

富士山大沢における岩樋の発達について

Development of the Iwadoi Gorge

in the Osawa at Mt. Fuji

長谷川 祐二*・池田 宏**・小玉 芳敬***

Yuuji HASEGAWA, Hiroshi IKEDA and Yoshinori KODAMA

I はじめに

富士山の西側斜面にある大沢は、従来多くの研究者によって研究がなされてきた(津屋, 1959; 岩塚・町田, 1962; 岩塚ほか, 1964)。それらは崩壊地や扇状地などに重点をおいた研究である。本研究で対象とした岩樋部は、この崩壊地と扇状地の間の一区間であり、そこには岩樋(熔岩を樋状に掘った溝)と堆積地(砂礫が河床を覆った拡幅区間)とが交互に繰り返す、特異な地形が観察される。

本研究の目的は、岩樋と堆積地の2つの対照的な地形配列の成因を明らかにすること、また岩樋部の地形変化を予測することである。そのために、どのようなところに岩樋が、或いは堆積地が形成されているかに留意して現地調査を行った。また、熔岩に見立てた石膏を用いた岩盤侵食形状の変化をみる水路実験も併せ行った。

本研究は、大沢の一部、岩樋部の地形の成り立ちについて、詳細に調べたものであるが、この知見は富士山大沢の地形発達についての理解を深めさせるばかりか、成層火山一般の開析過程を解明する一つの手掛かりも与える。さらに、河床に岩盤が露出する、山間地河川の地形変化の理解のためにも意義のあるものと考えられる。

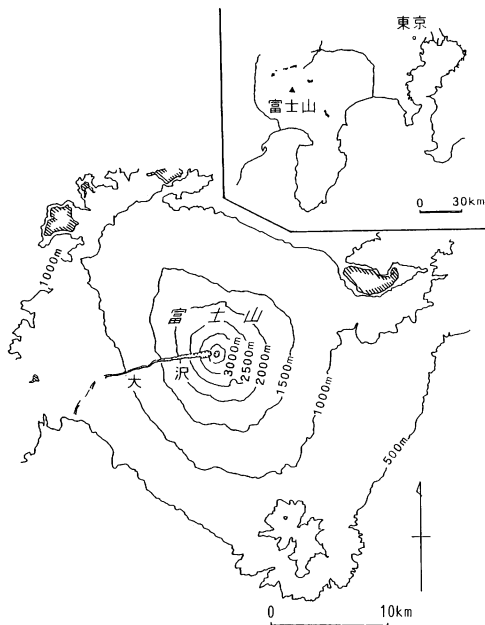
II 富士山大沢の概観

富士山は、典型的なコニーデ型成層火山の1つであるが、第1図に示される様に北々西~南々東方向に伸びた形になっている。これはこの方向に多く分布する寄生火山から溢れた熔岩流や噴出物等のためと考えられている。また、等高線の集まりが東側斜面に比べ西側斜面の方が密である。つまり、西側斜面がどの方向と比較しても急であり、そこに富士山大沢が発する大崩壊地が形成されている。

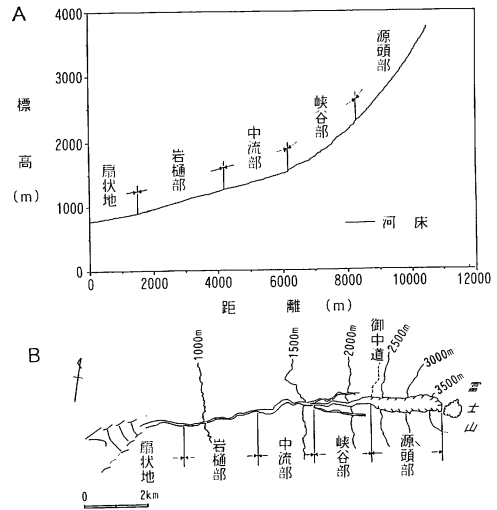
大沢の大崩壊地としての歴史は、約1000年前に始まるとされる(岩塚・町田, 1962)。これは、大沢下流部の扇状地で、扇頂部の付近で段丘化した古い堆積物の中から採取された木片の年代測定により時代が示されたものである。それ以前の大沢の位置には、岩塚・町田(1962)が古大沢と呼んだ沢が存在した。この古大沢は、3000年から2500年前頃から、1000年前まで存在したとされる。本研究でもこれを古大沢と呼ぶ。

大沢での土砂流出は、主に土石流によると一般には考えられ、上流から下流にまで及ぶような大土石流は、10年に一度ぐらいの割合で発生し、小さな土石流は、数年に何度かの割合で発生している。つまり大沢は、土砂移動が活発であり、地形変化も著しい沢と考えられる。なお、富士山には、大沢以外の無数の沢が存在しているが、それらの多くは幅も狭

*筑波大学第一学群自然学類(現 日本工営株式会社) **筑波大学地球科学系・水理実験センター ***筑波大学水理実験センター



第1図 富士山大沢の位置図



第2図 富士山大沢の縦断形と平面形

A：建設省富士砂防工事事務所資料の1/5,000地形図(等高線間隔10m), 1/2,500地形図(等高線間隔2 m), 1/1,000地形図(等高線間隔1 m)より作成
B：国土地理院の1/25,000地形図より作成

く、河床上に熔岩が露出しており、しかも植生に覆われ、活発な土砂移動は生じていないと想像される。

大沢は、それぞれの特徴的な地形により、従来から5つの区間に分けられてきた(第2図)。上流から順にそれらを説明する。

源頭部：山頂から標高2200mまでを源頭部と呼ぶ。ここでは、砂礫の生産が活発に行われており、平均勾配は、33.2°に及ぶ。この区間の谷壁を観察すると、スコリアなどの降下堆積物と熔岩が、何十層にも互層して絶壁となっている。

