富士山大沢扇状地の形成過程と土砂変動

中山政一** 今村遼平
真砂祥之助 武田裕幸

On the Process of Formation of “Osawa Fan”, Mt. Fuji and Volume Variation of Debris

by Masaichi Nakayama, Ryohei Imamura, Syonosuke Masago
and Hiroyuki Takeda

Abstract The debris produced at so-called “Ōsawa Rock Fall” located along the west slope of Mt. Fuji are transported through the narrow stream called “Iwa Toi” and make big deposits on “Ōsawa Fan” area. Topographic and quantitative variation of “Ōsawa Fan” are discussed in this paper. Airphotogrammetric profile survey comparing the airphotographs taken in three different stages, geologic and topographic field survey are carried out for this purpose. Results of this study are as follows;

- 1) This area is formed of four topographic planes, such as the original plane consisting of Fuji volcanic ejectas, the plane of old stage fan, of middle stage fan and of new stage fan. Exactly, the last plane is classified to high and low-level plane along the streams.
- 2) Topographically, Ōsawa fan area is classified to some sections such as the transporting section, the transporting section accompanying some deposition, the depositing section the re-eroding section of fan deposits and the re-depositing section.
- 3) In this area the total volume variation of river bed deposits increased 195,900 m³ in volume during 4 years from 1958 to 1962 and decreased 170,600 m³ from 1962 to 1967.
- 4) Debris derived from Ōsawa Rock Fall are not transported directly toward the lower area of the fan, but deposit temporarily at the upper part of the fan, then re-erosion is open from the front zone of the deposits to transport them to the lower parts to form small fan gradually. The range of deposition of fan also deviated gradually from north to south.

まえがき 富士山大沢崩れの下流部のいわゆる大沢扇状地について、撮影時期の異なる3回の空中写真を用いて、空中横断測量による土砂変動量調査を行ないあわせて形態の変化状況を知り、当扇状地の形成機構を明らかにしようとした。

1) 大沢扇状地には4~5の地形面があるが、土砂変動のもっとも激しいのは低位の堆積面である。

2) 大沢扇状地では上流から下流にかけて、土砂の流送区間、堆積区間、再侵食区間、再堆積区間などが区分され、土砂は徐々に下流に移動し扇状地が形成されている。扇状地の分布範囲は北から南へ徐々に移動

している。

3) 昭和33年10月から42年12月までの、土砂変動量は差引25,300 m³増と算出されたが、33年~37年には差引20万 m³近い土砂が上流部より供給され、37年~42年にはこの大半がさらに下流へ流送されたことを示している。

4) 大沢扇状地での土砂供給源としては、大沢崩れから直接供給されるものの他に、扇状地自体の再開析による量も大きな意味をもっている。

富士山西斜面のいわゆる「大沢崩れ」*では現在盛んに崩壊が進んでおり、小論で対象とした昭和33年10月から同42年12月にかけては、伊勢湾台風を初め度々の豪雨にみまわれ、かなりの土砂が生産されたと推定される。生産された土砂は、下流の大沢扇状地に流送され、一部は堆積し一部はさらに流出したもようである。このため大沢扇状地内で激しい土砂変動があったとみられる。この土砂変動量と、その移動形態・堆積形態を明らかにするために空中横断測量、写真判読、現地調査を行なった。小論ではその調査結果の一部に

* 大沢崩れと地質の関係については津屋弘達 (1940, 1959) の研究がある。岩塚守公、町田洋等 (1962, 1964) は、大沢の起源や土砂変動量、移動様式などについて研究し、大沢は古大沢と現大沢とに区別されること、その形成開始の時期は、放射性炭素による年代測定の結果では、古大沢は2,500~3,000年前、現大沢はほぼ1,000年前であること、現大沢の総侵蝕量は地形計測から $6.5 \times 10^7 \text{ m}^3$ と算定されること、中下流部分の昭和34年以降1年間の土砂変動の総量は98,000~108,000 m³と算定されること、などを示した。

昭和44年度写真測量学会にて一部講演

** 国際航業 K.K. 地質部

Kokusai Aerial Surveys Co., Ltd., Tokyo.

「写真測量」Vol. 8 No. 2 1969

図 1 調査区域図

Fig. 1. Map showing surveyed area.

