底に向って移動しつつあるものと思われる。

大沢左岸は山頂の剣ケ峰下から御中道渡場附近まで殆ど一様の断崖で、定まった所で特にはげしく崩壊しつつあるようには見えない。大沢源頭部の左岸寄りには、崩壊のはげしい部分が一ケ所あって、海抜約 3,000m 附近において分岐する左岸寄りの谷筋を、土石が土煙をあげて頻々と走り下るが、これは左岸の絶壁自体の崩壊によるものではないようである。山頂の剣ケ峰下から雲切不動岩までの間の大沢

谷壁の上縁近くには二、三枚の比較的厚い熔岩層が連続しており、比較的崩壊し難い状態にある。雲切不動岩から大沢渡場附近までの谷壁上部も厚い熔岩層で縁取られているが、この間にはカラ松などの大木が崖縁にまで立っている。そのため崖縁の熔岩層は大木の根のクサビ作用により、また強風に揺れる樹幹のテコ作用によって破壊され、崩壊し易い状態にある。昨年8月には、渡場に近い南側の崖から直径数mの巨岩が地ひびきを立てて転落するのが見られた。

V 結　　語

大沢沿岸地域の地質と大沢崩れの発達について調査した結果を要約すると次の如くである。

1. 大沢は富士山腹において最も発達した純粋の侵蝕谷の一型で、その位置や形は富士山体の地形や構造に直接に支配されて定められたものではない。

2. 大沢はその沿岸地域の地質、谷の地形、はたらきなどより見て、岩樋末端の沢尻以下の第一区、沢尻から大滝までの第二区、大滝から御中道渡場までの第三区、渡場から頂上までの第四区に分けられる。

第四区は大沢から吐出される崩壊土石が専ら氾濫堆積する地域で、扇状地の地形を示すが、この原の地形自体は大沢崩れの土石の堆積によってできたものでなく、それ以前に噴火泥流或は熔岩流の堆積によって主としてできたものと考えられる。この地域の中心部には、その下底にあるはずの熔岩流は露出していないので確かでないが、沢尻に僅かに露出する（C）熔岩（報告書Ⅰ、折込図）がその一つであろう。これと同一の熔岩は竹沢にも露出する。

第三区は大滝近くの近くに崩れ土石の一時的堆積地をもつ他では、いわゆる岩樋で特徴づけられる土石流の通過地帯である。この地帯の山腹及び谷底の勾配を支配するものは（e）熔岩で、岩樋は大部分これの上にできており、二、三ケ所でわずかにその下底を破るのみである。この熔岩は大沢前沢の北側の山腹の一部をおおう比較的新しい時代のもので、塒塚の南麓を通って大沢沿いに、沢尻近くにまで達しており、大沢の前身ともいうべき幅広い谷に流下したものと考えられる。この熔岩流の直ぐ上には、恐らくこれに関係ある噴火泥流がのる。その中に埋まる天然木炭の年代は C^{14} による測定の結果では約3000年である。これがほぼ正しいとすれば、岩樋附近の現在の谷筋ができたのはこれより新しい時代という事になる。第一区氾濫原の所々で、大沢崩れ土石の下に露出する天然木炭をふくむ噴火泥流の一部も同時代のものと考えられる。

第三区は山腹及び谷底の勾配が急に増し、谷底の侵蝕作用が最もはげしい部分である。この事は大沢のみに限らず、富士山四周の侵蝕谷についても同様で、ほぼ海抜1,600～2,500mの山腹において最も深く侵蝕されているものが多い。そのため大沢の第三区の谷底は.第四区から供給される石土を流下させるのみならず、はげしい底侵蝕をうけて、大部分岩棚と岩樋との交互に連なる階段状地形と成り、岩棚の上の一部に土石の一時的堆積地をともなうに過ぎない。また御中道渡場に近いその左右谷壁には崩壊が進行しつつある所が見られる。この大沢第三区の谷底及び左右壁に露出する熔岩層の多くは、その外側の山腹には見られない比較的古い時代の噴出物であり、勿論すべて大沢ができる前のものである。少くとも大滝と小滝との間の大沢の谷が現在とほぼ同様になってから後に噴出した唯一の熔岩は剣ケ峰第一層で、剣ケ峰から不動沢を経て、大滝下で大沢に流れおち、小滝に達する。焼野附近に噴出して大沢前沢を流下し、三ツ沢近くに達する別の新しい熔岩があるが、大沢には流れおちていないので、この谷と

600

の関係は判明しない。

第四区の大沢は専ら崩壊と削降とによって土石を谷底に集荷する所で、その谷底の大部分は集荷された土石におおわれ、現在では底侵蝕を殆ど受けていない。ここに堆積する土石が洪水時や融雪期に下流に運搬されて氾濫するものと考えられる。この大沢第四区の谷壁には多数の熔岩層が重なっているが、山頂に近い左右両壁の上端を縁取って露出する二、三のものを除けば、すべて大沢形成以前に噴出したものである。そのうちで最も古いものは御中道渡場においてナメをなすものであるが、これは第三区の三の越の岩棚下に露出するものより新しいものである。

3. 大沢は上流から下流まで同時に発達したものではなく、恐らく報告書Ⅰ、37頁の第1図に示した第一型と第二型との谷が別々に発達し、後にそれらが結合したものであろう。第四区の下部の北壁にカラ松などにおおわれる崩壊前の地形が二、三ケ所残されている事や元の御中道が雲切不動岩附近で谷を渡ったという話を事実とすれば、比較的近い時代までは第三区と同様の状態が少くともダルマ石や雲切不動岩あたりまでは続いていたものと考えられる。

要するに、大沢第三区辺りの山腹には、約3,000年前ごろに、岩樋の（e）熔岩やその上の噴火泥流の流下に都合のよい凹みが既にあったが、そこに現在の大沢の谷ができたのはこれらの噴出物が流下した後であり、また剣ケ峰第一層熔岩の流下以前である。この熔岩の噴出時代が明かでないので、大沢の谷が現状近くにまで発達した時代も明かでないが、数百年乃至1千年以内であろう。

大沢は富士山の山体内に深く谷を切り刻んでいるようであるが、新しい富士山の下に埋まる古富士山の山体にまでは達せず、したがって更にその下に埋まる小御岳火山の山体にも勿論達していない。富士山全体の構造や大沢地帯の熔岩分布から見ると、この山が今後再び活火山になったとしても、大沢地帯に噴火が起ったり、大量の噴出物を堆積させる可能性は殆ど考えられないので、自然に放置すれば大沢は今後も相変らず崩壊と侵蝕とを続ける一方であろう。

4. 大沢第四区、特にその海抜約3,000m以上の源頭部は現在最もはげしく崩壊しつつある所である。この崩壊を人工的に防止する事は殆ど不可能である。それより下方、右岸ダルマ石側の谷壁においては主としてその上縁近くにある厚い熔岩層の断崖が崩壊し、その崩壊岩屑が谷底に向って削降する。この区域は植生可能な高さの限界以下にあるので、谷壁の緩斜面に植樹することができれば、崩壊岩屑の削を或程度まで防止することができるにちがいない。しかしそれには、谷壁上縁近くにおける崩壊を防止しなければ、植樹当初の苗圃を保護することができず、効果は上がらないであろう。谷壁上縁近くの崩壊を防止するに役立つ消極的な一方法は、例えば大沢室裏山の崖縁の如く、カラ松などの大木が立っ所においては、それらの大木を切除することであろう。雲切不動と御中道渡場まで大沢左岸谷壁は大部分断崖絶壁で、全面崩壊する危険をはらんでいるが、少くともその上縁の崩壊は同様にそれに沿って立つ大木を切除することによって或程度防止することができるであろう。

5. 第四区の谷壁の崩壊によって生じた岩屑は直接の転落と削降とによって、大部分渡場附近までの谷底に一時堆積するが、洪水や融雪時に下流に運ばれて、大沢尻以下の第一区に氾濫する。したがって渡場附近の谷幅の狭まる所に、相当の高さの砂防堰堤を造り、それより上流の谷底を崩壊岩屑によって深く埋めることができれば、土石の下流氾濫を相当程度に防止することができ、また崩壊を弱めることにもなるにちがいない。しかし、ここに高い堰堤を造ることは技術的には可能であっても、実施には多大の困難が伴うであろう。

601

6. 第三区の大沢谷壁には、新しい崩壊が二、三ケ所あり、これらから供給される岩屑は大して多くはないが、崩壊を軽減するテストケースとしても、これら崩壊個所の保護工事を実施したい。この第三区は谷幅や谷勾配から見て、谷底侵蝕が最もはげしく行われている所であり、岩塊の他にいく段かの岩棚ができて、自然の砂防堰堤の役目をしている。したがって、ここに砂防堰堤を造れば、それだけの効果はあるにちいないが、よほど堅固なものでなければ破壊され易く、短期間に役立たなくなる恐れがあろう。

これらのことを考えると、大沢崩れによる土石の下流沿渚を防止軽減するのに役立つ方策は先づ第三区の上半部、即ち大滝下から林道までの間について考究されるのが最も実際的である。

以上地質調査による結論は大沢崩れの対策としては極めて常識的であるが、これが静岡県当局において樹てられる対策及びその実施に対して多少とも参考となれば幸いである。

最後に、この調査に当っては、静岡県当局の支援を始として、営林署の現地事業所の協力、大沢崩対策委員会委員長望月勝海以下の委員各位の示唆を受けた事が少くなかった。また野外調査及び室内研究には、東京大学地震研究所技官渡辺佐君の助力が多かった。これらに対して、ここに深甚の謝意を表すものである。

602

大沢氾濫原調査報告

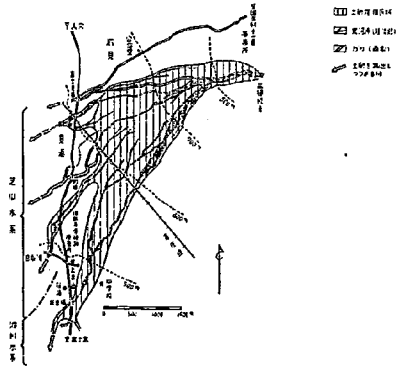
静岡大学　望月勝海　鮫島輝彦　加藤芳朗

内　　容

I　大沢氾濫原のひろがり
II　氾濫原堆積物の厚さ
III　堆　積　状　況
IV　砂　礫　の　供　給　源
V　基　盤　の　地　質
VI　む　す　び
　写　真　説　明

本調査は主として静岡大学農学部助教授加藤芳朗が当った。宿泊交通には静岡営林署から便宜を提供され、県農事試験場、農学部伊藤悦夫教授、岡崎光助教授から種々御教示を頂き、また野外調査には文理学部教育学部地学クラブ学生の協力をうけた。

第1図　大沢土砂堆積区域



603

富士山の大沢から運び出される砂礫の堆積する地域を「大沢氾濫原」と呼ぶことにする。今回の調査は氾濫原の全般的地質をつかむのに主眼を置いた。すなわち、大沢堆積物のひろがり、厚さ、堆積状況、基盤地質などを中心とし、ハンドオーガー、ボーリングステツキ、試坑、露頭観察などの方法で調査を行つた。以下文中（ ）内に記入する数字は図版写真の番号である。

Ⅰ 大沢氾濫原のひろがり

第1図に示したとおり、岩樋(いわどい)終点を頂点とするゆがんだ扇形をなして西方にひろがる。中・下流部では、堆積の中心が南にかたより上井出部落方面まで扇端がひろがる。面積は概算で5 km²、扇の頂点から上井出部落南まで約6 kmの距離である。

Ⅱ 氾濫原堆積物の厚さ

標高650mより上流では、堆積物の厚さが下流に比べて厚いが、露出する限りでは5 mを越すものはなく、厚くても10m程度であろう。その理由として、最上流部右岸に旧堆積物が小段丘状に残るが厚さは5～10mであること（10，23，24）、5 m毎の等高線で示した1万分の1地形図上で、氾濫原自体が周囲と区別できる程顕著な地形的特長（扇状地地形）をもつてないことなどを挙げることができる。ただし、現流路沿いに、局部的に10mを越すような厚いところもあるかもしれない。

標高650mより下流では、現流路の近くを除いて、厚さ2 mを越さない。氾濫原の周辺、末端では厚さを次第に減じて数10cm以下となる。現流路附近では厚さ2 m以上、おそらく5 m以下である（34，35）。

標高650mより上流部の面積はおよそ2 km²、下流部のそれは3 km²で、前者の堆積物の平均の厚さを7 m、後者のそれを2 mと見積もると、氾濫原堆積物の容積は

$$(7\times2+2\times3)\times10^6=2\times10^7\,m^3$$

すなわち、2000万立方mとなる。

Ⅲ 堆積状況

大沢氾濫原は大沢の供給する土砂の堆積の場であるが、現に堆積しつつある部分、堆積の中止しているところ、更には侵蝕を受けつつあるところなどさまざまである。今回の調査の結果、氾濫原はその堆積の中心を下流側に、また南東側（左側）に移動しつつあると考えてよいことがわかつた。すなわち、まず第1に、現主流路が氾濫原の南東側に偏つていること、第2に、堆積の最も盛な部分が頂点から約1km下流の標高750～650mあたりおよび主流路の下流部にあることが特長である。

氾濫原の砂礫はほとんどすべてが富士新期熔岩と火山抛出物層で、とくに、前者は大塊をなす。岩質が玄武岩質であるため、堆積物は暗灰色を呈し、粗鬆(そしょう)・未固結なこととともに、容易に基盤岩層と識別することができる。上流部では径1mを越す漂礫も珍しくないが（14）、下流では粒度を減じ、礫間の基質は砂を主とするようになる（17—21）。淘汰状況は極度に悪く、急激な運搬堆積を受けたことを物語る。

大沢氾濫原初期の堆積物と見られるものが最上流右岸に段丘をなして残る。段丘面には立派なヒノキ林があり、表層にはごく僅かではあるが腐植の形成さえ行われている（24）。段丘面と現河床との比高は上流の7～8 mから次第に減じて約1kmも下ると（標高750m）ほとんど0となり、流路を越えて砂礫がこの

604

面上にも堆積し立木を埋没しつつある（15）しかし氾濫原北縁ではこのような埋積はほとんど認められない。

標高750mあたりから650mあたりまで約1.5kmの間は、流路が急にひろがり、樹枝状に分岐し堆積が盛に行われつつあるところで、堆積の中心が上流の段丘堆積物附近から下方に移りつつあることを示す。しかし現流路に沿つては洗掘による小溝ができており、その中、深さは南東側のものほど大規模で現在の主流がこの方面にあることを示す。

標高650mより下流では、南東寄りの主流に沿つては上井出の旧戦車学校附近まで上と同様な状況で特に高圧線（標高600m）を挟んだ上下1km間は側侵蝕によつて流路を南東側に拡げつつある（31，32，35）。他の地域では、流路間の氾濫原上は堆積がほぼ中止し、時に流路からの溢流によつて砂が樹林間に運ばれる程度であり、僅かに流路沿いに堆積が続けられているだけである。見返附近の人穴県道と高圧線との交点附近を西流する2条の流路がそれである（17）。また既存のがり状谷に流れこむものもある（見返南の的橋附近など—18）。これらの土砂運搬能力は主流路と比べれば小さいけれども、未曽有の豪雨に際して上流堆積物が土石流となつて一時に流下し開拓農地を荒廃させ、芝川に多量の砂礫を流入する危険がないとはいえない。上井出の旧戦車学校西の古富士泥流と思われる小丘の西側を通つて音止の滝に注ぐ流路沿いの堆積は上記のものに比べ遙かに規模が大きく更に警戒を要する。

以上の通り、堆積の中心は氾濫原の中流部に移りつつあり、ここに堆積した砂礫は主として南東側の流路に沿うて移動堆積しつつあるが、他の部分にも一挙に流下する危険性をはらんでいる。

IV 砂礫の供給源

大沢氾濫原の砂礫の供給源としては、つぎの4つが考えられる。

a，大沢崩壊地、b．岩樋（いわどい）、c，氾濫原堆積物自体、d，氾濫原の基盤岩類。

a，大沢崩壊地　剣ケ峰の直下から延長2000m、平均巾400m、深さ約100mの規模を有する大崩壊で、20数枚の熔岩層と火山抛出物層との互層からなる（1～3）。太岩塊は熔岩層の崩落で生ずる。崩壊地底にあまり崩落物が留まつてないのは崩壊の速度と豪雨による搬出能力とが釣合つているためか、あるいは、過去の大崩壊産物の搬出が終つた段階なのか、いずれかである。いずれにしろ、現在までに崩壊し去つた岩石の容積を上記崩壊地の規模から推算すると、

$(100\times400\times2,000)\times\frac{1}{2}=4\times10^{7}m^{3}$

すなわち、4000万m^3となる。また別の人の独立した計算でも5300万m^3でほぼ一致した値が得られた。

b，岩樋　上井出林道の大沢終点あたり（標高1300m）を起点として延長3.5kmに及び、標高約900mに終る。大沢河床の傾斜と熔岩層の傾斜とがほぼ一致するので、熔岩層がほとんど連続して河床に露出し、水蝕によつて深くえぐられて峡谷状をなす（6—8）。

岩樋にはほとんど堆積物らしいものがなく、上流からの砂礫は激流によつて一気に下方まで通過するらしい。

岩樋自身は数枚の熔岩層と火山抛出物とからなる。その侵蝕し去られた量を計算すると（巾50m、深さ15m、延長3500mの三角柱と考えて）、$1.3\times10^{6}m^{3}$すなわち、130万m^3で大沢崩壊地の場合の約1/30～1/40に当る。

先に計算した大沢氾濫原堆積物の容積は2000万m^3であり、一方、大沢崩壊地の崩壊岩石量は4000万～

60

5000万m^3と計算され、大体一致したオーダーである。岩樋の侵蝕で供給された土砂量は100余m^3でこれらに比べて1桁小さいオーダーである。この他、大沢氾濫原から芝川、潤川に流れ去つた土砂量、大沢崩壊地と岩樋始点との間にある河床堆積物、更には崩壊した岩石が砂礫として堆積したときの見掛けの容積の増大など、考慮すべき要因は多いが、上のオーダーを狂わすほどではないと思われ、結局、氾濫原堆積物のほとんど大部分は大沢崩壊物に由来し、かつまた、下流への大規模な流出を開始しないで現地に停溜しつつあると、大局的に言いうるであろう。

c. **氾濫原堆積物**　氾濫原で一たん堆積した砂礫は不安定で、その後の洗掘作用で再び下流に移動堆積する可能性がある（12, 19）。このような再移動・再堆積をくり返しつつ漸次移動してゆくと考えられるので、氾濫原の下流にとつては、約2000万m^3の氾濫原堆積物が、大沢崩壊地からの直接的な砂礫流出以上に恐るべき土砂供給源である。

d. **氾濫原の基盤岩層**　氾濫原の下位にかくれている基盤岩層も流路に沿う局部的な下刻・側侵蝕で砂礫を供給しつつあるが、量的に見ればごく僅かで問題とするに足りない。

V 基盤の地質

現在まだ充分な調査を行つてないので予察的な結果を記すにとどめる。

氾濫原の基盤を構成する岩層としてつぎのものが識別された。上位に堆積するものから並べると

a. 火山礫凝灰岩、b. スコリア質凝灰岩、c. 火山砂礫層、d. 泥流堆積物、e. 富士古期熔岩、古富士噴出物。

a. **火山礫凝灰岩**は暗灰色、風化して黄褐色を呈し、径1cm以下の玄武岩質火山礫よりなり、厚さは1m以下、氾濫原形成直前の地形面に平行して堆積成層する。（24）。

b. **スコリア質凝灰岩**　aの下位に整合的に重なり、径5cm以下のスコリアより成る（24, 26, 29）。

c. **火山砂礫層**　将来最も検討を要する層で、他層との相互関係についても調査すべき点が多い。径20cm前後の大円礫を含む砂礫層で礫の円さ、成層状態から推して扇状地状河流堆積物と思われる（30—33）。主として大沢氾濫原のひろがる範囲内にあつて、a、b両凝灰岩を欠き、直接d泥流堆積物の上に重なること、氾濫原の南北両縁に近いところでは薄くなつたり、a、b両層を挟んだり、逆にa、b層に挟まれたりすることから考えて、a、b両層と同時堆積物ではないかと推察される。

d. **泥流堆積物**　径30cmもあるような大礫を含み、露頭面では他層より固い。礫は多少円磨されている（33）。

以上各層のうちcを除く他はいずれも風化すると固結する傾向があり、いわゆる「マサ（整層）」と呼ばれる層となる（氾濫原堆積物中に「マサ」は生成していない）。a、b両凝灰岩は所によつては侵蝕で失われている。

以上4層が地表に露出する所では例外なく表層に帯褐黒色の腐植質土壌（厚さ70～60cm以下）が発達し、所により腐植層が2枚ある（的場附近）。または大沢氾濫原の周辺部では同堆積物が腐植質土壌を被つていること（34）、一方(8)でわかるように堆積前の地形面に平行して堆積した火山礫凝灰岩が侵蝕されることなく、一気に大沢堆積物におおわれること、この2つの事実から考えて、火山礫凝灰岩の堆積後あまり侵蝕の働かない位の短い期間、しかしその間に腐植層の生成するに充分な期間をへだてて大沢氾濫原の形成が始まつたと推定される。

606

Ⅵ むすび

ごく粗略な見積りから、大沢の氾濫原堆積物量と大沢崩れの崩壊岩石量とがほぼ同じオーダーであることがわかり、崩壊物の大部分は氾濫原に停滞して下流域（潤川・芝川）への大規模な流出はまだ起つていないと判断される。

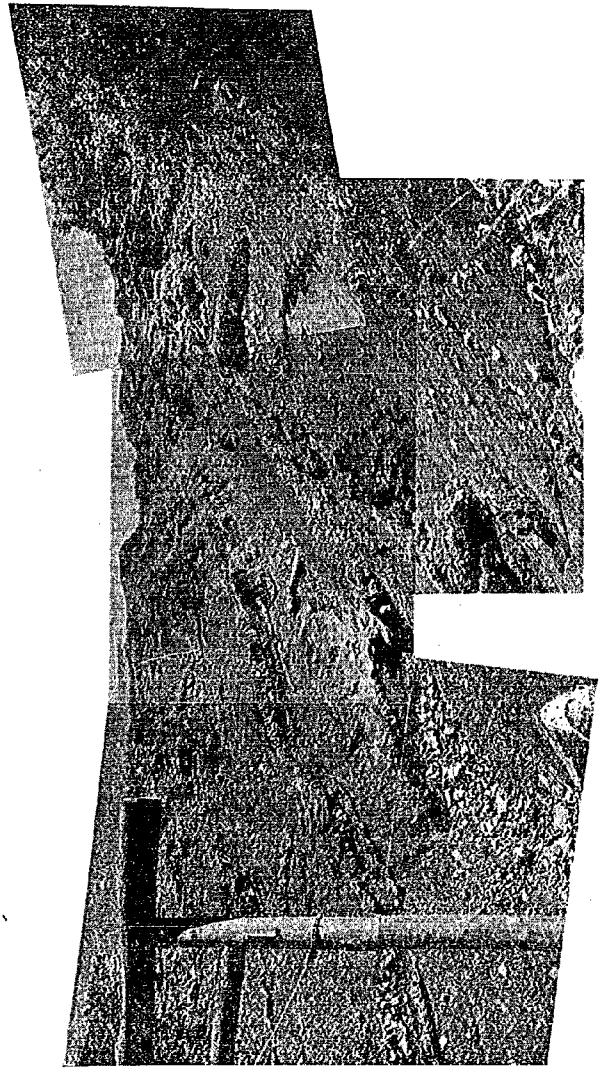
氾濫原内における堆積砂礫の移動は洗掘—移動—再堆積をくりかえしつつ下流に向うのを特長とし、現在では大規模な堆積の場が上流部から中流部へ、また南東縁へと移動しつつあり、下流部では主として上井出部落方面に土砂の流出・堆積を行いつつあるが、見返部落方面への大量流出の危険も大洪水時には考えられる。

図　版　説　明

図　版　Ⅰ

(1) 大沢崩壊地、お中道左岸より、20数枚の熔岩層が火山抛出物と互層する。崖面で突出し急傾斜をなす層が熔岩。崩壊地の底（傾斜約30°で西に傾き下る）に滞溜する崩壊物は案外少ない。

図　版　I



608

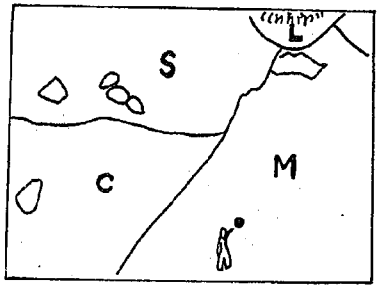
図　版　I

(2)　1の右岸の近接撮影。

(3)　大沢崩壊地、大沢右岸、標高約2300m地点より。

(4)　大沢標高1325m附近、右岸露頭、堰堤工事現場。上位より、火山礫凝灰岩（L）、スコリア凝灰岩（S）、火山性崩積層（C）、泥流堆積物（M）、人物の指さすところに炭化樹幹がある。

写真説明図1



(5)　炭化樹幹、大沢標高1250m附近左岸、林道沿いの切割。4の泥流堆積物中に含まれる。樹種の1つにトウヒがある。C_{14}年令6000年といわれる。

(6)　大沢岩樋、標高1125m附近。大沢の傾斜と熔岩の傾斜とがほぼ一致するので谷底に連続露出する熔岩層がV字あるいはU字型に水磨される。岩盤には水流に平行して無数の水蝕性擦痕が刻まれ、奔流の激しさを物語る。堆積物がほとんどないことは注目に値する。河床はこの岩樋に保護されて急激な縦侵蝕をまぬがれている。

(7)　同上、少し下流。

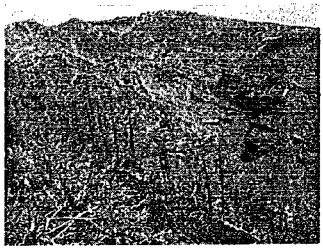
609

図　版　Ⅱ

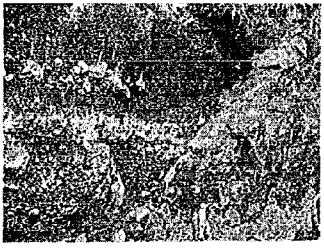
(2)



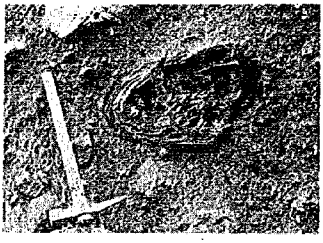
(3)



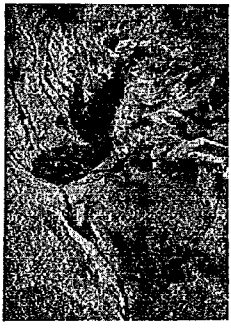
(4)



(5)



(6)



(7)



610

図　版　I

(8) 大沢岩樋、標高1200m附近。熔岩層が侵蝕により切れて下層が露われ滝をつくることがある。岩樋にはこのような滝が2, 3箇所ある。

(9) 岩樋終点、標高終点標高約900m。熔岩層は外にそれ、ここから下流は前景のような砂礫の河原になる。

(10) 大沢標高 875m 附近右岸。大沢の段丘堆積物。現河床との比高約5m。

(11) 大沢氾濫原上流部、標高760m附近より上流を望む。遠方右岸に河岸段丘。主流は現氾濫原をも洗掘して網状に流れる。

(12) 同上、標高750m附近。一応安定して植生のひろがり始めた部分を洗掘しつつある。崖の比高1.5m。

(13) 同上、標高770m附近、主流の右岸。一応安定している部分。前景は石材として採取されつつある漂礫。

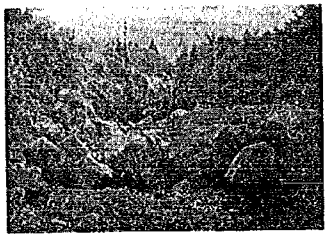
611

図　版　Ⅱ

(8)



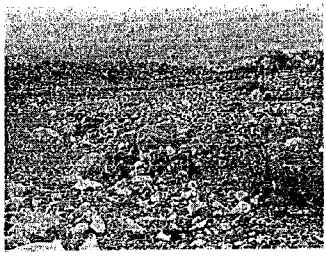
(9)



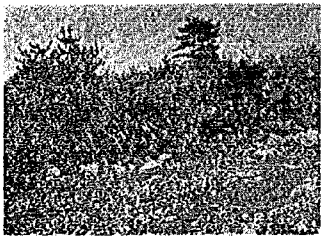
(10)



(11)



(12)



(13)



612

図　版　IV

(14)　大沢氾濫原上流部、標高750m附近。主流部の漂礫の堆積状況と礫の大きさを示す。手前は石材とし採取された礫。

(15)　同上。大沢の中洲。堆積物で埋没しつつある樹木。ハンマーのある枝は根元が地下に没している。

(16)　同上、標高650m附近。

(17)　大沢堆積物の末端、人穴県道、富士見橋南。拳大以下の砂礫が原野に一条の帯をなして連なる。ここでは厚さが50cm、堆砂は逐年増加しつつあるという。

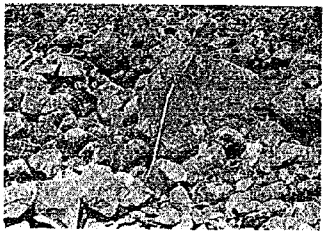
(18)　同上、人穴県道、的橋、既存のガリ状谷に流れこむ。ガリの両側の木の茂つたところは大沢堆積物はない。

(19)　大沢氾濫原の下流部。上井出旧戦車学校附近。大沢は主として上井出方面に土砂を押し出しつつあり、図のような旧氾濫原とそれを洗掘する流路とからなる。

613

図　版　Ⅳ

(14)



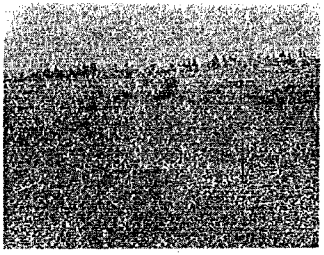
(15)



(16)



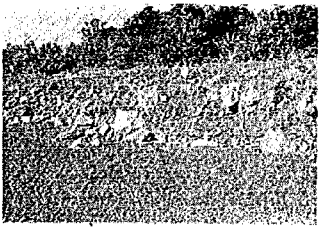
(17)



(18)



(19)



614

図　版　V

⑳　大沢氾濫原の下流部。19と同じ。

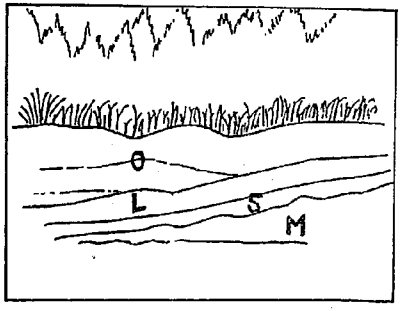
㉑　同上。少し下流。

㉒　同上。上井出富士療養所東方。旧氾濫原には図のような植林が行われ、伐採された後には大小の石礫が転がる。堆積物の厚さは約1.5m。

㉓　大沢標高850m附近の河底に横わる古富士（？）泥流（ハンマー左側）と同熔岩（右側）。背後は人沢段丘堆積物。

㉔　大沢右岸標高850m附近。上位から大沢段丘堆積物（O）、

写真説明図2



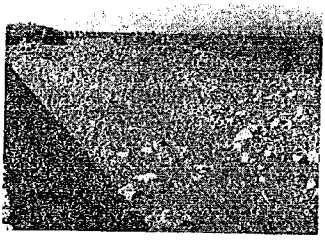
火山礫凝灰岩（L）、スコリア凝灰岩（S）、泥流堆積物（M）。大沢段丘堆積物表面には樹令20年前後のヒノキ林あり、表層に少しく腐植が集積中である。下位の火山礫凝灰岩層（黄褐色）は旧表面に平行に成層し、これを侵蝕することなく大沢堆積物が上をおおう。このことから両者の時間的間隙はあまりないものと推定される。

㉕　標高725m附近、大沢氾濫原の南の原野。腐朽した切株が多数ある。遙か地平線に大沢氾濫原の高まりがみえる。

615

図　版　V

(20)



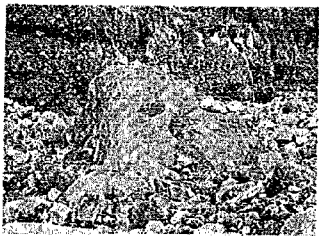
(21)



(22)



(23)



(24)



(25)



616

図　版　Ⅵ

(26)　大沢氾濫原南の一の竹開拓地、高圧線近く。大礫を含む火山砂礫層が直接地表に露出し、下位にはスコリア層、泥流層が来る。

(27)　同北、広見開拓地、標高750m附近。表層50cm前後は黒色の腐植質土壌。その下に火山砂礫層（図の大礫はこの中から出て来た）。スケールの下端から下はスコリア層。

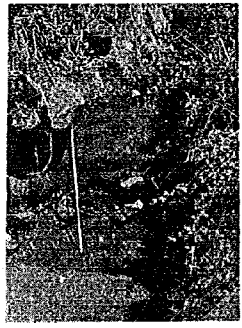
(28)、(29)　一の竹開拓地、26より少し上。29は26に同じ。28ははげしい土壌侵蝕で腐植質の表土が流亡し、下層の固結して「マサ」となつたスコリア層が露出する。

(30)　大沢氾濫原南縁、標高650m附近。大沢氾濫原の左縁は標高675mあたりから図のような側侵蝕を行つて基盤をよく露出させている。図の上部横線（スコップ横）より上は腐植質表土、以下は漂礫を含む火山砂礫層。

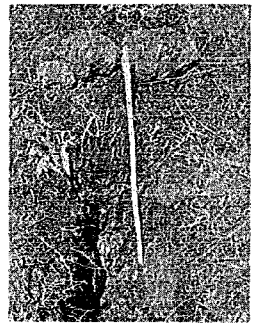
617

図　版　Ⅵ

(26)



(27)



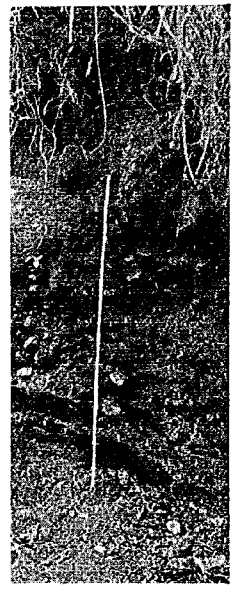
(28)



(29)



(30)



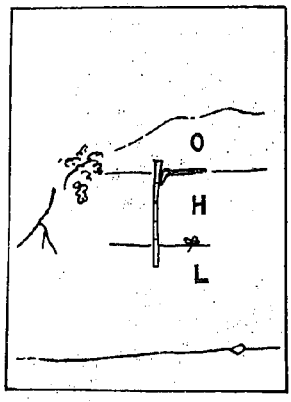
618

図　版　Ⅶ

(31)　大沢氾濫原左縁の流路に沿つて露出する基盤岩類。水磨を受けた火山砂礫層よりなる。最上部は腐植質表土。標高600m附近。

(32)　同上，少し上流。

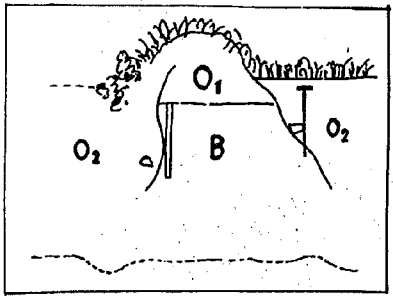
写真説明図 3



(33)　人穴県道的橋の上流左岸。ハンマーより上が火山砂礫層、下が泥流堆積物（やや固結）。火山砂礫層の上方には腐植質表土が2層になつている（図には出ていない）。

(34)　上井出、富士療養所東。火山礫凝灰岩層（L）上に発達した腐植質表土（H）をおおつて約1.5mの大沢堆積物（O）が重なる。図の最下端は現在の河床。火山礫凝灰岩層は堅硬で「砂利マサ」といわれるものに近い。

写真説明図 4



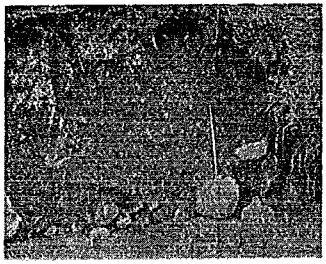
(35)　大沢氾濫原南縁、高圧線附近。基盤の火山礫凝灰岩層を被覆し、洗掘・埋積し再び洗掘しつつある状況を示す露頭である。大沢氾濫原の中・下流部の両縁および末端では基盤岩層を洗掘・埋積する現象が普通である。O_1、O_2は大沢堆積物、Bは基盤。

(36)　人穴県道富士見橋下の富士古期（？）熔岩・スコリア層・泥流堆積物の下位にくる。

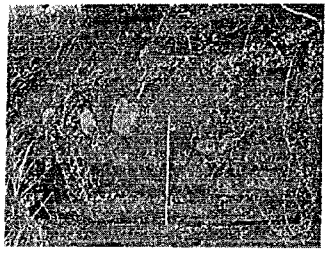
619

図　版　Ⅶ

(31)



(32)



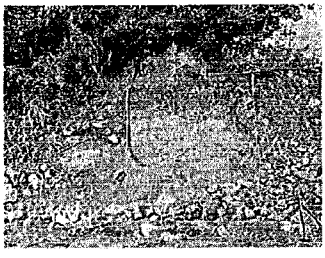
(33)



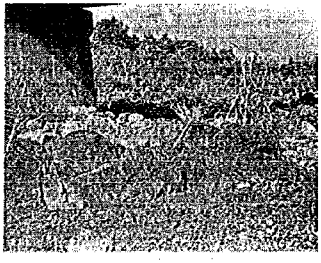
(34)



(35)



(36)



620

大沢氾濫原および下流地域の調査

静岡大学　望月勝海　鮫島輝彦

内　　容

Ⅰ 大沢氾濫原
Ⅱ 潤井川の流域
Ⅲ 潤井川水系と芝川水系との関係
Ⅳ 火山礫凝灰岩層と大沢氾濫原の生成史

Ⅰ 大沢氾濫原

大沢氾濫原のひろがり・厚さ・堆積状況については33年度報告書にしるしたが、大沢氾濫原は古期富士熔岩および泥流層からできた既存の扇状地状の地域の上に急速に堆積しつつある火山砂礫層から成り、その面積は約5 km²、堆積物の容積は約2×10^7 m³と算出される。（第1図）

富士山の比較的に新らしい熔岩流は、氾濫原から東北方向にあたるところに源をもち、この氾濫原の位置を避けて人穴から白糸・猪久保の方面へ、すなわち北から西へ大きく迂回しており、平面的にいってこの原は一種のポケツトの位置にあたり、もともと地勢上この場所にいくらか扇状地的な高まりが存在していて、それを避けて上記のように熔岩が流れたと思われる。このことは33年度報告書の津屋委員の報告第3図によく示されている。元来このような性質をもっていた場所に、富士山大沢が掘りだした物質が流されて来て堆積したのであるが、その厚さは意外に薄く、容積も上記のごとくなのである。

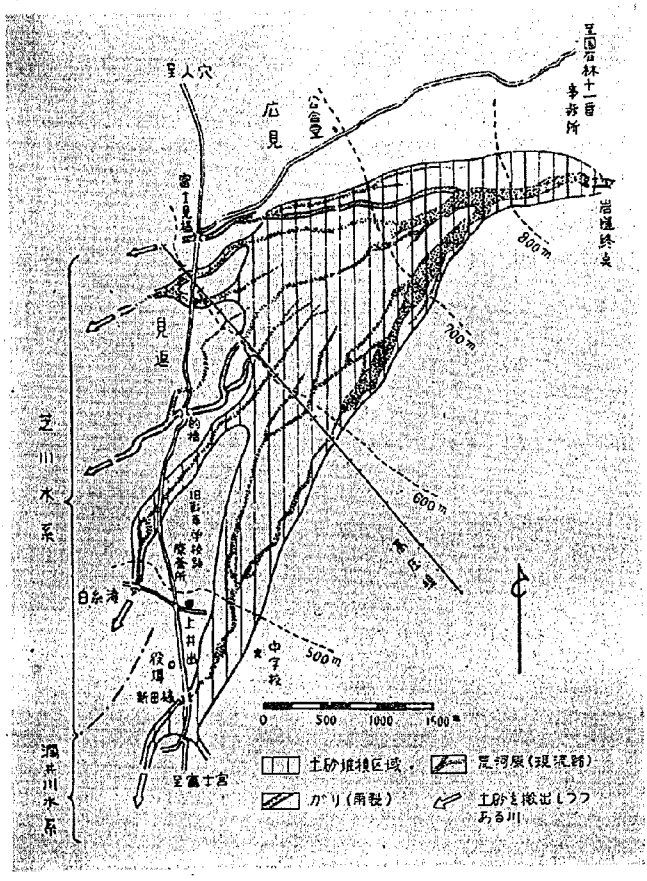
大局的に見た結論としては、大沢氾濫原の未固結の砂礫層がここから下流へ移動することは少く、なお源である大沢崩壊地から急速に砂礫の供給を受けつつある。しかしこの氾濫原の拡大は周囲に対し影響するところが大きいし、また拡大される氾濫原からの砂礫の下流への再移動はながく将来に問題をのこすことになる。富士山大沢の崩壊の拡大に対してのみならず、氾濫原そのものの拡大とその物質再移動について対策を考えることが緊要である。

昭和34年夏の第7号台風にともなう出水では、氾濫原の標高750mから700m附近の北寄りに多量の供給が行なわれるとともに、南寄りに流れた主水流のため、氾濫原の下限を越えて上井出の新田橋から狩宿の駒止橋の南にかけて、かなりの量の砂礫が流下して河道を埋めた。（第2および第3図）このため河床が高まった結果、次期の出水に駒止橋附近に砂礫の氾濫がおこる可能性が生じている。

狩宿から下流では現在のところ大沢砂礫の流下は僅かである。後述のように一部の物質は潤井川筋を通って下流沖積平野まで運ばれており、大沢氾濫原の物質が少しづつ下流へ再移動していることは事実であるが、氾濫原そのものの下流への拡大として考えられる限度は、今のところ精々狩宿附近までである。なお出水時の主水流の位置から考えて、氾濫原が東南にひろがる傾向がうかがえるし、さらにまた

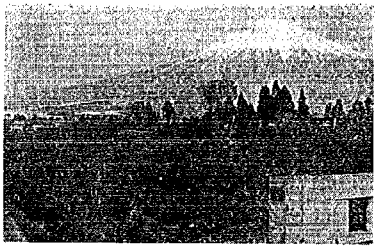
621

突然的に主流が大河原で南折することなく、直真ぐに人穴街道方面に流れを変える可能性もないわけではないのである。

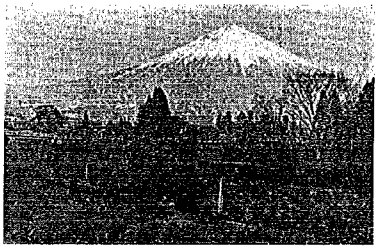


第1図　大沢氾濫原の範囲

622



第2図　狩宿駒止橋附近の潤井川川床の現況



第3図　駒止橋下流の現況

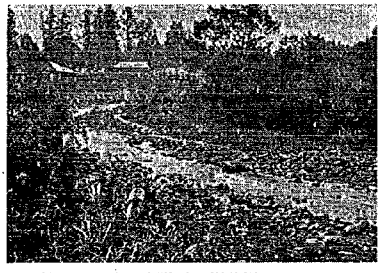
Ⅱ　潤井川の流域

芝川と潤井川の両流域は、南北に長い上野羽鮒丘陵を境として南部ではそれぞれ明瞭にわかれているが、上井出のすぐ南あたりでは、この丘陵がようやく新期富士噴出物の下から顔をだしてくるところにあたり、その複雑な地形を巧みに利用して、両水系にまたがる用水網が発達している。(第14図を参照)

現在の潤井川の上流は、上井出で用水の余水でこしらえた人工による permanent stream である。旧陸地測量部による古い五万分や二万五千分の一の地形図では、上野村上条の大石寺の北方1.5 km あたりで水流は消えてしまい、それより上の延長は出水時の間歇的水流が頭部侵蝕をなしてできた涸沢として示されている。平常時には水がなくて出水ごとに流れてくる大沢からの水のため、ここでは堆積作用でなく侵蝕作用が行なわれて、狩宿の南1 km 附近から下流上条まで深い谷ができている。(第4図)



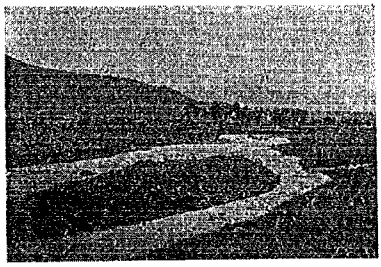
第4図　狩宿南方1000m附近の潤井川



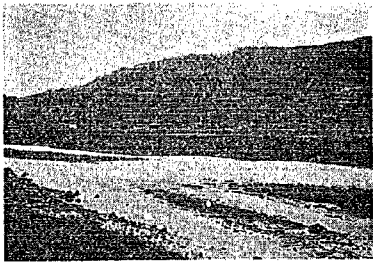
第5図　大石寺附近の潤井川
(遠方に見えるのは大石寺の塔頭)

上条の大石寺ちかくで上野丘陵上にでると川がひろがり、川床には大沢の砂礫が堆積して河原ができている。(第5図)しかしそこから再びただちに峡谷をなして、上野丘陵の端に切りこみ馬見塚へ下る。坂下で発電所の用水および北山方面から流れて来た水をあわせ、その上に渋沢における推定 4.4m³/sec〔佐々木実による。地学雑誌 1959〕という湧水をもあわせ、第6図、第7図のごとく面目を一新する。このあたりの河原においても、堆積物が大沢扇から運ばれた砂礫であることは容易に識別できる。

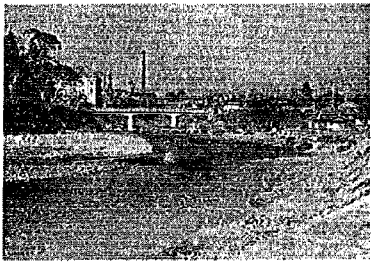
623



第6図　浅沢の南における潤井川



第7図　身延線西富士宮鉄橋附近の潤井川

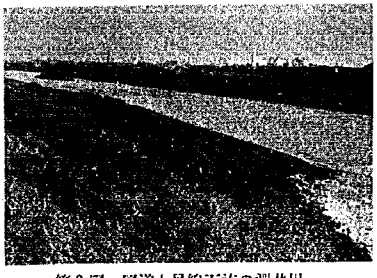


第8図　竜岩橋附近の潤井川

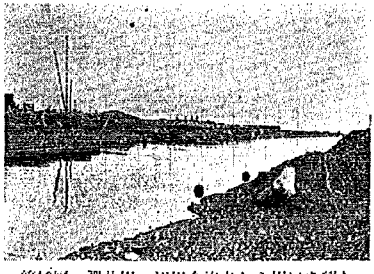
潤井川下流の沖積原では、入山瀬から本市場新田附近までは川床が周囲よりもやや高くて天井川にちかい型をしめし、新期の堆積物が多いことをあらわしている。この附近の富士橋の橋脚調査のためのボーリング資料等によると、川床下2mくらいまで大沢崩に由来すると思われる火山砂礫の堆積がある。しかしこれは川床附近に限られているので、その量は僅かなものと推定される。この附近の沖積原上では潤井川の水は農工業用にさかんに利用されているが、大雨のたびごとに火山灰をふくむ濁水が流下して多少の被害をうけている。これらの用水路では「掘り樋」あるいは「彼岸掘り」と称して4月はじめに約10日間、水門をしめきり水路にたまった沈砂を除去する。径3mm以下の火山細礫ないし火山灰が掘りあげられ、これは埋めたて等に利用される。

本州製紙会社富士工場では使用水の半量以上にあたる50 ton／毎分の水を潤井川からえているが、例年「彼岸掘り」のため3日間全操業を停止する。この工場では昭和27年6月の梅雨期の大雨による濁水のため長期間操業停止の被害をうけたので、用水の取入れ口の沈砂池を大拡張しさらに口過装置を新設した。現在平常時でも多少の汚濁があるため沈砂場から毎日トラックで火山灰を捨てている。

国道一号線の附近の潤井川の川床には、径5cm以下の火山砂礫を主とする洲が見えるが（第9図）、急激な堆積を行ないつつあるものとは考えられない。田子の浦の築港工事中である川口附近は礫まじり



第9図　国道1号線下流の潤井川



第10図　潤井川、沼川合流点から川口を望む

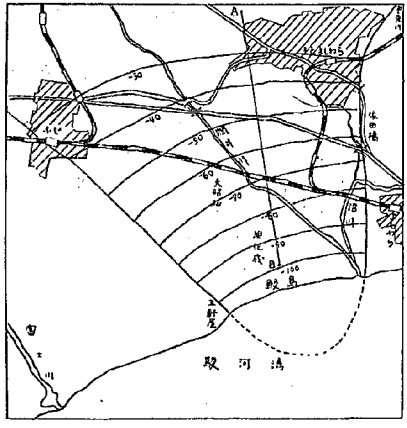
624



第11図　潤　井　川　川　口

の砂浜であるが、ここでも大沢崩に由来する物質の集積は認められない。その礫は別系統のものである。

多数の水井戸の掘進記録を整理した渥美武六氏の未公表資料によると、潤井川下流の沖積原の下にはほぼ潤井川流路を軸とし南へ向かい1.5°～2°の緩傾斜をなしてのびる富士熔岩層があり、これの下に被圧地下水流が賦存している。この熔岩層は吉原市街北部で地表にあらわれているが、もとよしわら駅―本州製紙富士工場の線で－30m、依田橋―大昭和製紙富士工場の線で－70m、鮫島の旭化成工場で－100mの深さに伏在し、北部では3層からなり計30m南部では1層となり約10mの厚さをもっている。この熔岩層は富士駅―五軒屋の線以西および宇東川―潤井川川口の線以東には分布していない。（第12図）



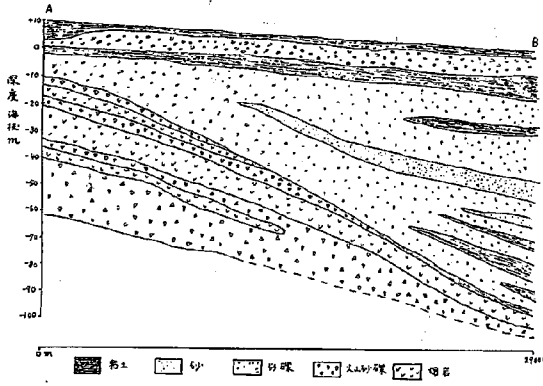
第12図　潤井川下流沖積原下の富士熔岩の分布
（渥美武六氏原図に加筆）

この熔岩層は富士古期熔岩と考えられるが、海中へ流入したものではなくて、おそらく最後の氷期（Wiirm 氷期）に海面が低下した時、陸上を流下したものと推定される。この熔岩層の上にのる沖積物質は非火山性の砂礫が主体で、途中に数枚の粘土層と砂層をはさみ、熔岩が流下した後にその上を流路とした富士川によって供給されたものと考えられる。（第13図）

以上の諸事実を総合すると、潤井川は過去において大沢泥流原の火山砂礫を現在の下流平野に多量に運搬したことはなく、最近になり次第に活潑に火山砂礫の運搬堆積をはじめつつあるものといえよう。

625

第13図　潤井川沖積原の縦断面図（渥美武六氏資料による）



Ⅲ　潤井川水系と芝川水系との関係

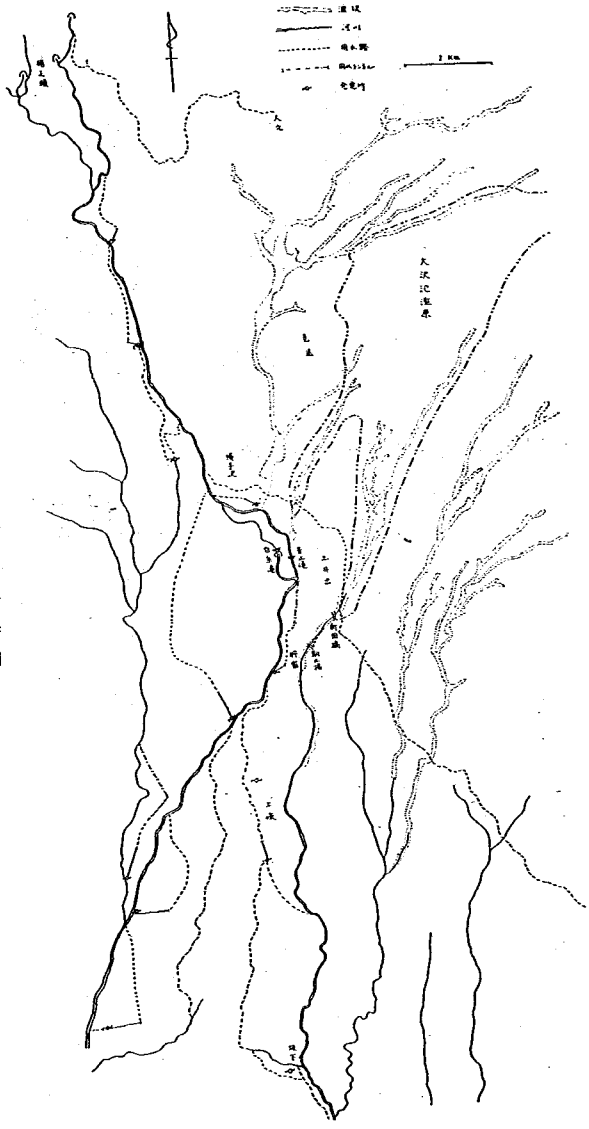
大沢泛濫原は芝川、潤井川の両水系にまたがる位置に発達しており、その中心線から西北寄りは芝川へ、東南寄りは潤井川へ流下する。現在では主流は東南寄りにあって、泛濫物質は主として潤井川へ流入する形勢にある。

芝川はその源を猪之頭の湧水群に発する。ここで一挙に 300 ton / 毎分以上の水量をえて、さかんに下刻侵蝕を行ないつつ流下する。しかし現在はその水量の大半を発電用水路に取られ、そのため主流の水量はあまり多くない。白糸村横手沢で古富士火山泥流のわずかな高まりを避けてしばらく東流し、人穴から大沢泛濫原の西を迂回してきた富士熔岩の上に載り、ここで泛濫原の北半部からくる沢をあわせ、熔岩流の端において音止の滝をかけ、その下ふたたび古富士火山の泥流層をうがつ峡谷となる。白糸滝の湧水を合わせ水量をさらに増したのち、狩宿で潤井川に非常に接近する。最短距離は約 300 mである。この地点における潤井川の平常時水量は芝川と比較にならないほど僅少であり、侵蝕谷をつくっておらず近年はむしろ大沢砂礫の供給をうけて川床を高めつつあり、（第2図）これに対しそのすぐそばの芝川は比高 40 mに達する立派な峡谷をこしらえている。この部分で潤井川を芝川へ落とすことは容易である。

潤井川はこの地点をすぎてまもなく侵蝕をはじめており、既述（第4図）の峡谷となり、比高 20 mの谷壁をもつ侵蝕谷となる。上野村上条附近で右岸の谷壁が低くなり、谷がひらけ小さな泛濫原もあり、（第5図）ここで再び将来砂礫の大量流下の際に芝川水系に向けて上野丘陵の表面に泛濫をおこす心配が考えられるが、その地点（大石寺附近）では上野丘陵の一端を切りこんでこしらえた次の峡谷がすぐその下流まで迫って来ている。

芝川ははじめから水量が豊かで、主流からかんがい用および発電用の用水路がたくさん枝わかれし、大規模に網の目の状をなしている。（第14図）すでに上井出の新田橋以下、年中水流を見る現在の潤井川が芝川系の水をとり入れてこしらえたものだが、音止の滝、白糸滝以下では芝川の川床が潤井川のそれよりもはるかに低くなるため、芝川系の用水が潤井川に結ばれることも発電所のある坂下で終りになる。これは上野羽鮒丘陵がようやくその東西両側の潤井川谷、芝川谷から高くそびえるにいたって、両者の関係がここで一応離れてしまうのである。下流の芝川は精進川から柚野をへて芝川駅までの間で

626



第14図　芝川及び涸井川水系図

627

は、それ自身のはっきりした谷の中を流れ、その中でやはり発電用に大いに利用されながら、やがて富士川本流に合流する。他方で潤井川は坂下から狭沢にいたり大いに水量を増し、さらに西富士宮の豊かな湧水を加え、東南に流れを転じてから後も、湧玉池からくる神田川や源道寺附近で合流する水を合せるとともに、たくさん用水に取入れられ、下流地方に対しそのさかんな産業の一要因の役を演ずることになるのである。

このように芝川、潤井川両水系は大石寺附近から下流でいったん明らかに分離するが、富士宮市街の南における奇異な地形はふたたび潤井川と富士川の両水系のつながりの問題を提起する。富士宮の南で両河川にはさまれる星山一帯の丘陵は、ひとつづきに西北一東南につらなる丘ではなく、富士川谷にむかいやや急に傾く南北の方向の谷により互に雁行する数個の丘から組み立てられた丘陵群である。これと同じ性質の谷が羽鮒丘陵との間にもできていて、身延線の鉄道がそれを利用している そのすぐ東では谷戸の北方に浅い凹地が南北にならんで、この種の谷の胚芽を見る思いをおこさせる。

この星山丘陵の成因やそれにむすびつく潤井川断層について詳論することは 茲では省略するが、比較的に広い谷底をもつ貫戸、星山、安居山の谷が標高わずか30m余の富士川から潤井川流域にのびて来ており、とくに星山の谷ではその谷頭が標高107mばかりの潤井川沖積原の表面に到達している事実が注目に値する。これについては、潤井川が現在の流路をとる前、かなり近い時代であるが、富士宮の南の黒田の西から南下して富士川に合流していたと推定する可能性もあるが、しかしそうだとすればこの谷がさらに北方まで延びているはずで、現在のように黒田以下だけが急傾斜をもったまま存在していることの説明がむずかしい。富士山山体の陥没にともなった潤井川断層のため、丘陵北側に浅い低地ができ、それが埋積したことも考えられる。

しかし明星山そのほか富士川に接したところが最も高くて北にむかい丘陵の表面が傾いており、それが丘陵内の諸谷の傾きと反対なことからして、いちばん蓋然性のある説明は富士川の流路の大きな変遷と、それにともなう侵蝕の復活および星山丘陵内にはじまった逆侵蝕であると考えられる。こういう洪積世以降のこの地域の地形変遷は、さらに富士川河畔の俵石や入山瀬その他の富士熔岩流のコースやそれにともなう河流堰止めなどと関係があるが、本調査の目的とだいぶ離れるので ここで詳論することはやめる。

この黒田附近の地形が重要な意味をもつのは、これが潤井川下流における洪水や土砂堆積の対策として利用し得ることである。黒田からならば極めて容易に、すなわちほとんど自然の地形を利用したままで、潤井川上流部の水流を富士川にみちびくことができるのである。用水として利用度の高い芝川や下流部潤井川の流域へ、大沢からの洪水時の水と砂礫とを出さないので、黒田から星山をへてただちに富士川へ落とすことができる。星山以下の富士川本流について見れば、現在潤井川下流地方へ送られている程度の量の砂礫は問題にならない。潤井川は西富士宮附近までは利用度がわりあいに低く、芝川は富士川合流点まで利用度が高いのだから、利用度の大いに高くなる潤井川下流部における洪水被害とくに大沢土砂堆積を防ごうとすれば、ここに施設をなすことが考えられる。すでに静岡県に潤井川改良工事として延長2670mの星山放水路を開く計画があるのは当然と思われる。

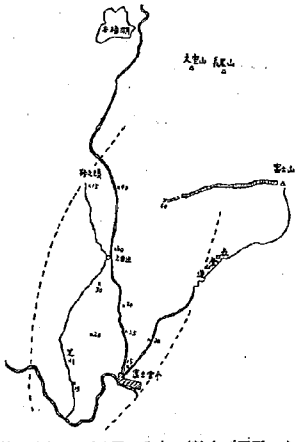
出水時に砂礫の再移動をおこなう大沢氾濫原からの水流を、どの水系により処理するか、自然のまま放置された現在では、出水のおり大部分の水は上井出の河原橋から新田橋をへて潤井川筋に流出し、一部分だけ上井出人穴間の、人穴街道方面に出ている。大沢氾濫原の根もとにちかい大河原は、両水系の第一分岐点であり、現在この分岐は自然の意志にまかされた状態であると言ってよい。つぎに狩宿において、潤井川の水を芝川に落とすことは容易であり、これが第二の分岐点であるが、それ以下の下流部の性質を考えるとむしろ潤井川の洪水をここでは芝川に入れないように防止することが重要であろう。第三の分岐点として上記の富士宮の南の黒田がある。われわれは大沢崩の出水状態や砂礫の移動状態を知ったが、これを放置した場合に将来おこるべき諸問題を考え、さらにそれぞれの流域におけるいろいろ利害利失を考えその上でどれがいちばん対策として有効であり緊急であるか全体の結論をくだしたいと思う。

628

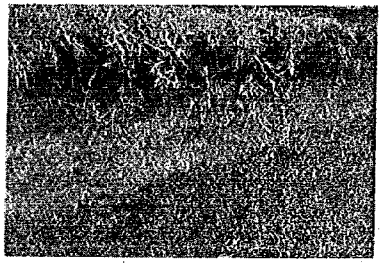
Ⅳ　火山礫凝灰岩層と大沢氾濫原の生成史

大沢氾濫原の周囲の地域にひろく分布する一枚の火山礫凝灰岩層（lapilli−tuff bed，以下ラピリ層とよぶ）があり、これが大沢氾濫原の中の数個所で大沢砂礫層により おおわれていることが確かめられた。このラピリ層は岩樋終点の附近で厚さ 60 cm 粒径 1 cm 以下、上井出附近で厚さ 40 cm 粒径 5 mm以下、上野村坂下附近で厚さ 20cm 粒径 3 mm以下、芝川町 西山で 厚さ 15 cm 粒径 2 mm、富士宮市附近で 厚さ 15 cm粒径 2 mmで、その分布はほぼ第 13 図のごとくであると推定される。噴出口は大室山、長尾山附近のように考えられるが、この点はさらに検討する必要がある。

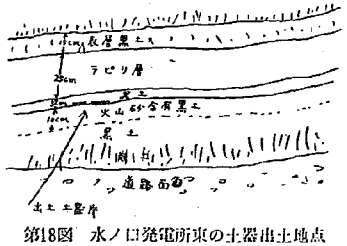
このラピリ層は一般に 15cm ないし 30 cm の表層腐植黒土層のすぐ下にあって、その下位にはふたたび黒土層がくる。（第16図、第17図）。狩宿南方 1.5 km の水ノ口東方の発電所東側で、このラピリ層下の黒土の中から土器片を採集した。（第18図第19図）静岡大学文理学部市原寿文講師によると、この土器片は縄文中期末または後期初頭のものである。第18図のスケツチのように、この土器はラピリ層下の黒土約 5 cm 下から出土したものであるから、ラピリ層はこの土器のしめ



第 15 図　ラピリ層の分布　（数字は層厚cm）

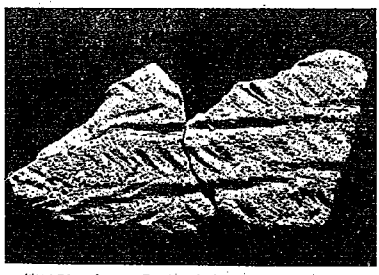

第16図　水ノ口東方のラピリ層


第17図　横手沢附近のラピリ層、その下位は厚い黒土、赤土化した古いラピリ
（関東ローム層に対比されるか？）
古富士泥流層



第18図　水ノ口発電所東の土器出土地点
露頭スケツチ

629



第19図　水ノ口発電所東方ラピリ層下より出土せる土器片

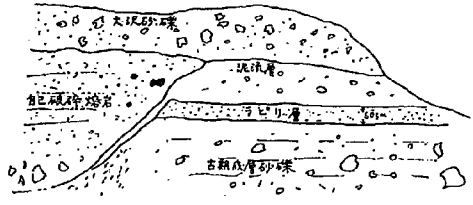
す年代よりすこし（数百年？）後の生成と推定できる。縄文中期末あるいは後期初頭は放射性炭素法や古地磁気偏角法から4000年ないし3500年前と求められていることから、このラピリ層の生成年代は3500±年と考えて大きなあやまりがないであろう。

大沢の岩樋終点から400m下流の標高870m附近の左岸に第20図のような露頭があり、古い砂礫層の上に厚さ60cmのラピリ層が載り、その上を厚さ2mの火山泥流層がおおう。そしてこれらの累層を切



第20図　大沢氾濫原標高830m附近右岸。上位の白層がラピリ層、その下は黒土、泥流層、古期砂礫層

った侵蝕地形に自己破砕熔岩が流下し、その上を大沢砂礫がおおっている。ここで自己破砕熔岩としたものは多数の天然木炭をふくみ、十番事業所から十一番事業所に通ずる林道や氾濫原の標高600m附近の澗沢に露出するものと同一の層で、津屋委員の噴火泥流と呼ばれたものである。雑多な粒径の角礫からできているが、異質の岩石をほとんど含まず、かなり膠結していて、かすかな成層構造が認められる。その分布から考えると、噴出時かなり流動性が高かったものと考えられ、熱雲型に近い自己破砕熔岩である。津屋委員の昨年度の報告によると、前記林道の傍らの木層中の木炭による年代測定は約3000年をしめしたという。



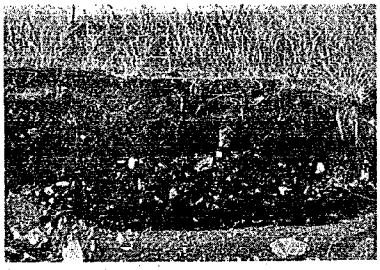
第21図　標高870m附近大沢左岸の露頭スケッチ

630

第21図のスケッチに見られるように、ラピリ層の堆積と自己破砕熔岩の流下との間には泥流層の流下と侵蝕の期間がはさまれているので、自己破砕熔岩が3000年、ラピリ層が3500年前の生成と考えて矛盾しない。大沢氾濫原はこれらの地層をおおって堆積した砂礫層であるから、その形成の始まりを3000年よりも新しいとすべきことに疑いはない。

約 2×10^7 m³ の堆積砂礫の見かけ比重を2.0とすると 4×10^7 ton となり、いま仮りにこれが3000年間に平均して供給されたと考えると、1年間に約13,000 ton となる。昨年夏の7号台風にともなう出水により新たに供給された砂礫は100,000 ton のオーダーではないかと推定され、平均10年に1回づつこの程度の量が供給されかつ下流への移動流亡がないものとすれば、現在の堆積量が一応説明できる。

標高750 m附近の洗掘された谷壁に見られるように（第22図）砂礫の堆積が数層に分かれその間にそれぞれ腐植黒土層がはさまれる場所があり、少くも数10年の堆積間隙をはさんでいると推定される。大沢氾濫原の砂礫供給はこのように過去においても間歇的に行なわれたものであろう。



第22図
標高750 m附近の大沢氾濫を洗掘せる谷壁

631

大沢扇状地の地質および大沢崩壊・大沢氾濫の対策について

望月勝海　鮫島輝彦

内　　容

Ⅰ　大沢扇状地の地質
Ⅱ　大沢崩壊と大沢氾濫について

Ⅰ　大沢扇状地の地質

大沢氾濫原は、岩樋終点を頂点とし、西方へひろがる扇形をなしているが、そこに堆積された氾濫物質の厚さは意外に小さく、5m乃至10m以下のものであり、その容積は2,000万m³程度と推定される。※

大沢氾濫原は、地形図を検討しても、また直接この地域を西方から望見しても、明らかに既成の扇状地地形の上面に堆積しつつあるのであって、現在の大沢氾濫原の生成以前に、この地域に扇状地を形成する物質の押しだしがあったことが予想される。いまこれを地形図の上で周囲の富士山麓斜面と比較検討すると、最大比高25m程度の扇状地地形をなしていることが認められる。この地形を構成する地層群を明らかにする目的で、的沢はじめ扇状地内に発達する小侵蝕谷の谷壁調査を行った。

大沢扇状地堆積物の直接の基盤をなすものは、古富士泥流層および富士山古期熔岩層である。

古富士泥流層は第1図の地点12に露出するほか、旧戦車学校西部の小丘、芝川谷壁および氾濫原西方の丘陵群を構成している。

富士山古期熔岩は同じく芝川谷壁に見られるほか第1図中の5、12、14、21、29地点に露出していて、津屋委員報告のC、d、7、9、11熔岩に相当するものである。

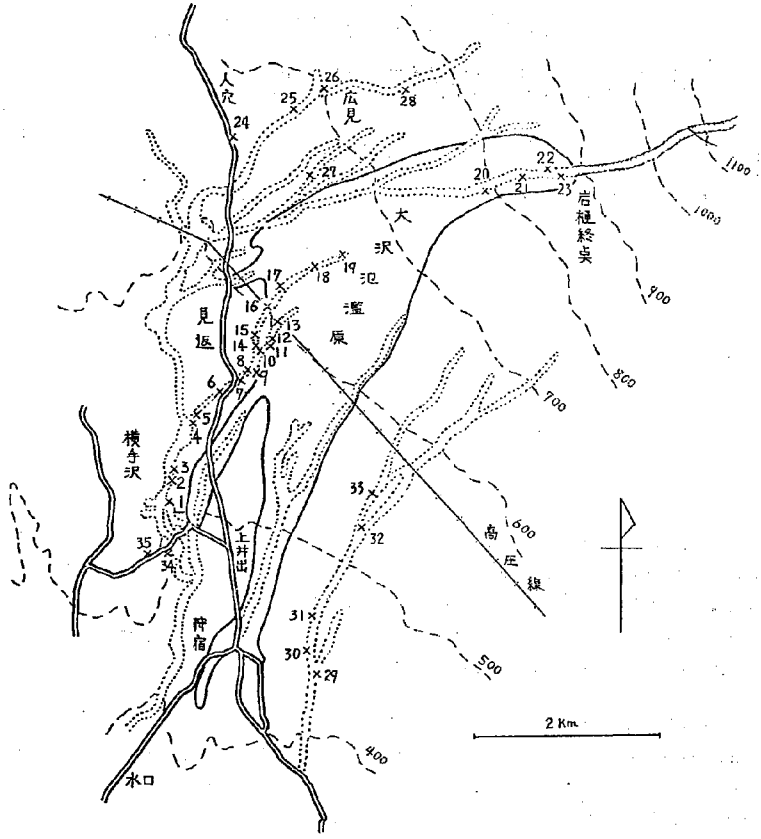
これら基盤層を被覆する古期堆積物のうち、最下位にくるものは**砂泥層**（地点1、2、3、9、10）である。これは熔岩流による堰止めにより生じた沼沢地に堆積したものと考えられ、地点1では主として泥・粘土から成り、アシやマコモの茎根をふくんでいるが、上流へ行くに従って次第に粒度があらく砂がちとなる。層厚は地点1、2で5mに達するが、上流では薄く2m以下となる。

この砂泥層をおおうのは**古期砂礫層**で、径10～40cmの不ぞろいな大きさの巨礫と、これを充填する灰色の粗砂よりできている。この古期砂礫層は大沢氾濫原の砂礫層よりも白っぽい感じで、また固結度

※　33年度報告に詳論してある。

632.1

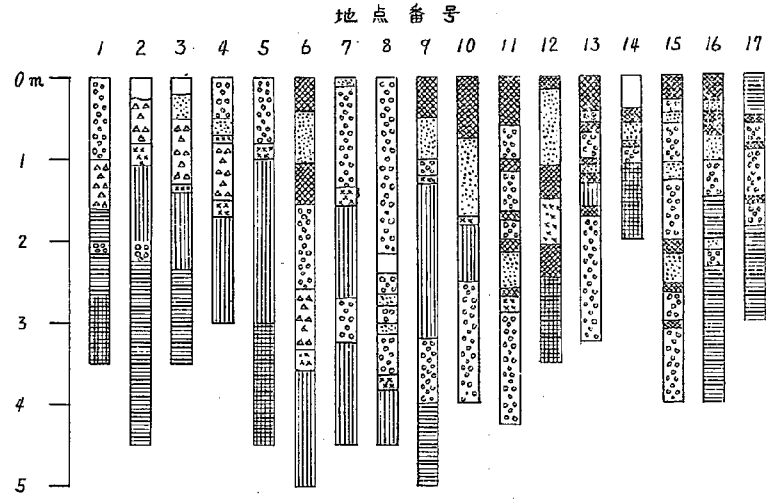
第1図　大沢扇状地調査地点図



がより高く、わりあい明瞭な層理が認められる点で異なるけれども、構成砂礫の粒径や円磨度などの点では類似していて、現在の大沢泥流原の形成と相似た条件のもとに堆積した古期泥流物質である。地点10においては砂泥層の洗掘溝を充填している関係が認められた。

古期砂礫層の厚さは的沢に沿う露頭では2m程度であるが、広見の北方（地点25、28）では6mに達している。これから見ると、この砂礫層は古期大沢扇に起原をもつ古期泥流物質であり、その押しだしの中心は広見方面にあり、中心部における厚さは10m程度に達すると推定される。その分布範囲は、正確に境を決定することはできないが、大沢扇状地の北半全体に及んでいて、その総質量は現大沢泥流物質に匹敵するものと考えられる。

第2図 各 露 頭 地 点 柱 状 図 (A)



古期砂礫層の上に 20 cm 内外の厚さの黒土層をへだてて、**古期火山泥流層**が載る。暗灰色の火山泥砂中に径 20～80 cm の火山角礫をふくみ、ときに炭化木片がみいだされ（地点10）、無層理でよく固結している。本層は概して扇状地の南半に厚く、その流下方向は前記古期砂礫層の堆積を避けて、中心線が南南西に向いているもののようである。観察された最大の厚さは上井出の東北方の地点 33 における 5 m 以上であって、ここでは本層の中に 2 層の黒土層がはさまれており、また径 2 mに達する角閃岩塊がふくまれている。本泥流層の流下は 3 回以上に分れ数方向におこなわれたが、扇状地の南半地域に最も多量に流下したと考えられる。

古期火山泥流層の上に薄い黒土層をへだてて**ラピリ層**がおおう。このラピリ層は、氾濫原外の地域では表層黒土の直下にくるもので、富士宮から猪之頭までの富士山西麓一帯に分布している。※

狩宿南方の水口部落東方でこのラピリ層下から、縄文中期末の土器片が採集されたので、本層が噴出した年代は約 3,500 年前と推定されている。ラピリ層の等厚線をえがくと、その中心線は 1,200 m付近で大沢を切り上井出付近を通るので、その北東延長から判断すると噴出口は御庭付近にあったと推定される。

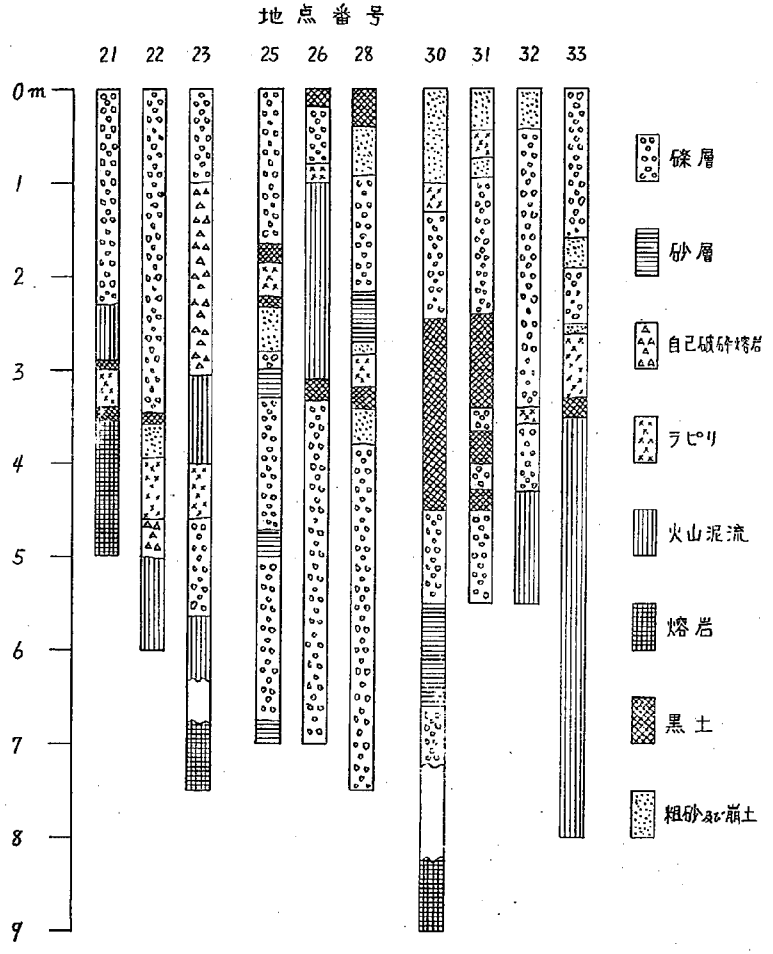
このラピリ層は大沢 1,300m 付近では平均粒径 2 cm 程度で、ときに 5 cm 大のスコリアを含み、粒径の変化で 7 層に細分できるが、最下層に厚さ約 1 cm の白色浮石層をともなうことは注目に値する。富士山宝永噴出物の最下層に白色浮石の存在がらしれていることから考えると、富士山の最近の噴出物では、このような極端な分化物が噴火の初期に放出されるのが一般的な現象であるかもしれない。

ラピリ層を覆って**新期火山泥流層**が数個所で認められた。岩樋終点下流附近では厚さ 1 ～ 2 m で、

※ 34年度報告書に詳論した。

639

第2図 各 露 頭 地 点 柱 状 図 (B)

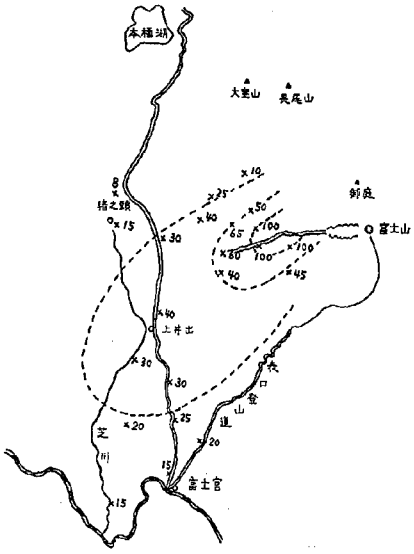


古期火山泥流層にくらべると白っぽくやわらかく、また含有礫が小さい。新期火山泥流層は地点 13、21 および 23 で認められたのみで、規模の小さな噴火泥流であると考えられる。

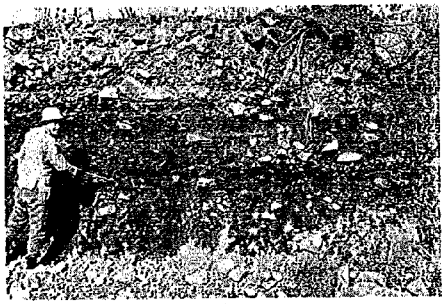
地点 23 において、ラピリ層および新期火山泥流層を切る侵蝕地形をうずめた形をして自己破砕熔岩層が観察される。これは十番から十一番事業所へ通ずる林道の傍らに露出するものと同一層と考えられ、粒径が不ぞろいの角礫からなり、ほとんど異質岩片をふくまない本質火山角礫岩層で、よく硬結し、か

635

第3図　ラピリ層分差図（数字は層厚　cm）



すかな成層構造が認められ、また多数の天然木炭を含有している。※本焼岩層はいちじるしい流動性を有していたようで、横手沢ちかくの地点1～4にも現れているが、ここでは含有角礫の径が20 cm 内外にそろっていて、全体にやや明瞭な層理が認められる。



第4図　大沢砂礫層の中浮石層　人物のもっているハンマーの先の所に浮石層がある（地点20）

大沢砂礫層は、これまで記載した旧期の諸堆積物が形成した扇状地地形面の上に堆積しつつあり、下部に一部分成層した砂層をともなうが、主要部は乱雑雑多な砂礫から成り、堆積の状態は古期砂礫層と

※　岩塚氏によると、林道傍の本層中の天然木炭のC^{14}法による年代測定で2,490±50年がえられた。

636

似ているが、色が黒っぽくまたほとんど層理が認められない点ではっきり区別できる。

地点19と20において、大沢砂礫層の上部に厚さ0.5cmの黄白色浮石層がみいだされた（第4図）。これは噴出時代が極めて新しいものである点で、類似物質をかなりの量に噴出した宝永噴火の初期噴出物である可能性が濃い。

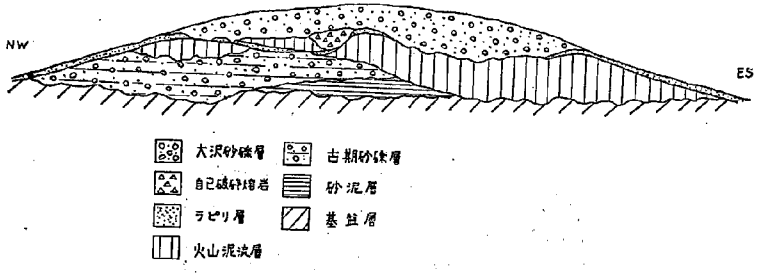
第1表　大沢扇状地地質層序表

	地層の厚さ（m） 平均	最大
大沢砂礫層	5	12
自己破砕熔岩層	1	3
新期火山泥流層	1	2
ラピリ層	0.4	1
古期火山泥流層	6	12
古期砂礫層	6	12
砂泥層	2	5
基盤（熔岩・泥流）		

大沢扇状地の地層の層序を総括したものが第1表である。また第5図は標高600m付近の垂直断面を推定したものである。扇状地地形を形成する主要な堆積物は、古期砂礫層古期泥流層および大沢砂礫層の3者であって、これらが押しだしの方向をそれぞれ変えることにより、最大比高25m程度の扇状地を合成したものである事がわかった。

古期砂礫層はその量が大沢砂礫層に匹敵するものと考えられるが、これは大沢崩の崩壊が新旧2期に分れて行われたことを示すものである。また大沢泥質物質が約2,000万m^3で、古期砂礫層の質量をこれと同程度とすると、合計して4,000万立方m程度となり、一方大沢の崩壊地の崩壊岩石量が約4,000万立方mであるから、崩壊物質の大部分は大沢扇状地に固定されているのではないかと考えられる。

第5図　大沢扇状地600m附近横式断面図



この調査に際して白糸滝西隣りの富士観光レストハウス用地内（地点34）で縄文式土器および黒曜石製石器片を多数採集した。これらの遺物は古富士泥流をおおう古期ラピリ層（関東ローム層に対比されると考えられるもの）の上の黒土層の中から出土したものである。このため、これらの遺物は大沢扇状地構成地層の直接の時代決定には役立たないが、静岡大学文理学部市原寿文助教授の鑑定によると、縄文早期のうち最も古い型式とされる山型押型文土器をふくみ、そのほか同じく早期の子母口式、茅山式および縄文前期の諸磯A式土器が混在し、これらの諸式の時代は7,000年ないし9,000年前にあたるものである。大沢砂礫層の堆積開始が2,500年前とし、もしこれと匹敵する質量の古期砂礫層の堆積もまた2,500年を要したと仮定するならば、古期熔岩の流下によって生じた沼沢に堆積した砂泥層は5,000年ないし10,000年前の形成と推定され、そのころアシやマコモがしげる沼沢を前とした高台で古代人が生活した姿が想像される。

Ⅱ　大沢崩壊と大沢氾濫について

3年間の調査においてわれわれが主眼を置いたのは、第1年次では大沢崩れの問題の全貌をつかむことおよび山麓扇状地状の地域の地質調査、第2年次では扇状地から潤井川河口までの調査、第3年次はふたたび山麓地域の調査にもどったのであるが、その間において大沢崩壊の原因やその対策はたえずわれわれの念頭を去らなかった問題であった。年中われわれは富士山をながめながら、こうした問題を抱いてみつめていたわけである。

大沢発達の原因

遠因として、円錐火山の運命である放射谷の発達が現実に目前におこなわれているのである。活潑に火山活動をつづけている火山でさえ放射谷ができてゆく、富士山はまだ死火山とすべきではないが、1707年の宝永爆発以後は活動をやめている。おそらく中部地方における火山、八ケ岳・乗鞍岳・木曽御岳の高さから考えると、この地方の火山では下方から押しあげる力の限界が3,000 m内外のところにあるらしく、富士山はその限界をすでにはるかに越える点で異例であるが、新期活動は宝永山・大室山・長尾山など中腹以下におこなわれて、山頂からの活動は噴煙くらいにとどまり熔岩流出はかなり前に中止されたのではなかろうか。中心噴火が静止し、しかも山型が単純で山頂が非常に高いとすれば、開析が急な勢で進むのは当然である。富士山の構造は愛鷹山のように複雑でないが（地質調査所75,000分の1沼津地質図幅参照）、やがて今日の愛鷹山のごとくなるのは地質学上の心然の運命である。構造が単純であるために一層その開析も簡単であり、それの進行が人目につきやすい。とくにそれが日本のシムボルである故に問題がやかましくなる。この3年間にも、大沢源頭の北境をスカイラインとする、富士川鉄橋辺から見る富士山の姿は若干変化をおこした。もし大沢がいちばん人目につきにくい側面にあるのでなかったならば、はるかにやかましい問題となるに相違がないのである。

大沢が今日の位置に発達した原因は何か。まず富士火山脈から考えてみる。北北西―南南東、これが富士火山脈の方向であり、山頂を通りこの方向にひいた線の上に宝永山・大室山はじめ多数しかも著しい寄生火山がならぶことは、火山作用とむすびつく地殻の割目がここにあるのを示す。富士山を胴切りにすれば、中央火道を中心とした円をえがかないで、北北西―南南東に舟型にのび、誇張すれば箱庭の富士山の型をなす、大沢はこの長軸に直角にちかく、富士山の側面のうち最も急な側面にある。津屋委員の指摘によれば、大沢の大滝以上をつくる物質は現富士山噴出物として露出するもののうち最古のものである。この事からすれば、他の側面であったならば後に新噴出物で充填され得たかも知れない谷が、ここではいつまでも放射谷として発達し続けたのである。これと反対側の東の急斜面は（ここに登山道が発達している）、丹沢山地から籠坂峠をへて古富士へ支え棒のごときがはいり、西富士方面にはない複雑性を与えている。しかもこの方面には爆発砂礫が表面を厚くおおう。西側ほどの急傾斜ではない。いくつかある放射谷のうち、大沢のみ特に発達した原因のひとつがここにある。津屋委員は昭和33年度報告書（37ページ）でこの東西非対象の直接原因として、主風が西風であるため、西側が主として熔岩層の累積であるのに対し、東側は灰砂礫が厚くなったためとし、この岩層の相違がひいて侵蝕谷を発達させたとしておられる。

大沢の発達とその防止

成長をやめた火山における山体開析は（ここでは山麓堆積区は除外する）、最初の谷の縦断面はもち

638

ろん火山原表面だが、順次にその中に切れこんで、やがてある段階に達すれば上流ほど急で下流ほど緩やかで源ちかくは絶壁で終るようになる（現在の愛鷹山）。その源がついに火口壁をきりひらき、放射谷のひとつがいわゆる火口瀬となる時から、開析は一段とピッチを高める。大沢の現状は、地質学的な意味においてちょうどその直前にある。ここで大沢がこれ以上に深くなるのを阻止するのに有効な手段は人工堰堤であるが、富士山の場合では大滝以上、とくにお中道以上においては非常な難工事となる。ここで注目したいのは谷底における熔岩流がこしらえている多数の滝である。山体をつくる岩層のうち火山砂礫層や自己破砕熔岩流が侵蝕されているのに対し、これらをはさむ密な熔岩流は侵蝕に抵抗して造瀑層として滝をつくり、大沢侵蝕の進行を天然に防護している。人工堰堤の必要はもちろんであるが、この天然堰堤を保護する方法を考えたいものである。かたい熔岩流に滝がかかり、その下はえぐられ滝壺をなし、しばしば造瀑層がその上にオーバーハングしている。同様の熔岩の中に沢が、できたのが富士山ではいわゆるナメ沢であり、ナメ沢が樋のごとく長くつづくのが岩樋である。岩樋もぜひ保護したいものである。

大沢の侵蝕の進行も、その源頭付近と中流部と下流部とで大いに性格がちがっていることは、諸委員がすでに報告書で強調している。源頭での問題は、絶壁（とくに南側の谷壁）における岩塊の機械的落下、比較的にひろくひらけた斜面における テーラスのはいずり（急斜面なので転落となりやすい）であるが、高度 3,000 m、森林限界以上である点で類例に乏しい。同様の現象は飛騨山脈や赤石山脈にも生じているが、ここでは規模が大きいのみならず、一直線に山麓に結ばれていて、人里から離れた奥山・遠山のことなどと呑気なことを言っているわけにゆかない。非常な急斜面であるとか、一年の大部分が氷結ないし結霜期であるとか、工事にむずかしい条件をたくさん備えている。第一の営力がここでは明らかに重力である。ここにある物体のポテンシアル・エネルギーを考えると、良しにつけ悪しきにつけ実に大変な仕事をやる潜勢力をもつのであり、しかもこういう物体がはなはだ不安定の状態に置かれていることを忘れてはならないのである。降水が雨の形をとる期間はわりあい短いが、しかしそれがこの地方の雨季にあたるし、谷底に貯溜された岩屑が豪雨により一掃されている。

五合目お中道から上では大沢はかなりひらけ（とくに北側）、津屋委員のいわゆるスプーン型の谷にちかいが、それがつぼまるところが五合目お中道付近である。このあたりが今後の根本対策について中心となる地点である。ここから下って大滝ちかくまでも、問題はやはり侵蝕進行の阻止であり、堰堤をつくることと天然造瀑層の保護が主としてこの部分で考えられる。大滝以下になると局部的に堆積作用もおこなわれ、谷の岸もあまり高くなく、場所によれば洪水のおりにのり越えることもあり得る。岸が高いところでは、水勢がぶつかり攻撃をうけている。ここではすでに制水工や堰堤による対策が講ぜられている。

なお侵蝕への対策としては、五合目以上 2,000～3,200mの局部的緩斜をなすテーラス表面には植物試験がおこなわれたが、さしあたりすぐ着手できる事業として大いに期待される。これらはいわば緊急な対症療法であり、さらに根本にさかのぼる療法が講ぜられねばならないのだが、それは主としてエンジニアの問題である。ただここでひとつ当面の希望として挙げたいのは、今後油断なく警戒態勢を継続することである。天然現象はつねにわれわれの予想外であることを忘れず、氷雪がとけはじめる春さきから始めて秋までの期間、豪雨が自然の様相を一変させていないか、大崩落をおこす危険が迫っていない

か、新しい異変がおこりかけていないかなど 監視するような恒常的な機関を どこかに設置することがぜひ必要と考えられる。

大沢運搬物の問題

山麓部にくると問題の性質が完全に変わってしまう。岩樋の中では水と土砂は そのまま運ばれてしまう。その終点から乱流が開始される。ただし平日は水はなく、大沢が水を流すのは1年のうち僅か数日であり、その数日間の行動を問題とするわけである。

ここでは濁流は大小の運搬物を放棄し、みずからはその中を網状流をなす。平常は林の中に玉石がころがり、それを土木業者がトラックや三輪車で運びだしている。わりあい新しい流路がその中を浅く洗堀しただけであるから、いざ出水となれば容易に氾濫する。林の中をくぐり、人穴街道の方面に出水したりする。ここでの特色は、芝川えでも潤井川えでも、極めて容易に流域を選択することができる。もしこれが常時よい水を供給するのならば 水源として別個の問題をおこすのであろうが、この水は雪どけとか豪雨ののきに限られて出現するのであり、しかも土石流にちかい濁水である。これが富士川の本流にでも直接に落ちてただちに海に注ぐのなら何でもないが、芝川の流域に注ぐとすれば、灌漑用水としてのみならず、数珠つなぎの有様で水力発電所が下流にならんでいる。潤井川では西富士宮の養鱒池から岳南工業地域、さらに河口の田子の浦港が控えているというわけである。

扇状地では、これを放置すれば氾濫原が拡大する。大沢が山地から押しだす大小多量の土石は、この網状流の中で放棄される。こうして新たに供給されるもののほか、上流部で以前に堆積していた物質が下流へむかい再運搬される。堆積と洗堀とが、ここではすこぶる微妙な関係をもっている。出水のおり網状流の一部分が意外な方面に分岐する例は、これまで人穴街道で見られた。この乱流が開拓地にとって脅威であり、上井出の背後も同様である。横にひろがるだけでなく、氾濫原が下流へ少しずつ移るようで、駒止橋から狩宿あたりが 現在その先端となっている。これより下流の潤井川はむしろ峡谷状であり、濁水は流れてもあまり大きな岩塊は運ばれていない。扇状地では氾濫原の 拡大防止・流路固定がもとより急務であろうが、幸か不幸か乱流がおこなわれるのは大部分がまだ無利用地であるので、災害の無用の拡大をふせぎ 且つ思い切った土木工事をも自由になし得るように、今後においても土地利用について大いに考慮をはらう必要がある。

潤井川では平水時においては 大沢は完全に無関係である。大沢に水が流れ大沢が潤井川の水源となる時日は、1年のうち僅かに限られている。ただその短期間に、独特な大沢物質がこの川に供給される。大沢に水がある時は、いつも「水一升、土一升」というべきもの、上の方では土のほか石がたくさん含まれる。狩宿辺までは、大小の岩塊が赤褐色の泥水に押されて川床をころげて行く。しかし玉石の類はそこらまでに停止し、赤褐色の濁水が遠く下の方へ流れる。潤井川の水をひきいれた岳南地方の諸工場で、「彼岸堀り」と称して1年のある季に作業をやめて土砂を掃除するが、その少からぬ部分が大沢系統の物質であると考えられる。沼川の水質調査が経済企画庁の手で計画されているから、その結果に期待しよう。沼川河口では、築港工事着手前のことであるが、水底いちめん褐色沈澱物を生じていた。浮島沼からの腐植質の物質や 製紙工場からの排水などとともに、大沢物質のコロイドも参加していたのではないか。ここで注目したいのは、潤井川はその全流域の地質からみて明らかなように、石英粒の供給がなく砂礫が独自の性格をもつことである。富士山の塩基性（珪酸分の少い）の岩石が 全域を占めるこ

640

とである。 源頭でも玄武岩質火山灰・火山砂がすでに細粒として供給されるが、 これに機械的に破壊された岩塊が加わる。 この部の気象条件からすれば、 生産される細粒もほとんど岩粉の類で、よく分解された土ができるのは森林地帯に入ってからである。 石英粒を欠いていて、 玄武岩の細粒化した黒い岩粉が大部分を占めるのが大沢堆積物の特色である。 もとよりこれは化学的に分解しやすく、 山麓では終局の産物として容易に $A\ell_2O_3nH_2O$、SiO_2nH_2O、$Fe_2O_3nH_2O$ ができ、 これらが濃厚な色をおびた濁水をつくりあげる。 これが河口で電解質である海水と混ざるとき、 急激に沈澱がおこるわけである。 渋沢以下で水量が大いにふえるので、 大沢系統の物質の占める割合は大いに減るわけであるが、 富士宮の南で星山放水路が計画される所以がここにある。

64

富士山大沢の発達*

—火山の谷の発達と侵蝕機構についての基礎的研究—

岩塚守公** 町田 洋***

The Development of *Osawa Valley*, Mt. Fuji
—The Fundamental Study on the Development of Radial Valleys on Volcano—

By

Shuko IWATSUKA & Hiroshi MACHIDA

Abstract

Mt. Fuji, the highest peak (3,776m) in Japan, is one of the most typical strato-volcanoes, and its slopes are slightly dissected by the many radial valleys. *Osawa Valley* on the western slope of Mt. Fuji, the largest one among those radial valleys, has attracted the attention of many geographers and geologists, because of its rapid development and violent mass-movements.