峡谷部：標高2200mから1530mの間の区間を峡谷部と呼ぶ。比高数10mの大きな滝が何段にもわたって連続する所で、平均勾配は19.5°である。

中流部：標高1530mから1260mの区間を中流部と呼ぶ。河床の平均勾配は、第2図で示されるようにここで急に緩くなり、約7.9°となる。河床幅は約30m前後で、河床表面は、砂サイズの細かいものから1m近い大きな礫によって覆われている。但しそれら堆積物の層厚は不明である。

岩樋部：標高1260mから900mの区間を岩樋部と呼

び本研究の対象地域である。ここでの平均勾配は約7.8°で、中流部と近い値をもつ。また、熔岩を樋状に掘った溝と、堆積した砂礫が表面を覆う拡幅区間とが交互に繰り返される所である。本研究では、前者を岩樋、後者を堆積地と呼ぶ。

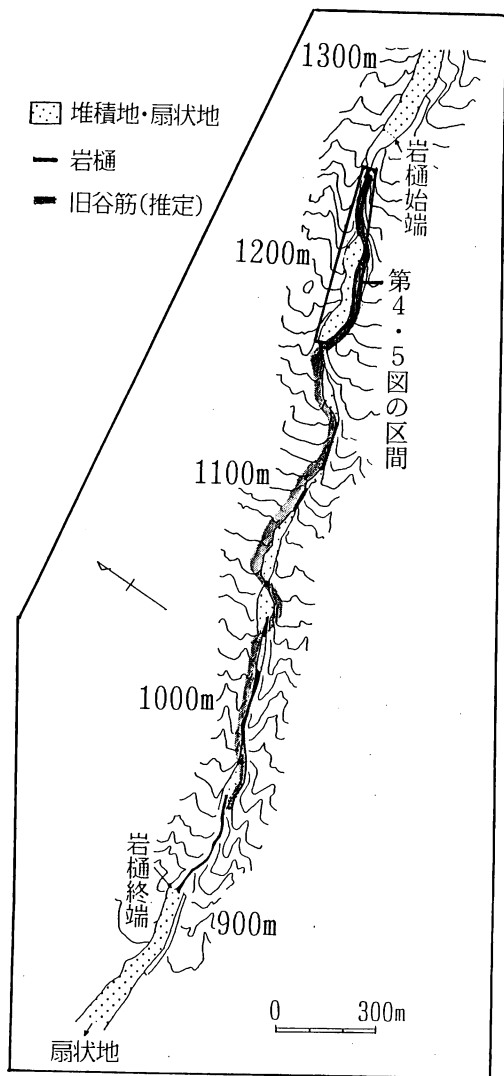
扇状地：標高900m以下の区間を扇状地と呼ぶ。ここは大沢が大崩壊地となってから土砂が堆積を始めた所である。現在、この地域では大規模な砂防工事が施されている。平均勾配は4°である。

III 岩樋部の地形・地質

1) 岩樋部の地形

岩樋部は約2.5kmの長さをもつ。この中には、熔岩を樋状に削った岩樋と、砂礫に表面を覆われた拡幅区間である堆積地の2つの地形が交互に繰り返される。第3図に岩樋部における岩樋と堆積地の地形配列を示す。

岩樋は、樋の底の幅は2～5m程度、樋の深さは、深いところで7m、浅いところで2～3mで、その



第3図 岩樋部における堆積地と岩樋の配列、及び、岩樋熔岩に埋積された旧谷筋の復元図（建設省富士砂防事務所資料の1/2,500地形図を基図とした。）

中には10mおきぐらいに比高1 m程度の小さな滝が数多く見られ(写真1)、その滝の多くは、熔岩の節理部分に形成されている。樋の側面や底面のほとんどは、磨かれたように滑らかな面となっている。また、岩樋の中には、砂や細礫が厚くたまることがあるが、それより粗い粒径のものは、あまり観察されない。

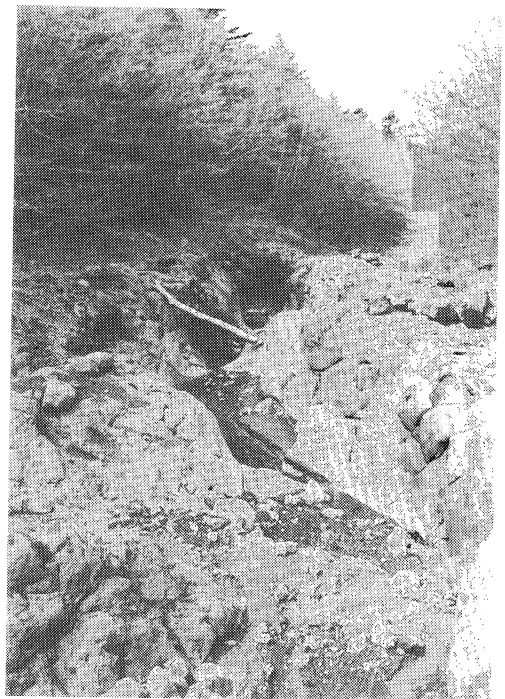


写真1 岩樋部の中での岩樋の状況

堆積地は大小様々なものがあり、大きいもので長さ約300m、幅40m程である(写真2)。谷壁には熔岩が露出しているものも多く、また河床上にはその熔岩が崩落している状況も観察される。特に、右岸側からの崩落が多く確認された。これは、右岸側が南向き斜面で日射を受けるため、熔岩の節理に侵入した水が、冬季に凍結融解を起こすことと密接に関連している。

このような岩樋と堆積地という異なる2つの地形を生じた要因を調べるため、第3図に太線で囲った区間で測量を行ない、平面図、及び縦・横断図を作成した。横断測量は8測線で実施した。また、河床や谷壁の構成物質を詳しく観察した。

この区間を選んだ理由は次のような点にある。つまり堆積地が岩樋部の中で最大のものであり、しかもその左岸側には厚い熔岩が、右岸側には薄い熔岩が観察される。また、堆積地のの上流側に伸びる岩樋では、樋の形状が明確に分かり、一部では熔岩が底まで削られて、下層にある堆積物が露出する。この