ついて述べる。

調査区域は、標高約 900m の大沢岩樋末端付近から潤川沿いに県施工蛇かど堰堤下流 0.3 Km (標高約 580m) までと、芝川分流点から下流 0.5 Km までの範囲である。

この小論をまとめるにあたり、種々便宜をはかっていただいた建設省沼津工事事務所の関係各位に厚く感謝の意を表する次第である。

1. 調査の方法

この調査の内容は、

- 1) 撮影時期の異なる空中写真から空中横断測量により大沢扇状地の横断面図を作成し、
- 2) その結果を用いて各期間毎の土砂変動量を計算し、
- 3) 写真判読と現地踏査によって堆積形態の特性を知ることにある。使用した空中写真は下記の通りである。

撮影年月	撮影機関	写真縮尺
昭和 33 年 10 月	静岡県	1/25,000
昭和 37 年 11 月	林野庁	1/20,000
昭和 42 年 12 月	静岡県	1/11,000

1-1. 空中横断測量

横断測線は潤川本流で 30 本 (No. 1~No. 20 間が約 100m 間隔, No. 20~No. 30 間が約 200m 間隔), 芝川筋で 5 本 (No. 31~No. 35 間が 100m 間隔) 設定した。(図 10 参照)

測定にはステレオ・プラニグラフ C8 を使用し、前記 3 時期の写真上で、同一断面線沿いに、測点間隔 10 m 程度を基準として各測点の標高を求めさらに地形変換点毎に細かく測定した。測定結果を縮尺縦 1/100, 横 1/100 の「河床断面図」として表した。図 2 にその 1 例を示す。

1-2. 土砂変動量の計算

前述の空中横断測量の結果を用いて各期間の各断面線区間毎の土砂変動量を次式により計算し、全区間について集計した。

$$v_n = 1/2(S_n + S_{n+1}) \cdot l_{n,n+1} \quad \text{ここに}$$

S_n : 断面線 No. n の変動断面積

$l_{n,n+1}$: 断面線 No. n と No. $n+1$ 間の距離

v_n : この区間の土砂変動量

これを全区間について加えれば全体の土砂変動量 V

$$\text{は } V = \sum_{n=1}^k \frac{1}{2} (S_n + S_{n+1}) \cdot l_{n,n+1} \text{ で表わされる。}$$

1-3. 空中横断測量における精度

全工程を通じての誤差は、写真縮尺、測定誤差、断面拡大率、断面線間隔などの作業条件によってその都度異なり、非常に複雑である。測定誤差は写真撮影高度の 1/10,000~1/7,000 位といわれている。断面線間隔は定義の仕方でも幾通りも考えられ、土量計算には結局もっとも影響が大きい。したがって標高測定をむやみに厳密に行なっても誤差の配分がアンバランスになることがあり得る。ここでは、標高は 0.1m 単位、断面線間隔は 1m 単位で測定し、土砂量は 100m³ 単位で 4 捨 5 入して扱った。

図 2 空中横断測量による河床断面図の例 (断面線 No. 25)

Fig. 2. Example of river-bed profile surveyed photogrammetrically.

図 3 大沢扇状地の地形区分図

Fig. 3. Topographic division of surveyed area.

2. 地形・地質の概要

調査地は旧大沢扇状地に刻まれた流路と、この流路により形成された新しい扇状地の部分に当たり、いくぶん侵蝕されてはいるが堆積原面を示すと思われる4~5の地形面が最高約10mの比高を有して分布するところである。図3は調査区域を水平的に見た地形区分図である。A面は富士火山噴出物の凝灰角礫岩と玄

図 4 大沢扇状地々域の綜合柱状図

Fig. 4. Compiled geologic columnar section of surveyed area.

