



Title	扇状堆積地の土砂害防止に関する基礎的研究
Author(s)	笹, 賀一郎; SASA, Kaichiro
Citation	北海道大學農學部 演習林研究報告, 36(2), 317-386
Issue Date	1979-07
Doc URL	<a href="https://hdl.handle.net/2115/21006">https://hdl.handle.net/2115/21006</a>
Type	departmental bulletin paper
File Information	36(2)_P317-386.pdf



# 扇状堆積地の土砂害防止 に関する基礎的研究\*

笹 賀 一 郎\*\*

## Morphological Study of Debris Flow on the Alluvial Fan\*

By

Kaichiro SASA\*\*

### 目 次

緒 言 .....	318
1. 研究方法と主な対象地 .....	320
(1) 堆積地の動的観察と模型実験 .....	320
(2) 研究対象地の概要 .....	323
2. 豪雨時における堆積地の変化 .....	325
(1) 土石流の堆積 .....	325
(2) 集合堆積と洪水段丘 .....	326
(3) 既存堆積面の埋積 .....	328
(4) 裸地の出現 .....	328
3. 土石堆積と流路網の変化 .....	329
(1) 土石の堆積形態 .....	329
(2) 舌状堆積地形と扇状堆積地形 .....	331
(3) 主流路と分派流 .....	334
(4) 土石堆積と流路の変化 .....	336
(5) 流路網の形成と変遷 .....	339
4. 扇状地の木本群落 .....	341
(1) 木本群落の形成 .....	341
(2) 堆積空間と木本群落 .....	343
(3) 年輪による堆積年代の判別 .....	345
5. 土石の移動過程 .....	346
(1) 荒廃溪流の扇状堆積地 .....	346
(2) 火山山麓の扇状地 .....	347
(3) 溪間の扇状堆積地 .....	349
(4) 扇状地堆積物の移動形態 .....	350

\* 1978年7月31日受理

\*\* 北海道大学農学部林学科砂防工学教室

\*\* Laboratory of Erosion Control Engineering, Faculty of Agriculture, Hokkaido University

6. 流路変動と土石の移動 .....	353
(1) 扇頂部の堆積形態 .....	353
(2) 流路変動の形態 .....	355
(3) 流路変動と洗掘作用 .....	358
(4) 扇状地の首ふり現象 .....	361
7. 流動土石に対する防災計画 .....	364
(1) 扇頂部における土石の移動 .....	364
i) 流入土石と重合形態 .....	364
ii) 流出土石と流路の変動 .....	365
iii) 扇頂部の氾らん区域 .....	366
(2) 扇状地の土砂害 .....	367
(3) 扇頂部における対策の意義 .....	368
(4) 流路固定と防災空間の設定 .....	369
要    約 .....	375
文    献 .....	378
Summary .....	381

## 緒    言

扇状堆積地（以下「扇状地」）は、泥流や土石流などといわれる土石の氾らんがくり返しおこなわれてきた地域である。しかしながら、扇状地を対象とした防災対策や土地利用等の有効な方法は、いまだ確立されていない段階にある。

土石の氾らんのくり返しによって形成されてきた地域でありながら、一見平穏にみえる扇状地は、新しい土地開発の対象とされやすい。しかし、これまで見放されてきた危険地帯に新たに人為が介入することは、過去に経験しなかったような災害発生の恐れがあるとしなければならない。また、開発とともに主要道路や種々の産業施設などが持込まれることになり、災害の形態も変化し、被害の規模も拡大することが予想される。したがって、扇状地に対する無謀な開発や土地利用を規制するとともに、安全で有効な土地利用計画等のあり方が問われることになる。土地利用の進展とともに災害発生の増大が予想される扇状地において、災害発生の予知の方法と防災技術の確立はいっそう重要な段階にいたっている。本研究の目的は、このような扇状地を対象として、土石の運動に対する認識をすすめながら、土砂害に対する防災対策や土地利用計画のあり方などを検討していこうとするものである。

防災的に重要な地域でありながら、扇状地の問題については砂防工学的にもそれほど重要な位置づけがなされてこなかった。砂礫円錐や土石円錐の形成理論については砂礫流送との関連で触れられているが<sup>(11), (40), (71), (90)</sup>、この段階における防災的な位置づけはまだ明確に与えられていない。流域的な規模で防災問題が論じられる場合においても、対策の重点はつねに上流の砂礫生産地帯におかれている<sup>(15), (27), (38), (77), (78), (96), (97)</sup>。扇状地空間の堆積土石の問題は、荒廃溪流の渓床堆積土石の問題などとともに第二義的にあつかわれてきた。

扇状地上を流下する河川について防災問題が論じられる場合も、黒部川や常願寺川といった洪積世からの堆積とみられる<sup>44)</sup>大規模な扇状地の河川が主な対象となっていた。そのため、これらの河川は平地河川の部類に含めてあつかわれ、人工的に固定された河川の氾らんの問題や有堤部における土砂の移動機構<sup>17)</sup>などが問題とされてきた。このような河川においては、扇状地空間の防災問題という位置づけがそれほど重要な段階にいたっていなかったようである。

したがって、土石氾らんの激しい扇状地の防災工法としては、流路工が用いられてきただけである。しかし、一部にみられる移動土石への対策の試み<sup>89)</sup>は別として、従来の流路工は下流部での縦横侵食を防止し、流路の固定と安定化により乱流や洪水の氾らんを防止することが目的とされている<sup>15),24),27),47),90)</sup>。この場合も、原則として土砂含有率の少ない洪水流が対象とされ、上流部での土石対策が前提になっている。扇状地空間の土石の運動は、流路工の直接的な対象とはなされていない。

洪水の氾らんをも含め、土石の運動が扇状地形との関連で問題とされはじめたのは、昭和20年代に入ってからのことである。火山山麓の扇状地を中心に、扇状地の土砂害の問題がとりあげられるようになってきた。扇状地の地形条件と洪水氾らんや土砂害との関連<sup>87),88)</sup>の検討、地形や古文書等をもとにした扇状地の危険度調査<sup>31)</sup>が試みられ、流出土砂量やその運動機構の解明、防災対策の検討などがはじめられている<sup>22),32),45),46),48)</sup>。