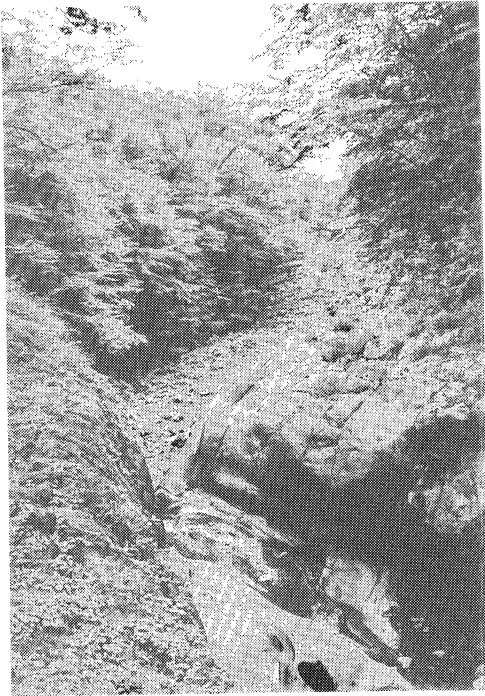


写真2 岩樋部の中での堆積地の状況

ように地形発達を調べるに当たり、興味深い点が多く観察された。

2) 岩樋部の縦断形状

第4図は、オートレベル、トランシット、光波測距儀等を用いて作成した縦断図である。太い実線が現河床縦断形で、滝を境に上流側の区間が岩樋区間、下流側の区間が堆積区間である。堆積区間の平均勾配は6.5°、岩樋区間の平均勾配は、約10°である。ただしNo.7の上流からNo.8の区間では小さな堆積地となっている為、その区間の勾配は緩くなっている。

第4図に示した点線と破線は、堆積地の右岸側谷壁にみられる熔岩の上面と底面の縦断形であり、細い実線は、左岸側谷壁に見られる熔岩上面の縦断形である。左岸側の谷壁は大部分が熔岩からなっており、観察できる範囲では熔岩の底面がどの深さにあるかは不明である。以下、この堆積区間の左岸側で見られる熔岩を左岸側熔岩、右岸側に見られる熔岩を右岸側熔岩と呼ぶ。なお、左岸側の熔岩上面は幅の狭い段丘をなしていることから、熔岩が流下した

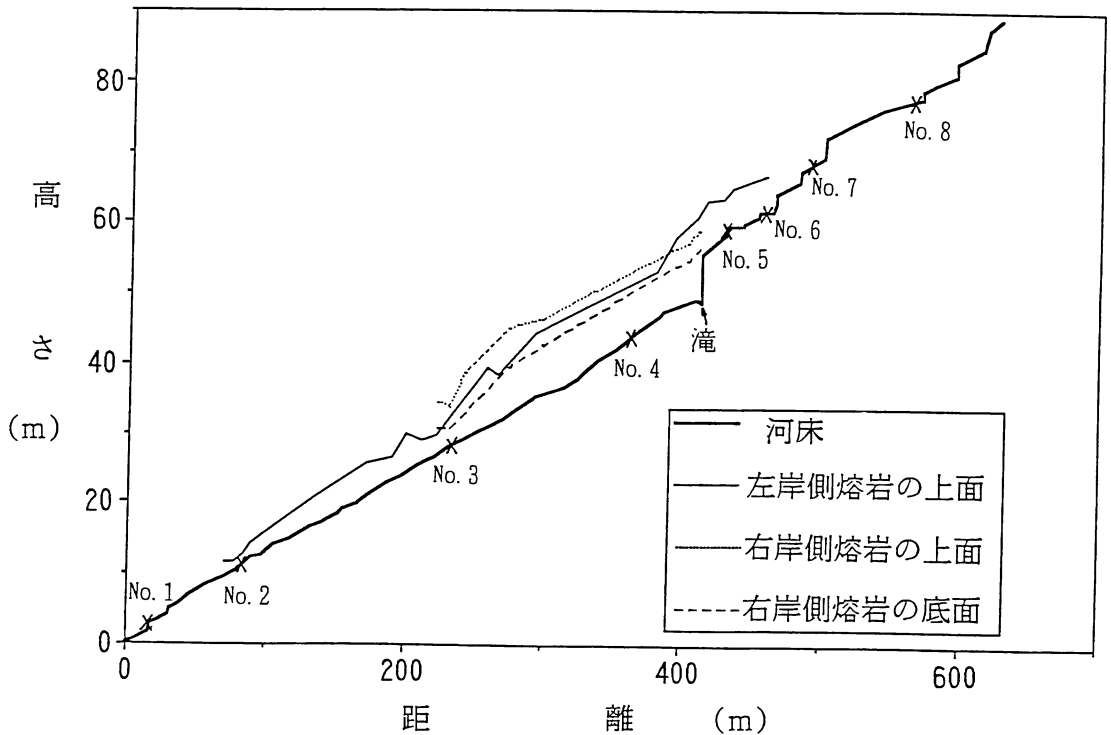
時の原面より表面が削られている可能性が高い。一方、右岸側熔岩の直上には厚い堆積物がのっていることから、熔岩流下時の原面に近いとみて差し支えなかろう。なお、左岸側熔岩、直上の堆積物上には数段の段丘面が観察された。左岸側、右岸側熔岩上面の平均勾配は、ともに7°から8°である。また右岸側熔岩は、No.3付近でなくなるが、左岸側熔岩は堆積地のの上流端から下流端まで現河床との比高を徐々に小さくしながら続いて行く。また、熔岩の上面に着目すると、勾配が急になるところが見られる。