武岩質安山岩溶岩類のなす面で、初生的な面と考えられる。

B面は地質時代の古い沖積扇状地堆積物の作る面で、岩樋に近い部分では現河床面から約10mの比高を有する。しかし、西方に徐々に高度を減じ、下流の蛇かご堰堤付近になると、これよりも新しい堆積物により形成されるC面との比高がほとんどなくなる。また岩樋末端から約500m下流付近では、A面を構成する

上記富士火山噴出物を旧大沢扇状地堆積物がおおっているのが観察され、さらに富士火山噴出物の上部には厚さ約1.5mの火山灰層が認められる。

C面は上流から流送されてきた土砂が、流送能力の減少によって扇状にまき散らされてできた比較的新しい扇状地の面で、通常、現河床面より3m±の比高を有しており、変動は比較的小さいが、4~5年間では数10cmの変動を示す。

D面は現在の河床で、土砂の移動の最もはげしい部分で、凹凸もはげしい。

E面の区域はC面とほぼ同じものであるが、侵蝕路が数多く発達している点で特徴的な区域である。

調査区域の大部分を占めるのは扇状地堆積物であるが、膠結度が小さく、脆くて、崩れやすく、流路の側方侵蝕が著しく進んでいるのが見られる。

植生はD面が最も不良で、C面、E面は灌木、雑草、広葉樹など多く、A面、B面では針葉樹もかなり混じっているのが見られるなど、地形面と密接な関係がある。図4に総合地質柱状図を示す。

3. 大沢扇状地の形態的变化

3-1. 縦方向の形態的变化

3時期の空中写真の判読から得られた大沢扇状地の形態的区分図から知られる事項をとりまとめて表1に

図 5 大沢扇状地の形態的区分図

Fig. 5. Morphologic division of surveyed area.

表 1 大沢扇状地における区間ごとの特徴

区 間		断面線 上 流 No.0 より I	No. 0～No. 10 付近 II	No. 12～No. 20 付近 III	No. 20～No. 27 付近 IV	No. 27～ V
地 質		富士火山噴出物 安山岩熔岩	上流部 富士火山噴出物 安山岩質角礫凝灰岩 下流部 旧期扇状地堆積物	扇状地堆積物 礫砂	扇状地堆積物 礫砂	扇状地堆積物 礫砂
流 路 の状況		直線的 U字状で 谷底が深い 流路巾に変化 少ない	上流部 直線的U字状 下流部 ゆるくカーブ 巾が増す 谷底は深い	扇状に広がる 分流はげしく 不明瞭になる 谷底は浅い 比高 2～3m	3～4 本に合流 中期扇状地と の比高 1～2m 大きくカーブ するものは少 ない	分流 (下のえん堤) 底は浅い
現河床の 堆積状況		ほとんどなし	下流部ほど多くなる	大量に堆積 中心部より周 辺部に巨礫が 目立つ	礫径そろって いる 比較的小さい	えん堤を埋める 礫径はそろっ ている
侵 蝕 の状況		ほとんど行な われていない	下流部では右岸の 侵蝕 上流部では底方向 の侵蝕	左岸で少し侵 蝕あり	中期扇状地堆 積物を再侵蝕	
段 丘		なし	4 段 幅がせまい	3 段 ほとんど比高 なし	3 段 3 段目にあたる 部分の面積が相 対的に増加	3 段 ほとんど比高 なし
植 生	1 段 2 〃 3 〃 4 〃		植生ほとんどなし 雑草, 岩塊に苔 広, 針葉樹, 灌木 雑草, 針, 広葉樹	植生ほとんどなし 雑草, 灌木 灌木広, 針葉樹	植生ほとんどなし 雑草, 灌木 灌木, 雑草, 広, 針葉樹	植生ほとんどなし 雑草, 灌木 灌木広, 針葉樹

示した。

図 5 の凡例

1. 侵蝕路 (堆積物)	} 新期扇状地堆積物
(現河床)	} 大沢
扇状
地堆
積物
2. 低位流水路 (堆積物)		
3. 高位流水路 (堆積物)		
4. 中期扇状地堆積物 (低位)	} 中期扇状地堆積
物 (中位)	
5. 中期扇状地堆積物 (高位)		
6. 旧期扇状地堆積物 (高位)		
7. 火山砂・火山灰層	} 富士
火山
噴出
物	
8. 凝灰角礫岩		
9. 富士見橋熔岩流		
10. 富士山新期熔岩流		

図 5 はその中の昭和42年の写真と現地踏査から作成したものである。本地区は前述したように、主に富士火山噴出物と扇状地堆積物からなっており、これら構成物の膠結度、固さなどの相異が、河道の侵蝕などの形態上の変化に大きく影響している。河道は、標高約900m 付近より上部の岩樋と称する富士火山の熔岩中を刻んだ樋状の部分では浅くて、ほとんど側方・下方侵蝕のない完全流送区間となっている。3時期とも河道の変化は全くみられない。岩樋末端からその下流約500m にわたる、凝灰角礫岩を主とした火山噴出物の