以上のように、扇状地を対象とした防災問題、とくに土砂害の防止は新しい課題であるとみることができる。土石の移動に関する研究は、河(溪)床変動の研究<sup>9),76),105),106),117),122)</sup>、砂礫堆や蛇行に関する研究<sup>36)50),51),52),53),69)</sup>、掃流に関する研究<sup>1),111)</sup>、土石流に関する研究<sup>55),56),92),104),121)</sup>、砂礫の流出に関する研究<sup>6),12),76)</sup>などとしておこなわれているが、いずれも河(溪)床の移動土石を対象としているものである。扇状地という横方向への広がりをもった空間での土石の運動は、いまだ未解明な段階にある。本研究では、このような地域における土石の運動の認識を第一の課題としている。

扇状地は土石氾らんのくり返しによって形成された堆積地形の一つである。したがって、扇状地にみられる種々の現象は、土石の運動を中心に考察してこそ認識が深められると考えられる。また、扇状地でこむつた土砂害の事例<sup>25),57),92),112),121)</sup>からも、扇状地では土石の運動がまず問題にされる必要があると判断される。さらに、扇状地における土砂害防止の対策には、扇状地空間の安全だけでなく、下流域に対する防災的な効果も期待されるはずである。このようなことから、扇状地の災害を生起し特徴づけるものとして土石の運動をとらえ、これに対する防災対策を検討していくことの意義が見出される。

扇状地における土石の運動について、とくに変化する流路との関連において検討をすすめようとしている。扇状地にみられる流路の変化が、側方向にくり返されていく扇状地の土石の運動を特徴づけていると考えられるためである。しかし、流路変化の実態や機構は、まだ十分に明らかにされていない。「首ふり現象」といわれる扇頂を頂点とした流路の変化や網目状

の流路の形成と変遷・扇状の堆積地形の形成など、扇状地の固有な形態についても変路変化のくり返しとの関連が考えられる。また、実践された防災対策の効果を検討するにあいにも、これらの形態的な変化が重要な指標になってくると考えられる。したがって、本研究では扇状地固有な土石の運動に防災施設などの人工的な要素が加わった場合の変化をもあわせて検討し、防災対策の方向へ展開していくことも試みた。

本研究に際しては、北海道大学農学部砂防工学講座の東三郎教授・新谷融助教授・小野寺弘道助手、森林経理学講座の谷口信一教授、造林学講座の武藤憲由教授の御指導をいただいた。また、砂防工学講座の各位・卒業生からは貴重な助言や御援助をいただいた。現地調査にあたっては、札幌営林局定山溪営林署・函館営林局尻別川治山事業所・倶知安林務署・旭川土木現業所富良野出張所の関係各位から御援助をいただいた。深謝の意を表します。

## 1. 研究方法と主な対象地

### (1) 堆積地の動的観察と模型実験

本研究の課題にもとづいて、対象とする自然現象をつぎのように規定した。具体的に対象とした扇状地は、荒廃溪流や火山山麓にみられる扇状の土石堆積地や氾らん原である。当初において「扇状堆積地」としたのはこのためである。とくに火山山麓の場合は、現在形成されているガリーの末端に位置する氾らん原の頂部から下流域を現在の意味での扇状地とした。このような扇状地において、しかも、その表層でくり返されている土石の移動を主な対象としている。一般に「土石流」といわれる集合的な土石の運動である。

土石の現在の運動の時間スケールとしては100年内外を考えている。防災的には、このような時間スケールでくり返される土石の移動が、まず問題にされなければならないと判断されるためである。

現在の土石の運動が主な対象となるわけであるが、この運動には不可逆的な側面が強く認められる。本研究では、この不可逆的な運動の傾向を一つの自然法則として把握しようとしている。したがって、地質学や地形学で対象とされるような、時間的にも大スケールの運動は対象としていない。土石の運動の歴史的な考察も、既存の扇状地形と現在の土石移動との関連について検討を加えることにとどめている。

現在の土石の移動の過程で変化していくと思われる扇状地の構成要素として堆積地形・流路網・木本群落をとりあげた。これらの変化についても100年内外、長くとも200年といった時間スケール内での変化を問題としている。

扇状地の堆積地形や堆積土石に関する研究は、主に地質学や地形学の分野でおこなわれてきた。しかし、これらの分野で対象とされる土石の堆積は、営力・成因論的研究や発達史的な研究、または第四紀・沖積平野の形成過程や軟弱地盤の問題として論じられているように、時

間的には10<sup>4</sup>年以上のスケールであつかわれているものである。したがって、これらの調査・研究において用いられる地下ボーリング資料<sup>13),43),67)</sup>・物理探査<sup>19),30),43)</sup>・火山灰による編年<sup>18),75),82)</sup>・花粉分析<sup>74),116)</sup>・<sup>14</sup>C<sup>115)</sup>などの方法は、林学や砂防工学の分野でとりあつかわれる時間スケールよりもはるかに大きなスケールの運動を対象としている。これらの方法は、基岩と堆積物の差異、あるいは堆積物間の極端な差異といったものの把握には有効性を発揮する。しかし、扇状地の表層でくり返される土石の堆積といった現在の運動で、しかも同種の土石がくり返し堆積する地域にそのまま適用しようとするには無理がある。

扇状地の表層でくり返される土石の移動については、その移動の結果としてもたらされている現扇状地空間の形態から過去における土石の移動を推定することが一つの方法と考えられる。現扇状地の状態は、その形成過程である土石堆積のくり返しを反映しているとみることができるといえる。この見地から、扇状地空間の構成要素を土石の堆積との関連で検討することにより、土石の移動に関する情報を導き出すことを試みた。

土石の移動は不可逆的な運動をおこなうと考えられることから、移動の過程を具体的な扇状地で追跡してみる必要がある。その追跡をおこなうためには、野外における土石移動の認識方法が体系だてられなければならない。また、防災計画の実施などにあたっては、扇状地における土石の基本的な運動が把握され、技術的な側面からの検討がなされる必要がある。さらに、その具体化の段階では、対象地ごとの個別的な側面も同時に反映されなければならない。野外、すなわち具体的対象地における土石移動の把握の方法は、基本的・個別的な両側面の認識をもたらすはずである。研究の方法として、土石の移動に関する情報を具体的な扇状地のなかにもとめ、そこから土石の移動を考察しようとするのは以上のような理由のためである。防災施設などの施行前後の土石移動の変化をもとらえうるであろう野外での認識方法は、実践された防災対策の効果の検討にも有効な手段になると考えられる。