In this paper, the following two problems are discussed; 1) what are important factors in controlling the formation of various radial valleys on this volcano? and 2) how and since when *Osawa Valley* has developed?

1) Valleys on Mt. Fuji are divided into the following three types; (A) their heads rise on the upper part of the slope and their tips terminate on the middle part (about 3,700~2,600 meters above the sea), (B) their heads start from the middle part of the slope and many of them continue up to the foot of the slope (below about 2,500 meters above the sea), and (C) their heads start from the foot of the slope (below about 1,500 meters above the sea).

A-type valleys show spoon- or cirque-like forms, and they are estimated to have developed by the erosional agents under the periglacial climatic conditions, i. e. frost actions and snow avalanches.

B-type valleys are caused by the actions of impermanent running waters, and are well developed on the western slope, the steepest one of all slopes.

C-type valleys distribute almost on all slopes, but more densely on the surfaces constructed by tuff breccias than that constructed by lava flows, and rare on the surfaces covered with new ejectas.

2) The detailed geomorphological and stratigraphical analysis has made clear the following conclusion on the process of development of *Osawa Valley*.

The severe dissection of its velley head was originated from the large scale landslide, which had occurred near the head of ancient B-type valley about 1,000 years ago. After then, the scar has been eroded by recurrent and so violent mass-movements in the severe

* この論文を多田文男教授還暦記念に捧げる。 地学雑誌 72号, 1962年

** 東京大学理学部地理学教室, *** 東京都立大学理学部地理学教室

642

climatic condition above the forest limit, that such a large scale valley was rapidly formed.

By our estimation, the eroded materials in *Osawa Valley* amount to $6.5\times10^7m^3$ during about 1,000 years and the deposits covering *Osawa alluvial fan* on the foot amount to $1.5\times10^7m^3$. Then, about 20% or less of the materials supplied from upper stream of this valley was deposited on this alluvial fan, and the rest might be swept away further downward.

I. まえがき

この研究では，富士山の放射谷の発達に関する問題を地形学的見地から取上げ，特に大沢に関しては，侵蝕機構や発達過程についてある程度詳細な検討を加えた。ところでこの火山で谷の発達や侵蝕機構の研究を行うことは，地形学の分野で従来行われてきた類似の諸研究の中でどのような存在意義を見出すことができるかということがまず問題になるが，それは次の諸点に要約される。

1) 現在の富士山は沖積世に入ってから成立したもので，それは地学的時間尺度でみるごとく新らしい。このため原形が広範囲にわたって保存されており，谷の部分でも原形への復元が比較的容易にできる。従来，山地地形の発達やそこでの侵蝕問題を扱う場合には，原形が明確な形で把握されていないのが一般であった。このため発達史を探むにさいしても，推論の占める比重が著しく大で，議論の精度に一貫性を欠くものが多かったようである。しかしこの火山では上記の理由で，侵蝕開始の初期条件についても，ほぼ信頼のおける知識を得ることができる。

2) 形成時間が新しいことに関連して，原形の形成，谷の開析および堆積物などの時代認定が比較的容易に行われる。すなわち，それは水平的に相当の拡がりをもって分布する気成の火山砂礫や侵蝕に由来した二次的堆積物中に含まれた，考古学的出土品や木片（C_{14} による年代測定）などを利用することによって行われる。このため地形の発達状況が時間的な面で，相当はっきり把握することが期待できる。

3) 大沢のような発達段階の谷では，与えられた地形・地質条件に起因して，谷の発達速度が非常に早い。このため比較的短期間で，侵蝕，運搬，堆積などの実態を直接的に観察あるいは測定することが可能である。

4) この火山は垂直的に非常に大であり，それにともなって高さによる気候条件の差が顕著である。このため1つのフィールドの中で，気候条件が侵蝕営力に及ぼす影響の違いを知ることができる。

II. 富士山の放射谷と山麓の堆積地形

1. 地形，地質の概観

富士山は新鮮なコニーデ型成層火山の典形的事例の1つであるが，その成立過程や内部構造は津屋の研究[1]によって明らかにされたように，遠望する山形のごとき単純なものではない。現在の山体の下には，それぞれ明確な侵蝕期をはさむ，ほゞ更新世の前期と末期に形成された小御岳・愛鷹火山および古富士火山が埋没し，それらの上に現在の富士山が積み重っている。

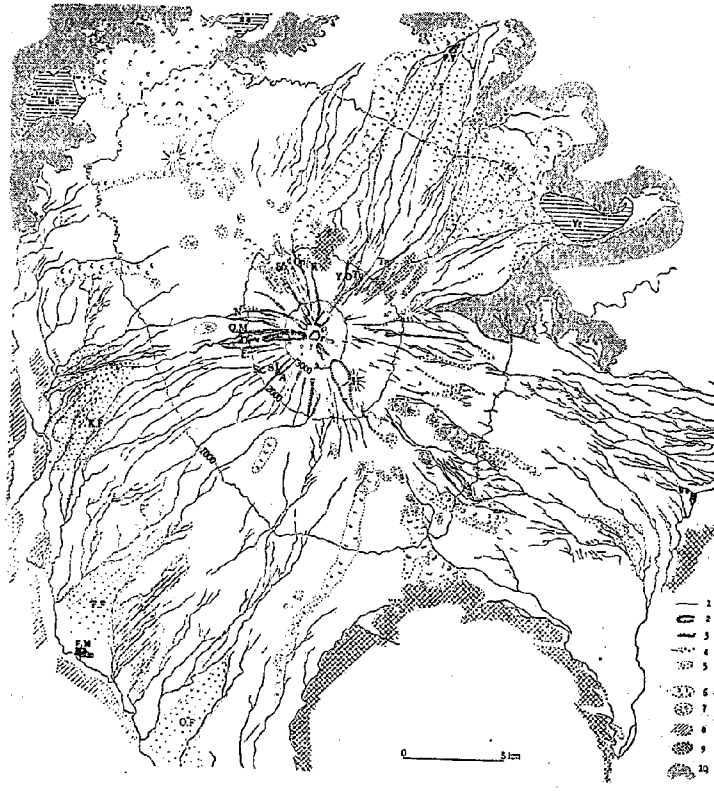
ところで本研究の主題は，現在の富士山における谷の発達やそこで演ぜられる侵蝕機構に関するもので，その限りにおいて問題になるのは，主として現在の富士山の地形，地質条件である。次にこのような観点から，地形，地質上の特色あるいは問題点を簡単に列記してみよう。

まずこの火山体は第1図によってもほゞ明らかなように，海抜高度 1,000 m 付近の断面で水平的にみると，その底面が円ではなく，北北西～南南東方向に著しく長い軸をもつ楕円形を示す。すなわち，富士山の山体はこの方向に著しく間のびしたいびつの円錐体である。そしてこのことは，宝永山や大室山などを含む多数の寄生火山がほゞこの線上に配置されていることから推定される裂線の存在と密接な関係をもつようで，特に北北西向斜面の中腹の寄生火山から多量に噴出した熔岩流はこの方向に山体をのばしている。

次に斜面の傾斜をみると，上記の長軸方向の斜面では他の方向にくらべて一般に傾斜が緩であるが，ほ

693

第1図　富士山の谷を中心にした地形学図



1，谷　2，崩壊の激しい谷壁斜面　3，やや不安定な谷壁斜面　4，現在形成されつつある扇状地　5，古い扇状地　6，最も新しい熔岩流　7，寄生火山　8，古富士泥流よりなる丘陵　9，小御岳，愛鷹，箱根火山　10，第三系丘陵

F.M，富士宮　Go，御殿場　F.Y，富士吉田　Ya，山中湖　Sa，西湖
Sy，精進湖　Mo，本栖湖　H，宝永山
N，滑沢　O.M，大沢前沢　O，大沢　F，不動沢　Sk，桜沢　Sj，主杖沢
A，赤沢　Sh，白草流れ　On，大流れ　K，小御岳流れ　Y.O，吉田大沢
Tu，鳥沢　Ta，滝沢　O.F，大淵扇状地　F.F，富士宮扇状地　K.F，上井出扇状地　Y.F，吉田扇状地　N.F，梨ガ原扇状地

644.1

メ東西の短軸方向をとつてみると，東向斜面と西向斜面との間には明確な差違がみとめられる。すなわち，東向斜面の傾斜が緩であるのに対して，西向斜面は相対的に急で，この非対称の実感は富士，吉原付近からの観察によつても十分にうかがえる。このような斜面傾斜の違いは，当然，各方向の谷の発達速度にも大きな影響を及ぼすことになる。

さてこのような斜面傾斜の相違をもたらした原因であるが，それにはほゞ2つのことが考えられる。第1は卓越風の影響によつて，上空に抛出された火山砂礫が主として火口より東側の地域に堆積する結果，東側の特に中腹以下の斜面では，一般に厚い火山砂礫の堆積層がみられ，そのことが東向斜面の相対的緩傾斜をもたらした1因をなすものと考えられる。またこの堆積傾向は，宝永火山のような新らしい寄生火山の噴出物についても同様にみられ，厚い火山砂礫に覆われた東向斜面では，かつての谷の埋没や地表流水を生じにくい滲透性の著しく大な表層地質条件などによつて，谷の発達が非常に遅れている。第2の原因としては，基盤の影響によるものが考えられる。このうち現在の富士山の前身である古富士および小御岳・愛鷹などの火山の地下起伏が現在の形態には最も強い影響を及ぼすはずであるが，いまのところこの関係に明確な答を与えるような資料はまだない。たゞ三国山から籠坂峠を通つて東にのびた第三系山稜が東向斜面に楔状に喰い込んでいる状況から，この方向の基盤の位置が他にくらべて全般的に高いことが予想される。

次に谷の発達に直接的な影響を及ぼす形での地質条件，つまり地層の侵蝕に対する抵抗性が問題になる。この火山が典形的な成層火山であることは，山体に最も深く切り込んだ大沢の谷壁を観察すればきわめて明瞭で，こゝの中腹以上の部分では 100 m 前後の比高の谷壁に，層厚が数 10 cm ないし数 m の 20 数層の溶岩が多少薄目の火山砂礫層と美事な成層状態を呈している。このように薄い溶岩は谷の切り込みがはじまつて断面が露出すると，岩質が多少緻密な場合でも，垂直方向に発達した節理に沿つて比較的容易に崩落する性質をもつ。また溶岩の間に挟まれた火山砂礫層は，地表を覆う最新の火山砂礫層にくらべれば多少固結しているが，これとても断面が露出すると，日射による粘着水の乾燥化や霜の作用などによつて非常に容易に剝離をつゞける。そしてこのような地質の性格が，中腹以上の谷の発達において，崩壊現象のはたす役割を著しく大きなものにしている。

また富士山のすべての谷を通して明記する必要のある事項は，定常流水がほとんどみられないことである。そしてこのことは，滲透性の大きな地層とその単純な構造にすべて起因する。表面流水の発生は，大沢での観察によれば1年に数回程度で，豪雨時や融雪末期にみられるのみである。

2. 谷の分布と様式

放射谷は斜面の高度によつてほぼ3つの型に類型化され，またその分布（第1図参照）は斜面の方向によつて比較的顕著な違いを示す。次にこの火山の斜面を山腹上部，山腹中部および山麓の各部分に分け，それぞれにおける谷の状態を記すことにする。

2.1. 山腹上部（海抜高度特 2,500 m 以上）。この部分では頂上直下に谷頭をもち，谷頭部に近いほど幅の広い，スプーン状の谷が各方向にみられる。この型の谷は一般に海抜高度 3,000～2,300 m の部分で谷が消滅し，そこに砂礫の一時的な堆積部を作つている。これらの中で大沢のみはきわめて特異な存在で，発達が異常にすゝみ，谷が直接山麓まで及んでいる。大沢に準ずる発達を示すのは滑沢で，その他の谷はすべて中腹で終る。西および北向斜面では一般に東および南向斜面にくらべて谷の規模が大きく，堆積部も海抜高度 2,000 m 内外まで低下している。

この型の谷は，与えられた地形，地質条件のもとに，下方の水系網とは一応無縁の形で斜面内で独自に発生する。そこに働く侵蝕営力としては，流水よりもむしろ周氷河気候に特有な霜蝕や雪崩などがより強く作用し，それによつて谷の形成がすゝめられたものと考える。一般に 3,000～2,300 m の部分で谷が消滅するのは，これらの侵蝕営力の作用が上方の斜面におけるほどは活発でないこと，および傾斜が多少緩に

64th.

なることなどによるものであろう。北向斜面の小御岳流し，白草流し，西向斜面の滑沢などでは，谷の末端や谷の両側の森林が砂礫の押し出しによりかなり広く破壊されている部分がある。これはこの方向の斜面にしばしば発生する大規模な底雪崩によるものであり，この型の谷の形成における雪崩の重要性を物語つている。吉田大沢はカール状の窪みをもつ谷で，その規模は大沢に次ぐものであるが，海抜高度 2,600～2,300 m の間に幅の広い堆積部を作り，下流の吉田大沢や燕沢などとは直接連続していない。このため上部斜面で生産された岩屑が急速に山麓へ運ばれることはない。

2.2. 山腹中部(海抜高度約 2,500～約 1,500 m)。この部分の谷は一般に森林限界付近またはそれよりやや下方の海抜高度 2,600～2,300 m 付近に谷頭をもち，幅が狭くて深い谷形を示すのが特色である。谷の幅と深さは下流に向うにしたがつてともに小さくなるが，2，3 の例外を除けば，その延長は山麓部にも幅の狭いやや浅い谷となつて連続する。

この型の谷は"剃屋"がふれているように，山腹上部型の谷とは異なり，主として水蝕により形成されたものである。

その分布は北，西および南向斜面に密で，東，南東および北西向斜面では粗である。東向斜面では流路延長の短い局部的な谷の存在が非常に特徴的であるが，それはこの方面の斜面が宝永火山の噴火(1707 年)にともなう火山砂礫に厚く覆われ，前節で記したような理由によつて，固定した谷の形成があまりすゝんでいないことによる。また北西および南東向斜面では，この型の谷の発達がほとんどみられないが，それはこの方向の斜面に多数の寄生火山が存在し，それらに由来する新らしい熔岩流や火山砕屑物が地表を厚く覆い，また傾斜も比較的緩で局部的な変化が激しいため，谷の自由な発達が阻害されているからである。

2.3. 山麓部 (海抜高度約 1,500 m 以下)。この部分では山腹中部型の谷の延長部のほかに，海抜高度 2,000 m 以下の緩斜面内に谷頭をもつ谷が加わる。いずれも幅と深さの小さい，小規模な谷である。

その分布は山腹中部型の谷の分布傾向に似て，新らしい噴出物からなる北西麓や南東麓の緩傾斜の部分には，きわめて稀れである。これに対して，東麓，北麓および西麓では，きわめて密に分布する。そしてこれらの地域内でも，泥流堆積物などの火山砕屑物が熔岩より広く分布する部分ほど，また地形面の形成時期がより古い部分ほど谷の発達が良好である。

ところで上記の諸型の谷のうちで例外的な発達をとげている大沢は，上記の分類からみると見かけ上は，山腹上部型の谷と山腹中部型の谷とが結合した形のものである。しかしこの谷がはたして，山腹上部型の谷と山腹中部型の谷との単純な結び付きによつてできたものか，山腹中部型の谷の谷頭侵蝕の上方への発展の結果として形成されたものか，あるいは山腹上部型の谷の下方への発展の結果として形成されたものかという点や，他とくらべて異常な発達をもたらした諸要因については，次章の 3 節でふれるように，さらにいろいろな検討が必要となる。

3. 放射谷の末端にみられる堆積地形

山腹上部型の谷では前にのべたように，一般に海抜高度 3,000～2,300 m のまだ傾斜のかなり大きな部分が谷の末端になり，そこに堆積部が形成されている。また山腹中部型の谷で，堆積作用が現在盛んに行われている部分は，第 1 図でもみられるように，山麓縁辺部の下流地帯である。ところで堆積について一般的にみられることは，砂礫の流出量の多い谷ほど下流まで深い谷が刻まれ，堆積部はより遠方の末端部に形成されていることである。しかしこのような谷でも，中流部の火山原面上に新しい小さな堆積部を作ることがまゝある。他方，砂礫移動の少い谷では，比較的高度の大きな局部的な緩傾斜部に堆積部を生じ，そこで谷が終つていることが多い。これらの事実は，火山の谷の形成が一般に高度の大きな急傾斜面内の微地形に左右されながらまず開始され，そこから上流側には谷頭侵蝕の形でのびるとともに，それより下流側にも堆積部を切つて洗掘がおよび，堆積部を次第に下流側へ前進させつゝ，谷が発達して行くも

646

のであることを暗示する。

ところで現在形成されつゝあるこれらの堆積地形の規模は，大沢の下流部に形成されつゝある扇状地にくらべればいずれもきわめて小さい。このことは砂礫を供給する上流の谷の規模を比較してもうなずけることであるが，いくつかの谷の下流部には，これらの谷の現在の侵蝕，堆積営力と直結した小規模な堆積部のほかに，かなり厚い砂礫によつて構成された，段化した多少古い扇状地が南，西および北の各山麓に分布する。それは第1図に示したように，南麓の大淵扇状地(吉原市大淵付近)，西麓の富士宮扇状地(富士宮市東北部)と上井出扇状地(主要部は大沢の現扇状地下に埋り，その周辺に一部が露出する)，北麓の吉田扇状地(富士吉田市南西部)と梨が原扇状地(富士吉田市南東部)などである。

そこで問題になるのは，これらの古い扇状地の形成環境や過程であるが，まず第1には，これらの堆積物が周囲を熔岩流や泥流などの高まりによつて囲まれたポケット状の地形環境の中に堆積したことが共通した事実としてあげられる。また熔岩や火山灰層などとの層位関係からみて，その堆積はかなり長期にわたつており，さらに礫層の成層状態や一部にみられる砂やシルトなどの層の存在から，この堆積物が比較的じよじよに運ばれ，堆積したことが考えられる。そしてこの研究の範囲では，現在の大沢にみられるような砂礫生産の激しい大規模な谷がこれらの扇状地の上方斜面にかつて存在したが，その後新しい火山噴出物によつてそれらの谷が埋められたと推論するだけの積極的な資料はまだ得られていない。

III. 大沢の発達

1. 大沢の概況

この谷が富士山の放射谷中で異常に発達がすゝんでいることについてはすでにふれたが，こゝでは砂礫の生産，運搬，堆積などに関連した簡単な概況の説明を行い，発達過程についての諸問題やそこで働いた諸要因の検討は3節で行うことにする。

大沢は剣が峰西北方の火口壁のすぐ外側に谷頭の上端をおき，それより山麓に至る間はほゞ東西方向の一連の谷を穿う，海抜高度約 800～500 m の間にほぼ 5 km² の広い扇状地を形成している。通常，谷中には表面流水がなく，年に数回程度，豪雨時や融雪末期にのみそれがみられることは前にのべた。扇状地内を通過した流れは，主として上井出付近で潤井川に流入するが，その一部は芝川に流入することもある。

ところで巨視的にみると，現在の大沢は上流より下流に向つて，砂礫の生産，運搬，堆積を主とする比較的明瞭な3区間に分けられる（第2図参照)。

まず御中道渡場（海抜高度 2,450 m）から源頭に至る間は，谷の規模が最も大で，約 100 m の深さの谷底にのぞむ急傾斜の谷壁では，崩壊による砂礫の生産がきわめて活発に行なわれる。こゝでの崩壊は積雪期の一部のわずかな期間をのぞけばほぼ常時行われるのが特色で，融雪期や豪雨時にはそれが一段と活発に行われる。しかし谷底の傾斜が 30°～35° にも達するため，崩落岩屑はその中に不安定な状態で，一時とどまるだけで，多量に蓄積されることはない。そして次の豪雨時には，土石流的形態をとつて容易に下流へと運ばれて行く。御中道渡場より大滝（海抜高度 1,550 m）付近に至る間は，性格的にはそれより上方の谷の延長と考えられる部分で，谷底の傾斜もなお約 25° に達するが，谷壁斜面での崩壊による砂礫の生産は，植生の侵入などによつて，それより上流部にくらべるときわめてわずかである。

次に大滝から岩樋末端部（海抜高度約 900 m）に至る区間であるが，こゝでは谷底および火山原面の傾斜が 5°～10° と大幅に減じ，谷も火山原面を 5～30 m 程度に切り込んだ，比較的小規模なものになる。そしてこの区間は，主として上流部で生産された砂礫が下流の扇状地に向つて移動する場合の通路としての役割をはたしており，この谷の中での砂礫の生産は上流部のそれにくらべればきわめて微々たるものである。

岩樋末端部以下になると傾斜がさらに減じ，大沢の流路は急に開けて，その先に大沢扇状地と呼ぶ広大

647

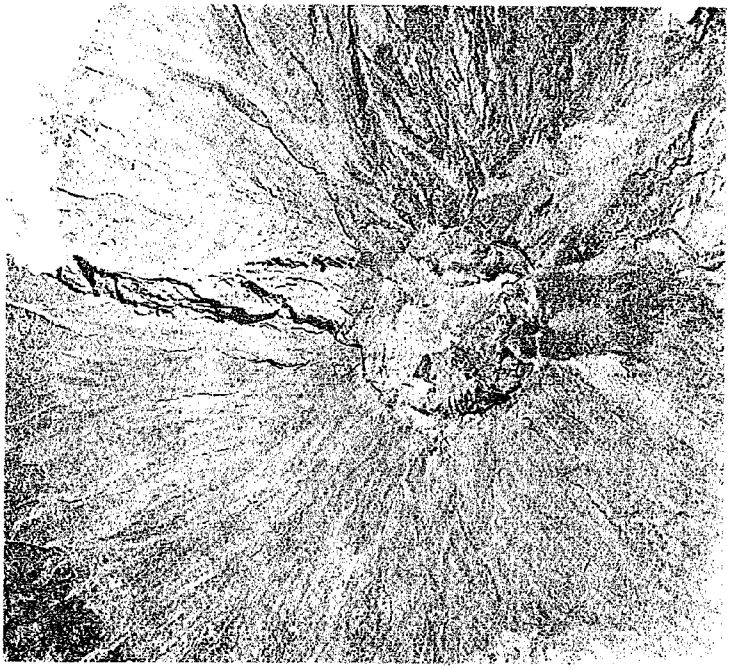


写真1　上空よりみた大沢上流部

〔火口壁の左側から左(西)に向つて走る深い切り込みが大沢の上流部。写真の左辺ぞいに植生限界がみられる。〕

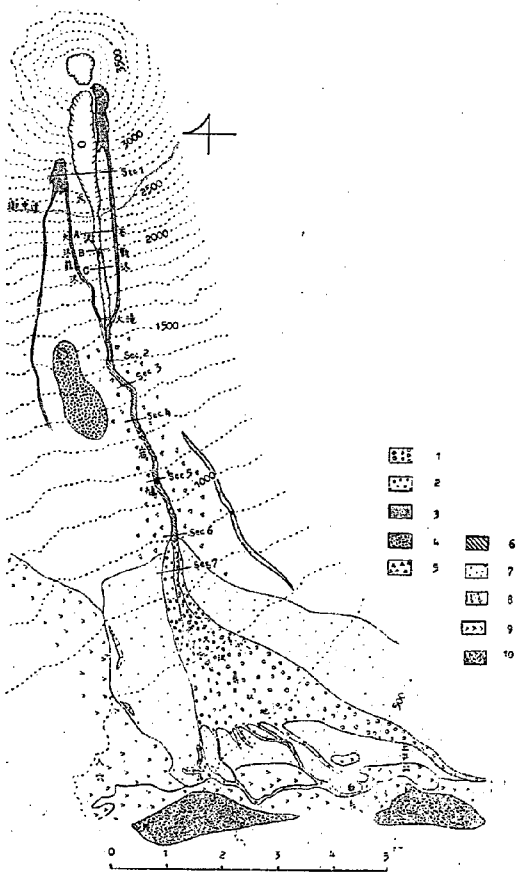
な砂礫の堆積区域を出現させる。こゝは上流より運ばれてきた砂礫の堆積によつて，現在急速に形成されつゝある扇状地で，このため流路の移動が激しく行われ，大規模な出水時にはしばしば新流路が形成される。

2.　大沢における崩壊と砂礫移動

大沢については，現在この谷の中で行われている侵蝕，運搬，堆積の機構を出来るだけ詳しく，しかもそれらを可能な範囲で量的に把握することを目的として，2，3の調査を実施した。調査の対象としては，一応上流部における崩壊と大滝以下の中・下流部を主とする運搬，堆積とに大別できる。このうち前者については，四季をカバーするように年に約10回の現地観察を3年間継続し，その時々にはあらかじめ決められた点での写真撮影を行い，変化の状況を記録する資料とした。後者についてはまず御中道渡場から扇状地に至る間の4カ所で，それぞれ異つた色のエナメルを用いて河床礫の塗装を行い，移動した塗装礫をその後数回にわたつて追跡することにより，運搬および堆積の機構の分析を行つた。また大滝から下流では，砂礫移動の状況を量的に把握することを目的にして，約 100 m 間隔で46本の横断測量を行い，それらはその後3回改測した。なおこれらの調査を通して得られた資料の詳しい分析過程や結果は別に稿をあ

648

第２図　大沢の地形・地質



1. 大沢現河床堆積物
2. 大沢の古い扇状地および段丘砂礫層
3. 剱ガ峰および焼野熔岩
4. 塔塚寄生火山噴出物
5. 凝灰角礫層(Br. 2)
6. 岩樋熔岩
7. 上非出扇状地砂礫層
8. 大沢古期熔岩
9. 山麓部の古期火山噴出物
10. 古富士泥流層

699

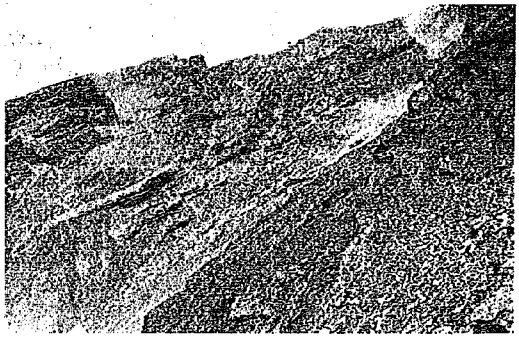


写真2　大沢上流部右岸の谷壁

らためて発表することにし，ここでは結果の要約をのべるにとゞめる。

1)　上流部の谷壁の多くの部分を占める崩壊地は，崩壊の発生頻度と砂礫の生産性が著大である点で本邦の崩壊地の中でも屈指のものであるが，その特色は積雪期の一部のわずかな期間を除けば，ほゞ四季を通して崩壊が不断につゞけられていることである。崩壊の発生誘因となる気象条件は決して単一なものでなく，豪雨のほかにも日射による粘着水の乾燥化，風の力，霜の作用など有力な誘因となつている。このような不断の激しい崩壊を招く素因は，節理に富む薄い溶岩と固結不十分な火山砕屑物との互層からなる地質条件とそれを切つた急傾斜の地形的条件であるが，崩壊によつて生産された岩屑の下流への移動を容易にしている大沢の谷地形全体も，間接的にはこれらの崩壊の発生を促進する役割をはたしている点で見逃すことが出来ない。

2)　崩壊によつて生産された砂礫は，ひとまず上流部の谷底やそのまわりの部分にきわめて不安定な堆積を作つてとゞまるが，その多くは夏や梅雨期の豪雨時に集合運搬的な形をとつて一気に中・下流部へと移動する。このような形の砂礫移動をもたらす降雨は，総降水量の多寡によるものではなく，主としてその降雨強度が問題になる。しかも上流部の雨の降り方が，その発生にもつとも大きな影響を与える。また降雨のほかにも，上流部に貯溜された不安定な谷底堆積物の量やその下に埋められている残雪の状態などが，土石流の発生や規模を支配する要素になつている。

3)　谷の傾斜がそれより上流部にくらべると大幅に減ずる大滝から岩樋末端部に至る中流部は，現在の時点では主として砂礫の運搬帯としての性格を示す部分である。しかし年に1回程度の頻度で発生する大規模な出水時にみられる集合運搬的様式の砂礫移動の場合と，1年に5~6回程度の頻度で発生する小規模な出水時にみられる各個運搬的様式の砂礫移動の場合では，砂礫の移動状況に明瞭な違いがみられた。すなわち，大規模な出水時には上流部から運ばれてきた砂礫の大部分は中流部の河床礫も加えて，中流部の約5km の距離を流下して扇状地へと運ばれ，この間では砂礫の粒径に応じた運搬の選択性はほとんど認められない。一方，小規模な出水時には，上流部からの供給はごくわずかで，一般に中流部の河床に残されている砂礫が移動砂礫の主体をなし，砂礫の粒径に応じた運搬の選択性が認められる。なお谷幅が比較的広い北山林道横断点から上流では，河床礫の局部的な洗掘，堆積の繰返されることが多いが，これより下流の岩樋（溶岩を樋状にえぐつて作られた小規模な谷）では，出水の規模の大小にかゝわらず，砂礫がきわめて容易に流下する傾向を示し，砂礫運搬帯としての性格を常に持ちつゞけている。

4)　細粒の物質をのぞけば，上・中流部から移動してきた砂礫が1回の出水で扇状地の中部以下に運ば

650



写真3　大沢中流部の岩塊

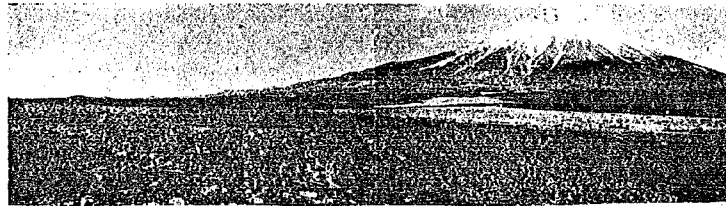


写真4　大沢扇状地

れる量はごくわずかで，その大半が海抜高度 700～800 m の扇状地上部に一時的に堆積する。この傾向は集合運搬的様式の砂礫移動の場合に特に顕著にみられる。しかし砂礫含有率の低い小規模な出水の場合には，この付近でも洗掘されることがある。またこの付近より以下の扇状地中，下部になると流路が次第に固定し，主としてその中で洗掘，運搬，堆積を繰返しながら，砂礫は下流へと運ばれて行く。なお砂礫移動量についての資料をまとめてみると，昭和34年7月から同35年6月までの1年間に，大沢から扇状地まで運ばれた砂礫は 49,000～59,000 m³，さらに扇状地内での洗掘量をも含めて 潤井川に 流入した砂礫は 98,000～108,000 m³ と推算され，また大規模な集合運搬的様式の砂礫移動をもたらした昭和34年8月 13日の7号台風襲来時には，1回の出水で 30,000～40,000 m³ の砂礫が上流から扇状地に運ばれたものと推算された。

3. 大沢の発達

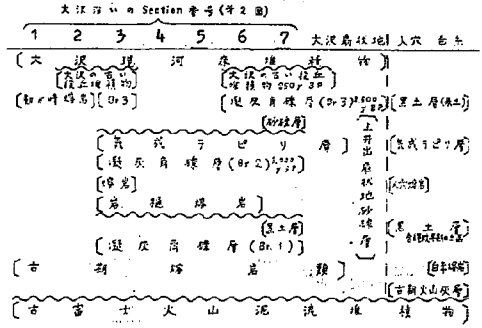
このような大沢の 崩壊と 砂礫移動の現状は，一般の谷でみられる 侵蝕にくらべるとはるかに 激烈である。このことからも，この谷がかなり短期間のうちに発達したものであることが推定される。それならば発達は具体的にどのような過程をたどり，またそれにはどのくらいの時間を 要したものであろうか。これらの問題に対しては，大沢ぞいおよびその周辺地域の地形や地質を詳細にしらべ，さらに年代測定学や考古学の知識をかりることによつて，解決を与えることができる。

大沢ぞいに露出する各種の噴出物と大沢上流部から運ばれた堆積物との 層位関係が明瞭に観察できるの

641

は，大滝（海抜高度 1,500 m）付近から扇状地の末端付近（海抜高度約 500 m）までの大沢中・下流部である（第2図参照）。またこの区間の地層を区分したり対比する上に役立つ鍵層は，大沢の谷底にかなり連続して露出する2枚の熔岩（岩樋熔岩と剣ガ峰熔岩）と気成のラピリ層である。これらを使って各場所の地層を対比した結果は，第1表に要約される。

第1表　大沢沿いとその周辺の地層対比



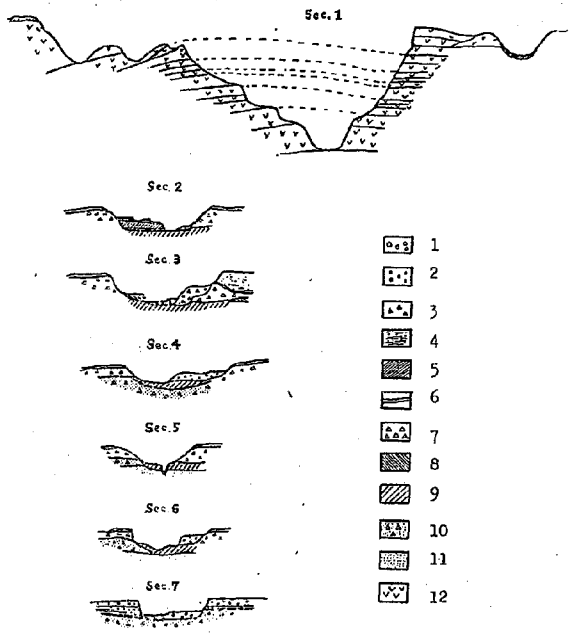
海抜高度約 1,300 m から約 900 m にかけての大沢の谷底にほとんど連続して露出する岩樋熔岩は，海抜高度約 1,300 m より上方では，大沢の北側薄りの大沢前沢にそい火山原面を構成するもので，富士山西斜面の中・上部を作った火山活動のほぼ末期に流出したものと考えられる。そしてこの熔岩は大沢中流部付近では，その下位の火山角礫層（以下 Br. 1 と略称）を刻んだ谷の中に流入している。しかしこの谷は現在の大沢の谷とは位置的に無関係で，岩樋熔岩やそれ以後の噴出物により完全に埋められている。なお大沢扇状地の基底をなす上井出扇状地の堆積物の一部は，この谷から運ばれたものと考える。

ところで現在の大沢中流部（大滝～岩樋末端部）の谷は，第3図で示したように，岩樋熔岩を覆う火山角礫層（以下 Br. 2 と略称）を刻んで作られているので，その形成時代は明らかに Br. 2 の流下後である。この Br. 2 の上には，大沢中流部の右岸にある塔峰寄生火山から噴出したと考えられ，富士山の西麓および西南麓をひろく覆う気成のラピリ層がのる。しかしこの気成のラピリ層は第3図で示したように，大沢の谷壁斜面にはのっていない。一方，現大沢の谷底には，海抜高度 1,500 m の大滝直下から海抜高度約 1,300 m までの間に，大沢の南に隣接する不動沢を下って大沢に流入した剣が峰熔岩が分布する。またこれより下流の谷底には，断片的ではあるが黒色の凝灰角礫層（以下 Br. 3 と略称）が段丘状をなして分布する。そしてこの Br. 3 は扇状地においても，大沢から供給された新らしい扇状地堆積物の直下に 1 m 以下の厚さとなつて存在する。なお剣が峰熔岩および Br. 3 は，ともに上記の気成のラピリ層よりも新しい噴出物である。

このように中流部の現谷底には，上記の2種の噴出物が流入しているので，これらが噴出した時期には，中流部ではすでに現在とほゞ同じくらいの深さまで谷が刻まれていたに相違ない。この谷はこれからのべるように，現在の大沢の前身と考えられるもので，以下古大沢と呼ぶことにする。なお大沢扇状地においては，気成のラピリ層と Br. 3 との間に層理の明瞭な砂礫層がところどころでみられるが，これはその層位からみて，古大沢の形成にともなつて堆積したものと考えられる。またこの砂礫層は現大沢から運ばれた砂礫層にくらべると一般に薄く，また層理がはるかに明瞭な堆積相を示すところから，古大沢形成時の侵蝕は現大沢のそれのように激烈なものではなかつたと推定される。

652

第3図　大沢沿岸の地質（第2図参照）



1．大沢現河床堆積物　2．大沢の古い扇状地および段丘砂礫層　3．凝灰角礫層（Br. 3）
4．成層した火山砂礫層　5．剣ガ峰および焼野熔岩　6．気成ラピリ　7．凝灰角礫層（Br. 2）
8．横岳れき熔岩　9．岩菅熔岩　10．凝灰角礫層（Br. 1）　11．大沢古期熔岩
12．山頂部の古期火山噴出物

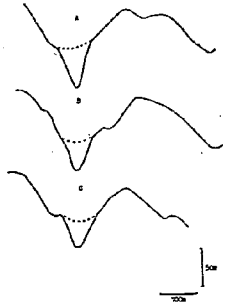
現大沢中流部にみる古大沢の形成時期は，上記のような層位関係にもとずくと，Br. 2 および気成のラピリ層の堆積後，剣ガ峰熔岩と Br. 3 の流下前であることは明らかである。そしてこの間の絶対年代は，Br. 2 と Br. 3 とにそれぞれ含まれる天然木炭を放射性炭素法によつて年代測定したところ，前者については現在より約3,000年前，後者については約2,500年前という数値が求められたので，ほゞこの間の時期と考えられる。またこの両層にはさまれる気成のラピリ層は，西麓の各地で種々の型式の縄紋土器を覆つている。このことから，この層は縄紋末期より新らしい時期に降下したものであることがわかるが，それは年代的に上記の測定値と矛盾しない。

ところで海抜高度 1,500 m 以下の中流部で存在が確認され，形成時代も明らかにされた古大沢は，これより上流の斜面にはどのような形でのびていたであろうか。この問題に対しては，現大沢上流部の横断面形と大沢に隣接する谷の発達状況が解決のヒントを与える。まず海抜高度 1,500～2,500 m の間の大沢の横断面形（第4図）をみると，谷壁斜面の上下で傾斜にかなり明瞭な差がある。すなわち，植生のほとんどな

653

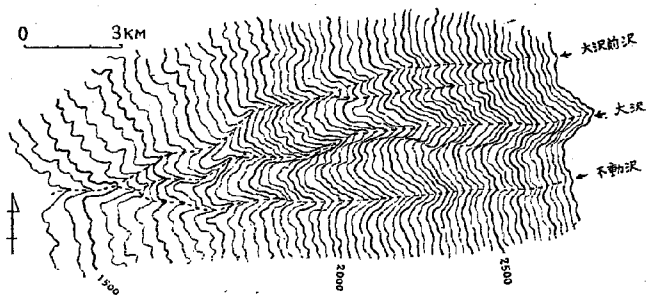
い下部の急峻な斜面は，明らかに現大沢の激しい下刻作用によつて形成されたものであるが，他方，林に蔽われた上部の相対的に緩傾斜の斜面は，下刻作用が現在の時点にくらべるとよほど微弱な時期に形成されたものと考えられる。また大沢とこれに隣接する大沢前沢および不動沢の3つの谷の発達状況をくらべてみると，第5図でみられるように，海抜高度約 2,500 m 以下の部分では，谷の深さや幅などの点でこの3者の間にはそれほど顕著な差がみとめられない。しかし海抜高度約 2,500 m 以上の部分では，大沢以外の2つの谷は深さを著しく減ずるのに対して，大沢のみは深さと幅をさらに増し，異常な発達をとげている。

第4図　大沢上流部，海抜高度約 1,850 m～2,200 m 付近の横断面形（第2図参照）



このような点からみると，古大沢の谷形は大沢に隣接する2つの沢とほゞ同型の谷，すなわち，前章にのべた山腹中部型の谷に相当するものであつたと考えられる。しかしこの谷の頭がどの位の高度に達していたか，またこの谷の上方に山腹上部型の谷が別個に存在していたかどうかは，その後の侵蝕が著しくすゝんでしまつたため，実証することが出来ない。たゞ海抜高度 3,000 m 付近の大沢左

第5図　大沢と隣接する沢の発達状況

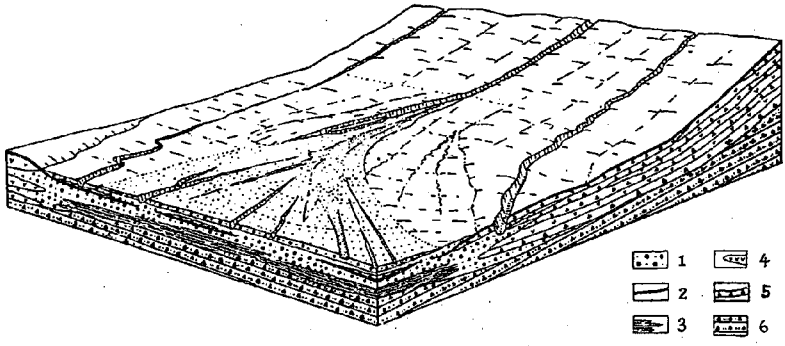


岸で，劔ガ峰熔岩が緩く大沢側に流れ落ちかゝつていることからみると，この付近まではまだ浅い凹みがつゞいていたものと推定される。

ところで現大沢の発達に由来する大沢扇状地を構成する砂礫層は，言うまでもなく大沢ぞいの地質のうちではもつとも新しいものである。この大沢扇状地砂礫層は，巨礫を含むことと未固結であることによつて，他の砂礫層，たとえば大沢扇状地の基底を作る上井出扇状地の砂礫層と容易に識別することができる。そしてこの砂礫層は扇頂部付近で段化した古いものと，現河床に堆積する新しいものとの2つに分けられ，両者によつて構成された合成扇状地を作つている。すなわち，扇頂部付近では古い砂礫層からなる扇状地は段丘化し，新らしい砂礫層はそれを切つた現河床に堆積するが，扇央部以下では新らしい砂礫層が古い砂礫層の扇状地面を覆いつゝ下流側にひろい新らしい扇状地を発達させている（第6図参照）。このうち新しい砂礫層は多くの地点で数枚の植物の根系層を介在させていることから，その堆積がある間隔をおいて何回も行われたことは明らかである。これに対して扇頂部付近で段化した古い砂礫層は，層理がほとんどみられない乱雑な堆積状態を示し，時間的間隙をもたずに急激に堆積したものと考えられる。このよ

654

第6図　大沢扇状地のブロックダイアグラム



1. 砂　礫　層　　2. 気成ラピリ層　　3. 細粒物質堆積層
4. 熔　　岩　　5. 火山角礫層　　6. 古富士泥流層

うなことからみると，古い砂礫層は現大沢の発達初期に，土石流的形態をとつて一気に流下してきたものようであり，それは何等かの原因によつて古大沢の上方（それが地形的にみて古大沢の谷頭部に含まれる部分であつたか，あるいはそれより上方の部分であつたかは不明である）に発生した大崩壊によつてもたらされたものと考えられる。この結果，古大沢の上流部は著しく拡大するとともに，上方に向つても急速に前進することにより，現大沢の谷へと移行し，その後はそこで現況とほゞ同様の激しい侵蝕が連続的にすゝめられるようになつたものと考えられる。

ところでこのようなかば突発的な大崩壊を契機として，現大沢の谷の発達が開始されたのはいつ頃であろうか。この点については，扇頂部付近の段化した古い扇状地堆積物の最下底の砂層から採集した2つの流木片を，放射性炭素法によつて年代測定した結果[6]，現在から 950±60 年前という値を得た。このことは上流部に大崩壊が発生し，現大沢の谷の発達が開始されるようになつたのが，ほゞ1,000年前のことであることを物語つている。

ところで現大沢の発達の契機となつたこのような大崩壊は，どのような原因によつて惹起されたのであろうか。これについてはまず大沢のある西向斜面が他の方向の斜面にくらべてより急傾斜であること，また新しい火山噴出物が少いことなどの，谷のより急速な発達を促す一般的な条件が想起される。しかしこれらの条件は，隣接する沢と比較すれば明らかなように，大崩壊とその後の発達についての顕著な差違をもたらしたすべての原因とはなり得ない。このため発達の初期に，何等かの局所的な突発的事変，たとえば火山爆発とか大地震にともなう変位が現大沢の上流部で起り，それがきつかけになつて，以後急速な発達過程をたどるようになつたのではないかということが一応考えられる。しかしこのような事変を直接的に証明するような事実は，本研究の過程ではまだ何も見出されていない。そしていまの段階では，大沢扇状地の扇頂部付近でみた古い砂礫層の性格が，間接的に形成初期における上記のような突発的事変の可能性を暗示するものではないかとの推論を下すにとゞめる。

4. 大沢の侵蝕量

富士山のような新しい火山の谷では，原地形面が明瞭な形で周囲に残されているので，それを延長してはじめの地形を復元することが比較的容易で，これによつて発達の初期から現在に至るまでのおゝよそ

657

の侵蝕量を求めることができるとともに，さらに時代を示す資料が得られる場合には，それを利用して侵蝕速度を知ることも可能である。次にこのような観点から，現大沢の侵蝕量を地形計測によつて求めてみる。なおこの作業には，昭和33年に静岡県が作成した空中写真測量による5,000分の1の縮尺の地形図を用いた。

大沢の谷の容積は，両岸に広く残されている火山原面の等高線を単純に結んで原面形成時の地形を復元し，それと現地形との差を出すことによつて求めた。しかし問題を形成時代が明らかな現大沢に限定する場合には，前記の値から古大沢の容積を差し引く必要がある。この古大沢については，海抜高度約1,500m以下の中・下流部では，その谷形が現大沢のそれとあまり変らないので一応考慮外に置き，これより上流部についてのみ考慮すればよい。そしてこの容積は，前節でのべたような理由から，隣接する不動沢のそれとほゞ等しいと仮定し，全容積からそれを差し引くと，$656\times10^7m^3$という値が得られた。すなわち，現大沢の谷は約1,000年の間に，$6.5\times10^7m^3$の物質を侵蝕し去つたことになる。

ところでこの侵蝕に由来する大沢扇状地の砂礫層は，どの程度の量に上るであろうか。この砂礫層の厚さは，海抜高度900～650mの間では平均6m，海抜高度650～400mの間では平均1mとみられるので，この値にそれぞれの分布面積をかけて総量を求めると，おゝよそ$1.5\times10^7m^3$となる。これを上記の現大沢の侵蝕総量とくらべてみると，前者のみかけ上の容積は，後者の容積の約20%にしかあたらない。しかし前者は空隙率の大きな二次的堆積物なので，その真の量は上に示した値よりも小さくなるにちがいない。したがつて扇状地に堆積した物質の量は，上流から流下した物質のそれの20%以下であり，当然，残余の多量な物質は扇状地を通過してさらに下流に流下したものと推定される。昭和33年から昭和35年にかけて実施した砂礫移動についての調査でも，大規模な土石流的形態の砂礫移動のみられた昭和34年の7号台風襲来時をのぞけば，大沢扇状地の河床変動には明瞭な洗掘の傾向がみられた。これらのことから，扇状地に堆積する物質は上流から運ばれた物質のごく一部にすぎず，それは大規模な出水時に粗粒な物質が主として主流路から分流して堆積するもので，他の大部分の物質はさらに下流に順次運ばれて行くものと考えられる。なお類似の傾向は，常願寺川の扇状地においてもみられた[7]。

IV. 結　語

以上，この研究で得られた結果をまとめれば，次のようになる。

1) この火山の谷の様式は，大別して山腹上部型，山腹中部型および山麓型の3つの類型に分けられる。これらの谷の発達を規定する基本的な条件は，いうまでもなく地形および地質などの土地条件と気候条件であるが，発達の初期におけるこのような類型化をもたらすのに，より大きな役割をはたすものは気候条件であると考える。すなわち，この火山では気候の垂直的変化が大で，それにともなつて侵蝕営力の内容も場所によつて相違する。たとえば山腹上部では，雪崩や霜蝕が主要な侵蝕営力となり，この働きのもつとも強力な上部から山腹上部型の谷の形成がはじまる。一方，山腹中部型や山麓型の谷は，上記の侵蝕営力が弱まり，地表流水の集中度が高まる中腹以下の部分で，主として水蝕の働きによつて形成がはじめられる。そして地形および地質などの条件は，これらの谷の水平的な位置と，発達速度や規模を決定する上で，重要な条件となつてくる。

2) このような過程で形成のはじまつた谷も，ある発達段階に達すると，上流部では与えられた地形・地質条件に起因する崩壊現象の活潑化によつて，侵蝕が急速に激烈なものとなる。たとえば大沢上流部のように，谷が成層した火山噴出物を切つて長大な急傾斜の谷壁を作る段階に達すると，雪崩や霜蝕のほかに降雨，日射にともなう粘着水の乾燥化および風の作用などによつても容易に崩壊の発生をみる。しかもこの場合，谷が山麓まで連続的に通じていることが，崩壊によつて生産された岩屑の移動を容易にし，そのことが間接的に侵蝕を促進する原因になつている。

3) 大沢の発達史は，山腹中部型の古大沢の形成によつてはじめられる。この谷は約3,000年前に形成

656

が開始されたが，約1,000年前にその源頭部付近で大崩壊が発生し，これを契機にして以後侵蝕が飛躍的に急速化した。この段階の谷を筆者らは現大沢と呼んで前者と区別したが，この現大沢の谷では約1,000年の間に，6.5×10^7 m³ の物質が侵蝕し去られた。

4) 現大沢は滲透性の著しく大な地質条件に起因して定常的流水がみられず，砂礫移動は主として豪雨時に集合運搬的様式をとつて行われている。この場合には，砂礫が上流部の谷底から山麓の扇状地に至る約数 km の間をほぼ一気に流下し，粒径に応じた砂礫の選択的運搬はほとんどみられない。なお昭和33年から昭和35年にかけて実施した砂礫移動調査によれば，上流部から山麓の扇状地まで運ばれた砂礫の推定量は年平均 $5\sim6\times10^4$m³ である。

5) 現在，山麓には形成途次にある広い扇状地が存在するが，こゝに堆積している砂礫の総量は，上流から運ばれて来た物質のわずか20%以下にしかすぎない。このことは扇状地が上流から運ばれて来た物質のごく一部が堆積することによつて形成され，残余の大部分の物質はさらに下流に運ばれて行くことを物語つている。なおこのような傾向は，3年間の砂礫移動についての調査でも確認された。

この研究をすすめるに当つて，筆者らは多くの方々のお世話になつた。多田文男教授からは，調査全般を通じて様々の援助と助言を与えられた。またお茶の水大吉田栄夫講師，東大地理学教室大学院学生小池一之，内藤博夫，鶴見英策，野上道男，角南泉，守屋以智雄などの諸氏には，野外調査や資料検討などの面を通じて多くの協力を得た。更に静岡県当局や静岡営林署からは，野外調査に当つて多くの便宜を与えられた，ここにこれらの各位に対して，深く感謝の意を表する次第である。

参考文献

1) 津屋弘逵：富士山の地質学的並に岩石学的研究，地学雑，. Vol. 52, No. 618, 1940.
2) 津屋弘逵：大沢沿岸地域の地質と大沢崩れの発達，静岡県，1959.
3) Br. 2 の天然木炭の年代については，津屋教授が科研の 島誠氏に 測定を 依頼 し（前掲2参照），Br. 3 のそれについては 筆者らが学習院大の木越教授に測定を依頼し，求められたものである。
4) 測定は学習院大の木越教授に依頼した。
5) 町田洋：荒廃河川の侵蝕過程—富幕寺川の場合—，地理評，Vol. 35, No. 4, 1962.

657

Tephrochronology による富士火山とその周辺地域の発達史

——第四紀末期について——

(その1)

町　田　　洋*

Tephrochronological Study of Volcano Fuji and Adjacent Areas

By

Hiroshi MACHIDA

Abstract

Mt. Fuji, the highest peak in Japan, is one of the largest and most typical strato-volcano of basaltic composition. It was shown in a previous paper (Tsuya, 1940) that this volcano consists structurally of three parts, "Komitake", "Old Fuji", and "New Fuji", erupted successively in the order mentioned. This result was obtained from geological and petrological studies of the volcanic ejecta, especially of lava flows and mudflow deposits. As yet few investigations have been carried out on the stratigraphy of pyroclastic fall deposits or "tephrochronology", although such studies help to clarify some of the remaining problems such as the chronology and the nature of volcanic activity and chronological relationships between the evolution of the landform of the adjacent areas and the development of the volcano itself.

In the present paper, the writer deals first with the stratigraphic division and chronology of the pyroclastic fall deposits on the lower slopes of the volcano and its surroundings, and then applies these results to the chronology of the activities of the volcano.

1) Attention has been paid to the time gaps during deposition as indicated by soil profiles and slight unconformities. Consequently the pyroclastic fall deposits are divided into three groups; the older tephra, the black humic ash and the younger tephra (Fig. 2). These groups represent the old activity, quiescence, and younger activity respectively. The distribution of the younger tephra is shown in Fig. 4 and certain beds are shown in more detail in Fig. 3. Their volumes are tabulated in Table 1.

2) Both human remains, such as stone instruments and pottery, and the results of carbon-14 dating afford information regarding the absolute age of the tephra groups. From these results it is inferred that the older tephra were erupted during the upper Pleistocene or the last glacial age, and that the black humic ash was formed from approximately the

* 東京都立大学理学部地理学教室

658

beginning of Holocene to middle Holocene, and the younger tephra were erupted later.

3) The horizons of various volcanic ejecta were ascertained as follows; The mudflow deposits of the "Old Fuji" volcano (in the Tsuya sense) are found conformably within the layers of older tephra, and many of the earliest lava flows of the "New Fuji" volcano are found in a horizon in the top part of the older tephra or near the base of the black humic ash layers, and finally various new lava flows with a considerable proportion of pyroclastic flow deposits, which are exposed on the flanks, are found within the layers of the younger tephra. These results are illustrated in Table 2.

4) From these facts it is pointed out that the activity of Volcano Fuji are chronologically divided into three stages; 1) Older Fuji I, 2) Older Fuji II, 3) Younger Fuji. The first stage is characterized by explosive activity, erupting a large amount of pyroclastic "fall" as well as "flow" deposits attended by basaltic lava flows at several altitudes. The second stage of activity comes successively from the predecessor. The activity is considered to be mostly effusive, erupting a large number of basaltic lava flows with a small amount of pyroclastic material. A long quiescence, in which only fine ash fell intermittently, was followed by the last stage of activity, which was a mixed type of eruption in which lava flows and pyroclastic materials both play significant parts. These results are summarized in the right column of Table 2.

I. まえがき

大規模な成層火山は，単一の火山の噴出物の累積によつてできている場合は少なく，その下には基盤をなす山地が高まつていたり，時期を異にするいくつかの火山がかくされていることが多い。日本の火山のうちで最も巨大な富士火山も，地形的には一見，単一の成層火山のようにみえるが，現在の富士火山（新富士）の下に，古富士，および小御岳と呼ばれる2つの旧火山体がかくされてできていることが，津屋(1940 a, b)によつて明らかにされた。この津屋の研究は，火山噴出物のうちとくに熔岩と集塊質泥流堆積物を対象にした地質学的研究，ことに岩石学的研究を主軸とするものであつて，富士火山の研究史の上で画期的なものであつた。

津屋によると，小御岳，古富士，新富士の各火山活動の間には，2回の沈静時代があつたと考えられたが，それは噴出物の岩質の相違や山体の開析の程度から論ぜられたものである。この3火山の区分のうち，とくに古富士と新富士とを区別するに至つたのは，噴出物の岩質のちがいのほかに，山麓の諸地域に分布する泥流堆積物とその上にのる熔岩流との間に，不整合関係などの，噴出時代に長い時代的間題があつたと推定させる事実にもとづいている。しかしながら，火山の中心部からかなり離れた山麓で特定の噴出物に認められるこの種の事実は，必ずしも火山活動の沈静または休止をものがたるものとはいいがたい，たとえば，その後津屋 (1962) が報告したように，海抜 1,000 m の火山中腹の隧道内では，岩質と噴出物の種類とから区別される古富士・新富士両火山噴出物は，整合的に接している。このような諸点からみると，古富士と新富士との境界付近の問題を含めた，この火山の活動史については，われわれはまだ正確な知識を必要とする段階にあるといえよう。

一方，南関東に分布する関東ローム層の上部は，主に富士火山に由来すると考えられ，段丘の地形発達と結びつけて層序区分されたが，各ローム層が火山形成史のうちのどの時期の活動によつてもたらされたものかは，まだ厳密には解明されていない。この問題は火山の発達史と平野の地形発達史との結びつきを知る上に，きわめて重要である。

6459

これらの問題をとくためには，いままでこの地域では系統的な研究の行なわれなかつた，降下火砕物に注目し，その層位学的研究——Tephrochronology——をこの火山に適用することが有効であると考えられる。Tephrochronology が，洪積台地の地形発達をとく手段として最もよく利用されたことは周知のとおりである。最近では降下火砕物の給源火山についても，その活動史を知るために試みられるようになり，北海道の諸火山や伊豆大島などで多くの成果を挙げた。富士の山麓には多量の降下火砕物が分布しているので，これを用いることによつて，火山活動史と周辺地域の新しい時期の地形発達史は，従来よりより正確に組み立てることができるに違いない。

筆者は 1958 年から 1961 年までの間，富士山大沢崩れの調査に携わつた。そのとき以来，上記の問題に関心をいだき，富士山麓とその周辺地域において降下火砕物の層序と諸種の火山噴出物の層位についての資料を集めてきた。その結果，富士火山の洪積世末期以降の発達史について，従来の所説とは若干異なつた結果をえるに至つた。この報告では，まず第 1 に，種々の火山噴出物のうち降下火砕物のみをとりあげて，その編年とそれに関連した問題とを扱い（第 2，3 章），次に層序区分された降下火砕物と火山体をつくる各種噴出物との関係をのべ（第 4 章），火山の発達史を組み立てることを試みた。

この研究をつうじて，筆者は多くの方々から受けたご好意とご援助とを忘れることができない。多田文男教授，岩塚守公助教授はじめ東京大学地理学教室の方々には，大沢崩れの調査をつうじてこの研究の端緒を与えられた。村田貞蔵教授，中野尊正教授はじめ東京都立大学地理学教室の諸氏および小池一之氏とは，野外調査をともにし，また討論を重ねるなど多くを得た。とくに貝塚勁教授にはテフロクロノロジーの基本的方法を学び，多くの示唆を与えられ，さらにこの稿の内容についても検討して頂いた。また，鈴木恒治氏には，編年上極めて重要な意義をもつ古代人類遺物の出土層位につき貴重な資料を提供され，現地調査に際して数多くの便宜をうけた。また，大沢崩れの調査以来，静岡県当局，とくに総合開発課，消防防災課，および東京営林局治山課の諸氏からは多くの便宜と援助とをうけた。また大越トシさんにはこの稿の図版を作成していただいた。これらの方々に対して，ここに厚く感謝の意を表する次第である。

II. 富士火山の降下火砕物の層序と編年

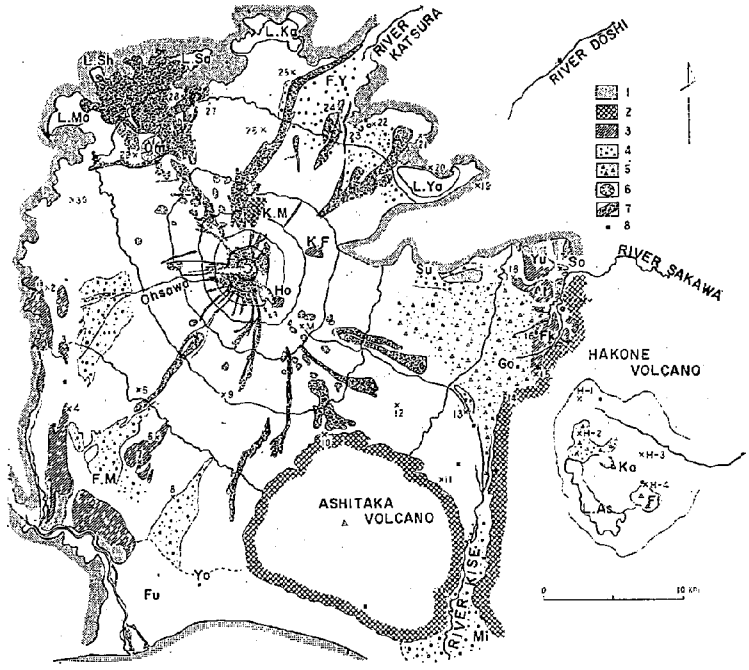
1. 降下火砕物の概況

関東南部の武蔵野・立川両ローム層は，従来その鉱物組成や厚さの変化の様子などから，富士火山に主として由来すると考えられてきた。その厚さは武蔵野では 6～7 m，相模野では 15 m と西へ進むにつれて増加し，それとともにローム層中のスコリア粒子も大きくなり，無層理であつたものが成層するようになつてくる。そして供給源に近い富士東麓の湯船原から須走，山中湖周辺では，数十 m もの厚い成層した粗粒スコリア層が基盤の上にのつている。山麓の降下火砕物の厚さは，このように東～東北側に著しく厚く，それより南するに従い，また北するに従い急に薄くなる。西麓ではわずかに 2～3 m 位となる。このような非対称的な分布は，上層風の卓越方向に影響されたものであることはいうまでもない。

ところで，富士山麓に大略このように分布する降下火砕層については，最近になつていくつかの研究報告がみられるようになつた。加藤（1961）は土壌母材としての観点から，山麓ほぼ全域にわたる表層地質を記載した報告の中で，降下火砕物と熔岩や砂礫層との関係にふれている。また，岩塚・町田ら（1961，1962），望月・鮫島（1960，1961）は，大沢崩れの報告の中で，西麓の新しい降下火砕物の分布と時代とを述べ，鈴木（1963）は北麓の桂川沿い，志村（1960）は東麓について，それぞれ降下火砕物と諸堆積物との層位関係を報告している。しかし，これら各地で観察される降下火砕層の層序区分や，降下時代，分布などについては，系統的にはまだ解明されていない。たとえば，沖積世の降下火砕層と洪積世のそれとの区分の問題や，富士から東方の地域の関東ローム層との対比などの問題は，厳密には明らかにされていないのが実情である。

ところで，富士火山の山麓各地には，第 1 図に示したように，富士の新しい噴出物からなる裾野よりも

660



第1図　富士火山とその周辺地域

1. Tertiary mountains. 2. Komitake, Ashitaka and Hakone volcanoes. 3. mudflows and other pyroclastics of the Old Fuji volcano. 4. alluvial fans. 5. Gotemba mudflow deposits. 6. parasitic cones 7. the latest lava flows. 8. localities of human remains. ×1～30 ; localities of columnar sections in Fig. 2. ×H1～H4 ; localities of columnar sections in Fig. 7. ×M ; locality of Fig.5.
Fu, Fuji(city). Yo, Yoshiwara. F.M, Fujinomiya. Mi, Mishima. Go, Gotemba.
Fk, Fukasawa. At, Atano. Yu, Yufunehara. Sg, Suganuma. So, Suruga-oyama.
Su, Subashiri. F.Y, Fuji-Yoshida.
K.M, Komitake. K.F, Ko-Fuji. Ho, Hoei-san. Om, Ohmuro-yama.
L.Ya, Yamanaka-ko. L.Ka, Kawaguchi-ko. L.Sa, Sai-ko. L.Sh, Shôjin-ko. L.Mo, Motosu-ko. L.As, Ashino-ko. Ka, Kami-yama. Ft, Futago-yama.

高位に，いわゆる古富士や箱根，愛鷹火山あるいは下部洪積統などからなる台地，丘陵がある。富士の降下火砕層の標準的な層序区分は，火山の裾野においてよりも，それに接するこれらの地域で確立される必要がある。裾野では種々の層位に新しい火山噴出物が挟まれているため，ごく上位の層準の降下火砕物しか観察できないのに反し，周辺のこれらの地域では，古いものまでより完全な層序を観察することができるからである。

667

降下火砕物から火山活動の推移を読みとる場合，それの最も厚い東麓地域における層序区分が最も重要である。活動史を高い精度でよみとることができると期待されるからである。そこで以下，第1に東麓について記載し，ついで他の地域に及ぶことにする。層序区分には，堆積の不連続を示す事実や鍵層をえらんで，それらの分布を追跡した。年代を知るためには，古代人類遺物の出土層位と C^{14} 年代とを利用した。

第2図は，山麓各地における降下火砕物の代表的柱状図である。とくに，その上部を中心に示した。

2. 山麓各地の降下火砕物の層序

1) 東麓 御殿場から駿河小山の周辺には，富士の裾野より高い数段の台地，丘陵が発達する。丹沢山地や箱根火山の山麓，および湯船原や阿多野などの台地がそれである（第1図参照）。いずれも数十m に達する厚い降下火砕物におおわれている。

これらの丘陵・台地のうち，湯船原は，降下火砕物の保存がよいため，富士の古い降下火砕物や箱根の降下火砕物の層序を確立し，両者の関係をみる上で重要な地域である。この台地は，津屋（1942）によって下部洪積統と考えられた湯船層が基盤をなす。この地層の上部には，多量の降下火砕層が含まれており，津屋はその給源を箱根外輪山と予想した。この上位には，明らかに富士火山に由来するとみられる，厚さ 80m 余りの降下火砕層がのる。これと湯船層との関係は津屋によれば不整合である。富士火山の活動初期に関連した問題は，あらためて論ずる予定であるので，この報告で対象にするのは，湯船層より上位の降下火砕層に限ることにする。

厚さ 80m 余りのこの降下火砕物は，湯船原，須走，山中湖付近では，1枚の厚さ 30～40cm 位の粗粒のスコリア層がおよそ数百枚も重なったもので，みごとな層理を示す。多量の降下物質ではあるが，スコリア層相互の関係はほとんど整合である。しかし，その上部層は一般に下部層に比べて黒褐色を呈し，腐植にややとむ。とりわけ，地表から4～6mの深さにある，厚さ約1～1.5m の顕著な黒色腐植質火山灰層が目をひく（第2図の 12～19）。このほかに，これに似た黒土層はみられない。

この黒色腐植質火山灰層はかなり固くしまり，腐植にとむ粘土質の地層で，橙色の風化スコリア粒を点在させる。一般に黒色であるが，時には暗褐色のこともある。その下部は漸次暗褐色から褐色の「ローム」様火山灰に変り，さらに赤褐色の粗粒スコリア層にうつり変る。また上部は，比較的急激に粗粒の褐色スコリア層に変る。この黒色腐植質火山灰層は，御殿場付近の扇状地状裾野をのぞいて，ひろく東麓一帯に追跡され（第2図），さらに箱根や丹沢，相模野においても認めることができる。後で詳しく述べるように縄文早期～前期の土器を出土し，沖積世初期の火山活動の静穏期に降下した，火山灰を母材とする埋積土壌である。

したがって，富士の降下火砕物を区分する上に最も重要な鍵層であるので，ここではこの黒色腐植質火山灰層をとくに**富士黒土層**（または簡単に黒土層）と呼ぶ。またこれより下の降下火砕物を，**古期富士降下火砕層**（または簡単に古期 tephra），上を，**新期富士降下火砕層**（新期 tephra）と呼ぶことにする。

なお，志村（1960）も東麓の火山噴出物の層序区分を試みたが，それと比較すると，ここで定義した古期 tephra は「古期火山砂礫層」下部のとくに風成の部分に，新期 tephra は「新期火山砂礫層」と「古期火山砂礫層」上部にそれぞれ相当すると考えられる。志村が火山砂礫層を新期と古期に区分する基準にした「新期泥流」は後述の「御殿場泥流」に相当するもので，新期 tephra に挟まれる火砕物である。

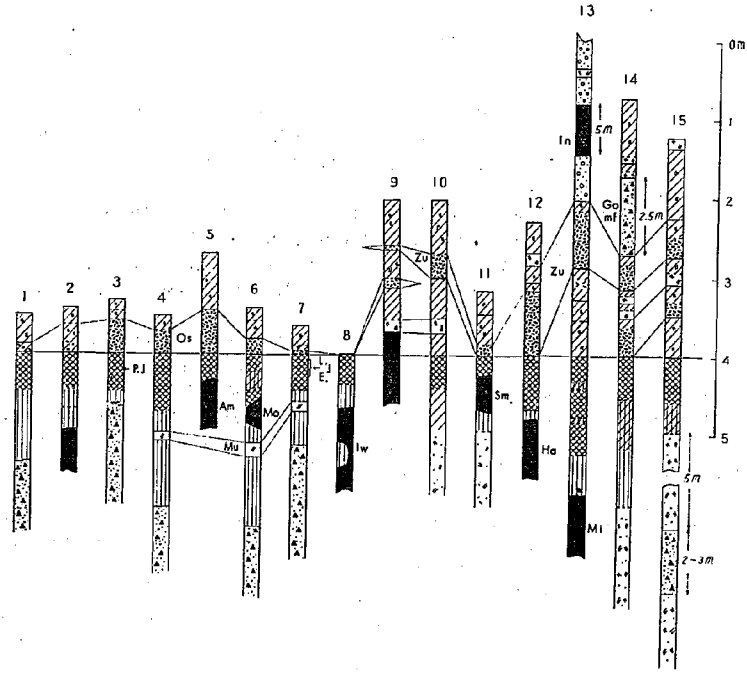
古期 tephra は，湯船原東部では湯船層の上にのり，厚さは 80m 内外，よく固結した粗粒の赤褐色スコリア層からなる。数十cm の厚さの粗粒スコリア層とその風化帯とみられる細粒物の多いスコリア層とが数百枚ほど互層し，みごとな層理をなす。なお，数多くの小断層が発達している点は，各地で観察され，古期 tephra の1特徴である。

なお，湯船原南部や阿多野以南の台地の骨格は，火山角礫岩層から作られている。この堆積物の上には古期 tephra の上部がのっているが，詳しい層位関係については第4章でのべることにする。

662

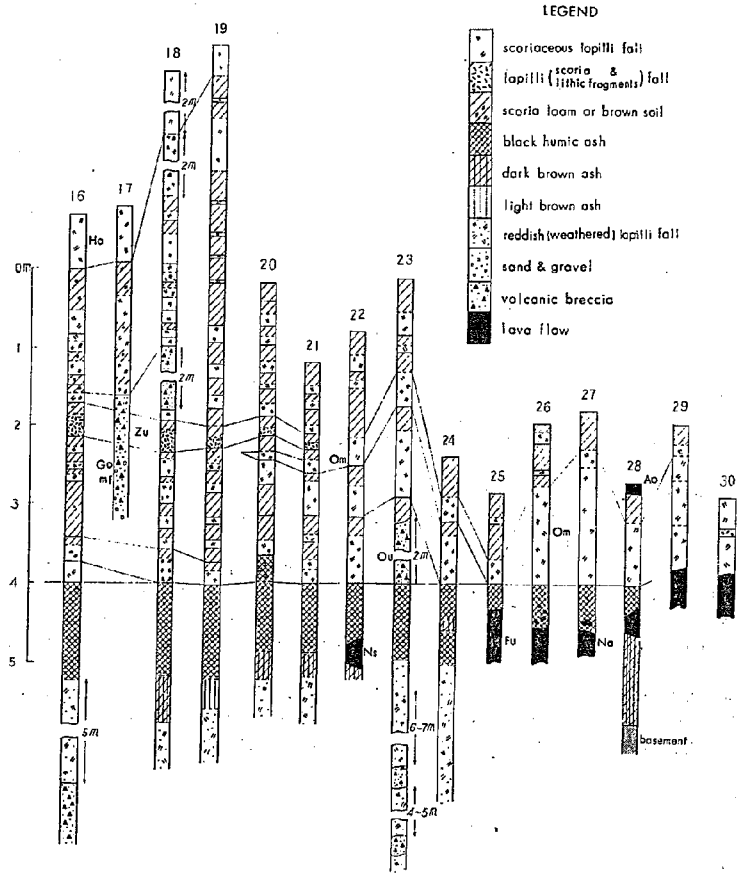
新期 tephra は，湯船原の西部で 5 ～ 6 m，山中湖南岸山地斜面で 6 ～ 7 m の厚さをもち，古期 tephra に比べると全体として暗色を呈する。古期 tephra と同様，粗粒のスコリア層とその風化土壌とみられる細粒物の多いスコリア・ローム層とが，10 数枚～20 数枚ほど互層する（第 2 図，15, 16, 18, 19）。粗粒スコリア粒子の風化はあまり進んでいないことが多い。

古期 tephra 中にはいまのところ鍵層となる特色のある堆積層は見出されていないが，新期 tephra 中にはひろく追跡できる鍵層が 1 枚ある。これは，湯船原から東山の付近では新期 tephra のほぼ中央部に位置し（第 2 図，15, 16, 18），角張った石質岩片を多く含む，灰色ないし黒色のスコリア層で，基底近くに黄橙色の変質したラピリを伴なう点にも特色がある。一般に下半部は粗粒で，篩分けはかなり良好である。これより上・下の降下火砕層には黄褐色のスコリア層が多く，色の点，石質岩片を伴なう点，篩分け



第 2 図　富士山麓の表層地質断面図（地点番号は第 1 図に示す。）配列の順序は
Os, Ohsawa lapilli.　Mu, Murayama lapilli.　Zu, Zunasawa lapilli.　Ho, Hoei lapilli.
Am, Ammo-yama lava.　Mo, Motomurayama lava.　Iw, Iwabuchi lava.　Sm, Shimowada lava.　Ha, Hataoka lava.　Mi, Mishima lava.　Ns, Nashigahara lava.　Fu, Funatsu lava.　Na, Narusawa lava.　Ao, Aokigahara lava.
Go mf, Gotemba mudflow deposits.　Ou, Explosion breccia of the Ô-Usu parasitic cone.
P.J., Proto Jômon.　E.J., Early Jômon.　L.J., Later Jômon.

66B



西麓から反時計廻り。赤色ラピリの成層状態は詳記していない。)

1. Tanuki-ko. 2. West of Hitoana. 3. Shiraito. 4. Taiseki-ji. 5. Ammo-yama. 6. Motomurayama. 7. Minowa. 8. Anagahara. 9. Tenshōkyō. 10. Jūrigi. 11. Imasato. 12. Inno. 13. Itazuma. 14. Morokubo. 15. Higashiyama. 16. Rengeji. 17. Suganuma. 18. Ohmika. 19. Hirano. 20. Nagaike. 21. Uchino. 22. Nashigahara. 23. Shibokusa. 24. Araya. 25. Funatsu. 26. South of Funatsu. 27. Narusawa. 28. Yakemagahara. 29. Ohmuro-yama. 30. Asagirihara.