分布する区間では、河道は直線的にのび、比高約10mの垂直の崖をもつU字形を呈している。このことは下方侵蝕はかなり行なわれているが、側方侵蝕は弱いことを示している。しかし、扇状地堆積物の分布する区間にはいると、河道はやや低平となり、また蛇行が見立ってきて、下方侵蝕よりむしろ側方侵蝕の方が活発となることを示している。

傾斜変換点となる断面線 No. 15 付近から、河道は

図 6 大沢扇状地の大量堆積区における堆積と再侵蝕を示す図

Fig. 6. Schematic figure showing the relation between deposition and re-erosion at mass-deposition area.

扇状にいくつにも分岐し、はっきり追跡出来なくなる。運ばれて来た土砂がこの付近でまき散らされることと、河道が消滅することは密接な関係があることは明らかで、ここまで土砂を流送して来た流水が地形的変化によって分岐伏流して流送能力を失うためと解される。まき散らされた土砂の末端は、後述するようにそのやや下流側から再び発達する分岐河道中に流れ込んだような形で堆積しているのが特徴的である。(図 6 参照)

さらに下流に達すると一度分散して不明瞭になった流路とは別に、流送されてきた最も新しい土砂(扇状地堆積物)の末端付近から新たに別個の細かい侵蝕流路が形成され、それらの何本かが互いに合流して、周囲と 1~2m の比高を有する河道へと発展している。こうした現象は、小規模ながらも下流の蛇かご堰堤付近においても一部観察される。

また、断面線 No. 5 付近には高さの異なる 4 つの面が認められるが、扇状地の部分では 3 面しか認められない。さらに、前者の面は垂直に切り立った小崖で境されているため境界が明確であるが分布が狭く、後者は境界は不明瞭となるが分布面積は広いという点で対照的である。

植生は、第 1 段(現河床堆積物のうちの低位流水路面。図 4 参照)には稀に礫に苔が付着しているくらいでほとんどない。第 2 段(高位流水路面)には、雑草ないしは苔類の生育が観察され、第 3 段目(中期扇状地堆積物面)には、灌木、雑草、広葉樹が主に分布する。4 段目の旧期扇状地堆積物面には広葉樹、針葉樹、灌木などが生育している。このように、地形面と植生との間に密接な関係が存することが、写真判読上大き

な効果をもたらすことはいうまでもない。

現河道によって流送された最も新しい土砂(扇状地堆積物)は、断面線 No. 15 の下流で大量に堆積し盛り上っているのが明確に判読できる。現地踏査によると、礫径は一般に下流になるほど小さくなるようである。さらに、大量堆積区の中心部付近で粒径が細くなる傾向がある。ところが、大量堆積区の末端、すなわち新たに小さな侵蝕流路が形成される部分では、大礫がゴロゴロしているのが目立つ(図 6)。

以上述べてきた事柄をまとめると次のようになる。

- ①現在のところ、とくに侵蝕、流送、堆積など土砂変動に直接関係するのは、主として現河床堆積物である低・高両流水路の 2 面であり、3 段目の中期扇状地堆積物の面にまで影響を及ぼすことは少ない。
- ②流送を主とした地域における河道は、U 字形を呈して底が深く、河道幅の変化もなく直線的であるのに対し、側方侵蝕の著しい地域および土砂の堆積を主とした地域では、幅が広く底の浅いのがめだち、河道の変化もはげしい。
- ③扇状地は一般に流路変化のはげしいのが常であるが、とくに堆積区でその傾向がつよく、断面線 No.

図 7 大量堆積区の時間的変遷を示す図
Fig. 7. Schematic figure showing the periodical deviation of mass-deposition area.

図 8 大沢扇状地における区間河床変動量
Fig. 8. Figure showing volume variation of riverbed deposits at surveyed area.