土石の移動には、一般的に、その移動の過程で堆積作用をくり返すという特徴が認められる。したがって、現扇状地空間の構成要素を手がかりとして土石の移動を認識していくためには、まず扇状地における土石流堆積の分析が必要となる。つぎに、土石流堆積のくり返しによる扇状地空間の変化について、前述の堆積地形・流路網・木本群落をとりあげて検討を試みた。そして、具体的な扇状地を対象に、これらの変化と土石流堆積との関連を明らかにしようとした。つぎには、この検討からもたらされる知見を手段として、土石の移動過程の把握を試みた。これらの検討にもとづき、扇状地における土石の運動形態を考察していこうとするものである。

扇状の堆積地形は、横方向への広がりをもってくり返された土石移動の結果として形成されたと考えられる。そのため、土石の移動の考察にあたっては、扇状地における土石移動を側方への変化をおこなうものとして観察してみる必要がある。いわゆる「首ふり現象」といわれるものも、扇頂部を頂点として流路が側方への変化をくり返すことをさしている。したがって、扇状地の土石移動の考察にあたっては、扇状地空間を立体的に観察していくことを心がけた。

最後に、防災施設などの人工的な要素が加わった場合の土石移動の変化について検討した。これらの事例に次にのべるような模型実験を併用しながら、扇状地における土石移動への対策のあり方を検討し防災計画等への展開を試みた。

本研究では、以上のような野外的研究に室内の模型実験を併用し、土石移動の認識を段階的に確かなものにしようとした。ただし、模型実験はあくまで自然現象の一部を極端にモデル化したものであり、その適用可能な範囲と限界とを整理しながら考察をすすめる必要がある。

これまでの移動土石に関する実験的な研究としてはダムや流路工など工作物の砂礫への影響に関する研究<sup>34),39),91),93),94),113),114),119),124)</sup>、斜面崩壊など山腹土石の動きに関する研究<sup>54),101),113)</sup>、洪水流と砂礫の動きに関する研究<sup>108),110)</sup>、土石流など移動土石の流下形態に関する研究<sup>9),39),72),109),123)</sup>などがあげられる。本研究にも関連してくる土石の動きに関する実験的研究は、主に砂礫の掃流限界の考察や砂礫流出との関連の検討、模擬土石流などの運動形態の観察・解析などとしておこなわれてきた。模型実験が研究の方法として用いられることには、複雑な自然の運動を手みじかに再現し観察しようという目的がある。しかし、この場合には実際の自然と実験とのむすびつきが十分に検討される必要があり、実験の結果から自然現象を一方向的に解釈することには危険がともなう。また、土石流などのように実態さえも不明確な運動を模型実験によって知ろうとすることは一層困難であり、実際と模型との量的な相似をもとめようとすることはほとんど不可能な段階にある。

模型実験を利用した方法がとられる場合、研究の対象となる具体的な自然の観察や考察がその基礎となっている必要がある。

模型実験は、野外で観察し考察したものを実証する一つの補助的な手段として位置づけられる。ただし、模型実験には土石の移動といった不可逆的な運動から本質的と思われる一断面を抽象し、その部分をくり返し観察することができるという利点がある。それに、野外での静的な事象を運動として考察した内容について、一つの連続した運動として再現してみることも可能である。この運動としての再現により、動的に考察した内容の検証をおこなうことができる。

また、自然状態での土石の運

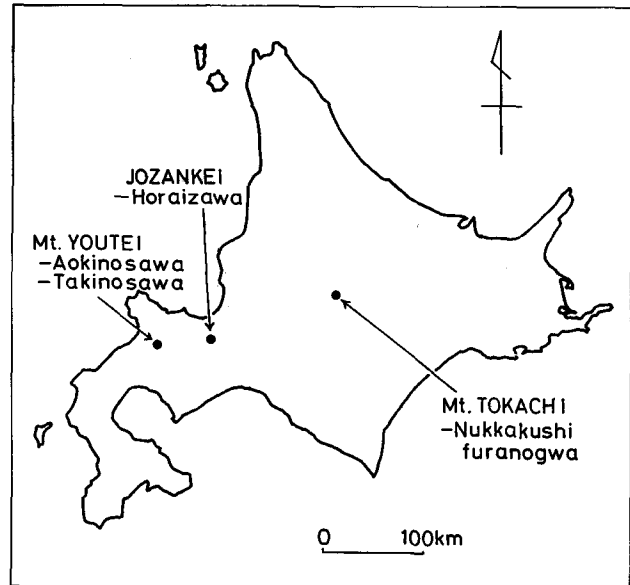


図-1 研究対象地

Fig. 1. Locality of Investigated Fan.

動に人工的な要素が加わった場合の変化についても事前の検討がおこなえる。この検討から、防災対策などの実践に対する一定の予測がもたらされることになる。模型実験によりくり返し再現しうる事柄は、野外において実際の現象を分析していくうえでの有効な情報や手段となる。本研究において用いた模型実験の目的とするところは以上のような点である。

## (2) 研究対象地の概要

土石移動の具体的な検討をこころみる扇状地として、代表的に豊平川支流宝来沢の扇状地(札幌市定山溪)・羊蹄山麓の青木の沢扇状地(倶知安町)と滝の沢扇状地(京極町)・十勝岳山系のヌツカクシフラノ川の氾らん原をとりあげた(図-1)。以上の扇状地は、それぞれ荒廃溪流の扇状地や火山山麓の扇状地であり、はげしい土石の移動が認められている。しかも、ほぼ自然にちかひ状態での観察が可能な地域である。

宝来沢扇状地は、宝来沢が豊平川支流の薄別川との合流点に形成した小規模な扇状地である(図-2)。長さ約500m、平均幅約300m程度の扇状地である。宝来沢は無意根山(1,460m)に源を発し、流路長は約5km、流域面積は約10km<sup>2</sup>の溪流である。この流域には、数100年から数1,000年前とも推定される<sup>66)</sup>大量の旧期崩積土が存在している。現在の宝来沢は、この崩積土の上を流下しているものである。旧期崩積土の下流部末端から薄別川との合流点にかけて広がる氾らん原が扇状地にそうとうする部分である。

青木の沢扇状地は、羊蹄山麓の北側斜面に位置する火山山麓扇状地の一つである(図-3)。羊蹄山(1,893m)は洪積世初期に形成され

た成層火山<sup>41)</sup>である。山体は安山岩質の熔岩流と火山碎屑物との互層からなっている。熔岩は主として西側の斜面に露出するのみで、ほかの斜面の表層は火山性の碎屑物でおおわれている。