669

の点などで容易に識別することができる。この難層をこの報告では分布の中心地の名をとって砂沢(スナサワ)ラピリ層と呼ぶことにする。その等厚線図をえがいてみると，第3図のようになり，山頂から東南東の方向に軸がある。等厚線の形からみて，噴出口は山頂火口であろう。なお，このラピリ層は後述のように御殿場付近では，扇状地地形をつくる御殿場泥流堆積物の下位になる（第2図，14，18)。また神場～駒門付近ではその風化層が硬化し，いわゆるエカスマサ（加藤・近藤，1960）という一種の盤層となつている。

砂沢ラピリ層の上位の tephra は，下位に比べて明色を呈し，1枚の厚さもやや厚いことが多い。御殿場付近では4枚ほどに分れるが，中腹に行くと数を増す。いずれもかなりよく似た褐色～赤色のスコリアである。また砂沢ラピリ層の下位の tephra は，色，粒度，石質岩片の多寡などの点で互いに異なつたラピリ層数枚からなる。東側の中腹ではほとんど露出していない。

2) **北麓**　忍野北方や桂川沿いの山地斜面には 10～15 m 内外の厚さの降下火砕物がのる。ここでも東麓と同様に地表面から約3～4 m の深さに厚さ1 m 位の黒土層があつて，降下火砕物を古期と新期とに2分することができる（第2図，20～24)。古期降下火砕物は鈴木（1963）のいう立川および武蔵野ローム層に対比できるものであるが，富士吉田付近では両ローム層を区別することは容易でない。北麓の古期 tephra は，東麓のものに色，成層状態などの点でよく似ているが，スコリア粒子は小さくなり，充填物が多くなる。

鈴木(1963）のいう黒色スコリア層は黒土層および新期 tephra 層の合一したものに相当すると考えられるが，この両者は粒度の点から容易に区別することができる。

新期 tephra の厚さは西へ行くほど減少する（第2図，23→30)。一般に東麓に比べて腐植層が多くなつて，全体として黒褐色を呈する。東麓における砂沢ラピリ層は，山中湖の北岸まで追跡することができる（第2図，20)。ここではこれより1枚下位に青灰色の，成層構造の著しく発達した，細粒の角張つたスコリアからなる，特徴的な降下火砕層が認められる。これは第2図 20→29 で明らかなように，西へ行くに従つて厚くなり，大室山の東麓では 4 m 以上に達する。この付近には大室山をはじめ多くの寄生火山があるが，その分布，火山の規模などからみて，この降下火砕物は大室山から飛散したものと考えられ，**大室ラピリ層**と呼ぶことにする（等厚線は第3図参照)。大室ラピリ層以外の北麓の新期 tephra の多くは，その分布からみると山頂火口に由来するようである。大室山以外の，北西麓・北麓に分布する多くの新しい寄生火山の周辺には厚いスコリア層が堆積しているが，遠方にまで連続して追跡できるものは少ないようである。

3) **南麓**　御殿場付近から箱根火山の麓を南下するにつれ，降下火砕物は漸次薄くなる。黒土層はほぼ連続的に追跡できるが，新期 tephra（主に砂沢ラピリ）は薄くなり，三島の北東方の箱根泥流の台地や愛鷹火山南麓では黒土層上部に混在するようになる。すなわちこの地域の降下火砕物は古期 tephra が主体を占める。箱根・愛鷹火山麓南部に分布する古期 tephra は，東麓のものと層相がやや異なり，1) 全体として細粒であること，2) 上部に黒色帯やクラック帯が何枚も発達していること，3) 箱根火山の軽石流堆積物や降下軽石層を下位にはさむこと，などの諸特徴をもつ。箱根火山噴出物をはさむ古い tephra に関する対比と編年は，富士火山の活動と箱根火山のそれとの関係を知る上に重要な課題であるので，別に稿をあらためて報告したい。

新期 tephra は，愛鷹南麓では薄い再積性のものが認められるにすぎないが，北に行くに従つて厚くなり，数枚のスコリア層に分れる。十里木以北では，砂沢ラピリ層を含めて，厚さ2 m 以上の新期 tephra が暗褐色火山灰層（黒土層に対比される）の上にのつている（第2図，10)。なお，田子浦の浮島砂州において砂丘砂の下底に近い部分に土師器をおおう新鮮な粗粒スコリアの薄層がある（加藤ほか，1960)。産状によると風成層と思われるが，愛鷹火山麓およびその西方の富士山麓のスコリア層のどれに対比されるかははつきりしない。

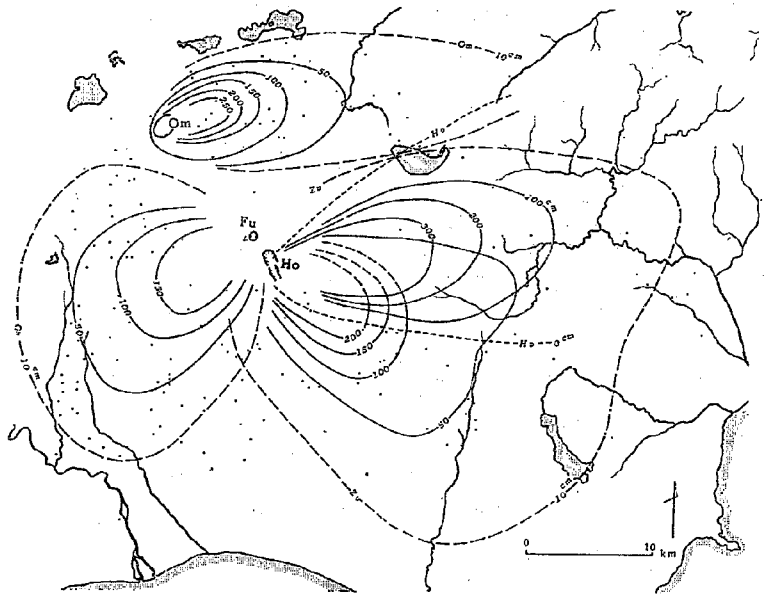
4) **西麓**　西麓において富士火山の基盤をなすのは，天子山地の御坂層および富士川下流部の丘陵性山

665

地をつくる岩瀬安山岩と別所礫層であるが，これらの山地斜面の上にどれほどの降下火砕物がのるかは明らかではない。富士川を境にして南西側の山地には，降下火砕物はほとんど分布していないようである。西麓で裾野の熔岩原上よりも厚い降下火砕物が見出されるのは，津屋 (1940 a, b) の古富士火山集塊質泥流堆積物の分布地域，すなわち星山，羽鮒，村山および猪之頭の南の諸丘陵上においてである。どの地域でも降下火砕物の層序はよく似ており，全体の厚さは2～3 m，表面から 1 m～50 cm ぐらいの深さに厚さ 50 cm 内外の黒土層がある（第2図，1，3，4，6，7）。この黒土層は，元村山付近では暗褐色帯で 2～3 枚に細分することもできる（第2図，6）が，全体として東麓などの黒土層とよく似ている。後記の土器の出土層位からいっても，「富士黒土層」に対比されるものである。

これより下位の古期 tephra は赤褐色の火山灰層で，白糸付近から羽鮒，元村山の各丘陵にかけてはその中部に1枚の黄褐色粗粒スコリア質ラピリ層がはいる。これは標準露頭の地名に基づき，村山ラピリ層と呼ぶことにする。

黒土層以上の新期 tephra 層は，岩塚・町田 (1962) によって L. 1 と記載されたラピリ層がその主体をなす。これは，灰黒色，乾燥すると灰白色の石質岩片の多い降下火砕層で，砂沢ラピリ層に似るが，粒子



第3図　新期富士降下火砕層のうち幾つかの特徴的なラピリの等厚図線
Os, Ohsawa lapilli. Om, Ohmuro lapilli. Zu, Zunasawa lapilli. Ho, Hoei lapilli. Fu, Central crater of Fuji volcano. Om, Ohmuro parasitic cone. Ho, Hoei crater

666

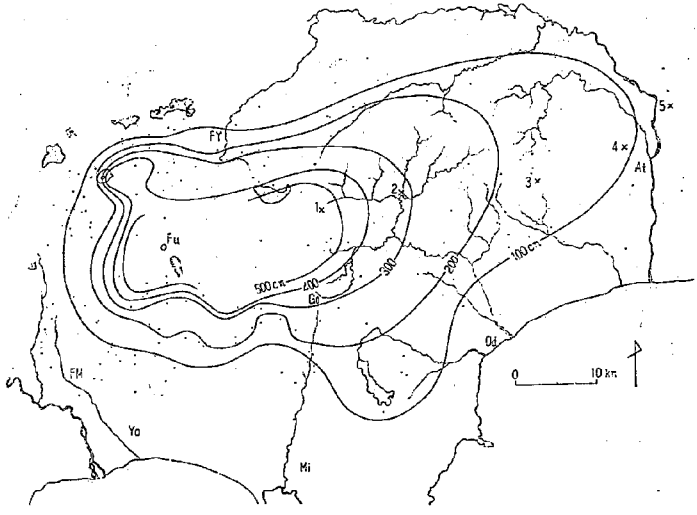
はやや粗く，揃っており，また丸いなどの点で区別がつく。北方の朝霧原から富士宮東方まで分布し，山麓ではほとんどすべての熔岩をおおう。噴出源は，従来，西北麓の寄生火山かと考えられていた（加藤，1961；岩塚・町田，1962）が，等厚線図（第3図）を書いてみると，頂上火口の可能性が強い。大沢沿いによく観察できるので，大沢ラピリ層と呼ぶことにする。砂沢ラピリ層とは南中腹の天照教付近で，第2図，9のように重なり合い，1枚下である。大室ラピリ層とは分布域を異にする。なお，西麓のエカスマサ(加藤・近藤，1961) はこのラピリ層が母材となつたものである。分布の周縁部，すなわち人穴以北や芝川中流域，杉田以東などでは，堆積時の原状をとどめないで全層エカスマサと変化している。

北西麓の朝霧原では熔岩流の上にうすい褐色火山灰層がのつているが，再積性のものが多い。粗粒のスコリア質ラピリ層は1,000 m 以上の高度で見出されるようになる（第2図，30）。この地域では黒土層はあまり発達していない。

以上のように，山麓の降下火砕層は，どの地域においても，古期 tephra 層，黒土層，新期 tephra 層に区分され，対比されることが明らかとなつた。ただし，古期 tephra の下限については，各地で厳密におさえられ，対比されたわけではない。今後より慎重な検討を要する。

どの降下火砕層も程度のちがいはあるが，東に厚く西に薄く分布する。そのうち新期 tephra の分布を等厚線によつて示すと，第4図のようになる。なお，これには新期 tephra の最後の噴出物である宝永のスコリア層（第3図）は加えられていない。

新期 tephra の長軸は，富士山頂から N 70°～80°E の方向にのび，貝塚（1963）によつてえがかれた



第4図　新期降下火砕物の等厚線図（宝永 tephra 層を除く）

1～5, Localities shown in Fig. 6.
Fu, the summit of Fuji. FM, Fujinomiya. Yo, Yoshiwara. Mi, Mishima.
FY, Fuji-Yoshida. Od, Odawara. At, Atsugi.

667

立川・武蔵野ローム層（ほぼ古期 tephra にあたると考えられる）のそれとほぼ同じである。古期 tephra は Würm 氷期，新期は後述のように沖積世後半の堆積物とみられるので，両時期の上層風の平均風向はほぼ同じであったことを示している。

新期 tephra 中のよい鍵層となる大沢，砂沢，大室の各ラピリ層は，第3図に示したように，新期 tephra 全般の傾向とは著しく異なった分布をする。

3. 先史時代の人類遺物と C^{14} による降下火砕層の編年

1) 土器の出土層位　富士山麓とその周辺地域には古くから諸種の土器・石器のでることが知られていたが，その出土層位が明らかにされた例は少なかった。最近になって，降下火砕層の厚い御殿場付近から土木工事の折に多くの土器が見出され，鈴木恒治らによってその出土層位が確かめられるようになった（鈴木，1959）。筆者も大沢崩れ調査の際，西麓でいくつかの土器の層位を確かめ，以後も各地でできるだけ多くの出土層位を調査してきた。その結果，次第に先史人類遺物と降下火砕層との関係が明らかになってきた。次に現在までに山麓各地で判明した事実を列挙しよう。

a. 東麓　早期縄紋文土器および前期の比較的初期の土器は，富士黒土層から出土する。前期末以降の縄文式土器，弥生式土器，および土師器はいずれも新期 tephra から出る。

早期縄文式土器

山の神遺跡（東山）：子母口式，早期末のもの。出土面，地表から 3.3 m，黒土層の中下部でその上限から 1/3 のところ。文献，鈴木恒治（1959）。

笈塚遺跡（東富士演習場南部）：出土面，地表から 2.8 m，黒褐色粘土層中（黒土層の下部），三島溶岩の上面から上に約 20 cm。文献，同上。

長安寺遺跡（箱根仙石）：平坂式。出土面，地表から約 1 m，黒土層中。文献，赤星直忠（1961）。

前期縄文式土器

神山牧場遺跡（神山）：木島，花積下層式。出土面，地表から 2.3 m，黒土層の中部。文献，鈴木（1959）。

馬の背遺跡（東山）：北白川下層式，前期末。出土面，黒土層直上の褐色スコリア・ローム層中。文献，同上。

中期縄文式土器

俵石春山荘遺跡（箱根仙石）：五領ケ台式。出土面，地表から 1.5 m，黒土層の上の赤褐色スコリア・ローム層。文献，赤星（1961）。

後期縄文式土器

加曾利B式土器が永尾遺跡に出たが，その層位は不明瞭。

晩期縄文式土器

関谷塚遺跡（堰上）：晩期末のもの。出土面，地表から 44 cm，砂沢ラピリの風化土層中。文献，鈴木（1959）。

カマ田遺跡（蓮花寺）：晩期末のもの。出土面，地表から 1.9 m，砂沢ラピリの風化土層中。文献，同上。

弥生式土器

水土野遺跡（御殿場西部）：後期のもの。出土面，地表から 3.1 m，砂沢ラピリ層より上位のスコリア・ローム層中。それより上にさらに 6 枚のスコリア層がのる。

土師器

中田遺跡（御殿場東部）：鬼高式，古墳時代後期（7 c. 末）。スコリア層 2 枚におおわれていたという。文献，鈴木（1959）。

b. 北麓　数多くの遺跡が知られているが，出土層位のわかっているものはきわめて少ない。

早期縄文式土器

忍野鉱泉遺跡（忍草）：井草II類式，早期初期のもの。出土面，地表から 4.7 m，報告者山本寿々雄（1956）は，出土層を厚さ約 4 m の黒ボク層としている。しかし，この付近の黒土層の厚さは普通 1 m ぐらいであるので，富士黒土層から出土することはほぼ間違いないとしても，その中の位置ははっきりしない。なお，この遺跡では井草II類式土器の出土面より 30 cm 上位に，子母口式，田戸下層式の早期縄文式土器も出た。

中期縄文式土器

668

善之木遺跡（道志川上流）：勝坂式（和島誠一氏鑑定）。出土面，地表から2.2m，新期降下火砕層中のスコリア・ローム層で，大室ラピリ層より下位の層準である。

この他，船津で土師器が出土した。この層位は大室ラピリより上位の二次的なスコリア・ローム層である。

c. **西・南麓**　きわめて多くの土器が出土し，層位のわかつているものが多い。それによると縄文早期から後期までの遺物は富士黒土層から出土するが，それ以降の土器は大沢ラピリ層の風化土層から出土する。次に記すものは，筆者の観察したもののうち代表的な例である。

早期～後期縄文式土器

白糸滝レストセンター遺跡：早期。出土面，黒土層中部。

水の口遺跡：中期(末)ないし後期(初)。出土面，黒土層上部。文献，望月・鮫島（1960）。

貫輪遺跡：前期，中期，後期。出土面，黒土層中上部。

弥生式土器

猫沢遺跡（羽鮒丘陵）：弥生中期，おもび土師器が表土から出土。

2) 無土器時代の石器の出土層位　無土器時代の石器については，この地域では発見例がまだ少なく，層位の確かめられた例も乏しい。筆者はいままでに次の2例について出土層位を確認したが，それによると，いずれも黒土層より下位の古期降下火砕層から出る。

a. 朝日丘遺跡（箱根芦の湯）：黒耀石のナイフ・ブレード，コア，ピュランなどを出土する。その出土面は第7図，H4のように，富士黒土層の下位にある赤褐色スコリア・ローム層の上部である。このローム層は古期降下火砕層の上部であるが，出土層はやや2次的に乱されている。

b. 柳沢遺跡（愛鷹南麓）：ここでは多くのいわゆるマイクロリスが発見された。出土層は表層に最も近い黒土層（厚さ50cm，富士黒土層）の，下限から15～20cm下の黄褐色ローム層である。

3) C^{14} による絶対年代測定資料　以上の人類遺物の出土層位に関する資料の他に，富士火山の降下火砕層を編年する場合の資料として，C^{14} 年代の測定値が役立つ。次にこれに関係していままでに測定された資料を列挙しよう。

a. 駿河小山駅西の鮎沢川，富士紡付近の河原に露出する泥流堆積物　試料，木片。結果，24,100±400 B.P. 文献，木越・遠藤（1963）。
この泥流堆積物と降下火砕層との関係はあまりはつきりしないが，湯船原南部の台地をつくる泥流堆積物（第8図の Mf. 1）に対比できると予想している。

b. 箱荒沢トンネル（富士宮一合目）内の古富士泥流堆積物　試料，木炭。結果，21,200±950 B.P. 文献，津屋（1962）。この試料は地表下約300m の深さにある，津屋が岩質の点で古富士火山噴出物とした火山角礫層からえられた。

c. 蓮花寺の泥炭層　試料，木片。結果，16,500±400 B. P. 文献，関東ローム研究グループ（1964）。この試料は第2図，16に示されたように黒土層の下限から約5m下位の泥流堆積物の上面にたまつた泥炭からえられたものである。

d. 蓮花寺・深沢城址の火山砂礫層　試料，木片。結果，3,800±130 B. P. 文献，関東ローム研究グループ（1964）。この試料は，御殿場付近の扇状地をつくる御殿場泥流堆積物より下位のスコリア質砂礫からえられた。砂沢ラピリ層との層位関係は不明である。なお，報告者の G′礫層，またはチャンキリ泥流は筆者の御殿場泥流にあたる。

e. 富士宮口登山道二合目，地表下6.5m の火砕流堆積物　試料，木炭。結果，3,800±130B.P. この木炭を含む黒色火砕流堆積物は大沢ラピリ層の下位にあたる。学習院大学木越教授測定。

f. 大沢崩れ扇状地扇頂部にある火砕流堆積物　試料，木炭。結果，2,490±70 B. P. 文献，岩塚・町田（1962）。この木炭を含む黒色火砕流堆積物は大沢ラピリ層よりも上位にあつて，大沢（正しくは古大沢，文献参照）が刻まれてから流入し，大沢崩れ堆積物の下にある。薄層だが上非出扇状地にひろくみられる。

669

4) 降下火砕層の編年　以上にのべた古代人類遺物の層位，C^{14} による年代測定資料などに基づくと，先に区分された各降下火砕層の時代は，ある程度の幅でおさえることができる。

まず，古期富士降下火砕層については，その上部に無土器時代の石器がはいること，この降下火砕層中に挟置する諸泥流堆積物の C^{14} 年代がいずれも洪積世末期を示す値であること，などの点から，古期 tephra 上部層の堆積期は立川期にあたるとみてよい。

ところで古期 tephra の堆積末期すなわち黒土層形成開始期の年代決定は，第4章にみるように，富士火山の地形発達や平野の地史との関連性などの点で重要な問題であるが，いまのところ，蓮花寺の C^{14} 年代 16,500 年 B.P. またはマイクロリスの時代と，早期縄文時代との間であるとしかいうことができない。しかし，山の神遺跡や笹塚遺跡で早期縄文式土器が黒土層の比較的下部からでた点と，蓮花寺では C^{14} 測定資料の上に古期 tephra が 5 m も堆積しているという点から，早期縄文時代に関する従来の C^{14} による年代観（渡辺，1963）を踏襲して大体の見当をつけるなら，10,000 年 B.P. ぐらいの時代といえるであろう。今後詳しい資料のえられることを期待したい。

富士黒土層の形成期は，東麓においてはその中に早期と前期（初）の縄文式土器がはいることから，この両文化期にかけてであり，従来の年代観に従うなら，およそ 10,000 年 B.P. から 5,000～6,000 年 B.P. ぐらいの時代と推定される。すなわち，4,000～5,000 年にわたつて粗粒の火砕層の降下がなかった，火山活動の平穏な時代がつづいたことになる。なお，西麓では大沢ラピリ層の降下する直前まで，すなわち後期縄文時代まで黒土層の形成がつづいた。一般に tephra の降下が稀な西麓や南麓では古期降下火砕層の終末期も東麓にくらべて早かったものと予想される。

次に新期富士降下火砕層の堆積は，東麓では前期縄文時代後半から宝永噴火までの間つづけられた。すなわち，絶対年代では 6,000～5,000 年 B.P. から 250 年 B.P. までつづいたことになる。新期 tephra 層のうちの大沢・砂沢両ラピリ層は縄文後期と晩期との間，およそ 3,000 年 B.P. 頃に降下したものである。大室ラピリ層も砂沢ラピリ層の直下にあることから，ほぼこの頃に降下したものとみてよい。この時期の tephra を噴出する活動は，新期 tephra 層の時代のうちでも最も激しかったようである。

後に掲げる第2表は，以上のような降下火砕物の編年を基礎にし，これに第4章でのべる火山本体をつくる熔岩，火砕流堆積物などについての層位の資料を加えて作製した，富士火山とその周辺地域の編年表である。C^{14} による絶対年代の信頼性については，最近2，3の疑問が寄せられ，縄文文化の年代観をくつがえす新しい編年も発表された（山内，佐藤，1962）が，ここではこれを検討する何らの資料ももたないため，C^{14} にもとづく従来の年代観に従つた。

III. 沖積世の降下火砕物に関連した2，3の問題

1. 富士降下火砕層の容積

第1表は，富士火山から噴出した主な降下火砕層の体積を，第3図および第4図から推算したものである。新期 tephra の体積は，貝塚（1963）によつて推算された立川・武蔵野両ローム層の体積の約 $1/_{24}$ にすぎない。立川・武蔵野ローム層の降下は，新期 tephra のそれに比べてはるかに長期に亘つてつづき，同時にその火山活動で作られた火山体も，著しく大きいものであつたと考えられる。

また，新期 tephra 中の特色のある3枚のラピリ層の体積は，いずれも 1707 年の宝永噴出物のそれより少ない。これらは，新期 tephra の中でも相当多量のものであるから，新期 tephra を構成する1枚1枚の tephra の平均的な体積は，これらの値をかなり下まわるとみてよいであろう。一方，宝永の爆発は，新期 tephra の時代のうちでは，やや例外的な大爆発であつたということができよう。

2. 富士黒土層の起源

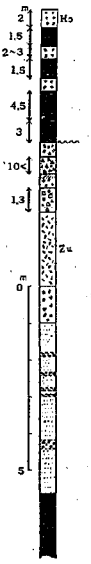
新期降下火砕層は，最も新しい時代の富士火山の活動によつて降下・堆積したものであるが，その下位の黒土層はどのような条件のもとで形成されたのであろうか。

6170

第1表　富士火山の降下火砕物の容積

	Age of eruption	Volume(km³)	Reference
Tachikawa and Musashino Loam*	Upper Pleistocene	170	Kaizuka, 1963
Younger Fuji tephra layers	Upper Holocene	7	
Hoei lapilli fall deposit	1707	0.85	Tsuya, 1955
Zunasawa lapilli fall deposit	approximately 3,000y. B.P.	0.50	
Ohsawa lapilli fall deposit	〃	0.25	
Ohmuro lapilli fall deposit	〃	0.19	

* approximately correlated to the older tephra layers



第5図　幕岩の地質柱状図（富士東南麓の海抜1700m，第1図のM地点，凡例は第2図に同じ）
Ho, Hoei lapilli.
Zu, Zunasawa lapilli.

黒土層の野外でみられる主要な特徴は次の諸点である。1）火山に近くなるにつれて厚さが増すこと，2）西・南麓よりも，東・北麓に厚いこと（新期 tephra の傾向と似る），3）ところによっては暗褐色の火山灰層が1～2層はいること（第2図，6，13，24），4）東麓ではその上部に黒色ラピリ層がはいること，5）赤褐色の風化したスコリア粒を含むこと，6）凹所には局部的に厚く堆積することがあるが，地形にそってよく連続し，不整合面によっておきかえられている場合は比較的少ないこと。このような諸点からみると，この黒土層は火山灰の降下しない時期に，土壌形成作用によって，古期 tephra の上部が風化し，それに腐植が集積した層とみなすよりも，火山灰が間欠的に降下堆積し，それに腐植が集積したものとみなす方がよいように考えられる。

そこで，次に，給源により近い火山中腹では，この黒土層はどのような堆積物であるかをみよう。厚い室永のスコリア層におおわれる東側の中腹において，新期 tephra の下部までがよく保存されて露出する場所はきわめて少ない。わずかに海抜1700m の幕岩があるのみである。この幕岩は砂沢の谷頭にあたり，谷が作られてから5枚の熔岩が滝のように谷底へ流入している部分である。比高約 50m の断崖の下部には，山麓に分布する最古期熔岩の1種である，厚さ 15m 余りの熔岩が露出する（津屋，1935）。その上には，第5図に示したように，厚さ 4.6m の褐色火山灰を主体とした細粒の降下火砕物がのる。下部の 2.5m はとくに細粒で層理も細かい。この火山灰層の上位には，粗粒のスコリア層や，火山角礫岩層，熔岩流が互層してのる。粗粒スコリア層の中には，砂沢ラピリ層も見出されるので明らかにこれらの粗粒スコリア層は，新期 tephra 層である。このようにこの細粒の褐色火山灰層は，最古期熔岩をおおい，新期 tephra 層およびそれに挟まれる火山噴出物などにおおわれるところからみると，山麓の黒土層に対比することができると考えられる。黒土層は，山麓では，三島熔岩や畑岡熔岩などの最古期熔岩流をおおうからである。

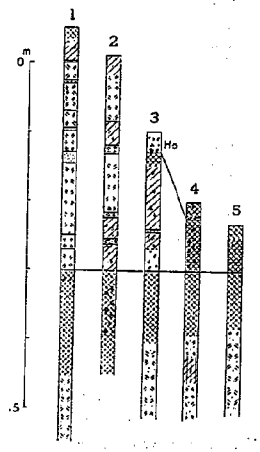
このような資料からみると，富士黒土層は古期 tephra が風化し，それ

6871

に腐植が集積した層ではなく，火山活動のきわめて静穏な時期に降下した細粒火山灰を母材にして生成した土壌とみることができる。

3. 関東南部の黒土層

編年上の資料から沖積世の産物であることがわかつた富士山麓の黒土層と新期 tephra 層は，相模野などの東方の諸地域でも富士山麓におけると同じような関係で分布する。



第6図　富士山麓から相模野にいたる降下火砕層の柱状図
（地点番号は第4図に示す。
凡例は第2図に同じ。）
Ho, Hoei lapilli. 1. Myôjin-toge. 2. Ochiai. 3. Yabitsu-toge. 4. Ninjiga-hara. 5. Zama.

第6図に示したように，新期 tephra 層と黒土層は山麓から東に離れるに従つて次第に薄くなつてゆく。大まかにいつて山北・松田と道志川中流部を結ぶ線以西では，新期 tephra 層は層理をたもち，特徴のある2，3のスコリア層を判別することができるが，それより東では宝永スコリア層をのぞいて暗褐色無層理のスコリア・ローム層となる，このような成層状態の変化は古期 tephra 層についてもいえるが，新期 tephra 層の方に腐植の集積がより著しい。秦野盆地・相模野では新期 tephra 層の褐色は失われ，全層土壌化していわゆる表土となるが，保存のよい平坦面では厚さ 30～60 cm ぐらいの粘土質黒土層の上に厚さ 50～70cm ぐらいの粗粒のスコリア層があつて，両者を明瞭に区別することができる（第6図，4，5）。鈴木(1963) は相模川流域の荻野丘陵，半原台地で立川ローム層の上位に腐植土とは区別される特徴的な黒色火山灰層のみられることを指摘し，沖積世の富士の噴出物の可能性が強いとのべている。多摩丘陵においても，保存のよい所では，黒土層の上部にやや粗粒のスコリアの集積層を認めることができる。

従来，関東ローム表層の黒土は洪積火山灰に由来する土壌と考えられていた（貝塚・成瀬，1958）が，以上のように，沖積世の富士火山の降下火砕層，それも緻密には，下部の腐植にとむ細粒部分（富士黒土層）と上部の粗粒部分（新期富士降下火砕層）とから成り立つていることがわかつた。

4. 箱根火山末期の火山活動の時代

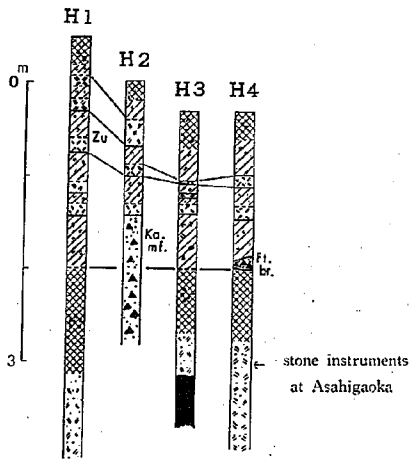
富士降下火砕層を鍵にすると，富士周辺地域の洪積世末から沖積世にかけて起つた主なできごとの編年が可能となる。富士火山そのものの発達と，これに関連した山麓周辺の地形発達の編年については次章でのべることにし，ここでは箱根火山に分布する富士の降下火砕層，とくに黒土層と新期降下火砕層を鍵として明らかになつた箱根火山末期の活動についてふれておく。

箱根火山の最も新しい活動は中央火口丘群の成立である（久野，1950 a），神山や駒ヶ岳などの中央火口丘熔岩の上には厚さ数 m の古期富士降下火砕層以上がのつていて（第7図，H 3），その成立が洪積世末期であつたことを示している。しかし，その新鮮な地形から，最も新しい中央火口丘と考えられる上下二子山の上には，古期富士降下火砕層はのつておらず，厚さ 1 m たらずの黒褐色スコリア層のみがみられる。このスコリア層は，貝塚・町田ら（1963，p. 163～164）の記した「スコリア・ローム上部層」または「富士・古富士火山灰層」にあたるが，周辺地域の降下火砕物と対比すれば，明らかに「新期富士降下火砕層」であることがわかる。また同山麓の芦の湯の国道沿いの露頭，第7図，H 4 に示すように，木炭を含む黒色の爆発角礫層が，黒土層の直上にあり，砂沢ラピリ層を含む新期富士降下火砕層におおわれている。この爆発角礫層の分布は二子山近傍に限られるので，この熔岩円頂丘噴出に関係した噴出物であると考えられ

672

る。また同地点近傍では，二子山の崖錐堆積物も黒土層より上位にくる。これらの事実からみて，二子山は，新期富士降下火砕層堆積の初期，すなわち沖積世の中ごろに噴出したと考えられる。

また，芦の湖は，久野（1952）によると，神山の水蒸気爆発で同山体の一部が崩壊を起し，崩壊物が仙石原に流入して早川をせきとめて生じたものである。この山崩れ堆積物（ここでは神山泥流と呼ぶ）の上にも厚さ1.5mの黒褐色スコリア層がのる（第7図，H2），この中には砂沢ラピリ層があつて，このスコリア層は明らかに「新期富士降下火砕層」の中・上部であることを示す。御殿場東郊の土器の産出層準からいえば，神山泥流の上に直接のるスコリア質ラピリ層は，縄文前期以降で，おそらく中期頃に堆積したものに相当すると考えられる。箱根火山の活動の終りは，従来洪積世末と考えられていた（久野，1950 b，貝塚・町田ほか，1963）が，このように沖積世においても，二子山の噴出と神山の崩壊・芦の湖のせき止めというできごとがあつたことがわかつた。



第7図　箱根火山における降下火砕層の代表的柱状図
（地点番号は第1図に示す。凡例は第2図に同じ。）
Zu, Zunasawa lapilli. Ka.mf., Kamiyama mudflow.
Ft.br., Explosion breccia of Futago-yama volcano.
H1. Sengoku. H2. Sengoku-hara. H3. Kowaki-dani.
H4. Ashinoyu

また，長尾峠から仙石，宮城野にかけて分布する富士黒土層のほぼ中央部には，厚さ数cmの細粒の角礫層がある（第7図，H1，H3）。この物質は変質した安山岩の岩片や硫気粘土の破片とみられるものを含み，かなり広く同一層準に分布するところから，黒土層形成期に箱根火山の中央火口丘で大規模な火山爆発が起つて降下堆積したものと考えられる。その供給源は，いまのところ確認されていない。同様の爆発砕屑物が古期降下火砕層の中にもはいることはしばしば観察される。

673

Tephrochronology による富士火山とその周辺地域の発達史

——第四紀末期について——

(その2)

町　田　　洋*

IV. 火山体をつくる各種噴出物と降下火砕層との関係

第2章のように区分，編年された降下火砕層を鍵にして，次に富士火山そのものの活動史および火山体の発達史を検討しよう。そのためには，降下火砕層とそれ以外の噴出物との層序関係をつかむ必要がある。熔岩や泥流堆積物については，津屋らが詳しく研究しているので，その成果に基いて各種噴出物の層序関係を一々確かめることにする。

津屋 (1938 a, 1940 a,b) の設定した小御岳火山は，その形成時代がかなり古いと考えられることや，その露出が著しく局部的であることなどのために，この火山の熔岩流と降下火砕層との関係を直接つかむことはほとんど不可能である。そこで，小御岳火山はここでは一応除外しておき，その上に重なるとされた「古富士火山」の泥流堆積物と「新富士火山」の諸噴出物とを，Tephrochronology の主要な対象としてとりあげることにする。

1. 古富士火山の集塊質泥流堆積物

この泥流堆積物は，山麓では西南麓の猪之頭～富士宮周辺，北麓の桂川沿い，東麓の御殿場～駿河小山周辺に露出する。いずれも地形的には丘陵，台地または段丘をなし，新しい熔岩流や泥流とは不整合の関係にある。これらの諸地域のうち東麓は，既述のように降下火砕物がもっとも厚いので，泥流堆積物の層位を知る上に極めて重要な地域である。そこで，まずこの地域から観察された事実を記すことにする。

1) 東麓　すでにII. 2. 1) でのべたように，御殿場～駿河小山周辺には，湯船原と阿多野で代表される2段の高い台地が発達する。富士の新しい泥流堆積物の作る裾野が，富士山側から東方にかなりの勾配で傾いているのに比べて，これらの台地面は概して平坦で，西側では新しい泥流堆積物の下に埋もれている。第8図は，深沢，阿多野，湯船原をとおる南北方向の地質断面図である。これによって示されたように，各台地の骨格は泥流堆積物からできているが，湯船原，阿多野，深沢の3台地はそれぞれ構造を異にする。

湯船原台地は場所によつて構造が異なる。すなわち東部では，湯船層を厚さ80 m に達する古期 tephra 以上の降下火砕物がおおうという単純な構造であるが，その南部では，湯船層の丘陵にのり上げ，平坦な台地面をつくる厚い火山角礫岩層（第8図の Mf. 1）があつて，その上に厚さ30 m 余りの tephra 層がのっている。Mf. 1は，玄武岩の角礫，亜角礫が主体となつたもので，志村(1960) のいう古期泥流にあたるものと考えられ，さらにII. 3. 3). a で記した C^{14}年代測定資料(24,100±400年 B.P.)の産出層に対比されるものと考えられる。そして，層位的には，古期 tephra 層のほぼ中部位に整合的に入るとみなすことができる。

* 東京都立大学理学部地理学教室

674

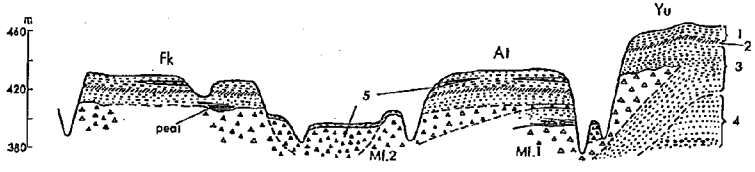
湯船原よりやや低い阿多野台地では，第8図のように，基底に湯船原の Mf. 1 に対比できる厚さ 20 m 以上の角礫層がある。その上面は湯船原におけるよりも低く，またその上位に水成とみられる亜円礫層，および火山灰質砂粘土層がのる。したがつて阿多野における Mf. 1 の上面は侵蝕面と考えられる。その上位には，赤褐色スコリア層（厚さ6～7m），火山角礫岩層（第8図の Mf. 2，5m<），赤褐色スコリア層（5m）（これまでのスコリア層が古期 tephra に入る），および富士黒土層（1.5m），薄い火山角礫岩層をはさむ新期 tephra（5m），の順に重なつている。砂粘土層以上は大体整合的である。このように，阿多野では，Mf. 1 の上位に，古期 tephra 層上部にはさまれる火山角礫岩層（Mf. 2）がある。

また阿多野とほぼ同高度にあり，地形的にはほぼ一連とみられる深沢の台地は，厚さ 50 m 以上の角礫岩層からなり，その上位に厚さ約5mの古期 tephra 上部層および約6mの黒土層・新期 tephra 層がのつている（第2図16）。この厚い角礫岩層の少なくとも上半部は，その上にのる古期 tephra からみて，Mf. 2 に対比できると考えられる。蓮花寺の C^{14} 年代測定資料はこの角礫層の上面の泥炭層からえられたものである。なお，関東ローム研究グループ（1964）は，この角礫層を御殿場泥流と名付けたが，この報告で後にのべる御殿場泥流は新期 tephra 中のもので，これとは異なつた層準にある。

また東山でも，黒土層の下位約5m に，古期 tephra 層にはさまれて箱根火山の裾野にのり上げている黒色の角礫岩層がある（第2図，15）。おそらく Mf. 2 に対比されるものであろう。

以上のように，東麓では，古期 tephra 層にはさまれる火山角礫岩層は，少なくとも2枚はあつて，箱根火山と湯船層の丘陵地を開析した谷の中に，やや時間をおいて流下したことが明らかとなつた。東山の黒色角礫岩層は，本質角礫からなつているので火砕流とみられるが，他の多くは，種々の角礫や炭化していない木片などを含むので，いわゆる泥流堆積物と考えられる。

2) 北麓　桂川沿いの段丘堆積物上部を占める，いわゆる古富士泥流堆積物については，花井(1927)，津屋(1940)，関東ローム研究グループ（1958），鈴木(1963) らによつて詳しく報告されているので，ここでは降下火砕層との層位関係について簡単にふれることにする。この泥流堆積物は，第2段丘礫層をほぼ整合的におおい，谷村～大月付近では約2m の厚さの赤褐色スコリア・ローム層に，これまた整合的におおわれる。鈴木はこの地域の降下火砕物を，層相とX線回折とから武蔵野ロームと立川ロームとに分け，泥流の上位のそれを立川ロームに対比したが，これが厳密にその地域でいう立川ローム層全部にあたるも



第 8 図　富士東麓，深沢―湯船原の地質断面図（やや模式化してある）
1, younger tephra. 2, black humic ash. 3, older tephra. 4, Yufune formotion. 5, Gotemba mudflow deposits.
Fk, Fukasawa. At, Atano. Yu, Yufunehara.

のか，その上部層のみなのかは明らかでない。筆者の新期 tephra 層は，この地域ではきわめて薄く，黒土層とともに，厚さ1m 弱の「表土」となつており，泥流堆積物の上にのる赤褐色スコリア・ローム層は明らかに古期 tephra 層の一部である。

一方，忍野村忍草の西には，古期 tephra 層の中に火山角礫岩層が挟在する露頭がある（第2図，23）.

675

ここでは，基盤岩の上にのる厚さ15m余りの古期 tephra 層のほぼ中部に，2枚のコークス状の火山角礫岩層がある。僅かに1カ所の露頭なので適確なことはいえないが，いずれも富士山側から流下して，基盤山地にのり上げたものとみられる。これらの角礫岩層と桂川沿いの古富士泥流堆積物との関係は不明であるが，いずれも古期 tephra 層の時代の堆積物である。

3) 西麓　羽鮒，星山および村山付近の丘陵の地形・地質については，さきに津屋(1940 a, b)，のちに岩井田・佐々木(1951)，佐々木(1959)らが詳しく報告した。これらの丘陵のうち星山丘陵では，岩淵安山岩体や別所礫層などを不整合に泥流堆積物がおおつている。その堆積物には，直接富士火山から流下した，玄武岩の角礫層のほかに，砂岩，粘板岩，花崗岩など富士川上流に由来する礫と富士の玄武岩礫とが相半ばする河成の礫層も存在する。その露出は局部的であるので，分布や層序についての知識は乏しいが，富士宮一沼久保間の露頭では，前者が後者の上に不整合的にのつている。また，この地域では両者の間や，角礫岩層の中に，2次的ロームのはさまれることがある。星山以外の丘陵では，富士宮東方の若宮や天間沢などに角礫層にはさまれた熔岩流もみられるが，一般にはかなり厚い無層理の泥流堆積物が丘陵をつくる。

泥流堆積物の上にのる古期 tephra は，前述のように厚さ2m内外で，どの丘陵でも大体似たような層序である。丘陵の斜面や段丘面にものつているので，この tephra は泥流の堆積後やや時間をへてから降下したものであると考えられる。泥流堆積物の下位の古期 tephra は，この地域ではまだみ出されていないが，存在する可能性は強い。

以上のように，津屋により古富士火山の噴出物と考えられた山麓各地の泥流堆積物は，層位的にはいずれも古期 tephra 層の中に入り，この降下火砕物によつて示される活動期に，山麓まで流下した堆積物であることが確認された。また，この時期の山麓に分布する噴出物の特色として，火砕物質が熔岩流に比べて圧倒的に多いことが指摘できる。

各地の泥流堆積物の古期 tephra 層中における層位に関しては，古期 tephra の対比がまだできていない現状では，はつきり確定することができない。ただ，注目してよいと思われるのは，山麓では，泥流の堆積以後，次節でのべる古期熔岩の流下までの時間は，相当長期にわたると考えられることと，その間にも粗粒のスコリア層がほとんど休みなく降下していたことである。われわれは，古富士泥流堆積物の上にのる古期 tephra 上部層によつて，泥流の流下以後も火山活動がひきつづいていたことを知ることができる。山麓各地では，多量の新しい噴出物の流入がなかつたこの時期に，河川は泥流堆積物を刻み，また西麓では断層運動（津屋，1940 a）が起つたのである。

第2表で各地の泥流堆積物の層位を示したが，C^{14} 資料のあるものを除けば，概略の推定位置である。また，泥流より古い降下火砕物の図示は省略した。

4) 火山の中腹　火山の中腹において山麓の古期降下火砕層，またはそれにはさまれる噴出物に対比できるものが露出しているところはごく僅かである。その1つに海抜2,700 m の宝永山がある。津屋（1940 b）は宝永山赤岩を作る火山角礫岩が，礫の岩質や構造などの点から古富士火山の噴出物である可能性の強いことを指摘した。ここに露出する火山角礫岩層は，新しい熔岩流やスコリア層と不整合関係にある。そしてやや粗大な角礫を含んでいるが，層理がきわめて明瞭で，粒度も比較的揃つているところから，おそらく降下堆積物と考えられる。あるいは山麓の古期降下火砕層の一部に対比できるものかもしれない。

また同様の古期降下火砕層に対比される物質は，海抜1,900 m の寄生火山の一つと考えられていた（津屋，1939，1943）小富士にも分布する。この部分はかなり広い面積にわたつて裸地となつており，相当開析をうけている。南の蛇沢沢に面した崖でみると厚さ50 m 以上の黒褐色降下スコリア層が主体となつている。その中にはうすい角礫層もはさまれている。このスコリア層の上部には，宝永のスコリア層はのつているが，富士黒土層や新期 tephra の一部に対比される物質はみあたらない。また，大縮尺の空中写真で

676

裸地を観察すると，スコリア層の堆積層理が現地表によつて切られている様子が観察され，しかも水平方向の移動を伴なつた断層が何本かみられる。このような様子からみると，小富士の大部分は古期 tephra から構成されると考えてよいであろう。

そのほか，富士宮登山道二合目付近や小富士の北方，滝沢に至るまでの斜面などには，火山原面から多少突出し，侵蝕のていどもやや進んでいて，周囲と不協和な地形をなしている部分がある。しかし，多くの場合，新しい噴出物におおわれていたり，降下堆積物の保存が悪かつたりするため，はつきりした構造をつかむことがむずかしい。

2. 古期熔岩流

津屋(1940 a, b, 1962) によると，「新富士火山」の山体は大部分熔岩流からなつており，火砕物質はこれに比べてはるかに少ない。熔岩には種々のタイプがあるが，すべてかんらん石玄武岩で流動性にとむ。このため，1枚の熔岩流は細長く伸びた形または樹枝状に分岐した形をしている。また同じく津屋によれば，新富士の最旧期の熔岩流は南西麓，南東麓，北麓などの中腹以下に露出するが，より新期の熔岩流は中腹以上にとどまつていることが多いという。山麓に分布する多くの熔岩流は，津屋 (1938 b, 1940 a, b, 1962)，沢村(1955)，志村(1960)，鈴木(1963) らによつて，1枚1枚地名を冠した名称で呼ばれており，各地で噴出順序が明らかにされている。また沢村(1955)や佐々木(1959) は，熔岩流の間にはさまれる砂礫層やローム層によつて，熔岩流を基底，下部，中部などと区分している。

筆者は数多くの熔岩流について降下火砕層との層位関係を観察した結果，降下火砕層を基準にすると，「新富士火山」の熔岩流は，次のように区分されることがわかつた。

古期熔岩流

a. 黒土層の直下，古期 tephra 層の上部に位置するもの，例：岩淵熔岩，三島熔岩など。

b. 黒土層下部に位置するもの，例：元村山熔岩，下和田熔岩など。

新期熔岩流

a. 新期 tephra 層中に位置するもの，例：中腹の多数の熔岩流，印野熔岩，大明見熔岩など。

b. 新期 tephra 層にほとんどおおわれないもの，例：多くの丸尾熔岩流。

従来，山麓で基底熔岩流もしくは最旧期熔岩流などと呼ばれていたものは，この分類では古期熔岩流に入る。その細分については，熔岩流の上面に，古期 tephra 層最上部の褐色火山灰層のつつているものを a とし，黒土層のみにおおわれているものを b とした。

古期熔岩流の山麓における分布は，tephra 層や黒土層との層位関係を知るのに必ずしも好都合ではない。tephra の厚い東麓では，古い熔岩流は地表近くには露出せず，tephra の薄い西麓や東南麓などにその多くが分布するからである。このため，たとえば1枚の熔岩流でもその分布が広いと，ある地域では古期 tephra の最上部層がのるが，ある地域になると，熔岩の上に黒土層以上しかのらないということも起る。したがつて，古期 b とみなされる熔岩流の中には，古期 a に入るものもありうるわけで，この区別は厳密を期しがたい。

南西麓における最旧期熔岩中最下位とされている岩淵熔岩流（津屋，1940 a, b, 佐々木，1959）について，穴が原において tephra との関係をみると（第2図，8），この熔岩の上には赤褐色のスコリア・ローム層が約 30 cm の厚さでのり，その上に黒土層がくる。赤褐色のスコリア・ローム層は層相からみて，前述の古期 tephra 層の上部にあたる。なお，この付近で古富士泥流以上の古期 tephra 層の中部にある村山スコリア層は，岩淵熔岩の下位になるようである。また，東麓の板妻付近の砂沢谷底に露出する熔岩（岩質の点から三島熔岩によく似る）もやはり黒土層より下位の黄褐色スコリア・ローム層におおわれている（第2図，13）。このような層位の熔岩は西麓にもある（第2図，2）。

前述のとおり，古期 tephra の上部では，粗粒の赤褐色スコリア層は漸次細粒の褐色火山灰に変り，さ

677

らに上位で黒土層にうつり変るのが通例である。ここでいう古期熔岩aの層位は，赤褐色スコリア層の上限または褐色火山灰層中である。

古期熔岩bは，山麓各地に分布する。南東麓では黄瀬川中・下流部の三島熔岩，畑岡熔岩，下和田熔岩など（名称は志村，1960による），北麓では鳴沢熔岩，船津熔岩，大田和熔岩（津屋，1962），梨ガ原熔岩など，西麓では天母山熔岩，元村山熔岩，大峰熔岩，大石寺熔岩，白糸熔岩，大沢古期熔岩ほか多数の熔岩流（津屋，1940 a, b, 岩塚・町田，1962）がこれにあたるものと考えられる。熔岩の上面にのる黒土層の厚さは，微地形に影響をうけて局地的に変化することがあるので，直接黒土層におおわれる熔岩が黒土層の中のどの位置にあるかを決めることはなかなか困難である。しかし，場所によつては熔岩の下位の堆積物も露出していて，層序関係が直接観察される露頭もあり，それによると（例，第2図，6，11など），上にのべた各種の熔岩は黒土層の下限または下部に位置することがわかる。第2表に示した各地の熔岩流の層位はやや模式化してある。

以上のように，古期熔岩流は，古期 tephra 降下の末期から黒土層堆積の初期にかけて噴出したものである。したがつてこの熔岩流噴出期には，粗粒の tephra は山麓にはあまり飛散しなかつたものとみられる。火山中腹，海抜1000 m の箱荒沢隧道の地質断面図（津屋，1962）をみると，山麓の古期熔岩流に対比できるものを含む10数枚の熔岩の間には，下部をのぞいて降下火砕物はほとさまれていない。また火砕流堆積物も少ない。このような点からみると，爆発的活動期としての特色をもつ，古期 tephra の噴出期の後に，多量の熔岩流を噴出する，effusive な型の活動がひきつづいたものと考えられる。

海抜2,500~3,000 m の大沢崩れの斜面には，山麓の古期熔岩に岩質の点で類似する熔岩流がある（津屋，1959，1960，1961）。これからみると，この熔岩噴出期には，火山体は現状にかなり近い形にまで生長したものと考えられる。

その後，新期 tephra 層で示される新たな活動期を迎えるまでの間，黒土層の形成で示されるように，かなり長期にわたつて活動は穏やかになつたのである。

3. 新期熔岩流

新期 tephra 層の種々の位置に入る新期熔岩流は，ほぼ海抜1,500 m 以上の中腹ではいたるところで観察される。たとえば，富士宮口登山道二合目以上や天照教林道などでは，大沢ラピリ層や砂沢ラピリ層の下位にも上位にも，数枚の熔岩流がある（例，第2図，9，第5図）。それらは古期熔岩流と比べると，一般に薄くまた分布面積もせまく，中腹で消滅していることが多い。しかし，山麓まで到達しているものもある。その代表的な例は，東麓では印野熔岩流（第2図，13，志村，1960），北麓では大明見熔岩流（鈴木，1963），また西麓では岩樋熔岩流（岩塚・町田，1962）などで，とくに西麓では大沢ラピリ層の直下に位置し，黒土層の上位と思われる熔岩流がかなり多い。

これらの新期熔岩流の古期熔岩流に比べて目立つ特色は，上述のように1枚の量が少ないことのほかに，1）かなり刻まれた谷の中を流れている場合の多いこと，2）中腹では火砕流物質や降下火砕物をはさむ例の多いこと，などの点である。1）の点は，山腹の熔岩流についてのみならず，山麓のそれについてもいえる。たとえば，印野熔岩流の末端は砂沢によつて運ばれた砂礫層にはさまれており，また大明見熔岩流や西麓の人穴熔岩流は，扇状地砂礫層の主部をおおつている。このような点は，新期熔岩流の流下に先立つて，山体が侵蝕をうける時期があつたことを推定するのに役立つ。また，2）の点は，火山活動の特色が，古期熔岩流の噴出の時代と相当異なるようになつたことを暗示する。1輪廻の噴火活動で噴出する物質は熔岩のみでなく，火砕物も相当多量に伴なうようになつたのである。しかし，中村（1960）が伊豆大島で明らかにしたような，1輪廻の活動による噴出物の規則性は，まだ系統的には明らかとなつていない。

新期 tephra にほとんどおおわれていない熔岩は，富士山麓では丸尾熔岩流と呼ばれ，第1図のように山頂火口周縁と山麓部の寄生火山の周辺部に分布する。山頂部を作る熔岩のうち，最高点の剣ガ峰を作る

1978

熔岩流は，大沢左岸の火山原面上を細長く流れ，海抜1,500 m で大沢の谷底に流入している（津屋，1959）．この熔岩の噴出時代は，C^{14} 年代の資料によると，古大沢の形成（3,000～2,500年前）の後，大沢崩れの大規模な拡張（約1,000年前）の前と推定される（岩塚・町田，1962）。また古文書から噴出年代が明らかな熔岩流は，長尾山から864年に噴出した青木ガ原熔岩流（津屋，1938 b）であるが，そのほかの山麓の丸尾熔岩流も，それにかなり近い時代に噴出したものとみなせるようである。たとえば，北麓の剣丸尾熔岩流は，津屋（1938 b）によつて，中腹ではこれより新しい熔岩流がのることから青木ガ原熔岩流よりも多少古いものと予想されたが，山本荘毅による（談）と，富士吉田赤坂において，熔岩流の下位から古銭が出土したという。

新期熔岩流 b は，いうまでもなく新期熔岩流 a から連続する活動期の噴出物である。新期 tephra 層につつて代表されるこの一連の活動期に成長した火山体は，古期熔岩流の山体の上に重なる，中腹以上の火山本体と，山麓の多くの寄生火山とであるといえる。新期熔岩流 b の分布は，それを端的に示すものといえよう。

4. 新期の泥流堆積物

前述のように，新期 tephra 層の時代には，その前の活動期よりも火砕流堆積物がやや多く噴出した。西麓の大沢沿いについては，大沢ラピリ層より古いもの（Br. 2）と新しいもの（Br. 3）とが各1枚ずつ流下したことがわかつた（多田・岩塚・町田ほか，1961，岩塚・町田，1962）。いずれも高温の状態で流れたようで，木炭を含み，C^{14} 年代を測つてみると それぞれ3,000年前および2,500年前であつた。そのほか富士宮登山道二合目方面，南麓のガラン沢沿い，西麓のナメ沢沿い，北麓の吉田大沢，滝沢方面などに相当新しい時期の火砕流が分布している。これらのうち，規模の点で最大のものは東麓の御殿場方面へ流下した火砕流堆積物であろう。この堆積物は志村（1960）により，新期泥流として記載されたものである。ここでは記載の便のために御殿場泥流と呼ぶことにする。

この堆積物は御殿場付近の扇状地の地形をつくり，第1図に示したように，北は丹沢山地の南縁，南は板妻～神山に至る広い範囲に分布する。この地域には塚状の小丘が数多くみられるが，これはこの泥流に随伴したいわゆる泥流丘である。堆積物の厚さは周辺部では2～5m と薄いが，中心部にあたる御殿場北西の中畑付近では，試錐の資料によると 50 m 近くに達している。種々の玄武岩角礫が主体となつた乱雑な堆積物で，色は赤～紫～黒と多彩でかなり高温の状態で流れたとみられるが，流下距離が増すにつれて，やや角がとれて水流の影響のみられる堆積相を示すようになる。この堆積物の上には御殿場付近で厚さ約1m の黄褐色スコリア層がのる。新期 tephra のうち縄文後期から晩期の間に 降下したとみられる砂沢ラピリ層はこの堆積物の直下にある（第2図，14）。したがつて縄文晩期より新しい時代の泥流であるが，このことを裏書きするように，この分布範囲からはいまのところ縄文土器は出土せず，水土野，中田などで弥生時代とそれ以降の土器が出土する。この泥流堆積物は，後述のように酒匂川や黄瀬川に流入し，谷を大幅に埋めた。新期 tephra の時代の火砕流のうちではもつとも優勢なものであるが，その起源やこれに付随した他の噴出物などについてはまだよくわかつていない。

このほかに東麓では，須走から大御神にかけて細長く分布するスコリア流堆積物がある（第2図，18）。これは厚さ2～3m で宝永の降下火砕層直下に位置する。この層位の点と風化土層の発達があまり顕著でない点とからみると，歴史時代に入つてからの堆積物であろう。

5. 山麓各地の扇状地堆積物とそれからみた山体の侵蝕

富士山麓の数カ所には火山砂礫層からなる扇状地が発達している。それは第1図に示したように，南麓の大淵扇状地（吉原市大淵付近），西麓の富士宮扇状地（富士宮北東部）と上井出扇状地（北山，上井出の東にひろがる），北麓の吉田扇状地（富士吉田南部）と梨ガ原扇状地（山中湖西部），などである。

それらはすべて谷に刻まれて段丘化しているやや古いものであるが，平滑な地形面をなし，周囲の起伏

にとむ熔岩原とは容易に区別できる。上井出扇状地東部や梨ガ原扇状地西南部では，無層理の泥流堆積物が砂礫層の主体を占めることもあるが，多くの場合成層し，やや円磨された2次的砂礫層からなる。ところによつては固結しているので，ジヤリマサ，カンカンマサ，あるいはチャンキリマサなどと呼ばれている（加藤・近藤，1960）。砂礫の量は，その分布面積と厚さとからみて相当多量であるが，現在各扇状地の上流に刻まれている谷の容積は，これにみ合うほど著大ではない。山腹に刻まれる放射谷のうち，最大の大沢でさえも，それの作る扇状地の砂礫の量は，その下に拡がる上井出扇状地に比べてはるかに小さいのである（岩塚・町田，1962）。したがつて，これらの扇状地砂礫層は，現在の谷によつて運ばれたものではなく，過去の相当長期にわたる侵蝕期に山体が侵蝕をうけて生じたものとみるべきであろう。この点について，以下各扇状地砂礫層の主要な特徴を記載しよう。

上井出扇状地砂礫層　西縁を古富士泥流の丘陵，北・南縁を熔岩流にかこまれた部分に発達し，中央部には新しい大沢扇状地砂礫層がのる。北側では合流扇状地の地形をなすが，その上流側の斜面には顕著な谷は発達していない。砂礫層の厚さは最大約30m，成層構造が明瞭である。とくに扇状地の西縁部では，砂礫層の下部に砂，シルト層が多くなり，湖成層の特徴をもつ。これは地形的配置からいつて，古期熔岩のせき止めによるものと予想される。層位の点では，西および南の周縁部で，砂礫層は明らかに古期熔岩流をおおい，北部ではその上部に寄生火山に由来する新期の人穴熔岩をはさむ。また，物理探査の結果では，扇央付近では地表面下30～40m に，熔岩をへだてず古富士泥流層が存在すると推定される。砂礫層の表面から1～3m下には，大沢ラピリ層が挟在する。この付近の層準では，砂礫層に腐植の集積することが多く，堆積がかなり間歇的に行なわれるようになつたことを示している。

富士宮扇状地砂礫層　東縁および西縁を古富士泥流層と古期熔岩流の台地に限られた，市兵衛沢沿いの部分に発達し，厚さは最大約30m で，成層する。層位の点では，砂礫層は古富士泥流層と古期熔岩に属する大宮熔岩の上にのり，試錐の資料（佐々木，1959）によると，扇状地周辺で砂礫層下部に熔岩流をはさむ。また大沢ラピリ層は，地表近くの砂礫層中に断片的にはさまれるが，一般には侵蝕されている。

大淵扇状地砂礫層　沢村(1955) によつて大淵砂礫層と呼ばれたもので，古期熔岩流の台地に囲まれた，伝法沢沿いの部分に発達し，厚さは約20m に達し，成層する。層位の点では，砂礫層は一般に，岩淵熔岩，今泉熔岩の上に直接のるが，試錐の資料によると，扇頂部の骨比奈付近で砂礫層下部にやや新しい熔岩流をはさむ。またこの地表面あるいは砂礫層上部には，降下火砕層はみられない。かなり新しい時期まで砂礫の堆積がつづいていたようである。

吉田および梨ガ原扇状地砂礫層　扇状地の西縁は，船津熔岩（古期熔岩の一種）の縁によつて限られるが，南縁および東縁はあまり明らかではなく，山中湖西南岸までほぼ連続するようである。地形的には何本かの谷の合流扇状地の性格をもつものとみられる。砂礫層の厚さは10m 以上である。層位の点では，砂礫層の主体は船津熔岩や梨ガ原熔岩をおおい，大明見熔岩流および剣丸尾熔岩流をはじめとする多くの丸尾熔岩流によつておおわれる。また，降下火砕層のうち，大室ラピリ層は砂礫層の上部にはさまれ，最も新しいうすいスコリア質ラピリ層が扇状地面をおおう。

以上のように，各地の扇状地砂礫層の主部は，層位的にはいずれも，古期熔岩流と新期 tephra または新期熔岩流との間にある。したがつて，その堆積の時代は黒土層の時代，すなわち古期熔岩流噴出後の活動の静穏期にあたることになり，この時期に山体は相当侵蝕をうけたことが推定される。新期熔岩流は，刻まれた谷の中に流入している場合の多いことを前にのべたが，それらの谷はこの時期に刻まれて下流に物質を供給したものとみられる。また，各地の扇状地の位置は，上井出扇状地における大沢，富士宮扇状地における市兵衛沢，大淵扇状地における伝法沢，吉田，梨ガ原扇状地における吉田大沢，滝沢というように，現在の山体に刻まれる放射谷の中でもかなり発達した谷の下流である。このことは，現在の谷がこれらの扇状地をつくつた過去の谷を，位置的には継承していることを示す。それらの谷では，新期の噴出

680

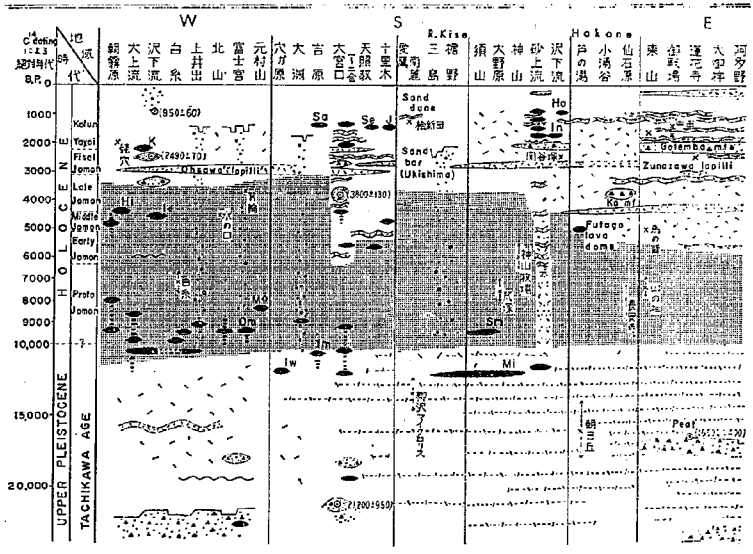
物は充分過去の谷を埋めつくすには至らなかつたものと考えられる。

現在山体に刻まれている放射谷の多くは，その谷壁および扇状地堆積物と新期噴出物との層位関係から推定すると，大体，新期 tephra 降下期の後半に作られたとみることができる。約 1,000 年前から著しい発達をとげた大沢崩れ（岩塚・町田，1962）はやや特殊な例であろうが，火山体の侵蝕は，一般にかなり短かい時間のうちに相当すすむことがわかる。扇状地砂礫層の最上部は現在の谷に由来する物質であるが，現在どの扇状地も段丘化しているので，これらは，現在の谷の比較的初期の堆積物とみなすことができよう。どの扇状地でも，比較的最近まで堆積作用がつづいていたのに，その後刻まれたのは，何らかの共通した条件の変化に基くものと考えられる。それが何であるかは今後の検討にまつところが多い。

6. 新期の河岸段丘砂礫層

富士山麓から発するいくつかの河川沿いには，厚い火山砂礫層からなる段丘が発達している。その主なものは，東麓の酒匂川沿いと南東麓の黄瀬川沿いにみられる。

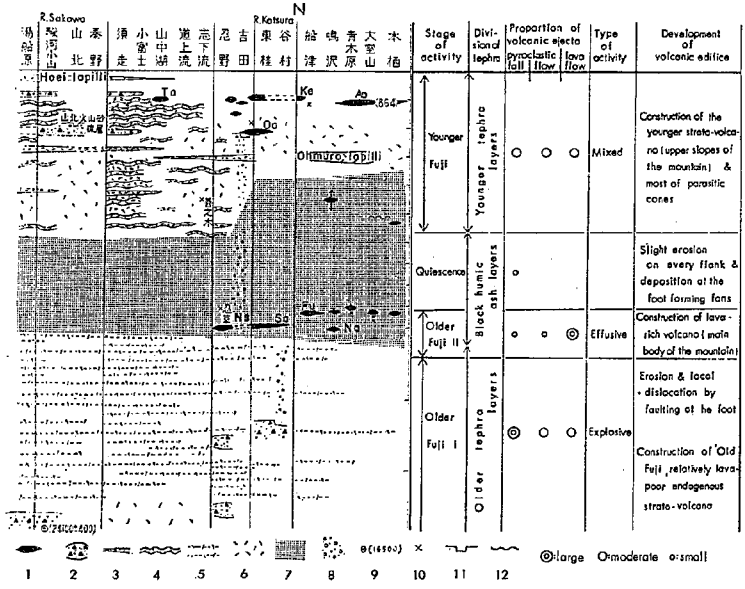
第2表 第四紀末の



1) lava flow. 2) pyroclastic flow or mudflow deposits. 3) lapilli fall deposits (with large lapilli fall deposits (slightly weathered, not showing detailed stratification). 6) scoriaceous carbon-14 dating (year before present). 10) stone instruments and pottery, 11) terrace
The older lava flows ; Iw, Iwabuchi lava. Im, Imaizumi lava. Om, Ohmiya lava. Ns, Nashigahara lava. Sa, Saruhashi lava. Fu, Funatsu lava.
The younger lava flows ; K, Kengamine lava. Hi, Hitoana lava. Id, Iwadoi lava. Sa, Ta, Takamarubi lava. Oa, Oasumi lava. Ke, Ken-marubi lava. Ao, Aokigahara lava

酒勾川およびその上流の鮎沢川沿いに，上流から駿河小山付近の菅沼，谷峨，山北などの各段丘を作り，小田原北部まで明瞭に追跡できる段丘砂礫層は，鈴木隆介(1963)の山北火山砂礫層と同一堆積物である。菅沼付近では玄武岩の亜円礫と角礫を主体とする乱雑な堆積物であるが，下流に行くにしたがつて細粒となり，成層した黒色スコリアの多い砂礫層となる。その厚さが山北付近でなお35m に達しているところからみても相当多量の堆積物である。砂礫層の上には，駿河小山付近で1m 弱(第2図，17)，関本付近で0.7m内外の厚さの降下スコリア層がのる。これは前述の御殿場泥流の上にのるものと同一層で新期 tephra の上部層である。したがつて御殿場泥流と同一時期の堆積物であることがわかるが，地形的にも菅沼の段丘は上流に行くにつれ勾配を増し，鮎沢川支流の馬伏川沿いにひきつづいて(第1図)，下古城から六日市場に至る御殿場泥流のなす扇状地の面へと追跡される。すなわち，この堆積物は御殿場泥流の流下時にその一部が馬伏川に沿つて鮎沢川に流下し，酒勾川の河口近くまで長距離にわたつて堆積したものである。段丘面は駿河小山付近で，支谷の上流側の方に逆傾斜して入り込んでいるが，これはこの砂礫層の流下がかなり

富士火山の編年表



amount of lithic fragments). 4) scoriaceous lapilli fall deposits, 5) reddish scoriaceous lapilli with ash (not stratified). 7) black humic ash. 8) sand and gravel. 9) result of surface. 12) unconformity.
Mo, Motomurayama lava. Mi, Mishima lava. Sm, Shimowada lava. Na, Narusawa lava.

Sasaba lava. Se, Sekonotsuji lava. J, Jūrigi lava. Ho, Horigane lava. In, Inno lava.

68 2

激しかつたことを示すものであろう。その堆積の時期は御殿場泥流と同時，すなわち縄文末期から弥生初期にかけての時代である。酒匂川河口の鴨ノ宮付近には，現沖積面より2～3m高い，火山砂を多く含む堆積物からなる段丘があるが，これもおそらくこの時期のものであろう。酒匂川平野には，貝塚は発見されていないと，中野(1956)はのべているが，それは一つにはこの火山砂礫層の堆積のためかと考えられる。

一方，黄瀬川沿いに発達する段丘は，上流部と下流部とで形成時代やその性質がちがつている。御殿場～岩波間の河岸段丘は，御殿場泥流堆積面の刻まれたものである。この泥流堆積物は下流ほど薄くなつてやがて消滅し，下流側の裾野から三島にかけての地域では，成層した砂礫層が三島熔岩の上にのり段丘をつくる。これは熔岩の表面の起伏を埋めて堆積しているもので，三島付近までは厚さ10m内外であるが，南するにしたがい厚さを増し，いわゆる黄瀬川扇状地をつくつている（鈴木好一ほか，1952，多田・阪口，1954）。この扇状地はかなり開析をうけ，低い段丘がつくられている。加藤・近藤・松井ら（1960）によると，扇状地砂礫層の形成時期は，少なくとも弥生中期以前とみなされている。

黄瀬川扇状地砂礫層の上には，降下火砕物はほとんどのらない。この砂礫層は，前節でみた山麓各地の扇状地砂礫層と同様，古期熔岩噴出後，黒土層と新期tephraの降下期に，火山体の侵蝕にともない，生産された砂礫が運搬，堆積したものとみなすことができよう。

V. 富士火山の発達史の総括と問題点

富士火山における降下火砕層の区分，編年および火山体を構成する熔岩，火山角礫層，火山砂礫層などの層位についての，以上の資料を総合してみると，富士火山の洪積世末期以降の活動史および地形発達史は第2表の右らんのようにまとめられる。

すなわち，富士火山の活動史は，古期富士火山第Ⅰ期，古期富士火山第Ⅱ期，活動静穏期および新期富士火山の各時代にわけられる。

古期富士火山第Ⅰ期は古期tephra層の堆積によつて代表される時代である。この時代には相当長期にわたりしかも連続的に多量のスコリアが噴出し，富士火山から扇状に東方の地域にひろく降下，堆積した。この古期降下火砕層の降下がいつから始まつたかについては，まだあまり資料は多くない。少なくともその上部層は，抱含石器やC^{14}年代からみて，南関東の立川ローム層に対比される。

山麓諸地域のいわゆる古富士泥流堆積物はこの時期のもので，これが火砕流として噴出したものか，あるいはたとえば爆裂により既存の山体が破壊されて流下したものかははつきりしないが，中腹における隧道や試錐の資料からみると，この時期にはやはり火山砕屑物の方が熔岩よりも多量に噴出したようである。このような点からみると，この時期の火山活動はかなり爆発的なものであつたと考えられる。

古期tephra層噴出の最後の時代になると，火山活動の様子は著しく変つて，多量の熔岩（古期熔岩）を噴出することで特色づけられる活動期を迎える。この時期が古期富士火山第Ⅱ期である。降下火砕物については，前の時代に比べてはるかに少なくなり，遠方にはあまり到達しなくなる。粗粒のスコリアは火口の近くにとどまり，細粒の火山灰のみが山麓周辺から東方の地域にわずかに堆積するようになり，それらの地域ではこれを母材として黒土層が形成され始める。すなわちこの時期の活動は前の時期とはちがつて火砕物質よりはるかに熔岩を多く噴出する，かなりeffusiveな型の活動であつたと考えられる。

古期富士火山第Ⅰ期は，津屋（1940 a, b）の古富士火山の活動期にほぼ相当し，古期富士火山第Ⅱ期は新富士火山の最旧期熔岩流噴出期に相当する。ここで，各活動期について津屋のそれと別な表現を使つたのは，古期tephraと古期熔岩流との間に，火山活動の不連続を示す事実は何ら認められないからである。津屋が古富士火山を設定したのは，「集塊質泥流と最旧期富士熔岩類との各噴出時代の間には，侵蝕作用と地殻運動が行なわれるに足る時代的間隔があつたものと認められる」（津屋，1940 a, p. 443）からであつた。たしかに，古富士泥流の露出している山麓諸地域では，泥流が堆積してから相当長期にわたつて侵蝕作用や地殻運動が行なわれ，その後に熔岩流が流下したのである。しかし，これらの地域でそのような地

683

形変化が起つている間にも，スコリアは噴出し，山麓およびそれから東方に降下していた。おそらく火口に近い部分では，熔岩や火砕物質の噴出がひきつづいて起つており，山体が成長していたことであろう。

このように古期富士火山第Ⅰ期と第Ⅱ期との間には，長期間にわたる火山活動の休止期は認められないが，活動の様相は著しく変つたので両者を区別した。第Ⅰ期には，津屋のいう古富士火山に相当する大規模な成層火山体が成長し，富士山の地形の大わくはこれによつて作られた。第Ⅱ期には，古期熔岩の分布が，山腹上部まで認められるところから，現地形にかなり近いものが出来上つたとみてよいであろう。この時期はほぼ沖積世初期にあたると考えられる。

多量の熔岩噴出の後，4～5千年位の長期にわたつて火山活動はきわめて静穏になつたものとみられる。この活動静穏期には全く活動が休止したのではなく，小規模な活動が間歇的に起つたものとみられ，山麓から東方の地域にかけて，きわめて僅かずつ堆積する火山灰に腐植が集積して黒土層（富士黒土層）が形成された。山腹ではこの時期に谷が刻まれ，その侵蝕物質は山麓の古い熔岩流などで囲まれたポケット状の部分に堆積して扇状地を形成した。

そして新期富士火山の新たな活動期に入るのは，ほぼ縄文前期の中ごろである。この時期の活動は，山麓においては新期降下火砕層の降下，堆積によつて代表されるが，熔岩流も火砕流もかなり噴出した。しかし噴出物の量は前の活動期に比べてかなり少なく，その活動もそれほどには激しくなくまた連続的でもなかつたものとみられる。新期降下火砕層のうちにはかなり腐植が集積しているからである。この時期の活動によつて現在の山頂部から中腹までの部分が完成し，また寄生火山の大部分もこの時期に生じた。

これらの諸活動期をつうじて，中央火口の位置はほぼ一定しており，噴出物はほぼ整合的に重なつているため，地形から個々の活動期の山体をみわけることはきわめて難しい。富士の裾野の profile を観察すると，その曲線は厳密には連続した1つの指数曲線ではなく，海抜 1,500 m 内外の高度に傾斜の遷緩点がある。これは西麓から南麓にかけてはとくに明瞭である。新期熔岩流はこの遷緩点から下方にも流下してはいるが，その上方にくらべるとはるかに少なくなつている。多くの新期熔岩流はこの付近で終つている。したがつて，新期活動によつて作られた山体はこれより上部とみることができるであろう。

最後に，この報告では論ずることのできなかつたいくつかの問題点を列挙しておきたい。

1) 富士火山の活動史と噴出物の成分の変化との関係は，ここでは全くふれられなかつた。古富士火山と新富士火山（この報告では古期富士火山第Ⅰ期と古期富士火山第Ⅱ期）とにおける噴出物の岩質の相違は，津屋の研究の1つの主軸になつているが，同様に古期富士火山第Ⅱ期と新期富士火山についても，岩質は著しく変化したものと考えられる。津屋が最旧期熔岩と中腹の熔岩とを分けているのも岩質の相違によつている。マグマの性質と諸火山活動の特性との関係は，今後の研究にまつところが大きい。

2) またこの報告でのべた火山活動史は，多輪廻の火山活動の長期間における変化史であつて，1輪廻の噴火活動の変化や堆積物（中村・荒牧・村井，1963）についてはほとんど考察できなかつた。諸活動期の火山活動の機構を理解する上に重要な課題であろう。

3) 古期 tephra 層の上部は南関東の立川ローム層に対比されることは明らかとなつたが，武蔵野ローム層との関係や，東京付近の立川ローム層中の埋没土壌，割れ目帯のもつ意味についてはほとんど明らかにされていない。東麓および箱根火山と愛鷹南麓などの古期 tephra の区分，対比がまず行なわれるべきであろう。

4) 三島および田子浦付近において，富士火山の熔岩流は海面下 90～100 m に達していることがわかつている（鈴木・橋本・落合，1952，藤田・森・尾崎，1956，湯浅，1960）。従来はこれらの熔岩は三島熔岩や岩淵熔岩などの新富士火山の最旧期熔岩に相当し，海面の著しい低下期に陸上を流下したものと解釈されていたが，果してこれらの熔岩がそれらに対比できるものかどうか，またこの当時に海面がどの位の高さにあつたのかについては充分議論されていない。この点が明らかになれば，海面変化と火山活動史との

684

時間的関係がより詳しく知られるにちがいない。

またこれに関連する問題として，南関東における Würm 氷期の海面低下期の河岸段丘の問題がある。羽鳥ら（1962）は，海面の最低下期は立川ローム層上限，黒土層下限の挿島面の時代であると説いた。それはおよそ2万年前と推定されているので，立川ロームの堆積終了はその頃となる。しかし，富士東麓では，既述のとおり，C^{14} 年代 16,500 年の層準の上になお 5 m ほどの古期 tephra が堆積している。両者の食いちがいをローム堆積終了期が場所によって大きく異なるためと解釈することもできるが，それが妥当であるか否かには問題がある。最近貝塚（1964）は，相模川について，海面最低下期は，立川ローム層上部をのせる段原面（戸谷，1961）の時代であると論じた。黒土層下限のくわしい年代は南関東の第四紀末期の諸問題の解明に重要な役割りを果すものとなろう。

VI. 要　約

この報告でのべたことは次のように要約される。

富士火山の洪積世における活動は，山麓に分布する降下火砕物を鍵として，編年することができる。そのためにはまず，降下火砕層を堆積の不連続を示す事実によって区分し，古代人類遺物の層位と C^{14} 年代資料とを時代決定の有力な手段として用いた。次に，火山体を構成する熔岩流や火砕流堆積物などと，編年された降下火砕層との層位関係を明らかにした。これらによって降下火砕層の代表する諸活動期における活動の特色と変遷および地形発達史を知ることができた。編年の結果は第2表の右らんに要約される。

この編年によって，富士火山の活動史は，爆発的活動により特色づけられる古期第Ⅰ期，それにひきつづき多量の熔岩が噴出し，火山本体がつくられた古期第Ⅱ期，および長期にわたる活動静穏期をへだてて山腹上部と寄生火山を作った新期活動期に分けられた。

そのほか，洪積世における，箱根火山の活動と，酒匂川の河岸段丘形成について，編年を行ない，また関東西南部のローム層のいわゆる表土が，洪積世の富士火山灰の土壌化したものであることを明らかにすることができた。

引用文献

1) 赤星直忠（1961）：箱根の先史時代遺跡，かながわ文化財，26.
2) 渥美武六（1960）：岳南一田子の浦港周辺の地下水と地下構造について，地学雑，69，5，p. 37-40.
3) 岩井田榮一郎・佐々木実（1951）：富士宮市北部の地質と地下水，地質雑，57，p. 111-117.
4) 岩塚守公・町田洋（1962）：富士山大沢の発達――火山の谷の発達と侵蝕機構についての基礎的研究――，地学雑，71，4，p.3-18.
5) 貝塚爽平・成瀬洋（1958）：関東ロームと関東平野の第四紀の地史，科学，28，3，p. 128-134.
6) 貝塚爽平・町田貞・太田陽子・阪口豊・杉村新吉川虎雄（1963）：日本地形論（上）166 p.
7) 貝塚爽平（1963）：日本における第四紀の Tephra の分布，第四紀研究，3，1/2，p. 72-79.
8) 貝塚爽平（1964）：相模川下流部の沖積層と段丘の関係，第四紀学会1964度研究発表会.
9) 加藤芳朗・近藤鳴雄・松井健・岩佐安（1960）：原町浮島ケ原の地質と土壌，大塚教授記念論文集，p. 133-161.
10) 加藤芳朗・近藤鳴雄（1960）：富士山西麓のマサ（粧層）について，土肥誌，31，9，p. 399-402.
11) 加藤芳朗（1961）：富士山麓の地形・地質概観，ペドロジスト懇談会1961年度野外見学のしおり，p. 3-18.
12) 関東ローム研究グループ（1958）：関東ロームの諸問題（Ⅱ），地質雑，64，752，p. 293-307.
13) 関東ローム研究グループ（1964）：御殿場市蓮花寺付近の泥流および礫層の絶対年代――日本の第四紀層の ^{14}C 年代 V――，地球科学，71，p. 36-37.
14) Kigoshi, K. and Endo, K. (1963)：Gakushuin Natural Radiocarbon Measurements II, Radiocarbon, 4, p. 109-117.

15) 蔵田延男・森和雄・尾崎次男(1956)：静岡県富士南地域工業用水源地域調査報告，地質調月報，7，6，p. 1-24.
16) Kuno, H. (1950 a)：Geology of Hakone volcano and adjacent areas, Part I, J. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. 2, 7, p.257-279.
17) 久野久 (1950 b)：日本の火山および火山岩に関する問題，地質雑，56，p. 226-231.
18) 久野久 (1952)：7万5千分の1熱海図幅および地質説明書，地質調査所.
19) 阪口豊 (1963)：日本の後氷期海面変動に対する疑問——絶対編年に寄せて——，第四紀研究，2，6，p. 211-219.
20) 佐々木実 (1959)：富士山西南麓の地質と地下水，地学雑，68，3，p. 138-147.
21) 沢村孝之助 (1955)：7万5千分の1沼津図幅および地質説明書，地質調査所.
22) 志村馨 (1960)：富士山西麓および東麓地域における地質，地下水調査について，物理探鉱，13，1，p. 46-64.
23) 鈴木好一・橋本昌三・落合敏郎 (1952)：静岡県沼津，三島平野の地質，資源研彙報，IX，27，p. 57-68.
24) 鈴木康司 (1963)：南関東西縁地域の第四系の層序および地質構造発達史の研究 II——富士火山北東地域（その1），資源研彙報，60，p. 59-65，（その2），資源研彙報，61，p. 38-49.
25) 鈴木隆介 (1963)：箱根火山北東部における軽石流の堆積とそれに伴った地形変化について，地理評，36，1，p. 24-41.
26) 鈴木恒治 (1959)：御殿場の古代文化，御殿場市文化財調査委員会.
27) 多田文男・阪口豊 (1954)：伊豆狩野川沖積平野の発達史——特に先史時代以降における地盤運動を中心にして——，東大地理学研究，3，p. 1-13.
28) 多田文男・岩塚守公・町田洋・小池一之・細井将右 (1961)：富士山大沢における崩壊および砂礫移動についての研究（第3報），静岡県大沢崩対策，昭和35年度，p. 1-38.
29) Tsuya, H. (1935)：On some lavas of Volcano Fuji, Bull. Earthq. Res. Inst. 13, p. 645-659.
30) 津屋弘達 (1938 a)：富士火山の地質学的並岩石学的研究（I），小御岳の構造，震研報，16，p. 452-469.
31) 津屋弘達 (1938 b)：富士火山の地質学的並岩石学的研究（II），青木原熔岩の分布と噴出中心，震研報，16，p. 638-657.
32) 津屋弘達 (1939)：火山弾の形態及び構造，特に富士火山産玄武岩火山弾の本源に関する一考察，震研報，17，p. 809-825.
33) 津屋弘達 (1940 a)：富士火山の地質学的並岩石学的研究（III），富士山南西麓，大宮町周辺の地質，震研報，18，p. 419-445.
34) 津屋弘達 (1940 b)：富士火山の地質学的並岩石学的研究，地学雑，52，618，p. 347-361.
35) 津屋弘達 (1942)：神縄衝上断層の西翼に就て，震研報，20，p. 322-335.
36) 津屋弘達 (1943)：富士火山の地質学的並岩石学的研究（IV），寄生火山の構造及分布，震研報，21，p. 376-393.
37) Tsuya, H. (1955)：Geological and Petrological Studies of Volcano Fuji (V) On the 1707 eruption of Volcano Fuji, Bull. Earthq. Res. Inst. 33, p. 341-383.
38) 津屋弘達 (1959, 60, 61)：大沢沿岸地域の地質と大沢崩れの発達，静岡県大沢崩対策，昭和33年度，p. 36-50，昭和34年度 p. 25-36，昭和35年度，p. 39-46.
39) Tsuya, H. (1962)：Geological and Petrological Studies of Volcano Fuji (VI) Geology of the Volcano as Observed in Some Borings on its Flanks, Bull. Earthq. Res. Inst. 40, p. 767-804.
40) 戸谷洋 (1961)：相模野北西部の地形に関するいくつかの問題，辻村古稀記念論文集 p. 107-118.
41) 中野尊正 (1956)：日本の平野，304 p.
42) Nakamura, K. (1960)：Stratigraphic studies of the pyroclastics of Ōshima Volcano, Izu, deposited during the last fifteen centuries, 1 Cyclic activity of "Main Craters" and the absolute chronology of the pyroclastic sediments, Sci. Papers College General Education, Univ. Tokyo 10, 125-145.
43) 中村一明・荒牧重雄・村井勇 (1963)：火山の噴火と堆積物の性質，第四紀研究，3，1/2，p. 13-30.
44) 成瀬洋 (1963)：関東地方第四紀火山灰，第四紀研究，3，1/2，p. 94-109.
45) 羽鳥謙三・井口正男・貝塚爽平・成瀬洋・杉村新・戸谷洋 (1962)：東京湾周辺における第四紀末期の諸問題，第四紀研究，2，2/3，3，p. 69-90.