15より下流のような大量堆積区では流路そのものが不明瞭になり、ついには消滅してしまう。

- ④侵蝕区間や堆積区間は常に同一場所に定まっているのではなく、時間的経過に従って多少移動する。

3-2. 横方向の形態的变化

上述のような河道に沿った縦方向における形態的变化とは別に、大量堆積区間では時間的経過とともに横方向への堆積区の変遷が認められる (図 7)

すなわち、昭和 33 年の空中写真にみられる断面線 No. 13~14 付近では、河道は芝川筋に向いており主としてこの方向に流水とともに土砂をはき出して来たことがうかがわれる。ところが昭和 37 年の写真では断面線 No. 10 付近で南側に分流が始まり、流路の幅自体は広くはないが、この方向が地形的にみて低地となっているため、多量の土砂と水をこの方向にもたらしたと推測される。さらに昭和 42 年になると流路の主体は現在みるごとく完全に南側のものとなり、芝川筋に向いていたものは流路幅も狭くなり、明確に流路と認められる部分も不連続になっている。このことは、再侵蝕区間である断面線 No. 20~27 付近にも反映されており、昭和 33 年には潤川左岸に沿って明瞭な流路が認められなかったにもかかわらず、昭和42年のものには左岸沿いに明瞭に流路が認められるように変っている。また、堆積物も芝川筋に厚く堆積しており、断面線 No. 13 付近で芝川筋と本流側とでは、3m 近くの比高がある。これらの事柄は、かつては芝川筋方向に土砂が運搬堆積されていたのが、この付近が大量堆積区間となったため、隣接する相対的な低地であっ

た南側にその方向を変えたものと見ることができる。

このように、大沢扇状地では、断面線 No. 12 付近を要として土砂堆積区が、北から南に向けて移動しており、(図 7)、この傾向は今後も進むものと思われる。しかし、ある程度南側で堆積が進行すると周囲より地形的に高くなるため、再び、北側に向けて堆積区が移動するものと思われる。このような移動が何年位の周期を有するか、現在のところまだ明らかでない。

4. 大沢扇状地堆積物の量的变化

表 2 に岩樋から蛇かご堰堤に至る区間の土砂変動量を示す。

表 2 大沢扇状地における土砂変動量 単位 m^3

	昭 33 年～ 昭 37 年	昭 37 年～ 昭 42 年	昭 33 年～ 昭 42 年
潤川本川	204,200	-175,600	28,600
芝川筋	- 8,300	5,000	- 3,300
計	195,900	-170,600	25,300

また図 8 及び図 9 には各断面区間毎の区間土砂変動量と累加土砂変動量を示す。

これらの表、及び図から判る通り、昭和 33 年 10 月から昭和 37 年 11 月までの 4 年間に、潤川本流で $204,200m^3$ の土砂量の増加があり、芝川筋で $8,300m^3$ の減少を示している。使用した最初の写真が昭和33年10月に撮影されたものであることから、この $20 万 m^3$ に近い量の土砂をもたらし最大の原因は、昭和34年9月の伊勢湾台風、昭和 36 年 6 月の梅雨前線豪雨及

図 9 大沢扇状地における累加河床変動量

Fig. 9. Figure showing accumulated volume variation of river bed deposits at surveyed area.

図 10 大沢扇状地における侵蝕，流送，堆積の区分図
Fig. 10. Division of erosion transportation and deposition at surveyed area.

び、同年 9 月の第二室戸台風などに伴う集中豪雨であらうと考えられる。

一方、昭和 37 年 11 月から昭和 42 年 12 月までの 5 月間では、潤川本流においては $175,600\text{m}^3$ の減少、芝川筋で $5,000\text{m}^3$ の増加、差引き、 $170,600\text{m}^3$ の減少という値を示しており、この期間は減少する一方

だったと見ることも出来る。この間には、昭和 41 年 9 月の台風 26 号、42 年 8 月の羽越災害をもたらした豪雨などがあり、その際にこの地域でもかなりの豪雨があった筈であるが、それにも拘らず減少している理由としては次の様に解釈される。

図 8 において、A で示された地域の堆積物は A' に

移動しており、Bで示された地域の堆積物が、昭和37～42年間に大量に侵蝕されたためB'の部分が減少の区間として表現されたとある事が出来る。一方、Cで示されるように断面線No. 5～10付近に多少の堆積をみているが、その量はB'における減少の量と比較するとはるかに小さい。つまり、大沢崩れからの土砂供給もかなりあったのであるが、それよりも、既に堆積していた扇状地堆積物の再侵蝕の方が、はるかに大きかったと見ることが出来る。