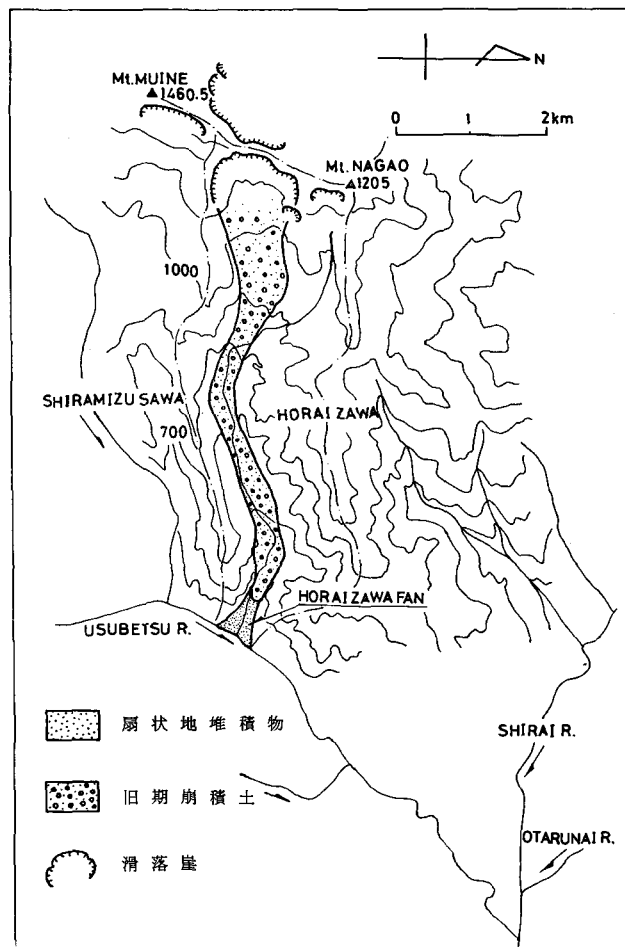


図-2 宝来沢扇状地(定山溪)

Fig. 2. Horaizawa Fan (Jozankei).

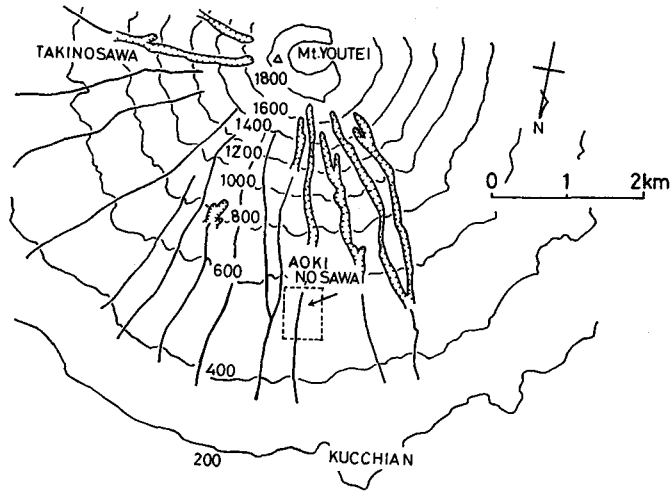


図-3 青木の沢扇状地・滝の沢扇状地(羊蹄山)

Fig. 3. Aokinosawa and Takinosawa Fan (Mt. Youtei).

標高500~600mをさかいに、上部はガリーの刻まれた傾斜約15度の山体であり、下部が傾斜7~10度の土石の氾らん原となっている。扇状地とは、この新規の土石氾らん原をさしている。主に対象とした地域は、図中に破線でかこんだ標高500mの部分である。こ地域は青木の沢扇状地の現在の氾らん原の頂部に相当している。羊蹄山麓においては、このほかに東斜面に位置する滝の沢扇状地の頂部も対象とした。

空知川の一支流であるヌッカクシフラノ川(図-4)は、十勝岳山系に属する荒廃溪流である。十勝岳山系は洪積世末期から沖積世にかけて活動した火山群<sup>42)</sup>で、富良野岳・カミホロカメットク山・十勝岳・美英岳などにより構成されている。ヌッカクシフラノ川は旧噴火口をへてカミホロカメットク山に源を発し、標高1,000mふきんで富良野岳からの左支流

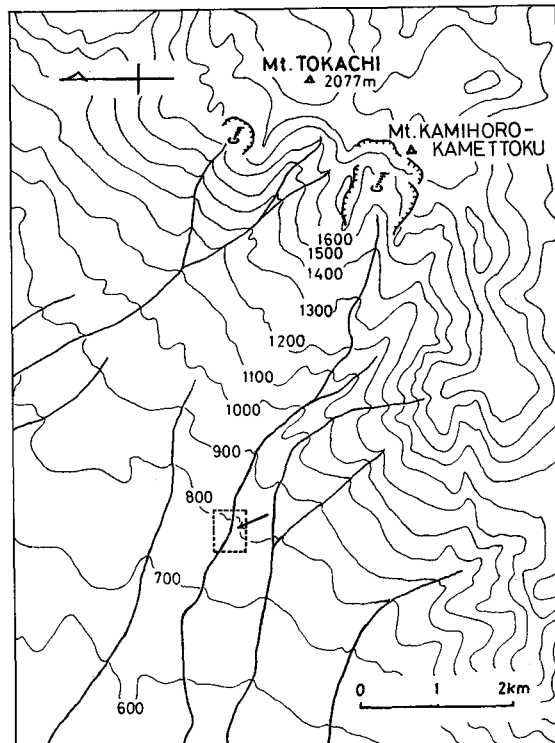


図-4 ヌッカクシフラノ川氾らん原(十勝岳)

Fig. 4. Flood plain of Nukkakushi-furano River (Mt. Tokachi).