686

46) 北井重次 (1927)：桂川沿岸の地形及び河岸段丘の研究，地理評，3，p. 173-189, 308-326, 420-430.
47) 望月勝海・鮫島輝彦(1960)：大沢泥流原および下流地域の調査，静岡県大沢崩対策，昭和34年度，p. 37-47.
48) 望月勝海・鮫島輝彦(1961)：大沢頭状地の地質および大沢崩壊，大沢泥流の対策について，静岡県大沢崩対策，昭和35年度，p. 47-56.
49) 山内清男・佐藤達夫(1962)：縄文土器の古さ，科学読売，14, 2, p. 21-26, 84-88.
50) 山本寿々雄 (1956)：山梨県における早期初頭の縄文土器について，石器時代，3, p. 52-55.
51) 渡辺直経 (1963)：日本先史時代に関するC^{14}年代資料，第四紀研究，2, 6, p. 232-240.

687 1

富士山の地形・地質

理学博士　東京大学名誉教授
津　屋　弘　達

Topography and Geology of Volcano Mt. Fuji

Dr. Hiromichi Tsuya
(Professor emeritus of Geology. The Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

688

まえがき

国立公園協会によって企画された今回の富士山総合学術調査にあたり，その調査事項のうち，筆者は，地形・地質を担当し，全体計画にしたがって，昭和43～45年のあいだの正味2カ年余のうちに，その調査を実施した。

この学術調査の全体計画では，富士山北西麓の青木ヶ原が調査の重点地域として指定されたが，筆者の担当する地形・地質に関するかぎり，この青木ヶ原は富士山の火山地質の上で1つの重要な地域であるとしても，火山としての富士山全体を代表するものではない。そこで，これを対象とする大がかりな調査をおこなうことがのぞまれるが，計画された約2カ年間では，調査区域の広大なことや調査実施の季節的制約などのために，とうてい果たし得ないだろう。したがって，もし筆者が前もって富士山の地質学的研究をおこなっていなかったとすれば，今回の調査を担当できなかったにちがいない。たとえ数人以上の専門調査員を動員できたとしても，短期間の野外踏査と採集試料の室内研究とでは，たんなる寄せ集めでない成果が期待できないからである。いわんや，富士山の地形・地質に関する通俗解説ならば，くわしい調査をおこなわないでもできないことはないが，それでは今回の総合調査の報告としての学術的価値に欠けることはいうまでもない。

しかし筆者は東京大学地震研究所に在職中から，個人研究の1つとして富士山の地質学的研究をおこない，退官後にはさいわいにも富士急行株式会社社長堀内光雄氏のご好意によって，これを終生の仕事としてつづけてきた。その結果，富士山のほとんど全域にわたる独自の調査は夙にいちおう終わっていたが，それを補足する意図もあって，今回の総合調査に加わったしだいである。ただし今回の調査では，富士山成立の地史的背景を解明するのに必要な隣接の御坂，天子山地などの周部的調査に，東大助教授松田時彦博士のご協力を得た。また青木ヶ原が調査の重点地域に指定されたことに応える意味で，同地域内に多い未知の大小溶岩洞穴の発見につとめ，既知のものとあわせて，それらの形態や内部構造の観察，測量，試料の採集などをおこない，山麓のほかの方面の溶岩洞穴にまでこれをひろげた。この洞穴調査には，洞穴内の地下水ならびに析出物の化学分析に，東邦大学教授野口喜三雄博士をわずらわしたほか，小川孝徳氏を中心として，諸大学の探検部その他の学生諸君，地元の諸氏らの多大の協力を得た。

この報告を書くにあたり，今回の学術調査を計画立案し，その実施に種々の便宜を与えられた国立公園協会理事長千家哲麿氏，ならびに同協会を通じて調査に必要なあらゆる便宜を供与された富士急行株式会社社長堀内光雄氏，また調査に協力された上記の方々に，厚く御礼申しあげます。

689

1 以前の調査研究

富士山の地形・地質については，断片的な観察記事や登山案内むきの解説記事などは数多くあるが，その本格的な調査研究の発表されたものは，筆者のものをのぞいて，ほとんど皆無といえる。この山が広大であり，明治・大正時代には，古くから開かれていた登山道や山麓農作業道から未踏の山林内にまで深くはいっての調査が困難であったためでもあろうが，その山容がいっけん簡単な単一円錐で，その構造も変化にとぼしい玄武岩質噴出物の成層火山であろうとの予断から，地質学者の学問的興味の対象にならなかったのかもしれない。

したがって，明治・大正時代の富士山の地形・地質関係の文献は量質ともに貧弱で，本文末にあげてあるのはそのおもなものである。これらの内容をいちいちここで紹介する要はないので，本文中で必要に応じて随時引用するが，2，3 のものについてだけ簡単にふれておく。

明治15年（1882）に創設された地質調査所から，同20年に発行された鈴木敏調査による20万分ノ1地質図幅「富士」および同説明書は富士山のもっとも古い地質調査の結果を含んでいる。この地質図では，富士山は焼岩および火山礫として一色に塗られているだけであり，説明書でも，寄生火山として小御岳，小富士，宝永山の3体が，また溶岩流として猿橋，三島，富士川下流方面にそれぞれ流下した3流があげられ，いずれもごく簡単に記述され，現在の知見から考えれば，誤解が少なくない。

明治24年の濃尾大地震の直後に創設された文部省震災予防調査会からは，平林武調査による「富士爆裂火山調査報文」が明治32年に発行された。これは，同会委員であった地質学者小藤文治郎博士の指導のもとに，明治・大正年間におこなわれた日本のおもな火山の調査の1つである。この報文の中で，平林は富士山の本体ならびに25の寄生火山の地形や構造，20余の溶岩洞穴，溶岩樹型洞穴などを記述しているが，噴出物についてはおもに，大沢溶岩を橄欖輝石富士岩（安山岩のこと）とし，三島・大宮，猿橋，青木ヶ原の各溶岩を斜長石玄武岩として区別し記載しているだけである。したがって，彼のつくった地質図はこれらと側火山（寄生火山のこと），一般火山砂礫などの分布を示す簡単なもので，今日では古図として以外の学術的価値を失っている。ただし富士山の心骨をなすものとして，彼がいわゆる集塊質泥流の存在を認めたことや，宝永山そのものが寄生火山でないと判断したことなどは，それらの解釈はともかく，重要な事実として支持される。

大正14年（1925）に山梨県が発行した「富士山の自然界」という小冊は，地形・地質だけでなく，動植物・気象・水理などの説明をも含む一種の富士山案内書であるが，この編集者は前記の文部省震災予防調査会の仕事として「伊豆半島火山地質報文」（明治31年）をつくった石原初太郎で，富士山の山梨県側の半面の地質については，みずからの調査結果を加味して記述している。同年に山梨県山林会から発行された5万分ノ1「富士山地質図」も石原の編集によるもので，これも山梨県側だけが多少くわしく描かれている。これは上記の平林の図より30年近くも新しいので，多少進歩して当然であるが，このような半面不備な点があり，誤りもあって，やはり地質概略図の域を脱しないものである。とくに富士山麓に分布する旧期噴出の溶岩流

640

を基底溶岩と総称し，富士山の円錐体下の1大溶岩台地を形成するという石原の説は支持できない。なお石原は，昭和3～4年に富士宮の浅間神社によって編集された「富士の研究」全6冊のうち，「富士の地理と地質」1冊を得いたが，その内容は上記の「富士の自然界」から動植物に関する部分をのぞき，静岡県側を加えて，全体の説明をいっそうくわしくしたものである。石原の仕事としてはこれらの文献よりもむしろ，山梨県の「史蹟名勝天然紀念物調査報告」第4集（昭和4年）に発表した富士山北麓の溶岩隧道および溶岩樹型の地質調査と実測の結果が参考資料として今日でも役立つ。昭和11年文部省発行の「天然紀念物調査報告」地質鉱物之部第5集に，脇水鉄五郎によって報告されたものは石原の上記報告のほとんどそのままである。

昭和14年に出版された神原信一郎著「富士山の水理と地質」は，著者が当時の東京電燈株式会社の技師として，桂川水系の1大水源である富士山域の水理と地質とを調査した結果をまとめたものである。同書では，富士溶岩が古いものから順にⅠ～Ⅳの4期に区別され，それぞれの肉眼的性質や産出状態がくわしく説明されているが，著者は土木専門家で地質学的の火山調査ができなかったためか，同書の地質に関する部分には説明に誤りが多く，添付されている溶岩分布図は火山地質図としてはあまり役立つものでない。

その後の学術的な調査としては，筆者の「富士火山の地質学的ならびに岩石学研究」をあげる。最初に富士帯の火山地質を研究していた関係で，昭和のはじめごろからその一員である富士山の地質観察を断片的におこない，昭和10年ごろから上記の題目をかかげて，本格的な調査研究をおこなった。戦中戦後の動乱期には，ほかの職務事情もあって，その進行もとぎれがちであったが，部分的にいちおうまとめられた研究結果を順次発表した。本文末の文献にあげたのはそのおもなものである。またいままでの筆者の研究結果の総まとめとしては，昭和43年に工業技術院地質調査所によって発行された5万分ノ1「富士山地質図」がある。この図はまだくわしい説明書がついていないので，わかりにくい点があるかもしれないが，他日これを完成するつもりであり，また本文中でその要点を簡単に解説する。

まえがきで述べたように，富士山全体の地形・地質の学術調査は1～2年の短期間にはとうてい満足な成果をあげることがむずかしいので，本文は筆者独自の過去35年にもわたる調査研究の成果として発表した前記の文献を総括し，それに今回の総合調査によって得られた結果を加えて記述するものである。



図1　富士山地域高低図
Relief map of the Mt. Fuji region.

691

2 地　形

火山の地形には，その噴火活動によってできる原地形と，風・雨水・氷雪などによる侵蝕地形とが区別される。これらは山全体の大地形，その部分ごとの微小地形について，それぞれみられるものであるが，後者については各部の説明のところで言及することにして，ここでは大地形だけに注目する。

原地形　一般によくいわれるように，外観上の富士山は代表的な単一の截頭円錐火山（コニーデ）である（76ページ写19・20）。もちろん幾何学的の正しい円錐ではない。5万あるいは20万分ノ1地形図の等高線が示すように，海抜 2,500 m 内外から上の山頂部はほぼ完全な截頭円錐であるが，その側面傾斜は東より西側のほうが明らかに大きい。また中腹から山麓部にかけては，側面傾斜が一段と小さくなり，最下端付近で数度以下となる。しかもその傾斜の減衰の有様が方向によって異なり，平面図では等高線が円錐の場合のような同心円でなく，北々西・南々東方向に長軸をもつ楕円を描く。したがって，富士山全体の形はむしろ非対称的の截頭楕円錐である。（図1）

その山形が北々西・南々東方向にいちじるしくふくらむのは，この方向の山腹に多数の寄生火山ができ，その噴出物が多量に積もったためである。また山頂部の西側の側面が反対側よりやや急傾斜であるのは，1つには西側が大部分裸出する溶岩面であるのに対し，反対側は大部分火山砂礫層におおわれるという相違があることによる。後者は雪どけ水や雨水を浸透させるが；前者はこれらの地表流水によって削られやすいからである。それに加えて，のちに説明する富士山体の構造上の異方性のために，もともと西側の側面が反対側のそれより急斜面になるよう形づくられたことにもよる。

上述のような山形の非対称性は，山頂火口の中心を通る各方向の縦断面が描く山側線の形にもあらわれる（図2）。どの方向の山側線も，小起伏を無視すれば，上向きの凹曲線であることに変わりはないが，山頂火口を通る縦軸から両側の側線上の同一高度の点までが

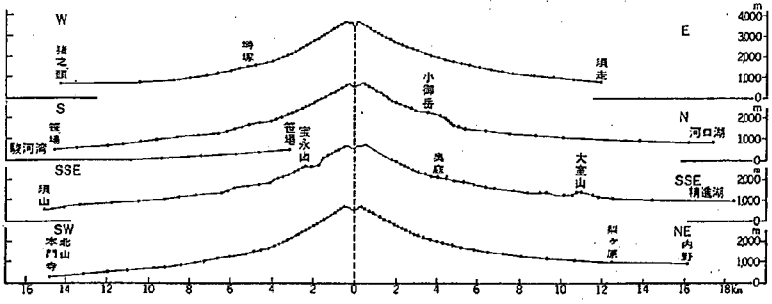


図2　富士山の縦断面図
Profiles of Mt. Fuji.

692

一般に等距離でない。山側線がもっとも長くのびるのは南斜面で，山頂から駿河湾岸の沖積平野まで，富士山体が少なくとも表面的にはなんらの障壁にさえぎられることなく発達したように平滑な曲線を描いて下る。その傾斜角は標高約 2,500 m 以上で 28°，2,000 m，1,000 m，500 m 付近でそれぞれ 18°，8°，5°，500 m 以下で 3° 以内である。

この山側線の形を数学的にきめることは上記の理由その他であまり意味がない。古くは，J. Milne (1878) が富士山その他の日本および千島の火山の山側線を1つの対数曲線（のちには双曲線函数であらわされる懸垂曲線）とし，石原初太郎は富士山の側線を上記の南斜面上にとって，対数曲線の一般式 $y=ae^{bx}$ から $a=3{,}780$（富士山体をあらわす円錐の頂点高度），$b=-0.00014$ を求めた。また滝沢卯吉は富士山頂から御殿場に下る側線を3次の対数曲線として，その数値をこまかく計算した。一般に火山原形の側線は，噴石丘の場合にはおもにその斜面における噴石の磨擦係数に，また溶岩あるいは溶結岩丘の場合には，おもにその粘性に支配されるので，単一構造の火山については，前記のような数値の物理的意味も考えられるかもしれない。しかし後述するように，富士山は単一構造の火山でなく，完全な円錐火山でもない。

富士山が火山として世界的に有名なのは，その高大さとともに，山容の秀麗さにあるという。これが秀麗であるかどうかはみる人の判断によることであるが，円錐火山といわれるほかの多くの山とは似て非なるものである。たとえば，俗称「ルソン富士」というフィリピンのマヨン山 (Mt. Mayon, 2,452 m) は輝石安山岩質の円錐火山で，その側線は模範的といわれるほど規則正しく，山頂部で 35°，山麓近くでも 22° を下らない傾斜を示す。北海道の「蝦夷富士」（羊蹄山，1,893m）も輝石安山岩質火山で，その側線は山麓近くまで，富士山とくらべて急傾斜である。安山岩質火山の1つの特徴ともいえる円錐形の山容はこれらの例と同様の傾向を示すことが多い。玄武岩質噴出物を主とする富士山は全般的にその側面傾斜がゆるやかで，とくに数度以内の緩傾斜をもつ広大な山麓面に囲まれるのが特徴で，多くの人びとに山容の秀麗さを謳われる所以でもあろう。この山麓部には，地質図に示すようにとくに北・西・南の3面で，富士火山の旧期溶岩流が広く分布するので，石原はこれらを基底溶岩と称し，その広大な溶岩台地の上に，中腹以上の円錐形山体がのると考えたのであろう。そうとすれば，富士山は楯状円錐（アスピ・コニーデ）ともいえるが，実際はそうでなく，鉱物の形に仮像があるように，仮円錐というべきものであろう。

侵蝕地形　富士山はその現在の形にまで成長したのが，地質学的にいって，ごく最近のことで，全体としてはまだほとんど侵蝕されておらず，この作用による山形の変化はまったく認められないといえる。したがって，その侵蝕地形としてもっともいちじるしいものは山の側面にみられる侵蝕谷である。

富士山の側面には，「八百八沢」という語であらわされるほど多数の谷があり，地形図でも多くみられる。しかしそのうちには，侵蝕谷でないものが少なくない。それらは，相隣る2条の溶岩流が流下するとき，尾根状の高まりをつくったため，そのあいだに残された谷状の凹地である。玄武岩溶岩は粘性が小さいので，山頂部の急斜面を流下するうちは大きい尾根をつくらず，かえって既存の凹地や谷に流れこむが，中腹以下の緩斜面のところまで流下すると，その温度低下による粘性の増加もあって，しだいに停滞して「エプロン」型の溶岩舞台をつくりやすい。したがって，中腹から山麓面にまでひろがる溶岩流のあいだに，こうしてできた谷地形が多い。また現在の侵蝕谷にも，流水がこういう地形を利用することによって発達したものが多い。したがって富士山の溶岩が，地質図に示すように，山頂を中心としてほぼ放射状に流下しているのと同じく，侵蝕谷もいわゆる放射谷の配列をみせている。この放

693

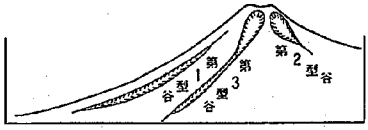


図3　富士山放射谷の3型
Three types of radial valleys on Mt. Fuji.

射侵蝕谷はつぎの3型に区別される。(図3，77ページ写21・22)

第1型谷は海抜1,500～2,500mの中腹にもっとも幅広くかつ深く発達し，上下の方向に尖滅する「中ふくらみ」のもので，山の西および南西側の中腹に多く，明らかに流水による侵蝕谷である。富士宮登山道二～五合間の山腹の北側を深くえぐる市兵衛沢と大沢とのあいだは，富士山内で自然がもっともよく残されている区域で，ここには赤沢，青沢，箱荒沢，深沢，鞍骨沢，大久保沢，その他の無名の沢など，この型の谷がもっともよく発達する。山の中腹では，地表を流下する雨水や雪どけ水がもっとも多く集まり，かつ急斜面であるため，流水の下刻作用が進んで谷を大きくしている。もっともこれらの谷のうちには，のちに流れこんだ溶岩や砂礫に埋まり，谷底まで林地となり，現在まったく侵蝕の進まないものが少なくない。

普通の山地の侵蝕谷は上流のほうにしだいに浅くかつ細くなり，下流のほうには深くかつ幅広くなる。富士山の第1型谷は下流のほうに山麓面上にまでのびている場合でも，幅狭く浅い溝として残るのみである。これは説明するまでもなく，中腹の大きい谷を流下する水も，緩傾斜の山麓面では多く地中にしみこみ，侵蝕力を失うためである。

第2型谷は山頂部の側面にみられる「スプン」形の凹みで，雨水・雪どけ水などのみによる水蝕谷ではなく，むしろ氷雪による岩石の破壊・蝕磨，雪崩の作用，さらにところによっては噴火のときの爆発による破壊作用も加わってできたものである。盛夏のころ残雪がみえるところはこのような凹みであることが多い。雪が多く積もり，また消えにくいのは北側の側面で，ここに発達する白草流(大流)・小御岳流などの谷頭部の凹みはその代表的な例である。ほかの方向の側面にも同型の無名の凹みがいくつか認められる。

第3型谷は上記の1・2両型谷がたまたま同一の放射線上にでき，上下につらなった形のものである。その代表的なものとして，西側の大沢(本大沢)と北東側の吉田大沢とがあげられる。とくに大沢は現在も侵蝕が進む「生きている谷」として，富士山内の最大のもので，山頂火口西縁の「蟻ノ戸渡」にはじまり，西側面をほとんど真西に直線的に下り，海抜約780m地点の大沢尻で，山麓面に上非出の大扇状地を展開するところまで，全長10km余にわたる。このうち，沢の源頭から海抜約2,400mのお中道渡場までは第2型谷に，それ以下は第1型谷に相当する。前者は，一般に「大沢崩」とよばれ，谷壁の崩壊が年中ほとんどたえまなくおこなわれるところである。これについては，静岡県の大沢崩対策委員会が昭和33年から3年間にわたり筆者を含めて地理・地質・水理・土木・林学など各専門の調査員によっておこなわれた調査の報告があるので，ここではかさねて説明しないこととする。

吉田大沢も大沢と同型で，山頂火口北東縁にあたる久須志岳の外側の断崖下にはじまり，海抜約2,400m地点の吉田登山道六合目付近までの約2kmのあいだは第2型谷を，それ以下，海抜約1,500mの登山道一合目付近で山麓面上の胎内堀につらなるまで，約3kmのあいだは第1型谷をあらわす。大沢にくらべて，この沢は古い起源のもので，水蝕作用に関するかぎり，とくにその第2型谷の部分では現在ほとんど進行していない。これは，その谷底が多量の火山砂礫や比較的新期に噴出した溶岩流に深く埋まり，雨水や雪どけ水がこれらに浸透して地表面を流下しないためである。しかしここでは，冬季積雪時に遭難者を生ずることがあるような雪崩が起こって，谷の斜面を削り，年々夏季の多数の登山者がこの斜面上の「砂走り」を砂をけ

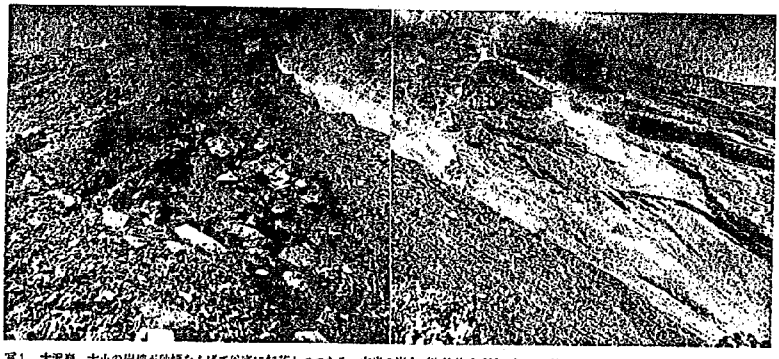
694

って駆けおりる関係もあって，砂礫を下方に移動させる。なお，この谷の源頭部の北西側を囲む断崖下に，大小の岩屑が土堤状に小高く積もって，側壁とのあいだに浅い凹地を形成しており，そこには盛夏にも残雪をみることが多い。その形状はカールの雪田と氷堆石に多少似るようにみえるが，ここに氷河ができた証跡は認められないので，たんに氷雪によって破砕された側壁の岩屑が一時的に堆積してできた地形であろう。かつて小川琢治が富士山麓の岩礫中に氷堆石があるとして，氷河を問題にしたことがある。また最近，辻村太郎は氷削痕があるという岩片を吉田大沢で採集して筆者に私的に提示した。筆者はこれをみても氷堆石と確認できないし，現在の富士山の山頂部の侵蝕に氷雪が大きく作用していることは否めないが，いままで観察したかぎりでは，多少でも氷河が働いた時代があったとは考えられない。

山の中腹では，谷筋のみでなく一般斜面上にも雪崩が起こり，雪どけどきの雪代（ゆきしろ）や豪雨のときの一時出水もあって，斜面を削り砂礫を下方に押し出し，森林を荒廃させているところもある。地質図でYSの記号で示す区域のうち，崖錐や扇状地堆積物以外は押し出し砂礫で，噴火放出物が降下堆積した原斜面のものではない。

緩傾斜の山麓面には，大沢尻にげんに発達しつつある扇状地があり，吉田大沢の下流にあたる富士吉田方面や南側の大淵地域を通るガラン沢の下流にあたる富士市伝法町などの古い扇状地もあるが，多くの場合その堆積層の下底あるいは中間に，噴火による直接堆積物である火砕岩・溶岩などを伴っており，地形的に火山原面とみられるものである。北東麓の梨ヶ原（北富士演習地）の中心部のように，山腹の侵蝕によって洗い出された堆積物をほとんどかぶらない溶岩扇状地もある。これら扇状地を含めて山麓面上には，富士吉田方面の地蔵堀，杏掛堀，塩堀などのように，堀状の大小の溝が多く発達する。それらには，上方で中腹の谷に，下方で域外山地の谷につらなって，富士山中心部からの排水路になっているものがあり，また山麓面のみの溝侵蝕によってでき，上下に尖滅する短いものもある。しかしどちらも山麓面の地形を大きく左右するものではない。(78ページ写23)

富士山内には上記のような沢とよばれる谷や堀とよばれる溝などが多いが，南西麓元村山付近および東麓



写1　大沢崩　大小の岩塊が砂煙をあげて谷底に転落しつつある。右岸の崖上（海抜約3,000 m）から見あげる
"Ōsawa-kuzure", the rock-avalanches and sand-clouds on the oversteepened wall surrounding the head of Ōsawa valley.

695

の古富士火山の山体の一部をあらわす斜面をのぞいて，平時流水のある河川をもつものは1つもない。常時湧水も，山麓外縁部のものをのぞけば，富士宮登山道旧二合目・日本ランド近くの水ヶ塚と弁当場・御殿場登山道の太郎坊・富士吉田の泉瑞など数カ所の少量にすぎない。したがって富士山はおもに雨季や雪どけどきの大量出水による一時的の谷川の水蝕をうけるのみであり，それに氷雪・風蝕などが加わるとしても，地形に関するかぎり，この山の大部分は侵蝕の幼年期を出ない若い火山といえよう。ただ大沢のみは，いわゆる大沢崩によって，山体上部の西斜面に深くくいこみつつあって，昔から鳴沢の異名があるとおり，昼夜を問わず側壁から岩屑が音を立てて転落するので，山頂部がますます深く侵蝕されて，その現在の景観が遠からずいちじるしく損傷されはしないかと問題になった（写1）。大沢崩がはじまったのは約 1,000 年前と推定されているが，この数字はともかくとして，筆者が過去35年あまり観察してきたかぎりでは，その侵蝕の進行はさほど速いものでない。局部的にはかなり崩壊したが，全体的にはこの期間にほとんど変化なく，とくに沢の源頭にあたる山頂火口の西側の外縁（駿ノ戸渡）が昔のままであることは新旧写真の比較によっても明らかである。山頂の変貌は自然にまかすべきで，侵蝕はさほどでないとしても，将来の噴火活動による大きい変貌が起こらないとはいえない。

山の大きさ　地形そのものではないが，それに関連のある山の高さ・面積・体積その他の数値をまとめて示し（表1），これを簡単に解説しておく。

富士山の高さは江戸時代から十指にあまる内外人によって測られた記録を残しているが，明治18～20年に陸地測量部が剣ヶ峰の最高点の標高を間接水準測量と平板測量とを併用し，海抜 3,778 m と決定して，大正末年までこの値を地図に採用していた。その後の標高 3,776.3 m は大正12年の関東大地震の影響を知るために，同15年におこなわれた復旧測量のさいの新設富士

表1　富士山の地形に関係ある数値一覧表
Numerical data relating to the topography of Mt. Fuji.

山頂，剣ヶ峰三角点		35°21.5′ N, 138°45.1′ E 海抜3,776.29 m(大正15年) 3,775.63 m(昭和37年)*
周囲	山麓限界	153 km
	海抜 1,000 m 付近	41 〃
	海抜 2,500 m（お中道）付近	17 〃
	山頂火口外縁	3 〃
最大直径	東西	39 km
	南北	37 〃
平面積	山麓限界内	900 km²
	1,000 m 等高線以上	452 〃
	2,500 m 〃	21 〃　（体面積 25 km²）
体積	海水面～1,000 m	1,174 km³
	1,000 m ～山頂	223 〃
	2,500 m ～山頂	12 〃
山の平均密度		2.08（Mendenhall）
		1.75～1.78（熊谷・阿部）
		2.63（横山・田島）
山頂の重力	富士山頂	978.86 gal（Mendenhall）
	富士山頂	978.82 〃　（熊谷・阿部）
	剣ヶ峰三角点	978.877 〃　（横山・田島）
山の地磁気（帯磁）		方位 N 7° W，伏角 50°， 強さ 3×10^{-2} emu　（水上）

*改理による値

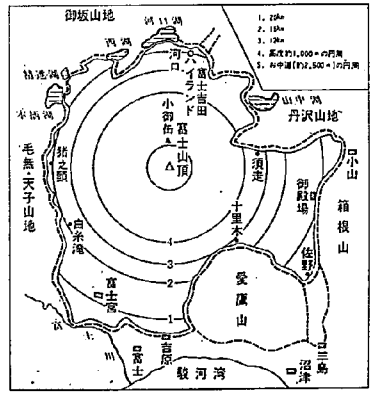


図4　富士山の境界略図
Map showing the boundaries of Mt. Fuji.

696

山三角点についてきめられた値である。したがって，この標高と旧標高とは，厳密に同一地点のものでなく，両者の差 1.7 m は関東大地震前後の山の高さの変動をあらわすものでもなく，旧測高の精度からみて許容誤差内であるという。

山の周囲・直径・面積・体積などその大きさをあらわす数値は，山麓限界の位置や山の形などのきめ方によって，かなり大きく違う値になる。たとえば，その面積は 907.6（石原），933.4（神原），890.0（藏田），2,300 km²（山梨県）など，最後のものをのぞいてどれも筆者の値と大差ないが，体積は 1,039（石原），1,014（大森），1,382（熊谷・阿部），1,200 km³（山梨県）などで，筆者の値ともかなり違う。面積・体積とも，筆者の値は海抜 1,000 m 以上の山体を 2,500 m を境とする上下 2 つの円錐とし，また 1,000 m 以下は山麓限界線に出入りが多いので，いくつかに分割して算出されたものの合計である。(図 4)

山の平均密度は山頂の重力値によって求められたものであるが，表示した 3 例とも一致しない。もっとも富士山体内には海水面上に小御岳・愛鷹山などの山体や第三紀層が潜在するので，どの値をとっても，富士火山のみの平均密度ではない。数個の孔隙のまったくない富士溶岩片について，筆者が求めた密度の平均値は 2.37，宝永 4 年噴出の酸性安山岩黒曜石は 2.05 である。

3 地　質

1 概説

平林によると，富士山は緻密輝石安山岩質の集塊質泥流よりなる巨大な山体を心骨とし，大沢溶岩その他の同岩質の溶岩層，猿橋溶岩・三島大宮溶岩などの斜長石玄武岩質溶岩，寄生火山噴出物，岩脈，火山灰砂などによって構成されているという。また石原は平林のいう猿橋溶岩・三島大宮溶岩などを基底溶岩と称し，富士山はこの溶岩台地とその上にのる山体溶岩および火山砂礫の互層，丸尾溶岩（側火山噴出物）などとからなる成層火山と考えた。富士山の最下部に集塊質泥流の巨大な山体が埋まるという平林の考えと，基底溶岩の広大な台地があるという石原の考えとはまったく逆で，どちらも筆者には理解できないが，富士山全体が通常の単一な構造の成層火山でないことを示唆している。

この山の地質調査をはじめるとまもなく，筆者はその北側の中腹のいちじるしい凸みになっている小御岳が，地形的にも構造的にも，新しい富士火山の山体にまったく調和しないことを認めた。そして，この部分は山としてはもちろん富士山の一部であるが，火山としてはまったくべつの山体で，頭部の一部を地表にあらわすものであることを知り，これを小御岳火山と命名した。その後さらに調査を進めた結果，富士火山自

697

体もその発達の経過からみて，平林のいう集塊質泥流によって代表される古い部分と，石原のいう基底溶岩噴出にはじまって有史時代までに形成された新しい部分とにわけられるものとして，これらをそれぞれ古富士火山，新富士火山と命名した。

富士山の土台になっている基盤岩層については，その山麓に隣接する外郭山地の地質の延長として推定でき，またその一部は深井ボーリングの岩心や爆発放出物中の基盤岩片などによって直接に知ることができた。また富士山の地域内でも，富士火山のみについていえば，小御岳火山の山体は大部分その下に埋まる基盤とみられる。かつて富士山南側の大淵村の海抜約 700 m 地点でおこなわれた深さ約 1,000 m のボーリングによると，愛鷹山の北西側の山体も富士山内に深くもぐりこんでいるので，小御岳と同じ意味で，富士火山の直接の基盤の一部と考えられる。なお同じボーリングの深さ 600 m 内外のところから下に，一般にグリンタフとよばれる第三紀中新世の緑色凝灰岩・緑色安山岩層があり，その上に多少の風化土層をへだてて，愛鷹山の噴出物がのる。したがって少なくともこのボーリング地点付近では，富士火山噴出物は愛鷹山のそれとともに，この第三紀層からなる陸上（現在の駿河湾海水面上約 100 m）に堆積したものにちがいない。すなわち駿河湾が古くからあったとしても，現在よりもいちじるしく北方に深く侵入していたものでなく，富士火山はもちろん，愛鷹山やおそらくこれと同時代の小御岳火山は陸上火山として周辺山地に囲まれた低地上に噴出したものと考えられる。

野外の地質調査をおこなうには，筆者はもっぱら国土地理院（旧陸地測量部，前地理調査所）発行の 2 万



図 5　富士山お中道以上で地質調査をおこなったおもなルートを示す　（数字は採集した溶岩標本の番号例）
The upper part of Mt. Fuji, showing the main routes on which the geological survey was carried out by the writer.

698

5千分ノ1の地形図を用いた。富士山全域はその総数16枚に，中央部のみでも9枚にわたる。これらの図上に記入されている地域内の大小道路上の徒歩調査はもちろん，必要に応じて溶岩棚の多い徒渉困難な沢の上り下りによる調査も数多くおこなった。静岡県の国有林内の調査には，戦前の御料林時代に，沼津営林署で用いられていた2万分ノ1の「富士山林業区林業図」を併用した。この図には高度差 100～200m ごとに，等高線にほぼ平行な経路が上下に数条記入されており，これらの経路上の調査がきわめて効果的であった。またお中道以上の山頂部には，登山道以外に道はまったくないが，裸地が多く雲のないときは遠方まで見通すことができるので鉢巻ルートを図上に描いて調査した。最近は航空写真測量による1万分ノ1の地形図や航空写真そのものが富士山のほとんど全域について入手できるうえに，登山車道や林道も多く開かれたので，これらを利用することによって，いっそうくわしい地質調査をおこなうことができるようになった。図5は筆者がおこなった地質調査のルートを示す図の一部である。

この調査中に採集した溶岩その他の噴出物の標本は総数1万個以上にのぼる。1つの溶岩流の分布範囲をきめるために，その中の数カ所で，標本を採集することが多いので，全標本が異種類のものではない。しかし玄武岩質溶岩は，特別の特徴がないかぎり，肉眼観察で識別し同定できないことが多い。そのため，それらの標本から約 5,000 枚の薄片をつくり，顕微鏡観察をおこなった。また数十個の代表的標本については化学分析もおこなった。これら室内研究の大部分は，東京大学在官中にそれぞれの専門技術者の協力によって達成されたものであるが，野外調査と顕微鏡観察とは現在もつづけている。以下，これらの調査研究による富士山の地質の大要を記述する。

2 小御岳火山

富士山を山中湖方面からみると，その右側の山側線が全体としていわゆる対数曲線でなく，中腹でいちじるしくふくらむ。また富士吉田方面からみると，真正面にあたる中腹が数条の深い谷に刻まれた△形の尾根をつくる。早朝あるいは夕刻の太陽の斜光がこの部分を照らすとき，その輪郭がもっとも明瞭にみられる。これが，地形にあらわれる小御岳火山の全部である。(79ページ写24)

この小御岳について，平林はこれを富士火山本体の一部とみたせいか一言もふれていない。また石原は多少の疑問をもちながらも，これを1つの寄生火山とし，火山礫からなる岩滓丘がいちじるしく侵食され，火口地形を失い周囲の山腹を放射谷によって刻まれたものとしている。また神原は地質専門家ではないが，小御岳の山体が富士火山本体上の寄生火山とくらべて，格段に侵食された古い山体であることに着目し，本体東麓の小富士および南側中腹の高鉢山（高八山）とともに，外輪山の一部であると考え，その意味で富士山は1つの二重火山であるという，着想としては興味ある考えを述べている。

しかしつぎに説明するように，小御岳は富士火山本体の一部，寄生火山，外輪山の一角のいずれでもなく，まったく別個の死火山である。

地形　まず結論をいえば，小御岳火山の原形は北東方向に開く馬蹄形火口をいただく截頭円錐火山で，現在の小御岳の山体はその火口壁の北西翼とそれにつづく外側斜面をあらわす。その頂上最高点（海抜約2,300m）は有料登山車道スバルラインの五合目終点にあた

699

る小御岳神社の境内付近である。現在ここは，駐車場や売店・休憩所などの敷地として地ならしされ，かなり広い平地になっているが，昭和10年代までは，神社とその鳥居前に1棟の草葺きの茶店があったのみで，モミ・ツガ・カラマツなどの古木が群生するシャクナゲ・カンバなどの下木とともにうっそうと茂る自然の景勝地であった。そのころ，ここは富士山側面の肩のような垂みではあったが，さして広い平地でなく，噴火口跡のような凹地でもなかった。

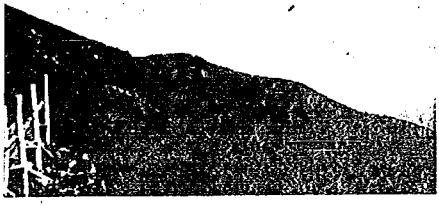
小御岳の最高点から北東方に，1つの尾根が弓なりの弧を描いてつらなる。その凹面すなわち東面は約30°の傾斜をもって東方に最大比高約250 m下り，小御岳の山体の東麓を囲む富士山本体の緩斜面に接する。この尾根の凹面は，小御岳火山の馬蹄形火口の内壁の一部をあらわすもので，小御岳神社前から吉田口登山道五・六合目に通ずる横道からその地形がよくみられる。(図6，写2・3)



図6　富士山頂部と小御岳（79ページ写24参照）
K：小御岳神社　I：泉ヶ滝　J：吉田大沢尾部
Y：吉田大沢頭部　T：蓬沢　O：御庭
M：丸山（寄生丘）
The summit of Mt. Fuji and Komitake(see fig. 24).



写2　小御岳を見おろす航空写真
点線は火口壁を示す〔パシフィック航業KK写真〕
Vertical air photograph of Komitake.



写3　吉田登山道六合目より小御岳火山旧火口壁をみる
The main ridge representing the northwest crater-wall of Komitake Volcano, seen from the 6th stage of the Yoshida trail.

700

この火山の北西側の外斜面は上記の弧状の尾根から分岐する数条の鋭い尾根とそのあいだの深いV字形谷とに刻まれ，壮年期の侵蝕地形をあらわす。スバルラインの一合目を過ぎ，最初の鋭いヒンカーブをまわり，樹木帯・鷹巣橋などで数条の小谷を渡るあたり（土合または鉄砲場）はこの斜面の脚部で，斜面上の谷から洗い出されたりくずれおちた土石の崖錐および扇状地堆積物におおわれる。ここから下方は小御岳の山体の東若よび西側を囲んで流下した富士火山溶岩のつくる山麓斜面になる。

小御岳火山が上に説明した弧状の尾根の東側に火口跡をもつことはこの尾根の地形をみれば明らかであるが，その大きさや形状は，小御岳自体を構成する岩石とまったく同質のものが地形にはあらわれないが，近くの外域に露出しており，その位置や構造から明らかになった。これらをあわせて，小御岳火山の構造をつぎに説明する。

構造　小御岳火山は塩基性の安山岩質溶岩・集塊岩・火山砂礫などの互層からなる成層火山である。この互層は富士火山噴出の火山砂礫層におおわれ，一部ではその溶岩流（図7）にもおおわれるが，同山体北西側の深い谷の側壁によく露出する。また，小御岳神社の境内の裏から北方に尾根を少し下ったところの右側，すなわち小御岳火山の弧状火口壁にあたる斜面上にも露出する。それらをみると，この累層は北西方に35°内外の急角度をもって傾き，地形から想定されるとおり，小御岳の山体の南東側にその噴出中心があることを示す。

小御岳が富士火山とまったく不調和の構造をもつことは，その地形にあらわれている山体から離れたところに露出する同じ累層をみれば，なおいっそう明らかである。その1カ所は，小御岳神社前から吉田登山道五合目に通ずる横道のほぼ中間，泉ヶ滝と称する地点である（図8，写4）。ここでは，厚さ0.3～1mの溶岩と，そのあいだにはさまる集塊岩および砂礫との累

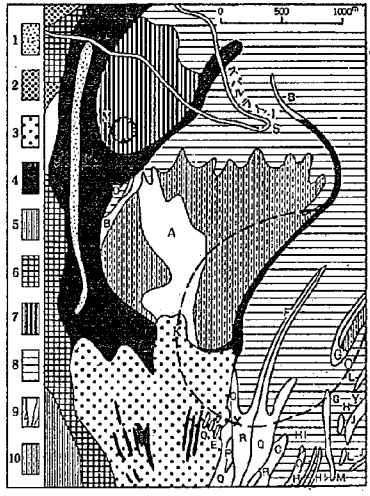


図7　富士山小御岳および付近の地質図
1小御岳頂穴溶岩　2　ガラン溶岩　3　牛ヶ窪溶岩砂礫　4　牛ヶ窪溶岩　5剣丸尾溶岩砂礫　6　剣丸尾溶岩　7　丸山寄生火山砂礫　8　火山灰一枚　9　火山灰におおわれる富士山溶岩類（A～R）　10小御岳火山噴出物（溶岩，集塊岩，および火山砂礫），×　泉ヶ滝の小御岳溶岩層露出地点
M丸山　K小御岳　O吉山大沢　Y吉田口五合目　S…スバルラインのヘアピン
Geologic map of Komitake and vicinity.

層が南西方に整然と傾斜し，富士火山の旧期および中期噴出の溶岩類によって，明らかな不整合関係をもっておおわれる（図8）。この露出は小御岳火山と富士火山との構造関係をもっともよく理解でき，登山者の多くが往来する路傍にあるので，富士山の火山地質学上の貴重な学術資料の1つとして，道路修理などのために，破壊あるいは埋没されないよう保護する価値がある。

小御岳の独自の火山としての構造を確認するのに重要なほかの1つの露頭は，吉田大沢尾部の幅狭い沢が

701

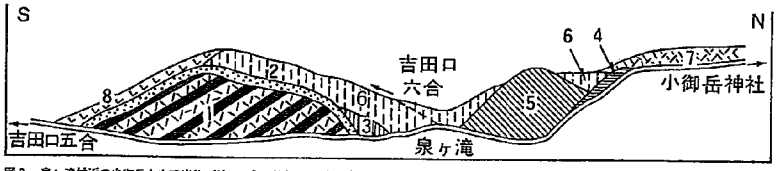


図8　泉ヶ滝付近の小御岳火山噴出物 (1)　2. 表土　3. 富士火山の最旧期溶岩　4~8. その他の富士火山噴出物
Lava and interstratified pyroclastics (1) of Komitake Volcano, exposed at Izumiga-taki.



写4　小御岳火山の溶岩層（図 8-1）
Lava-sheets of Komitake Volcano (cf. fig. 8).

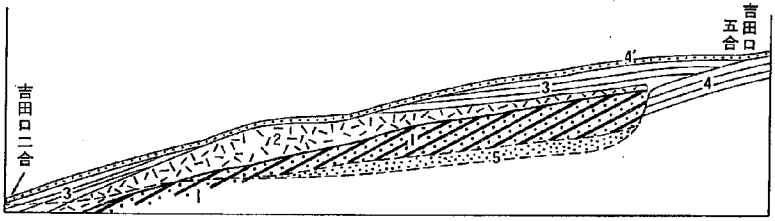


図9　吉田大沢下流の谷壁にみられる小御岳火山噴出物の累層 (1)　2. 火山泥流および砂礫層　3. 溶岩層：古富士火山噴出物　4. 火山砂礫および溶岩層：新富士火山噴出物　4'. 火山灰主一層　5. 吉田大沢の沢底に堆積した扇状層
Lava and interstratified pyroclastics of Komitake Volcano (1), exposed on the valley-wall of Yoshida-Osawa.



写5　小御岳溶岩層（図9-1）　斜面上の積雪中間に露出（ヘリコプターから撮影）［小川写真］
Oblique air photograph showing the lava-sheets of Komitake Volcano (cf. fig. 9).

1702

はじまるところにある（図7－G）。吉田口三合から小御岳神社に通ずる小径（七郎新道，旧版2万5千分ノ1地形図「富士山」参照）がこの沢を横切るところの右岸がそれである。ここでは，谷の絶壁の下半部から谷底にかけて，小御岳溶岩が集塊岩・砂礫などをはさむ20枚以上の層になってかさなり，小御岳側と反対に南東方に傾斜する。この露頭は沢に沿って約700 m（海抜約1,780～2,000 mのあいだ）つづき，下流に行くほど低くなって，ついに富士火山の噴出物の下に没する。この間の谷の左壁には新富士火山の中期噴出の溶岩（図9－4）が露出し，また右壁上部には古富士火山の噴出物と考えられる溶岩・火山砂礫・泥流層などが小御岳噴出物の上に直接のっている。

上記のような小御岳の地形，噴出物集層の分布およびその傾斜方向などから，この火山には，現在の小御岳頂上から北東にのびる弧状の尾根にはじまり，泉ヶ滝付近をめぐって，吉田大沢の下流右岸の小御岳噴出物露出地点につづく噴火口壁の輪郭が想定される。これこそまさしく，この火山の山頂火口の周壁にあたるもので，北東方に欠ける馬蹄形をなし，直径約1.4 kmで，その中心は小御岳頂上から東北東に約0.7 km下ったところあたりである。この火口内は富士火山の噴出物で埋まっているので，そのもとの深さはわからないが，現在の小御岳最高点と火口の中心付近との高度差のみでも約300 mもある。また小御岳自体も愛鷹山（1,504 m），箱根山（神山1,439 m）などよりはるかに高い。したがって，富士火山噴出前の小御岳火山は高さや噴火口の大きさからみて，1つの大きい独立火山であったにちがいない。

噴出物の性質　この火山を構成する噴出物は溶岩とそのあいだにはさまる集塊岩，火山砂礫などである。これらは，小御岳の本体をはじめ，泉ヶ滝および吉田大沢下流の露頭で現在みられるかぎりでは，どこのものも肉眼ならびに顕微鏡下でみて，ほとんど同一の岩質で，鉱物組成の上から含橄欖石・複輝石安山岩とよぶことができる。肉眼でみると，直径約3mm以下の斜長石を多量に含み，孔隙にとぼしい緻密な部分は淡灰色で，小御岳の山体の北麓（土舎）で，昔「富士みかげ」とよぶ石材として切り出されたこともあるという。

顕微鏡下でみると，この岩石は斑晶として斜長石のほかに，直径約1mm以下の単斜，斜方両種の輝石と少量の0.5 mm以下の橄欖石を含む。石基は短矩形～方形の斜長石，短柱状のピジョン輝石，粒状の磁鉄鉱，少量の珪酸鉱物（鱗石英）からなり，岩滓質の部分には多少の天然ガラスが結晶間隙に残る。

表2－1は吉田大沢下流の露頭から採集した小御岳溶岩の化学成分で，小御岳自体や泉ヶ滝露頭の同一溶岩をも代表することはうたがいない。参考のために，愛鷹山溶岩の一種の化学成分を同表－2に示す。どちらもたがいによく似る塩基性安山岩の成分で，表18に示す富士火山自体の玄武岩の成分とは明らかに違う。肉眼または顕微鏡でみても，富士火山自体の噴出物には，小御岳や愛鷹山のそれらに類似するものはまったくない。

噴出時代　小御岳が富士火山より古い時代の噴火によってできた独立の火山であることは，上記のような両者の地形の違い，噴出物のかさなり方などをみれば，うたがいない事実である。この小御岳火山の噴火活動がおこなわれていた時代をいまからさかのぼる絶対年数で示すことのできる資料はまだない。しかし，この火山は同じく富士火山より古い愛鷹山とほぼ同程度に侵蝕された地形を示し，溶岩の性質からみても，後者にきわめてよく似る。また，1つの大火山が全部同質の噴出物からできていることは少ないので，小御岳火山の埋もれている部分に，別種のものがあるかもしれないが，少なくとも上記の溶岩は愛鷹山の一種の溶岩と肉眼ではほとんど区別できないほどよく似るものである。沢村孝之助によると，愛鷹山は数種の古期玄武岩類と新期安山岩類のかさなる成層火山であるが，その富士

703

山麓に接する部分で筆者が観察した溶岩の多くは上記の小御岳溶岩に似る岩質のものである。これらは凝灰角礫岩層とともに愛鷹火山本体の大部分をつくる噴出物の一部で，沢村が数種の安山岩と玄武岩を一括して，古期玄武岩層と称するものに属する。これらから判断すると，小御岳は愛鷹山の前半の活動時代とほぼ同期に噴出した火山と考えられる。もしこの考えに誤りがないとすれば，小御岳は愛鷹山とともに富士火山帯上の一員として，いまから少なくとも十数万年前あるいは数十万年前に南北に相隣接して噴出したといえるだろう。図10は沢村の5万分ノ1地質図幅「沼津」から愛鷹山の部分だけを簡略化したものである。また図11は同火山と小御岳および富士火山の位置的関係を南北断面図で示す。

表2　小御岳溶岩の化学成分（重量100分率）
Chemical composition of the Komitake lava.

	1	2
SiO_2	53.00	54.70
Al_2O_3	21.50	20.18
Fe_2O_3	2.10	2.40
FeO	5.60	5.10
MgO	2.63	2.67
CaO	9.96	8.33
Na_2O	3.19	3.65
K_2O	0.56	0.77
H_2O (+)	0.25	0.75
H_2O (−)	0.08	0.40
TiO_2	0.90	0.93
P_2O_5	0.10	0.20
MnO	0.15	0.14
Total	100.02	100.22

1　小御岳溶岩—含斑硝石・複輝石安山岩（F1139-2）
2　愛鷹山溶岩—紫蘇輝石安山岩
分析者　（故）田中専三郎

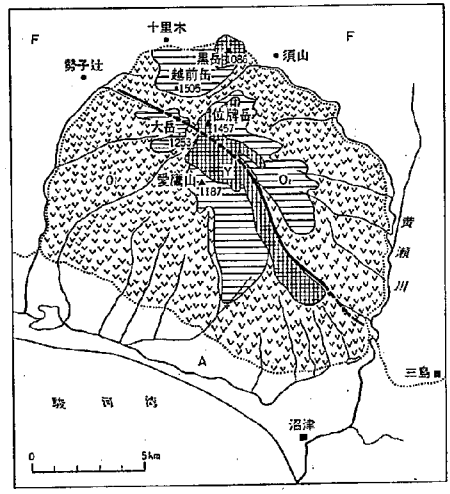


図10　愛鷹山地質略図（沢村原図より簡略化）
P：富士火山噴出物　Y：愛鷹山新期安山岩層
O_1, O_2：同古期玄武岩層　A：神縄層（太線は断層）
Geologic map of Ashitaka Volcano
(simplified after Sawamura's original map).

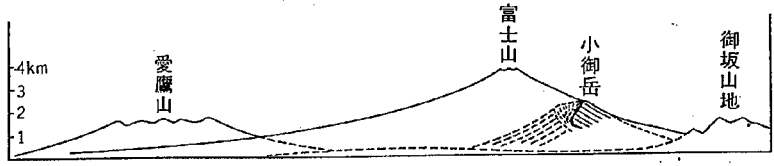


図11　小御岳，愛鷹山および富士火山の位置的関係を示す南北断面図
The north-south vertical section showing the relative position of Volcanoes Komitake, Ashitaka and Fuji.

704

3　古富士火山

上に説明したように，小御岳は富士山の一部であるが，火山としては独立のもので，山頂部をわずかに残して後者の下に埋もれるものである。愛鷹山は大部分が富士山とは別個の山として，地形に大きくあらわれるので，独立の火山であることはいうまでもない。しかし図12に示すように，これもその北西側の斜面がかなり深く富士山体内に埋もれ，後者の構成にあずかっている。したがって富士火山は，その山体から小御岳および愛鷹山に属する部分をのぞき，これらがともに死火山となり深く侵蝕されたあとに，独自の新しい噴火活動によって形成されたものである。その噴出物の分布，地形，構造，岩質などの上からみて，筆者はこの火山を古期にできた古富士と新期にできた新富士火山とにわける。両者をわける必要がないという考えをあえて否定するものではないが，隣接地域の第四紀層，たとえば関東ローム層や相川段丘砂礫層との層位関係を明らかにし，同火山の生いたちを地史的にたどるのに都合がよいからである。ここではまず古富士について大要を説明しよう。

地形　古富士は平林が巣境質泥流と名づけた噴出物によって代表される火山である。彼はこれを富士山のすべての溶岩流の下底きになっている最古の噴出物とし，この火山の山体内に潜在する巨大な山体を形成するものと考えた。この考えをそのまま受け入れることはできないが，いわゆる巣境質泥流が富士火山の最古の噴出物の一部であることはたしかであり，しかも狭い範囲ではあるが，1つの古い火山の山体の一部として地形にあらわれている。なおこの噴出物には，爆発放出物が降下堆積したとみられる火山灰砂や角礫層などもあり，地質図に示すように，これらを一括して

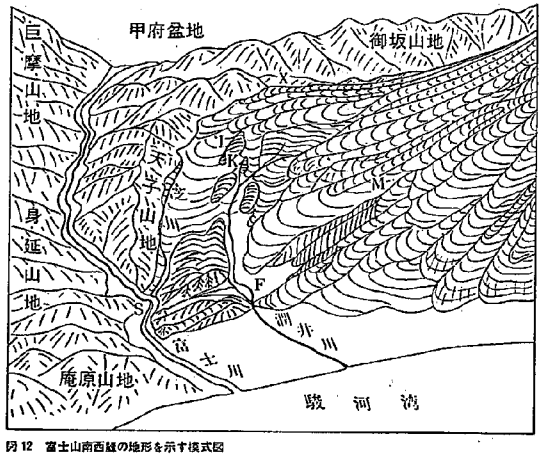


図12　富士山南西麓の地形を示す模式図
F：富士宮市街地　I：猪之頭　K：上井出（白糸滝）M：芝村山
S：芝川　X：本栖湖
Sketch of the southwest piedmont slope of Mt. Fuji.

OLFm の記号であらわし，記述を簡単にするため，以下これを用いる。また同時代に噴出した溶岩もあり，OLF であらわす。

古富士火山の一部が地形に残っているのは富士山南西麓の富士宮付近である。すなわち富士宮市街地の北東方にあたる元村山，下柚倉，本伐山の部落がのる富士山麓面はOLFmによって形成されている斜面で，これを囲む新富士の旧期溶岩流面よりも深く侵食され，その谷底には常時小川が流れる。この斜面は2，3の旧期溶岩流の末端部で中断されるが，その南方の富士根村方面までひろがっている。(図12)

さらに潤井川の西側には，この川の谷によって富士山麓面から切り離されている星山，羽鮒，大石寺，白糸丘陵などがあり，星山，羽鮒両丘陵の一部が隣接する富士川西岸の庵原山地からつづく地層であるほかは，OLFm によって形成されている（80ページ写25)。これらの丘陵面もかつては元村山付近の斜面につづく古富士火山の一部であったが，星山，羽鮒両丘陵の北東側の急斜面によって推定される弧状の潤井川断層を境として，山麓側が丘陵側に対して相対的に陥没したものと考えられる(図13)。星山，羽鮒両丘陵のあいだにも50m以上の高度差があり，大塚弥之助が庵原山地の調査によって認めた水沼断層の北方延長（安居山断層）が両丘陵をわかち，星山側が羽鮒側に対して相対的に陥落したものと考えられる（図14)。しかし，これらの丘陵面は富士山側から反対方向にゆるく傾斜し，同方向に走る侵食谷に刻まれている。とくに星山丘陵には，その上を流れる短い川のみの侵蝕ではできそうもない幅広く深い谷とそれを縁どる砂礫の堆積段丘が発達する。星山丘陵の南東側をかぎる急斜面も入山瀬を通って南西から北東方向に走る1つの断層線を想定させるもので，そのために富士山麓上のOLFmがこの線の北西側に上記の富士根，元村山方面であらわれるのに，反対側の同じくらいの高度のところにあらわれないのかもしれないが，それを確認できる証拠はない。

OLFmの丘陵は羽鮒丘陵の北部から断続的に，大石寺，白糸などを経て大平山まで分布するが，この方面では新富士の溶岩流にまわりを囲まれたり，芝川および潤井川沿岸の沖積層下に埋まったりして，地形的には

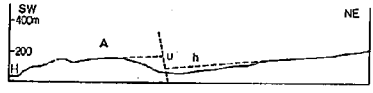


図13 富士山麓元村山付近のOLFm 面（h）と星山丘陵のそれ（A）との高度差を示す断面図 U：潤井川断層 H：富士川谷
Cross-section showing discontinuity of the surface of OLFm of Motomurayama and Hoshiyama hills.

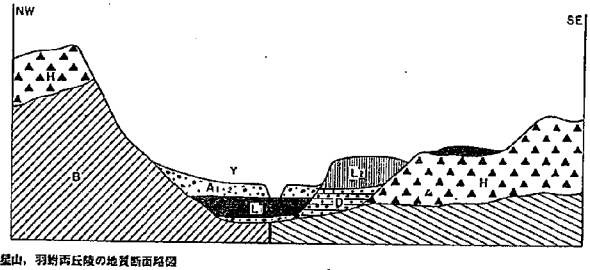


図14 富士宮市星山，羽鮒両丘陵の地質断面略図
B：別所・富ノ田層（第三紀鮮新統） H：古富士火山 OLFm 層 D：段丘礫層（洪積層） L1：北山溶岩流Ⅱ（SW₂） L2：富士宮溶岩流（SSW₂）（新富士旧期溶岩類） A1-2：崖錐および河床礫層（沖積層）
Geologic profile of Hoshiyama and Habuna hills.

706

あまり大きい高まりとしてはあらわれず，猪之頭付近でその丘陵面は富士山麓面下にもぐり，それ以北では地表にまったくみられない。しかし大平山丘陵の OLFm 面は芝川の谷をへだててその西側にある田貫湖の台地面につづき，東側の人穴方面の富士山麓面からはかなりの急斜面をもって高まる。この斜面は潤井川断層の北方延長にあたるが，断層面をあらわすものかどうか明らかでない。田貫湖の台地をつくる OLFm が天子山地の側面にのりあげているところからみると，この台地や白糸丘陵の OLFm は噴火泥流の一部が天子山地の側面に衝突して進路を失い，ここに盛りあげられたとも考えられる。(図15，80ページ写26)

OLFmは上記の地域のみでなく，富士山の南東麓，北東麓の桂川谷などにも分布する。しかし，この方面では古富士火山自体をあらわす独自の地形をつくっていない。須走と御殿場市街地の中間あたりから小山町方面に展開する緩斜面は新富士の噴出した砂礫（最上層は厚さ数m以内の宝永４年噴出物）からなる山麓面で，OLFmはこの面を切り開く深い堀状の谷の側壁下部にあらわれる。ただし，この山麓面にも泥流の「流

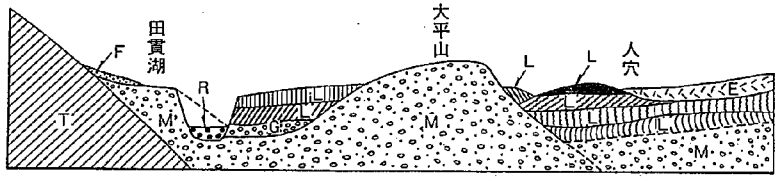


図15　白糸丘陵および田貫湖台地を通る東西地質断面模式図
T：天子山地第三紀層　M：OLFm　G：芝川段丘礫層　L：新富士の旧期溶岩流　E：富士山麓扇状地砂礫層　F：崖錐　R：芝川河床礫
East-west geologic profile of Ohirayama hill (698m) and Tanuki-ko lake.

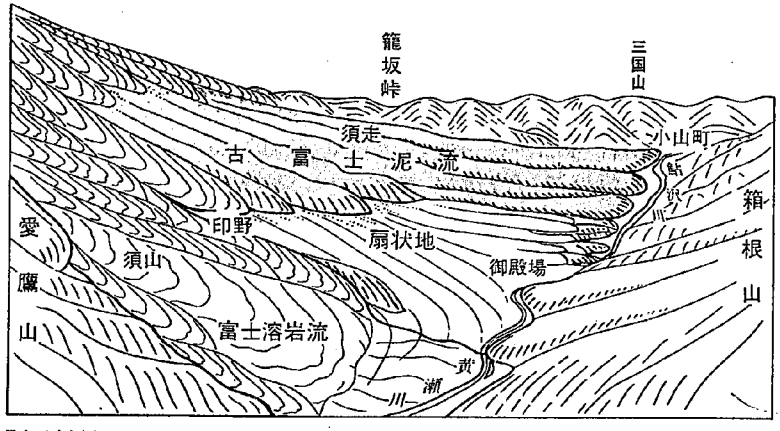


図16　富士山南東麓の地形を示す模式図　（古富士泥流の地形は上にのる新期噴出の砂礫層をのぞいた推測による）
Sketch of the southeast piedmont slope of Mt. Fuji.

れ山」，その末端などの地形とみられる小丘や急斜面がところどころにある(図16)。久野久はこの方面の富士山麓でOLFmより新期の泥流層を区別したが，その起源や時代について明らかにしていない。本書添付の地質図では，この山麓面をおおう新期砂礫層(V)におおわれるOLFmの概略の分布を示す。桂川谷のOLFmは十日市場から猿橋付近までの谷の片側あるいは両側にあり，古期の堆積段丘礫層（地質図の KoF.d）に大部分おおわれて，現在の桂川の水路に接する新期の砂礫段丘あるいはその上にのる新富士の旧期溶岩流（猿橋溶岩）の表面より一段高い台地をつくる。これらの段丘の地形や地質については花井重次，鈴木康司らによる研究があるのでここではくわしい説明を省く。

OLFmは富士山の南西，東南および北東方向の遠い山麓で地表にあらわれるのみでなく，その山体内にも潜在することがボーリングの岩心によって確められている。また富士山東側の小富士のすぐ上手に接する小突起（海抜約2,020m）や宝永山の赤岩などの火山砂礫層も古富士の噴出物と考えられる。(81ページ写27)

さらに，この両者のあいだの山腹で，地表面は新富士の中期および新期の溶岩流，砂礫などにおおわれるが，斜面傾斜が一段と急で，古富士の山体が地下に埋もれたかのようにみえる部分がある（81ページ写28)。したがって，これらは富士火山の局部的の噴出物ではなく，その中心火口から噴出して，その時代にすでに1つの大火山の主体を形づくっていた噴出物であるにちがいない。

しかし火山砂礫や泥流のような火砕物のみが平林のいう富士山の「巨大な心骨」をつくるのではなく，溶岩層もあるにちがいない。添付の地質図に OLF 記号であらわされた部分，すなわち吉田口登山道の二合～六合間の尾根がそれである。この部分はまわりの隣接斜面よりやや急傾斜のふくらみになっており，新富士の溶岩流はすべてこれを避けて流下している。前に説明したように，この尾根の吉田大沢に面する部分には，小御岳火山の火口壁の一部が埋もれているが，その上に直接のる火山砂礫と溶岩との互層は OLF である。なお多田文男，岩塚守公その他はこの尾根と小富士とのあいだの2～3の尾根を地形的に古いとみて，小御岳，愛鷹，箱根火山と同列においているが，これらの少なくとも表層の大部分は地質的に古富士より新しく，新富士の旧期および中期溶岩類であり，富士山南西側中腹の深い侵蝕谷にうがたれた部分に相当する。

古富士の山体に溶岩層があることは，上記の山腹の地形にあらわれる部分のほかに，富士宮一合近くの山腹（海抜約1,050m）で掘削された横坑（本文では箱荒沢坑とよぶ）の坑内地質によっても明らかである。これについては次節で説明する。

構造　上述のように古富士火山の山体は富士山麓と中腹とに部分的に地表にあらわれるのみで，その全体の地形も構造も推測の域を出ないが，新富士すなわち現在の富士に対していちじるしく偏心的ではなく，むしろこれとほとんど同軸に近い位置に中心火口をもつ1つの成層円錐火山であると考えられる。この意味では，古富士は新富士に対して地形にあらわれない外輪山的な構造関係をもつということもできよう。ただし神原が考えた外輪山ではない。

古富士の溶岩と火砕噴出物との成層構造は前記の吉田口登山道二合～六合間の尾根と富士宮一合近くの箱荒坑内とでよくみられる。図17は前者にあらわれているOLFの溶岩層（網目の部分の1～5）の分布を示す。これに火砕噴出物の層が介在するが，図では区別されていない。また図18は後者の坑壁にあらわれている溶岩と火砕噴出物との累層を示す。ここでは，北東（富士山頂方向）に約300分ノ1の上り勾配をもって一直線に掘進された長さ2kmの横坑のうち，坑口から1,740m地点までは新富士の噴出物であり，それより奥は古富士の噴出物と考えられるものである。前者は多数の溶岩層と部分的（とくに下部）にはさまる集塊岩，角礫岩などとの累層で，坑外の地表面にほぼ平行

708

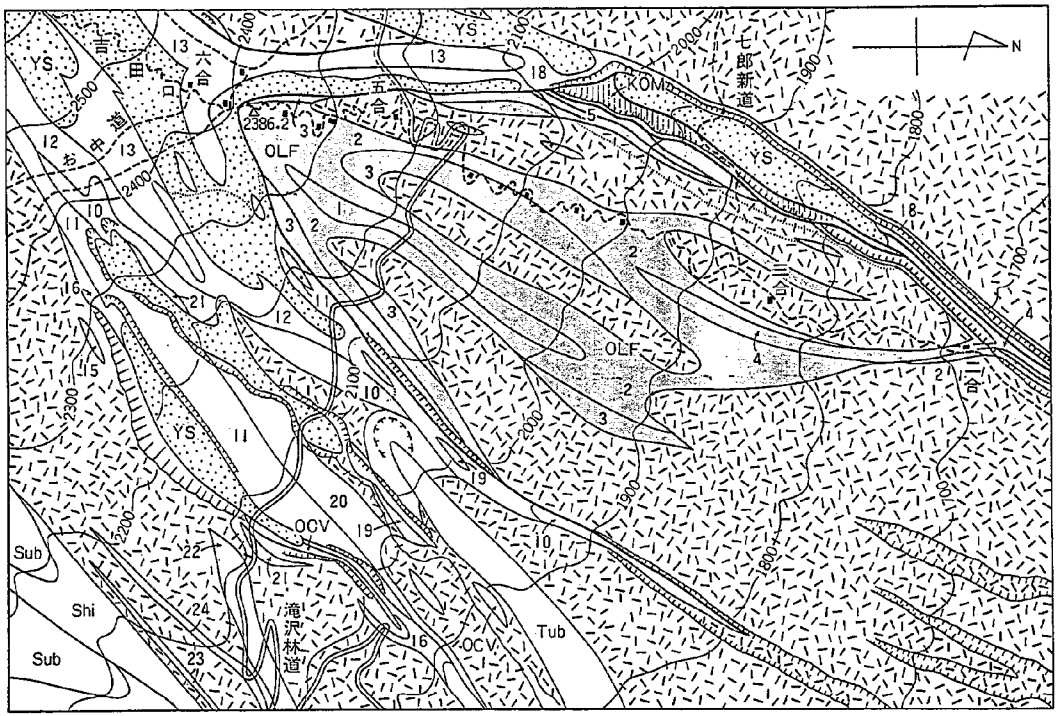


図17 吉田口二合～六合付近山腹の溶岩分布図 白は新富士，網目は古富士の溶岩層
Distribution of lava-flows on the slope between the 2nd and 6th stages of the Yoshida trail.

に，北西方に約10°の傾斜を示す。後者はおもに角礫岩であまり明確な層理を示さないが，2～3の溶岩層やレンズ状の火山灰砂層などをはさみ，全体として北西方向に傾斜する。両者のあいだには，堆積岩層の構造にみられるような不整合関係は認められないが，この場合それはむしろ当然で，薄い赤土層がある。

噴出物の性質　古富士の噴出物は，富士山麓ではもっぱら火山泥流，砂礫層，角礫岩層などの火砕物で，中腹の一部ではこれらのほかに溶岩層を伴う。のちに述べるごく僅少の異質噴出物をのぞき，これらはすべて玄武岩質である。しかし玄武岩にも，肉眼ならびに顕微鏡下でみられる鉱物成分や構造などに違いがあり，それらによっていろいろの種類が区別される。

表3は富士山の玄武岩をその主成分鉱物の組みあわせによって大別したものである。表中の鉱物および岩石略記号は表下の説明に示すそれぞれの実名称をあらわす。以下，本書で玄武岩の種類を区別する名称には，この略記号を用いる。

溶岩　吉田口登山道の二合～六合間の尾根をつくる古富士の噴出物（OLF）には，上位のものから番号順に，つぎの溶岩がかさなる。(図17参照)

1. (H)O.B　2. H.O.B　3. H.B

表3　富士山玄武岩の分類
Classification of the Mt. Fuji basalts.

岩石名略記号	主成分鉱物						
	斑晶				石基		
	P	O	A	H	P	O	M	R
Aph.B	−	−	−	−	+	±	+	−
B	+	±	−	−	+	−	+	−
O.B	+	±	−	−	+	+	+	−
A.O.B	+	±	+	−	+	+	+	−
A.B	+	±	+	−	+	−	+	−
H.O.B	+	±	−	+	+	+	+	−
H.B	+	±	−	+	+	−	+	±
H.A.O.B	+	±	+	+	+	+	+	±
A.H.O.B	+	±	+	+	+	+	+	±
H.A.B	+	±	+	+	+	−	+	±
A.H.B	+	±	+	+	+	−	+	±

表3の略記号の説明

鉱物名 {P：斜長石　O：橄欖石　A：普通輝石　H：紫蘇輝石 / M：単斜輝石　R：斜方輝石

岩石名：—

Aph.B：無斑晶玄武岩 (Aphyric basalt)

B：玄武岩 (Basalt)

O.B：橄欖石玄武岩 (Olivine-basalt)

A.O.B：普通輝石・橄欖石玄武岩 (Augite-olivine-basalt)

A.B：普通輝石玄武岩 (Augite-basalt)

H.O.B：紫蘇輝石・橄欖石玄武岩 (Hypersthene-olivine-basalt)

H.B：紫蘇輝石玄武岩 (Hypersthene-basalt)

H.A.O.B：紫蘇輝石・普通輝石・橄欖石玄武岩 (Hypersthene-augite-olivine-basalt)

A.H.O.B：普通輝石・紫蘇輝石・橄欖石玄武岩 (Augite-hypersthene-olivine-basalt)

H.A.B：紫蘇輝石・普通輝石玄武岩 (Hypersthene-augite-basalt)

A.H.B：普通輝石・紫蘇輝石玄武岩 (Augite-hypersthene-basalt)

備考：富士山玄武岩は，無斑晶の場合をのぞき，斜長石斑晶を含む。また橄欖石斑晶も含むのが普通である。そのため，この両者は岩石名に省略する。ただし石基に橄欖石がある場合には，それが斑晶にあると否とにかかわらず，橄欖石玄武岩とする。また表中の±はその鉱物がある場合（+）とない場合（−）をあらわす。カッコはその鉱物がごくまれにしか認められないことをあらわす。

410

4. A.B　5. H.B, A.O.B

これらのうち，2は厚さ1m内外の少なくとも4枚の層としてかさなり，かつもっとも広い分布を示す。ここでは各溶岩の岩質を記述しないことにするが，有色鉱物として橄欖石とともに紫蘇輝石を含む溶岩が多いことがわかる。

富士宮口一合に近い新荒沢横坑内では，古富士の火砕層のあいだに，つぎの3種の溶岩がみられる。(図18参照)

No. 18　(H)A.O.B　No. 20　(H)O.B

No. 21　H.A.O.B

これらはどれも厚さ10m内外の硬くて緻密な溶岩である。No. 20はほとんど無斑晶であるが，やや粗粒で流木状構造を示し，多量の橄欖石と少量の紫蘇輝石とを含む。どれも紫蘇輝石をもつが，その量は少ない。

火砕岩　噴火のとき溶岩の大小破片が火山灰，砂礫などとして放出されたり，火砕流や泥流として山腹斜面を流下したりするものは，すべて火砕噴出物であり，それらが堆積したものは火砕岩になる。観察できるかぎりでは，古富士にはこの火砕岩が溶岩より量的に多く，平林のいわゆる「巣塊質泥流」がそれを代表する。これは「大沢崩」のような谷の壁くずれや集中豪雨による山くずれなどによって山麓に押出した2次的の泥流(土石流)ではなく，火口から直接に噴出した火砕流，爆発による山体の崩壊物が押出した噴火泥流などである。しかしこれらは産出状態をあらわす名称で，岩石としては凝灰角礫岩，火山角礫岩などの部類にはいるものである。火口から空中に放出されて降下堆積した火砕岩にも，これらの名称でよばれるものがある。一般に流下物は降下物とくらべて，それを構成する砂礫がよく淘汰されないで無秩序にまじり，粒度の分級がきわめて不完全である。

古富士泥流と称する凝灰角礫岩は玄武岩の大小の礫や岩塊とそれらを凝結する火山灰砂とからなる。前者は一般に角張っているが，多少丸みを帯びるものも少なくない。また後者はほとんど泥土質であることがある。富士山麓に分布する同岩の表層部はいくつかの岩塊を残して大部分風化土になっている。山麓の同岩は一般に不透水性で，猪之頭の賽鶏池，白糸滝，富士宮浅間神社の湧玉池などの湧水はこの岩石と上にのる新富士の透水性の溶岩との境界面からである。多くの地点で観察した凝灰角礫岩のうち，つぎに記述するのはごく少数例である。

(1)　箱荒沢横坑の約1,750m はいったところから先端の2,000m のところまでには，上記の2～3の溶岩層を伴う凝灰角礫岩がある (図18，17～21)。その大部分は写真 (写6-a・b) のような構造を示し，一部には完全に炭化した天然木炭をまれに含み，おそらく高熱で噴出した火砕流起源のものである。これを構成する大小の礫は同質のもののみでなく，そのうちから任意に採集して検鏡したものには，つぎの種類の玄武岩がある。

No. 54 (1,770m地点)：A.O.B, A.H.B, A.H.O.B

No. 53 (1,850m地点)：A.O.B,H.O.B,(A)(H)O.B, A.H.O.B, (H)A.O.B, H.A.O.B

No. 52 (1,880m地点)：O.B

No. 49 ⎫ (1,960m地点支坑115m奥)：B, O.B,
No. 47 ⎭ H.O.B

No. 44 (2,000m地点)：H.O.B, (H)(A)B, (A)B

これらのうち，同記号のものでも，顕微鏡下でみた構造 (組織) や鉱物の性質に違いがあるものがある。このような礫の構成はこの凝灰角礫岩が初生溶岩から生じた火砕流でないことをあらわす。しかし礫のうちには，この凝灰角礫岩に伴う前記の溶岩とまったく同質のものも少なくない。したがって，両者はたがいに相関連した同期の噴出物と考えられる。

なおこの坑内の1,950m 地点付近で，凝灰角礫岩のあいだに凝灰岩 (写6-c) がはさまれる。火砕流に凝灰質の部分のあることはめずらしくないが，ここでは

玄武岩の砂質凝灰岩のあいだに，厚さ数 cm の白色凝灰岩がレンズ状にはさまるのが注目される。玄武岩凝灰岩は石質で，まわりの凝灰角礫岩を構成する礫と同様の玄武岩（O.B, A.O.B, A.H.O.B など）の破片の集まりである。白色凝灰岩はそれとまったく異なり，僅少の玄武岩，軽石，極微石などの微粒がまじるほか，無色透明の天然ガラスの微細な破片のみで軽石ガラスにみられる構造（写 6-d）を示す。その屈折率は n≒1,500 で低く，石英安山岩あるいは流紋岩のような酸性火山岩の天然ガラスに相当する値である。このよう

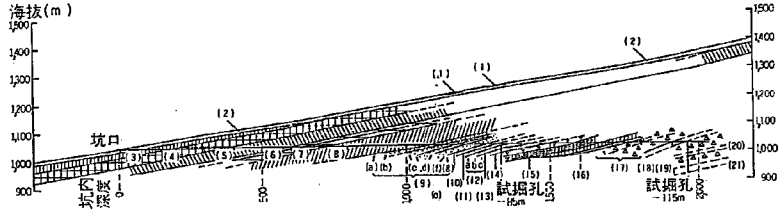
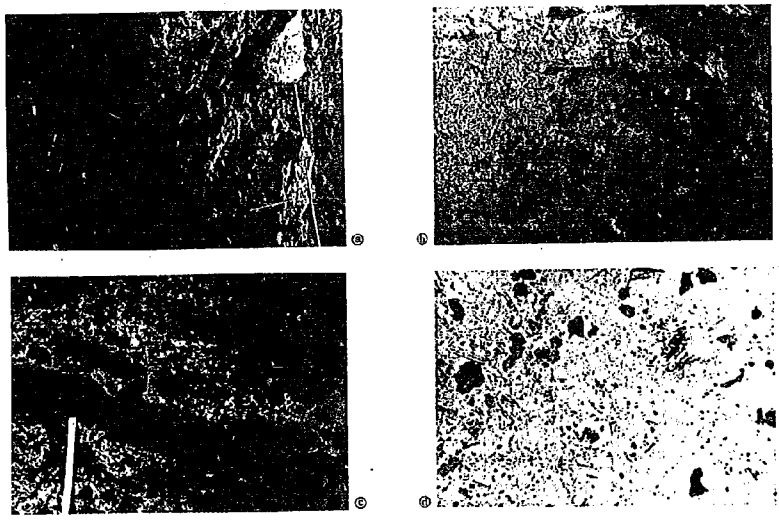


図18 箱荒沢坑道内の地質断面図
1.山腹地表の丸尾溶岩 2.火山灰層一般 3~16.新富士火山噴出物 17~21.古富士火山噴出物
Geologic profile along the Hakoarezawa level on the southwest slope of Mt. Fuji.



写 6 ⓐ1,840m本坑内壁の凝灰角礫岩 ⓑ1,950m天然木炭（矢印）を包む支坑側壁の凝灰角礫岩
ⓒ1,945m本坑側壁の軽石砂層（矢印）を伴う凝灰角礫岩層 ⓓ軽石砂の顕微鏡写真（約30倍）
Pyroclastics (ejecta of the older Fuji volcano) exposed in the walls of the Hakoarezawa level.
ⓐ Tuff-breccia. ⓑ A piece of natural charcoal enclosed in the tuff-breccia. ⓒ Pumice sands. ⓓ Microphotograph of the pumice (×30).

112

な岩石は古富士の噴出物としてはほかでまだ発見されないものであるが，後述するように宝永４年の噴火で，玄武岩砂礫に先立って，軽石および黒曜石として噴出したことがあり，玄武岩火山としての富士火山の特異性を示す１つの重要な産物である。

(2) 富士山麓に分布する古富士泥流も大部分は凝灰角礫岩として堆積している（写29）。そのうち，富士宮方面のもの10個について，村井勇が粒度分析をおこなった結果によると，それらは中間型の火砕流をあらわすものである。この方面で筆者が観察したものには，つぎに例示するような玄武岩礫が識別される。

田貫湖台地　F1933：B, A.B, A.O.B, (H)(A)B, (H)A.)O.B
F1892：A.O.B, A.H.O.B

大平山丘陵　F1890：B, O.B, (A)H.O.B
F1880～1883：B, O.B
F1885′：A.B

白糸丘陵　F1923：A.O.B, (A)O.B, (H)A.O.B
F2017：A.H.O.B（凝灰岩質部の初生岩片）

大石寺丘陵　Na70809：A.O.B, H.A.O.B
Na70808：H.O.B
Na70307：A.O.B

羽鮒丘陵　F2343：H.A.B, H.A.O.B

星山丘陵　F2379：(A)H.B, A.O.B, A.H.O.B
F2380：H.O.B, (H)(A)O.B, A.H.O.B

元村山地区　F2253：Aph.B, A.O.B
F2273：B, (A)(H)B, A.H.B, A.O.B, Aph. B
F2279：B, A.B, O.B, A.H.O.B
F2285：B, (A)B, A.O.B, A.H.O.B, (A)(H)O.B

これらの例のように，南西麓方面の古富士泥流を代表する凝灰角礫岩には，いろいろの種類の玄武岩礫がまじるが，新富士の玄武岩とは違う特徴をもつものが少なくない。たとえば古富士の玄武岩には，斜長石の肉眼的斑晶を多く含むものは少なく，顕微鏡的微斑晶を多量に含むものが多い。斑状構造を示さず，拍子木形の斜長石と橄欖石，輝石などとがぎっしり集まる玄武岩も少なくない（96ページ写59－3～8）。そのうちにはほとんど完晶質のもの，粗粒玄武岩のオフィチック構造を示すものなどもある。これらの特徴は前記の箱荒沢横坑内の凝灰角礫岩中の玄武岩礫にも認められる。これと異なる点は，山麓のものでは橄欖石が蛇紋岩などに変質していることが少なくないことである。これは，新富士の噴出物を厚くかぶらない山麓の凝灰角礫岩は風化されやすいためと考えられる。

この凝灰角礫岩には，観察したかぎりでは，ほかの新期の火山岩（たとえば安山岩）の礫はみられないが，富士山の基盤あるいは周辺山地の第三紀層に由来するらしい岩石の礫がまじることがある。たとえば田貫湖台地の岩石（F1933）は石英閃緑岩や角閃石，石英などを含む砂質泥岩の礫を伴う。付近の同一岩層には炭化しない木片も埋まっている。古富士の火口から噴出した火砕流が遠くこの方面の山麓に流下するあいだに低温になり，樹木をもぎとったり，地表にあった古い岩石の礫を削りとったりして，現在の位置に堆積したものであろう。

大石寺丘陵の南端は大石寺の境内になっている沖積平坦地につづき，同丘陵の古富士泥流は潤井川沿岸の沖積砂礫層下にもぐる。この丘陵と沖積地との境界のところで，大石寺本堂の新築工事現場から，直径10m以上にもおよぶ玄武岩の巨塊が掘り出された（写29－d）。これは上に例示した凝灰角礫岩 No.70809 の中に埋まっていたもので，古富士の代表的な玄武岩（A.O.B）の１つである。これと岩質は違うが，近くの同丘陵への上り口のところに巨塊（H.A.O.B）があり，約１km北方の水ノ口発電所裏にも１個（H.O.B）ある。これ

713

らは露出面だけでみると溶岩流の一端のようであるが，事実は泥流の堆積した凝灰角礫岩に埋まる礫である。なお本堂建築場の基礎工事中，同岩の凝灰質の部分から天然木炭片が発見された。したがって，この方面に流下した古富士泥流も高熱の火砕流として噴出したものと考えられる。

富士山の南東麓では須走・御殿場・小山町を結ぶ三角地域内に，古富士泥流の堆積した凝灰角礫岩が分布する。ここでは，宝永4年噴出の砂礫の厚さ1m以上の表層のほか，新富士の噴火による降下堆積物が緩傾斜の山麓面を形成する。古富士の泥流や降下堆積物はこれらの新期噴出物，扇状地堆積物，新期段丘砂層などにおおわれており，鮎沢川（酒匂川の支流）がこの山麓面につくった多くの小谷の側壁にあらわれる。つぎに例示するのは，この方面の古富士泥流とみられる凝灰角礫岩から採集した岩片である。

小山町鮎沢川右岸　F2596：A.O.B, O.B, (dolerite), (O.H.A. andesite)

小山町阿多野　F2615：B, O.B, A.O.B, (dolerite)
F2617：B, A.H.O.B

富士平原ゴルフ場　F2408：B, A.O.B, A.H.O.B, (dolerite)

大日堂　F2411：Aph.B, (A)H.O.B, (H)A.O.B

これら各地点で採集した凝灰角礫岩中の岩片には，孤礫石が蛇紋岩化したり，石基に緑色の非結晶物質ができているものが少なくない。また石基が粗粒で，オフィチック構造はみられないが，粗粒玄武岩または輝緑岩とよぶほうがよいようなものも多い。さらに注目されるのは，F2596の中に小御岳溶岩とまったく同じ安山岩片（O.H.A.andesite）があることである。同種の岩片は，北麓鳴沢村で農林省農地局がおこなったボーリングの岩心で，古富士の凝灰角礫岩とみられるものにも含まれており，いずれも小御岳，古富士両火山の位置ならびに時代関係を示す重要な資料である。

北東麓方面では，都留市谷村町と大月市猿橋とのあいだの桂川の谷に，古富士泥流の一部とみられる凝灰角礫岩が断片的に分布する。新富士の最旧期溶岩の1つである猿橋溶岩はこの泥流の段丘上にのり，また後者の上にできた谷の中に流れこんだ状態を示す。谷村町北方の桂川に大幡川が合流する地点では，谷の右側壁下部の成層する粘土・円礫・砂礫・砂層（中部に炭化木片が埋まる）の上に，厚さ10m以上の凝灰角礫岩があり，その上に段丘礫層がのる。この凝灰角礫岩の中の岩片にはつぎのものがある。

都留市谷村町　F1805, F1805'：O.B, A.O.B, (H)A.O.B, (A)H.O.B, A.H.O.B

大月市猿橋　№6301129(1)：B, O.B, A.O.B, H.A.O.B

旧野倉　№6301129(2)：O.B, (A)O.B, (green tuff)

これらの岩片には，東南麓の凝灰角礫岩から採集したものと同一または類似するものがある。

(3) 古富士の噴出物としては，溶岩や泥流(火砕流)のほかに，爆発によって放出された火山灰，砂礫などの降下堆積物，すなわち凝灰岩，凝灰礫岩なども当然あるはずである。凝灰礫岩中に角礫の多いものは火砕流の堆積したものと外観が似ており，分布状態の観察や粒度分析を充分におこなわなければ，どちらとも判明しないことがある。新富士と同じく，古富士の放出物も山の東側に多く降下堆積したはずで，実際にそれらしいものは西側の山麓には少なく，東側の山麓に多い。つぎにその2，3を例示する。

宝永山の赤岩　F1761'：B, O.B, (A)O.B, A.O.B, H.A.O.B, (A.gabbro)

富士吉田市新屋　№680824：B, A.B, O.B, A.H:O.B, (A.H.O.P. glass rock)

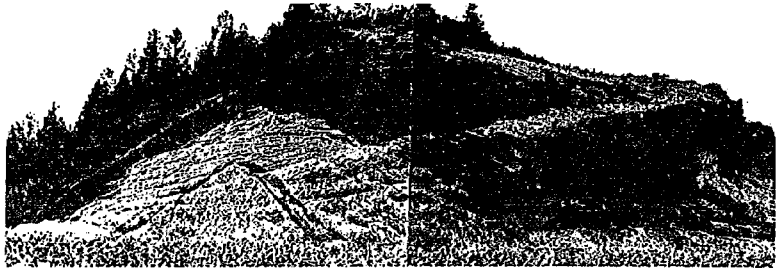
714

宝永山の赤岩は宝永４年の噴出物でなく，後岩の下からあらわれている古富士火山の噴出物と考えられるもので，淡赤褐色の凝灰岩，凝灰角礫岩などからできている（口絵５ページ写真）。村井がおこなった粒度分析によると，これらは泥流あるいは火砕流ではなく，降下堆積物である。この凝灰角礫岩を構成する礫には，上記のように，岩質の違う種々の玄武岩があり，そのうちには，東南麓の古富士泥流あるいは降下堆積物の凝灰角礫岩中の礫とまったく同質のものがある。斑晶のまったくみられない微晶質の B，石基中に緑色の単斜輝石と斜長石の微針とが毛セン状に集まる A.O.B，A. H.O.B．などの１種はその例である。また粗粒玄武岩あるいは輝緑岩，斑糲岩などに似る完晶質岩や緑色ガラスで間隙を充填される H.A.O.P.集合岩片もこれらの凝灰角礫岩にしばしば見出される。御殿場口登山道の馬返と太郎坊キャンプ場とに露出する凝灰角礫岩（その上から少量の地下水が湧出する）は宝永山赤岩の下方にあたり，後者のつづきではなく，むしろ泥流のようにみえるが，これにも肉眼斑晶をもたない H.A.O.B の岩片がある。

富士吉田新屋の県道北側（浅間神社近く）に小丘の断面があらわれている（写７）。ここでは，浅間神社南方の小倉山と地下でつづくと考えられる第三紀岩が最下にわずかばかり頭を出しており，その岩片を含む厚さ１～２mの崖錐堆積物をへだてて，その上に降下堆積した厚さ10m以上の火山礫層がのる。その礫はほとんどすべてスコリアで，上（№680824）にあげたような玄武岩で，東南麓や宝永山の凝灰角礫岩中にみられるような粗粒玄武岩状の岩片や H.A.O.P 集合岩片を伴う。これだけでは，この層が古富士のものであると断定はできないが，北東麓の内野や山中湖の盆地に接する第三紀層山地（丹沢・道志山地）の側面を厚くおおう火山礫層の大部分とともに，おそらくそうであろう。スコリア礫は噴火にあずかったマグマから直接に生じた本質噴出物として，この火山礫層を構成するのみでなく，火砕流の堆積した凝灰角礫岩や凝灰岩などにも当然含まれているが，結晶にとぼしく，ガラスも変質していることが多いので同定しにくい。

以上，各地域の古富士噴出物の岩片の顕微鏡写真を写59-aに例示する。

噴出時代　上に概説したように，古富士火山は玄武岩溶岩のほかに，多量の噴火泥流（火砕流）および火山灰，砂礫などを，またその間に，ごく微量の酸性の軽石灰砂を噴出した。これらの分布状態から考えると，その噴出中心は現在の富士山頂の真下にあり，完成時の山体は小御岳火山より高く，少なくとも海抜 3,000



写７　古富士の火山砂礫層（左側の下部，三角のところは第三紀層）富士吉田市新屋
Volcanic ash and lapilli beds of the older Fuji volcano, with the underlying Tertiary rock (left bottom). Loc. Araya, Fuji-Yoshida.

mの高さにまで発達したものであろう。しかし活動衰退期にはいって，侵蝕，爆裂作用などにより，その山頂部は海抜2,700 m内外の高さに低下し，つぎの新富士火山の活動開始までには，西側より東側のほうがやや高い火口壁に囲まれる大口径の火口をいただいていたと推定される。このような形態や構造は玄武岩の大火山としては異常で，むしろ爆発的噴火のはげしい安山岩火山に普通のものである。古富士がこれに類する活動をおこなった1つの原因は，軽石灰砂の噴出をもたらした酸性マグマにあったと考えられる。宝永4年の噴火についても，同様のことがいえる。

古富士の噴火活動がいつはじまりいつ終わったかを，的確な年数であらわし得る資料はまだない。しかし地質関係でみると，この火山は小御岳や愛鷹山よりもあと，新富士よりも前の活動で生まれたことはいうまでもない。これがどの時代であったかは，古富士の噴出物と周辺地域の時代の知れた地層との層位関係がわかればきめられる。この意味でもっとも役立つ地層の1つはいわゆる関東ローム層である。

ロームというのは，もともと火山起源であると否とにかかわらず，粘土，シルト，砂などに多少の有機物もまじる一種の土壌のことであるが，関東ロームの大部分は火山爆発によって放出された火山灰が風によって運ばれ，関東一円の陸上に数mの厚さに堆積し，多少風化したものである。そのうちに富士山起源の部分のあることを確めようとした筆者の研究は進展しなかったが，多くの研究者によるその団体研究の成果が近年公刊された。

それによると，富士山起源の火山灰土とみられる関東ロームはおもに関東南部に分布し，下から上に順次かさなる多摩，下末吉，武蔵野，立川ロームの4帯のうち，武蔵野ローム層の上部と立川ローム層とが筆者のいう古富士火山起源のものであるという。

富士山麓に分布する古富士噴出物とこれらの関東ローム層とを，鉱物成分の上から同定することはむずかしい。すでに説明したように，前者のうちのとくに凝灰角礫岩は同定に役立ついくつかの特徴ある玄武岩片を伴うことがあるが，スコリア質の火山礫は風化していることが多く，後者は火山灰でおもに軽石，輝石，磁鉄鉱などを残すほかは風化しているからである。また前者は後者より噴出中心に近く，当然荒い粒の岩片や鉱物を多く含むはずであるから，外観上の色や構造によって両者を対比するのは危険である。富士山に関東ロームはないという意見があるが，これはむしろ当然である。関東ロームに似る風化火山灰土は富士山のみでなく，愛鷹山にも箱根山にもあり，それらがすべて富士山起源のものであるとはかぎらず，外観上の類似で関東ロームに対比できるものとも考えられない。同ローム層のうちの主として立川ローム層が富士山起源の火山灰土であるとすると，これに対比できるものは富士山でみられるローム状の火山灰土ではなく，古富士の凝灰角礫岩や火山砂礫（スコリア）層の一部であろう。その積極的な証拠ではないが，新富士は玄武岩火山で普通におこなわれるストロンボリ式あるいはハワイ式噴火をあらわす噴出物によって大部分構成されており，宝永4年の噴出物をべつとして，関東地方の南部一円にまで火山灰を積もらせるようなはげしい爆発をあらわす大量の泥流あるいは火砕流，降下火山礫の厚層などを伴わない。

古富士噴出物は層位的に立川ローム層に対比できるとすると，一般に後者の堆積期とされている洪積世末期の噴火をあらわすものである。そのたしかな年代は同噴出物に埋もれている天然木炭，木片などの放射性炭素（^{14}C）法によって測定されている。表4はその発表されたものである。これでみると，古富士噴出物の年代はいま（1950）から約2万年ほど前であり，関東地方の立川ローム層に埋まる泥炭や植物によって求められた同層の年代とほぼ同じである。したがって同層が層位の上で洪積世末期のものであるとすると，それはいまから約2万年前であり，そのころに古富士は

716

表4　古富士噴出物に埋まる木片の^{14}C法によって測定された年代
Radio-carbon dating of natural charcoal and wood buried in the ejecta of the older Fuji volcano.