昭和37～42年間に、本地域下流部に2基の蛇かごえん堤が建設されている。現地で見ると、上流部のえん堤はまだ満砂になっていないが、下部のえん堤はほぼ満砂状態になっている。それにも拘らず、河床変動曲線としては、この影響は殆んど表現されていない。これは恐らく、(1)えん堤による堆砂が極く限られた範囲で、断面線No. 28にも殆んど達しない程度であること、(2)えん堤による堆砂の影響をはるかにしのぐ量の扇状地堆積物の再侵蝕が、えん堤建設以前に行われたことなどによるものと考えられる。(図10)

5. 大沢扇状地の形成機構

大沢扇状地の形態的变化と量的変化から、当扇状地の形成機構は次のごとく考えられる。

河道がはっきり定まっている流送区間を流送されて

図 11 大沢扇状地の形成機構

Fig. 11. Process of formation of Osawa Fan.

図 12 大沢における侵蝕、流送、堆積の過程を示す模式図

Fig. 12. Schematic figure showing the process of erosion, transportation and deposition at Osawa Fan.

きた土砂は、扇状地の要の部分 (No. 13 付近) に達すると流水と共に古い扇状地堆積物上にまき散らされる。これは流路が定まっていないこと、傾斜変換点であることの他に直接的には、この付近から流水が伏流したり分流したりするため流送能力を失うためである。それは下位の扇状地堆積物が空隙に富むことと、地形的に扇状地の中央部分、すなわち要の部分と弧の中央付近を結んだ線沿いの部分、が相対的にややふくれた楕状を呈していることによる。図11の模式図に示すように、要の部分付近よりまき散らされた土砂は、そこから一気に下流へ流送されることは少なく、その大部分は末端を、それ以前に形成された流水路中につつまんだ形で堆積している。

ところが、時間の経過に従って、堆積した土砂の末端部付近から次第に水系が形成され再侵蝕が徐々に堆積土砂の内側へと進展してくる。この場合の侵蝕は流域面積や流量の関係で急激に行なわれるものではないため、粒径の大きな礫を下流へ運搬するだけの力はなく、大礫岩を埋めている小礫を主とした土砂を運搬する程度にとどまるようである。大量堆積区間の末端部付近に大礫が見立つのは、上述のようにして大礫間を充填する小礫が流失したためであろうと考えられる。(図6)

大量堆積間の末端から新たに形成された流水路は、次第にはっきりした流路を有する流水路に発展し、再びこれらの流水路による流送。堆積が行なわれる。すなわち、大沢扇状地を縦方向にみた場合は、図12の模式図に示すように、堆積→再侵蝕→再堆積という過程をくり返しつつ土砂は次第に下方へ流送され扇状地が形成されて行く。

大沢扇状地を横方向についてみた場合、大量堆積区では土砂は扇形に広く万遍なくまき散らされるのではなく、図7に示したように、堆積区はむしろ比較的せまい範囲に限られ、それが時間的変化と共に移動する。昭和33年から42年の間に土砂大量堆積区は北から南へ移っていることがわかる。土砂の堆積が進むにつれ堆積部分が次第に高くなるため、流水は流れ易い低位部を選んで流れるようになり、自然に堆積区は移動するわけであろう。

以上述べたように、大沢扇状地は縦方向にも横方向にもある一つのサイクルを有しながら形成されて来ているといえよう。

6. 大沢扇状地における土砂供給機構

土砂変動量の測定結果と現地における踏査の結果から、大沢扇状地における土砂供給の機構は次の様に考えられる。

- 大沢扇状地への土砂供給
- 1) 大沢崩れからの直接的供給
 - 2) 大沢扇状地からの供給
 - a) 増水時の削剝による供給
 - b) 日常的削剝、崩落によって蓄積された崖錐状堆積物からの供給