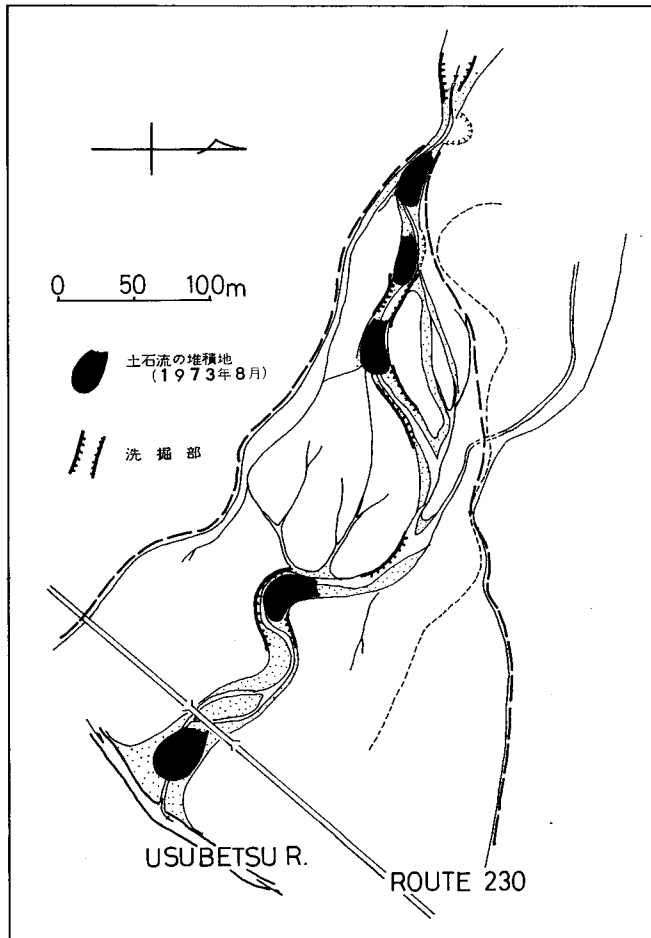
と合流している。流域には旧崖錐堆積物および扇状地堆積物からなる莫大な量の堆積土石をかかえており、北海道でも有数の荒廃溪流となっている。主に対象とした地域は、図中に破線で示したように、標高800mの地点に位置する汜らん原(溪間扇状地)の頂部に相当する部分である。

以下、これらの扇状地に観察される事例にもとづきながら、土石移動の検討をすすめてゆくことにする。

## 2. 豪雨時における堆積地の変化

### (1) 土石流の堆積

豪雨時に土石流の発生があったことは、一般に、その地点に新しい土石の堆積地が形成されることによって確かめられる。土石の堆積地は、土石流発生の結果として形成されるものである。したがって、形成された堆積地は土石の運動状態を反映しているとみることができる。



図—5 1973年8月形成の土石流堆積地(宝来沢扇状地)

Fig. 5. Deposits of Debris Flow in Aug. 1973 (Horaizawa Fan).

ここでは、まず形成時期の明らかな土石流の堆積地をとりあげ、その堆積地の状態から土石流堆積の持ついくつかの側面を分析してみる。

図-5 (Photo 1・2) に示した宝来沢扇状地の土石流堆積は、1973年8月17日の豪雨直後に観察されたものである。この堆積地を形成した豪雨は3時間というあいだの集中的なものであり、時間雨量は38.3 mm・38.0 mm・15.7 mm、3時間合計の雨量は92.0 mmであった。形成された土石流の堆積地は、図示したように5箇所にわたって認められた。これらの堆積地は500~800 m<sup>2</sup>の面積であり、土砂量は800~1,200 m<sup>3</sup>と推算される。堆積地は現在の流路に沿って50~150 mの間隔で飛地状に形成されている。それぞれの堆積地間には連続性が認められない。

1973年に観察された5箇所の堆積地のうちで扇頂部に位置するものは、扇頂から上流へ約70 mの区間の溪床で洗掘されたものとみることができる。それは、図示したように洗掘された位置が扇頂部と連続しており、さらに堆積している土砂量は約1,000 m<sup>3</sup>で、洗掘土砂量の約10%が増量した値とほぼ一致する。この土石流発生地点より上流の溪床には大量の土石移動の痕跡が認められないことも、洗掘土石と堆積土石との一致を裏付けている。したがって、扇頂部の堆積地より下流の4箇所の堆積地を形成した土石は、扇状地内の堆積物が再移動することによってもたらされたものと判断される。また、これらの堆積地のあいだの溪床には、図示したように3箇所の洗掘跡が認められる。このことから、一つの堆積地を構成する土石は上流側に隣接した洗掘部からの移動土石に相当しているとみることができる。つまり、個々の集合的堆積地は、一つの土石流の堆積に対応していると判断されるわけである。

## (2) 集合堆積と洪水段丘

図-6は、青木の沢扇状地の事例をもとに、扇状地堆積物の横断面の一部をあらわしたものである。集合的な土石の堆積地を横断方向に、深さ2 mの範囲

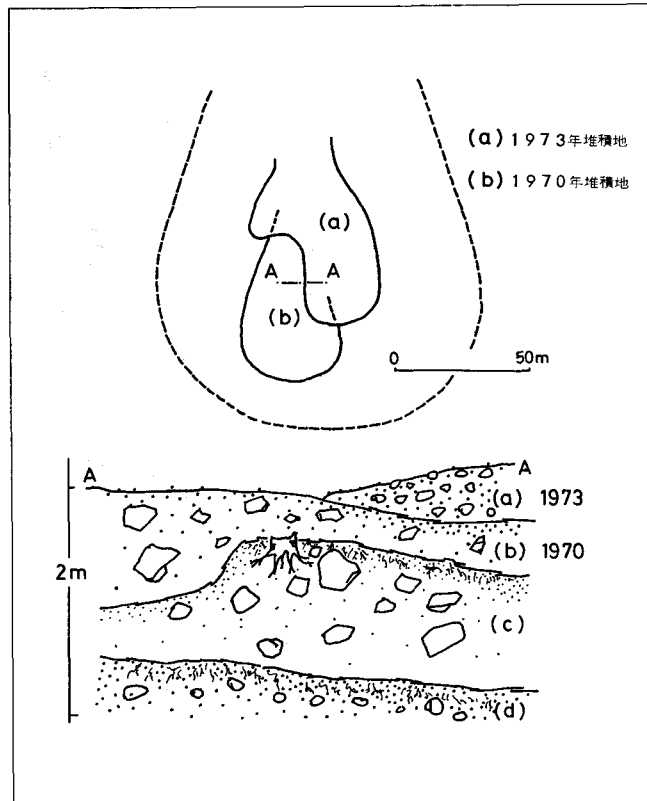


図-6 扇状地堆積物の横断面(青木の沢扇状地)  
Fig. 6. Cross Section of Deposits in the Alluvial Fan (Aokinosawa Fan).