3) 堆積区間と岩樋区間の地質

(1) 堆積区間の地質

第5図は、横断測量の結果に露頭観察の結果を加えて作成した横断図と平面図である。1991年秋には、多くの台風が襲来した。そのいずれかにより生じた土石流あるいは出水により、河床の一部が下刻を受け低下した。これに伴い段丘化した堆積物と、現河床とを平面図では区分して示したが、基本的には同一の河床堆積物である。横断図は、下流側から眺めたもので、このうち堆積区間の横断は、No.1からNo.4である。No.1で見られた河床を埋めている熔岩は、左岸側側壁に厚みのある熔岩となって上流に続いて行く。この左岸側壁に見られる熔岩は河床に対しほぼ垂直に立っており、その表面には熔岩が流下した時に地表と接して生じた自破碎部分が観察された。No.3付近からは、右岸側にも熔岩が現れるが、この熔岩の厚みは2~3mと左岸側に比べかなり薄い。この厚みのある左岸側熔岩と薄い右岸側熔岩は、堆積地上流端の滝の所で合体しており、一枚の熔岩であることが確認できた。さらにこの熔岩は、岩樋部全体にわたって岩樋を形成している熔岩であることを、岩樋部全体にわたり追跡して確認した。これを本研究では岩樋熔岩と呼び、それより下位の熔岩を一括して旧期熔岩と呼ぶ。

No.3の断面には、岩樋熔岩より更に時代の古い旧期熔岩が見られる。また、岩樋熔岩の下位の堆積物、即ち岩樋熔岩が流下したときに地表を構成していたものは、堆積地の側壁での観察によると、ほとんどがかなり固結し、所々巨礫を挟む比較的角張った礫とマトリックスからなる。また、層理が観察される



第4図 岩樋部の一区間における河床縦断面図、及び岩樋熔岩の投影縦断面図
No.1～8は、第5図の横断測線の位置を示す。

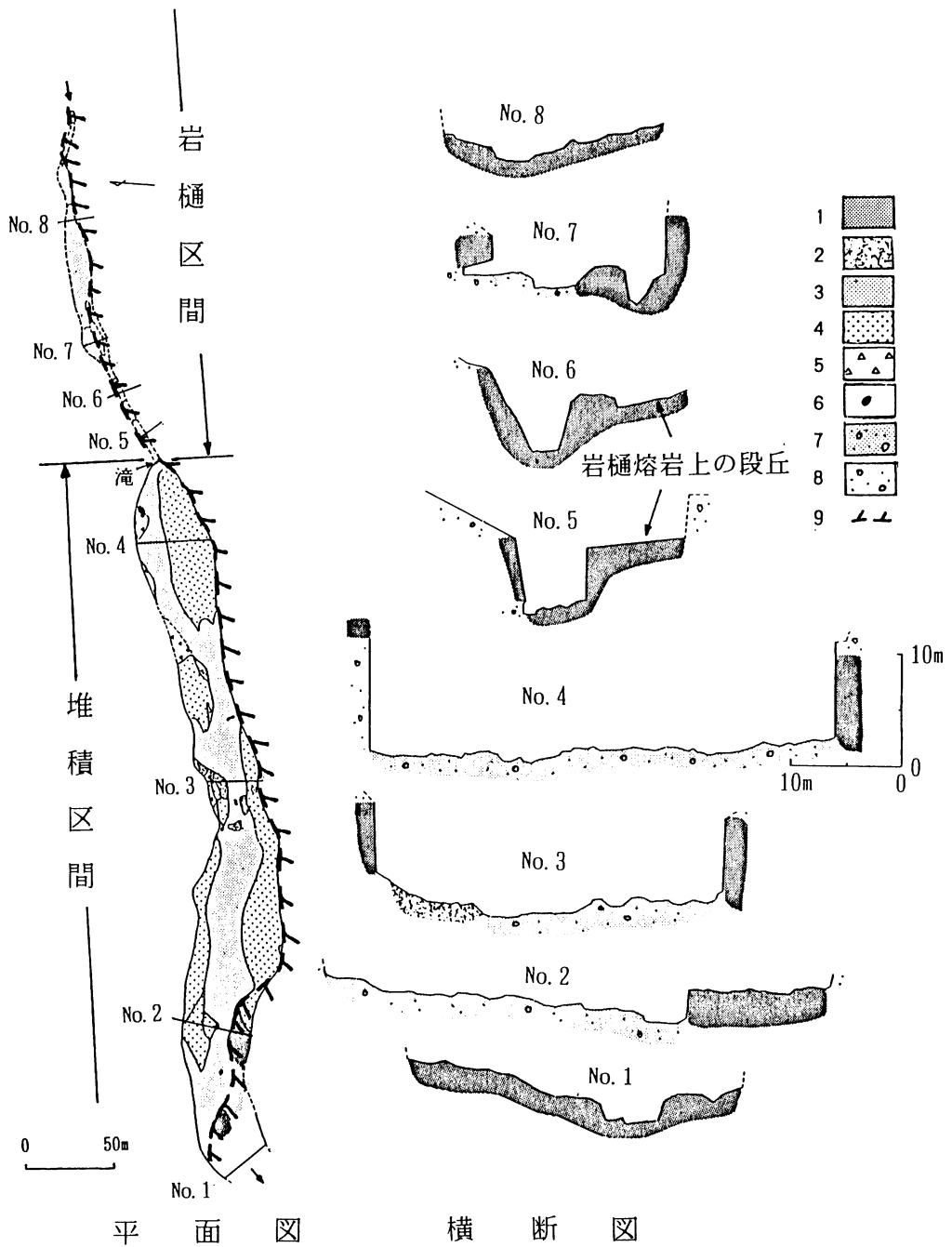
部分もあり、岩樋熔岩の上にも似たような堆積物が観察された。これらの堆積物の流下堆積状況は定かではないが、ここでは岩樋熔岩の下にある堆積物を下位の泥流堆積物、岩樋熔岩の上にあるものを上位の泥流堆積物と呼ぶ。厚さは下位のものが確認される範囲で最大7 m、上位のものが10mから15mぐらいである。上位の泥流堆積物に関しては津屋(1959)によって年代測定がなされており、約3000年前とされる。堆積地の右岸側には、下位の比較的柔らかい泥流堆積物が側刻を受けたため、岩樋熔岩がオーバーハングし、その自重により節理部分から崩落した箇所が幾つか観察された。一方、左岸側の厚い熔岩では崩落がほとんど見られず、左岸側への堆積地の広がりには抑制されているようだ。