試料，番号	母　岩	産　地	分析者	年　数（1950年まで）
(1) 木　炭（620204）	古富士火砕流	富士山，御殿場口，新五合目，大沢横坑内	木越 Gak-225	21,200±950
(2) 木　片	古富士泥流	富士宮市，潤井川岸	木越 Gak-2319	19,000±500
(3) 同　上	同　上	同　上	鮫島・和田	17,700±300
(4) 同　上	同　上	同　上	同　上	18,500±300
(5) 同　上	同　上	静岡県，小山町	木越 Gak-224	21,100±100
(6) 同　上	立川ローム層	御殿場市蓮花寺	木越 Gak-318	16,500±400

注：分析者木越は学習院大学化学教室　鮫島・和田は静岡大学地学教室



写8　古富士泥流に埋もれた立木（ヒノキ）の根幹部（^{14}C法によって測定された年数19,000±500年）
Root and trunk of wood (Japanese cypress) buried in the mudflow of the older Fuji volcano.

噴火していたことになる。表中の(1)は完全に炭化した天然木炭で，それを埋蔵する古富士火砕流の火熱によって焼かれたものにちがいない。(2)～(4)は潤井川岸の礫層中に埋まる立木と倒木片である（写8）。山梨林業試験場の鑑定によると，これらは檜で，立木のうちには樹齢約300年を数えるものもあり，約2万年前にこの地に檜の大木の森林があったことを物語る。これらは噴火熱によって炭化したような形跡をほとんど示さず，またこれらを埋蔵する堆積物も大部分は凝灰角礫岩であるが，一部分は凝灰岩，火山礫岩などである。しかし，これらの岩石は星山その他の丘陵上の古富士泥流の中の岩片と同じ特徴をもつB，A.O.B，H.A.O.Bなどの玄武岩片を多く含むので，どのような状況のもとで堆積したとしても，上記の埋蔵木の^{14}C年代である約2万年前より新しい時代のものではない。(6)の御殿場市蓮花寺の立川ローム層というのは筆者がまだみたことのないものであるが，富士山の噴出物を含むとすれば，その^{14}C年代からみて，古富士のものといちおう考えられる。

富士宮市大石寺丘陵が古富士泥流の高まりであることは前に述べた。同丘陵上の表土の下から土器，石器などが出土することは以前から知られていたが，昨年（1970）大石寺当局の企画によって，考古学専門家の指導のもとに，その埋蔵地（大石ヶ原千居遺跡）の一部の本格的な発掘がおこなわれた。同地では，古富士泥流(1)の表面部をあらわす褐色風化土(2)と黒色腐植土(3)の上に，半風化火山灰砂層(4)と黒色腐植土(5)，黄灰色火山砂層(6)，表面耕土(7)などが順次かさなる。土器，石器や帯状，環状配石などは(4)層から多く出土し，縄文時代中期の文化をあらわすものと判定されている。これがいまから4～5千年前であるとすると，それは古富士泥流の噴出時代の1つの上限を示すものであろう。(2)に新石器時代の石器片が埋蔵されることはまだ確認されないようであるが，もしそれが事実とすると，その年代は古富士泥流の時代の上限をさらに古くすることになる。なお(6)は大石寺本堂工事場付近の潤井川沖積層（鴨層を示す砂礫層で，植物化石を含む）の上にのり，星山丘陵の月ノ輪遺跡では弥生時代の住居跡や土器を埋蔵し，新富士の噴火によるものと考えられる。

717

4 新富士火山

富士山の北腹にわずかに頭部をあらわす小御岳火山と南東麓の地下に埋まる愛鷹火山の一部をべつとして，その山体の大部分が火山活動の経過のうえからみて，古富士と新富士の両火山にわけられるというのは筆者の持論である。両者はともに実質的には玄武岩質であり，ごく僅少の酸性岩質噴出物を伴うことに違いはない。しかし両者のあいだには噴出物の産出状態や構造に明白な違いがあり，仙麓で前者の堆積物（おもに古富士泥流）の侵食面や断層変位面（潤井川断層）上に，後者の噴出物すなわち新富士の初期の溶岩流がのる。富士火山の活動史を2期にわけ，古富士と新富士を設定するのはこれらの事実に基づくのであって，二重火山の活動を外輪山と中央火口丘の2期にわけるのにくらべられる。

もし小御岳や古富士の山体ができなかったとすると，新富士はおそらく玄武岩の楯状溶岩火山になったであろう。石原は小御岳や古富士を考えないで，山麓に広く分布する古い溶岩（筆者の旧期溶岩類）を基底溶岩と称して，楯状火山に似る広大な台地をあらわすものとした。しかし実際には，この溶岩がすべて小御岳や古富士の山体の上にのり，その後の噴出物とともに，これらの大部分をおおいかくしているので，新富士は現在の富士山の地形にあらわれているほとんど全部である。その全体の地形については本文のはじめに記述したので，その中心である山頂噴火口，本体，寄生火山など細部の地形や構造をつぎに説明する。

1) 山頂噴火口

富士山の山腹には100に近い数の寄生火山があり，また八百八沢とよばれる放射谷もあるが，その本体の原地形をひどく乱すほど大きく発達したものは1つもない。この原地形が，小御岳をべつとしても二重火山という構造上の複雑さにかかわらず，外形的にどの方向にも1つの対数曲線であらわされるような傾斜の側面で囲まれる単一円錐であるのは，新富士が古富士の上にほとんど同心的に生まれ，多数の玄武岩流をその中心火口からあらゆる方向の山腹に順次噴出し，古富士時代の山体の起伏をおおいかくした結果である。この中心火口がまわりの山体の発育とともに上にのびたものが現在の山頂火口である。

この火口の外郭は南北にやや長い楕円形（長径 850 m，短径 650 m）で，最高点剣ヶ峰（海抜 3,775 m）をはじめ，富士八峰とよばれる高所をもって起伏する（図19-a・b）。その内側は，一部をのぞき，中央の火口（大内院）を囲む直接の火口壁でなく，上下2段の火口棚につらなる。三島岳内側の鎌池（S_1）と剣ヶ峰内側の西安河原（S_1'）は上段の第1火口棚，虎岩背後の台地（S_2）と白山岳内側の阿弥陀ヶ窪（S_2'）とは下段の第2火口棚である（図19-a）。久須志岳と成就岳のあいだの東側火口壁は大内院を直接に囲む絶壁で，火口棚に欠けている。しかし成就岳や久須志岳の上がかなり広い平坦地になっているのは，かつてここにも鎌池および西安河原とほぼ同じ高さの位置に火口棚があり，大内院から噴出した最新の溶岩層によって現在のようにおおわれたものと考えられる。

大内院は上記の2段の火口棚と東側火口壁とに囲まれる火口で，出入りの多い不規則な平面形を示し，剣ヶ峰頂上からの深さ約 220 m，第2火口棚からの深さ約 150m である。その内壁の上半部はほとんどどこも溶岩層の絶壁であり，下半部はそこからくずれおちる岩屑の積もる急傾斜の崖錐に囲まれる。火口底は雨水や雪どけ水によってまわりの崖錐面から流し出される砂礫で埋まり，直径数十mの平坦地になっている。ここへは，鎌池の第1火口棚から虎岩背後の第2火口棚

718 1

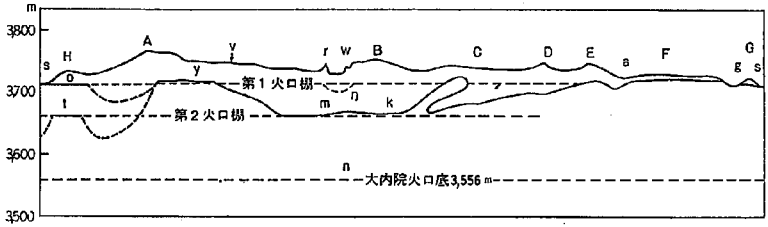


図19-a 富士山頂火口縁の稜線の起伏　A：剣ヶ峰；　B：白山岳　C：久須志岳　D：大日岳　E：伊豆岳　F：成就岳　G：駒ヶ岳　H：三島岳　a：荒巻　g：銀明水　k：金明水除　m：阿弥陀ヶ窪　n：小内院火口　o：鏡池　r：雷ヶ岩　e：浅間神社奥宮　t：虎岩　v：大沢の縁　y：西安河原　w：御迎ヶ割石

Undulation of the upper rim of the Mt. Fuji summit-crater.

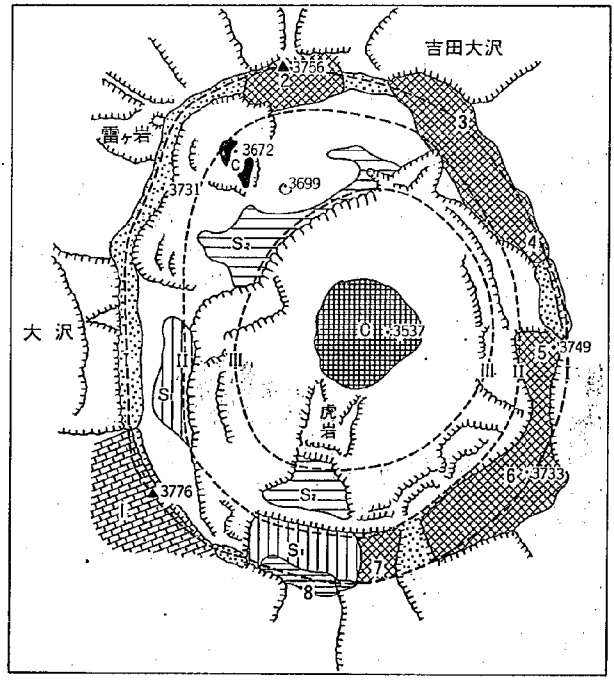


図19-b 富士山頂火口の構造略図　1～8は上図のA～Hに相当する。S_1, S_2はそれぞれ第1，第2火口棚 I，II，IIIはそれぞれ第1，第2，第3火口縁　cは小内院，Cは大内院

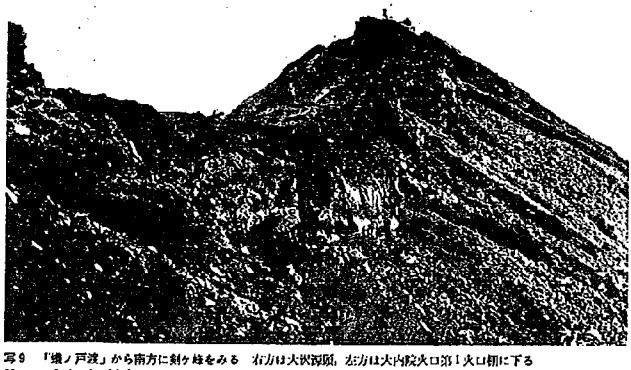
Sketch of the structure of the Mt. Fuji summit-crater.

719

に下り，そこから虎岩東側の崖錐上あるいは西側の万年雪の雪渓上を下って達することができる。盛夏の晴れた日にここにおり立つと，雪渓の下を流れて火口底の砂礫のあいだに吸いこまれていく水の音だけが聞こえる。火口底に火山灰土の不透水層でもあれば，ここに火口沼ができたにちがいない。またそこに高い火山熱があれば湯沼ができるか，熱水蒸気の白煙が立ちのぼるかであろう。しかし現在はどちらもなく，火口底はまったく冷えきった状態にある。

上記のような地形から，山頂火口は図19に示す第1，第2，第3火口壁（Ⅰ，Ⅱ，Ⅲ）の輪郭で囲まれる大きさに，順次小さくなったものと考えられる。これは各火口壁を構成する溶岩その他の噴出物の配置と前後関係をみればいっそう明らかである。これに関してはつぎの本体の構造のところで説明する。なお大内院の北西側の第2火口棚阿弥陀ヶ窪の北西隅に小内院（c）があるが，第1火口壁内側下部の崖錐に埋まり，地形的には目だたない小形の浅い凹地にすぎない。

第1火口壁の上縁は剣ヶ峰を最高点とする8峰の高地とそれらをつらねる鞍部との起伏する稜線である。高地の背面から外側斜面にかけては，火口壁を越えて外側に流れ出した溶岩流の原地形面が残されているところが多い。鞍部の外側は放射谷の頭部を囲み，崩壊して断崖あるいは急斜面になっている。とくに剣ヶ峰の北方につづく馬ノ背山の鞍部（剣ヶ峰と三島岳とのあいだの鞍部も馬ノ背という）の外側は大沢崩の谷の源頭を囲む断崖である。この部分の崩壊が進むと，火口壁を切り開いて大沢の谷と山頂火口底とをつなぎ，富士山の景観をそこなう恐れがあるというので，大沢崩を防ごうとする工事の一端がこの谷の中流以下のところでおこなわれつつある。しかし，この谷の源頭にあたる馬ノ背山の鞍部は，明治以前の古文書に「蟻ノ戸渡」と記されているのをみると，すでに昔から火口の外輪めぐりの幅狭い通路になっていたもののようであり，筆者が写真をくらべても，そこには30年前と近年とでほとんど変化がみられない。したがって，この鞍部が急速に崩壊して，遠からず切り開かれる恐れはないものと考えられる。ここと大内院とのあいだには，もっとも狭いところでも高さ約150mの壁がある。か



写9　「蟻ノ戸渡」から南方に剣ヶ峰をみる　右方は大沢源頭，左方は大内院火口第1火口初に下る
Kengamine, the highest part of outer rim of the Mt. Fuji summit-crater.

720

りにこれが毎年 平均10cm ずつ削りとられるとしても，その全部がなくなるには 1,500 年を要する。

山頂火口の周辺の地形や溶岩層の傾斜などから，新富士は現在の剣ヶ峰の高さより上に出たことはなく，また将来これよりいちじるしく高くなることもないと考えられる。

2) 本体

富士山全体の構造から考えると，そのうちの新富士は円錐火山の仮像ともいえるもので，古富士の山体上にほぼ同心的におおいかぶさる。したがって，その噴出物は富士山の山頂から山麓までひろがり，上に厚く下に薄く積みかさなる。山腹のボーリングや横坑での観察によると，海抜 1,000m付近でその厚さは250m内外である。また大沢上流（お中道渡場より上流の大沢崩の部分）の谷壁に露出するものはすべて新富士の噴出物である。

大沢その他の谷の側壁や山頂火口，宝永火口などの内壁にみられるように，新富士の山体の大部分は溶岩層のかさなりからできている。火山砂礫などの火砕物は溶岩層に付随してこれのあいだにはさまり，また山の東側斜面を広くおおうが，溶岩とくらべて量的にはるかに少ない。

溶岩類の噴出順序と分布状態とから，新富士は３部分にわけられる。旧期，中期，新期溶岩類がそれで，これらはそれぞれおもに山麓部，中腹部，山頂部を占める。図20はこれらの相互の関係を模式的に示し，また図21はこれらの実際の配分を示す。添付の多色刷りの地質図では，旧期，中期，新期噴出物をそれぞれ青，緑，赤系統の色彩と模様とで区別してある。つぎに各期の溶岩の分布，種類などについて大要を説明する。ただし本文では，多数の溶岩の１つ１つについては説明しつくせないので省略する。



図20 富士山の溶岩噴出順序を示す模式図
1. 新期溶岩類 1'. 同寄生火山溶岩 2. 中期溶岩類 2'. 同寄生火山溶岩 3. 旧期溶岩類 3'. 同寄生火山溶岩 4. 古富士火山噴出物
Sketch of the structure of the younger (present) Fuji volcano, as shown by the distribution of its lava-flows.

旧期溶岩類　これが広く分布するのは山麓部，とくに山の西半部のそれである。この部分は新富士の山体のうちでもっとも古いにかかわらず，火山灰層には厚くおおわれず，地表流水による侵蝕も少ないため，厚さ１m内外の風化土をかぶる溶岩流そのものの地形を残す。したがって，その地形と岩質の違いによって，個々の溶岩流を区別し，地図上に描くことができる。図22は富士宮市南部から富士山にかけての山麓面をつくる旧期溶岩の分布と地形を示す模式鳥瞰図である。各溶岩流は下から上に順次，覆瓦状にかさなり，末端部でやや急傾斜の側面に囲まれる溶岩舞台を形づくることが多い。ほかの方面の山麓でも同様である。

また旧期溶岩類のうちでももっとも古いものには，

721

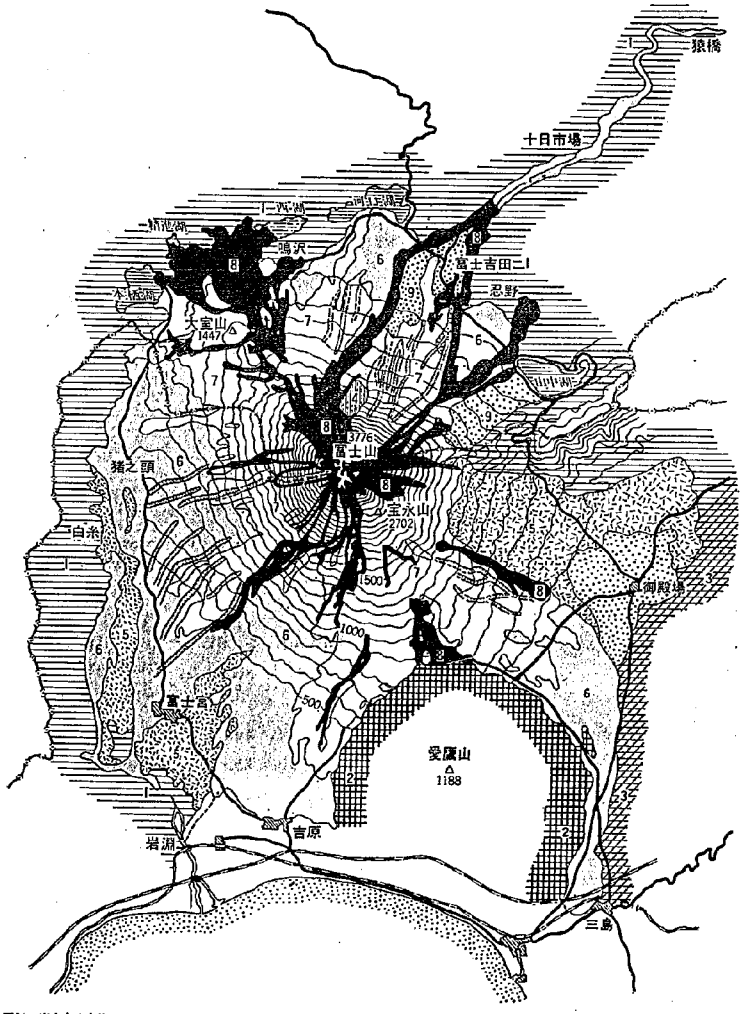


図21　富士山噴出物の分布を示す略図　(9)沖積扇状地堆積物および火山灰層　(8)新期溶岩類　(7)中期溶岩類　(6)旧期溶岩類（以上新富士火山）　(5)古富士火山泥流および砂礫層　(4)小御岳火山　(3)箱根火山　(2)愛鷹火山　(1)おもに第三紀層（宝永4年噴出物その他の新しい火山砂礫をのぞく）

Summary map showing the distribution of lava-flows and other ejecta of Mt. Fuji.

172

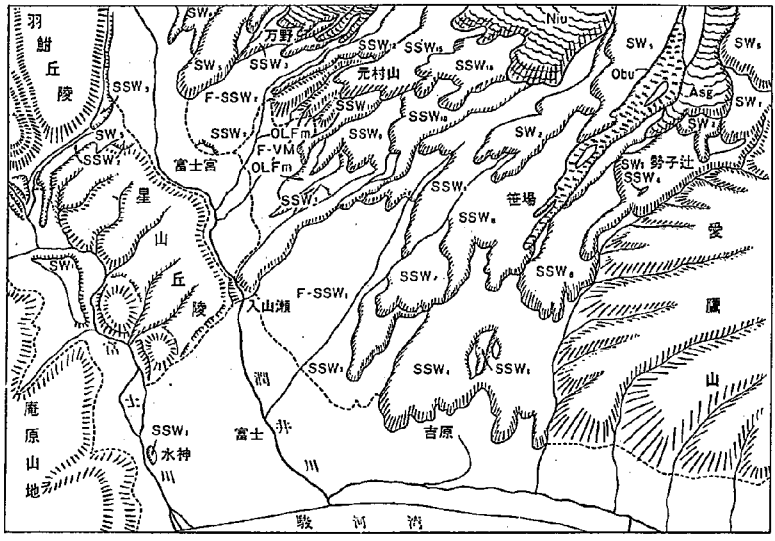


図22 旧期溶岩流からなる山麓面の模式地形図
Sketch of the topography of the southwest piedmont slope consisting of older lava-flows of the present Fuji volcano.

山麓面の一部をつくる扇状地砂礫層におおわれるものがあり，さらに山麓面につづく沖積地でその砂礫層にはさまるものもある。

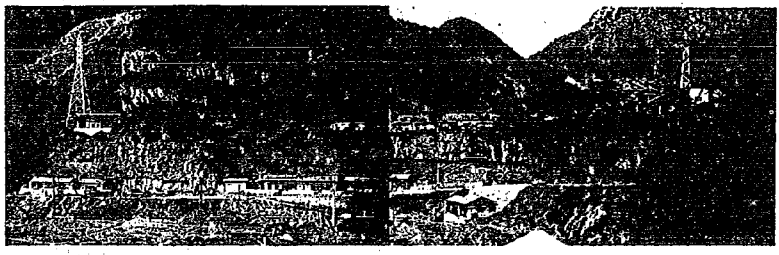
大淵溶岩流（SSW_1）はその1つで，不動沢扇状地（骨比奈付近を頂点として鷹岡と吉原とのあいだにひろがる）から富士市西部の沖積地の地下を経て，富士川鉄橋わきの水神の森でわずかに露出する。富士市内でおこなわれたボーリングの結果では，富士溶岩流は田子ノ浦沖の駿河湾底の地下にまでつづくようであるが，それが山麓の溶岩流のどれであるかは明らかにされていない。

富士宮溶岩流（SSW_2）も古いもので，それ自体が富士宮口登山道の篠坂付近から南西方向に扇状にひろがるが，市兵衛沢扇状地の砂礫層におおわれ，富士宮浅間神社の湧玉池水源のところでわずかに露出する。しかし，この溶岩流の一部は潤井川の谷を横切り，基山丘陵を越えて沼久保で富士川岸までつづくもので，谷では沖積層下に没するが，丘陵上では地表にあらわれる。

三島溶岩流（SE_1）は南東麓方面の旧期溶岩のうちもっとも古いもので，大野原ではほかの溶岩流のあいだにはさまれ，厚さ1～2mの火山灰砂層をかむる溶岩原を形成する。さらにこれは愛鷹山と箱根山との裾合谷にはいり，東海道線の三島駅付近までつづき，その上を流れる黄瀬川べりでは沖積砂礫層の下になっているが，わずかの表土をのぞくとすぐあらわれるところも多い。

猿橋溶岩流（NE_1）は北東麓でもっとも古いもので，内野盆地に向かって砂礫層におおわれる梨ヶ原の広大

1123



写10　猿橋溶岩流 (NE_1) 大月市付近，桂川岸
The Saruhashi lava-flow exposed on the river-side cliff of the Katsura-gawa, Ōtsuki City.

な扇状溶岩台地を展開する。その一部はさらに桂川谷の右辺沿いに猿橋東方の藤崎までつづくもので，富士吉田市付近では新期溶岩流や扇状地砂礫層の下にかくれるが，上暮地から桂川の河床および両岸にあらわれ，十日市場の田原滝以下では溶岩流はこれだけになる。この最後の部分の溶岩流は古富士泥流を伴う段丘の上にのり，またこの段丘上にできた谷を埋めたあと，桂川によってその現在の河床まで掘りさげられ，河岸に溶岩の絶壁を露出する段丘になっている。(写10)

図21に示すように，旧期溶岩は山の中腹のほうに向かっても，かなり高いところまで分布する。高いところに行くほど，それは中期あるいは新期溶岩層の下になったり，火山灰土におおわれたりして，谷底などにわずかに露出するだけになる場合が多いので，それを追跡して分布範囲を知り，また山麓に広く分布する同類の溶岩と対比同定するのが容易でない。そのため地質図では，そのような溶岩は1つ1つ区別せず，旧期溶岩類一般 (OCV) とする。

この中腹方面の旧期溶岩のうち，位置的にとくに注目されるものの1つは富士宮口有料登山道の旧馬返と新五合とのあいだ (海抜約 1,900~2,300m) で，ほかの溶岩層におおわれない1つの尾根をつくるもの (SSW_{19}) である。同登山道二合から新五合までの山腹はこの尾根を含めて，市兵衛沢の谷をへだてて反対側の山腹と地形や溶岩流の方向に違いがあることは地質図に示すとおりである。これは旧期溶岩 (SSW_{18}) の下の浅いところに古富士の山体の一部が埋まることを思わせるものであるが，たしかなことはまだわからない。

いま1つ高所に露出する旧期溶岩の例をあげると，山の北側の泉ヶ滝 (小御岳神社と吉田登山道五合との中間，海抜約 2,300 m) から山頂に向かう屏風尾根の一部にあるもの (地質図上に N_5 および OCV で示す) である。その1つは泉ヶ滝の道路わきでみられるもの (F3906上)で，すでに説明したように，小御岳火山の溶岩層の上にまったく不整合にのる (図8，写4)。これと違う種類の旧期溶岩はここより高い屏風尾根の上にもあり，吉田大沢の谷の左壁にあたるところで，その1つ (F1651) が古富士溶岩と考えられるものの上にのる。これらは，新富士の旧期溶岩が小御岳火山の火口壁や古富士の山体の一部の上に高くのりかかっていることを示すものである。

御殿場口登山道と須走口登山道とのあいだでは，中腹以上はもちろん山麓方面にも，旧期溶岩に相当するものはまったくみられない。この方面には宝永4年やそれ以前に噴出した火山砂礫が多く堆積しており，溶岩類の露出は全体として比較的少ないのであるが，旧期溶岩は実際に分布していないのかもしれない。地形

124

図では明らかでないが，宝永山と小富士（須走口二・五合）とを結ぶ線あたりの斜面を山麓から斜め方向に眺めると，その傾斜の一段と急になるところがあることに気づく。このあたりに古富士の山体の一部が埋もれていて，宝永山とともに，新富士の旧期溶岩が東方にひろがるのをさまたげたとも考えられる。

旧期溶岩の大多数はいっけんしてそれとわかる特徴を示し，比較的大形（直径5～10mm）の塩基性斜長石（灰長石～曹灰長石）の斑晶をもつ。これを多くもつ溶岩は不定形にこわれやすく，「パク石」とよばれる。河口湖駅周辺の畑地や河口湖東部の南岸に露出する船津溶岩はその例である。岩石の種類としては，表5に示すように，その大多数は橄欖石玄武岩であるが，そのほかに少数の無斑晶玄武岩，普通輝石・橄欖石玄武岩，紫蘇輝石・普通輝石玄武岩などもある（96ページ写57）。同表にあるのは添付の地質図に個別の溶岩流として区別されているもの全部のほか，本文中で例として説明するものである。

表5　新富士旧期溶岩類
Older lavas of the present Fuji volcano.

記号	溶岩流名	岩石名略記号	記号	溶岩流名	岩石名略記号	記号	溶岩流名	岩石名略記号
NE_1	猿橋溶岩流	O.B	SSW_9	曽比奈溶岩流 II	B(aph.)	SW_8	北山溶岩流 V	O.B
NE_2	桂溶岩流	O.B(aph.)	SSW_{10}	今宮溶岩流 I	O.B	SW_9	〃（御園）溶岩流VI	O.B
NE_3	道溶岩流	O.B	SSW_{11}	〃 II	O.B	SW_{10}	〃（アヤイ沢）溶岩流VII	O.B
NE_4	弁財堀溶岩流	O.B	SSW_{12}	〃 III	O.B	SW_{11}	〃（大久保沢）溶岩流III	(A)O.B
NE_5	河原堀溶岩流	(A)O.B	SSW_{13}	入山瀬溶岩流	O.B	SW_{12}	白糸溶岩流 I	H.A.O.B
NE_6	滝沢溶岩流 I	O.B	SSW_{14}	大坂溶岩流	O.B	SW_{13}	〃 II	O.B
NE_7	〃 II	O.B	SSW_{15}	神成溶岩流	O.B	SW_{14}	〃（上井出）溶岩流III	O.B
			SSW_{16}	元村山溶岩流 I	O.B	SW_{15}	横手沢溶岩流 I	A.O.B
N_1	船津溶岩流	O.B	SSW_{17}	〃 II	O.B	SW_{16}	〃 II	H.A.O.B
N_2	鳴沢溶岩流	H.A.O.B	SSW_{18}	〃 III	O.B	SW_{17}	〃 III	O.B(aph.)
N_3	大田和溶岩流	O.B	SSW_{19}	〃 IV	O.B	NW_1	大沢溶岩層（中期NW_2の下位にあるもので，新別せず，OCVで示すもの	すべてO.B
N_4	大風溶岩流	O.B	SSW_{20}	〃 V	O.B	NW_2		
N_5	屏風岩溶岩層	B,(A)B	SSW_{21}	市民溶沢溶岩層	O.B	NW_3		
			SSW_{22}	高鉢溶岩流	O.B	NW_4		
SE_1	大野原（三ヵ）溶岩流	O.B				NW_5	富士見溶溶岩流 I	A.O.B
SE_2	暮野溶岩流 I	(A)O.B	F3903上	泉＋滝（N_3）	A.O.B	NW_6	〃 II	O.B(aph.)
SE_3	〃 II	A.O.B	F1651	吉田大沢左岸（N_3）		NW_7	笹之頭溶岩流 I	A.O.B
SE_4	〃 III	O.B				NW_8	〃 II	O.B(aph.)
SE_5	畑岡溶岩流	O.B	SW_1	芝川溶岩流 I	H.A.O.B	NW_9	〃 III	O.B(aph.)
SE_6	砂沢溶岩流	O.B	SW_2	〃（精進川）溶岩流II	O.B	NW_{10}	朝霧溶岩流 I	O.B
			SW_3	〃（猪沢）溶岩流III	O.B	NW_{11}	〃 II	O.B
SSW_1	大淵溶岩流	A.O.B	SW_4	北山（鮫骨沢）溶岩流 I	O.B(aph.)	NW_{12}	〃 III	O.B
SSW_2	富士宮溶岩流	O.B	SW_5	〃（外神）溶岩流II	O.B	NW_{13}	木栖溶岩流 I	O.B
SSW_3	万野風穴溶岩流	O.B	SW_6	〃（馬見塚）溶岩流III	O.B	NW_{14}	〃 II	O.B
SSW_4	曽比奈溶岩流 I	B(aph.)	SW_7	北山溶岩流 IV	O.B	NW_{15}	〃 III	O.B

中期溶岩類　上に説明したように，新富士の山麓部は新期の寄生火山から噴出した溶岩流や一般の火山砂礫層をのぞいて，おもに旧期溶岩流からできているが，これはいわゆる「基底溶岩」として中腹以上の山体をのせる台地を形づくるものでなく，海抜 2,500m 以上のところにあったと推定される中心火口から噴出し，古富士の山体をおおうものである。中期溶岩類はさらにその上にのり，山腹の傾斜が一段と急になる海抜 1,500m 内外のところから山頂近くまでの山体の大部分を占める。旧期，中期の両溶岩類のあいだに構造上の境界はなく，噴火様式の変化をあらわすような相異もない。

中期溶岩類は新富士の侵食谷がもっともよく発達する部分，とくに西および南西側の中腹の谷壁に層になってあらわれる。大沢の溶岩層はその代表的なものであるが，ここから富士宮口登山道（二～五合）わきの市兵衛沢までの谷々にもよくみられる。またそのいくつかは旧期溶岩類からなる山麓面上に溶岩流としてひろがる。添付の地質図に緑がかった色と模様とで示すものの多くはそれである。たとえば愛鷹山の富士山側を囲む山麓斜面上の SE_2（須山），SW_1（勢子辻），SW_2（ガラン沢），SW_3（不動沢第２層），SW_4（天照教），SW_5（日本ランド）などの溶岩流，大沢下流の南北両側の山麓面近くまでひろがっている NW_{13}（桜沢），NW_7（八軒Ｉ）。NW_1（蒼海沼）などの溶岩流はその例である。精進口登山道三合あたりから鳴沢部

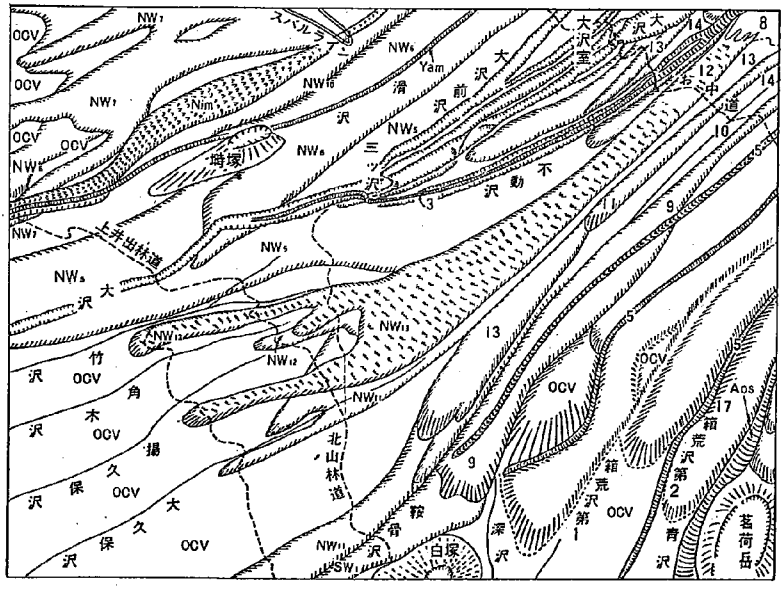


図23　大沢中流の南北両斜面上の地形と旧期（OCV），中期（NE_5～NW_{13}），新期（3～14，Aos，Yam，Nim）溶岩類の分布を示す
Map showing the topographical features and distribution of lavas on the west mid-slope of Mt. Fuji.

落に近いところまでに分布する NW_6（精進口二合）もその1つで，この方面の中期溶岩流の代表的なものである。吉田大沢，表沢方面の NE_2，NE_1，MCV などや須走口登山道南方の MCV はいくつかの溶岩層のかさなりで，個別の溶岩流ではない。(図17，図24)

中期溶岩流は丸尾ではなく，いずれも多少の火山灰土あるいは砂礫層におおわれるが，その末端や縁辺部で明らかにそれとわかる地形を示し，また急斜面や道路わきの切取面などにひんぱんに露出する。(図23)

お中道付近から上の山頂部でも，中期溶岩は中腹からつづく侵蝕谷やスプーン形の第1型谷の側壁に，また宝永火口壁に多くの層になって露出するが，これらの谷や火口の四地外の一般斜面上では，新期溶岩流や火山砂礫層に大部分おおわれる。この地域の溶岩についても，筆者は岩質の違うものを区別し，それらの分布をできるだけこまかく調査して「2万5千分ノ1」地形図に記入している。火山の原地形や構造の発達はこのような作業によってくわしく知ることができ，またその作業の結果をこまかく描いた地質図を読むことによって正しく理解できる。筆者のつくった色刷りの「5万分ノ1」富士山地質図はその目的が多少かなえられたと考えるものである。同図に個別の溶岩流名で示してある中期溶岩類は表6に示す。しかし，お中道以上の個別の溶岩の分布は「5万分ノ1」図には明細に描くことができないので，この地域の中期溶岩の多くは MCV として，また新期溶岩も YCV として，それぞれ一括，塗色してある。これらの分布は在来の「2万5千分ノ1」地形図を用いてもなお充分に描くことがむずかしいので，航空写真から作図された「1万分ノ1」地形図をもとにして描いたものが図24～図30である。これらは山頂部の側面上の溶岩が露出する部分のほとんど全域を含み，中期溶岩を算数番号で，のちに説明する新期溶岩をローマ字記号で示す。

山頂部側面上の中期溶岩の分布はこれらの図に，その個々の岩石名略記号は表7～表11の相応する溶岩番号欄に示すので，ここでいちいち説明するまでもない。ただし大沢谷の部分（図28の左方）だけはあらわし方が違うので，少し説明しておく。ほかの谷でも側壁の傾斜が急なところについては同様であるが，大沢谷の側壁はとくに高く急傾斜で，その谷底から上縁までのあいだにかさなる溶岩層を1つ1つ区別して平面図上に正しく描くことはむずかしい（84ページ写31）。そのため色刷地質図では，これらを一括して大沢溶岩層（N_5）で示し，本文中の図28では83，84，90，91，92，93などの番号で，部分ごとにわけ，表9にその各部分に露出するおもな溶岩層を上位のものから順に示す。同表の左半は谷の北壁，右半は南壁のもの，破線以下は谷底のものである。両壁をそれぞれ対岸から写した拡大写真上で，これらの溶岩層を識別することができるので，それをもとにして多少模式的に描いたものが図31-a・b，図32-a・b である。これらの図の数字およびローマ字は表9のカッコ内のものにそれぞれ相応する。

大沢谷のお中道渡場から上流の北壁は傾斜が多少ゆるやかで，数カ所でその谷底から上縁までの溶岩を各層ごとに調べることができるが，その南壁と山頂に近い源頭部の周壁とは傾斜が急で落石も多いので近づくことができない。しかし上図に示す部分のみでも新富士の中期溶岩の層状構造の大要を察知することができる。谷の南北両壁の溶岩層が上位のものから下位のものまで各層ごとに対応しないのは，溶岩流が山腹にひろがる実状から考えれば当然である。また谷底およびそれに接する両壁の溶岩はつづいており，ここに断層のような構造上のくい違いや断層破砕帯は認められない。したがって大沢谷は富士山の構造上の弱線に沿ってとくに発達したものでなく，たまたま侵蝕が急速に進みつつある放射谷の1つにすぎない。吉田大沢もこれにほぼ匹敵する大きさの放射谷の1つであるが，現在侵蝕がほとんど止まっていることは地形の説明のところで述べたとおりである。

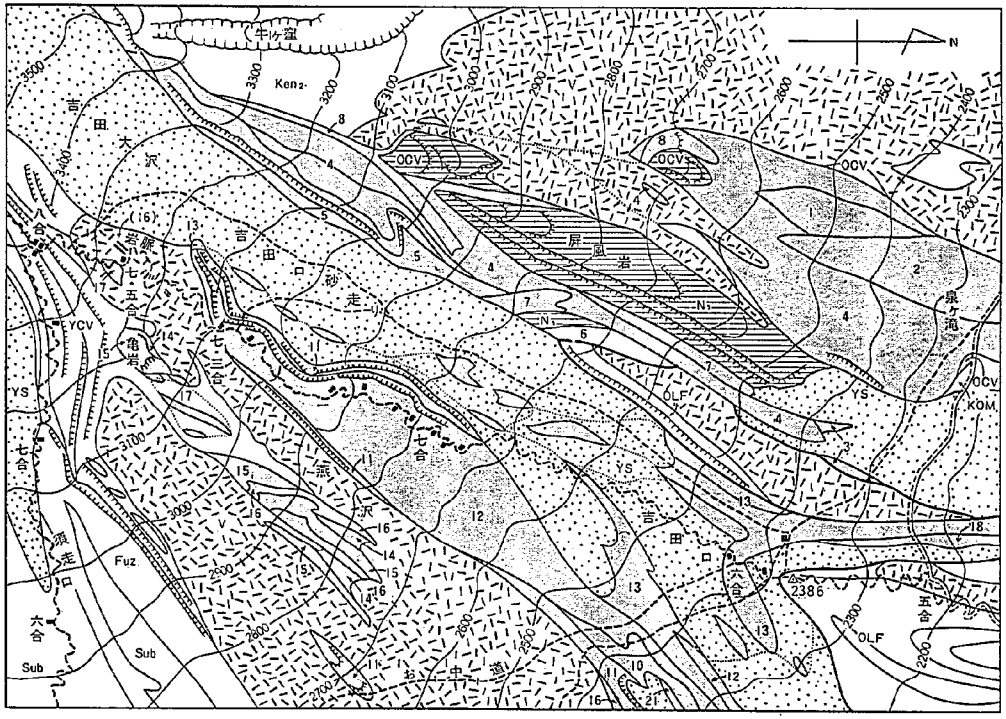


図24 吉田口五～八合付近山腹の溶岩分布図 横縞は旧期（OCV），網目は中期(MCV)，白は新期（YCV）溶岩類，OLF は古富士，KOM は小御岳溶岩
Map showing the distribution of lavas on the northeast flank between 5~8 stages of the Yoshida trail of Mt. Fuji. OCV : older lavas. MCV : middle-period lavas. YCV : younger lavas. OLF : lavas of the older Fuji volcano. KOM : lavas of the komitake volcano.

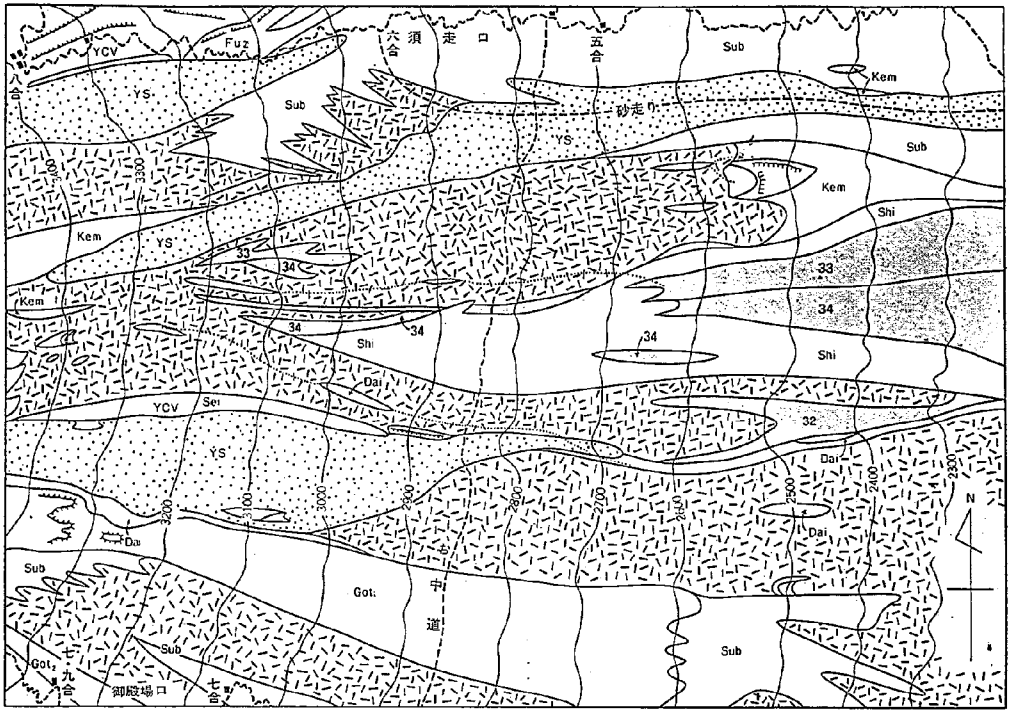


図25　須走口・御殿場口五～六合付近山麓の溶岩分布図　網目は中期，白は新期溶岩類（表7・12-a）
Map showing the distribution of lavas on the east flank between 5~6 stages of the Subashiri · Gotenba trails of Mt.Fuji. Half-tone area : middle-period lavas. Blank area : younger lavas.

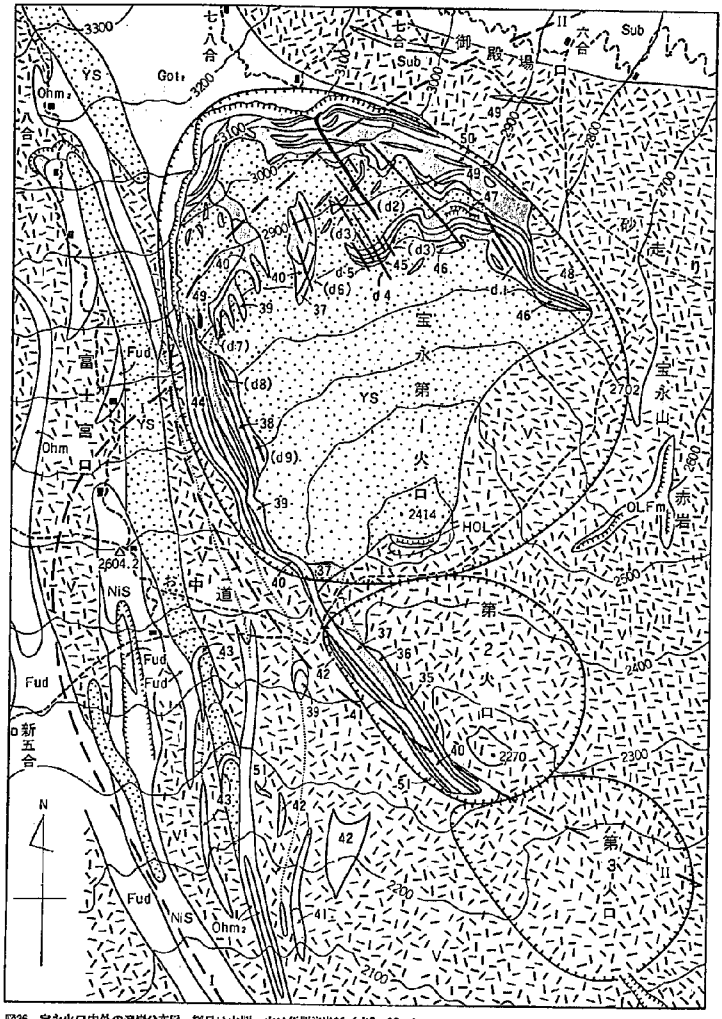


図26 宝永火口内外の溶岩分布図 網目は中期，白は新期溶岩流（表8・12-a）
Map showing the distribution of lavas in and around the Hōei (1707) craters.
Half-tone area : middle-period lavas. Blank area : younger lavas.

7130

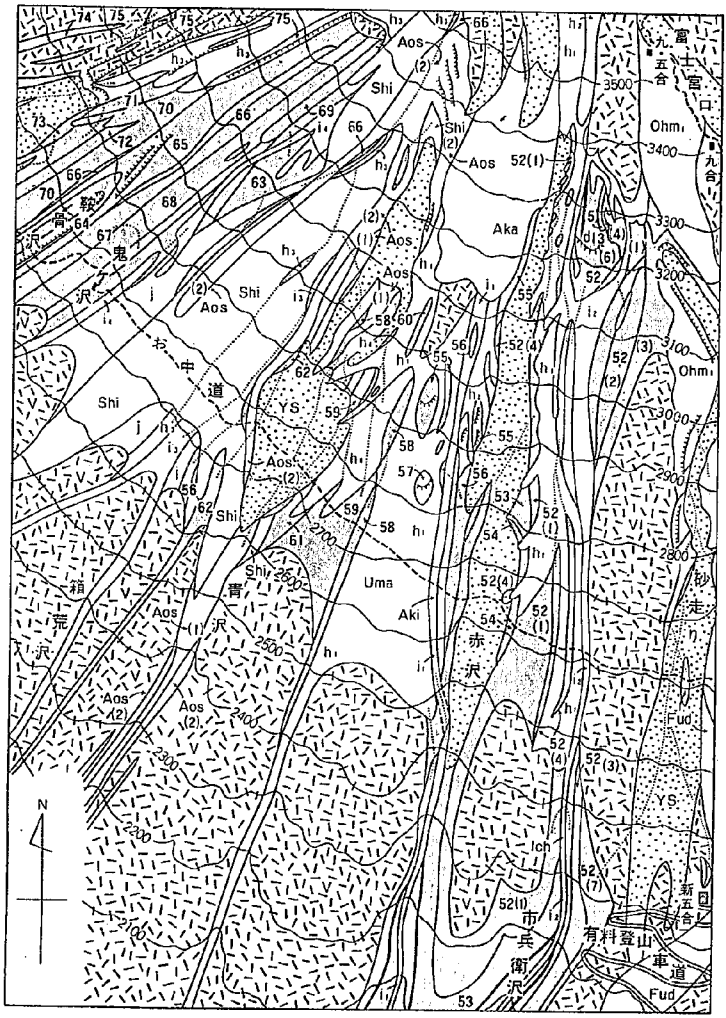


図27 富士宮口五～九・五合西方山腹の溶岩分布図 網目は中期，白は新期溶岩類（表8）
Map showing the distribution of lavas on the south flank west of 5 - 9.5 stages of the Fujimiya trail of Mt. Fuji. Half-tone area : middle-period lavas. Blank area : younger lavas.

1731

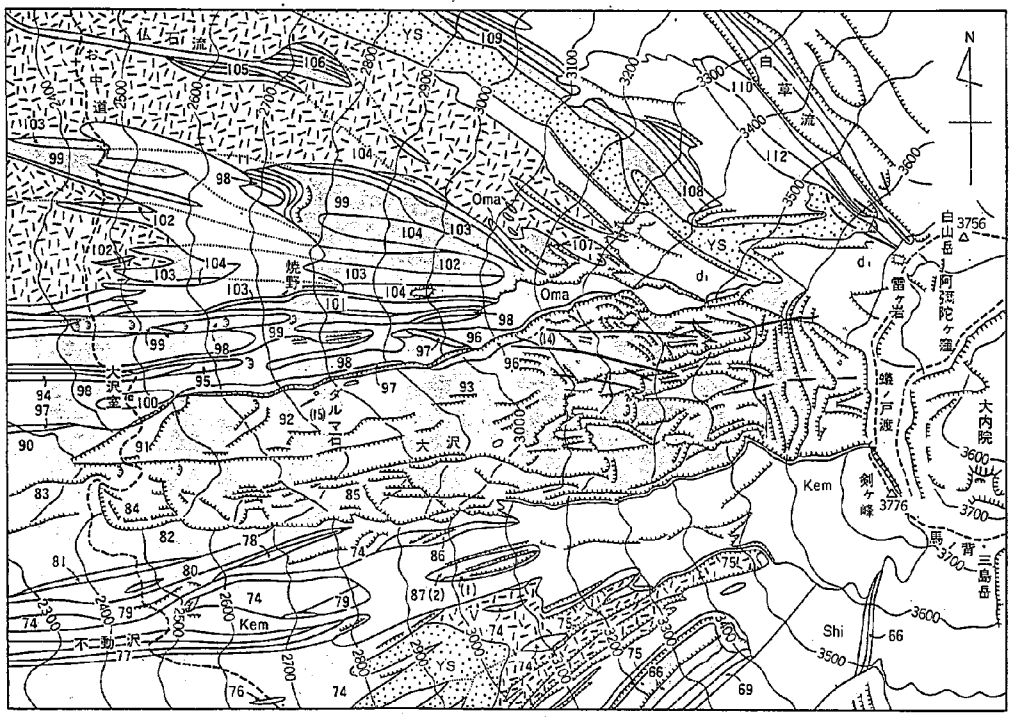


図28 大沢上流内外の溶岩分布図 網目は中期，白は新期溶岩類（山頂火口付近をのぞく）（表9）
Map showing the distribution of lavas in and about the Ōsawa valley on the west upper flank of Mt. Fuji.
Half-tone area : middle-period lavas. Blank area : younger lavas.

R32

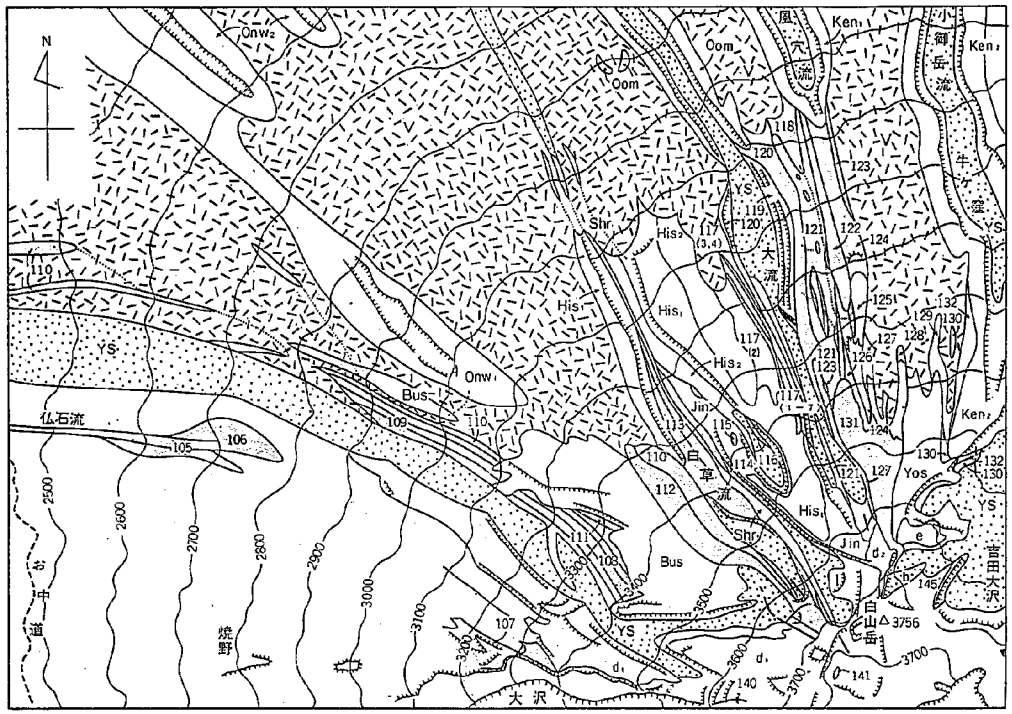


図29 山頂部北側面の溶岩分布図 網目は中期，白は新期溶岩類（山頂および大沢方面をのぞく）（表10）
Map showing the distribution of lavas on the north upper flank of Mt. Fuji.
Half-tone area : middle-period lavas. Blank area : younger lavas.

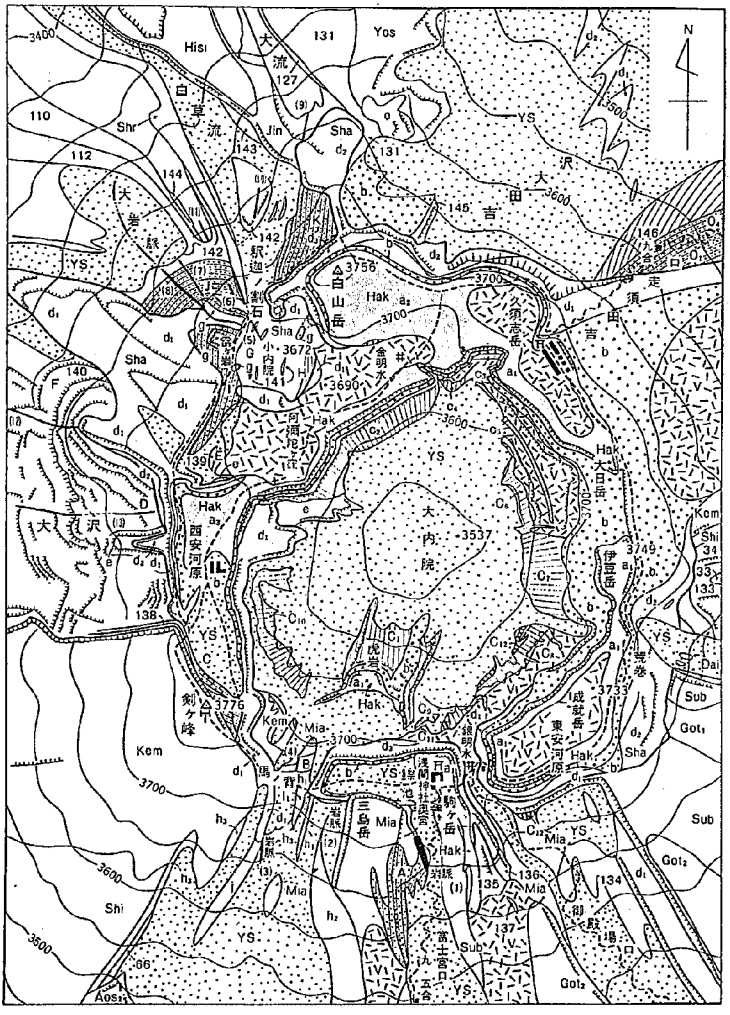


図30 山頂火口内外の溶岩分布図 斜目は最新溶岩域，白（ローマ字記号入り）は新期，白（数字入り）は中期溶岩流（表11・12）
Map showing the distribution of lavas in and around the summit-crater of Mt.Fuji.
Half-tone area : youngest lavas. Blank area : younger and middle-period lavas.

n34

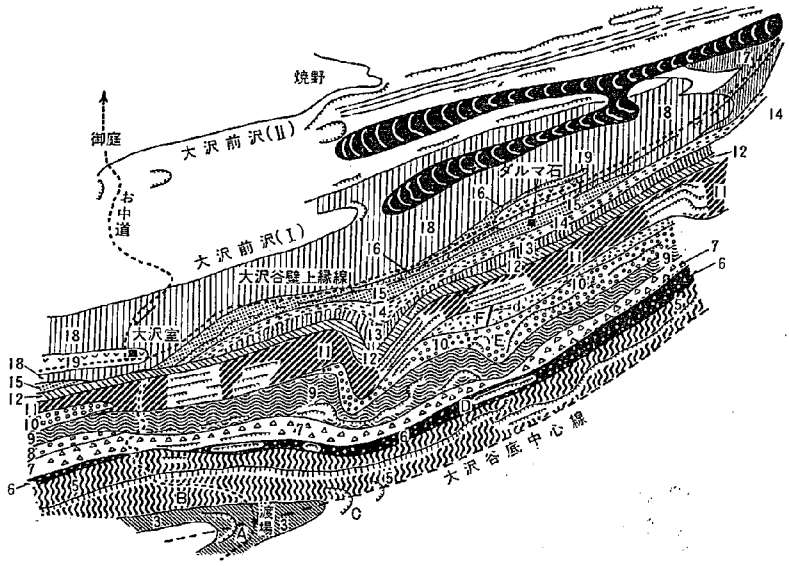


図31-a　大沢お中道渡場付近の北壁の溶岩層（尖9）
Lavas exposed on the north wall of the Ōsawa valley at Chūdō-Watariba, the crossing point of the loop trail on the mid-slope of Mt. Fuji.

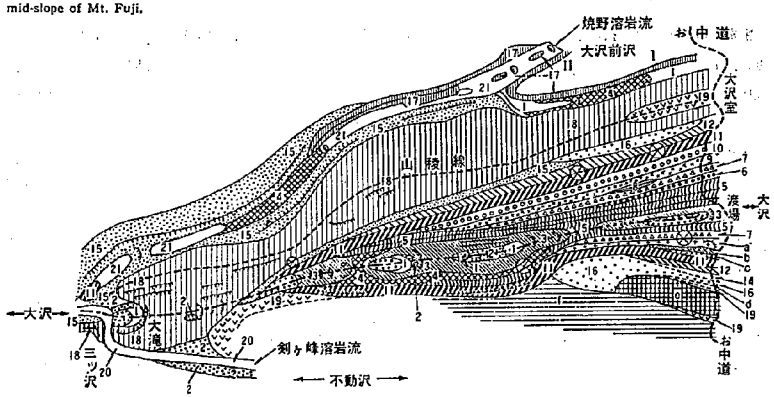


図31-b　大沢渡場～三ッ沢間の南北壁の溶岩層（尖9）
Lavas exposed on the walls of the Ōsawa valley between Watariba and Mitsuzawa (about 2,400~1,600m above sea-level).

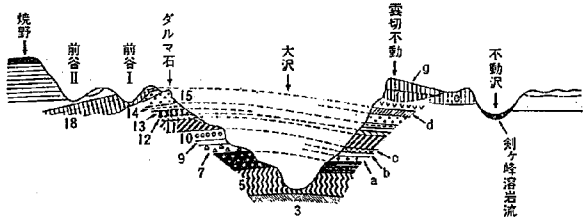


図32-a 大沢お中道渡場付近の横断面地質図
Transverse geologic profile of the Ōsawa valley in the vicinity of Wataribu, about 2,400m above sea-level(cf. fig.31-a).

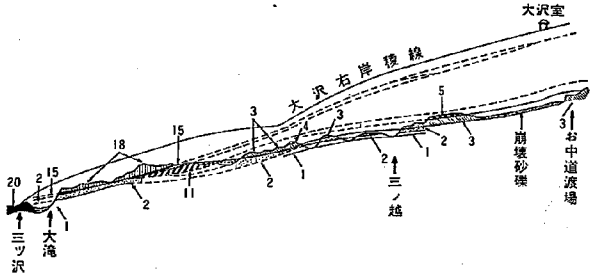


図32-b 大沢渡場～三ッ沢間の縦断面地質図
Longitudinal geologic profile of the Ōsawa valley between Wataribu and Mitsuzawa (cf. fig.31-b).

宝永火口壁中期溶岩層はその第1火口の北および西壁，同第2火口の西壁に図26に示すように露出する。同図に数字番号で示すものはそれぞれ別種の溶岩層（表8の第1列）である。

山頂火口中期溶岩層はその周壁のもっとも古い部分（第1火口壁）をあらわす西および南側の一部に露出する（図30，表11）。その2，3について説明すると，南側の三島岳の頭部を占める Mia はここでは同岩質の赤色火山弾を伴う最上層であるが，その西方の馬ノ背では数層の新期溶岩（h_1, j）の下位に，剣ヶ峰では新期溶岩（Kem）の下位にあるほか，御殿場口登山道九合付近の一帯に，三島岳上にあるものとまったく同じ火山弾とともに露出する。

阿弥陀ヶ嶺に面する西側の火口内壁には，中期溶岩層（E, 139）が崖錐砂礫に囲まれてわずかにみられるのみであるが，これとまったく同一のものはその西方の火口外壁にあたる大沢源頭部の断崖の北端（F, 140）にあり，前者が西方に傾斜してこれにつらなることをあらわす。

また小内院の西側の火口内壁にも，少なくとも4層の中期溶岩（G, 141）が崖錐砂礫のあいだにみられ，釈迦ノ割石に近いところでは，新期溶岩の1つの岩脈(5)に貫かれる。その北西方の火口外側には，これらにつづくものは見あたらない。しかし白草流源頭の谷の内外に中期溶岩（142, 143, 110, 112）がある。その他，山頂火口の北および東壁の外側にも同類の溶岩があるが，ここではそれらの説明を省略する。

以上，簡単に説明したように，中期溶岩類は谷の側

736

壁に層になってかさなり断面をあらわすところが多いので，各層の厚さ，かさなり方，中心部と裾（底）面部との岩質の違いなどを知るのに都合がよい。大沢の上，中流部の側壁に露出する溶岩層はその代表的なものである。

岩質の上からみると，中期溶岩類は旧期のものと違い，後者のように粗大な斜長石の肉眼的斑晶をもつものはほとんどなく，また有色鉱物の斑晶として橄欖石のみをもつものも比較的少ない。すなわち，その大多数は中粒ないし小粒の斜長石斑晶のほかに，有色鉱物斑晶として，橄欖石はもちろん，普通輝石と紫蘇輝石との両方あるいは一方をもつ。しかしこの中期，旧期両溶岩類のあいだに，火山構造上の境界がないと同様に，岩質上の相違もはっきり認められるわけではない。肉眼ならびに顕微鏡下でみるかぎりでは，中期溶岩の噴出順による系統的な変化も認められない。

表 6　新富士本体中期溶岩類（色刷地質図上の組別）
Middle-period lavas of the main body of the younger Fuji volc. (cf. the geologic map of Mt. Fuji).

記　号	溶岩名称	岩石名略記号
NE_1	燕沢溶岩流 II	(表7)
NE_2	吉田大沢溶岩層	(〃)
NE_3	鼻曲尾根溶岩層	(NE_2 に併合)
Koy	焼間ヶ原溶岩流	A. O. B
NW_2	西湖沼津溶岩流	A. O. B
NW_3	梁木沢溶岩流 II	(A) O. B
NW_3	〃 I	A. O. B
NW_4	八軒溶岩流 II	A. B
NW_6	大沢溶岩層	(表9)
	岩樋溶岩流	A. B
NW_6	骨沢溶岩流	A. B, H. B
NW_7	八軒溶岩流 I	H. O. B
NW_8	精進口二合溶岩流	A. H. B
NW_9	幸助丸東方溶岩流	O. B (aph.)
NW_{10}	仏石流溶岩流	A. H. B
NW_{11}	大久保沢溶岩流	A. B
NW_{12}	角木沢溶岩流	A. B
NW_{13}	椀沢溶岩流	O. B
SE_1	幕岩溶岩流	H. A. O. B
		O. B, B (aph.)
		(H, A) B, O. B
		A. O. B
SE_2	須山溶岩流	A. O. B
SW_1	勢子辻溶岩流	A. O. B
SW_2	ガラン沢溶岩流	A. B (=42)
SW_3	不動沢第2層溶岩流	A. O. B (=43) B
SW_4	天照教溶岩流	(H) A. O. B
SW_5	日本ラン下溶岩流	A. H. B
SW_6	赤焼溶岩流	O. B
	船小屋沢溶岩流	O. B
SW_7	富士宮口二～五合間の第2層溶岩流	(H, A) O. B

表 7　新富士中期溶岩類（1. 北東および東側）
Middle-period lavas (1. the NE. and E. sides of Mt. Fuji. cf. figs. 24・25).

記　号	所在地，番号		岩石名略記号
	泉ヶ滝	1	B
		2	O. B
MCV		3	O. B
		4	A. O. B
	鼻曲尾根		A. H. O. B
		5	(A) H. B
NE_2		6	B
		7	O. B
		8	B
		9	—
	燕沢上流	10	H. B
		11	H. B
NE_1		12	O. B
		13	H. A. O. B
		14	A. O. B
		15	A. H. O. B
		16	A. B
		17	—
MCV	吉田大沢五合目	18	(A, H) B
		19	A. B
	燕沢滝沢林道	20	O. B
		21	A. H. O. B
NE_1		22	O. B
	不浄流間	23	(H) B
		24	O. B
		25	(A) B
	須走口・御殿場口間	26	O. B (aph.)
		27	A. H. B
		28	A. B
MCV		29	H. A. B (=49)
		30	(A) B
		31	(A) B (=133)
		32	B
		33	(H, A) B
		34	(H) B

1737

表 8 新富士中期溶岩類 (2. 南東および南側)
Middl-period lavas (2. the SE. and S. sides of Mt. Fuji. cf. figs. 26・27).

記号	所在地, 番号	岩石名略記号	記号	所在地, 番号	岩石名略記号	記号	所在地, 番号	岩石名略記号
	35	B		(2)	(H)O. B		63	A. B
	36	B		50	O. B		64(1)	A. B
	37(1)	A. B		51	B		(2)	A. B
	(2)	A. B		52(1)	(H, A)B		65	A. B
	(3)	A. B		(2)	(H, A)B	NW_{11}	66	(A)B
	(4)	(A, H)B		(3)	(A, H)B		67	(H, A)B
	(5)	A. B		(4)	A. B		68	A. H. B
	38	(A)B		(5)	H. B		69	B
	39	B		(6)	(A, H)B		70	A. H. B
	40	B		(7)	——		71	O. B
MCV	41	A. B		53	H. B		72	O. B
	42	(A)B		54	B		73	A. B
	43	A. B		55	(A)B	NW_{13}	74	H. O. B
	44(1)	B		56	B	V	75	B(lapilli)
	(2)	A. H. O. B		57	B	MCV	76	H. B
	45	B		58	(H)B		77(1)	(A)B
	46	A. B		59	H. B	NW_5	(2)	O. B
	47(1)	(A)H. O. B	MCV	60	B		(3)	H. A. O. B
	(2)	B (aph.)		61	B(aph.)		(4)	(A)B
	48	A. B		62	H. A. B	NW_5	78	B
	49(1)	(H, A)B					不動岩 79	H. A. B
							雲切不動岩80	H. O. B

表 9 新富士中期溶岩類 (3. 大沢谷底および底)
Middle-period lavas (3. the Ōsawa valley. cf. figs. 28・32).

記号	所在地, 番号	岩石名略記号	記号	所在地, 番号	岩石名略記号
				雲切不動岩 80 (g)	H. O. B
				82 (f)	H. A. O. B
				不動岩 79 (e)	H. A. B
	大沢畳 100(19)	H. A. O. B		81(19)	A. O. B
	99	A. B		雲切不動岩 85	(未検)
	98(18)	H. A. O. B (aph.)		84 (d)	A. H. O. B
		(H)A. B		(16)	
	97(16)	H. A. O. B			
	96(17)	O. B			
	95	——			
NW_5	94	——	NW_5		
	ダルマ石 93(15)	(H)O. B			
	(14)	(A)O. B		(14)	(A)O. B
	(13)	O. B			
	(12)	(H)O. B		(12)	(H)O. B
	(11)	A. O. B		(11)	A. O. B
	(10)	H. O. B			
	(9)	H. O. B			
	(8)	O. B			
				(c)	O. B
				(b)	(H)O. B (aph.)
				(a)	H. O. B
	(7)	(A)O. B (aph.)		(7)	
	(6)	(H)O. B			
	90(5)	O. B (aph.)		83(5)	O. B(aph.)
	(4)	O. B			
一部 OCV					
	渡場谷底 (3)	H. O. B		(3)	H. O. B
	大沢三ノ越 (2)	O. B		三ノ越・大瀧間 (2)	H. O. B, O. B
	谷底 (1)	(H)B(aph.)		谷底 (1)	O. B, H. O. B
					(A)H. B

注：左右両欄のカッコ内数字の同じものは同一溶岩（左は谷の北壁，右は南壁のもの）

（北壁）　（南壁）

738

表10 新富士中期溶岩類（4. 北西および北側）
Middle-period lavas (4. the NW. and N. sides of Mt. Fuji. cf. figs. 28・29).

記号	所在地，番号	岩石名略記号
NW_5	大沢流上流 101	H, B
	102	B
	103	(A)H. B
	104	(H, A)B
NW_6	仏石沢上流 105(1)	O. B
	(2)	(A)B
	(3)	(H)A. O. B
	(4)	(H)B
	106(1)	O. B
	(2)	A. H. O. B
	(3)	A. O. B
	(4)	O. B
	(5)	(H)B
	107(1)	O. B
	(2)	H. B
	(3)	A. O. B
MCV	仏石沢・白草流間 108	(H)O. B
	109(1)	(H, A)B
	(2)	(H, A)O. B
	110	(A, H)B
	111	(A, H)B
	112	A. B
	113(1)	A. O. B
	(2)	B
MCV	白草流・大流間 114	(H, A)B
	115	B
	116	A. O. B
	117(2)	B
	(3)	(H, A)B
	(4)	(H)B
	118(1)	(H)B
	(2)	A. B
	119	A. B
	120	B
	121	B
	122	B
	123	O. B
	124	(H, A)B
	125	B(=121)
	126	B
	127	B
	128	B(=127)
	129	B
	130	(H, A)B
	131	A. H. B
	132	B
	133	O. B

表11 新富士中期溶岩類（5. 山頂火口周辺）
Middle-period lavas (5. the summit-crater and vicinity. cf.fig. 30).

記号	所在地，番号	岩石名略記号
Mia	伊豆岳東側 133	(H)B
	御殿場口九合 134	B
	駒ヶ岳東側 135	(H, A)B
	136	(H)B
	137	——
	三島岳 138(1)	H. B
	剣ヶ峰，C (2)	(A, H)B
	阿弥陀ヶ峰E 139	A. B
	大沢源頭 140(1)	A. H. B
	岩屑，F (2)	A. B(=139)
	小内院 141(1)	A. B(=139)
	火口壁 (2)	A. H. B
	(3)	(H)B
	(4)	(A)B
	白草流 142	A. B
	源頭 143	H. B
	144	B
	旧山岳北東側 145	——
	吉田口九合 146	——

新期溶岩類　新富士本体の新期溶岩類は山頂火口およびその周壁上の割れ目から噴出し，山頂部の外側斜面に幅広く流れひろがるか，あるいはその上を細い川のように流れくだるかしている。お中道付近からさらに下方にまでつづくものの多くは中腹の侵食谷に流れおちているが，谷のあいだの広い尾根の斜面上にひろがるものもある。色刷地質図では，これらを赤系統の色模様で旧期および中期溶岩類から区別し，そのうち個別の溶岩流はそれぞれの記号で，その他のものは一括して YCV の記号で示す。図24～図29では，この

139

YCV についても，なるべく個別の溶岩流にわけ，それぞれのローマ字記号で示す。また表12-a・bはそれら全部に岩石名（略記号）をつけたものである。ここでは，その各個について分布，岩質などを説明しつくせないので，山腹および山頂付近のもの，それぞれ2，3を選んで簡単に説明する。

須走口・御殿場口溶岩流（Sub）は須走口二・五～六合間および御殿場口三～七合間の登山道付近に広く分布するもので，2～3mm大の斜長石斑晶をもつ橄欖石玄武岩である。御殿場口八合から上にのびる長田尾根では，この溶岩が Got_2 のすぐ下位の1層として成就岳の東側の頂上近くまで露出する。これと同一のものは富士宮口登山道方面にもあり，その九・五合から頂上近くまでの急斜面の一部に，流動するときに傷つけられた平行削痕（溶岩洞穴の側壁によく残る）をもって露出するほか，六合から五～三合方面の尾根の上と日沢および不動沢（Fud）の谷とに丸尾として分布する。富士周遊道が五合からジグザグ路線を描いて下るところで横切る丸尾はそれである。この道路の建設工事中，丸尾の下底に埋もれる天然木炭が数カ所で発見された。^{14}C 法によるその絶対年数の測定結果は表17の中にある。

不浄流溶岩流（Fuz）は須走口六～七合の中間から北東方向に2条にわかれて流下するもので，上述の Sub の上にのり，肉眼ではこれと区別しにくいほどよく似るが，有色斑晶として橄欖石のほかに，小形の普通輝石と紫蘇輝石とを含む。この溶岩流の1条はその表面がときおりの流水によって磨滅され，白く光る見事な「なめ」になって，直線的に長くつづいており，吉田口六合から須走口五・五合に通ずるお中道はそれを横切る。

青沢溶岩流（Aos 1, 2）は山頂火口から噴出し，山麓近くにまで流下している丸尾の唯一のものである。すなわち，山の南側の中腹，お中道が青沢を横切るあたりで，この沢に流れおちた Aos(2) は富士宮口二合の若尊岳の北西側をめぐるあたりまで幅狭く流れ下り，そこから幅広い丸尾になって柏塚を囲み，さらに進んで富士宮口登山道の入口にあたる山宮近くに達する。これが青沢の流水によって多少えぐられたあと，Aos (1)が噴出して(2)の上にできた水路上を流れ下り，懸巣（かけす）垣のあたりで数mの幅狭い流れのままで終わる。両者とも輝石をもつ玄武岩であるが，その量および構造の上から明らかに区別されるものである。

主杖流溶岩流（Shi）は剣ヶ峰の外側でその最上層（Kem）のすぐ下位にあり，お中道主杖流で幅500m以上となって地表面にあらわれ，地表水の流路にあたる部分が長くきれいな「なめ」になっているものである。その一部は青沢に流れこんでいるが，前述の Aos (1), (2)におおわれ，これらよりさきに噴出したことを示す。この溶岩は普通輝石と紫蘇輝石，とくに後者の目だつ斑晶をもつのが特徴である。これに類似するものは北東側中腹の不浄流の谷底を流れて，山中村方面の山麓部（海抜1,400m）に達する。（色刷地質図に MCV で示す部分で，これは誤り）また東側中腹の抜川（不浄流ともいう）方面にも，山頂の伊豆垂近くからつづく類似のものがある。主杖流のものと同じく，これらも Shi の記号で示すが，すべて同期噴出のものであるかどうかは明らかでない。

山頂火口付近の溶岩類は，前に説明した一部の中期のものをのぞいて，新富士本体のもっとも新しい噴出物で，火山弾層，砂礫層などとともに，その火口周壁に層になって露出し（写11・12・13），外側斜面上に溶岩流としてひろがるものもある。それらの全部について1つ1つ噴出順位をきめることは困難であり，分布や岩質をここで説明しつくすこともできないので，図30と表12とに示すおもなものについて，つぎに簡単に説明する。

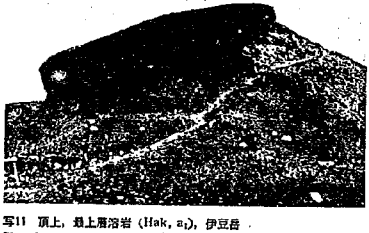
富士山頂最上層溶岩流（Hak）は色刷地質図の富士山頂の部分に赤色で，また図30に網目で塗りわけられているもので，大内院火口から最後に噴出し，ちょう

140

ど部厚をかぶせたように，その周囲の上にのり，外側斜面上には駒ヶ岳でわずかにあふれでたのみである（写11）。その表面部は集塊質で径大の黒色火山弾を包むところが多いが，全体として2～3mの厚さの1層である。有色斑晶として橄欖石のほかに普通輝石の小晶をもつ玄武岩であるが，久須志岳から駒ヶ岳までの東壁上のもの（a_1），白山岳をおおうもの（a_2），阿弥陀ヶ窪と西安河原に分布するもの（a_3）には，それぞれ顕微鏡下でみる構造に多少の違いが認められる。虎岩の頂部のものは a_1 である。

山頂噴火は歴史時代にも幾度かおこなわれたにちがいないが，この最上層溶岩がその間に噴出したかどうか明らかでない。大内院の虎岩のことは都良香（西暦834～879）の「富士山記」にすでに出ているので，当時の虎岩が現在のものと同じとすれば，その頭部の a_1 はそれ以前に噴出したことになる。また駒ヶ岳の a_1 は浅間神社奥宮の土台になっているので，その前身といわれる大日堂が久安5年（1150）に同所に設けられたとすれば，これ以前に噴出したものにちがいない。

赤色火山弾層（b）は上記の第1層のすぐ下位にあり，後者の集塊質の部分に包まれるものとは違う岩質の火山弾（大きいものは長さ1m）と岩滓との集まりで，大日岳～伊豆岳間の火口縁とその外側斜面の一部にもっとも広く露出するが，最上層溶岩の分布区域の



写11 頂上，最上層溶岩（Hak, a_1），伊豆岳
Showing one of the uppermost lavas on the E. rim (Izutake) of the summit-crater.