で観察をおこなっている。A-A' で示した堆積物の断面は、図示したように (a)・(b)・(c)・(d) の 4 つの層に分けられる。この堆積層の区分は、埋積された植物根や細砂の薄層による不連続面からおこなうことができる。各堆積層は、径 50 cm 以上の亜角礫をも含む無層理な堆積物により構成されている。このことから、一回の土石流堆積は集合的な堆積地形をかたちづくり、それぞれが無層理で乱雑な特性<sup>107)</sup>をもつ堆積層を形成していく状態が把握される。各堆積土石の上部に認められる植生の痕跡は、堆積がくり返される間に安定期間が存在していたことを示している。

また、図中の (a) 堆積と (b) 堆積は、1973 年と 1970 年に形成されたものであることが確認されている。これらの堆積物は、中央凸型の集合的な堆積地形と、その重合形態として肉眼的にも区分することができる。そして、(a)・(b) の各堆積地は、A-A' 断面における (a)・(b) 堆積物と一致しているものである。このことから、扇状地に認められる土石の集合的な堆積地形は、それぞれが一回の土石流堆積を反映しているとみることができる。

これらの集合的な堆積地は、洪水流による洗掘をうけ、一部は段丘化していく。宝来沢扇状地の 1973 年の堆積地は、その堆積地点で相対的な高地を形成した。洪水流はこの新しい堆積地の一部を洗掘しながら流下している。したがって、新しい堆積地と流水部の境は 0.5～1.0 m の小段丘崖となって接することになる。このように、堆積土石の一部を洪水流が縦断方向に洗掘していくことにより、堆積面と洗掘部との境界には連続した段丘崖が形成される。

地形学的に河岸段丘は地盤変動や気候変化・火山活動の消長などによる土砂供給量の変化と河川の下刻作用との関連で論じられてきた<sup>10),62),70),126)</sup>。しかし、このような問題であつかわれる河岸段丘は、少くとも一万年以上におよぶ時間スケールでのものであり、比高も 10 m 以上に達する大規模なものである。砂防工学において、現在の土石の移動との関連で論じようとする場合には、宝来沢扇状地で観察されたような集合的堆積地の段丘化が問題とされる必要がある。土石流段丘や洪水段丘といわれる土石の堆積地形である。

図-7は、以上のような集合的堆積地の段丘化をヌッカクシフラノ川の氾らん原の事例をもとに、模式化して表現したものである。中央部に示した流路部分の洗掘により、兩岸の堆積地は段丘化されている。既存の段丘崖に接して、それより低い堆積面を形成する堆積がくり返された場合には、右岸にみられるような階段状の段丘地形が形成されていく。

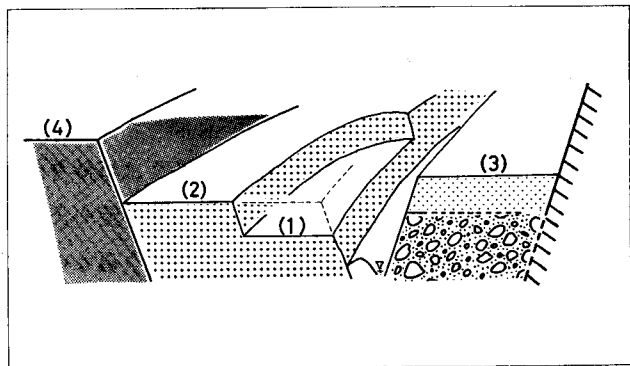


図-7 段丘地形 (模式図)

Fig. 7. Form of the Terrace Deposits.

堆積地の段丘化には、このように新たな土石の堆積により平坦面が形成される場合と、堆積土石の一部が洗掘されることにより平坦面が形成される場合とが考えられる<sup>2)</sup>。ただし、この両者は段丘を構成する堆積物間の連続性や不連続性、段丘面や段丘崖の新旧といった時間的な差異を検討することにより、一定の区分が可能である。たとえば、右岸に位置した低位の段丘面(1)の構成土石は(2)段丘面を構成している土石と連続している。このような場合、(1)段丘面は破線で示した部分が(2)堆積物から流出することによって形成された洗掘面とみることができる。(2)と(3)、(2)と(4)の堆積土石の境界は不連続面をなしており、土石が新らしく堆積することによって形成された段丘面とみることができる。このような場合には、それぞれの段丘面が接する段丘崖との間には形成時期の相違による時間的な差が認められるものである。扇状地では、この模式図に示したように、土石の新たな堆積による段丘面の形成のほうが優勢である。前述の土石の集積的堆積地形との関連から、段丘化した一つの面は一回の土石の堆積、または洗掘に対応しているとみることができる。

### (3) 既存堆積面の埋積

宝来沢扇状地の現流路の溪岸に相当する部分は比高が2mに達するところもあり、段丘状の地形を形成している。この流路沿いにおこなわれた1973年の堆積(前図5)は約1mの厚さであり、兩岸の段丘面をこえる堆積にはなっていない。つまり、新しい堆積地は当時の流路の範囲内に形成されたものである。

この堆積地点では、新たな堆積面が出現し、旧溪床面は埋積されている。新しい地表は、粒径50cm程度の礫の累積した堆積面となっている。土石流の堆積は、その堆積地点で既存の堆積面を埋積していくことが観察される。

土石流の堆積がくり返されることにより、つぎつぎと既存の堆積面が埋積されていく過程は、青木の沢扇状地の事例(前図6)からもみることができる。図示した横断面のなかには3つの旧堆積面が観察された。最上層の堆積面は、1970年に形成された(b)の堆積面と1973年の新堆積面(a)によって構成されている。1973年の堆積により、1970年の堆積面の一部はその下層に埋積された。1970年の(b)堆積の下層には、2つの旧堆積面が埋積されている。(b)土石流の堆積は(c)の堆積面を埋積し、(c)の土石流堆積は以前の(d)堆積面を埋積してきた過程を示している。

土石流の新たな堆積により以前の堆積面は埋積されるが、旧堆積面の位置は堆積物の内部に残されていくことになる。したがって、洪水流の洗掘による堆積断面の露出部や掘削地点の土層断面から、過去における土石流堆積のくり返しの過程が観察されることになる。

### (4) 裸地の出現

以上のような土石流の堆積により、扇状地面では裸地の形成がくり返される。宝来沢扇状地の1973年の土石流堆積の場合、堆積深は1mほどに達したために、堆積以前の溪床植生はほとんど破壊された。堆積地点では、粒径50cm程度の礫を中心とした新しい裸地が出現している。