以上のことから左岸側側壁で厚みを持ち、側面に自破碎部分を持つ熔岩は、かつて大沢とほぼ同じ位置にあった谷筋を、岩樋熔岩が流下した時の側面で

あると考えられる。即ち、旧谷筋を流下したために左岸側の熔岩は厚くなり、右岸側で見られる薄い熔岩はこの本流から溢れて出て流れた熔岩の薄い部分であると考えられる。

(2)岩樋区間の地質

第5図の岩樋区間は、平面図では滝の上流側、横断面図ではNo.5からNo.8である。No.5とNo.6は特に岩樋が顕著な所であり、樋の深さは7 mにも達する。堆積地のすぐ上流側には、このような深い岩樋が発達することは、岩樋部の他の堆積地と岩樋でも共通して観察された現象である。また、樋の上には岩樋熔岩が削られて生じた段丘が確認された。これは堆積地の左岸側熔岩の上面にみられる幅の狭い段丘に連続性が良い。大沢が下刻して行く段階、あるいは樋から溢れでるような大土石流が流下したときに堆積物を削って生じたものと思われる。この岩樋熔岩の上に生じた段丘も他の岩樋区間で同様に観察でき



第5図 岩樋部の一区間における平面図，及び断面図（1991年10月現在）

1 岩樋熔岩 2 旧期熔岩 3 河床 4 段丘化した河床 5 崩落した砂礫 6 岩塊
 堆積物 7 河床
 堆積物 8 泥流堆積物 9 岩樋熔岩が流下した旧谷筋の右岸側谷壁の位置
 但し，横断面図に示した熔岩や堆積物の層厚に関しては不明である。

る。

No 5 と No 7 の横断を見ると熔岩が掘り破られ、下位の泥流堆積物が露出しているのが分かる。ただし、No 5 では樋の底で露出しているのに比べ、No 7 では、その左岸側では岩樋となっているが、右岸側では厚さ約 2 m の熔岩の下位に広く露出している。

第 5 図の横断面で樋になっている部分では熔岩は厚いことがわかる。これは堆積地で見られた旧谷筋の熔岩と連続するものである。即ち、旧谷筋と現河床が一致するところでは顕著な岩樋を形成し、それ以外の熔岩の薄い部分では、削られるとやがて下位の泥流堆積物の層まで達して、側刻が急速に進行してしまうものと考えられる。

4) 岩樋と堆積地の分布と岩樋熔岩に埋められた旧谷筋との関係

岩樋と堆積地の地形配列は、かつてここにあった旧谷筋と密接に関係していることが分かる。旧谷筋は周囲より低くなっているため、熔岩が流下する際には旧谷筋で厚くなり、それ以外のところでは薄くなる。このことが岩樋と堆積地といった対照的な地形を作るうえで大きな役割を果たした。即ち、岩樋は、現河床が熔岩の厚い部分、つまり岩樋熔岩流下前の旧谷筋と一致する所に形成される。一方、堆積地は、現河床が熔岩の薄い部分、或いは熔岩のない場所、つまり旧谷筋以外と一致するとき形成される。

このことは、次のことを手掛かりに岩樋部全体で、旧谷筋を復元した結果からも確認された。つまり、第一に河床に垂直な熔岩の側面に熔岩の自破碎部分が見られ、その上部で熔岩が側壁に寄り掛かっているように見られる部分、或いは側壁から溢れてたように見える部分があれば、そこが旧谷筋の谷壁である。また自破碎部分のみが見られても、そこが熔岩の端であることには違いないので、周りの状況と突き合わせて旧谷筋の谷壁を認めることも可能である。第 2 に片側の谷壁には薄い熔岩があるか、或いは熔岩が見られないのに対し、反対側の谷壁には厚い熔岩が見られ、その厚い熔岩の側面に自破碎部分が観察されれば、そこは旧谷筋の谷壁である。また、仮に自破碎部分が見られなくとも、旧谷筋の中にまで

側刻が及んだものと考えれば、旧谷筋の位置が推定できる。第 3 に片側の谷壁に見えていた厚みのある熔岩が反対側に移った場合で、その間の河床上を熔岩が埋めていれば、これらのものは旧谷筋を埋めた一連の熔岩である。以上のような判断基準を基に推定した旧谷筋の位置を第 3 図に示した。現河床が、旧谷筋に一致するところでは岩樋となり、旧谷筋以外のところでは堆積地となっている対応関係が明らかである。

岩樋熔岩が流下した旧谷筋の規模は、次のようなものであろう。その深さは、第 4、5 図で最も厚みのある熔岩が 10m 程度観察されることから、かつての谷の深さも少なくとも 10m はあると推定できる。また、現河床が旧谷筋を埋めた熔岩を横断している地点で捉えられる旧谷筋の幅は 10 数 m であった。これは、熔岩が谷から溢れてたように見える露頭が両側に確認された地点で、距離を測ったものである。なお、岩樋熔岩が流れた範囲について津屋 (1959) は、大沢の南側にある竹沢と北側の深沢の間(約 600 m 位の幅)を流れ下ったとしている。しかし、この 2 つの沢の溪床に露出する熔岩と岩樋熔岩の同一性を見極めるのは難しい。また、地形から熔岩の広がりや推定することも、岩樋熔岩の上位の堆積物の厚さが 10m 以上あるために困難である。旧谷筋から溢れた熔岩の厚さが、僅か 2~3 m であることを考えると岩樋熔岩は、広範囲に広まって流れたものではないかもしれない。ただし、筆者らが観察したものは、単に地形の高まりによって分流した岩樋熔岩の一部を見ている可能性も否定できない。

第 4 図に示された熔岩上面の勾配の変換点は、旧谷筋に所々に存在した滝のために生じたものと考えられる。また岩樋熔岩と旧期熔岩の間に泥流堆積物を挟まず直接、接している露頭が確認された。これらのことから、旧谷筋では谷底に熔岩がナメとして露出していたか、或いは岩樋を形成していたものと推定される。現在、大沢の周囲に見られる多くの沢は谷底で幅が数 m であり、谷の形状は深い V 字型をしている。旧谷筋の規模は、谷幅や深さを考慮すると、これらの沢とほぼ同規模か、それより少し大きめであったと推定される。