写12 頂上，赤色火山弾層（b），大日岳～伊豆岳間
Showing bed of reddish volcanic bombs on the E. rim of the summit-crater.

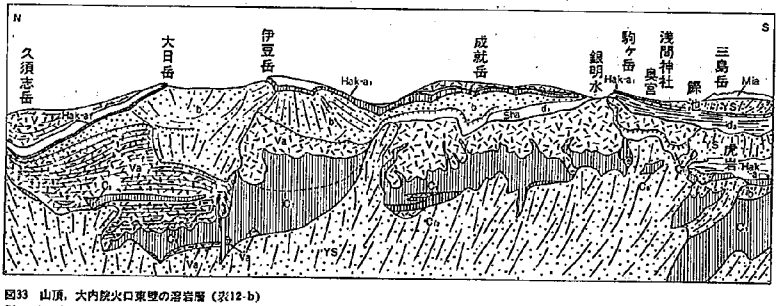


図33 山頂，大内院火口東壁の溶岩層（写12-b）
Sketch of the structure of the E. wall of the summit-crater.

外部にはほとんどどこでもみられ，その層厚は1m以下である（図33，写12）。

大内院火口内壁溶岩（C_1—C_{12}）は火口内壁の下半部に柱状節理の発達した高さ30m内外の直立岩壁をつくるもので，C_5～C_6，C_{11}～C_{12}など砂礫層をはさむ一部をのぞいて，ほとんどひとつづきの一枚岩である。これはかつて（上記のbの噴出前）大内院火口底にあらわれた溶岩湖の残りをあらわし，その湖面の一部として，阿弥陀ヶ峯および虎岩背面の第2火口棚をつくるものと考えられる。岩壁の大部分はこの溶岩湖が当時の火口壁に接していたところをあらわし，成就僧の下（C_8）でとくによくみられるように，後者に扳のように接し，また岩脈としてはいりこむ。その岩質は全般的に結晶度が高く，石基にも硝子石をもつ玄武岩であるが，細粒の部分と粗粒の部分とがあり，また石基にポイキリチック構造の紫蘇輝石を含む部分がある。これに相当するものは外側斜面上に溶岩流として見あたらないので，溶岩湖として大内院内にとどまったのかもしれない。岩質の上では東側の中腹まで流下した獅子岩溶岩流（Dai）が多少これに似る。（獅子岩自体は別種）

火口内壁溶岩のうち，C_{11}とC_{12}とは上記のものが溶岩湖としてあらわれる前の火口壁の一部をあらわすもので，御殿場口九合室の背後の断崖に露出する溶岩層につづき，おそらくSubとして，東および南側の山腹に分布するものに相当する硝子石玄武岩である。これにも一般溶岩流にはみられない粗粒の部分がある。（顕微鏡写真 97ページ写59-b, 24）

釈迦ヶ岳石溶岩（Sha d_1，d_2，d_3）は阿弥陀ヶ峯と虎岩との第2火口棚がまだない時代に噴出し，西安河原と鎌池との第1火口棚をつくったもので，剣ヶ峰の上にはのっていないが，ここを通る第1火口壁の上に広く分布する。Hakおよびbがあるところでは，黄白色の皮膜に包まれる岩片や淡灰色緻密岩塊をまじえる爆発破砕岩屑層をへだてて，それらの下位



写13　頂上，釈迦ヶ岳石の角礫岩状溶岩（Sha, d_1）
Showing the crag (Shakano-warliishi) of a heterogeneous lava, Sha.

にある。その岩質はきわめて不均質で，斑晶にとぼしいもの（d_1）と斜長石の顕微鏡的小斑晶を多量にもつもの（d_2）とがべつべつの層として，あるいは両者の不均質にまじるものの層（d_3）として，数mの厚さに達する。また別種の角張った岩片を抽獲し，角礫岩質になっている部分もある。山頂部四周の斜面上に，黒色岩滓状の表面をもって分布する最上層の溶岩（表12のSei, Got$_{1,2}$, Ohm$_{1,2}$, Aka, His$_{1,2}$など）はいずれも似た岩質をもち，山頂のShaとは直接のつながりを示さないが，おそらくほぼ同時代に，一部は山頂，一部は外側斜面上から噴出したものであろう。これらが同時に噴出したとすれば，その噴火は新富士山頂付近の近代の活動のうちもっとも大規模のものである。

小内院火口がいつ，どのような噴火によってできた

742

かは明らかでない。その北西壁の内外には多くの岩脈があり，それらにつらなる溶岩流は新期のものであるが，小内院の噴火に関連して噴出したものではなさそうで，小内院はむしろ爆発によって生じたものかもしれない。

山頂火口南側の馬ノ背にも2，3の岩脈に伴い新期の溶岩流があり，中腹方面に流下している。剣ヶ峰の第1層（Kem）も新期のもので，大沢上流の左岸に沿ってひろがり，不動沢の谷底を流れて大滝下の三ッ沢で大沢にはいる。これとまったく同質のものは，大内院をへだてて反対側の伊豆岳の外側斜面上にひろがり，須走口の砂走りに沿って，三合方面につづく。

新富士本体の新期溶岩類はおもに山体上部の表面に溶岩流としてひろがり，多少の砂礫層におおわれる部分以外では，植物の生育もほとんどなく，全面裸出して噴出当時の流下状態をみせている。それら溶岩流の表面は岩滓質で岩塊の集まりになっているので，遠くからは砂礫のようにみえる部分もあるが，表面岩塊は溶結しており，厚さ十数cmの薄い溶岩流でも，内部は緻密質である。岩質は中期溶岩類とたいして変わらず，表12-a・bに示すように，鉱物組成の上では多種多様に区別される玄武岩である。

表12-a　新富士本体新期溶岩類（1. 外側斜面）
Younger lavas of the main body of the present Fuji volcano (1. outer slopes, figs. 24~29).

記号	所在地名称	岩石名略記号	記号	所在地名称	岩石名略記号
Sei	伊豆岳外側下方	B(scoria)	Sht	主杖流溶岩流	A. H. B
Got_1	成就沢溶岩流	(H, A)B		抜川（須走口・御殿場口間，中途付近）	A. H. B
Got_2	御殿場・富士宮口溶岩流	(H, A)B		本浄流中流	A. H. O. B
Ohm_1	富士宮口八～九合	(H, A)B	Fud	不動沢溶岩流（富士宮口三～五合，第1層溶岩）	O. B
Ohm_2	富士宮口七～八合	B			
Aka	赤沢上流右岸	(H, A)B	Aos	青沢溶岩流 (1)（富士宮口，懸巣畑丸尾）	(A, H)B
Sha	仏石沢上流左岸 d_1	(H, A)B			A. H. B
Bus	仏石沢上流右岸	(H, A)B		(2)	
His_1	白草流・大流間	(H, A)B		稲荷沢第2 i_3	O. B
His_2	白草流・大流間	(A)B	Shr	白草流	B
Fuz	不浄流溶岩流	(A)H. B	Uma	赤沢・青沢間の谷 市兵衛沢 h_1	H. B
Sub	須走口・御殿場口溶岩流	O. B			
Dai	獅子岩溶岩流	H. B	Aki	赤沢溶岩流 i_1	O. B
Kem	剣ヶ峰最上層溶岩流	,B(aph.)	Ich	市兵衛沢溶岩流 i_2	(H)O. B
	伊豆岳東側	(A, H)B (aph.)	Oma	大沢前沢溶岩流	(H, A)B

注：太字は色刷地質図上に個別に，その他は YCV として一括して示されているもの。

1913

表12-b　新富士本体新期溶岩類（2.山頂周辺）
Younger Lavas of the main body of the present Fuji volcano (2. the summit, figs. 30, 33～35).

記　号	所在地，番号	岩石名略記号	記　号	所在地，番号	岩石名略記号
Hak	大日岳一成就岳，駒ヶ岳，虎岩 a_1	A. B	H	小内院 f	O. B
	白山岳 a_2	A. B		f$_1$	O. B
	阿弥陀ヶ窪一西安河原 a_3	A. B		g	(H, A)B
				g$_1$	(H,)B （＝岩脈7）
	大日岳・伊豆岳間，その他 b	B	B	馬ノ背上 h$_1$	H. B
				h$_2$	(H)B
				h$_3$	H. A. B
				h$_4$	(A)B
	大内院火口内壁 c_1	(H)O. B(fine)		馬ノ背外側 i$_1$	O. B
	c_3			i$_2$	(H)O. B
	c_4	O. B(medium)		i$_3$	(H)B
	c_5			i$_4$	B
	c_6	(H)O. B(fine)		j	(H, A)B
YCV	c_7		D	蟻ノ戸渡外側 k	A. H. B
	c_8	(H)O. B(coarse)	A	三島岳東側	
	c_9		C	剣ヶ峰崖下	
	c_{10}	O. B(fine)	I	雷ヶ岩下	火山砂礫層で，溶岩の薄層をはさむところもある（岩石名省略）
	c_{11}	O. B(fine)	J	小内院北西壁外側	
	c_{12}	O. B(coarse)	K	白山岳外側	
Sha	駅迦ノ洲石，その他 d_1	(A, H)B (aph.)		吉田口八～九合 o_1	
	d_2	B(fine)		o_2	
	d_3	(A, H)B(hybr.)		o_3	
	阿弥陀ヶ窪，その他 e	(H)B			

岩脈溶岩類　新富士の山体が発達するあいだに，溶岩がそれを貫いて上昇し，地表に噴出する前に固結した岩脈も多数あるはずで，山頂火口の周辺，宝永第1火口壁，大沢源頭部の谷壁などにその数十条が露出する。それらはほとんど例外なく山頂に向かって石垣のように立ち，30～100cmほどの幅をもって数m～数百mの間，直線状あるいは多少弯光形につらなる。

山頂火口周辺の岩脈の多くは新期溶岩の噴出時代にできたもので，実際に後者の地表への出口をあらわすものが多い。また大沢の谷壁や宝永火口壁に露出するものにも，新期溶岩の地表への通路にあたるものがあるが，中期溶岩層につらなるものもある。大沢のグルマ石の近くにある岩脈（15）は西側の山腹のもっとも低い位置（海抜約2,500m）で発見されたもので，同所の溶岩層（11）と同時代である。

表13に示すものは露出する岩脈のうち，その岩石試料を採集したものである。これらの多くはそれぞれ異なる岩質を示すが，地表近くで固結したので脈岩としての特別の構造をもたず，地表に噴出した溶岩とちがわない。

岩脈は山頂および宝永火口を通る北々西・南々東方向の一帯上にとくに多く平行している。これは寄生火山が同じ一帯上にもっとも多く集まっているのと同様で，岩脈溶岩が地下から山腹面まで上ってきて噴出する地点が寄生火山になるとすれば当然である。寄生火山が山頂火口を中心として，同心円状あるいは渦巻線状に配列されているという説があるが，そのような方向の岩脈は1つもみられないので，岩脈，寄生火山ともに，放射線上，とくに富士火山帯としてあらわれている地質構造上の弱線の方向と一致する北々西・南々東の一帯に多く並ぶものと考えられる。

n44

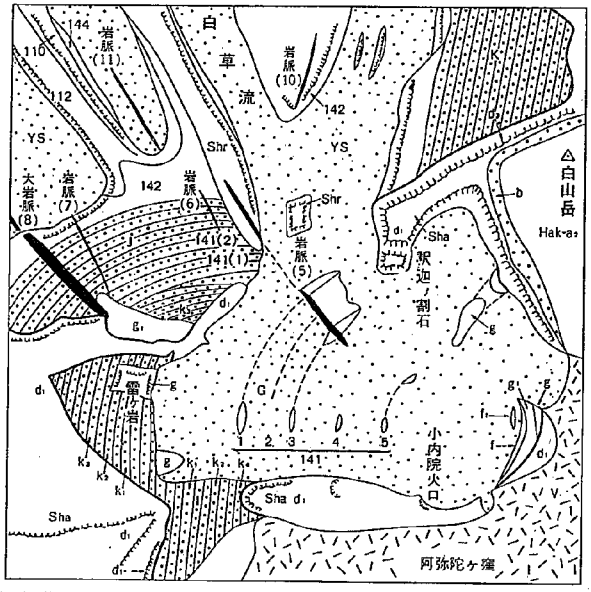


図34 頂上，火口外壁北西部の岩脈 (5, 6, 7, 8, 10, 11) 数字は中期溶岩類，I, J, K は火山砂礫層，その他の白い部分は新期溶岩類
Distribution of dikes in the NW. wall of the summit-crater.

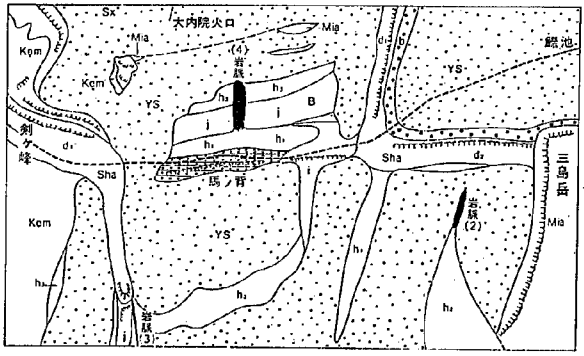


図35 頂上，火口外壁南部の岩脈 (2, 3, 4)
Dikes in the S. wall (Umanose) of the summit-crater.

1745

表13 新富士岩脈溶岩類
Dike-rocks of the present Fuji volcano.

番 号	所在地，記号	岩石名略記号
(1)	富士宮口頂上	(H, A)B (=d_1)
(2)	馬ノ背外側	(H)B (=h_2)
(3)	〃	(H, A)B (=j)
(4)	馬ノ背内側	H. B (=h_1)
	富士宮口八合西方 d_{10}	(H)O. B (=i_2)
(5)	小内院北西壁	B (=Shr)
(6)	同上，外側 F3256	B (=H o g)
(7)	同上，外側 F3253	B
(8)	雷ヶ岩下方(大岩脈) F3250	(H, A)B (=Bus)
(9)	大流源頭 F2975′	(H, A)B
(10)	白草流源頭	B
(11)	溶岩144近く	O. B
(12)	大沢源頭右岸	(H, A)B
(13)	大沢源頭	(未検)
(14)	大沢右岸内壁 F3550(29)	A. O. B
(15)	〃 グルマ石下 F3452(3)	O. B
(16)	吉田口七・五合鳥帽子岩 F2038	A. O. B
(17)	滝沢林道 F3679′	O. B
(18)	宝永第1火口壁 d_1	B
	〃 d_2	O. B
	〃 d_3	O. B
	〃 d_4	B
	〃 d_5	H. A. B
	〃 d_6	B
	〃 d_7	B
	〃 d_8	(A)B
	〃 d_9	B (aph.)

3) 寄生火山

富士山の寄生火山は個有の名をもつもののみでも53あり，それに無名のもの，まだ現地で確認されていないものなどを加えると，70以上に達し，日本の火山ではもっとも多い。表14はそのうちの60をあげ，それらの位置を山頂からの方位，直線距離で，高さを海抜高度と比高とで示す。また図36はそれらの分布図である。これらのうちNo. 4以下のものは個有名をもつものと，無名であるがそこから噴出した溶岩流（おもに丸尾）が個有名をもつものである。なかには筆者が便宜のため新しく命名したものもある。最初のNos. 1～3はこれらの地点から噴出した溶岩流が岩脈あるいは噴火割れ目とともに認められるが，まだ個有名をもたない。お中道以上の山頂部には，このようなものがほかにもある。

寄生火山は，富士火山の本体が成長するにつれて，その山腹上に噴出したもので，本体が現在のように発達したあとに，短期間に一時に生まれたものではない。したがって本体の山頂部の寄生火山は新期のものであることは当然であるが，中腹以下には，新期のもののほかに，中期あるいは旧期のものもある。たとえば犬涼み山（No. 45），西臼塚（No. 32），大臼および小臼（No. 60）などは旧期のもの，長尾山（No. 52），宝永火口（No. 7）などは新期のものである。寄生火山の多くは小形で，単純な構造をもつため，旧期，中期のものでもあまり深く侵食されておらず，また位置するため，すべてについて新，旧の噴出順位をきめることはできない。色刷地質図では，これらを新・中・旧期にわけて示すが，かならずしも絶対的の区分ではない。

その地形や構造からみると，寄生火山はつぎのようにわけられる。(図37)

946

表14　富士山の寄生火山一覧表

List of the parasitic cones and flank openings on the Fuji volcano.

番号	山名	富士山頂からの 方位	富士山頂からの 距離(m)	標高(m)	比高(m)	備考
1		S 5°W	1000	3300	0	市営猟銃射撃場
2		S 10°E	2700	3150	0	噴出地点
3		S 32°E	1750	2900	0	
4		N 80°W	1750	2800	0	
5		N 5°W	1750	3000	0	須丸尾噴出地点
	半ヶ岳	N	1000	3400	0	
6	御庭					
	東火孔列	N 35°W	2800～3600	2500～2200	0～10	
	西火孔列	N 42°W	2500～3600	2600～2200	0～10	
	奥庭	N 39°W	4000	2180	90	
7	宝永噴火口					
	第 1	S 32°E	2750	2400	−200	
	第 2	S 30°E	3250	2250	−175	
	第 3	S 29°E	3750	2150	− 75	
	御殿庭	S 30°E	5000	1900		
	高山上方	S 20°E	4200	1950		
8	戸沢	N 45°W	3500	2300		
		N 71°W	3900	1940	0	西丸尾噴出地点
9	大沢丸山	N 27°W	3500	2230	5	
10		N 7°W	3850	2120	0	小御岳風穴溶岩噴出地点
11		N 40°E	3750	1940		
12	大平山	N 26°W	4100	2100	40	
13		N 47°E	4500	1880		
14		S 36°E	4750	1909		
15	小富士	N 76°E	5000	1905	76	
16	二ッ塚(二子山)					
	第 1 丘	S 50°E	5000	1926	76	
	第 2 丘	S 54°E	5500	1802	92	
17	姥塚	N 87°W	5000	1593	88	
18	丸山	N 1°W	5250	1700	100	
19	白塚	N 45°W	5500	1390	80	
20	幸助丸	N 43°W	5500	1870	60	
21	銭掛山	N 25°W	5750	1800	70	
22	伯耆塚	S 36°W	5750	1390	65	
	茶臼岩	S 30°W	5000	1500		
	高休山付近	S 10°W	5500	1650		
		S 8°W	6300	1660		
		S 6°W	5000	1700		
	高山	S 10°E	6000	1580		
23	焼山	N 49°E	5750	1660	20	
24	萩塚	S 45°E	6000	1651	81	
25	八軒山	N 38°W	6000	1770	90	
26	赤山	N 59°W	6250	1553	23	

番号	山名	富士山頂からの 方位	富士山頂からの 距離(m)	標高(m)	比高(m)	備考
27	東頭	N 15°W	6350	1649	79	
	(中頭)	N 18°W	6500	1590		
28	浅黄塚	S 24°E	6600	1575	60	
29	西頭	N 21°W	6750	1570	20	
30	白山					
	第 1 丘	N 35°W	6750	1720	150	
	第 2 丘	N 36°W	7100	1630	100	
31	上の赤塚	S 56°E	6850	1470		
32	西白塚	S 13°W	7000	1293	63	
33	佐原山	N 45°W	6750	1630	90	
34	鷲切塚	S 28°E	7250	1474	49	
35	二ッ山	N 58°W	7500	1492	102	
36	西黒塚	S 29°E	7600	1470	85	
37	平塚 (カタボッコ)	S 34°E	7600	1495	145	
38		N 28°E	7500	1290	0	
39		N 43°E	7500	1340	0	中ノ茶屋丸尾噴出地点
40	赤塚	S 56°E	7750	1374	114	
41	東白塚	S 20°E	7750	1454	74	
42	次郎右衛門塚	S 45°E	7900	1343	93	
43	氷穴火孔列	N 28°W	7900～8400	1530～1420	0	
44	野鳥山					
	白大龍王	N 35°W	7900	1510	70	
	氷池	N 35°W	8200	1510	90	
45	大宮ノ山	N 73°W	8200	1206	66	
46	弓射塚	N 32°W	8250	1570	160	
47	男の頭	S 56°W	8350	1218	48	
48	伊賀殿山	N 27°W	8500	1490	80	
	天神山	N 27°W	9000	1430	60	
49		N 35°E	8750	1200	0	北丸尾噴出地点
50	胴釜塚	S 33°E	9000	1230	10	
51	片蓋山	N 41°W	9000	1468	148	
52	長尾山	N 31°W	9300	1424	114	
53	獅子山	S 30°E	9500	1306	146	
	東黒塚	S 32°E	9600	1270	80	
54		S 10°E	10000	1020	0	大沢丸尾噴出地点
55	二子山	S 44°W	9200	806	31	
56	原ノ穴火口列	N 30°E	10500	1030	0	
57	大宮山	N 40°W	11000	1300	247	
58	平塚(猿山)	S 37°E	10600	1099	99	
59		N 42°E	11250	1040	0	星ヶ原丸尾噴出地点
60	大日	N 38°E	12750	960	0	
	小日	N 40°E	13500	950	0	

1947

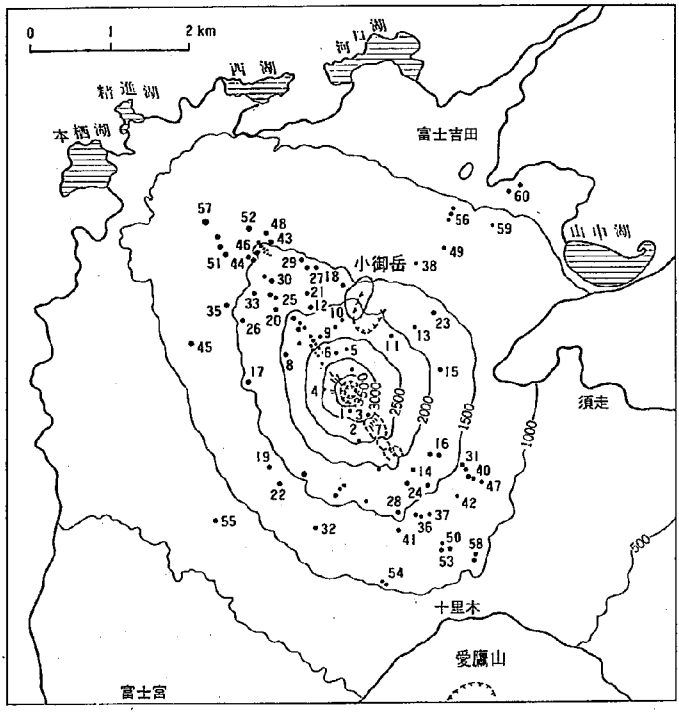


図36 富士山の寄生火山分布（数字は表14の番号に同じ）
Distribution of the parasitic cones and flank openings on the Fuji volcano (cf. table 14).

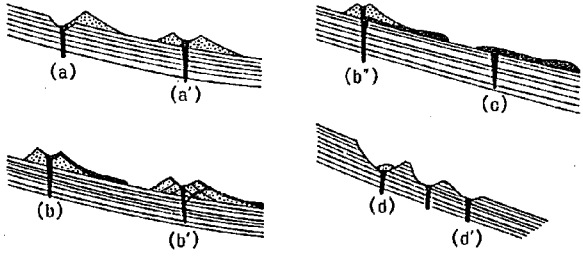


図37 寄生火山の構造 網模様は火山砂礫，火山弾など，太い黒線は溶岩流
Sketch of the structure of the parasitic volcanoes.

748

噴石丘（岩滓丘）：火山砂礫，火山弾などが火口のまわりに積もる円錐丘。例――ニッ塚（No. 16），腰切塚（No. 34）など。

溶岩流を伴う噴石丘：噴石丘の火口から溶岩が流れ出ているもの。例――長尾山（No. 52），鍾子山（No. 53）など。溶岩流の上に噴石丘がのるもの。例――西臼塚（No. 32），大室山（No. 57）など。溶岩と砂礫層とがかさなり，成層構造を示すものがあるかどうか不明である。

溶岩楯状丘：ほとんど溶岩流のみが噴出して，偏平な楯状または台地状の山になっているもの。例――火涼み山（No. 45），二子山（No. 55）など。

噴火孔列あるいは噴火割れ目：山腹の割れ目またはその上につらなる小火孔から，おもに溶岩流が噴出しているもの。例――御庭・奥庭火孔列（No. 6），牛ヶ窪（小御岳流）噴火割れ目，風穴流噴火割れ目など。溶岩流につらなる岩脈（Nos. 1, 2）の地表への出口もこの類のものである。

爆発火口：爆発によって山腹の一部がえぐられてできた火口で，噴出した溶岩砂礫や火山弾の積もった丘で囲まれないもの。例――宝永火口（No. 7）。

なお例外的ではあるが，噴石丘には半壊状態にまでこわれたものがある。弓射塚（No. 46），半塚（カタポッコ，No. 37）などがそれで，どちらも噴石丘の片側のみがナマコ形の丘として残り，ほかの部分は決壊したかべつの噴出物の下に埋もれたかしてみえない。弓射塚ではその西側の野頭山（No. 44）の位置に，半塚ではその西側の西黒塚（No. 36）の位置に，それぞれ失われた部分があったと考えられる。また噴石丘としての原形がもっともひどく失われた寄生火山に須走口二・五合近くにある小富士（No. 15）である。都良香の「富士山記」に，東麓に新山という小山があり，延暦21年（西暦802）の噴火でできたという意味の条文がある。これが小富士であるという説があるが，それにしてはあまりにもこわれている。その頂上にもとの火口の跡らしい浅い凹地があり，付近に多数の火山弾が散在するので，寄生火山の残部であることはたしかで，筆者はもっと古い時代のものではないかという疑問をもつ。その火山弾は富士山のほかの火口からの噴出物とまったく違う岩質のものが多く，むしろ古富士の凝灰角礫岩中の岩片に似るものがあるからである。しかし，ここでは小富士について，これ以上のくわし



写14　楯状溶岩火山（犬涼み山）左辺上方の小山はその噴出地点
Inusuzumiyama, shield volcano with a small cinder cone (upper left).

い説明を省く。

宝永山はここに説明した寄生火山と同列におかれるものでなく，おそらく古富士の山体の一部であることは，この山自体や宝永4年噴火についての調査結果としてすでに発表されている。

上にあげたいろいろの型の寄生火山のうちで，もっとも多いのは溶岩流を作うものである。表15はそのおもなもので，溶岩流名称欄のカッコ内の数字はそれを噴出した寄生火山の番号を示す（数字をつけないものは噴出地点がまだ確認されないもの）。この表でみられるように，鉱物組成の上からみて，本体のものと同様に，種々の玄武岩に区別されるが，隣接する寄生火山のものが似る傾向が一部にみられる。たとえば氷穴（No. 43），白大竜王・氷池（No. 44），天神山・伊賀殿山（No. 48），長尾山（No. 52）などの溶岩流はいずれも似て，有色斑晶として橄欖石のほかに，普通輝石および紫蘇輝石の1～2 mmの粒をかなり多く含み，肉眼のみではたがいに識別できないほどである。これは隣接する寄生火山が短い時代のあいだに相ついで噴出したか，それらの溶岩のもとである地下のマグマの性質が長いあいだあまり変化しなかったかであろう。ここでは，同表にある溶岩流やそれらを噴出した寄生火山の2，3について簡単に説明する。

青木ヶ原丸尾（Nag）は古文書（三代実録）と実地調査とから，貞観6年（西暦864）に長尾山から噴出したことが確かめられた。すなわち，これは同山の頂上および北側山腹の火口から噴出し，北方に流下してひろがり，その1支流は大室山と御庭山との間谷を通って西方の根原部落近くに達し，本流の一部は大室山の北東麓を巡って本栖湖に，大部分は北方にひろがって当時の「剗澥（ざんかい）」に落ちこみ，これを現在の西湖と精進湖とにわけたものである。この丸尾は約3,000 haの山麓面をおおい，少なくとも5 m，西湖や精進湖に近いところでは25m以上の厚さで，少なく見積もっても，0.15km³の体積に達し，一溶岩流としては富士山で最大のものである。その表面は青木ヶ原樹海とよばれ，千古の自然林におおわれるが，溶岩の流動状態を示す起伏や縄状の褶，溶岩洞穴，樹型などを多く残す。

氷穴，白大竜王・氷池，天神山および伊賀殿山の各溶岩流は上記のように，長尾山のものによく似る岩質を示すが，この順序で後者より前に噴出したものである。色刷地質図に大室山東麓の神座山の南側で，青木ヶ原丸尾に囲まれる氷穴溶岩を示してあるが，ここでは神座洞穴群をもつ同丸尾が神座山を北方にのりこえていることが確められている。

御庭溶岩流（Onw$_{1,2}$）は御庭付近の西火孔列からさきに噴出した第1溶岩流と東火孔列からあとに噴出した第2溶岩流で，一部で上下にかさなるほかはともにほとんど丸尾の状態を示す。両者それぞれ多少違う岩質で識別でき，また前者は幅狭く短いが，後者は御庭から奥庭にわたってつらなる長い割れ目，火孔などから大量に噴出し，途中で支流をわかちながら，遠く長尾山，片蓋山方面まで流下している。そのためこの溶岩流と青木ヶ原丸尾とを同じとみて，貞観6年噴火は富士山頂で（平林），あるいは御庭で（石原）起こったと考えられたが，両者はまったくべつのものである。

剣丸尾Ⅰ，Ⅱ（Ken$_{1,2}$）は岩質の異なる少なくとも2層の溶岩流がかさなるものである。もし船津・吉田両胎内あたりから下流のみを剣丸尾とよぶとすれば，Ken$_1$がそれで，風穴流の谷頭にあたる割れ目火口から噴出し，スバルライン二合と丸山とのあいだの山腹を流下し，富士急ハイランドの敷地を経て下吉田の赤坂で止まる。Ken$_2$は小御岳溶（牛ヶ窪）の割れ目火口から噴出し，その一部は小御岳の東麓を巡って北麓の土合に止まり，大部分は小御岳の西側を北方に流下し，Ken$_1$の東縁にかさなりながら吉田胎内の少し北方に止まるものである。これら両者はまったく異なる岩質で，Ken$_1$は斜長石の白い中粒斑晶を多くもつ橄欖石玄武岩，Ken$_2$は肉眼で黒っぽくみえ，ガラス光沢の斜長石斑晶を少し含むほか，輝石の小斑晶を作う

橄欖石玄武岩である。どちらにも溶岩樹型が数多くみられ，船津胎内は Ken_1，吉田胎内は Ken_2 の中の樹型群である。なお地質図に示すように，このKen_2の上に小御岳風穴（表14, No. 10）を噴出孔とする細い溶岩流（Hyo）が，また Ken_1 の中流部（スバルライン二合付近）の上には大流（Oom），大流丸山（Onm），ガラン（Gar）溶岩流などが複雑にかさなる。（地質図参照）

表15 新富士寄生火山溶岩類
Lava-flows of the parasitic volcanoes of Mt. Fuji.

記号	溶岩流名	岩石名略記号	記号	溶岩流名	岩石名略記号
Niu	西白塚溶岩流 (32)	A. O. B		十里木丸尾	A. O. B
Anm	安良山（二子山）溶岩流 (55)	(A)O. B	Kur	黒塚溶岩流 (53)	A. O. B
			Kan	鍾子山溶岩流 (53)	A. O. B
Shr	白塚溶岩流 (19)	O. B	Inm	印野丸尾	O. B (aph.)
Inu	犬涼み山（人穴）溶岩流 (45)	H. A. O. B	Him	水ヶ塚槍丸尾	O. B, (H)O. B
Mar	丸山溶岩流 (18)	A. O. B	Hnm_1	槍丸尾 I (23)	O. B
Fut	二ヶ山（西丸山）溶岩流 (35)	B, A. H, O. B, (A)B, A. O. B	Tam (Him_2)	唐丸尾(槍丸尾II) (23)	(A, H)OB
Hir	平塚溶岩流 (58)	(A)O. B	Nam	梨ヶ原丸尾 (59) (F1537)	O. B
Asg	小天狗溶岩流	O. B	Gam	雁ノ穴丸尾 (56)	O. B
Tsm	土丸尾溶岩流 (49)	A. O. B	Yam	焼野溶岩流 (4)	B (aph.)
Nam	中ノ茶屋溶岩流 (39)	O. B	Nim	西丸尾 (8)	O. B (aph.)
Tub	蓑沢溶岩流 I	O. B	Ken_1	剣丸尾 I	O. B
Neb	根原溶岩流	H. A. O. B	Ken_2	剣丸尾 II (5)	(A, H)O. B
Omr	大室山溶岩流 (57)	A. O. B	Hyo	小御岳風穴溶岩流 (10)	(A)O. B
Usu	臼山溶岩流 (30)	H. A. O. B	Oom	大流溶岩流	O. B
Hat	八軒山溶岩流 (26)	H. A. O. B	Gar	ガラン溶岩流	A. O. B
Hig	東剣溶岩流 (27)	A. O. B	Onm	大流丸山溶岩流 (9)	A. O. B
Sag	大平山・模歌山溶岩流 (12, 21)	O. B (aph.)	Onw_1	御庭第1溶岩流 (6)	(H, A)B
			Onw_2	〃 第2溶岩流	O. B
	幸助丸溶岩(20) F737	A. O. B	Kor	氷穴溶岩流 (43)	A. H. O. B
MPV	スバルライン四合溶岩 F955	B	Kri	白大竜王・氷池溶岩流 (44)	A. H. B
Kat	片蓋山溶岩流 (51)	A. O. B	Ten	天神山溶岩流 (48)	A. H. B
	日本ランド丸尾 No. 70718-4	O. B	Iga	伊賀殿山溶岩流 (48)	A. H. B
Obu	大淵（笹場）丸尾	O. B	Nag	青木ヶ原 (864A. D.) 丸尾 (52)	A, H, O. B
Nis	日沢溶岩流 (2)	(H, A)B			

剣丸尾はこのような複合丸尾で，青木ヶ原丸尾とは噴出点も岩質もまったく違うので，両者の噴出時代をくらべる試料として役立つのは両者に伴って見出される天然木炭のみである。

以上のほか，雁ノ穴丸尾（Gam），檜丸尾・腐丸尾（$Him_{1,2}$），十里木丸尾（Kan, Kur）など，それらを噴出した寄生火山とともに，説明したいものが多いが，ここでは省略する。

宝永4年の爆発火口はこの型の寄生火山を代表する唯一のもので，これを形成した噴火はその爆発のはげしかったこと，特殊な噴出物を伴ったこと，宝永山を隆起させたことなど，新富士が生まれてからの玄武岩火山としてまったく異例であり，かつその後264年を経た今日までの長い休眠期をもたらしたものである。

宝永火口は富士山頂の方向に直線状につらなる第1，第2，および第3火口からなり，最大の第1火口は山頂側の山腹と宝永山とに抱かれてほぼ円形であるが，その下方の第2および第3火口ははるかに小さく，宝永山の南西側に沿って谷のように順次つらなる。記録によると，噴火は約2週間にわたっておこなわれたが，第2，第3火口にはじまり，1～2日を経て上方に這いあがって，その後はもっぱら第1火口で最後までおこなわれた。

当時，第2，第3火口から噴出したのは異例の黒曜石（通称鳥石）と軽石とで，黒曜石の大小岩塊は今日でもこれらの火口の西側，御殿庭，富士宮口五～六合あたりまでの山腹に多量に分布する。この方面に軽石はほとんどみられないが，それは軽いので，噴火当時の西風によって東方に吹き流されたのであろう。噴火が第1火口に移ってからは，もっぱら玄武岩質の黒い岩滓や火山弾が大量に噴出し，図38に示すように，当時の江戸を含む南関東地方まで火山灰砂として降下した。さきに噴出した黒曜石や軽石砂の大部分もほぼ同じ方向に降下したので，のちの玄武岩質噴出物におおわれたが，今日では須走や駿河小山町方面の道路の切り通し，谷の側壁などで，白い軽石層が明らかに認められ，宝永噴出物の層の厚さをみるのに役立つ鍵層となっている。(写15)

火山弾は第1火口の噴火の末期にとくに多く放出したらしく，同火口の宝永山側の側壁に多く集積してい

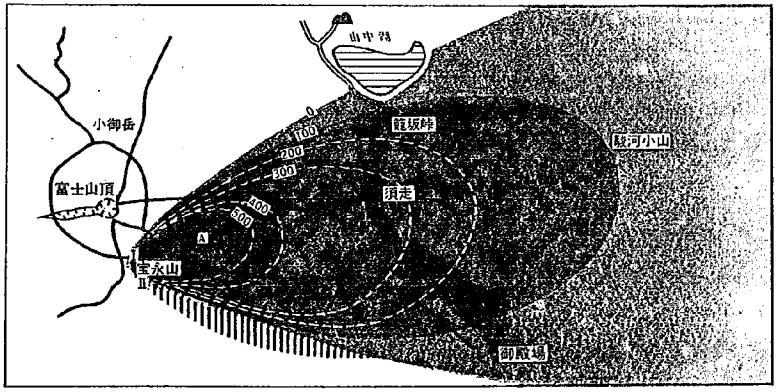


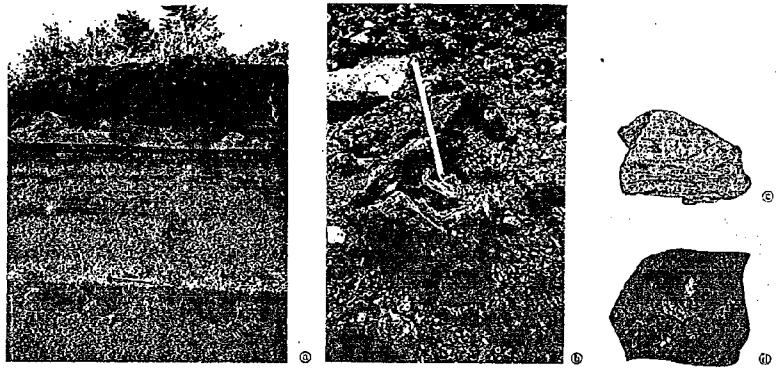
図38 宝永4年噴出物（網目は玄武岩砂礫，縞はその下の軽石黒曜石層） 数字は積もっている深さ（cm）
Distribution-map of the Hôei (1707) ejecta. Half-tone area : basaltic ashes and lapilli. Striped area : pumice and obsidian. Depths of the deposits are shown in figures.

るが，その地表にあった良形のものは登山者に持ち去られて現在ではほとんどない。また同火口の底には，岩滓質の集塊状玄武岩が半欠けの低い火口丘をつくっているので，火山弾が多く放出された噴火末期に，少量の玄武岩溶岩が火口底にあらわれたものと考えられる。

宝永山の頂上付近の一部には，宝永噴出物がほとんどなく，赤岩が裸出するところがある。ここにも噴火当時は同噴出物が積もったにちがいないが，風あたりの強いところで，これに吹きとばされたものであろう。しかし，そのあたりに比較的重い放出岩片が散在し，それにはつぎのような鉱物の集合体がある。

1. 磁鉄鉱・斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・橄欖石
2. 磁鉄鉱・角閃石・橄欖石・普通輝石・紫蘇輝石・斜長石
3. （磁鉄鉱・普通輝石）斜長石

これらのほか，爆発のさいに火山の基盤岩が破壊されて放出されたと考えられる岩片も少なくない。珪化凝灰岩，角閃石安山岩，普通輝石・黒雲母・角閃石・石英安山岩（軽石質）などはその例である。宝永山の赤岩に似る凝灰岩も放出岩片として見出される。



写15　宝永4年（1707）噴出物　ⓐハンマーのところにみえる軽石層から上の全部がその噴出物（須走村）　ⓑ散乱する黒曜石（通称烏石）（富士宮口五合の宝永火口寄り）　ⓒ軽石片（実大）　ⓓ黒曜石片（実大）
The Hōei (1707) ejecta. ⓐVertical section of the deposit with the pumice layer at the bottom. ⓑPile of obsidian blocks on the ground near the Hōei crater (2,3). ⓒPumice. ⓓObsidian.

4）新富士の噴出時代

富士火山の噴火活動が，小御岳をべつとして，おもに古富士泥流によって代表される古富士と，山麓一帯に広く分布する旧期溶岩類およびその後の噴出物によって代表される新富士との2つの時代にわけられることはすでに説明したとおりである。そのうち古富士がいまから約2万年に噴火していたことは，その噴出物に埋蔵される天然木炭や非炭化木片の ^{14}C 法によって測定された絶対年数によって確かめられているので，新富士がそれよりあとに噴出をはじめたことはいうまでもない。また山麓の桂川，芝川などで，古富士泥流は高位の段丘に伴うのに対し，旧期溶岩類はそれをえぐる谷にできた低位の段丘に伴うので，地質学の論法で前者は洪積世末期に噴出し，後者すなわち新富士は沖積世に噴出しはじめたと考えられる。旧期溶岩類の

1753

上に多少のローム状の火山灰土がのっていたとしても，それをただちに関東ローム層と対比して新富士の噴出時代を云々するのは早計であろう。宝永4年の噴火で東京方面にまで散布された灰砂の堆積状況をみればわかるように，前にも述べたが，関東ローム層中の火山灰土に正しく対比できる噴出物が富士山地内にあるとすれば，ロームではなくてもっと粗粒の火山砂礫である公算が大きいからである。

沖積世が約1万年前にはじまったとしても，新富士がこの時代のいつごろ，すなわちいまから何年ぐらい前に噴出しはじめたかはまだ明らかでない。大沢中流の左岸（上井出林道が横切るところ，海抜 1,450m）に露出する泥流状の凝灰角礫岩層に埋蔵される天然木炭の ^{14}C 法によって測定された絶対年数は約3,000年である（表17）。この地層はごく局部的にみられるのみであるが，中期溶岩に伴って噴出した火砕流にちがいない。したがって，旧期溶岩にはじまる新富士の噴出が3,000年以上を経過していることはいうまでもない。旧期溶岩類あるいは同時代の火砕噴出物中の天然木炭の年数を測定することができれば，新富士の噴出のはじまりに近い時代がわかるはずであるが，その木炭あるいは木片はまだ発見されない。

有史時代の噴火は天応元年（西暦781）から宝永4年（1707）までの1,000年たらずのあいだに13回，古文書に記録されている（表16）。これについては，「日本噴火志」そのほかの文献に全部あるいは一部が収録されており，新しくつけ加えられる資料はないので，ここにいちいち説明する要はない。

噴火地点や状況が多少具体的にわかるのは貞観6年と宝永4年の2回のみで，これらについては上に少し説明したが，くわしいことはべつに発表されている。

山麓には剣丸尾その他，有史時代の噴出物らしいが時代未詳のものがあり，それらはしばしば天然木炭を埋蔵するので，その死後の経過年数が記録にある噴火年代のどれかにほぼ合致するかどうかをみるために，それらを ^{14}C 法によって測定した。すでに発表された

表16　富士山の有史時代の噴火・噴煙
Volcanic activity of Mt. Fuji within the recorded history.

西暦年代	富士山の活動	備　　考（出典）	西暦年代	富士山の活動	備　　考（出典）
8世紀中ごろ	噴煙（噴火？）	“もゆる火を雪もてけち，ふる雪を火もてけちつつ，…石花海（せのうみ）となつけてあるもその山のつつめる海そ…”。（万葉集）	999	長保元年噴火	“不宇御山”焚く。（本朝世紀）
			1017ごろ	噴煙（噴火？）	（更科日記）
			1033	長元5年噴火	富士山火，峰より起り，山脚に至る。（日本紀略）
781	天応元年噴火	山麓に降灰し，木の葉枯る。（続日本紀）	1083	永保3年噴火	富士山焼燃。（扶桑略記）
800～802	延暦19～21年噴火	（日本後記）	1205ごろ	噴煙	（新古今集）
826	天長3年噴火	（楽川神社記録）	1225ごろ	噴煙	
864～865	貞観6～7年噴火	（三代実録）		噴煙休止	（海道記）
870	山頂火口活動（噴火？）	山頂火口内に湧湯池あり，噴煙．（都良香の富士山記，古今集）富士山中央大いに焚く。（楽川神社記録）	1240ごろ	噴煙	（宗尊親王の歌，東関紀行）
			1275～1220	噴煙休止	（十六夜日記）
			1331	地震，山頂崩壊	（太平記）
			1340ごろ	噴煙	（宗良親王の歌，新千載集，続古今集）
889～905	噴煙休止	（三代実録，古今集）			
918～926	噴煙	（大和物語）	1511	永正8年噴火？	岩石燃ゆ。（妙法寺日記）
932	承平2年噴火？	大宮浅間神社焼尖	1521ごろ	噴煙，後休止	
937	承平7年噴火	神火，水海を埋む。（日本紀略）	1560	永禄3年噴火	（日本災異志）
951ごろ	噴煙（噴火？）	（後撰集）	1615ごろ	噴煙	（日本西教史，後拾）
969ごろ	噴煙	（伊勢集，家集）	1700	元禄13年噴火	（日本災異志）
993	正暦4年噴火？		1707	宝永4年噴火	（伊東志摩守日記，他）

N54

ものとともに，その測定結果を表17に，またその絶対年数が2,500年（B.P.）以内のものを誤差範囲内の年間であらわし，有史時代の噴火年次とともに図39で示す。表中の(1)〜(5)は青木ヶ原丸尾の噴出当時の火熱によって生じた天然木炭の測定結果であるが，その噴出時代である1,086年前（貞観6年）に誤差範囲内で一致するものと，かなりくい違うものとがある。これ以外にも，噴出時代は不明であるが，たしかに同一溶岩流の火熱によって生じた天然木炭の絶対年数が2つの測定値のあいだで一致しないものがある。各測定値は



写16 ⓐ貞観6年噴出の青木ヶ原丸尾に包まれる天然木炭(鳴沢村採石場)
ⓐNatural charcoal enclosed in the Aokigahara (854) lava.



ⓑ青木ヶ原丸尾の下の火山灰土に埋まる天然木炭（鳴沢村採石場）
ⓑNatural charcoal embedded in the baked ash soil at the bottom of the Aokigahara lava.

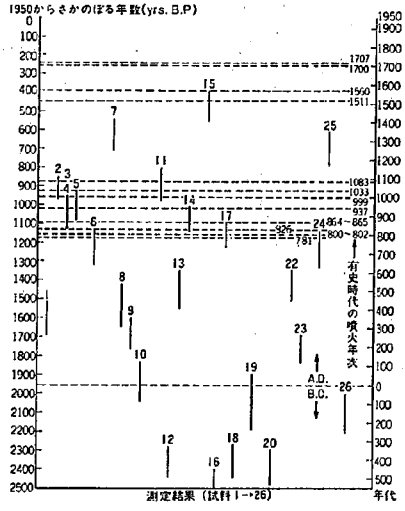
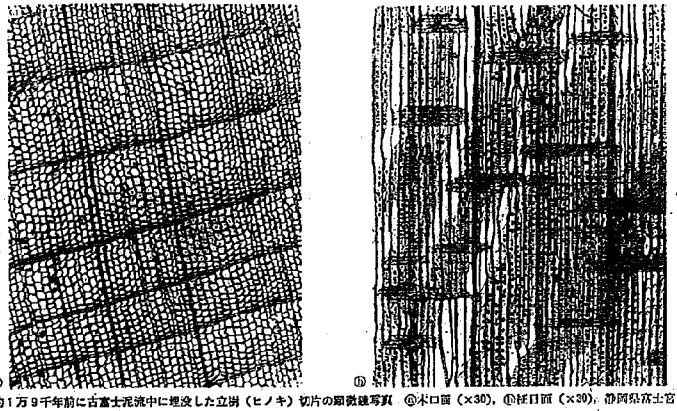


図39 富士山噴出物に伴う天然木炭・木片の ^{14}C法測定年数によって推定される噴火年次(1〜26)を示す図（表17参照）
Diagram showing the dates of volcanic eruptions of Mt. Fuji, as inferred from the radio-carbon datings of pieces of natural charcoal and wood discovered in the ejecta of the volcano.



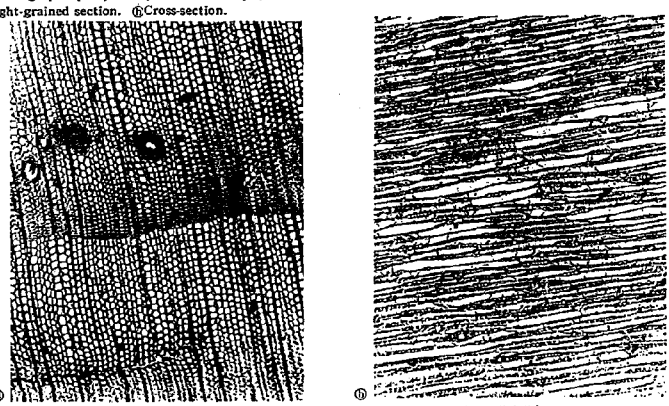
写17　約1万9千年前に古富士泥流中に埋没した立枯（ヒノキ）切片の顕微鏡写真　ⓐ木口面（×30），ⓑ柾目面（×30），静岡県富士宮市猪之頭，西井川岸山土　〔山梨県林業試験場鑑定および写真〕

説明：ⓐ夏材部の幅が狭く，均質な細胞構成で，夏材部に樹脂細胞が散在している。放射状に走る黒線は単列の放射組織である。通常のヒノキより仮道管細胞の径がやや大きく，数が少ない。構成要素は仮道管，樹脂細胞，放射組織からなる

ⓑ5年輪にわたる部分で緑に2～3本，4列に走る線条が夏材部である。仮道管壁に有縁壁孔が1列に配列している

仮道管と放射組織が交差する部分の分野壁孔はヒノキ型である（600×観察による）

Microphotographs (×30) of a piece of wood (Japanese cypress embedded in OLFm) (^{14}C dating : 19,000 yrs B.P.).
ⓐStraight-grained section. ⓑCross-section.



写18　864A.D. に噴出した青木ヶ原丸尾の下敷きになって一部木炭化した樹根（カラマツ）切片の顕微鏡写真

ⓐ木口面（×30），ⓑ柾目面（×30）　山梨県南都留郡鳴沢村樹石場出土，〔山梨県林業試験場鑑定および写真〕

説明：ⓐ春材から夏材への移行は通常のカラマツにくらべてゆるやかである。夏材と春材の境に正常垂直樹脂道が数個認められる。樹脂道内のエピセリウムは硬いようである。放射状に走る線条もの線は単列の放射組織である

ⓑ緑に数珠状につらなる細胞が放射組織である。1～25細胞高で単列に配列している。中央からやや右と左寄りに水平樹脂道の断面が認められる。左側のものは黒い充填物を包含しているようである。分野壁孔はトウヒ，ヒノキの中間型である（600×柾目面で観察）

Microphotographs (×30) of a piece of partly charred wood (larch) embedded in the ash soil under the Aokigahara (864) lava.
ⓐCross-section. ⓑStraight-grained section.

1756

表17 天然木炭，木片の^{14}C法によって求められた絶対年数
^{14}C dating of pieces of natural charcoal and wood discovered in the ejecta of the Fuji volcano.

測定者記号	試料番号	試料	母岩	決定年数 (yrs. B. P.)	産地	関連噴出物
(1) Gak-2316	680825 II	天然木炭	火山灰土	1,600± 90	雪沢村，採石場	青木ヶ原・丸尾
(2) TK-62		一部炭化木炭	〃	910± 60	〃	
(3) TK-62(b)		〃	〃	1,040± 80	〃	
(4) 静大(2)		天然木炭	〃	1,040± 80	〃	
(5) 静大(4)		天然木炭	溶岩洞穴	1,000± 80	青木ヶ原本栖第2洞穴	
(6) Gak-1612	630827	天然木炭	溶岩樹型	1,230± 90	氷池北側	氷池溶岩
(7) Gak-636	640506(102)	天然木炭	火山砂礫	630± 80	スバルライン御庭下	御庭・奥庭溶岩
(8) Gak-2318	640613	天然木炭	火山灰土	1,530±110	御庭林道奥庭下	
(9) Gak-2317	680906	天然木炭	〃	1,680± 80	御庭林道奥庭下方	
(10) TK-37	640502	天然木炭	溶岩樹型	1,940±100	スバルライン三合	
(11) Gak-633	640100(4)	天然木炭	火山砂礫	890± 90	小御岳神社前	剣丸尾第1層
(12) Gak-1610	670100(1)	木片	火山灰土	2,360± 80	下吉田変電所わき	剣丸尾第2層
(13) Gak-1945	680609(4)	木片	火山灰土	1,450±100	富士急ハイランド	
(14) 静大(8)		天然木炭	溶岩樹型	1,070± 60	剣丸尾	
(15) Gak-635	640524(62)	天然木炭	火山砂礫	470± 80	富士宮口新五合下方	富士宮口三～五合第1層溶岩(Fud)
(16) TK-36	640524(72)	〃	〃	2,480± 80	〃	
(17) 静大(7)		〃	〃	1,160± 60	〃	
(18) Gak-1943	680601(4)	天然木炭(2)	溶岩中	2,360±100	馬鉢林道日沢	
(19) Gak-1944	680601(15)	天然木炭(3)	火山灰土	2,040±150	若荷峠下	青沢溶岩第2層
(20) Gak-1611		天然木炭	〃	2,300± 90	上井出林道，11番	火砕流(山所不明)
(21) 静大(6)		〃	火山角礫層	2,620± 60	〃	
(22) Gak-1942	580523	天然木炭	溶岩樹型	1,420± 80	大富士ゴルフ場	大淵(笹場)丸尾
(23) 静大(1)		〃	〃	1,750± 70	〃	
(24) Gak-634	640614(9)	天然木炭	溶岩樹型	1,230± 90	印野胎内	印野丸尾(Fud)
(25) Gak		〃	〃	690± 90	〃	
(26) 静大(3)		木片	火山灰土	2,100±100	須走，宝永砂下	?
(27) 静大(5)		木片	火山灰土	3,610±100	朝霧高原，葛舗池	?
(28) 静大(9)		天然木炭	火砕流	3,040± 50	上井出林道，大沢	火砕流(山所不明)
(29) Gak-391		天然木炭	火砕物	3,800±130	富士宮口二合目	溶岩流
(30) Gak-134		天然木炭	泥流	2,490± 70	大沢扇状地扇頂部	?
(31) Gak-135						
(32) Gak-136		流木片	砂礫層	940± 60	大沢扇状地	?
(33) Gak-255	620204(48)	天然木炭	泥流	21,200±950	富士山，新荒沢坑内	古富士火砕流
(34) Gak-2319		立木片	砂礫層	19,000±500	富士宮市，潤井川岸	古富士泥流
(35) 静大(10)		〃	〃	17,700±300	〃 〃	〃
(11)		〃	〃	18,500±300	〃 〃	〃
(36) Gak-318		一部炭化木片	泥炭土	16,500±400	御殿場市，蓮花寺	上部立川ローム下
(37) Gak-224		木片	泥流	24,100±400	静岡県小山町	古富士泥流

注：表中，試料番号あるものは津屋と小川とが採集したものを木越邦彦（学習院大，理，化学）が測定。静大（1～11）は鈴木輝彦，和田秀樹（静大，教育，地学）が独自で，あるいは筆者らと協力して採集，両氏のもとで測定。TK（36，37）は佐藤和郎（東大，理，アイソトープ・センター）が筆者らの採集したものを，TK（62，62-b）は同氏が採集したものを測定。その他は文献にあるもの。

正しいはずであるから，このような不一致の原因は測定された試料そのものにあるかもしれない。そのことも考えて，筆者らの採集した試料については今後なお検討するつもりで，ここでは測定結果についてくわしく説明しないこととする。

5 噴出物の化学成分

富士火山の溶岩や火砕岩の大部分は，おもな鉱物成分として，斜長石および橄欖石をかならず含み，それに普通輝石と紫蘇輝石との両鉱晶あるいは普通輝石のみを伴ったり，伴わなかったりする。これらの鉱物各自の光学的性質や化学成分については，以前に少し記載したものがあるので，ここでは説明しないが，噴出物（おもに溶岩）の総化学分析をおこなった結果をまとめて，表18に示す。表中，青木ヶ原丸尾（坪井誠太郎の採集した試料）の分析以外のものはすべて，筆者の採集したものの分析結果である。分析者は，＊印のものは故中島真治（元東大地震研究所員），＊＊印のものは小坂丈予（同），その他のものは故田中専三郎（同）である。

分析(1)～(5)は新富士の旧期溶岩，(6)～(9)は中期溶岩，

表18. 富士火山噴出物の化学成分（重量百分率）
Chemical analyses (wt.%) of volcanic ejecta from the present Fuji volcano.

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	$H_2O(+)$	$H_2O(-)$	TiO_2	P_2O_5	MnO	Sum.	No.
三島溶岩(SE_1) F2724*	49.18	16.74	4.00	8.48	5.28	10.42	2.42	1.16	0.17	0.19	1.03	0.54	0.15	99.76	(1)
柚岡溶岩(SE_2) F606	50.12	16.26	3.05	10.10	4.67	8.60	2.78	0.96	0.44	0.20	1.91	0.29	0.23	99.61	(2)
桂溶岩(NE_2) F191	49.60	16.14	3.67	9.90	4.79	8.80	2.90	0.93	0.55	0.14	1.97	0.31	0.23	99.93	(3)
同（小御岳上） F675	50.08	15.83	4.89	9.04	4.67	8.77	2.87	0.99	0.11	0.24	1.97	0.38	0.28	100.12	(4)
大田和溶岩(N_3) F766	50.87	17.44	3.63	7.55	4.12	8.86	3.16	0.97	0.47	0.20	1.70	0.31	0.21	99.84	(5)
砂沢溶岩(SE_6) F67-a	50.23	18.30	4.50	6.89	3.80	9.76	2.87	0.94	0.20	0.03	1.78	0.34	0.20	99.94	(6)
幕岩溶岩(SE_1) F67-b	50.64	18.58	3.04	7.29	5.58	10.00	2.64	0.61	0.20	0.03	1.15	0.16	0.17	100.02	(7)
〃 (〃) F67-d	50.66	18.25	4.78	5.72	4.94	9.93	2.78	0.77	0.38	0.13	1.38	0.25	0.17	100.19	(8)
〃 (〃) F67-e	51.05	18.35	2.76	7.72	4.63	9.90	2.81	0.81	0.40	0.11	1.41	0.24	0.18	100.37	(9)
宝永火口(48) F233	49.60	16.96	5.40	6.65	5.92	10.03	2.48	0.58	0.50	0.12	1.40	0.20	0.21	100.05	(10)
剣ヶ峰溶岩(Kem) F1255	50.25	16.96	2.81	9.64	5.34	9.25	2.46	0.76	0.36	0.07	1.59	0.21	0.22	99.92	(11)
青木ヶ原丸尾(Nag)	51.30	18.74	1.83	8.34	4.80	9.76	2.55	0.71	0.22	0.05	1.43	0.29	0.28	100.31	(12)
人穴溶岩(Inu) F1861*	49.09	16.95	3.68	9.20	5.50	9.74	2.42	1.10	0.57	0.07	1.44	0.48	0.29	100.53	(13)
梨ヶ原丸尾(Nam) F1537	50.60	18.00	2.04	9.50	4.50	9.80	2.62	0.79	0.35	0.06	1.55	0.19	0.27	100.27	(14)
檜丸尾(Hnm_2) F1478	50.05	19.03	2.45	8.34	4.67	9.70	2.62	0.76	0.37	0.10	1.26	0.20	0.29	99.84	(15)
雁ノ穴丸尾(Gam) F1543**	50.93	17.27	2.89	8.69	5.00	9.80	2.56	0.65	0.35	0.12	1.55	0.20	0.24	100.25	(16)

（つづく）

(つづき)

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	$H_2O(+)$	$H_2O(-)$	TiO_2	P_2O_5	MnO	Sum.	No.
大室山溶岩(Omr) F1419'	50.80	17.59	3.48	7.26	5.34	9.75	2.67	0.67	0.40	0.12	1.26	0.18	0.24	99.76	(17)
大平・浅敷山 (Sag) F705	50.90	17.90	2.31	8.34	5.51	10.00	2.35	0.51	0.26	0.15	1.09	0.08	0.21	99.64	(18)
氷穴溶岩(Kor) F887	51.27	17.39	3.19	8.00	4.93	9.76	2.63	0.78	0.21	0.07	1.50	0.24	0.17	100.14	(19)
氷池溶岩(Kri) F750	50.75	17.11	3.21	8.47	5.16	9.60	2.64	0.81	0.12	—	1.64	0.26	0.22	99.99	(20)
西丸尾(Nim) F1543	50.49	17.13	1.60	10.48	5.15	9.46	2.44	0.79	0.37	0.10	1.55	0.23	0.29	100.08	(21)
小御岳風穴 (Hyo) F903	51.12	18.56	3.21	7.34	4.63	9.90	2.74	0.69	0.25	0.08	1.34	0.17	0.16	100.19	(22)
剣丸尾(Ken$_1$) F1414	50.88	18.88	2.89	7.51	4.24	9.80	2.67	0.67	0.30	0.10	1.34	0.18	0.22	99.68	(23)
宝永山赤岩中の火山弾 F226	50.80	16.92	2.92	8.36	5.12	9.78	2.65	0.76	0.21	0.16	1.37	0.29	0.24	99.58	(24)
宝永4年噴出玄武岩礫	51.09	17.62	2.64	8.42	5.09	9.68	2.80	0.76	0.28	0.06	1.38	0.26	0.21	100.29	(25)
宝永4年噴出黒曜石（降石） F428	63.84	15.82	0.95	5.02	1.67	4.88	3.88	2.12	0.45	—	0.87	0.22	0.17	99.89	(26)
同　上	63.93	14.74	1.44	5.32	1.32	5.10	3.15	2.30	0.75	0.36	0.50	0.36	0.16	99.93	(27)
宝永4年噴出軽石 F2166'	67.22	13.40	2.71	2.30	1.18	4.57	3.62	2.56	0.93	0.91	0.40	0.19	0.12	100.26	(28)
同　上	68.25	14.28	2.43	1.74	1.41	3.15	3.68	2.82	1.30	0.26	0.44	0.16	0.09	100.01	(29)
顕晶質放出岩中の斜長石 F2516'	45.65	33.46	0.60	0.36	0.79	17.29	1.88	0.31	0.24	0.16	—	微	微	100.74	(30)
顕晶質放出岩中の橄欖石 F2516'	37.53	微	2.66	21.53	37.50	微	微	微	0.03	0.07	微	微	0.33	100.15	(31)

(10)～(19)は新期溶岩である。分析(12)～(22)は寄生火山のもので，そのうち(13)は旧期，(17)は中期のもの，その他は新期の丸尾である。これらを通覧すると，溶岩の化学成分は旧期のものから新期のものへと系統的な変化を示さず，すべて大同小異の玄武岩質である。斜長石斑晶を多く含むもの（1, 5, 6, 12, 13, 15, 19, 20, 23など）とほとんど無斑晶のもの（2, 3, 4, 11, 14, 18など）とをくらべても，前者のみが後者より多量の Al_2O_3 を含むといえないが，後者には Al_2O_3 を16%内外しか含まないものもあるので，化学成分のみからは全部がいわゆる「高アルミナ玄武岩」の部類にはいるともいえない。

分析(24)は古富士の一部と考える宝永山赤岩の中にまれにみられる火山弾であるが，宝永4年噴出の岩滓礫(25)とほとんど同じ玄武岩である。分析(26)と(27)，(28)と(29)はそれぞれ宝永4年噴火の最初に噴出した黒曜石片，軽石片のもので，どちらも玄武岩とはまったく違い，中性ないし酸性の安山岩に相当する。1つの火山の同一の噴火で，岩質の違う噴出物が同時あるいは相ついで噴出することはほかにも例はあるが，若くてほとんど純粋の玄武岩火山である富士火山が古富士と新富士の両時代ともに，このような異質のマグマ物質を噴出したことは興味ある事実であろう。

分析(30)，(31)はそれぞれ火砕放出物にまじるアリバライトようの顕晶質岩から選別した斜長石，橄欖石の化学成分で，ノルム（標準鉱物）に換算すると，ほぼ $Ab_{15}An_{85}$，$Fo_{59}Fa_{31}$ となる。これらに近い成分のものは実際の玄武岩溶岩の斑晶として普通にみられる。

なお古富士および新富士の岩石の顕微鏡下で観察される性状をいちいち記載することはあまりに専門的になりすぎるので省き，その少数の顕微鏡写真を写59-a・bに例示する。

岩石顕微鏡写真（写59-a・b）の説明：

（以下説明文中の An, B, A, H, M, O, P はそれぞれ安山岩，玄武岩，普通輝石，紫蘇輝石，磁鉄鉱，橄欖石，斜長石の略記号とする。）

(1) 小御岳溶岩(O.H.A.An) 写真はこの岩石の石基の部分で，P, A, H の小晶と M の微粒，少量の間隙ガラスとからなる。

(2) 小御岳溶岩片（O.H.A.An）北麓の鳴沢村でおこなわれたボーリング（農林省農地局）で，OLFm と考えられる地層から得られたもので，鉱物組成，構造ともに(1)に同じである。

(3) 古富士溶岩（H.O.B） OLFm にはさまる溶岩で，P, H, O などの小斑晶が多い。

(4) 古富士溶岩（H.O.B） 吉田口五合付近に分布する溶岩層の1つで，(3)に類似するものである。

(5), (6) OLFm 中の岩片(A.H.B) 各地の OLFm 中にみられる新鮮な岩片で，P, A, H などの柱状斑晶の多いのが特徴である。

(7) OLFm 中の岩片（B） O の一部あるいは全体が蛇紋岩化しているもので，この種の岩片も各地の OLFm にみられる。

(8) OLFm 中の岩片（A.O.B） A, O, M などの結晶に P がはいりこみ，オフィチック構造を示す粗粒玄武岩で，この種のものも各地の OLFm に少なくない。

(9), (11) 古富士の降下凝灰角礫岩である赤岩と御殿場口馬返付近の凝灰角礫岩とは，これらの写真にみるような類似の玄武岩片を含む。

(10) 三島溶岩（O.B） O, P の粗大な斑晶が多く，石基は A, O, P と間隙ガラスとの集まりである。

(12) 大涼み山溶岩（H.A.O.B） 旧期に大涼み山から噴出したもので，H, A, P の粗大な斑晶を含む。

(13) 桂溶岩（O.B） 無斑晶で，O, A, P, M などの小晶と間隙ガラスとからなる。

(14) 幕岩溶岩（O.B），(15) 万野風穴溶岩（O.B） ともに旧期のもので，(10)と同様の構造を示す。

(16) 宝永火口壁下部溶岩（A.B），(17) 同上部溶岩（A.H.O.B） 中期溶岩質のうち，(16)は比較的下部のものの1つで，A, O の粗大な斑晶を含み，(17)は比較的上部のものの1つで，O, P の柱状晶の集まりである。

(18) 精進口二合溶岩（A.H.B） H, A, P の輪郭のはっきりした斑晶をもつ。

(19) 大沢溶岩（O.B），(20) 大沢溶岩（H.A.O.B） 前者はお中道渡場の大沢の側壁下部に露出するほとんど無斑晶のもので，O, P のほかに波動消光を示す小形の A を少量含む。後者はその北壁上部(大沢室付近)に広く分布するもので，H, A の小晶のほか，P の小柱状晶と O とを多量に含む。

(21) 大室山溶岩（A.O.B） 中期噴出の寄生火山である大室山の四麓に溶岩舞台をつくるもので，P の柱状晶と A, O の小粒とを含む。

(22) 梨ヶ原丸尾（O.B），(23) 雁ノ穴丸尾（O.B） これらは新期の寄生火山噴出の代表的な O.B で，石基に多量の O の小粒をもつ。

(24) 大内院火口壁溶岩（H.O.B） 大内院火口内壁の C_3（図33）にあるもので，全体がほとんど完晶質粗粒で，オフィチック構造を示す石基に O, A のほかに H もみられる。

(25) 釈迦ノ割石溶岩(A.H.B) 不均質な溶岩のうち，斑晶の少ない部分で，M に囲まれる O のほかに，A, H などの小片を含む。

(26) 頂上最上層溶岩(A.B) おもに P と O が斑晶であるが，A の小晶が少しみられる。

(27) 剣丸尾第1層溶岩（O.B） P と O が斑晶で，O は石基にもみられる。

(28) 青木ヶ原丸尾（A.H.O.B） A, H, O, P のかなり大きい斑晶を多量に含み，石基は O, A, P, M などと間隙ガラスからなる。

(29) 軽石（酸性安山岩） 大部分，無色のガラスで，ガス泡に富み，A, P, M などの小晶を少し含む。

(30) 黒曜石（酸性安山岩） 大部分，微小な結晶子ができているガラスで，A, P の小晶をごくまれに含む。この写真ではみられないが，玄武岩の小破片やそれから分離した結晶片などを捕獲していることが多い。

6 溶岩洞穴と溶岩樹型

溶岩流の表面部には，その流動中から冷却固結するまでのあいだに，いろいろの特異な小地形ができるも

760

ので，そのうちでも溶岩洞穴と樹型とは富士山でとくに数多く発見される。これらは火山の研究対象としてはあまり重要視されず，学術上の価値ある天然記念物として，国あるいは県によって指定されているものも，観光客の見物場所に利用されているにすぎない。しかし，これらをよく観察すると，火山の研究に役立ついろいろの資料を見出すことができるものと考えられる。たとえば筆者は伊豆大島の噴火(1951)で溶岩洞穴ができつつある現場にいあわせ，流動する溶岩の表面の状態をみることができたが，固結した溶岩洞穴の内部では，流動する溶岩の表面下での行動，火山ガスの発散状況などをあらわすいろいろの形状や生成物を手にとって観察することができる。また溶岩樹型も高熱の溶岩（ときには砂礫）が森林の立ち木や倒木を囲んで固結するときにできることを，三宅島の噴火(1939)その他で目のあたりにみることができたが，過去にできた樹型群からは，その生成当時の溶岩の流動方向や速度，それに埋もれた森林の状況や樹種などが推定できることがある。とくに樹型には，溶岩の熱でむし焼きにされた樹木が天然木炭として付着することが少なくなく，それの焼死してから現在までの絶対年数を ^{14}C 法で測定すれば，その溶岩が噴出した年代を推定することができる。

以上の見地から，筆者は小川孝徳の協力を得て，富士山の溶岩洞穴と樹型とを調査し，とくに前者については，法政大学，日本大学などの探検部の学生，地元の有志らの参加のもとに，詳細な洞内測量をおこなっている。洞穴，樹型ともに分布が広く数も多いので，まだ全部の調査を終わらないが，後段で小川がいままでの調査の結果を総括的に記述する。

溶岩洞穴　火口から噴出した溶岩が地面の低いほうに流れひろがる状況を簡単化して模式的に示すと，図40の(a)，(b)，(c)のような場合が区別される。溶岩は1，2，3の順序で流れ，(c)の場合には溶岩洞穴をつくることをあらわす。2～3 m以上の厚さをもつ溶岩が流

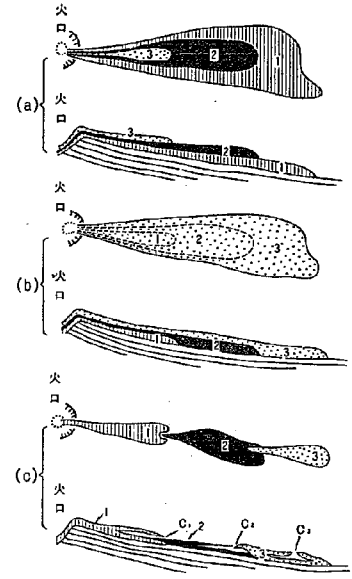


図40　溶岩流と洞穴のでき方
Lava-flows and lava-caves.

れ，その表面部と地面に接する底部とは早く冷え固まって動きにくくなると，なお流動する内部のみが抜け出してさきに進む。また溶岩が冷えるにしたがって，それから分離する揮発成分（火山ガス）は自由に発散しにくくなり，内部に集積して圧力の高い巨大なガス泡をつくったあとに，その天井の一部を破って外部に逃げ出す。図(c)の C_1，C_2 はそれぞれ溶岩2，3が抜け出した跡，C_3 は溶岩3の内部に集積したガスが逃げ出した跡で，どちらも溶岩洞穴をあらわす。

溶岩洞穴は上記のようにできるもので，地面傾斜のゆるやかな山麓地帯に流下した厚い溶岩流にかぎって存在し，内部の溶岩あるいはガスの出口，あるいは天井の一部が陥没した孔口がある場合に発見される。北麓では，厚い溶岩流として広く分布する青木ヶ原丸尾

764

に洞穴が多く，そのほか雁ノ穴丸尾に小さいものが2，3発見されているが，比較的薄い剣丸尾には樹型のみ多い。静岡県側の山麓では多少の火山灰土におおわれる旧期溶岩流が地表面を形成するので，洞穴はその中に多く発見されている。

溶岩洞穴内の天井，側壁，および床には，その流動当時の粘性，ガス含有量などの大小による種々の構造が発達しており，写47～48に例示するような溶岩鍾乳もその1つである。これは一般によく知られているが，今回の調査中に新しく発見した洞内生成物に，滲出する地下水から生じた珪酸沈澱物，火山ガスから生じたと考えられる珪酸華，石灰華などがある（写49～58）。珪酸沈澱物は鍾乳，石筍(不完全形)，溶岩上の皮膜などとして，また珪酸華は溶岩面上にキノコ，サンゴ，魚卵，その他いろいろの形で群生している。これら珪酸鉱物はすべて非結晶質で，1.50以下の低い光学屈折率を示し，肉眼でみると透明なガラス状の部分と不透明な粉末状の部分とがある。珪酸鍾乳の横断面では，このような部分がかさなり，年輪のような構造を示す。珪酸生成物はほとんどすべての溶岩洞穴内でみられるが，石灰華は青木ヶ原の神座第2洞穴，眼鏡穴，蝙水洞穴，本栖第1洞穴，犬涼み山第2洞穴などで局所的に発見され，稀塩酸でさかんに発泡（CO_2）するので炭酸石灰（$CaCO_3$）である。これらが溶岩洞穴内でどういう条件でできるかは地球化学の上からも研究の価値があるので，その専門家である野口喜三雄（東邦大学教授，都立大学名誉教授）に駒門洞穴内の地下滲出水と珪酸沈澱物とを分析研究してもらっている。その結論はまだ出ないようであるが，つぎは中間報告である。

7 富士山麓の溶岩洞穴内の湧水ならびに析出物について （野口喜三雄）

富士山麓には多数の溶岩洞穴が存在するが，昭和45年10月25日，御殿場付近の駒門および大野の溶岩洞穴内の湧水および白色析出物を調査したのでここに報告する。

湧水　駒門溶岩洞穴内にて2個，新駒門溶岩洞穴内にて1個，大野溶岩洞穴内にて1個合計4個の試料を採取した。一般に溶岩洞穴内の湧水は水量が少なく，そのうえ洞穴内の天井から少量ずつ滴下する場合が少なくない。したがって今回の試料は天井から落下して水滴となっていたものを採取したものが大部分である。白色の析出物がみられる箇所にはあいにく湧水がまったくない場合が多かったこと，また白色析出物と共存する若干の水が認められる場合でも水量がきわめて少なく，頗に採取することは容易でなかったので，今回は大略の傾向を知る目的をもって滴水を採取した。試料は大学へ運んだあと，泥が沈降して透明になった上

表19　溶岩洞穴内湧水の化学組成
Chemical composition of the ground water in the lava-caves.

試料採取地	採取日時	水温°C	pH	Cl mg/l	SO_4 mg/l	アルカリ度 meq/l	SiO_2 mg/l	蒸発残渣 mg/l
(1) 駒門溶岩洞穴（支洞の少しはいったところ）	S45. 10. 25.	12.0	6.9	20	11	1.25	13	157
(2) 〃（床面上の水滴）	〃	11.9	6.9	18	13	0.88	18	150
(3) 新駒門溶岩洞穴	〃		7.1	36	16	1.23	18	160
(4) 大野溶岩洞穴	〃		7.1	6	1.4	0.58	14	61
(5) 〃（白濁水，須山の渡辺宏行採取）			7.2	8	—	—		

762.

造液を分析に供した。分析結果を表19に掲げる。

分析結果をみると，今回採取した溶岩洞穴内湧水はいずれもほぼ中性であり，Cl^-，SO_4^{2-}，SiO_2，蒸発残渣等いずれも含量が少なく，通常の地下水と比較して大差は認められない。しかし詳細に観察すれば(1)駒門溶岩洞穴湧水と(3)新駒門溶岩洞穴湧水のアルカリ度はともにやや大きいこと，また駒門溶岩洞穴内の湧水はCl^-，SO_4^{2-}，アルカリ度，蒸発残渣などの含量が大野溶岩洞穴内湧水より明らかに大きいことが認められた。

SiO_2については一般に含量が少ない。今回採取した試料の位置はかならずしも洞穴内の白色の珪酸に富む析出物がみられた箇所とは一致しないので，つぎの機会に析出物のみられる地点の湧水を精査し，水の化学組成と白色析出物の組成とを比較することによって，析出物の生成される機構を解明したいと考えている。

白色析出物　駒門および大野の溶岩洞穴内には部分的ではあるが，かなり多量の白色析出物がみられる。今回は予備試験の目的で，駒門溶岩洞穴内でもっとも多量に析出物がみられる地点で採取した試料を分析した。

分析にさいしてはまず試料を空気中に放置して充分乾燥したあと，新しい歯ブラシを用いて溶岩片から析出物を紙上に落とし，岩石の細片や砂をできるだけのぞいてのち，メノー製乳鉢で粉砕して分析試料とした。この白色物質は柔らかいので容易に粉砕することができたが，堅い微細な岩石片や砂粒をわずかに含んでいる。これらもやむを得ずいっしょに粉砕した。分析結果を表20に示す。

この結果をみると，白色析出物は珪酸，水酸化アルミニウム，水酸化第2鉄を多量に含んでおり，カルシウム，マグネシウムの含量は少ない。灼熱減量がいちじるしく大きいのは珪酸や水酸化アルミニウム，水酸化第2鉄を多量に含有するためであろう。分析値の合計は95.76%で，100%との差は4.24%である。この不足部分は未測定のアルカリ金属に基因するかもしれない。この白色析出物の成因についてはつぎのように考えられる。

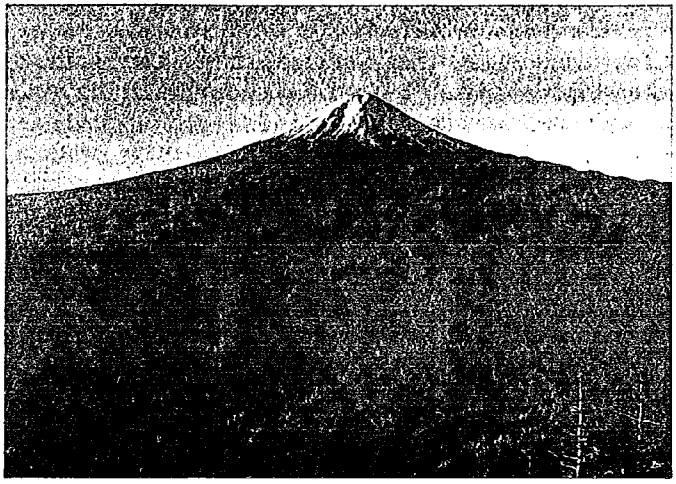
表20　白色析出物の化学成分 (%)
Chemical composition of a white sublimate(or precipitate) in the lava-cave.

吸着水分	6.07	Fe_2O_3	7.20
灼熱減量	23.7	CaO	2.61
SiO_2	30.95	MgO	0.93
Al_2O_3	24.3	計	95.76

灼熱の溶岩が富士火山の噴火口から山麓へ流出してまもないころ，すなわち溶岩の表面がすでに冷却して固化したが，内部はまだ非常に高温で流動性であるころ，内部の溶岩がほかへ流出して空隙を生じ，溶岩洞穴が形成されたものと想像される。このさい流出した溶岩とすでに固化して固定した側壁の溶岩との間隙から部分的ではあるが，溶岩流出が停止後かなり長いあいだ，珪素の揮発性化合物（SiF_4，H_2SiF_6など），SO_2，HCl，その他のガスを含む火山ガスが噴出し，これら珪素化合物が水蒸気で分解して珪酸が生成され，また亜硫酸ガスは酸化されて硫酸を生じ，硫酸は溶岩をおかして硫酸アルミニウム，硫酸鉄が生じる。これらがのちに水で分解して水酸化アルミニウムや水酸化第2鉄を生じたものと想像される。実際にこれら析出物は溶岩洞穴内の床面と壁面との接触部付近にもっとも多く析出しており，壁面の上部へ進むにしたがって減少している。これらの析出物は析出当時，比較的高温であったと想像される。このような成因であろうと考えられるものが新駒門溶岩洞穴内に多量にみられる。

また白色析出物の中には，水溶液から析出したと想像されるものもある。この種の析出物としては新駒門溶岩洞穴内の支洞の部分にみられる。これらの成分は地下水に伴って洞穴内の壁面から湧出し，流下するさい析出したものと想像される。この場合の温度は前者よりかなり低いであろう。後者は溶岩が非常に長い年月を経て冷却したさい，末期に形成されたもので，水温がついに通常の地下水温度に達した現在もなお幾分形成されつつあるかもしれない。このことに関しては後日さらに精査したい。

763

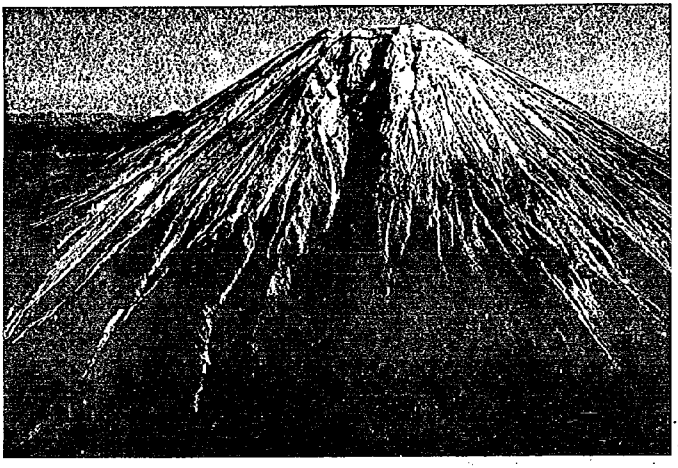


写19　三ッ峠付近よりみる富士山全景　〔富士急行写真〕
Mt. Fuji seen southward from Mt. Mitsu-tōgé.

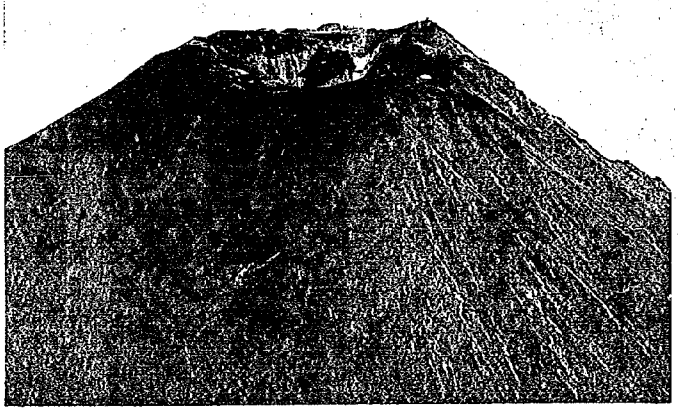


写20　丹沢山地上空よりみる富士山全景　〔富士急行写真〕
Oblique view of Mt. Fuji, as seen westward from the air above Mt. Tanzawa.

764



写21　富士山西側上部の放射谷　中央に大沢，その右に不動沢，椋沢，鉄骨沢，主杖流など，左に大沢前沢，滑沢，仏石流など
をみる　〔平岡武夫写真〕
Radial valleys on the upper west side of Mt. Fuji.



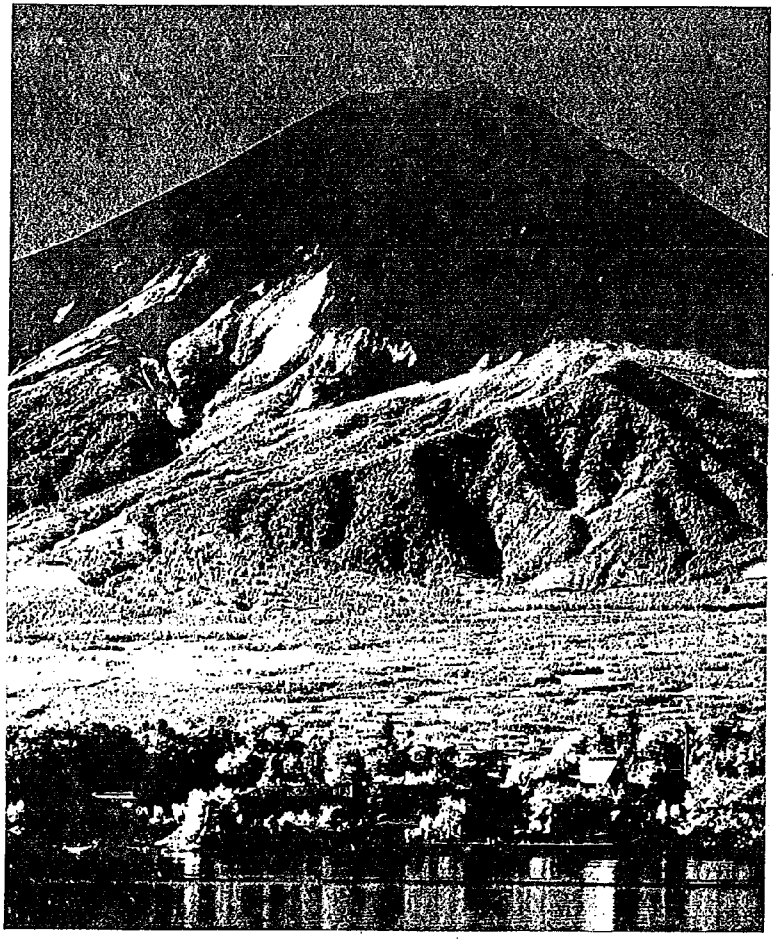
写22　富士山頂部北東側全景　中央左側に吉田大沢源頭部，その下辺に牛ヶ窪，右側下隅に風穴流（剣丸尾第1層の噴火割れ
目）をみる　〔平岡武夫写真〕
General view of the NE. side of the summit of Mt. Fuji.