1) は、大沢扇状地上流の大沢崩れで崩壊した崩壊物が、豪雨時に一気に下流まで押し出されるものをいい、土砂供給の仕方としては直接的（一次的）なものである。もちろん、供給源となる上流の大沢崩れでは四季を通じて行われる削剝、崩落（岩塚ほか：1964）によって蓄積された土砂が豪雨時の流水によって押し出される場合や、大沢崩れ地域が流水によって直接えぐり取られて下に押し出される場合などがあるが、いずれにしろ大沢扇状地から見た場合には、1) は大沢から直接大沢扇状地へ押し出されて来るような供給機構をいうものである。まだこの場合にも、大沢崩れから供給された土砂が一時的に貯溜されるような場所が岩樋より上流の地域にある事が充分考えられるが（図 12）その点についてはまだ今後の研究に待たねばならない。

2) は、過去において大沢崩れから供給された土砂が、大沢扇状地堆積物として厚く堆積し、それが現在再び侵蝕されるものをいう。

扇状地堆積物からの土砂供給も場所的に見ると、岩樋終点から扇状地のいわゆる要の部分までの、旧期扇状地堆積物（凝灰角礫岩も類似しているのでこれに含めて考える）の側方侵蝕地域（図 10 (B) 地域）及びそれより更に下流の再侵蝕地域（図 10 (C) 地域）及びそれより更に下流の再侵蝕地域（図 10 (D) 地域）などがこの供給機構に相当する。いずれも扇状地堆積物の再侵蝕によって供給されるという点で共通している。

しかしながら、同じ扇状地堆積物から供給される場合にも、(a) 豪雨による増水時に流水によって河道の側面または底面が削り取られる場合と、(b) 四季を通じて日常的に行れる扇状地堆積物の削剝・崩落によって形成された崖錐状の蓄積土砂が、増水時の流水によって運ばれる場合の 2 通りが考えられる。

図 5 に侵蝕路として示した部分は、増水時の流水によって特に激しく侵蝕を受ける部分である。その他の部分も、(1) 新期大沢扇状地堆積物、(2) 中期大沢扇状地堆積物、(3) 旧期大沢扇状地堆積物、(4) 凝灰角礫岩の順に侵蝕され易くなる。

大沢扇状地堆積物は新旧の違いによって分布高度に差はあるが、いずれも非常にルーズであるため、四季

を通じて砂礫の削剝・崩落は続いている。こうして崩落した土砂は河床堆積物上に崖錐として貯溜されている。（図 13）

これらの崖錐はちょっとした流水にも脚部を洗掘されると容易に流出するもので、大沢扇状地における土砂流出に大きなウェイトを占めるものである。

以上のように、大沢扇状地における土砂供給には大きくみて 2 つの機構が考えられるが、小論においてはその量比を定量的に求めるまでには至っていない。しかし、河床変動量の計測結果と、昭和 33 年～42 年間の災害史、及び現地踏査の結果等を総合すると、台風や集中豪雨など雨量強度の大きな場合には、大沢崩れからの直接的供給が大きなウェイトを占め、単なる豪雨程度では、大沢扇状地からの供給の方が大きなウェイトを占めるものと推測される。

あとがき 大沢扇状地は富士山西斜面に刻まれた大沢崩れから流送された土砂が一時的に堆積する場所にあたる。昭和 33 年、37 年および 42 年の 3 時期に撮影された空中写真から当地区の空中横断測量を行ない、これに現地踏査と写真判読を併せて大沢扇状地における時間的空間的にみた形態変化と量的変化を求め、これらから大沢扇状地の形成機構、土砂供給機構を明らかにしようとした。

今後、大沢扇状地より上流域における土砂変動量を追うことにより、大沢扇状地全体の土砂量の収支を求めることが出来よう。またいわゆる大沢崩れから供給される土砂量と扇状地堆積物の侵蝕によって供給される量との比を求めることも出来よう。これらの点は今後の砂防対策上基本的なことであり今後追求すべき課題である。

参考文献

1. 津屋弘達：富士火山の地質学的並に岩石学的研究
地学雑誌 Vol. 52 No. 618 1940
2. 同：大沢沿岸地域の地質と大沢崩れの発達
静岡県 1959
3. 同：富士火山地質図
地質調査所 1968
4. 岩塚守公・町田 洋：富士山大沢の発達
地学雑誌 Vol. 71 No. 4
5. 岩塚守公・町田 洋・小池一之：
富士山大沢に見られる砂礫移動の特性
水利科学 No. 36 1964
6. 建設省沼津工事事務所・国際航業 K.K.
昭 43 年度富士山大沢扇状地河床変動
調査 1969