IV 岩樋部の地形変化に関する水路実験

1) 実験の目的と方法

野外で観察された堆積地の上下流への伸び方は、比較的柔らかい泥流堆積物の侵食と薄い熔岩の崩落を繰り返しながら、谷頭が上流に遡上してきたと考えられる。しかし第4、5図に示した区間の堆積地の上下流端では、旧谷筋を埋めた厚い熔岩に行き当たり、そこは垂直な滝となっている。これより上流に堆積地が伸びるためには、この厚い熔岩を削らなくてはならない。この区間の形状は、今後どのように変化して行くのであろうか。

このことを考察するため実験水路に、熔岩に見立てた石膏を敷き、水と砂を長時間流すことによって石膏の侵食形状がどのように変化して行くかを観察した。なお、本実験は形状の変化に重点を置き、変化に要した時間に関しては本稿では深く考察しない。

実際の1/50程度の模型を作ることを念頭に置いて、実験条件を設定した。つまり、水路勾配と石膏の勾配は、岩樋熔岩の流れたときの勾配にほぼ等しい7.7°に設定した。また、堆積地の勾配も6°前後になるように流量と流砂量のつりあいを調整した。侵食によって生じる石膏の形状は、侵食過程によって確立されるものとし、その形状が限りなく実際の岩樋に近い状態になるように、石膏の強度を砂との混合比を変えることで調節した。

堆積地の勾配はここ1000年間でみれば、ほぼ一定に保たれてきたと考えられる。なぜなら流れ下る物質が平均的にはほぼ同じものと考えられるからである。そこで実験でも砂の堆積勾配がほぼ一定に保たれるようにした。実際、熔岩を削るのは土石流が流下した時と考えられ、土石流は持続性のあるものではない。しかし、本実験では1000年間に大沢で生じた断続的な砂礫の流れを、連続的な流れとして再現し、熔岩床の侵食形状変化を観察した。

2) 実験装置及び実験手順

(1) 実験装置

実験には、長さ6m、幅20cm、高さ30cmの透明アクリル水路を用いた。この水路の下流端には水槽を置き、そこに口径32mmの水中ポンプを設置し、

水路下流端から流出した砂と水を循環できるようにした。これにより、長時間の侵食実験が容易となる。

水路の下流端から1～2mの区間に、石膏と砂の混合物を13cmの厚さで敷きつめた。以後、この区間を石膏区間と呼ぶ。なお混合物は、石膏（ボード用石膏プラスター）と砂（中央粒径0.18mm）とを1：3の比率で混ぜたものであるが、以後この混合物を単に石膏と呼ぶ。水路下流端には高さ5cmの堰を設け、通水したときに上流から堆積地-石膏区間-堆積地となるようにした。

(2) 実験手順

循環させる砂は、中央粒径0.71mmの濾過砂（規格JWWA A-103合格品有効径0.6mm均等係数1.3）を用いた。砂の堆積面の勾配が安定するまで石膏が削れないよう石膏表面をラップフィルムで覆った。そしてポンプで水と砂を循環させ、流量と投与する砂の量を調節しながら、堆積地の勾配が5°以上になるまで通水した。砂は下流端の水槽にポンプが詰まらない程度に少しずつ投与した。

堆積地勾配が5.1°になった時点で通水をやめ、これを初期形状とした。このとき循環している砂の総量は乾燥砂107kg、ポンプにかけた電圧は100Vで以後これを維持した。その後、石膏に被せたラップフィルムを取り除き実験を開始した。実験中は、ある時間毎に流量と流砂量を量り、数から数十時間おきにポンプを止め、石膏区間で10cmおきに横断高を測り表面形状の変化を観察し、堆積地勾配も併せて測った。

総通水時間は34時間である。実験中、流量が800～1000cc/s、流砂量が100～130g/sでほぼ一定に維持された。

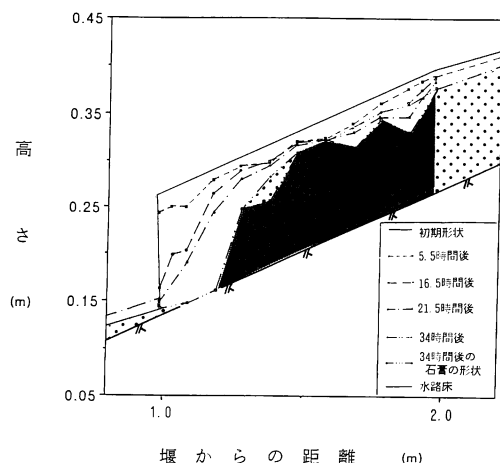
3) 実験結果と考察

通水後、初めのうち石膏区間の表面は平坦面を保っていたが、5時間程すると石膏区間全面に凹凸が形成された。また、流れが右岸側に偏り、右岸から2cmぐらいのところ、石膏全区間にわたって最も下刻が進んだ。石膏区間の最低河床高の縦断変化を経過時間毎に第6図に示した。前の時間の縦断形より高くなるという箇所が見られるが、これは、通水8時間前後から石膏の削れたところにしばしば砂の

堆積が生じたためである。つまり、第6図の縦断形は堆積した砂の高さも含めたものである。ただし34時間後のみ、堆積した砂を除去して石膏自身の形状も捉えた。また、堆積地の勾配は実験の始めには約5°であったが、時間が経つにつれ次第に急になり、最終的には6°になった。これは石膏が石膏区間の上流側に堆積していた砂の堰の役目を果たしていたのが、実験で石膏の表面が削れるために、堰高が低くなり上流に堆積していた砂が循環する砂に過剰分として加わったためである。