1765

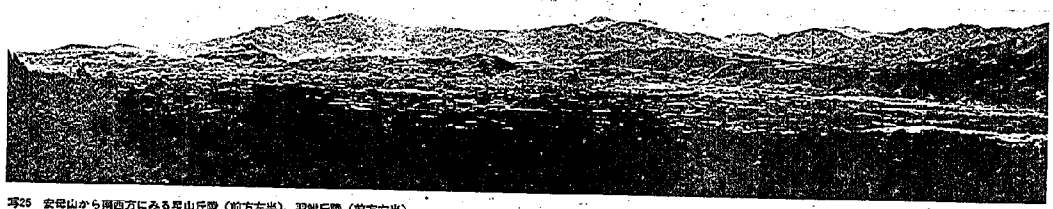


写23　山麓面上の縞状の谷　左辺の溶岩流地形は精充尾，中央のもっとも深い谷は滝沢，その上流（下方）左岸にみえる道路は滝沢林道
〔パシフィック航業KK写真〕
Gullies on the NE. piedmont of Mt. Fuji.

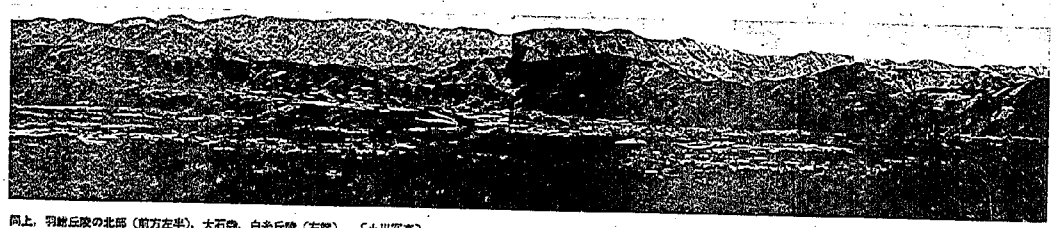
766



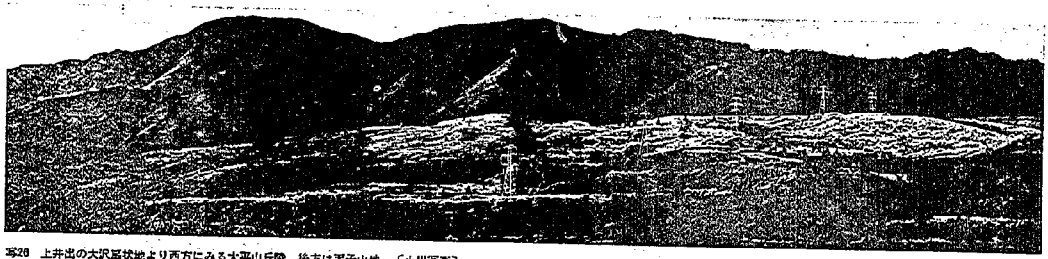
写24　富士火山（上方）と小御岳火山（中央）　河口湖上よりみる　〔小川写真〕
Volcano Fuji and Volcano Komitake, seen southward from L. Kawaguchi.



写25　安母山から南西方にみる星山丘陵（前方左半），羽緒丘陵（前方右半）
Hoshiyama (left) and Habuna (right) hills, seen southwestward from Ammoyama.



同上，羽緒丘陵の北部（前方左半），大石寺，白糸丘陵（右端）　〔小川写真〕
Habuna, Taisekiji and Shiraito hills, seen from Ammoyama.

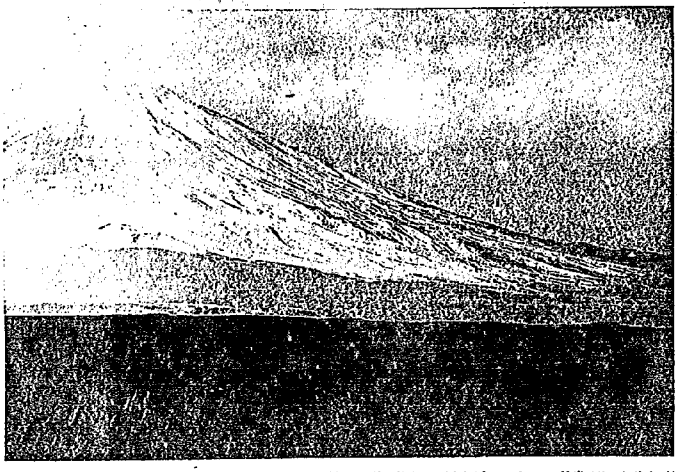


写26　上井出の大沢扇状地より西方にみる大平山丘陵　後方は天子山地　〔小川写真〕
Ōhirayama hills with Mt.Tenshi in the back, seen from the Ōsawa fan.

796

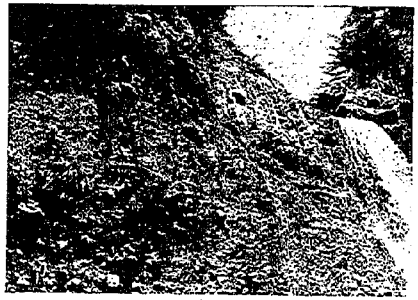


写27　宝永噴火口（第1，第2，第3）と宝永山（右辺の中央）　〔富士急行写真〕
Hōei craters-(1~3) and Hōei-zan (right center).

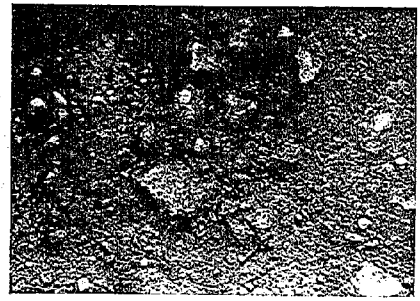


写28　富士山東側面　宝永山（左辺中央）と小富士（右辺中央）とを結ぶ線上に，斜面が少しふくらみ，溶岩がそれを避けて流下しているような地形がみえる　〔小川写真〕
The E. side of Mt. Fuji, with Hōei-zan (left center) and Kofuji (right center).

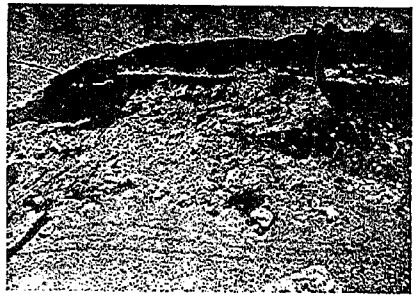
769



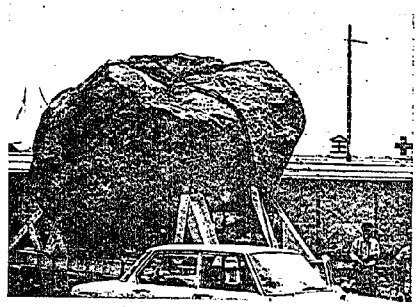
写29-a 白糸滝の OLFm 上に溶岩層 (SW_{12}) がのる
The OLFm bed and overlying lava in the Shiraito fal'.



写29-b 田貫湖入口付近の OLFm
The OLFm bed in the vicinity of L. Tanuki.



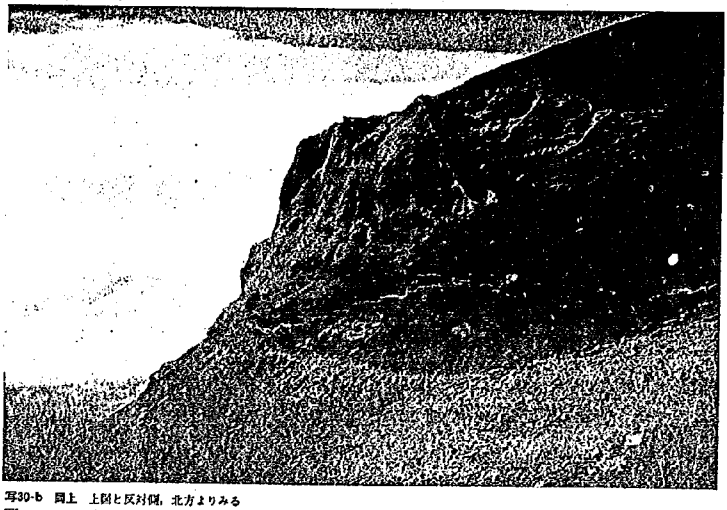
写29-c 大石寺本堂裏の OLFm 上に縄文中期の土器を含む火山灰土がのる
The OLFm bed in the precincts of Taisekiji temple.



写29-d 大石寺本堂下の OLFm から掘り出された巨岩塊 (A,O,B)
A huge boulder dug up from the OLFm bed at Taisekiji.



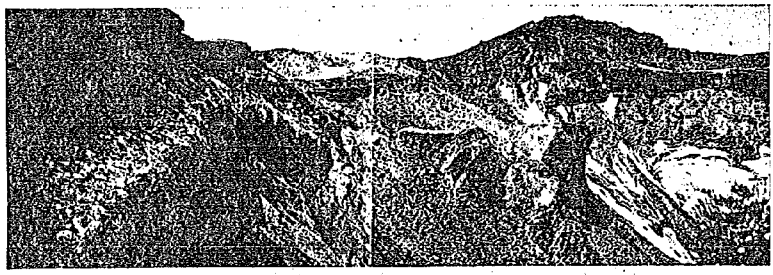
写30-a　宝永山の赤岩（右方の断崖の部分）　〔小川写真〕
Akaiwa (red crag) of Hōei-zan.



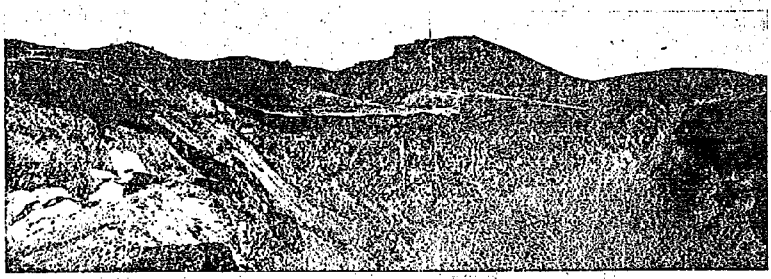
写30-b　同上　上図と反対側，北方よりみる
The same as above (30-a).

写31　お中道大沢流場より見あげる溶岩脈　〔小川写真〕
Lava-sheets in the walls of the Ōsawa valley.

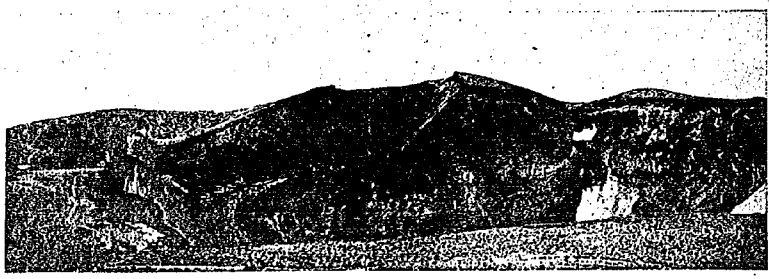
ヤフオク!



写32 伊豆岳よりみる剣ヶ峰，第1，第2（虎岩）火口棚
Kengaminé and crater-shelves, seen westward from Izutake.



写33 第2火口棚（虎岩）よりみる白山岳，第2火口棚（阿弥陀ヶ窪）
View of the N. wall of the summit-crater.

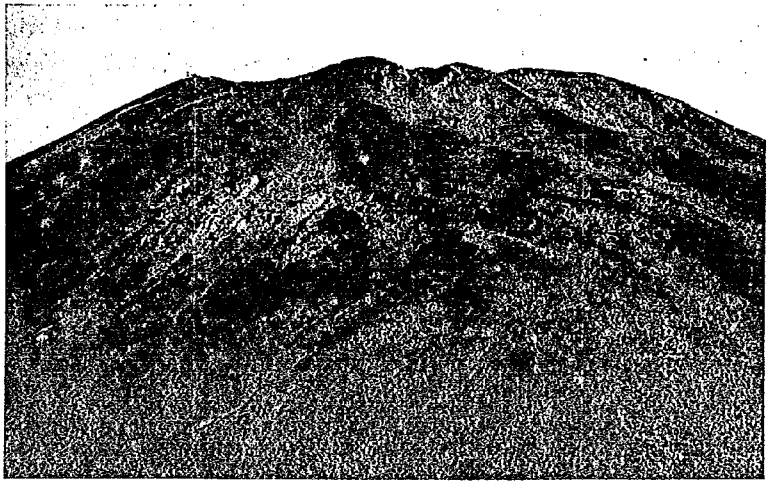


写34 阿弥陀ヶ窪（第2火口棚）よりみる久須志岳（左端），大日岳，伊豆岳，成就岳（右端）
View of the E. wall of the summit-crater.

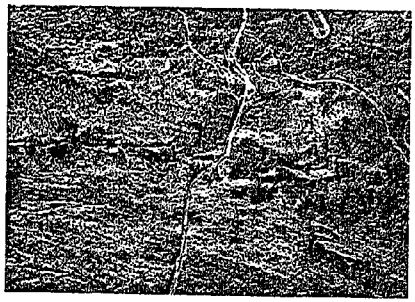
H73-1



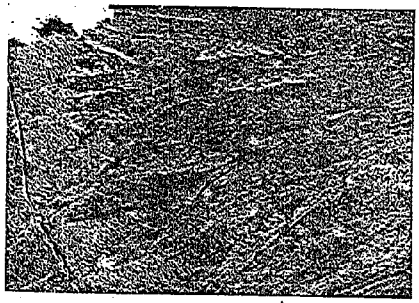
写35 宝永第1火口内壁に立つ岩脈列 図26参照 〔小川写真〕
Parallel dikes in the wall of the Hōei crater I.



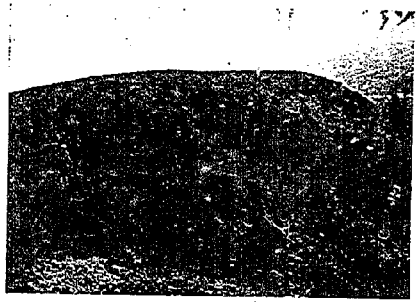
写36 山腹の割れ目火口と溶岩流 Ohm (写真中央右寄り) 富士宮口七合西方 〔小川写真〕
An eruption-fissure and lava-flow (Ohm) on the S. mid-slope of Mt. Fuji.



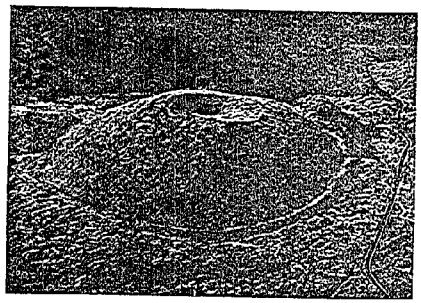
写37　噴火割れ目上の火孔丘および火孔（御鉢・奥庭火孔列）
〔日本林業技術協会写真〕
Cones and craters on the Oniwa and Okuniwa eruption-fissures.



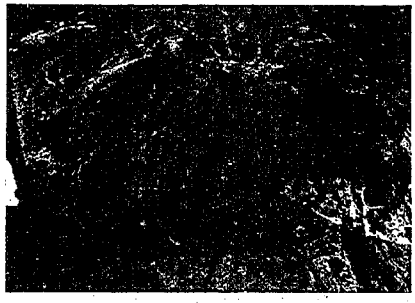
写38　噴火割れ目　上は剣丸尾第2層の噴出点（牛ヶ窪），中は同第1層の噴出点（風穴流），下は大流溶岩（Oom）の噴出点　〔前同〕
Eruption-fissures of Ushigakubo (upper), Fūketsu-nagaré (middle) and Onagaré (lower).



写39　御鉢火孔列上の噴石丘の1つ（岩滓丘）
A cinder cone on the Oniwa eruption-fissure.



写40　腰切塚噴石丘　ほかの火口から噴出した溶岩（Asg）がこれを囲んで土堤をつくる　〔小川写真〕
Koshikirizuka, a parasitic cinder cone.



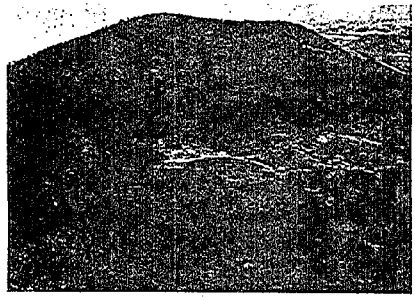
写41　雌子山（溶岩流出を伴う噴石丘）　日本ランド地域内　〔小川写真〕
Kansuyama, a parasitic volcano consisting of a cinder cone and lava-flows.



写42　波状地形を示す雌子山溶岩流（Kan）　写真の上辺近くは愛鷹山北麓，その右端は十里木部落　〔小川写真〕
Oblique air photograph of the wavy lava-flows of Kansuyama.



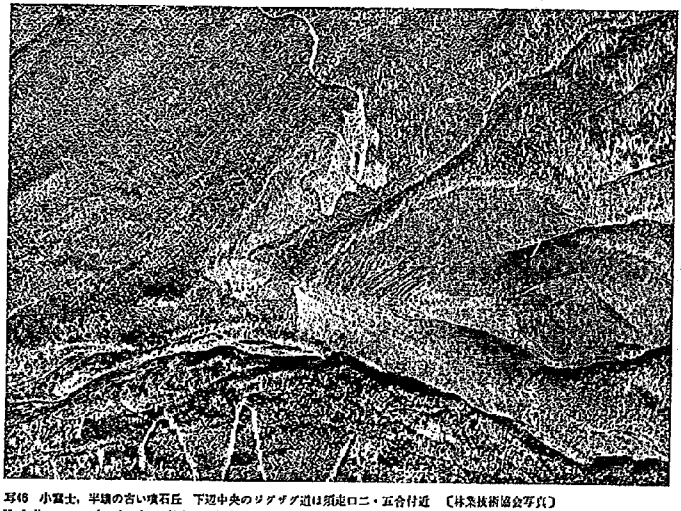
写43　犬涼み山溶岩台地（楯状丘）　左辺中央にみえる小丘がその噴出中心
Inusuzumiyama, a parasitic volcano composed of lava-sheets.



写44　富士山最大の寄生丘，大室山　前景はその溶岩舞台（Omr）　〔小川写真〕
Omuroyama, the largest parasitic cone of Mt. Fuji.



写45 片蓋山（カタボッコ） 半壊の古い噴石丘，左辺中央の細い谷の奥に水ヶ塚の湧水がある （小川写真）
Katabutayama (Katabokko), a demolished cinder cone.



写46 小富士，半壊の古い噴石丘 下辺中央のジグザグ道は須走口・五合付近 （林業技術協会写真）
Kofuji, a completely demolished cinder cone.



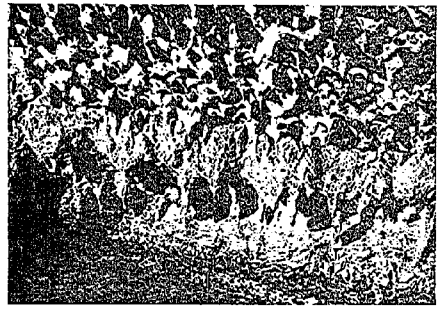
a 青良子第1洞穴
Shoiko cave Ⅰ.



b 青良子第2洞穴
Shoiko cave Ⅱ.



c 軽水洞穴
Karumizu cave.



d 犬涼み山第1洞穴
Inusuzumi cave Ⅰ.

写47 溶岩洞穴内の溶岩鍾乳
Lava stalactites in lava caves.



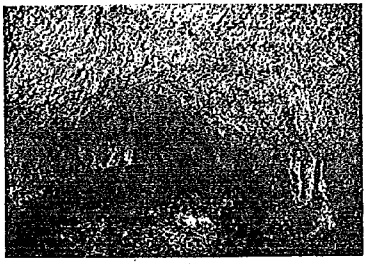
写48　溶岩鍾乳の特殊形　（神座第1洞穴内）〔小川写真〕
A variety of lava stalactites.



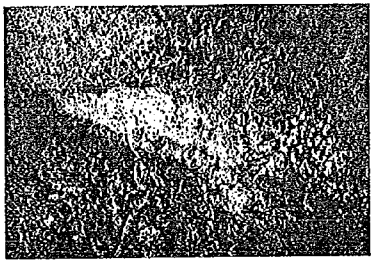
写49　石灰華におおわれる溶岩塊
Block lava coated with calcareous sublimates.



写50　石灰華の発達する洞穴の床面　（神座第2洞穴内）〔小川写真〕
Floor of a lava cave, dotted with calcareous sublimates.



写51　新納門風穴第1支洞奥　側壁下部に発達する珪酸華
〔小川写真〕
Siliceous sublimates developed on the side walls of a lava cave.



写52　左図の珪酸華の一部　〔小川写真〕
Do.

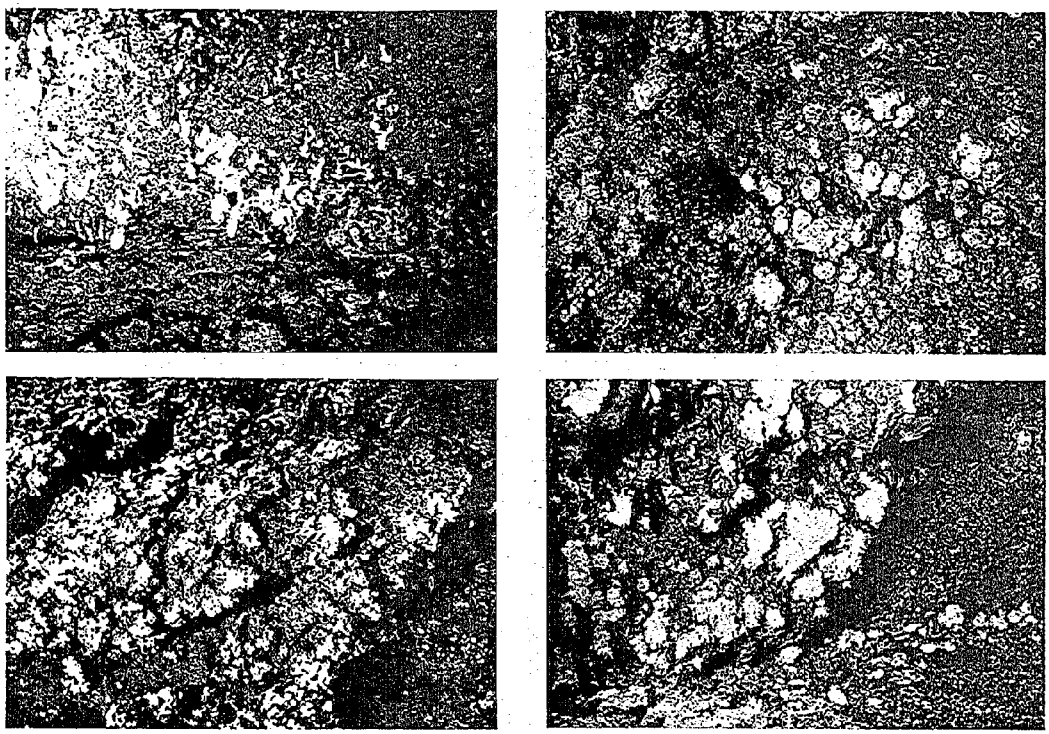


写53　青木ヶ原眼鏡穴　下段入口付近の前壁一面に発達する珪酸華　〔小川写真〕
Siliceous sublimates (Megané-ana, Aokigahara).



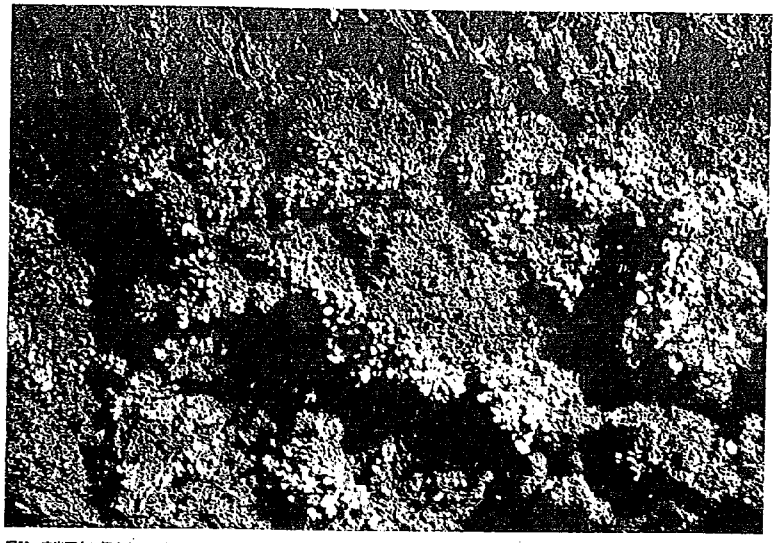
写54　二子山婆々穴洞奥の側壁の一部　溶岩の割れ目に発達する珪酸華　〔小川写真〕
Siliceous sublimates developed in the lava-fissures (Banba-ana, Futago-yama).

780

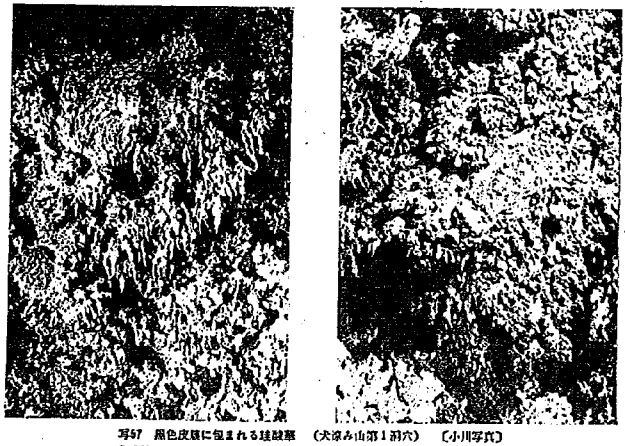


写55 溶岩洞穴内の珪酸華の諸形態 （左下は富野洞穴，ほかは新狭門洞穴内） 〔小川写〕
Various forms of siliceous deposits found in lava caves.

184

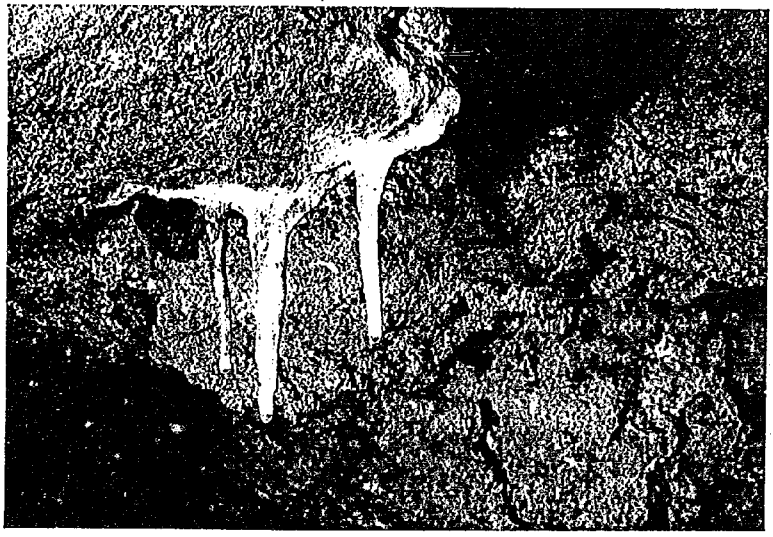


写56 溶岩面上に析出する珪酸華 (二子山皆々穴) [小川写真]
Sublimates on the lava surface.



写57 黒色皮膜に包まれる珪酸華 (犬涼み山第1洞穴) [小川写真]
Sublimates coated with a black crust.

782



a 珪酸鍾乳（長さ 7～10cm）（畳々穴）
Siliceous stalactites.



b 天井から滴下沈澱した珪酸（畳々穴）
Precipitates from the underground water.



c 天井の塔状珪酸鍾乳（右上）と側壁に沈澱した珪酸（左下）（新明門洞穴）
Siliceous precipitates on the ceiling (right upper) and side walls (lower left).

写58 溶岩洞穴内の珪酸沈澱 〔小川写真〕
Siliceous precipitates in a lava cave.

783



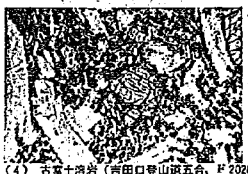
(1) 小御岳溶岩 (Kom, F687)
Komitaké lava.



(2) 小御岳溶岩片
(明沢村地内, ボーリング, −145m)
Do.



(3) 古富士溶岩
(箱荒沢坑内, 1,960m 奥の竪孔, −85m)
Kofuji lava.



(4) 古富士溶岩 (吉田口登山道五合, F 2028')
Do.



(5) 古富士泥流 (OLFm) 中の岩片
(羽鮒丘陵, F2943)
A lava block in OLFm.



(6) OLFm中の岩片
(箱荒沢坑内, 1,960m奥)
Do.



(7) OLFm 中の岩片 (元村山, F 2274)
Do.



(8) OLFm 中の岩片 (元行山, F 2253)
Do.



(9) 宝永山赤岩中の岩片 (宝永山, F 1767')
A lava block in the Akaiwa tuff-breccia (Hōeizan).



(10) 凝灰角礫岩中の岩片 (御殿場口馬返)
A lava block in the Kofuji tuff-breccia.



(11) 三島溶岩 (SE$_1$, F 2718)
Mishima lava.



(12) 犬涼み山溶岩 (Inu, F 1847)
Inusuzumiyama lava.



(13) 桂溶岩 (NE$_2$, F 1795')
Katsura lava.



(14) 幕岩溶岩 (SE$_4$, F 67-a)
Makuiwa lava.



(15) 万野風穴溶岩 (観音穴, F 101)
Manno-fūketsu lava.

写59-a 富士火山岩石の顕微鏡写真 倍率×60
Microphotographs of Volcano Fuji ejecta (×60).

784



(16) 宝永火口壁下部溶岩（第1火口西側下，MGV-37，F3012-1）
Hoei crater-wall lava (lower).



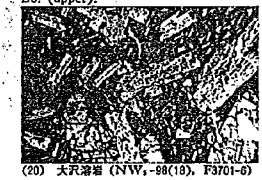
(17) 宝永火口壁上部溶岩（第1火口北側上部，MGV-47，F352'）
Do. (upper).



(18) 精進口二合溶岩（NW$_1$，F345）
Shōji trail second-stage lava.



(19) 大沢溶岩（NW5-10(5)，F308-3）
Osawa lava.



(20) 大沢溶岩（NW$_1$-98(18)，F3701-6）
Do.



(21) 大室山溶岩　大室山西麓（Omr）
Omuroyama lava.



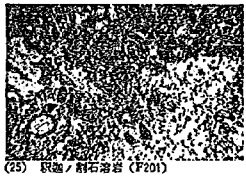
(22) 梨ヶ原丸尾（梨ヶ原 Nam，F1537'）
Nashigahara marubi.



(23) 雁ノ穴丸尾（雁ノ穴 Gam，F1453'）
Gan-ana marubi.



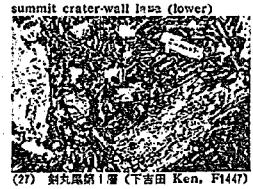
(24) 大内院火口壁溶岩（成就岳下 Cs，F 3209）
summit crater-wall lava (lower)



(25) 釈迦ノ岩石溶岩（F201）
Shakano-warishi lava.



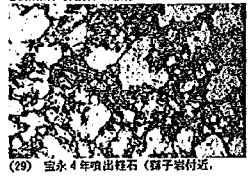
(26) 頂上最上層溶岩（大日岳 Hak-ai）
The uppermost lava of the Summit crater-wall.



(27) 剣丸尾第1層（下吉田 Ken，F1447）
Kenmarubi lava.



(28) 青木ヶ原丸尾（青木ヶ原 Nag，富士風穴 F655）
Aokigahara marubi of 864.



(29) 宝永4年噴出粒石（獅子岩付近，F2166a'）
Pumice of 1707.



(30) 宝永4年噴出黒曜石（宝永第2火口下，F2514）
Obsidian of 1707.

写59-b　富士火山岩石の顕微鏡写真　各×60
Microphotographs of Volcano Fuji ejecta(×60).

8 溶岩洞穴の測量と観察結果 (小川孝徳)

1) 概説

富士山の溶岩洞穴は，現在わかっているものは一覧表のごとく，三島，大淵，十里木，二子山，万野，犬涼み山，青木ヶ原，雁ノ穴，須走・御殿場口の各溶岩流中にある。

溶岩洞穴のできやすい条件は，SiO_2 の含有量の少ない塩基性の玄武岩で，噴出時に高温で粘性が小さく，流動しやすいことに加えて，溶岩量が多く，層の厚みがなくてはならないことである。三島洞穴は山頂から30km 以上も離れた三島市街にあるが，洞穴は地表下10mに在在している。剣丸尾のように厚みのない溶岩流では，溶岩樹型や複合溶岩樹型はみられても，溶岩洞穴は存在しない。

青木ヶ原溶岩流の場合に例をとると，溶岩流下の地形が大きく影響していることがわかる。たとえば，神座第1風穴の場合，大室山・青負子山と神座山とのあいだの尾根からあふれでた溶岩流が，急斜面を流下したところにできている。この洞穴に並行して，西方に神座第2風穴が，東方の地表部に溜鉢穴が，神座第1風穴の陥没孔からのびている。北々東にのびてきた神座第1風穴の先端部は，急に北西方向に曲がっているが，これは神座山東方を巻いて流下してきた溶岩流の方向と一致し，この屈折部には乳房状の溶岩鍾乳が天井部にみられる。この先端部は，今回の調査で発見したものである。この溶岩流の流れを追うと，眼鏡穴，大室第1，大室第2，青負子第1，青負子第2の各洞穴がすべて，青負子山沿いに北西に向かう溶岩流の方向に沿ってできている。さらに，青負子山を巻いて大室山の北へと流れこみ，大室山の溶岩台地に突きあたって滞留し，一部は台地をのりこえて北西の本栖湖方向に流下したが，大半は北東方向に流下していったことが，本栖第1風穴や富士風穴の方向によってうかがえる。



二子山鳴塚穴第2洞穴内の観察
Observation of the inside of lava-cave. Komorianali, Futagoyama.

このように溶岩洞穴の方向により，地上ではわからない溶岩流の流れの方向が推定できる。図41は溶岩流の流れの方向と，各洞穴の方向を示したものである。

h86

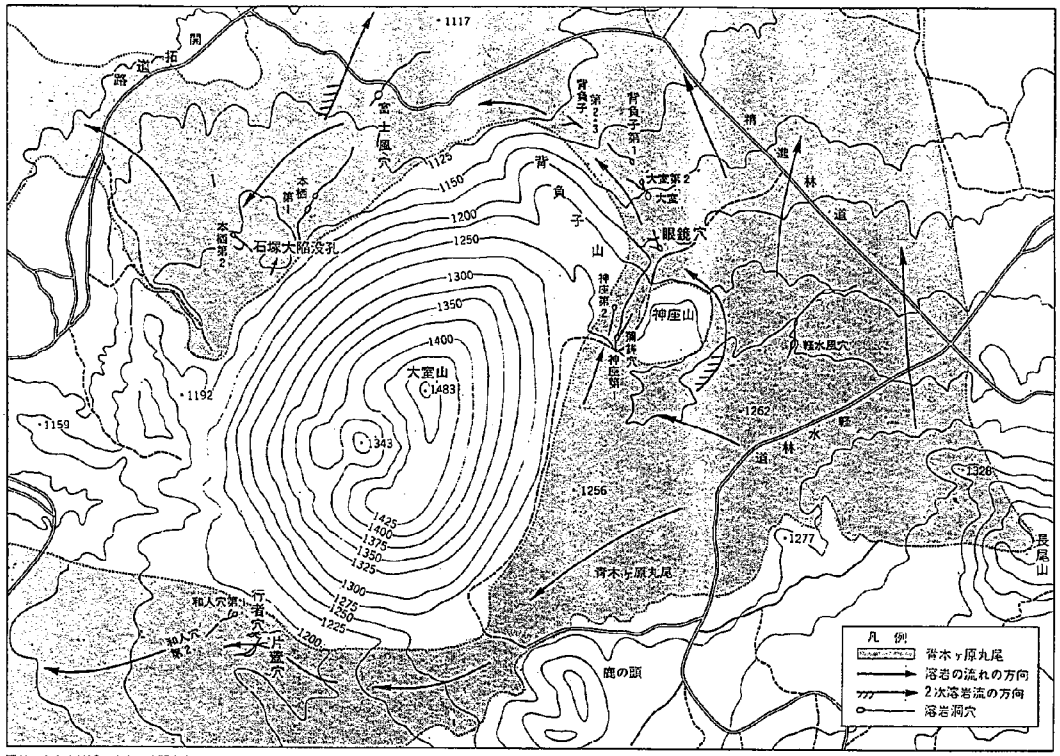


図41　大室山付近の溶岩の流下方向と溶岩洞穴の方向図
Map showing the directions of the Aokigahara lava-flows and lava-caves in the vicinity of Mt. Ōmuro.

表 21　富士山溶岩洞穴一覧表
List of the Mt. Fuji lava-caves.

静岡県		山梨県	
（三島溶岩流）		（麓ノ穴丸尾）	
1	三島洞穴	⊗32	流れ穴
2	裾野洞穴	⊗33	崩れ穴
3	岩波洞穴	（青木ヶ原丸尾）	
⊗4	駒門風穴（実測図1）	34	鳥水風穴（実測図8）
4	新駒門風穴（実測図1）	⊗35	神座風穴（実測図9）
5	大野第2風穴（実測図2）	36	神座第2風穴（実測図9）
（乙野溶岩流）		⊗37	蒲鉾穴（実測図9）
6	屋敷穴	⊗38	眼鏡穴
7	弘法穴（窓穴）	⊗39	大室風穴（入口埋没）
8	窓穴（横穴）	40	大室第2風穴
⊗9	大口穴（薬師穴）（実測図3）	41	背負子第1洞穴
10	観音穴（畜生穴）	42	背負子第2洞穴
※11	畜生穴	43	背負子第3洞穴
（大淵溶岩流）		⊗44	富士風穴
12	不動穴	⊗45	本栖風穴（森風穴）（実測図10）
13	八幡穴（実測図4）	46	本栖第2風穴
（二子山溶岩流）		47	行者穴
14	婆々穴（実測図5）	48	片蓋風穴
15	蝙蝠穴第1	49	和人穴第1洞穴
16	蝙蝠穴第2	50	和人穴第2洞穴
（須走・御殿場口溶岩流）		※51	本栖氷穴
17	須走胎内	52	精進御穴日洞
（十里木丸尾）		53	精進御穴月洞（実測図11）
18	雷穴（実測図6）	※54	精進第1洞穴
（大涼み山溶岩流）		55	精進第2洞穴
19	大涼み山第1洞穴	56	精進第3洞穴
20	むじな穴	57	精進第4洞穴
21	大涼み山第2洞穴	※58	上人穴
22	大涼み山第3洞穴	59	鳴沢氷穴
23	大涼み山第4洞穴	⊗60	富岳風穴（実測図12）
24	大涼み山第5洞穴	⊗61	竜宮風穴
※25	鉄砲穴	⊗62	西湖蝙蝠穴（実測図13）
26	三ヶ池穴（実測図7）	63	鳴沢蝙蝠穴第1
27	蛯穴	64	鳴沢蝙蝠穴第2
28	狼穴（尻穴）	65	鳴沢蝙蝠穴第3
29	新穴		
30	人穴		
31	間々下穴		

注：※　所在未確認
　　⊗　天然記念物

788

2) 洞穴の生長

洞穴の基本的な形態は，偏平なカマボコ形であり(写60)，平坦部にできた洞穴では写61のように水平な天井になり，また天井部が垂れさがっている変形も多々ある(写62)。しかし傾斜地にできた洞穴では，写63，図42-Aのようにとんがった形になっている。

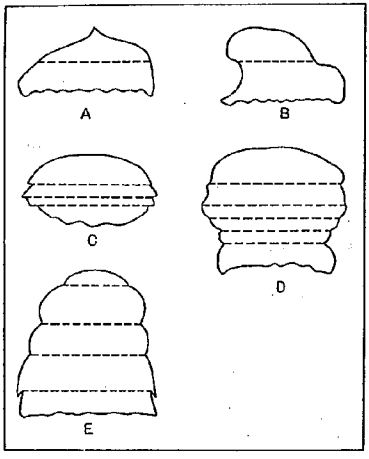


図42　洞穴の形態とその生長過程図
Sketch showing the form of lava-caves and the process of their growth.

これらの基本形態から，床面下の溶岩の流れに伴う沈下によって，側壁部に旧床面の痕跡が残っている。この説明は溶岩棚の項で説明するので略するが，図42-A～Eのように，点線の床面のレベルがさがっていった過程と，洞内の拡大していったことがわかる。婆々穴の場合(写64，図42-B)天井部は乳房状になっている。洞穴は左方へとカーブしているため，右側が深く削られていて，逆に左側は出っ張って残っている。写65，図42-Cは鵜穴である。写61よりも奥で傾斜した部分にあたり，洞穴の生長がみられ，床面にはほかの洞穴ではみかけられない流動性の溶岩が床部を流れて，そのまま固まった部分がみられる。側壁にはAタイプの溶岩棚の初期過程痕跡がみられ，旧床面レベルが推定できる。窓穴では写66，図42-DのようなBタイプの溶岩棚がみられる。しかしその棚よりはるか上部に，最初の床面の痕跡が認められ，床面がずいぶんさがったことがわかる。ところが，神座第1風穴の場合，傾斜が急な地点では写67，図42-Eのように，最上段の床面痕跡は入口に近い洞穴部の末端にあたり，溶岩鍾乳の分布はまばらで，鍾乳の先端は丸みを帯びた特徴的なものである。2段目の床の位置にさがったときにつぎの洞穴部と結合していったと考えられるが，この結合の説明はのちに述べる。最後に本栖第2風穴のように，最初から広大な空洞部をもった洞穴もある。写68の人物からその大きさがわかろう。この洞穴では，大きな床面の沈下をみたが，溶岩棚は認められない。床面は天井の崩壊物によって厚くおおわれている。

洞内を観察すると図43のように，各洞穴とも溶岩流に沿ってできていた。いくつもの単独の空洞部が，床面下の溶岩が低いほうへと流下することにより，床面がさがり，つぎつぎに結合していったことがわかる。

床面の流動に伴う沈下の跡は，写69のように側壁の擦痕でわかる。幾条にも水平方向に線条痕を残し，滞留して沈降速度が遅くなると溶岩棚のCタイプになる。写70がそれで，カーブ地点の外壁によくみかけられる。とくに八幡穴と神座第1風穴には，図44の模型図のような，沈下と滞留を示すこまかい溶岩棚がみられる。横の方への出っ張りは滞留時間の長さに比例し，間隔は沈下速度を示すものである。写71は八幡穴のものである。

このような床面の流下に伴う沈降によって，生長拡大していった過程を示す痕跡を輕水風穴の天井部で確められる。輕水風穴のA洞とB洞の結合部は，図45のような状態に変化した。

1789

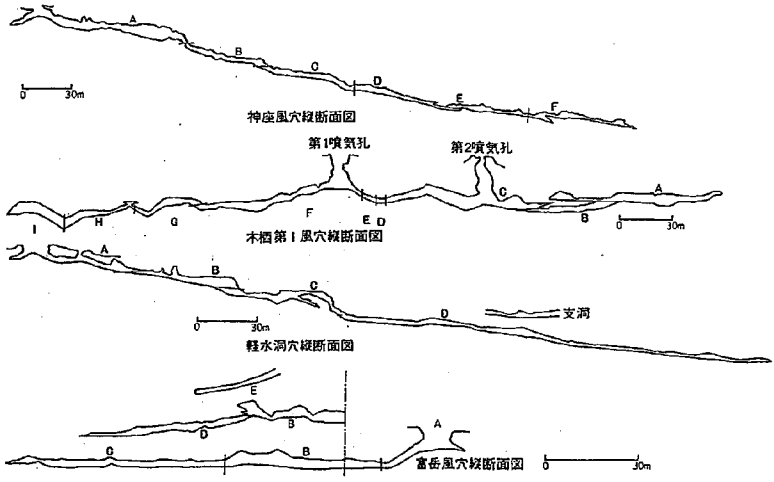


図43　結合以前の洞穴の区分図
Showing several sections of a lava-cave prior to its being combined with another one.

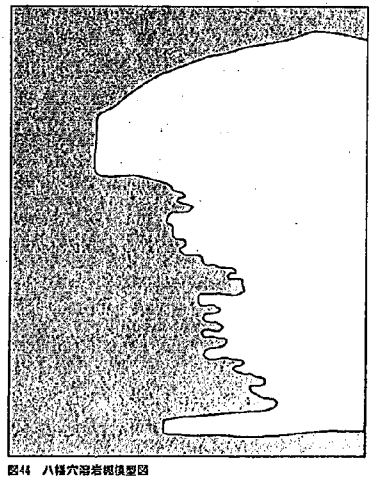


図44　八幡穴溶岩模様型図
Lava-shelves in the Hachiman-ana cave.

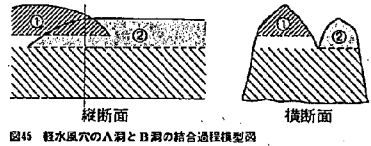


図45　軽水風穴のA洞とB洞の結合過程模型図
Ideal diagram showing the process of linking of the A and B caves of Karumizu.

とくにこの結合がじょじょにおこなわれたときには，わずかの間隙からガス体によって吹きとばされた溶岩の滴が壁面に付着してゆき，葡萄状溶岩鍾乳（写 48）をつくっている。これは軽水風穴と木栖第1風穴，犬涼み山第1洞穴のみで発見されている。木栖第1の場合を図46で説明する。A洞とC洞の独立した空洞部が最初にできた。ところが側方からB洞へと流れてきた溶岩流によって，A洞の床面の一部が持ち去られ，B洞の空洞の生成を促した。AとCのあいだに生まれた

490

B洞のわずかの空間を通って，Aのガス圧で吹き出された溶岩滴が，矢印の部分に付着して残っている。ほかの部分にも付着したと思われるが，剝離して現存しない。軽水風穴の場合は，接合部に近いほど広範囲に付着し，離れるほど付着範囲が狭くなっている。

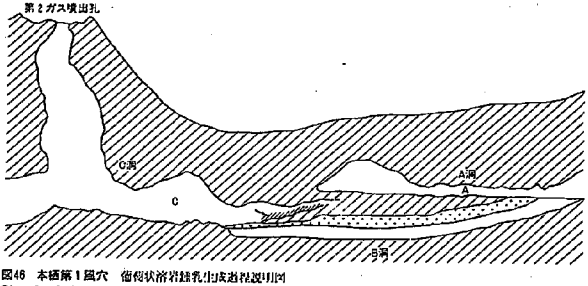


図46 本栖第1風穴 葡萄状溶岩鍾乳生成過程説明図
Sketch of the Motosu cave I, showing the growth of lava-stalactite like a bunch of grapes.

3) 洞内の変化

溶岩洞穴の空洞部には，つぎつぎと溶岩流が充満する場合があったと考えられる。写72のように，側壁から天井にかけて，幾層もの溶岩層断面がみられる洞穴もある。この場合注意しなくてはならぬ点は，層と層のあいだが密着しているのでなく，空間があり，溶岩鍾乳がみられることである。写73の部分拡大でこの状態がよくわかろう。一部が剝離した状態のものでみると，写74のようによくわかる。

つぎに充満することなく，一定レベルにまでしか流入しなかった場合を観察すると，図47-A～F のようなAタイプの溶岩棚がみられる。

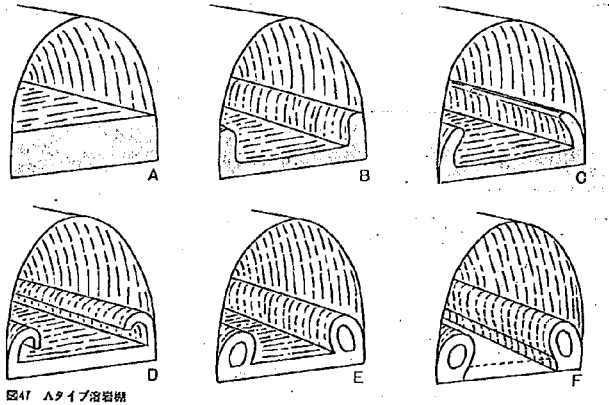


図47 Aタイプ溶岩棚
A-type lava-shelves in a lava-cave.

191

溶岩棚は3種に分類できる。以下その生成経過を図示しながら説明する。

Aタイプの場合は，流入してきた溶岩流が側壁に痕跡を残して沈下流出する。そして側壁に付着した溶岩が剥離しかけたものが写75で，さらに丸まって中空でみられるものが写76である。図47-Fのように，さらに床面溶岩の流出による沈下を生じた場合が，最終的なもので富岳風穴でみられる(写78)。石原初太郎が天然紀念物調査報告で述べた，側壁部の圧力が床に加わり，その結果床面の溶岩がもちあがったという見方には，疑問をいだかざるを得ない。以上のAタイプ溶岩棚は，床面の流動の少なかった平坦地の洞穴にみられる。

つぎのBタイプの溶岩棚は，写79，図48のようなもので，一定レベルまで流入してきた溶岩流が滞留して，側壁部に近いところは早く固まったが，中央部は床面の流動によって削られ持ち去られてしまったものである。しかし，これと同一条件でありながらB′タイプの溶岩棚の生成過程を経る場合もある。図49のように，ブリッジ状に残ったものもあるが，大半は落下し，溶岩の流れで持ち去られてしまったもので，溶岩棚下方が深くえぐられている場合もある。ブリッジ状に上下2段に分離されたまま固まっている例は，本柄第1(写80)，婆々穴(写81)，犬涼み山第4(写82)でみられる。また背負子第2洞穴(写83)のようにブリッジが落下したまま持ち去られずに残っているものもある。これは1段低い位置を流れるべつの溶岩流が，洞穴の方向に直角に生じたために，洞穴の床面流動が止まったためと考えられる。このように，異なる方向へ流れる溶岩流と交差している洞穴は，精進御穴日洞，背負子第2洞穴，神座第1風穴，新穴(写84)，犬涼み山第4洞穴(写82)，八幡穴(写85)，屋敷穴(写86)，鳩穴(写87)，三ッ池穴，窓穴(弘法穴を含む)などである。このように，洞穴の方向とべつの流動が生まれるのは，溶岩下の地形によるのではなかろうか。

つぎに湾曲部カーブの外側に，図50のように溶岩の流れがはげしいときに押しあげられ，よどんだ痕跡を残したCタイプ溶岩棚がある(写70)。これは溶岩流が高温で柔らかくなくてはできない。

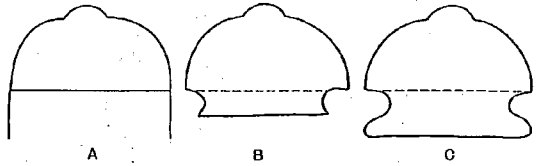


図48 Bタイプ溶岩棚
B-type lava shelves in a lava-cave.



図50 Cタイプ溶岩棚
C-type lava-shelves in a lava-cave.

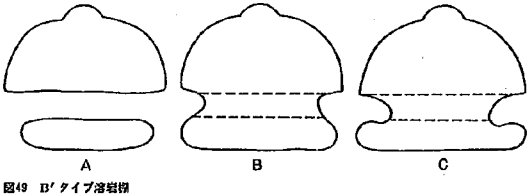


図49 B′タイプ溶岩棚
B′-type lava shelves in a lava-cave.

1952

棚の側壁では，上方（写88）から下方（写89）にかけて，溶岩が垂れさがった跡がみられるし，青黒色の溶岩鍾乳に赤黒色の溶岩が付着している状態もみられるので，あとから溶岩流が流入してきたことがわかる。またこの写真でわかるように，垂れさがった跡が左から右方へ傾斜しているのは，ガスの流動による影響を示すものと考えられる。三ッ池穴のワラビ状鍾乳の場合にも，写99のごとく，天井からの垂下によるという理由だけでは考えられず，ガス体の流動による影響を考えざると得ない。

4) 入口部

溶岩が洞内から噴出して空洞部ができる場合は，地表部に近い地点で，溶岩層が薄い場合にかぎられるようである。現在それと思われるものは背負子第2洞穴と新穴しかない。厚い溶岩層中にできる場合は，婆々穴のように広大なドームの天井に，長径 1.8m のガス噴出孔ができている以外，溶岩が地表部に噴出した形跡はまったくない。ガス噴出孔のみられる洞穴は，軽水風穴，本栖第1風穴，弘法穴，窓穴，雷穴，大涼み山第1洞穴，雁ノ穴の崩れ穴，婆々穴，二子山蝙蝠第1洞穴などである。とくに本栖第1風穴は，ガス体によって溶岩が噴火時のように地表に噴出され，高さ約10mの小丘に盛りあがり，一見，噴火口のようにみえる。多くの場合，ガス噴出孔部の天井は，噴出時の膨起で薄くなり，陥没してしまったと考えられる。(写90)

またまったく入口部がなく，その後の人工的加工によって入口が開いて，洞穴の存在がわかったものもある。三島洞穴は井戸ボーリング中に，本栖第2風穴は風倒木伐採中に陥没し，裾野洞穴は鉄塔基礎工事中に天井部に穴をあけたのが発見の動機であった。しかし裾野洞穴の場合，洞内にコウモリの骨が存在したことから，以前どこかに入口部が存在したと考えられるが発見できなかった。本栖第2風穴の場合は，小さなガス噴出孔があったと推定される。また，地表へ抜けていないガス噴出孔，つまりガス体が天井部から抜けようとして孔をうがってはいるが，抜けきらずに終わっているものを多くみかける。とくに軽水風穴(写94)や神座第1風穴ではよく観察できる。まためずらしいものとしては，富士風穴東端部の側壁にみられるもので，

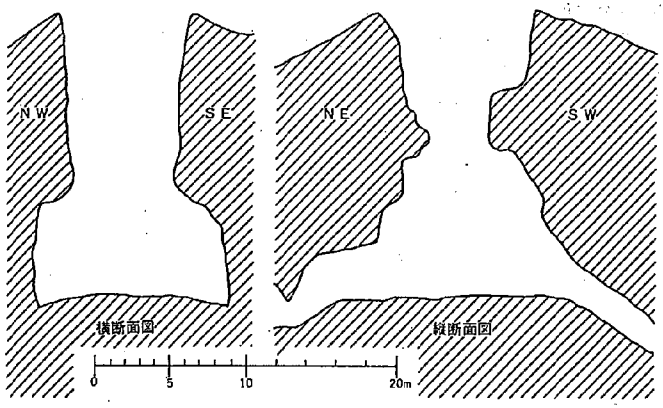


図51 本栖第1風穴第1ガス噴出孔
Gas blow-hole I of the Motosu cave I.

1793

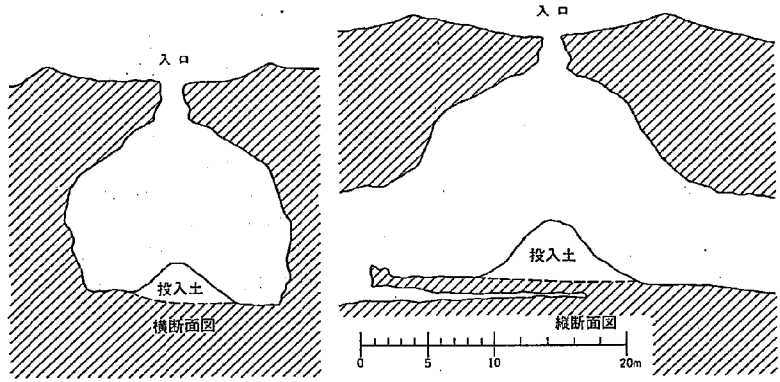


図52 婆々穴ガス噴出孔
Gas blow-hole of the Banba lava-cave.

側方にのびようとしたガス移動の痕跡である。(写95)

木柄風穴と婆々穴のガス噴出孔は図51，写91と図52，写92・93のごとくである。

5) 床面

洞穴の床面は種々雑多である。洞穴によっては泥によって床面がおおわれ，元の状態を判断できないものもある。また数は少ないが，人穴のようにつねに水のたまっているものと，雨季に水がたまって泥沼状になるものもある。しかし大半は溶岩床がみられ，貴重な資料を与えてくれる。床面を観察する場合，天井部の崩壊に留意する必要がある。たとえば，天井部崩壊で床面がおおわれていても，側壁下方を注意してみることで，床面のレベルを知ることができるばかりでなく，擦痕や溶岩棚をみつけることもできる。写102は床面の移動がまったくといってよいほどなかったもので，縄状溶岩床を形成する。これは本栖第2風穴支洞でみられるめずらしい例である。わずかの移動による縄状床は，やはり上記の支洞でみられる(写103)。しかし一般にはゆるい傾斜の床面にみられるもので，写104はその代表的なものである。大野第2風穴，雁ノ穴の流れ穴支洞部，精進御穴口洞，根野洞穴，鳴穴，三ッ池穴などでみられる。

一般には塊状の床が本来の姿で，その見事なものは

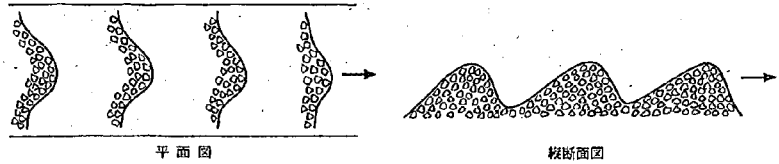


図53 縄状になった塊状床模型図 矢印は溶岩流の方向
A model showing the ropy block-lava floor. Arrow shows the direction of lava-flow.

794-

婆々穴(写105)，軽水風穴(写106)，神座第2風穴（写107)，神座第1風穴，精進御穴の日洞と月洞(写108)，背負子第1洞穴(写63)などでみられる，これは，床面がわずかに固まったころに，床面下の溶岩が流動をはじめてできたもので，冷却の度合によって，塊状の固まりの大きさが異なってくる。平坦な塊状床面もあれば，軽水風穴（写106)，神座第1風穴，三ッ池穴のみにみられる縄状になった塊状床面(図53)もある。この成因は縄状溶岩床の場合と同一である。

三ッ池穴の塊状床に溶岩滴が積もっている(写100)。溶岩樹型内の石筍ほどの大きなものではないが，成因はいずれも同一である。この石筍に見あう天井部には，写99のようなワラビ状や管状の溶岩鍾乳がみられる。溶岩樹型の石筍が樹木の燃焼による加熱によって再溶融し滴下したのと異なり，三ッ池穴の場合は天井部の割れ目から浸透した柔らかい溶岩流が垂れて鍾乳となり，滴下して石筍を形成したもので，ほかではまだ発見されていない。塊状の床が固まってのちに滴下したことはたしかで，石筍の中にワラビ状鍾乳が交っているものもある。このように，溶岩洞穴内が固化したあとにも，溶岩の浸透があり得ることを，この実例が証明している。駒門新風穴内の支洞や行者穴では，やはり滴下がみられるが，一片の溶岩の滴下であり床面にめりこんでいるため，三ッ池穴の場合とは少々生成状態が異なるものである。

またこの塊状の溶岩床の場合，両側壁下方部が溝状にくぼんでいるものもある。婆々穴の場合は深さ60cm

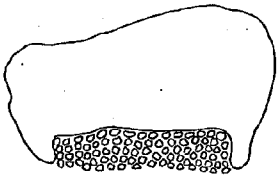


図54 精進御穴月洞の横断面図
Idealized cross-section of the Shōji-oana cave.

のものすらみられ，精進御穴月洞(写108，図54)，神座第1風穴，三ッ池穴などでもみられる。この溝が溶岩棚状である場合もあり，婆々穴(写105)と神座第2風穴（写107）の場合には明らかにわかる。塊状の場合，写105～108のように小さな塊だけでなく，溶岩の固まり具合によっては，大きな塊が同じように流れたものである。また写110のように塊状の細い溶岩流が流入している例もあり，駒門風穴や窓穴，大涼み山第4，三ッ池穴(写109)，本栖第1，二子山蝙蝠穴第2のほか，田貫穴でもみられる。

このような床面の移動は，末端部へ向かうとはかぎらず，途中で地下深部へ流入してゆく場合もみられる。本栖第1，八幡穴（写111)，眼鏡穴，三ッ池穴，行者穴などにその例がある。

また固まった床が流される場合，大きな溶岩塊となり，床面下の溶岩の流動とともに運ばれてゆくが，途中でつかえると堆積してゆき，天井部にまで達している例が本栖第1風穴でみられる。天井の崩壊によるものなら，それに見あう部分があってしかるべきなのに堆積物が天井部までぎっしり積もっているので，流動によって運ばれたものとしか考えられない。このように床面下溶岩の流動による空洞部結合は，溶岩鍾乳や標高レベルの追跡などによって判断できる。空洞部末端の鍾乳分布はまばらになり，その先端は丸みを帯びている。また横断面図の作製は，この結合部の位置判断の資料を与えるため，今後の溶岩洞穴調査にあたって必要である。

6) 洞内のその他の特徴

ガス体が空洞部に集合してくる過程のわかる状態は，側壁でみられる。ガス体が抜けきらず，水疱のようにふくれたまま固まったものや，気泡が抜けたアバタ状の溶岩壁もみられるし，集合したガス体が溶岩壁を破って噴出した跡もみられる。写112は神座第1風穴のもので，大野第2風穴でも側壁にみられる。柔らかい

溶岩壁からガス体が飛び出したあとに，溶岩が急速に冷却して固まったものが背負子第1風穴(写113)でみられる。溶岩が固まりかけたところへ，異なった溶岩流が流れてきて，固まった溶岩をブロック状に打ちくだいて，あとから流れてきた柔らかい溶岩がブロック状溶岩塊を包んでしまったものが，乳房状溶岩鍾乳である。凹凸のはげしい天井に，とんがった鍾乳が垂れさがっている。この天井が崩壊して断面がみられるところもあり，それによって乳房状溶岩鍾乳の生成過程が推定できよう。犬涼み山第2(写114)，婆々穴，本栖第1，本栖第2，神座第1，三ッ池穴の各洞穴でみられる。三ッ池穴の場合，この乳房状天井部のブロックが落下して，洞床の一部を閉鎖したため，その両側を迂回して，新しく流入してきた溶岩流が流下してきているのが観察できる(写110)。側壁部には写115のようなズリ落ちの擦痕がみられる。鵜穴，窓穴，大口穴では溶岩が柔らかいときにズリ落ちたため，アメを引きのばしたような状態で残っている。また西湖蝙蝠穴の側壁に写116のように，水平に白線が残っているのは，過去の西湖の水位を示すもので，この位置まで水に満たされていたものと考えられる。

今回の調査で溶岩棚などに珪酸華や石灰華（写49～57）が発見された。天井部の珪酸鍾乳(写58-a)や，床面に積もった天井部の崩壊した溶岩塊に付着した珪酸

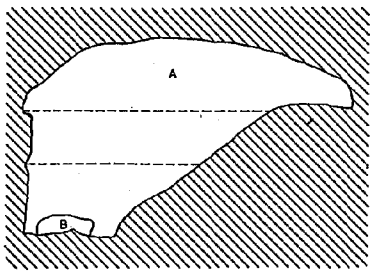


図55　婆々穴ホールの生長過程を示す横断面図
Cross-section showing the growth of the large hall in the Banba-ana cave.

沈殿もみられた。これらは溶岩噴出時の高温の条件下でないとできないようで，天井部の崩壊の多くが，洞穴の生成時のものであるという推定資料になる。また婆々穴奥部のドームでは珪酸華（写54）がみられる。この部分はBタイプ溶岩初の巨大なタイプと考えられる。図55によって説明すると，最初にAのドーム状の空洞部があり，のちにBの流動による空洞部を生じ，その流動によってAの床面が削られて持ち去られたものと思われる。このためにAの床面は，現状のようにB部の床へとさがりはじめ，床表面にできるヒビ割れから噴き出したガス体によってできたものと思われる。

溶岩洞穴には風穴という名称が用いられるのが一般的であるが，氷穴とよばれるものもある。鳴沢氷穴がそれである。しかし，富士風穴のようにもっとも氷が多くても氷穴とはよばない洞穴もある。ところで洞内に夏季でも氷のみられるものは，竜宮，鳴沢氷穴，富士風穴，富岳風穴，本栖第2風穴であり，本栖氷穴も氷があるというが，まだその所在を確認していない。写96は富士風穴最奥で，洞内の氷の発達は5月初旬が最高である。本栖第1風穴では6月末までなら氷をみることができる。

以上溶岩洞穴内部の形状のおもな特徴について述べた。これによって，溶岩洞穴のでき方，その内部での溶岩の流れ方，ガスの作用などを推定することができよう。最後に溶岩流下の地形によって，種々の形態をつくりだしたことが，洞穴の実測図によってわかる。傾斜地にできた洞穴は直線的で単純な形をしており，溶岩流の流動速度の速かったことがその側壁や床面から推定できる。これにくらべ，平坦地には複雑な形の洞穴ができる。青木ヶ原溶岩流では，精進御穴月洞，和人穴第1洞穴，鳴沢氷穴，竜宮，西湖蝙蝠穴などがそれである。犬涼み山溶岩流では三ッ池穴，鵜穴，間々下穴，三島溶岩流の大野第2，駒門，岩波，三島の各洞穴もこの条件にあたるものである。

今後天然記念物に指定する場合，以上の学術的観点

196

洞穴名	本栖第1	屋敷穴	窓穴	大日穴
CO_2 濃度	0ppm	420ppm	565ppm	740ppm
粉塵重量	120mg/m³	216mg/m³		
指度	0.05	0.09		

（H大医学部探検部測定）　注：気温 20°C に換算。

から価値判断をおこない，保存されることが好ましい。さらに，洞内生物保存のための措置も考慮しなくてはならない。近年ケイビングの隆盛とともに，洞内を荒らす行為がふえつつある。また地元民が重油の松明を使用して入洞するため，万野溶岩流の洞穴ではCO_2と粉塵重量がふえてきている。洞穴生物保存のためにも禁止する必要がある。

今回の溶岩洞穴の実測調査にあたり，つぎの方々の協力を得たことを記して謝意を表する。(敬称略)

(実測)国立科学博物館技官・上野俊一，法政大学探検部，日本大学探検部，富士富北高校郷土研究部，ムジナ会，富士山溶岩洞穴研究会

(調査) 上記のほか，静岡大教授・鮫島輝彦，御殿場西中学教諭・渡辺宏行，裾野市役所・渡辺吉美，富士宮市市史編纂委員・遠藤秀男，静岡大学探検部，名古屋大学・理学部地理科学教室・和田秀樹，神奈川大学探検部，裾野市市議会員・渡辺徳逸，日本大学医学部探検部，駒門風穴保存会，山梨県林業試験場富士分場長・渡辺長義，中央大学ワンダー・フォーゲル部，三島市，御殿場市，裾野市，鳴沢村

1794



写60　番々穴　床面は塊状，最初の床面のレベルは側壁中央部に痕跡を残している。洞穴の基本的な形態
Banba-ana, a normal lava-cave leaving traces of its former floor.



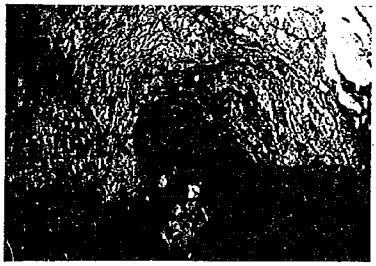
写61　鵜穴　Cタイプ溶岩棚がみられる。平坦部の洞穴は多くこのように偏平な形態をしている
Uzura-ana, a cave having the C-type lava-shelves.



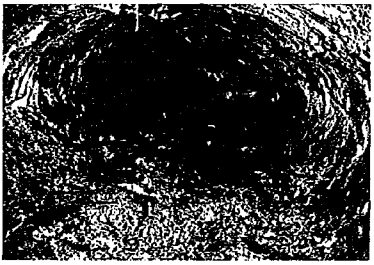
写62　犬涼み山第4洞穴　写61の変形。床面の波動は少なく，小さなBタイプ溶岩棚がみられる
Inusuzumiyama Dōketsu IV, a variety of the lava-cave shown in photo 61, showing a slight displacement of its floor.



写63　背負子第1洞穴　傾斜地の洞穴は床面の沈下が大きい。天井中央はとんがり，その部分の溶岩鍾乳は巨大
Shoiko Dōketsu I, a cave in the lava-flow on a steep slope, showing a large depression of its floor, △-shaped section of its ceiling and relatively-large stalactite.



写64　番々穴　天井は乳房状溶岩鍾乳，左側に溶岩棚がみられる
Banba-ana, showing mamelon-shaped stalactites in the ceiling and lava-shelves on the left side-wall.



写65　鵜穴　側壁にAタイプ溶岩棚の初期形態がみられ，旧床面のレベルが推定できる
Uzura-ana, showing an initial form of the A-type lava-shelves which indicate the former floor-level of the cave.

1798



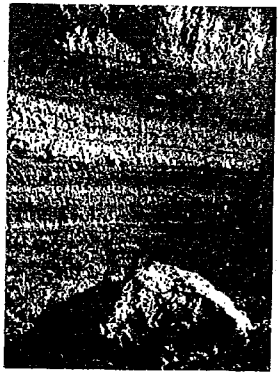
写66 窓穴 Bタイプ溶岩棚が両側によくみえる。しかし当初の床面はずっと上方に残っている
Mado-ana, a cave having the B-type lava-shelves on both side-walls.



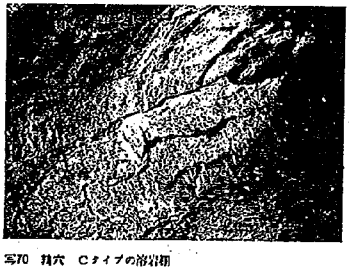
写67 神座第1風穴 側壁上方に残るのが当初の床面。天井の鍾乳は結合部分位置の判定資料となる
Jinza-fūketsu I, a cave having initial shelves left in the upper part of its walls.



写68 本栖第2風穴 天井部に白く光ってみえるのは，崩壊しなかった部分。左側壁の下方が人物
Motosu-fūketsu II, showing part of its original ceiling left without collapse.



写69 神座第一風穴 側壁の摩擦，床面の沈下がわかる
Jinza-fūketsu I, showing friction-strae on the side-walls and depression of the floor.



写70 鵜穴 Cタイプの溶岩棚
Uzura-ana, showing the C-type lava-shelves.

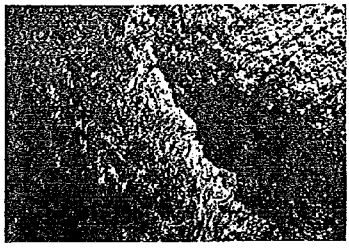


写71 八幡穴 Bタイプ溶岩棚の側面に，こまかい床面沈下の痕跡がみられる。棚中央の白いものは珪華
Hachiman-ana, a cave having traces of very little floor-depression on the sides of the B-type shelves. A white siliceous deposit is seen on the shelves.

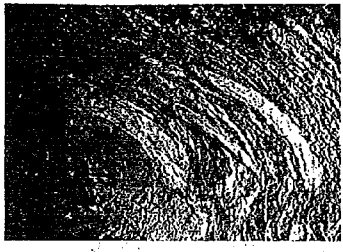
799



写72　軽水風穴　溶岩流がつぎつぎと洞内に充満したことを示す痕跡
Karumizu-fūketsu, a cave showing features formed by its being filled with successively-inflowing lava.



写73　軽水風穴　写72の部分。内側にあたる右側部にも鍾乳がみられ，密着していない
Karumizu-fūketsu, a part of the cave shown in photo 72. Lava-stalactites are developed not only on the outer surface of the wall but in its inside (left side).



写74　鶴穴　空洞生成後，流入してきて充満した溶岩流の跡が，はがれによってよくわかる。下方はCタイプ溶岩棚
Uzura-ana, showing a part of later lave-flow exfoliated from the wall of the cave. The C-type lava-shelves are seen in the lower part of the wall.



写75　鶴穴　Cタイプ溶岩棚が側壁から剥離した個所
Uzura-ana, showing exfoliation of the C-type lava-shelves from the side-wall.



写76　精進御穴蛇石：壁面が剥離して丸まったもので，内部が中空である
Shōji-oana, Hebiishi (snake rock). A snake-shaped, cylindrical lava-shelf formed by a partial exfoliation of the lower part of the side-wall of Shōji-oana cave.

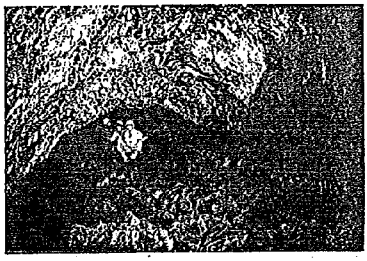


写77　鳴沢蝙蝠穴附1　壁面の剥離によることはもちろんだが，中空部と，内部に溶岩が充満している部分の両者がみられる
Narusawa Kōmori-ana I, having lava-shelves similar to the one shown in fig. 47—E.

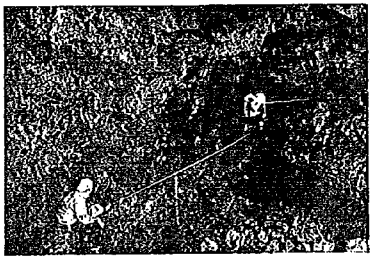
800



写78 富岳風穴 Aタイプ溶岩朔の最終タイプで，壁面剝離と床面の沈下による
Fugaku-fūketsu, showing the final form of the A-type lava-shelves formed by exfoliation of the side-wall, together with depression of the floor.



写79 蝙々穴 Bタイプ溶岩朔の見事なもの
Banba-ana, showing the typical B-type lava-shelves.



写80 本栖第1風穴 上段がA洞の床面，その下方はB洞であとからできA洞の床の一部をもち去った（図46）
Motosu-fūketsu I, a cave having a double-decked structure with the A cave on the upper floor and the B cave on the lower.



写81 蝙々穴 上段が幹洞，下方にべつの流れができ，幹洞床面は持ち去られた
Banba-ana, showing a double-decked structure with the main cave on the upper floor and an underlying branch cave. The floor of the main cave was partly removed by the lava-flow in the branch cave.



写82 犬涼み山第4洞穴 左上方は本来あった空洞部，左下方の流動があとから起こり，空洞部の床面をけずり，一部が残った
Inusuzumiyama-dōketsu IV, showing a part of the original cave (upper left) saved from demolition by the later lava-flowage (lower right).



写83 胎内子第2洞穴 Bタイプ溶岩朔。旧床がそのまま下方へ落下して残っている
Shoiko-dōketsu II, a cave showing the B-type lava-shelves with subsided original floor.

801



写84　新穴　洞穴の流れとまったくべつの流動が，一段低い直角方向に起こり，床面の一部を持ち去っている
Shin-ana, a cave having the floor partly carried away by a lava-flow run in the direction perpendicular to the cave.



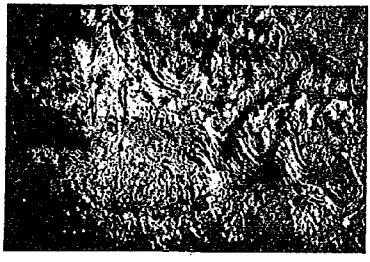
写85　八幡穴　人物のいる洞穴が入口部につらなる本来の洞穴が，下方のうしろに起こった流動によって，完全に姿を変えてしまった
Hachiman-ana, showing changes in the original cave by the lava-flow that occurred inside lower back.



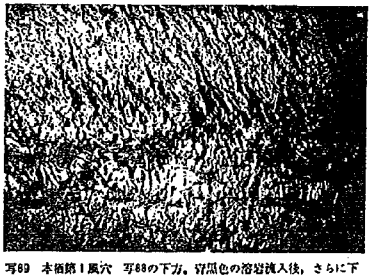
写86　屋敷穴　上方空洞は入口につづく幹洞。下方の支洞の流れでカットされている。白いものは珪酸
Yashiki-ana, a cave having the upper main cave cut by a lava-flow in the lower branch cave. The whitish patches on the lava are of a siliceous deposit.



写87　鵜穴　左方から奥へつらなる幹洞の右側下方にべつの流動が起こり，床面をカットした
Uzura-ana, showing the main cave (left) with its floor cut by a lava-flow (lower right).



写88　本栖第1風穴　B′タイプ溶岩棚の側面上部。棚上方の溶岩が垂れさがってきている
Motosu-fūketsu I, showing the upper side-wall of the B-type lava-shelf. The lava above the shelf is seen to have been dropping.



写89　本栖第1風穴　写88の下方。背黒色の溶岩流入後，さらに下方に赤黒色溶岩が付着
Motosu-fūketsu I, showing the lower part of the cave, photo 88. An earlier lava, blue-black in natural surface color, is covered its lower part with another later lava, reddish-black in color.



写90　富士風穴　天井の薄くなった部分が陥没して入口になっているもの。大半の割穴がこのタイプである
Fuji-fūketsu, a cave with a large entrance pit formed by the cave-in of a relatively thin lava-sheet of its ceiling.



写91　本栖第1風穴　2つのガス噴出孔がある。第1噴出孔は，長径13.5mの大きなもので小丘状に盛りあがっている。深さは19.0mある
Motosu-fuketsu I, having two gas blow-holes, besides its entrance cave-in pit. One of the holes, situated on the top of a low lava-mound, is 13.5m across and 19m deep.

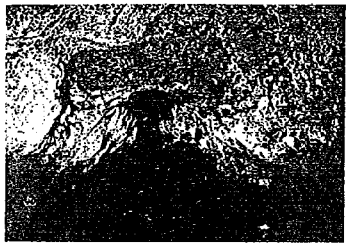


写92　婆々穴　入口は長径1.8mの小さなもので，スリ鉢のようなくぼみの中央に穴があいている
Banba-ana, having an entrance pit (gas blow-hole), 1.8m across and 16.6m deep, located in the center of a shallow bowl-shaped depression on the Futagoyama lava-flow.



写93　婆々穴　内部からみたガス噴出孔。崩壊がまったくない完全なもので，ほかにその例がない貴重なもの
Banba-ana, showing its entrance pit looked up from the inside.

803



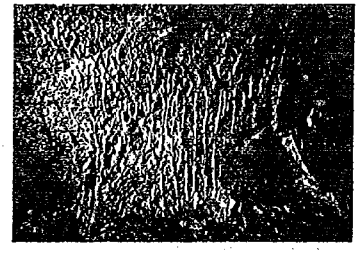
写94 軽水風穴 天井部中央にガス体が抜けようとした跡がみられる。1ヵ所だけでなく数ヵ所にみられる
Karumizu-fūketsu, showing one of the cupola-shaped gas-hollows formed by the pressure of gases concentrated about to escape through the ceiling.



写95 富士風穴 ガス体が側方に抜けようとした跡。洞奥の右側にみられる
Fuji-fūketsu, showing a chimney-shaped gas hollow formed by the gases about to escape from the side-wall near its bottom.



写96 富士風穴 富士山洞穴中最も奥にあって最も気温が低く、厚い氷床と氷柱のつらなりがみられる
Fuji-fūketsu, lowest in the inside air-temp. among the lava-caves of Mt. Fuji, has a number of icicles and ice-pillars, besides ice-sheet, even in mid-summer.



写97 三ッ池穴 洞穴ではめずらしい肋骨状溶岩で、複合樹型内でみられるものと多少異なる
Mitsuiké-ana, showing the side-wall covered with a ribbed lava, a structure usually seen on the walls of lava tree-mold caves, but quite peculiar to lava caves.



写98 三ッ池穴 ワラビ状，管状溶岩鍾乳
Mitsuiké-ana, showing tubular and bracken-like lava-stalactites. The stalactites of these types are found exclusively in this cave.



写99 三ッ池穴 特殊なワラビ状鍾乳で、ほかではみられない。また中空の管状鍾乳もみられる
Mitsuiké-ana, having bracken-like and tubular lava-stalactites as shown here.

804



写100　三ッ池穴　流動が止まって固まった塊状の床上に，天井部のラバ状滴乳から滴下して石筍状に積もっためずらしい例
Mitsuiké-ana, showing a pile of lava-drops accumulated like a stalagmite on the floor of a stagnant lava-flow.



写101　三ッ池穴　溶岩流穴ではめずらしい溶岩石筍
Mitsuiké-ana, having a lava-stalagmite peculiar to lava-caves, as shown here.



写102　本栖第2風穴　床面の流動がほとんどみられず滞留して固まった縄状溶岩床
Motosu-fuketsu II, showing a ropy lava-floor developed on the surface of a stagnant flow.

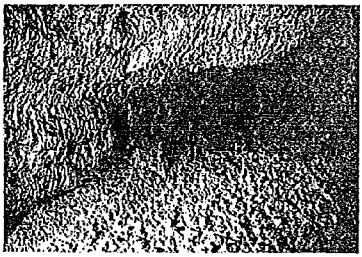


写103　本栖第2風穴　写102の奥では，しわがこまかく，溶岩の停留の時間の長かったことがわかる
Motosu-fuketsu II, showing a finer structure of the ropy floor of long-stagnant lava near the bottom of the cave shown in photo 102.

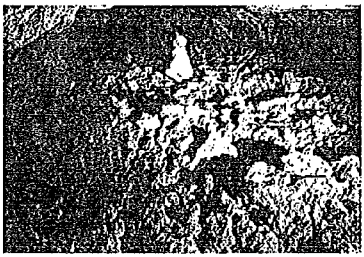


写104　大野第2風穴　南側部は早く固まったので流動して縄状になり，まだ凍らなかった中央部には，縄状に変わっている崩落した縄状溶岩床
Ono-fuketsu II, showing a typical ropy floor of later fluidal lava, rimmed with earlier block-lava floor.

865



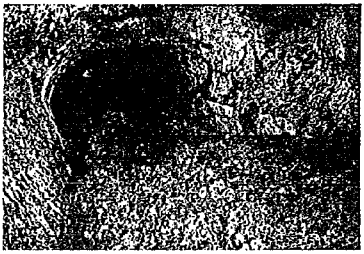
写105 婆々穴　天井は乳房状溶岩鍾乳。床面は塊状で，両側に溶岩棚がみられる
Banba-ana, showing mamelon-shaped lava stalactites in the ceiling, block lava of the floor, and lava-shelves on the side-walls.



写106 軽水風穴　大きな塊の塊状床。縞状に凹凸の波がみられ，カーブの外側にはCタイプ溶岩棚と同じように盛りあがりがある
Karumizu-fūketsu, showing wavy structure of the block-lava floor. The outer convex side of the flow on the floor is raised like a lava-shelf.



写107 神座第2風穴　写105と同じようなもの。両側に溶岩棚がみられる
Jinza-fūketsu II, showing a feature as photo 105, with lava-shelves on both side-walls.



写108 横道御穴月洞　平坦部にあるためか，ゆるやかな流れ方をした塊状床面。両側は溝状にくぼんでいる
Shōjō-ana, Getsudō, a lava cave with the block-lava floor showing slow flowage of the lava on a near-flat ground.



写109 三ッ池穴　母穴とまったく異なる方向から流入した溶岩流の状態がわかるめずらしい例
Mitsuiké-ana, a rare example showing the feature of a lava flowed into the cave from a different direction.

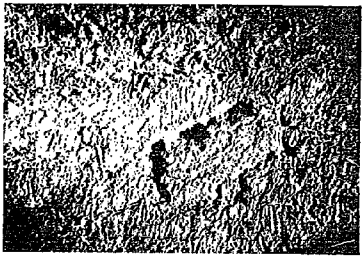


写110 三ッ池穴　天井から乳房状溶岩塊が落下し，凝固を流下する溶岩流が左右に分岐して美しい縄状床をみせている
Mitsuiké-ana, showing a delicate ropy lava-flow round a large drop of lava come from the ceiling.

806



写111 八幡穴　溶岩が中央の窪地へ向かって流入した例で，両側に美しい溶岩棚がみられる
Hachiman-ana, showing a lava flowed into the central depression of the floor. Typical lava-shelves are seen developed on both side-walls.



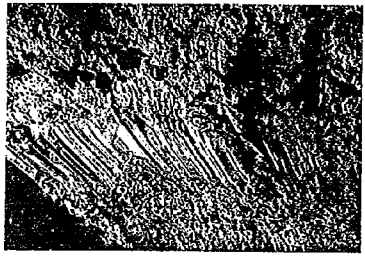
写112 神座風穴　側壁にみられるガス体の吹噴した跡で，ガス体退合の過程がわかる
Jinza-fūketsu I, showing gas-blowout holes on its side-walls.