土石流の堆積による既存植生の破壊と裸地の形成は、前図6で示したように、青木の沢扇状地の堆積面にもみることができた。下層の(c)・(d)堆積面には植生侵入の痕跡が明確に認められるが、以降の土石流堆積により破壊されてしまっている。旧堆積面をおおう新たな土石流の堆積は、旧堆積面上の植生の破壊をくり返していくことを示している。

土石流の堆積により、その堆積区域には新しい裸地面が形成される。こうして出現した裸地面には、また新たな植生の侵入がおこなわれることになる。宝来沢扇状地の場合、1973年に形成された裸地には、翌年、イタヤカエデ (*Acer mono*)・ミズナラ (*Quercus mongolica* var. *grosseserrata*)・ヤナギ類 (*Sarix* sp.) などの一年生稚樹の侵入が確認された。1977年現在では、ケヤマハンノキ (*Alnus hirsuta*)・シラカンバ (*Betula platyphylla* var. *japonica*)・トドマツ (*Abies sachalinensis*)・イタヤカエデ・ミズナラなどの3年生と4年生を中心とした稚樹群が存在している。このことは、新しく出現した裸地には周辺の母樹から飛来した種子が着生し、新たな木本群落を形成していく過程を示しているとみることができる。

土石流の発生により集合的な堆積地が形成されるといったように、移動の過程で堆積作用といわれる一時的な停止があるところに土石の運動の特徴が認められた。このようにして形成された堆積地の検討から、土石流堆積のもつ以上のような側面が分析された。これらの性格をもつ土石の堆積がくり返されることにより形成され、変化してきたものが現扇状地の空間であるとみることができる。すなわち、現扇状地面は過去にくり返された土石の堆積を反映していると考えられるわけである。したがって、土石の堆積と現扇状地空間を構成する諸要素との関連が明らかにされるならば、現扇状地の状態から過去にくり返された土石堆積の過程をたどることの可能性がもたらされるはずである。つぎの課題として、土石流堆積のくり返しが扇状地の構成要素である堆積地形や流路網・木本群落にいかに関係しているかの検討を試みることにする。

### 3. 土石堆積と流路網の変化

#### (1) 土石の堆積形態

土石氾らんの結果である堆積土石によって扇状地形は形成されている。したがって、扇状地面には土石堆積のくり返しによる複雑な地形の変化が認められるものである。地形学的には、一般に平滑な円錐面の形成が問題とされる<sup>7),10),26),28),61),73),95),118)</sup>が、現代的な土石の移動を対象とする場合には、その円錐面上に観察される微地形的な変化が問題とされる必要がある。扇状地の微地形に関して、地形学的には緩勾配扇状地の微地形形成と砂礫の流送形態との関連などについて論じられてきた<sup>35)</sup>。しかし、砂防工学の視点からすれば、土石移動のなかでも集合的な運動が問題とされる必要がある。すなわち、土石流タイプの土石の移動である。本研究では、この種の土石移動との関連で認識される堆積地形の変化を問題としている。それは、扇状地の両谷壁間にかけての変化として認められる地形変化と、扇状地内に点在する集合的な堆

積地によってもたらされる地形の変化である。

宝来沢扇状地を例に、扇状地の微地形的な変化を示すならば、概略は以下のようである。堆積地形は、まず図-8において(a)-(a')・(b)-(b')で区分し、それぞれ(I)・(II)・(III)で示したようにわけられる。(I)堆積物は大小不均一な角礫と粘土質の充填物から構成され、(II)・(III)の粘土質の少ない亜角礫の堆積物とは質的に異っている。(I)堆積は無意根山の東面からつづく旧期崩積土と一連のものであり、(a)-(a')はその末端部に相当する地形の変化である。宝来沢扇状地の頂部はこの崩積土と右岸の山腹斜面とにより構成されている。扇状地は、破線で囲んだ(II)・(III)堆積物の区域ということになる。扇状地においては図中に(b)-(b')で示した扇端から上流へ約200mの地点で、縦断面的な地形の変化がみとめられる。これは、扇端から(b)地点までの平坦な堆積面(III)から、上流側に向かい急激な凸型の堆積面へと変化しているものである。この堆積地形

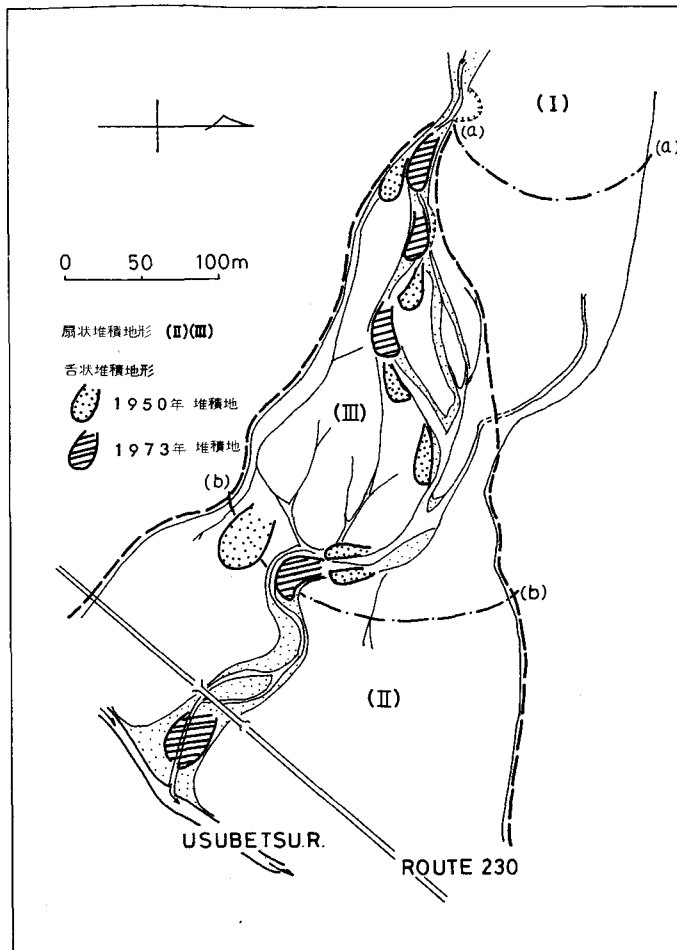


図-8 扇状地の堆積地形 (宝来沢扇状地)

Fig. 8. Configuration of Deposits on the Alluvial Fan (Horaizawa Fan).