この実験の結果、石膏区間は次のように削れた。石膏区間の下流端では、始めは平坦で凹凸が多少あったが、やがて小さなポット・ホールが形成され、ここに流水が集中し始め、急速に侵食が進行した。その結果、急勾配区間が形成され、時間が経つに連れ上流に遡上していった(第6図)。

また、1.5mから2.0mの区間の縦断形状の変化を見ると、表面に凹凸はあるものの平均的には、ほぼ初期勾配を保ちながら、平行に低下していることがわかる。ただし石膏表面の凹凸は、時間が経つに連れて深くなった。実験後半では、凹地に砂が堆積し平坦となったが、時々この堆積した砂がなくなり、石膏表面が洗掘を受けた。



第6図 石膏区間の最低河床高の時間変化
34時間後の石膏部分には網を、砂の堆積部分にはドットを付した。

以上の結果から石膏区間の削れ方には2通りあることが分かる。それは、侵食量の多い急勾配区間の遡上による侵食と、侵食量の少ない初期勾配を保ちながら平行に河床が低下することによって生じる侵食である。

これは次のようにして生じたと考えられる。急勾配区間の遡上については、Gardner(1983)がそのプロセスを説明している。即ち遷急点での突然の縦断形の変化が、その勾配の変換点に向かって水深の減少をもたらす。同時に流速が増す。これが遷急点の面とその縁で河床剪断力の増加による侵食を引き起こし、急勾配区間を上流に遡上させる。つまり、本研究は堆積区間で緩やかだった勾配(約5°)が、石膏区間で勾配が急になり(7.7°)、そのため流速が増した(堆積区間:平均0.8m/s、石膏区間:平均1.1m/s)。特に垂直な滝のある石膏区間の下流端では、水流の収束により、河床の侵食力が増す。その結果、石膏が削れて急勾配区間が形成され上流に遡上する。しかし、このときの石膏の形状は、初期条件で与えた垂直な滝としてではなく、急勾配な早瀬をなして上流へ遡上していく。

また、河床の平行低下は、次のように生じたと考えられる。堆積区間から石膏区間への勾配の変化は、流れるものに対し過剰なエネルギーを与えた。それが流速の増加となって現れたのであるが、それに対し、その過剰のエネルギーを発散させる動きもまた生じた。これが河床に凹凸となって現れたと考えられ、一旦凹凸が作られればエネルギーの収支が釣り合い、結果として平均勾配は初期形状と同じになる。そのため石膏が削れることによって河床が低下してもその勾配は保たれ、平行に低下したのであろう。

この実験では、石膏区間の凹地に実験の中盤から砂が堆積した。しかし、実験後半に至っても石膏区間の縦断形は平行に低下していた事から、石膏区間の堆砂の影響は、それほど著しいものではないと考えられる。

V 岩樋部の地形発達

前記の野外調査や水路実験でわかった事実を基に、岩樋部の地形発達について考察する。

現在の大沢が形成されるまでの過程は、岩樋熔岩流下前の谷の形成、岩樋熔岩の流下、古大沢の発達、その後の下刻期（現在）に分けられる。岩樋熔岩流下前の旧谷筋、岩樋熔岩の規模などについてはIII章4節で述べた。古大沢は、現在の大沢の前身にあたるもので流路もほぼ同じ位置にあったと考えられる。谷の規模は、上流で生産され流下する土砂の量に比例すると考えられるので、古大沢期の崩壊地の大きさがわかれば当時の谷の規模も推定できる。しかしその後生じた現大沢の巨大な崩壊地によって、古大沢の規模を推定できるものは、ほとんど残っていない。唯一残っていると思われるものが、岩樋熔岩の上位の泥流堆積物に見られる数段の段丘である。それが古大沢によって生じたものとする、比較的、河床幅があって、規模としては他の沢よりも大きいものであったと推察される。

現在の岩樋部については、岩樋と堆積地の地形配置を規定する要因についてIII章3節で述べた。ここでは、その形成過程について考える。第4、5図で示した堆積区間の上流への遡上の仕方は、他の大きな堆積地についても同様であろう。即ち、下位の柔らかい泥流堆積物を削ることにより、旧谷筋から溢れた薄い熔岩が崩落するという過程を繰り返しながら上流に遡上したと考えられる。溢れた熔岩の厚みは、約2～3 m前後と薄い。この程度の厚みの熔岩は、岩樋部の至るところで削られて小さな堆積地となっている。

ところが侵食が下位の泥流堆積物に及び堆積地が上流に遡上拡大するには、堆積地の長さがある程度以上必要となる。なぜなら、河床勾配は熔岩上面の勾配より緩いため、堆積地が長いほど、堆積地上流端での熔岩底面と河床との比高が大きくなり、侵食され易い泥流堆積物が上流端で厚く露出する為である。その結果、堆積地は比較的容易に上流へと拡大遡上すると考えられる。一方、旧谷筋の厚い熔岩は、侵食されにくい堅固な基盤となる。そのため拡大途中の堆積地がどこで旧谷筋と交わるかによって、堆積地の大小が決まる。つまり厚い熔岩に達すると、堆積地のの上流への容易な成長は阻まれる。実際、旧谷筋の厚い熔岩を削って上流に遡上しているような

堆積地は観察されていない。堆積地の上下流の成長は、以上のようなものであるが、堆積地の側方への侵食は、日射による影響のためか、南向斜面の右岸側で多く観察された。熔岩の岩塊の崩落は、薄い熔岩の場合もあるし、旧谷筋の厚い熔岩の場合もある。つまり、堆積地の側方への成長は、僅かであるが進行している。

岩樋は、堆積地の上流端で特に顕著になる。これは、実験で説明したように、滝の存在による河床剪断力の増加と関係があると思われる。実際の削れ方は次のようなものであろう。つまり熔岩が削られるのは土石流が流下するときであるが、熔岩は摩耗されるのではなく、熔岩の節理に沿って剥されると考えられる。また、岩樋の底面や側面は滑らかであるが、大きな礫が衝突して底面、側面を滑らかにしたとは考えにくい。礫は岩片を熔岩の節理などから剥がす場合に有利に働くが、熔岩表面を滑らかにしたのは砂サイズのものであると思われる。また滝が遡上する場合には、節理面から岩塊がとれ、急速な遡上が行われる。以上の事が繰り返された結果、堆積地は上流に伸び、最終的に大沢の流路上には、岩樋熔岩は存在しないという状況になるかもしれない。しかし、さらに下刻すれば、岩樋熔岩の下位にある旧期熔岩につくあたり、同様にして再び岩樋を形成するのではなからうか。