写113 青木湖第一洞穴　側壁からガス体が出た跡がよくわかる
Shōko-dōketsu I, showing gas-blowout from its side-walls.





写114 犬涼み山第2洞穴　乳房状溶岩鍾乳。複数の溶岩流によってつくられたらしい
Inusuzumiyama-dōketsu II, showing mamelon-shaped lava-stalactites. This cave seems to have been formed with several lava-flows.



写115 西湖蝙蝠穴　天井部に近い側壁部でのズリ落ちた溶岩
Saikō-kōmoriana, showing traces of slip-down of the lava in the upper part of its side-wall.



写116 西湖蝙蝠穴　洞内にたまった水のレベルを示す痕跡で，西湖の旧水位と関連があると思われる
Saiko-kōmoriana,showing traces of a former level of the near-by L. Saiko, on its side-walls.

807

9 溶岩樹型の観察結果 (小川孝徳)

1) 単一樹型

溶岩流が林の中に流下するとき，樹木に接した面は温度差が大きいためただちに固まるとともに，樹木は燃えてその鋳型を残している。写117はブナと思われる大木の木理をあらわす。また腐朽しかけた木の場合も，その鋳型が写118のように残っていることから，短時間に固まるものと考えられる。溶岩層が厚いか，薄くとも樹木が小さい場合や，溶岩流の流下速度の早い場合は樹木を押し倒し，横臥樹型をつくるし，小木の場合は溶岩層中に巻きこまれて，写119のように木炭化したまま残り発見されている。しかし，多くの場合，溶岩層下から小木の木炭化したものが発掘されることから，溶岩の下敷きになるものと思われる。青木ヶ原の場合，溶岩層が厚いため，溶岩流の縁にそって多くみられ，最大は長径3m短径2.8mの樹型もある。傾斜の急な地点では，横臥樹型となっている。写120は神座山東の斜面沿いに流下した溶岩縁部にみられ，直径1.3mの大木が根部から押し倒され，横臥樹型となっているものの側壁である。このような肋骨状の壁面は，横臥樹型か複合樹型の場合にみられ，斜樹型や竪樹型ではまったくみられない。わずかに白山東の竪樹型では写121のように再溶融の壁面がみられるものがあるが，肋骨状にはなっていない。竪，斜の樹型では，溶岩の性質にもよるが，塊状の層をしている。写122は鳴沢の特別天然記念物指定の No. 4 の竪樹型である。写123は白山西のもので溶岩層の厚さの判断の資料になるもので，このように薄い溶岩流では，横臥樹型は生じない。白山の東方にはカラー写11のように，樹木の上方に図56のような盛りあがりを生じたものもある。石原初太郎はこれを不動明王の光背にたとえて，不動岩タイプと命名したのでこの用語を用いることにする。これは溶岩の流下速度が速かったことと，傾斜地であったことによると考えられる。この白山東方の樹型の大半がこの不動岩タイプであることは，御庭・奥庭丸尾溶岩流が白山の両側を通過して流下した状態の判断に役立つものである。この不動岩タイプはほかに，吉田胎内地区44号，56号（不動岩）と，船津胎内地区17号，本栖下り山，片蓋山南方の各樹型にみられるだけである。以上のほか，管状樹型がある。これは写124のように，溶岩流に倒された大木が，その先端部で転がされながら運ばれて，樹木の表面が溶岩で包まれたまま残ったもので，管状の空洞になり，木炭がつまっているものもある。写125は双管状のものである。

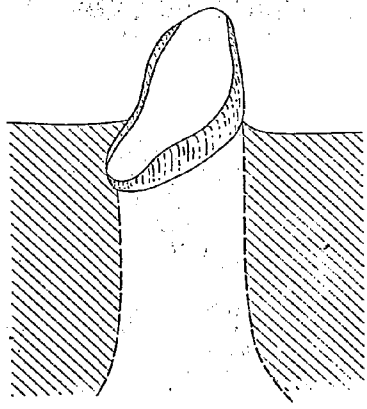


図 58 白山不動岩タイプ樹型
Lava tree-mold (Fudoiwa type), Usuyama.

2) 複合樹型（胎内）

一般に胎内とよばれるものは，溶岩洞穴の須走胎内をのぞいて複合樹型である。現在わかっているものは，

808

船津胎内（旧胎内），吉田胎内（新胎内），印野胎内，十里木氷穴，鐘山光鱗洞穴のほか，船津胎内地区の11号，16号，23号，29号と30号，34号と35号，36号と37号の各樹型と，吉田胎内地区の5号，23号，24号，29号，37号と43号，38号，46号の各樹型，青木ヶ原精進御穴地区樹型などである。これらは複数の樹型による集合樹型で，吉田胎内に例をとると，図57のごとく3本の竪樹型と，それにひっかかった4本の横臥樹型の集合からできている。複合樹型は溶岩層が薄いところにはできない。薄い場合は，大木が倒されることもないので，風倒木の多い地区でないかぎりみられない。雁ノ穴地区のように薄い溶岩流では，直径 30cmの木でも倒されないで竪樹型で残っている。十里木氷穴（図58）の場合は，写126の孤を描く入口の縁の盛りあがりが，樹型であることを示している。直径2.5mの大木に，5本の木がひっかかってできたものであることがわかる。印野胎内も左方入口部は横臥樹型であり，右の出口の部分も，樹型特有の肋骨状（写127）の側壁がみられ，溶岩洞穴でないことがわかる。

さてこの肋骨状の壁面（写120・127・128・129）は複合樹型の場合が大半である。樹木燃焼時の加熱による再溶融によって，溶岩滴が壁面を流下した痕跡とみるべきである。溶岩洞穴でも，三ッ池穴で肋骨状壁がみられるが，樹型の場合は天井部の鍾乳から直線状に肋骨が下方までのびている点で異なり，洞穴と区別できる。吉田胎内の場合，入口部からつづく横臥樹型には，写129のように，人物のいる下方に腐朽木をあらわす樹型がある。その上方に平坦な棚があり，そのうえは洞穴状を呈するが，前記のごとく樹型特有の肋骨状壁や，丸みを帯びた溶岩鍾乳がそれと異なることを示している。この上部空洞部がいかにしてできるかは不明である。石原初太郎は棚下方にある腐朽木に，溶岩が浸透したために空洞部を生じたとしているが，それだけの理由ではなさそうである。棚には写130のように溶岩滴が付着している。このように溶岩滴が付着した例は，剣丸尾一合目下スバルライン東側にあるも

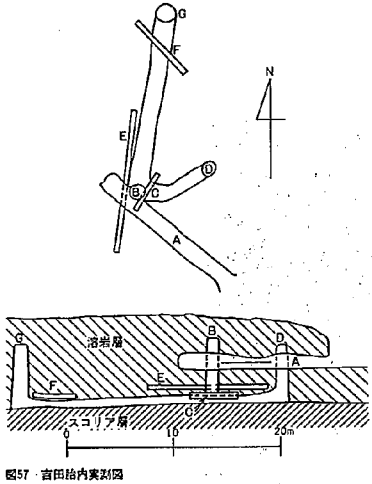


図57 吉田胎内実測図
Survey-map of Yoshida-tainai (lava tree-mold).

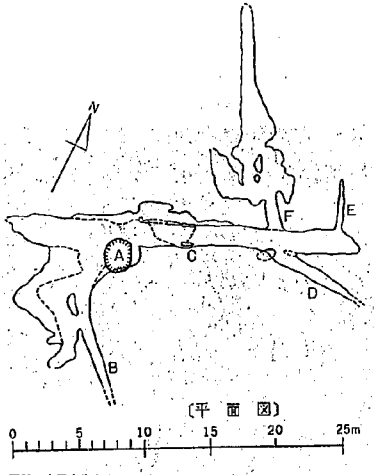


図58 十里木氷穴
Juriki-hyoketsu (lava tree-mold).

809

の（写 131）や，青滝沢のもの（写 132）の例のように，よくみかけられる。このような棚は，ほかに十里木永穴，吉田胎内地区23号，35号，5号，船津胎内地区11号の各樹型と船津胎内でみられる。このような平坦な棚や床面のみられるところでは，その下方にかならず腐朽樹型が存在すると考えてよい。写 133 は吉田胎内の棚下方の樹型側壁にみられる腐朽木の鋳型である。

3） 樹型内部の特徴

樹型内部は横臥樹型か，複合樹型の場合に興味深い状態をあらわす。たとえば倒木で腐朽しかけた樹木の場合，写 134 のような腐朽痕の鋳型を残し，さらに腐朽が進んだ樹木の場合には，写 135 のような格闘状の鋳型をつくる。また折損などによって木目を残した写 136 のようなものもみられる。複合樹型内には樹木の燃焼による加熱によって，溶融した溶岩が滴下してできる溶岩石筍がみられる。写 137 は青木ヶ原精進御穴付近の樹型内のものである。溶岩石筍は単独横臥樹型内ではまだ発見されていない。写 138 は青滝沢樹型でみられた石筍であるが，写 137 の石筍にくらべ，高温で柔らかい溶岩であったことを示す。

溶岩樹型底部を掘ると，溶岩下から表面が炭化した樹木の根部をみつけることができる。写 139 は青木ヶ原溶岩流の鳴沢地区採石場の樹型下から出土したカラマツの生木の根部である。このように，今後樹型根部の発掘によって，各溶岩流の噴出年代の測定資料を得ることができよう。

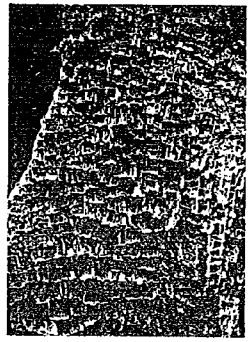
表22 溶岩樹型をもつおもな溶岩流一覧表
Main lava-flows accompanied by numerous tree-molds.

山梨県	
1	青木ヶ原溶岩流 うち鳴沢地区12樹型（特天）指定
2	剣丸尾第1層溶岩流 うち船津胎内地区42樹型（天）指定
3	剣丸尾第2層溶岩流 うち吉田胎内地区62樹型（天）指定
4	雁ノ穴丸尾溶岩流 うち15樹型（天）指定
5	御庭・奥庭丸尾溶岩流
6	氷池・白大竜王溶岩流
静岡県	
7	印野丸尾溶岩流 うち印野胎内（天）指定
8	檜丸尾溶岩流
9	十里木丸尾溶岩流
10	青滝沢溶岩流

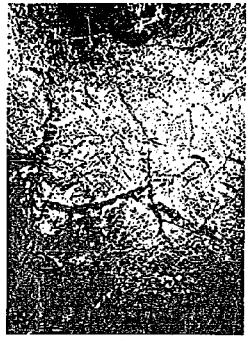


吉田胎内の側壁の観察
Observation of the side wall of Yoshida-tainai (lava tree-mold).

810



写118 腐朽しかけた樹木の表面に溶岩が流動して固まったもの（青木ヶ原出土）
A lava tree-mold found in the Aokigahara lava, showing the surface structure of a decayed wood.



写117 白山東方の樹型内部にはブナの木目と思われる原脈がみられる
One of the lava tree-molds east of Usuyama shows the traces on its inside wall a structure suggestive of the grain of a beach-wood.



写119 小木の場合，溶岩流中にまきこまれて炭化したものが鳴沢村の青木ヶ原溶石場から出土する
Pieces of small carbonized wood are found enclosed like a fossil tree in the Aokigahara lava at a quarry in Narusawamura. The ^{14}C dating of one of the pieces shows it to be 1,060 yrs old.



写120 単独樹型の内部にみられる肋骨状脈面の例（青木ヶ原神座山東北方）
Rib-like lava-streaks on the inside wall of one of the single lava tree-molds northeast of Jinzayama in Aokigahara.



写121 再溶融した溶岩が肋骨状になりかけている状態を示す樹型内部のめずらしい1例（白山東方）
Inside of one of standing lava tree-molds cast of Usuyama, showing rib-like flow-streaks of re-melted fluidal lava.



写122 代表的な立樹型（青木ヶ原鳴沢村）
A typical standing lava tree-mold, Narusawa, Aokigahara.



写123　臼山をとりまいて流下した溶岩流の厚さを判断するのに役立つ資料になるもの。この西方では東方にくらべ溶岩層は薄い（臼山西方）
A lava tree-mold, west of Usuyama, useful as a material for the estimation of the thickness of the Oniwa-Okuniwa lava-flow around Usuyama. The lava is smaller in thickness in the west than in the east.



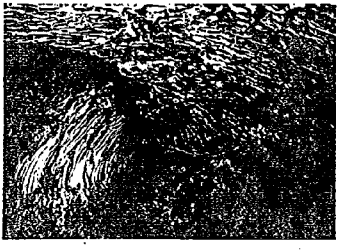
写124　印野胎内付近で発見された管状樹型。樹木が溶岩流に包まれたまま転がされてできたもので，地表近くに横たわり，内壁に付着する天然木炭をもつ
A cylindrical tree-mold formed by a lava-flow enwrapping the trunk of a big tree and rolling down the ground. Found in the vicinity of the Inno-tainai lava tree-mold cave, together with a quantity of natural charcoal left on its inside-wall.



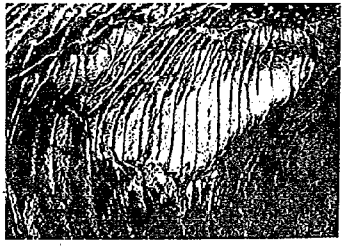
写125　双管状の樹型（青木ヶ原鳴沢地区）
Twin cylindrical lava tree-molds, Narusawa, Aokigahara.



写126　十里木氷穴。弧を描く入口部の縁の盛りあがりは樹型であることを示す
Juniri-hyoketsu. The arcuate ridge of the rim of its entrance shows the form characteristic of a standing lava tree-mold.



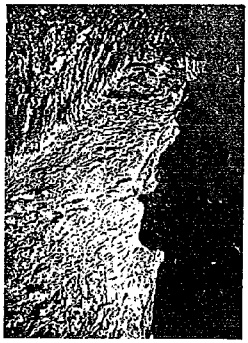
写127　印野胎内，複合溶岩樹型で，その側壁の特有な肋骨状溶岩条線は天井部の鍾乳からつづく
Inno-tainai, compound lava tree-molds, showing characteristic rib-like ridges on the side-walls, continuous from the stalactites in the ceiling.



写128　船津胎内，複合溶岩樹型で，その肋骨状溶岩壁は天井からつづき，溶岩洞穴のそれとは異なる
Funatsu-tainai, compound lava tree-molds, showing rib-like structure continuous from the ceiling to the side-walls and different from the structure of the corresponding parts in lava-caves.



写129　吉田胎内。複合溶岩樹型で，その下方が腐朽木の樹型で，その上に水平の棚があり，さらにその上方に溶岩洞穴のような空洞部がある
Yoshida-tainai, compound lava tree-molds, showing a tree-mold of decayed wood in the lower part, a flat lava-shelf in the middle, and a lava-cave in the upper (fig. 57).



写130　吉田胎内。棚には溶岩滴が付着し，ミミズがはったようである
Yoshida-tainai showing the flat lava-shelf (fig. 57) covered with vermicular lava drops.



写131　剣丸尾1合目下方の樹型内の棚でみられる溶岩滴
Lava drops seen on the shelf in a tree-mold in the Kenmarubi lava-flow near the 1st. stage of the Subaru Line (mountain highway).



写132　青沢原樹型の床面に付着した溶岩滴。樹型内の溶岩がきわめて高温で柔軟であったことを示す
Lava drops on the floor of a tree-mold from Aoname-sawa, suggesting a very high temperature and fluidity of the lava at the time of their formation.

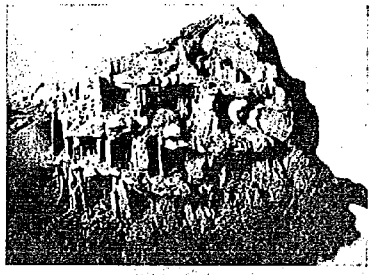


写133　吉田胎内。棚下方の樹型の側面には，腐朽木の跡がかならずみられる
Yoshida-tainai, showing a pattern suggestive of the grain of a decayed wood, on the side-wall of the tree-mold below the central shelf (fig. 57).



写134　青木・原大室山南麓の横臥樹型。表面が腐朽した樹木の組織を示す側型
A horizontal lava tree-mold east of Omuroyama, Aokigahara, showing the structure of a decayed wood on its side-wall.

313



写135 楼閣状の樹型。腐朽のはなはだしい樹木の型をあらわす
A lava tree-mold like a many-storied building, imitating the pattern of a deeply-decayed wood.



写136 樹木に接した部分の溶岩は早く固まり，木目をはっきりあらわす樹型
A lava tree-mold, showing rapid solidification of the lava at the contact with the enclosed wood, and having distinct patterns of the grain.



写137 青木ヶ原湧泉穴付近の複合樹型の接合部にみられた溶岩石筍
Lava-stalagmites seen at the junction of compound lava tree-molds near the Shoji-ana lava cave, Aoki-gahara.



写138 青沼溶岩樹型。高温で流動な溶岩によってできた溶岩石筍
An Aonumesawa lava tree-mold, having lava-stalagmites built up with a high-temperature fluidal lava.



写139 青木ヶ原鳴沢地区の樹型のある溶岩流の下から出土したカラマツの根部で，表面は炭化している
Partly carbonized root of a larch, excavated from under the Aokigahara lava-flow carrying a lot of tree-molds at Narusawa.



写140 青木ヶ原鳴沢地区の樹型をもつ溶岩流の断面。その厚さ10 m，溶岩下のスコリア層は赤褐色れんが色を呈する
Vertical section of the lava-flow carrying a number of tree-molds at Narusawa, Aokigahara. The flow is 10m thick and the underlying scoria bed is brick-colored.

814

参考文献

1 鈴木 敏：富士図幅(20万分ノ1)，同地質説明書 農商務省地質局，明治23年

2 平林 武：富士及愛鷹火山地質調査報文 震災予防調査会報告 第24号，明治32年

3 石原初太郎：富士山地質図(5万分ノ1) 山梨県山林会，大正14年

4 山梨県：富士山の自然界，大正14年

5 石原初太郎：富士山の地理と地質(富士の研究V) 浅間神社社務所，昭和3年

6 山梨県：富士の北麓の熔岩隧道，熔岩樹型，忍野八海史蹟名勝天然紀念物調査報告 第4輯，昭和4年

6 脇水鉄五郎：天然紀念物調査報告(富士山北麓の熔岩洞穴及熔岩樹型概説) 地質鉱物之部 第5輯，文部省，昭和11年

7 神原信一郎：富士山の地質と水理 博進館，昭和4年

8 津屋弘達：富士火山の熔岩に就いて(予報) 日本火山学会会報"火山" 第2巻第2号，昭和10年

9 Tsuya, Hiromichi : On Some Lavas of Volcano Huzi (Fuji). Bull. Earthq. Res. Inst., XIII, 3, 1935.

10 Tsuya, Hiromichi : On the Volcanism of the Huzi Volcanic Zone, with Special Reference to the Geology and Petrology of Idu and the Southern Islands. Ibid., XV, 1, 1937.

11 津屋弘達：火山噴気作用に因る玄武岩の二次的熔融 地震研究所彙報 第20号，第1冊，昭和17年

12 津屋弘達：富士火山の地質学的並びに岩石学的研究(I) 昭和13年

1. 小御岳の構造 地震研究所彙報 第16号，第2冊，昭和13年

13 津屋弘達：同上(II) 2. 青木ヶ原熔岩の分布と噴出中心 同上第16号，第3冊，昭和13年

14 津屋弘達：同上(III) 3. 富士山の南西麓，大宮町周域の地質 同上 第18号，第2冊，昭和15年

15 津屋弘達：同上(IV) 4. 寄生火山の構造及び分布 同上 第21号，第3～4冊，昭和19年

16 Tsuya, Hiromichi : Geological and Petrological Studies of Volcano Fuji, V. 5. On the 1707 eruption of Volcano Fuji. Bull. Earthq. Res. Inst., XXXIII, 3, 1955.

17 Tsuya, Hiromichi : Ditto (VI). 6. Geology of the Volcano as Observed in Some Borings on its Flanks. Ibid., Vol. 40, 1962.

18 津屋弘達：富士山地質図(5万分ノ1) 富士火山の地質(英文概説) 工業技術院地質調査所，昭和43年

19 Milne, J. : The Volcanoes of Japan. Transac. Seis. Soc. Japan. Vol. IX, 2, 1886.

20 滝沢鼎吉：富士山の側線 地理学評論 第4巻，第6号，昭和3年

21 静岡県：富士山大沢崩対策 委託調査結果報告書，I，II，III 静岡県富士山大沢崩対策委員会，昭和33，34，35年

22 陸地測量部：富士山の標高に就て 地球 第13巻，3号，昭和5年

23 蔵田延男：富士山域水理地質図(5万分ノ1)，同説明書 工業技術院地質調査所，昭和41年

24 大森房吉：琵琶湖の水量と富士山の容積 地学雑誌 第20集，明治41年

25 熊谷直一・阿部悦夫：山頂の重力から見た富士山の平均密度(I) 測地学会誌 第2巻，第1号，昭和30年；同(II) 前同，第3～4号，昭和31年

26 Mendenhall, T. C. : On Pendulum Experiments on the Summit of Fujiyama for the Purpose of Ascertaining the Force of Gravity at that Point. Transac. Seis. Soc., Japan, Vol. II, 1880.

27 Mendenhall, T. C. : 富士山頂における重力測定(英文) 東京大学理科大学紀要 第5巻，明治14年

28 Mendenhall, T. C. : 東京及富士山上における磁力観測(英文) 同上 第4巻，明治13年

29 横山泉・田島広一：富士山頂の重力値と山体の平均密度 測地学会誌 第6巻，第1号，昭和35年

30 水上武：富士山および日本の他の火山の帯磁について(英文) Bull. Volc., Assoc. Volc., I. U. G. G., Vol. XVIII-II, 1956.

31 沢村孝之助：沼津図幅（7万5千分ノ1） 同地質説明書 工業技術院地質調査所，昭和30年
32 大塚弥之助：静岡県庵原郡東部の地質構造 地震研究所彙報 第16号，昭和13年
33 花井重次：桂川沿岸及河岸段丘の研究 地理学評論 第3巻，3～5号，昭和2年
34 鈴木康司：南関東西縁地域の第四系の層序及び地質構造発達史の研究（その1）——富士火山北東麓地域 資源科学研究所彙報 第60号；同（その2），昭和38年
35 Kuno, H：Geologic Map of Hakone Volcano and the Adjacent Areas. 1938.
36 久野 久：箱根火山北麓小田原・山北・御殿場間の地質（摘要） 地質学雑誌 第43巻，昭和11年
37 久野 久：熱海図幅（7万5千分ノ1），同地質説明書 工業技術院地質調査所，昭和27年
38 多田文男・岩塚守公・町田洋ほか：富士山大沢における崩壊および砂礫移動についての研究（第3報） 富士山大沢崩対策委員会報告，II，昭和35年
39 藤原咲平：富士山の側火山群について 科学 第3巻，第5号，昭和8年

10 富士山の基盤と周辺山地の地質 （松田時彦）

富士山は，第三紀層の岩石の上にできた大きな火山である。その第三紀層は，富士山の噴出物におおわれているので地表でみることはできないが，富士山の南麓でおこなったボーリングの結果や，富士山の溶岩の中にはいっている岩片の調査から，富士山の下には，富士山の周辺の山地をつくっている岩石と同じ第三紀層があることがわかっている。富士山の周囲には，西側に天子山地，北側に御坂山地，東側には丹沢山地がそびえている。これらの山地をつくっている岩石や地質構造を調べれば，富士山ができるまえの，富士山付近の様子がわかるはずである。その結果は，富士山をよりよく理解するのに役立つ。

表23は，富士山周辺地域の第三紀層を場所ごとに時代順に並べたものである。いろいろな名前がつけられているが，第三紀中新世の初期（およそ 2,500 万年から 2,000 万年前まで）にできた地層は一括して御坂統（または御坂層）とよばれている。そのつぎの時代，中新世の中期から後期（およそ2,000万年から1,200万年前まで）にできた地層は，富士川統という名で一括されている。じつはこの時代までは，富士山の周辺地域に海がきていて，その海に堆積した地層が御坂統や富士川統である。それ以後（鮮新世と第四紀，約1,000万年以後現在まで）は，全部陸地になってしまったので，侵蝕をうけていて，厚い地層は一般にできなかったのである。

これらの地層の分布状態を示したのが地質図（図59）である。一番古い地層（御坂統の下部）は本栖湖付近の山地と丹沢山地中南部に露出している。一方，富士川統は，おもに天子山地をつくり，そのほか，河口湖・三ッ峠山・西桂地域に分布している。山中湖付近から丹沢山地には石英閃緑岩類が露出している。

このような第三紀の各時代の地層の分布や性質に基づいて，富士山ができるまでの，この地域の移りかわりを示したものが図60-a・b・cの古地理図である。それについて簡単に説明する。

中新世初期＝御坂統の時代（図60-A）

この時代の地層（御坂統）は，御坂山地などで西八代層群（または御坂層），丹沢山地で丹沢層群と名づけられていて，厚さは5,000mを越えている。これらの地層はすべて海成層であり，岩石は海底で噴火してできた玄武岩・安山岩・流紋岩などの火山岩と深い海底に堆積した泥岩が多い。当時の海は図60にみるように，現在の赤石山地や関東山地の縁までひろがっていた。赤石山地の縁に近いところはかなり深かった（水深

816

200m 以上）が，丹沢山地にあたるところや伊豆半島方面は浅い（水深数十m以浅）海底であったことがしばしばあって，そのようなところには *Lepidocyclina* などの水のきれいなところに棲む熱帯性の有孔虫などが棲息していた。火山の噴火は，この海のいたるところでしばしば起こって，そのような生物はその噴出物のために埋もれた。河口湖西岸や，丹沢山地でそのような例が知られている。富士山は当時まだなく，その場所はそのような海底の一部であった。この海底に堆積した当時の火山岩類が，のちに今日の富士山の土台になっている。富士山の南斜面の標高700mのところでおこなわれたボーリングの結果によると，地下600mで，このような，第三紀御坂統の火山岩類が，古富士泥流の下にあることが確かめられている。

中新世中期＝富士川統下部の時代（図60-B）

中新世のなかごろになると，はげしかった海底火山も下火になり，いままでの海底だったところにも陸地があらわれた。丹沢山地も大きな島になり，一時は西桂付近で関東山地につながった。箱根や伊豆半島にも島ができて，いままでの広い海は駿河湾と相模湾とにわかれはじめた。この海にはとくに，これらの陸地から多量の土砂が運びこまれて，厚さ約3,000mの砂岩・泥岩・礫岩の互層などが堆積した。その中には御坂統の時代に噴出した火山岩が陸上で侵食されて海へ運ばれてきたものがあり，それが一種の礫岩をつくっている。そのような火山岩性の礫岩は現在西桂地区の三ッ峠山や河口湖南西の足和田山，および天子山地の主要部をつくっている。この時代は，御坂山地や丹沢山地が山地になりはじめた時代であるが，天子山地は当時の海の中心部であり，多量の土砂（しもべ累層）が堆積していた。天子山地が山地になったのは，御坂山地や丹沢山地よりずっとあと（鮮新世）のことである。

当時の富士山の場所は，丹沢山地の一部として半分ぐらいは陸地になっていたと思われる。

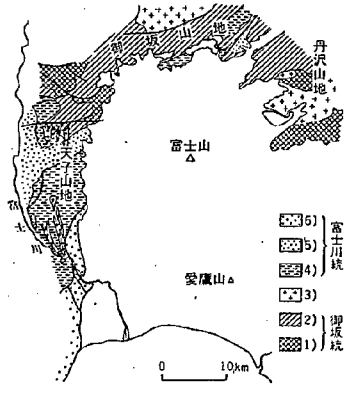


図59 富士山周辺山地の中新統分布図
Distribution-map of the Miocene formations of the mountains about Mt. Fuji. 1. Lower Misaka series. 2. Upper Misaka series. 3. Quartz-diorite. 4. Lower Fujikawa series. 5, 6. Upper Fujikawa series.

表23 富士山周辺山地の第三紀層序と対比
Stratigraphic succession and correlation of the mountains around Mt. Fuji.

時代	地質系統		天子山地		御坂山地		西桂地区	丹沢山地	
中新世後期	富士川統	上部	富士川層群	浜石岳累層	（堆積せず）		（露出せず）	（露出せず）	愛川層群[5]
				身延累層			桂川層[3]		
中新世中期		下部		しもべ累層	足和田山礫岩	三ッ峠山礫岩層	古屋層[3]		
							不整合		
中新世前期	御坂統	上部	四万八代層群	常葉累層	芦川累層[2]	小沼累層[4]	四方津累層[4]		丹沢層群[5]
							秋山累層[4]		
					高萩累層[4]		御正体山累層上部[4]		
		下部		古関川累層	（露出せず）		御正体山累層下部[4]		

注：1. 松田時彦1961，2. 永野進行・片山正人1958，3. 福田理・鈴木堯二1952，4. 山梨県地質誌1970，5. Mikami, K. 1962

なお，山中湖から丹沢山地にかけて，御坂統を貫いて石英閃緑岩類が分布している。この岩石は，つぎの中新世後期には侵食をうけて礫として，富士川統の上部層の中に出現するので，この石英閃緑岩が貫入してきたのは，中新世中期のことであると思われる。この時代に陸地になりはじめた御坂山地北部にも同様の岩石があり，石英閃緑岩の貫入と山地の出現（隆起運動）とが関連しあっていることを示している。

中新世後期富士川統上部の時代（図60-C）

前の時代にできはじめた陸地はさらに広くなったが，まだ海は図60-Cにみるように富士川―天子地域から西桂地域まではいりこんでいた。西桂地区では御坂統の上に不整合の関係で西桂層群がのっているが，そのことは，御坂統堆積後一時陸地になりその後ふたたび海におおわれたことを意味している。この海は相模湾からいまの桂川沿いにのびてきた海に連絡していた。西桂地区でこの時期の初期の堆積物の中に砂鉄層や海緑石が含まれていることは，この地域が当時海峡のような流れの強い海底であったことを示唆している。当時すでに大部分陸地になっていた御坂山地と丹沢山地のあいだの海峡であったのであろう。この時期の海には安山岩の火山噴火もはじめは生じたが，やがて周囲の山地から運ばれてきた大小さまざまの礫によって埋められてしまった。このようにしてできた厚い礫岩層が，桂川沿い（桂川層）にも富士川・天子地域（身延累層や浜石岳累層）にもある。

現在富士山がある場所は丹沢山地のつづきの陸地であったらしい。天子山地南東部に分布する礫岩（浜石岳累層）には御坂統や石英閃緑岩の大型の礫が多量に含まれており，おそらく現在富士山におおわれている場所からも運びこまれたものがあるにちがいない。

鮮新世・第四紀　山地の発達と侵食の時代・富士山の誕生

鮮新世になると海は富士川・天子地域からも去り，天子山地があらわれ高くなりはじめた。御坂山地や丹沢山地も侵食をうけながら隆起をつづけた。火山噴火はこれらの山地ではもう起こらなくなった。こんな状態が数百万年もつづいたあと，富士山が誕生する。山地が高くなる一方では富士川沿いや桂川沿いの地域は，それらの山地にはさまれた低い谷になった（より正確にいえばその低いところに富士川や桂川が流れるようになった）。一般にこのような高いところと低いところができるのは地殻の変形作用が場所によって異なっているからである。図61はこの地域での最近地質時代におけるそのような高まるところと低まるところの中心軸を示したものである。屈曲した何列かの隆起帯と

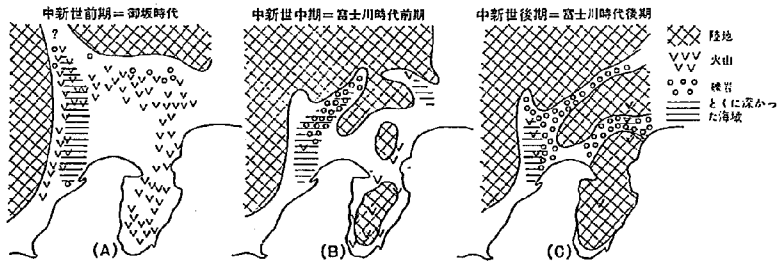


図60　富士山周辺地域の中新世海陸分布
Map showing distribution of the Miocene land and sea in the Mt. Fuji region. (A) Early Miocene. (B) Middle Miocene. (C) Late Miocene.

818

沈降帯があるが，ちょうど富士山の位置は丹沢山地と同じ隆起帯の上にある。このことは，なぜそこに富士山ができはじめたかの問題に1つのヒントになりそうであるが，くわしいことは今後に残されている。

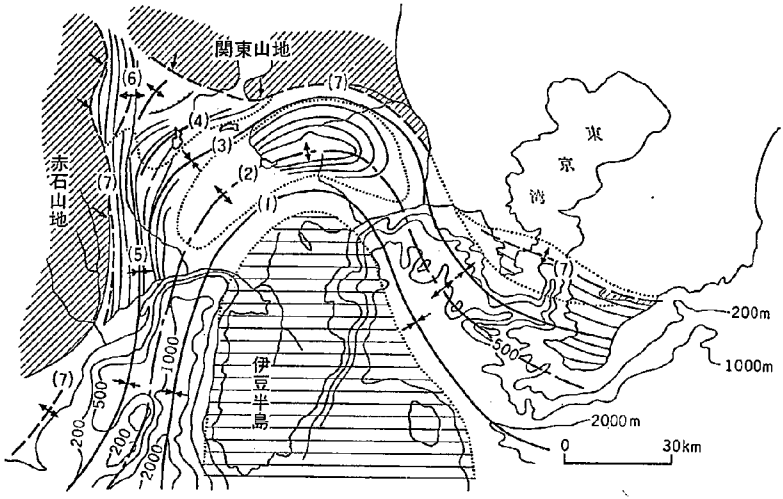


図 61 南部フォッサ・マグナの隆起帯と沈降帯
Map showing the belts of emergence and submergence in the southern Fossa Magna.

参考文献

1 山梨県・山梨県地質図編纂委員会（1970）：山梨県地質誌・10万分の1図幅・山梨県地質図説明書，p. 240

2 神奈川県（1934）：丹沢大山学術調査報告書

3 福田理・鎌木義二（1952）：西桂層群の層位学的並びに微小古生物学的研究，地質雑 58, No. 681, p. 191-202

4 水野篤行・片田正人（1958）：西八代層群（中新統）について，地球科学 39号，p. 1-14

5 松田時彦（1931）：富士川谷第三系の地質，地質雑 67, p.79-96

6 松田時彦（1952）：南部フォッサ・マグナの地殻構造に対する地質学的推定，震研彙報 40号，p. 357-369

7 Mikami, Keizo (1952): Geological and Petrological Studies on the Tanzawa Mountainland. Sci. Rep. Yokohama National Univ., Sec. II, No. 8. p. 57-110; No. 9, p. 59-108.

8-19

Topography and Geology of Volcano Mt. Fuji

Hiromichi Tsuya

(Professor emeritus of Geology. The Earthquake Research Institute, the University of Tokyo)

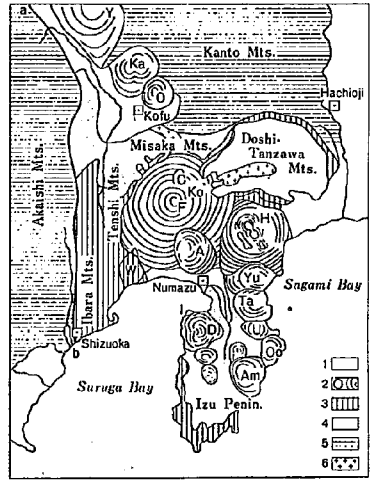
Abstract

The present report includes the result of my morphological and geological studies of Mt. Fuji carried out in three years ending 1970 as a subject of the collective scientific investigations of the mountain promoted by the Society of National Parks of Japan, besides the essentials of my own geological and petrological studies of the mountain, to which I have been devoting myself for more than thirty five years since the early 1930's. The colored geologic map (1 : 50,000) of the mountain, published by the Geological Survey of Japan in 1968 and appended to this report, is a result of these studies.

Geological Setting

On the "fossa magna", a well-known geotectonic zone traversing central part of the main island (Honshū) of Japan from the Japan Sea coast to the Pacific in NNW.-SSE. direction, are arranged many Quaternary volcanoes in a zone called the "Fuji Volcanic Zone" after the celebrated mountain, Fuji. This volcanic zone extends far south into the Pacific with a group of both insular and submarine volcanoes, linearly arranged, which includes the Seven Izu Islands and the Southern Islands (except the Ogasawara), rising up from a submarine ridge which may be a topographical manifestation of the geotectonic structure genetically related with the fossa magna.

As to the real nature and origin of the fossa magna, there are several different opinions among the Japanese geotectonists, but the view generally accepted now by most of them is that



Geologic sketch map showing the position, geographical and geological, of Mt. Fuji.

1. Quaternary formations.
2. Quaternary volcanoes: Mt. Fuji (F and Ko) and adjoining Ashitakayama (A), Hakoneyama (H), Volc. Yugawara (Yu), Taga (Ta) and Usami (U), Amagisan (Am), Omuroyama (Oo), Darumayama (D), Kayagatake (Ka), Yatsugatake (Y), etc., all lying in the Fuji volcanic zone.
3. Middle-Upper Miocene and Pliocene formations.
4. Lower Miocene formations.
5. Paleogene and pre-Tertiary formations.
6. Post-Miocene (lower) quartz-diorite intrusives.

a-b: Southern section of the Itoigawa-Shizuoka tectonic line, the west boundary of the fossa magna.

820

the fossa magna was a depositional zone of geosynclinal nature during Neogene Tertiary, particularly in Miocene, seeing that it is almost entirely occupied by marine sediments and coeval submarine volcanics inclusive of certain intrusive rocks, more than ten thousands meters in thickness in all, besides the overlying Quaternary volcanics and sediments. Mt. Fuji is situated in the region usually called the southern fossa magna lying between pre-Tertiary Akaishi Range on the west and Kanto Mountains on the northeast. Accordingly, any rock formations older than Neogene Tertiary are found nowhere in the region bordering Mt. Fuji. The following table shows in a simplified form the geological formations of this region.

The oldest geological formation distributed in the region bordering Mt. Fuji is the lower Miocene series composed for the most part of lavas and pyroclastics erupted by submarine volcanoes with vents on the floor of the geosynclinal sea in the fossa magna zone. These volcanoes, however, are accompanied with certain sedimentary beds such as conglomerate, sandstone and mudstone beds, which must have been supplied their constituent detrital material from the pre-Tertiary land either on the west (Akaishi Range) or on the northeast (Kantō

Table 1. Geological formations of Mt. Fuji region.

Quaternary					Present river-floor and flood-plain deposits.				
		Alluvium			Present river-side low-terrace deposits and younger fan-and talus-deposits.				
					Present Fuji volcano ejecta.				
		Diluvium			High river-terrace deposits and fan-and talus-deposits, locally interstratified with pyroclastic ejecta from Older Fuji volcano.				
					Older Fuji volcano ejecta.				
					Hakone volcano ejecta.				
					Komitake volcano ejecta and Ashitaka volcano ejecta.				
					Yubune (or Suruga) gravel-beds.				
Neogene					Bessho and Saginota gravel-beds.				
		Pliocene			Iwabuchi volcanics.				
					Kanbara conglomerate-beds.				
	Miocene	Later	Fujikawa series	Upper	Hamaishidake beds. (Tenshi Mts.)	(Misaka Mts.) Katsuragawa beds. Furuya beds. (Nishikatsura distr.)	Ashigara beds. (Ashigara Mts.)	Aikawa group	
		Middle			Minobu beds. (Tenshi Mts.)				
				Lower	Shimobe beds. (Tenshi Mts.)	Ashiwadayama congl., Mitsutōgeyama congl. (Misaka Mts.)	(Tanzawa Mts.)		
		Earlier			Quartz-diorite, porphyrite, and basic to acidic minor intrusives. (Tenshi, Misaka, and Tanzawa Mts.)				
			Misaka series	Upper	Tokiwa beds. (Tenshi Mts.)	Ashikawa beds and Onuma beds. (Misaka Mts.) Takahagi beds. (Misaka Mts.)	Shiotsu beds. Akiyama beds. Mishōtaiyama beds. (upper)	Tanzawa group	
				Lower	Furusekigawa beds. (Tenshi Mts.)	(Misaka Mts.)	Mishōtaiyama beds. (lower)		

821

Mountains). The lower limit of this formation has not yet been definitely ascertained, but the upper limit to the possible range of the age being fixed by the *Lepidocyclina* limestone intercalated at places in its upper horizon. The volcanic rocks in the formation have been subjected to various degrees and ways of alteration, of which chloritization, zeolitization, albitization, silicification, etc. may be mentioned. Greenish andesitic rocks referred to as the so-called propylite(or altered andesite)and greenish tuff or tuff-breccia are the most remarkable rocks among the volcanics in the formation. In recent years, therefore, the term "green tuff" is often used as representing all the formations similar in age as well as in petrographic properties to the one now under consideration. Thus, there is an opinion that the region extending from the Fuji Volcanic Zone to the western Hokkaido through the west side of the northeast Honshū is to be regarded as one and the same "green tuff tectonic province" demarcated from a different tectonic province adjacent to the east, and that there is another "green tuff tectonic province" which, separated from the foregoing by Hidaka Range in central Hokkaido, occupies the inner (concave) side of the Kurile Islands Arc. But, as to the question for the mechanism of development of these provinces, no decisive answer seems to have been given so far.

However that may be, during and after the deposition of the Miocene formations in the southern fossa magna, there occurred tectonic disturbances, resulting in the reappearance of the western margin of the pre-existent fossa magna as a distinctive tectonic line called "Itoigawa-Shizuoka line", the greater part of which is represented by reverse-faults between pre-Miocene formations on the west and Miocene formations in the fossa magna zone. It seems however that the Miocene formations have been disturbed locally in different ways without depending much upon the structure of the underlying fossa magna. This may be one of the reasons that, in so far as I am concerned, the real geotectonic nature of the fossa magna has not yet been clearly understood. Thus, for example, the Miocene mountains (Tenshi, Misaka, and Dōshi-Tanzawa Mts.) surrounding the northern half of Mt. Fuji structurally differ greatly from the highland of the Izu peninsula: the former is intruded by large masses of quartz-diorite and various minor intrusives of middle to late Miocene, without being enriched with any notable ore deposits; the latter, besides being overlain by a number of Quaternary volcanoes, is rich in auriferous and other ore deposits and hot-springs originated in early Miocene to Pliocene formations, but without accompanying any notable mass of intrusive rocks.

Apart from lengthy discussion of geologic structure of the southern fossa magna, it will be an indisputable fact that a definite volcano-tectonic zone was again formed as the successor to the Miocene forerunner, either toward the end of Tertiary or at the beginning of Quaternary period, resulting in the birth of the Fuji Volcanic Zone.

Mt. Fuji presumably rests for the most part directly on the Miocene formations of which the surrounding mountains are composed, although certain ejecta from the volcano rest on some formations younger than these, locally at places outside the foot of the volcano. A core-boring, which was carried out at the south flank 700m high above sea level of the volcano, has

8.22

proved that the rocks lying in the depths between 600m and 1,000m are tufaceous mudstone, greenish tuffs and greenish altered andesites (and/or porphyrite), all of which are quite similar in petrographic characters to those usually found among the lower Miocene formations about the mountain. None of such basement rocks has ever been collected from other borings, usually shallower than 300m in depth, on the lower flanks of the mountain. But, among the rock-fragments ejected by the great explosive eruption that occurred in 1707 at the Hōei crater, about 2,600m above sea level, on the southeast flanks of the mountain, are found not infrequently accidental ones similar in petrographic characters to certain rocks of the Miocene formations. However, not a single fragment of rocks which may be present under these formations beneath the mountain has been found so far.

The Mt. Fuji region for the most part is considered to have been above the sea and volcanism to have become extinct during most of Pliocene period, whereas the Izu peninsula, its southern part in particular, was still under sea, displaying submarine eruptions here and there. Perhaps it was shortly after the emergence of this part of the peninsula that many Quaternary andesitic volcanoes started to grow at widely separated vents on the uplifted Tertiary terrane. In the eastern Ibara district, which lies west of the mouth of the river Fujikawa adjacent to the southwest foot of Mt. Fuji, is a group of volcanic masses generally called "Iwabuchi volcanics", which rests unconformably on the Pliocene Kanbara conglomerate beds. The Iwabuchi volcanics, composed mostly of pyroxene-andesitic agglomerates, besides several detached masses of pyroxene- and hornblende-andesite lavas, have been dissected deeply without leaving any distinct form of original volcanoes, and are covered partly by the Saginota-Bessho Plio-Pleistocene gravel-beds. Assuming that these volcanics were erupted from vents on the Kanbara conglomerate beds of the piedmont hills that had been uplifted and more or less deformed as the foreland of the much higher Miocene mountains on the west and north, they may be regarded as representing the only traces of the earliest volcanic activity of the Fuji Volcanic Zone in the vicinity of Mt. Fuji. But it must be remarked here that these volcanics are far off the central line of the Fuji Volcanic Zone and that, because of uncertainty of the age of the overlying gravel-beds, the eruption of these volcanics has been assigned to different age by several authors.

Topography

Mt. Fuji is ranked first for magnificence and wealth of scenic beauty. Thus it is the highest in Japan, rising 3,776m above sea level in the form of a typical cone. It measures about 50 km across the base and about 153km in circumference, with gracefully curving slopes diminishing from 32° near the summit to 25°–17° in the middle to almost level at the base; its plane area is about 900km^2, body surface area about 960km^2, and its volume about 1,400km^3 (1/140 of Mauna Loa, Hawaii). At the summit of the mountain is a circular crater about 500m across and as much as 250m deep below the highest point (3,766m) which is the triangular point (35°21'N., 138°43'E.) located at the upper rim of the southwest wall, Kengaminé, of the crater. At the summit weather-station located nearby, observations are being done throughout the year; the annual mean temperature and

823

pressure observed there are −6.8°C and 638.4 mb respectively, while the highest and lowest temperatures ever recorded at the station are 17.8° and −35.5°C respectively. Needless to say, the upper half of the mountain is all in white color in winter, and small patches of permanent icy snow left on the shady slopes in and about the summit crater are usually seen even in midsummer. But any traces of past glaciation, not to mention of the present one, are found nowhere on the mountain. The reason is nothing but the fact that the mountain is virtually covered almost everywhere with lava-flows and pyroclastics ejected by the volcanic eruptions that have occurred since the end of the last period of the Quaternary Ice Age. The gravity (g) at the highest, triangular point is 978.887 as measured in 1957 by I. Yokoyama and K. Tajima with the Wolden gravimeter.

The flanks of the mountain are sculptured by a number of radial valleys as usual on conical volcanoes, none of which however has usual surface stream. The upper courses of those valleys which rise from the flanks higher than about 2,500m above sea level are, strictly speaking, not of stream-erosion in origin, but represent mostly a depression between the lava-coulees adjoining each other or a furrow in rugged lava-flow, although some of them on the upper flank near the summit in particular seem to have originated from cirque-like depressions formed by abrasive and other actions of ice and snow. A large quantity of water produced by occasional torrential rain or by sudden melting of snow in spring time flows into these depressions before sinking into the ground, and runs downwards as occasional surface streams wearing channels, deep and shallow, through the volcanic ejecta of the mid-slopes of the mountain. But, at the lower gentle slopes, most of the running water sinks into the ground, so that only small gullies, usually dry without any streams of puddles, are seen there as the tails (lower courses) of the erosion valleys that have become deep and broad at the mid-slopes of the mountain. Some portion of the underground water that must have been stored in large quantities in the mountain gushes out in a steady flow at a number of places in the vicinity of the mountain foot.

On the west flank of the mountain is a unique incomparably large and still-growing valley called "Ōsawa", which, starting just below the rim of the west wall of the summit crater, runs due westwards for a distance of about 10km to the end on the lower flank about 740m high above sea level. The upper course of the valley between its head and "Watariba" (the only place where the circuit trail on the mid-slopes can traverse the valley) has been growing wider since long time ago by the collapse of the steep side walls, the present maximum width being about 300m, as measured at the upper edges of the valley-walls. The rock debri produced by the collapse are accumulated on the valley-floor, and after being carried down the valley *en masse* by temporary flood water, they are deposited at the lower end of the valley in the form of an alluvial fan.

The second largest valley is on the northeast flank and is called "Yoshida-Ōsawa"; it starts from the outside of the northeast wall of the summit crater and runs northeastwards far down to the mountain foot, ending in a small gully in Fuji-Yoshida City. Although comparable in size with the above-mentioned Ōsawa valley, this valley is rather stable without any

824

large-scale collapse of the valley-walls, because its broad valley-floor has been buried deeply with volcanic sand and lapilli, besides lavas flowed in it, and even a large quantity of temporary torrential rains sinks into the loose sandy ground, hence little erosion by running water. The steep, but relatively smooth sandy slope of the valley-floor extending for a distance, more than 2km, between 3,300m and 2,300m in height above sea level, serves as one of the best descending paths for climbers in all seasons of the year. But in winter, big snow avalanches are liable to occur in this section of the valley-floor, causing serious disaster for winter alpinists several times in the past.

The flanks of the mountain are covered with vegetation up to the height of about 2,500m above sea level, with the exception of the east flank where thick deposits of volcanic ash and lapilli ejected from the Hōei craters by the 1707 eruption have refused the growth of all kinds of trees but some tiny plants such as *Circium purpuratum*, Matsum., *Astragalus adsurgens*, Pall., etc. on the slope down to the height of about 1,100m above sea level. On the contrary, trees such as larch, rhododendron, etc., together with other various alpine flora, grow thick on the west slope on both sides of the valley Ōsawa, up to the height of about 3,000m above sea level. The apical part more than 3,000m high is virtually barren, forming steep slopes and bluffs covered either with lava-flows or with pyroclastic deposits.

Structure

The simple conical outline of Mt. Fuji belies its complex history of growth. Instead of being a single structure, the mountain is actually a group of superposed cones. Thus, the structural growth of the mountain may be unable to follow exactly without considering the existence of Mt. Ashitaka, because the southeast flank of the former is underlain, partly at least, by the north and west flanks of the latter; Mt. Fuji itself, besides holding on its north mid-slope a dissected volcano Komitake probably coeval with Mt. Ashitaka, are divided structurally into two volcanoes, "Ko-Fuji" (older Fuji volcano) and the present Fuji (younger Fuji volcano), which lie one upon the other. Apart from Mt. Ashitaka, because of its standing as a separate mountain, Mt. Fuji consists of three different volcanoes erupted in the order mentioned. In addition, the mountain is studded with parasitic cones and flank openings amounting collectively more than one hundred inclusive of unnamed ones, although most of them are too small to be unsightly excrescences in the landscape of the host mountain. A brief explanation of the structure of the mountain follows.

1. **Komitake Volcano:**—This volcano is represented by a prominent shoulder called Komitake, situated about 2,300m above sea level, projecting above the smoothly curved northern slope of the mountain. At the top of the projection is located an old shrine, and there is also the terminal parking lot for vehicles going up the mountaineering toll highway called "Subaru Line".

The projection forms an arcuate ridge which represents the west wall of the summit crater of the volcano. The form of the arcuate ridge suggests the existence of a ruined horseshoe-shaped crater having its center approximately 1.5km farther east. Instead of having been supposed to be a parasitic cone of the main body of the Fuji volcano, this must be regarded as the summit of a dissected volcano Komitake,

82

older than Fuji and quite different morphologically and structurally from any of such a parasitic cone. Thus, discordantly underlying the main body of Mt. Fuji, the Komitake volcano is composed of many lava sheets, together with interstratified agglomerate and other pyroclastics, all of which show quaquaversal dips from the center of the horseshoe-shaped crater. These ejecta petrographically differ clearly from any of the ejecta of the Fuji volcano, which are distributed in the area about the old volcanic mass.

The Komitake volcano is a giant stratified cone as presumed from its height and size of the horseshoe-shaped crater, although it is profoundly dissected and much of it is mantled with younger ejecta of Mt. Fuji. Enough is exposed, nevertheless, to show its structure. So far as examined under the microscope, the lavas of this volcano are olivine-bearing two-pyroxene-andesite, and show petrographically and chemically a close resemblance to certain lavas from the Ashitakayama volcano. Moreover, the northern outside of the horseshoe-shaped crater, which shows deeply dissected topography, indicates nearly the same mature stage of erosion as Ashitakayama, suggesting the contemporaneity of their growth. In the absence of fossils and any data of absolute chronology, it is of course impossible to give precise age to the beginning and close of activity of these volcanoes. However, judging by the extent to which these volcanoes have suffered from erosion, they presumably began to erupt as early as the middle of Pleistocene and finished their activity sometime before the end of that period, when Ko-Fuji (older Fuji) began to erupt.

Although, at present, the volcano is recognizable only as a shoulder on the mid-slope of Mt. Fuji, it is actually a large volcano rising higher than 2,400m above sea level, and prior to the birth of the Fuji volcano, it stood separately on the north of the Ashitaka volcano, vying with the latter in height. Therefore, it is possible that, beneath Mt. Fuji, the ejecta of Komitake are interfingered to some extent with those of Ashitakayama, if their opposite flanks extend far down to join with each other.

2. **Ko-Fuji (Older Fuji) Volcano**:—This is represented principally by the volcanic deposits of agglomeratic mud-flows that are distributed extensively in the territory of Fujinomiya City on the southwestern foot of Mt. Fuji. Being underlain discordantly either by the Iwabuchi volcanics or by the Saginota and Bessho beds, these deposits, 50m~150m in thickness, form hummocky hillocks, 150~300m high above sea level, between the river Uruigawa on the east and the river Fujikawa and its tributary Shibakawa on the west. The same deposits also form a high terrace abutting against the steep slopes of Tenshiyama Range (middle to upper Miocene) on the west side of the upper reach of Shibakawa. Besides, to the northeast of the old town of Fujinomiya City, are several ridges composed of similar deposits on the lower flank (up to the height of about 350m above sea level) of Mt. Fuji.

Deposits of volcanic mud-flows similar to those mentioned above also occur in other quarters of the foot of the mountain. Thus, in the valley of the river Katsuragawa on the northeastern foot, they occur either as separate patches abutting against steep valley-walls or in terraces 15~20m high above the present valley-floor, lying between fluvial deposits of gravel and mud; in the territory of Suruga-Oyama Town far down the southeastern flank of the mountain,

826

similar deposits of volcanic mud-flows not only form a high terrace-like flat land incised by deep ravines but are left from erosin as small separate masses resting on the bed rocks such as Suruga beds (early Pleistocene), Ashigara beds (late Miocene or early Pliocene), etc.

An important fact as to the above-mentioned volcanic mud-flow deposits is that the existence of similar deposits directly beneath younger ejecta of the Fuji volcano has been proved by the rock-cores collected from the depths between 328m and 352m of the afore-mentioned boring on the south flank of the mountain. (Between the deposits represented by these cores and the lower Miocene bed rocks at the bottom of the boring lie certain ejecta of the Ashitaka volcano). The same fact has also been ascertained in the level about 2km long, which was bored toward the center of the mountain on its south west flank, at the height of 1,050m above sea level, for the purpose of discovering water resourses if any. There, under the cover of younger ejecta mostly composed of lava-flows about 250m thick, are the mud-flow deposits, together with some lava-sheets, agglomerate, volcanic breccia, sand and ash beds.

For the volcanic vent that ejected the above-mentioned volcanic mud-flows and other volcanic material I have given the name "Ko-Fuji" (older Fuji), a volcanic body lying beneath the present Fuji (younger Fuji). The principal reasons of separating the Ko-Fuji volcano from the present Fuji are:

(a) The hills of the volcanic mud-flow deposits, which surround the southwestern foot of Mt. Fuji is separated from the ridges of the same deposits on the lower flank of the mountain by the fault valley of the river Uruigawa, suggesting that there occurred a fault movement either during the period of eruptive activity of Ko-Fuji or shortly after the cessation of its activity.

(b) All the ejecta of Ko-Fuji lie everywhere beneath the oldest lava-flows of the present Fuji; the hills and ridges of the mud-flow deposits are, so to speak, "islands" left uncovered with these lava-flows; Some of the lava-flows ran into the lower course of the river Fujikawa over one of the hills of the mud-flow deposits, after crossing the fault valley mentioned above.

(c) Most of the mud-flow deposits distributed near the foot of the mountain are seen to have become hard and water-tight, probably owing to alteration of the cementing ash material into clayey mud. Consequently, the underground water originated from the rain and snow-break water that sunk into the ground of the mountain flanks covered with loose fragmentary ejecta and porous or cracked lavas is springing out from the boundary between the mud-flow deposits and the overlying beds of porous ejecta of the younger Fuji. At places where the mud-flow deposits form the surface ground, as in the small area (Motomurayama) to the northeast of the old town of Fujinomiya City, water is seen running as surface streams even in dry season.

It is conjectured from the above-mentioned features that there might have been a fairly long period during which the Ko-Fuji volcano had been deeply dissected and the ground of its lower flanks had been subjected to weathering to become more or less water-tight.

Of the Ko-Fuji volcano, only a small fraction is exposed mainly at the foot of the mountain, with the mud-flow deposits as its representative products. The original source of the mud-flows and other ejecta which are considered to belong

827

to this volcano cannot be located accurately. But from the evidences obtained from the shaft- and level-borings already remarked, it is quite certain that the ejecta from this volcano, form a central volcano, which rises gradually towards its summit crater lying somewhere beneath the summit of the present Fuji; it is also natural to consider that lava-flows have participated in the construction of this volcano, particularly in its central part, although both pyroclastic ejecta and mud-flows may be predominant, if anything. In this respect, without any positive evidence as yet, I postulate that the ridge on which the mountaineering trail of the Yoshida route runs zigzag in the section between 1,500m and 2,390 m in height above sea level may represent a portion of this volcano, being composed of several lava sheets and interstratified volcanic breccia and resting directly on one of the outlying masses of the Komitake volcano. Some of the lavas show certain petrographic resemblance with the lavas collected near the bottom of the level-boring on the directly opposite flank.

As to the original height and form of the Ko-Fuji volcano, nothing definite can be said at the present moment. But, both field observation and microscopic examination of "Akaiwa" (red rocks) exposed in the bluff on the southeast side of Hōeizan, a ridge 2,702m in height above sea level, on the southeast side of the first crater of the 1707 eruption, have lead me to the assumption that the Akaiwa rocks may be ejecta of the Ko-Fuji volcano. Being unconformably covered with the 1707 ejecta from the crater, the Akaiwa rocks are composed of pyroclastic fall-deposits reddish-brown in color, coarse to fine in grain size and stratified to massive in structure. They are almost similar in appearance to the pyroclastic deposits of Ko-Fuji, but even if such is the case, they can not necessarily be regarded as having been deposited as they stand now. Thus, it is noticeable that the Akaiwa rocks are divided into a number of fault blocks suggestive of disturbance after their deposition. My present opinion is therefore that the Akaiwa rocks may be part of the pyroclastics of the Ko-Fuji volcano, originally lying in some depths beneath the present surface, and that these ejecta may have been thrust up to the present position by the 1707 eruption. As a possible cause of the upthrust, an underground intrusion of acidic viscous magma may be suggested, which must have introduced the ejection of acidic pumice and obsidian at the beginning of the 1707 eruption to which a reference will be made presently.

The mud-flow deposits of the Ko-Fuji volcano are composed almost exclusively of basaltic material, although they carry sometimes rock-fragments foreign to the volcano itself. The basaltic rock-fragments in these deposits are not uniform in texture as well as in mineral assemblage. It follows, therefore, that the mud-flows are not necessarily of juvenile magmatic origin, but may be products of some types of volcanic explosions by which one part of the volcano was blown away, although some explosions must have occurred with temperatures high enough to cause hot avalanches flowing down the mountain slopes as hot mud-flows, seeing that certain mud-flows carry pieces of natural charcoal, probably produced by heat from the woods devastated by the flows.

Any wordy description of their petrographic characters being omitted, the mud-flows and other ejecta of the Ko-Fuji volcano contain basalts as follow: (1) aphyric basalt, (2) olivine-basalt, (3) augite-olivine-basalt, (4) hypersthene-

828

augite-olivine-basalt, and (5) hypersthene-olivine-basalt.

It must be remarked here that acid-andesitic or dacitic pumice of sand- or ash-grade in size occurs in a whitish bed interstratified with basaltic sand and ash beds in the wall of the 2km long level-boring on the southwest flank of Mt. Fuji. Needless to say, the pumice bed is only a small fraction of the ejecta, so far as examined, of the Ko-Fuji volcano, but its presence as a distinct bed among the basaltic ejecta of the volcano is; in my opinion, a very important fact. The pumice sand is composed largely of shreds of colorless glass, less than 0.2mm in diameter, probably resulting from the breaking up of pumiceous glassy magma. The glass is very fresh and almost perfectly clear without carrying any mineral of recognizable size, except a few crystallites and minute tubular vesicles. The refractive index of the glass is 1.500 approximately, being comparable with the refractive index of dacite or rhyolite glass. Hence, notwithstanding the absence of any chemical analysis of the pumice, I refer this pumiceous glass to an acidic magma which may have existed in the depths beneath the volcano. The explosive type of eruptions with which the volcano is characterized as suggested by the abundance of pyroclastic ejecta and mud-flows, may be attributed, partly at least, to the incorporation of the acidic magma, although nothing is known about the center of the eruption of this magma. If the ejection of the pumice was actually from the basaltic Ko-Fuji volcano, it is surely similar to the ejection of acidic pumice and obsidian by the 1707 eruption of the present basaltic Fuji volcano.

3. Present (Younger) Fuji Volcano:—The main volcanic events that have occurred in the region concerned since the closing stage of Pleistocene and probably during the last ten thousands years may be the growth of the present Fuji volcano. Thus, sometime after the original form of the Ko-Fuji volcano had changed by crustal movements (regional upheaval of land, local faulting, etc.), erosion, and by dying explosive eruptions of the Ko-Fuji volcano, the present Fuji started its activity with eruption of basaltic lava-flows. The oldest lava-flows erupted at the initial stage activity of the present Fuji are distributed in several districts at/or near the foot of the mountain. With these flows as the base, successive eruptions of later ejecta continued long enough to form the present conical mountain Fuji 3,776m high, covering with these ejecta almost entirely the topographical irregularities on account of the underlying volcanic masses-Komitake, Ko-Fuji, and the north and west flanks of Ashitakayama.

Although the oldest lavas and most of the lavas erupted at the early stage of activity of the present Fuji have certain distinctive petrographic characteristics as will be briefly mentioned presently, most of the lava-flows and other ejecta of the succeeding stages of activity do not show any special petrographic features varying according to their order of eruption; they include basalts of almost every petrographic types varying from aphyric to strongly porphyritic, intergranular to ophitic, and pyroxene-free to pyroxene (augite or hypersthene only, and both augite and hypersthene)-rich types. Lava-flows are much more superior in quantity than other ejecta in general; the lava-flows are usually a few meters in thickness; the thicker flows are less porous inside, being covered with scoriaceous crusts; lava-flows only a few centi-

8-29

meters thick are also present, which have smooth surface like the pahoehoe from Hawaii. Besides the lava-flows, there occur more or less agglutinated scoria beds and loose deposits of fragmentary ejecta, which carry not a few volcanic bombs various in size and shape, characteristic of Strombolian activity.

In the map of 1:50,000 scale, it is hard to show separately the distribution of every lava-flows and other ejecta. Therefore, all the ejecta, excepting the ashes and detritus that cover the mountain flanks, are shown on the geologic map, grouped largely in three divisions—(1) Older ejecta, (2) Middle ejecta, and (3) Younger ejecta.

(1) Older ejecta:—These ejecta are distributed in the areas colored with bluish tints on the geologic map. The oldest of these ejecta are lava-flows, which are distributed in several districts at the foot of the mountain, resting discordantly on the mudflows and pyroclastic ejecta of Ko-Fuji. Thus, in the valley of the river Katsuragawa, for example, one (Saruhashi or Enkyo lava) of these flows is exposed as an almost flat-lying sheet several meters thick, either on the terrace composed of the Ko-Fuji mud-flows and interbedded fluvial deposits or as a narrow lava-belt filling a gully cut into the terrace; otherwise patches of the lava are left without being eroded away by the river, abutting against the steep valley-walls. If this lava, as some one once considered, were erupted in the historical time from the summit crater of the present Fuji, it would run down for a distance of more than 25km to the valley-floor now occupied by the town of Saruhashi. But, since the lava is actually one of the oldest flows of the present Fuji, it must have been erupted from an unknown vent located somewhere on the Ko-Fuji volcano whose top was probably much lower than the present summit crater.

On the northeast foot of the mountain is a depression called "Oshino Basin", which once held a lake dammed up by the oldest lava-flow just mentioned. This lake was dried up afterwards through drainage owing to the headward erosion of the river Katsuragawa, becoming a fossil-lake represented by the present basin. At present there are five lava-dammed lakes at the foot of the northern half of the mountain as shown on the map. Of these, L. Motosu and L. Kawaguchi are considered to be older in age than the rests, being dammed up by certain old, if not the oldest, lava-flows; otherwise it is possible that these lakes had already been dammed up with ejecta either from the Ko-Fuji volcano or from the Komitake volcano.

Some of the oldest lava-flows ran into the valleys of the rivers Kisegawa, Uruigawa, Shibakawa, Fujikawa, etc. at the foot of the southern half of the mountain respectively. According to several borings carried out on the alluvial flat in and around Fuji City, one of these lava-flows extends far to the sea-floor of Suruga Bay off the coast (Tagonoura) at the mouth of the river Fujikawa, although the greater part of the lava has been buried deep beneath the alluvial deposits.

The older ejecta include all those ejected by eruptions at the early stage of growth of the present Fuji. They are distributed mostly in the piedmont sections of the mountain. In the west and south sections in particular, most of those distributed near the base of the mountain are basalt lava-flows, which are exposed here and there without any thick bed of volcanic ash. This is because the volcanic ash ejected by eruption high up into the air is usually blown

away by the prevailing westerly wind toward the east. On the contrary, by the same reason, the eastern flank of the mountain from near the summit to the base is thickly covered with volcanic ash and other pyroclastic deposits so much so that lava-flows, old and young, are exposed only locally. The lava-flows ejected at the early stage are distributed with features of imbricated lava-coulees; every remarkable flows show their own topography with fronts surrounded by steep slopes. On the geologic map, these flows are shown individually with different patterns surrounded by lines of demarcation.

Petrographically, the older ejecta differ either from the ejecta of Ko-Fuji or from the middle to younger ejecta of the present Fuji; the former are almost exclusively olivine-basalts usually carrying conspicuous phenocrysts, 5~10mm in diameter, of basic plagioclase (anorthite or bytownite), with the exceptions of a few lava-flows which are almost aphyric or carry certain amounts of pyroxene phenocrysts. There are, of course, certain petrographic differences distinguishable with naked eyes among the lava-flows, particularly in size and amount of the conspicuous plagioclase phenocrysts, although one and the same lava sometimes occurs in several flows separated topographically with one another.

In certain old geologic maps, these older ejecta are collectively shown as "basal lavas" representing the lava-flow sheets that lie accumulated almost horizontally and extensively on the basement rocks beneath the giant cone of the mountain. As is clear from what I have explained hitherto, that is not the case. It is also to be denied that these older ejecta form a flat shield volcano lying beneath the upper conical part of the mountain, seeing that some of the lava-flows among these ejecta, are seen covered with later ejecta on the mid-slopes, about 2,400m in height above sea level. For example, a small mass of one of these older lavas is exposed at the middle (marked × in Fig.3) of the mountaineering trail between Komitake (bus terminal) and the 5th stage of the Yoshida route, resting directly on the lava-sheets of the Komitake volcano.

(2) Middle ejecta:—These ejecta are distributed in the areas shown with greenish patterns on the geologic map. A great number of lava sheets, together with interbedded thin deposits of pyroclastic ejecta, are included in a group called middle ejecta; they form principally the upper half of the main conical body, higher than about 1,500m above sea level, resting on the foregoing older ejecta and lying in turn under the younger ejecta (3) next to be explained. Thus, on the upper flanks, higher than about 2,400m above sea level, they are mostly covered with the younger ejecta—generally, lava-flows on the west flank and fragmentary ejecta on the opposite flank, although near the summit they occur in bare lava-flows at places where the younger ejecta are not distributed. On the mid-slopes between the height of about 1,500m and 2,400m above sea level, the ejecta of this group are covered, for the most part, with volcanic detritus and more or less weathered volcanic ash, together with natural forests growing wild, so that lava sheets and other ejecta are seen exposed mainly in the walls of the radial erosion-valleys cut deep into the slopes. The great valley "Ōsawa" and its tributaries on the west flank are the best places to observe almost vertical sections of the lava sheets piled up more than 100m high. The northwest walls of the first and second Hōei

831

craters also expose a number of lava sheets of the same group.

Of the lava sheets exposed in the valley-walls as mentioned above, some ones in the upper horizons are occasionally seen either as extensive lava-flows or as branched lava-coulees, covered with pyroclastic deposits of various thickness, on the slopes outside of the lower courses of the valleys. Thus, certain lavas of this group are shown as such individual flows on the geologic map.

There is no structural discordancy between the older ejecta and the middle ejecta, but as already remarked, there are certain distinctive petrographic differences between them; the middle ejecta are exclusively basalts varying in texture from aphyric to porphyritic and in assemblage of phenocrystic mafic minerals from olivine only to olivine plus one or both of pyroxenes (augite and hypersthene). It is, of course, uncertain when the middle ejecta began to erupt and how long the activity of their ejection continued. But a radiocarbon dating carried out on a piece of natural charcoal log embedded in an agglomeratic mud-flow coeval with one of the middle ejecta under consideration has shown it to be a product about 3,000 years ago.

(3) Younger ejecta:—These ejecta include all the products of the eruptions that took place without any long period of quiescene of activity after the rather long-continued activity by which the middle ejecta were produced. Accordingly, it will be natural to postulate that the middle and upper parts of the present Fuji have been formed within the last several thousands years. The principal areas covered with the younger ejecta are shown with reddish color patterns on the geologic map. These younger ejecta in the main cover extensively the upper part, higher than about 2,400m above sea level, of the mountain, although they are absent at places where they were worn away by erosion or where high lava-ridges or other masses of older to middle ejecta are left uncovered with the younger ejecta. Of these, most of the lavas that flowed down the east flank are covered with pyroclastic ejecta, mainly due to the prevailing westerly wind, in the same way as the middle and older ejecta.

The youngest lava ejected from the summit crater is the agglutinated scoriaceous lava a few meters thick, which rests on the upper rim of the east and north walls of the crater. The uppermost lava sheet of Kengaminé, at the top of which the highest point of the mountain (3,776m) is located, is one of the younger ejecta, but it is much older in eruption than the youngest lava just mentioned. As to the ejecta distributed in and about the summit crater, there are not a few features, geologically important and interesting, which will be omitted in this abstract.

4. **Parasitic Cones and Flank Openings:**—The prime theater of eruption of the present Fuji is of course at the summit crater, where eruptions of lavas and pyroclastics have been repeated long enough to form a perfect cone covering almost all irregularities of basement topography resulted from the partial superposition of the underlying volcanic bodies, Komitake, Ashitakayama, and Ko-Fuji, not to mention of the possible undulations of the surface of Miocene bed-rocks. But, not all of the lava-flows and pyroclastics are ejecta of the summit crater; moreover, the youngest lava ejected from this crater is not necessarily the youngest one ejected from the volcano in general. On the contrary, there are many parasitic cones, craters

832

and fissure-openings on the flanks of the main cone, certain ones of which erupted in recent historical times.

The parasitic vents in all are counted more than one hundred inclusive of unnamed ones; those having definite names amount, at least, to about sixty, of which Mt. Ōmuroyama on the northwest foot of the host mountain is the largest, attaining 272m in relative height. Not all of the parasitic vents are of the same age; a few of them are coeval with the early ejecta of the host volcano, as inferred from the location of vent and also from the petrographic characteristics of the ejecta. Most of the parasitic vents, however, are of the same age as the middle to younger age of activity of the host volcano. Thus, most of the parasitic cones of medium size are located on the mid-slopes, and chains of small vents and eruption-fissures (or furrows) on the upper slopes of the latter.

The parasitic cones are usually composed of fragmentary ejecta such as cinders, lapilli and bombs, and are located scatteringly on the flanks in different directions of the host volcano, so that order of their birth is generally quite uncertain; only those closely located in company with their own lava-flows often show clear age relationship as inferred from the superposition of the lava-flows. Because of the uncertainty of the order of eruptions, most of the parasitic cones on the mid-slopes are shown with the same brownish pattern on the geologic map and those erupted evidently during the younger period inclusive of recent historical times, with several reddish patterns. The younger parasitic cones and openings are located not only on the upper slopes near the summit, but also on the mid-slopes and even near the foot of the host volcano. Most of these younger ones are attended with their own lava-flows uncovered with any pyroclastic ejecta. These lava-flows distributed in the piedmont districts of the mountain are called "marubi", a local name whose ethymological interpretation are various. It may be a strange coincidence that the name is nearly identical in the meaning of the word with the Mexican's "malpais". Distribution of most of these "marubi" flows is clearly shown by the special natural vegetation that has grown wild on them.

More than half in number of the parasitic vents are located on the NNW. and SSE. flanks of the mountain, namely in the zone running from NNW. to SSE. through the summit crater and coinciding with the trend of the Fuji Volcanic Zone itself. On the NNW. flank of the mountain in particular, there are a number of vents, various in size and age, arranged in that direction from near the summit far down to the foot. Thus, eruptions from these vents have built a large bulge of the flank in that direction by accumulation of lava-flows and pyroclastic ejecta. Similar but less considerable bulge of the SSE. flank has also been formed, in spite of the crater depressions formed by the 1707 eruption. The consequence is that, besides the irregularities on account of the protuberances of both Komitake and Hōeizan, Mt. Fuji is not encircled with perfectly symmetrical slopes in all directions; rather its plane figure is an ellipse elongated in the NNW.-SSE. direction. The predominance of parasitic vents on the flanks in this direction is also manifested by numerous lava-dikes running parallel in the same direction, as may be seen in the walls of both the Hōei craters and the summit crater. Lava-dikes running in other directions radially from the summit crater are also present, but their number is rather small,

833

so far as their exposures are concerned, as the parasitic vents in these directions do. Accordingly, it is postulated that Mt. Fuji has been fissured especially in conjunction with the abyssal tectonic fracture zone through which the deep-seated magma is liable to rise, so as to cause the eruption of the Quaternary volcanoes of the Fuji Volcanic Zone. But, it is not my intension to conclude that this volcanic zone is a surface manifestation of the Naumann's "fossa magna" itself, and I must reserve the latter for further investigation.

Volcanic Activity in Historical Times

The most popular Japanese legend as to the birth of Mt. Fuji reads: "In the fifth year of the Emperor Kōrei (B.C. 286, 294, or 301), a considerable part of land in the province of Ōmi was fissured; an inland lake (present Lake Biwa near Kyoto City) was formed; the earth from this fissured land became Mt. Fuji in the province of Surugà". This legend has been recorded by von Humboldt in his "Cosmos" and cited by K. Sapper in his "Katalog der geschichtlichen Vulkanausbrüche", not to mention of many ancient Japanese manuscripts. In view of already-mentioned geological structure of the mountain, it admits of no doubt that the legend is an absurd folktale originated in ancient Japan.

Geologically speaking, the oldest part of the mountain, the Komitake volcano coeval with the adjoining Ashitaka volcano, presumably started its activity as early as the middle of Pleistocene. Even during the present millenium, the present Fuji displayed eruptive activity thirteen times at least, the earliest and the last one being the eruptions of 781 and 1707 respectively. Of these, according to all historical materials ever found, the eruptions in 800, 864, and in 1707 were more violent than the rest which have been mentioned only as being eruptions of the volcano.

The eruption of 800 (19th year of the Enryaku era) is said to have occurred at the summit crater of the volcano, the activity continuing for about thirty five days, and lava ejected from the crater flowing down the slopes on all sides of the mountain. But it is quite uncertain which of the lava-flows distributed on the flanks of the mountain is of this eruption. The youngest lava that rests on the upper rim of the summit crater is not necessarily of that eruption, seeing that summit eruptions must have occurred several times since A.D.800. Moreover, not a single lava similar to that just mentioned is found on the flanks in any direction from the summit. Instead, the second youngest lava (Sha) which, at the summit lies beneath the uppermost one, with interstratified beds of fragmentary ejecta rich in volcanic bombs, is distributed extensively on the upper flanks in all directions but the west. This lava, however, is not a single terminal flow; on the contrary, it includes several subterminal flows, more or less dissimilar in petrographic characters but nearly coeval with one another. Supposing this lava is of an eruption in historical times, there is no evidence to decide it to be of A.D.800.

The eruption of 864 (6th year of the Teikan era) occurred, according to a reliable history of Japan, at a western peak (Nishino-miné) of Mt. Fuji. T. Hirabayashi supposes the eruption to have occurred at the summit of the mountain, and H. Ishiwara at the northwest mid-slope (Oniwa and vicinity). But my geological observation has proved that the eruption occurred at the parasitic cone "Nagaoyama"

adjacent to the southeast of Ōmuroyama on the northwest flank, far lower than the mid-slope. The Nagaoyama cone itself, about 100m in relative height, may have been formed during the early phase of the eruption. Around this cone are several cones, such as Yumiizuka, Tenjinyama, Igatonoyama, Ōmuroyama, etc., besides a line of craterlets (Kōriana) and a twin-crater (Kōriike-Hakudairyuo). The Nagaoyama cone is evidently younger in eruption than any of the last-mentioned cones and craters, not to mention of all parasitic cones located at higher levels of the flank in the same direction.

In the eruption of 864, a large quantity of terminal lava-flow together with some subterminal flows, descended the north slope of the Nagaoyama cone, spreading northwards in branching tongues and flowing into two lakes, L. Motosu and L. Senoumi, which at that time stood side by side at the northwest foot of Mt. Fuji. L. Motosu exists even now separately as one of the Fuji five lakes, and the northern half of its east shore is covered with the fan-shaped lava-flow of 864. L. Senoumi does not exist at present, but it is expressly stated in the description of the eruption read in one of the reliable history of Japan. Thus, this lake was filled up its middle part with the incoming lava-flows and was divided into two lakes which were left unnamed at that time. These lakes are said to be the predecessors of the present two, L. Shōji and L. Sai, of the Fuji five lakes, although it is uncertain when they were named like these. The lava-flows of 864 can be seen not only at the south shores of these lakes but in the extensive area between them, where its outer margin abuts on the steep slopes of the Tertiary mountains. The extensive lava-field called "Aokigahara marubi" or "Aokigahara jukai"(sea of trees) is covered with thick natural forest mostly of ever-green trees such as pine, Japanese cypress, firs, etc; its total area is about 3,000 hectares, and its volume about 0.15 cubic km.

The greater part of the 864 lava-flows show at the surface a blocky, scoriaceous form, being broken into jumbled piles of blocks remniscent of a shattered ice jam. However, here and there, ropy, pahoehoe crusts are seen to have been produced; lava caves or tubes, locally called ice-cave, blow-hole, bat-cave, "tainai", etc., according to their respective characteristic features, are numerous; sinuous channels caused by foundering of the crusts of lava-tubes, pressure-ridges formed by drainage of lava-tubes, "Schollendoms", "squeeze-ups", etc. diversify the surface features of the flows. Besides, a number of well-preserved tree-molds of the lava are also found usually in groups at places where trees, live or dead, must have been enveloped by incoming fluidal lava. At a quarry, pieces of trees perfectly changed into natural charcoal by heat of the lava occur in the same manner as fossils embedded in sedimentary rocks. This natural charcoal may serve as one of the best samples for justifying the radiocarbon dating, because the age of the host lava is definitely known.

Besides the above-mentioned Aokigahara marubi, there are numerous marubis on the lower flanks of the mountain. Being ejected from certain parasitic vents, most of them are similar in surface features, although their petrographic characters are quite various. Some of them, very fresh in surface appearance and in mode of occurrence, must have ejected in historical times, but nothing definite about their age has been geologically ascertained as

834

yet. To determine the time of eruption of certain marubi lavas, therefore, natural charcoals discovered in association with these lavas are being analyzed now by means of the radiocarbon dating.

Minerallogically, the 864 lava is two-pyroxene-olivine-basalt carrying fairly large amounts of conspicuous phenocrysts of both augite and hypersthene, besides olivine and basic plagioclase.

Another remarkable eruption of the present Fuji is that of 1707 (4th year of Hōei era). The course of this eruption is mentioned in not a few ancient manuscripts, of which the occasional writings "Oritakushibanoki" by Hakuseki Arai, a famous writer at that time, and his diaries may be mentioned particularly. The eruption occurred half way up the southeast flank of the mountain, ejecting explosively a large amount of fragmentary materials from three craters (first, second and third) linked one another on a line directing towards the summit crater. Of these, the first crater is noticeably large in size, lying at the highest level and measuring 1,500m×750m in diameter and 750m in depth from the highest point of the rim to the bottom. The second and third craters are much smaller in size than the foregoing.

From the distribution and petrographic characters of the ejecta, it is inferred that the eruption started first at the third and second craters and continued for a few hours with the ejection of pumice and obsidan, and that it was followed without any long period of quiescence by the major eruption at the first crater, which continued for about two weeks with the ejection of a large quantity of basaltic pyroclastics.

This eruption as a whole was a violent explosion of the Vulcanian type, quite unusual for basaltic volcanoes. In this respect, the forerunning ejection of pumice and obsidian from the third and second craters may deserve special mention; a relatively small quantity of pumice was ejected first as broken pieces varying in size from fine ash to blocks a few centimeters across; then a much larger quantity of obsidian blocks, chips and sands were ejected. The basaltic ejecta occur in fragments varying in size from ash to block more than one meter across. Among the basaltic blocks which are accumulated mostly in and about the first crater are found not a few volcanic bombs various in size and form, of which spindle-shaped, ball-shaped, disc-shaped, rod-shaped, ribbon-shaped bombs, etc. may be mentioned. Besides, a tiny crescent-shaped heap of more or less agglutinated basaltic lumps is present on the floor of the first crater as the ejecta representing the last phase of the explosive eruption.

Most of the ejecta by this eruption were accumulated in a fan-shaped area widening out eastward from the crater region, their deposit attaining a thickness of more than one meter within about 25km from the craters and a few centimeters in Tokyo and vicinity, about 100 km distant. An estimation has shown that the area covered with the ejecta more than 1.5m thick at that time is about 16,000 hectares, the volume of the ejecta accumulated in the area amounting to about 0.46 cubic km; the volume of ejecta that fell as far as present Tokyo about 0.85 cubic km. This volume of the ejecta puts the eruption of 1707 at grade VI of the intensity scale of volcanic eruption, which classifies the intensity of volcanic activity into ten grades, 0–IX, on the assumption that the intensity is proportional to the potentiality of volcanic

836

gases to drive their container (lava), either fluent or fragmentary, hence proportional to the total volume of ejecta. Generally speaking, volcanic activity of grade VI is usually big explosive eruptions of Vulcanian type; these are common in andesitic volcanoes, but quite unusual for such a young basaltic volcano as the present Fuji.

The basaltic ejecta of the 1707 eruption are petrographically augite-bearing olivine-basalt, while the pumice and obsidian are andesites of acidic to intermediate chemical composition. The pumice and obsidian carry not a little xenocrysts and xenoliths of basaltic origin. Moreover, in company with the juvenile and accessory ejecta, were thrown out not a few fragments of foreign rocks, which must have come from the bed rocks underlying the mountain, suggesting that the eruption of 1707 had its origin at a large depth, possibly more than 2km below the floor of the 1707 craters. The highly explosive character of the eruption might have been an inevitable consequence of the large depth of its origin and also of the incorporation of basaltic magma with more viscous acid differentiates in the eruption. Exhaustion of an enormous mass of volcanic gases by the eruption may have brought forth the dormancy in which the present Fuji has lain for 264 years since 1707.

As has been briefly explained in foregoing pages, Ko-Fuji (older Fuji) is composed mostly of fragmentary ejecta, locally in company with basaltic lava sheets, besides a small amount of acidic pumice deposit sandwitched in between the basaltic ejecta. This fact, together with the extensive distribution of volcanic ashes, presumably originated from the Ko-Fuji volcano, in certain horizons of the Kanto loam formation in the southern Kanto region, suggest repeated occurrences of highly explosive eruption during the activity of Ko-Fuji, just as displayed at the Hōei craters in 1707.

The present Fuji volcano has been dormant since the eruption of 1707. But there is still a feeble fumarole (77°~85°C in 1935 or thereabouts) in the rocks on the eastern rim of the summit crater and, according to the recent observations with very sensitive microseismographs set at several points about the volcano, volcanic shocks, extremely small in amplitudes, occur at times at depths a few km beneath the mountain. Therefore, Mt. Fuji must be regarded as being still alive volcanologically, and sometime in future, it will become active in eruption. In that case, the eruption may be mostly of the Strombolian type as usual on basaltic volcanoes, but in my thought, inferred from the special characteristics inherent to Mt. Fuji, violent explosive eruption of the Vulcanian type must be taken into account as what may occur by any chance.

837