実験での石膏の削れ方には、急勾配区間の遡上と、河床の平行低下との2通りが認められた。これを実際と比較した場合、急勾配区間は小さな堆積地のの上流端で見られる急勾配の滝（早瀬）にあたると思われる。一方平行低下した区間は、上流に延びる岩樋に相当すると思われる。岩樋の勾配（ 10° ）が、熔岩上面の勾配（ $7\sim 8^\circ$ ）、即ち初期勾配より急であるのに対し、実験では初期勾配と平行に河床低下した。これは、石膏は表面に凹凸を作って勾配を安定させるのに対し、熔岩は初めのうちは平行に低下するかもしれないが、やがて節理部分から剥されるため、石膏に生じた凹凸より、更に起伏の大きな凹凸を形成する。これが岩樋区間の勾配が熔岩の勾配より急になった原因ではないかと考えられる。

この実験で対象とした区間は、岩樋部という短い

スケールであるが、更に大きなスケールにも対応できるのではないと思われる。例えば、平野部などの緩い勾配を流れていた河川が、下刻過程で、河床に岩盤が露出する区間にあたると、その区間は勾配が急になり、また平野部になると勾配が緩くなるという現象も、結局はこの岩樋区間が急勾配になることと同様の理由によると考えられる。

最後に岩樋部の上流側に位置する中流部の事を考える。中流部の平均勾配は岩樋部とほぼ同じである。しかし、河床、或いは側壁に熔岩は観察されるが、岩樋は形成されず、河床表面は砂礫によって覆われている。勾配が急である事を除けば、岩樋部の堆積地にあたるという見方ができる。この区間の勾配が急な理由は、砂礫の粒径が岩樋部と比べ大きい為とも考えられるが明かではない。ここで岩樋が形成されない理由としては、次のようなことが考えられる。即ち、現在の中流部の谷の位置が、岩樋部で見られた旧谷筋とずれているか、或いは中流部では岩樋熔岩の厚さが薄いかである。岩樋熔岩流下時に、中流部が現在と同様な堆積地を成していたならば、岩樋熔岩の厚さは、下流の岩樋部と比較して薄くなり、岩樋部で旧谷筋を埋めた厚い熔岩も生じなかったであろう。結局の所、この点を明らかにするには、それぞれの区間での熔岩の厚さが、山頂から山麓へどのように変化するかを調べる必要がある。

VI おわりに

本研究では、富士山大沢の岩樋部の成り立ちを野外調査によって調べ、岩樋と堆積地という2つの対照的な地形の成因を明らかにした。即ち、1) 岩樋部の地形形成には、旧谷筋を埋めて流下した岩樋熔岩が大きく影響していること、2) 岩樋は熔岩の厚い所、即ち旧谷筋と一致する場合に形成され、3) 堆積地は旧谷筋以外の場所に形成されるということである。

また本研究では、石膏を使って岩樋の地形変化を予測するための水路実験を行なった。この結果、滝となって水流が落ち込む遡急点(石膏区間の下流端)では、流速の増加と水流の収束によって河床剪断力が増すため急勾配区間は上流に遡上するが、石膏区

間では河床に凹凸が形成されることにより堆積区間より急な勾配で安定し、その勾配を保ったまま平行に河床が低下することが明らかになった。

一方、今後の課題として残された点も多い。発達史に関して言えば、一番重要な、それぞれの発達ステージの年代がまだはっきり分かっていない。特に、岩樋熔岩が流下した年代、岩樋熔岩流下以前に形成された谷の年代が不明である。また岩樋熔岩や旧谷筋の規模や形態に関しても今後、現地調査を通して明らかにしていかななくてはならない。実験に関しては、初期勾配より急な岩樋がここでは再現されなかった。これは、溶岩には節理があるのに対し、石膏には節理がないのが原因と考えられる。今後、侵食させる物質に溶岩の節理に対応するようなものを付加させて実験を行ったり、また石膏の堅さを変えて実験してみる必要がある。

最後に、1991年の11月の終わりにかなり大規模の土石流が大沢で発生した。これによる地形変化により新しい事実が明らかになるかもしれない。今後の研究に期待したい。

謝 辞

本研究を進めるに当たって、上武大学商学部助教授伊勢屋ふじこ先生には、終始、大変貴重な御助言、ご指導を頂き感謝しております。また、現地調査、実験等における筑波大学環境科学研究科米山哲郎氏の尽力、御助言は、大変有益なもので参考にさせて頂きました。富士砂防工事事務所の皆さんには、現地調査を進めるにあたり便宜を図って頂きました。

また、現地調査、実験の際に、快く手伝って下さった筑波大学地球科学研究科の渡部真氏、同大学自然学類学生田口修氏、那須野功氏、藤田直二郎氏、M.I.T.の院生 Thomas Hickson 氏、それから水理実験センター技官飯島英夫氏には、何かとお世話になりました。

厚く御礼申し上げます。

文 献

津屋弘達 (1959) : 大沢沿岸地域の地質と大沢崩の発達。
富士山大沢崩対策、静岡県、1、36-50。

岩塚守公・町田 洋 (1962) : 富士山大沢の発達. 地学雑誌, **71**, No. 4, 143-158.

岩塚守公・町田 洋・小池一之 (1964) : 富士山大沢に見られる砂礫移動の特性. 水理科学, No.36, 52-70.

Thomas W. Gardner (1983) : Experimental study of knickpoint and longitudinal profile evolution in cohesive, homogeneous material. Geological Society of America Bulletin, **94**, 664-672.