の変化は、扇状地の両谷壁間にわたり連続的に観察される。これは、図中に(II)で示した扇状の形態の堆積域の境界である。このような地形変化のなかに、図中に(IV)や(V)であらわしたような小規模な堆積地が観察される。宝来沢扇状地の場合、この種の堆積地は面積にして500~800 m<sup>2</sup>である。これらの堆積地は、土石の集合的な堆積により舌状の形態をなしている。以上のような堆積形態の相違から、前者を扇状堆積地形、後者を舌状堆積地形として区別した。現扇状地面は扇状や舌状の堆積地形の重合として微地形的な変化を示しているものである。

移動土石は、停止する際に集合的な堆積地形をもたらすことは前述したとおりである。扇状地にみられる扇状堆積地形と舌状堆積地形とを手がかりとして現堆積面の地形区分をおこなった。そして、区分された堆積地形と土石堆積のくり返しとの関連を検討した。これは、堆積地の位置・堆積空間・重合関係などから過去における土石堆積の規模や相対的な順序・位置的な変化の過程を把握しようとするためである。

## (2) 舌状堆積地形と扇状堆積地形

扇状地における土石の堆積地形の一つとして、舌状の堆積地形を区分した。宝来沢扇状地で区分された舌状堆積地の位置は前図8に示したとおりである。図中に(V)で示した5箇所舌状堆積地は、前述した1973年8月の豪雨時に形成されたものである。このほかに、図中に(IV)で示した一連の堆積地が区分された。この堆積地にはすでに木本の侵入がおこなわれ、1973年以前に形成された堆積地、あるいはその一部であると判断される。区分された堆積地は6箇所であり、50~100 mの間隔で存在している。その面積は500~900 m<sup>2</sup>で、土砂量は800~1,300 m<sup>3</sup>と推算された。これは1973年に形成された(V)の堆積地とほぼ同様な値である。

(IV)・(V)いずれの堆積地も、現流路または旧流路の各地点に飛地状に形成されている。このような堆積地の形成位置から、舌状の堆積地は洪水時における土石の動きを反映しているとみることができる。宝来沢扇状地の1973年の舌状堆積や青木の沢扇状地の1970年・1973年の舌状堆積(前図6)は豪雨時に形成されたことが確認されている。

宝来沢扇状地の1973年に形成された舌状堆積地のうち、扇頂部に形成された堆積地は扇頂の直上流部の溪床からの移動土石によるものであった。その地点から下流で形成された4箇所の堆積地は、すべて扇状地内での土石の動きによるものである。宝来沢扇状地の(IV)堆積地の形成も、堆積地の規模や形成位置の関係から1973年時と同様な土石の運動によるものとみることができる。

扇状地では、一般の溪流にくらべ、谷壁や溪岸といった堆積する土石を両側から規制する条件が比較的すくない。移動土石は分散し堆積することにより、舌状の堆積地形をかたちづくっている。流路の溪床と溪岸の比高差が少ない火山山麓の青木の沢扇状地では、前図6に示したように顕著な舌状の堆積地形が形成されることになる。

宝来沢扇状地と青木の沢扇状地の舌状堆積地形の検討から、この種の堆積地形は一般的な洪水時の集合的な土石の移動を反映していることが明らかになった。舌状堆積の形成位置と洗

掘位置との関係から、それぞれの堆積地が一つの土石移動に対応しているとみることができた。また、宝来沢扇状地の事例から、この種の堆積地は一洪水時に複数にわたって形成されることも把握された。したがって、扇状地表層の地形区分から舌状堆積地の形成順序や位置的な変化が明らかになれば、洪水時における土石の移動過程が把握されることになる。

舌状堆積地形の場合、新しい堆積がくり返されることにより形成年代の古いものは識別が困難になってくる。しかし、宝来沢や青木の沢扇状地の堆積地においては、数10年過去にさかのぼる把握が可能であった。この時間スケール内の把握でも、洪水時にくり返される土石移動の傾向は十分にとらえることができる。

宝来沢扇状地の堆積地形は、前図8において、(b)-(b)'で区分し、それぞれ(I)・(II)・(III)で示したように分けられた。(II)と(III)の堆積地は、前述のように扇端から上流へ200mの地点で区分された。(II)堆積地は、緩勾配の平坦な堆積面をなしている。この堆積面は、宝来沢扇状地の両谷壁にわたり連続的に広がっている。堆積物の厚さは扇端部において約3mで、溪岸の洗掘露出部においては不均一な粒径の無層理な堆積物が観察される。(II)の区域においては、この堆積面が形成されるための、最低一回の扇状堆積がおこなわれたとみることができる。

(III)堆積は、(II)の平坦な堆積面から、上流に向かい急激な凸型の変化を示すものであった。この堆積地は、(b)-(b)'の変換地点から扇頂まで、約300mにわたる連続した堆積面を形成している。(III)堆積地の右岸沿いに、旧流路の溪岸に相当していた洗掘露出部が観察される。この礫層は径50cm以上の大礫をも含む不均一で無層理な堆積からなっている。この無層理な礫層の厚さは5m以上に達している。したがって、(III)の堆積地を形成した土石は一回の土石移動によってもたらされたと判断される。また、この大量の堆積土石は扇頂を頂点として分散し堆積した形態を示していることから、すべての移動土石は扇状地の上流域からもたらされたものとみることができる。

青木の沢扇状地においても、以上のような扇状の堆積地形が認められる。図-9は青木の沢扇状地の頂部における表層の堆積地形を示したものである。航空写真により、この地域の表層地形からは図中(1)・(2)であらわした2つの堆積地形が区分される。これらは扇状の形態を示す堆積地であり、いずれも大量の土石が分散し堆積した状態をあらわしている。(2)の堆積地は全長300mほどの扇状堆積地形をなし、(1)堆積地の左側に重合したかたちになっている。これらの堆積地の下層に位置する堆積地形の判読は不明である。

前述の1970年や1973年の舌状堆積は、(1)堆積地の右堆積面の一部で観察されたものであった。ただし、これらの舌状堆積のくり返しは、(1)・(2)の扇状の堆積地形に変化を与えてはいない。扇状に区分された堆積地形は、表層でくり返される舌状堆積の下層にあって、扇状地の基本的な堆積地形をかたちづくっている。以上のように、青木の沢扇状地においても、宝来沢扇状地にみられたと同様の扇状の土石堆積の存在をみることができる。

このような形態でくり返される土石の堆積が量的に既存の扇状堆積の規模より大きい場

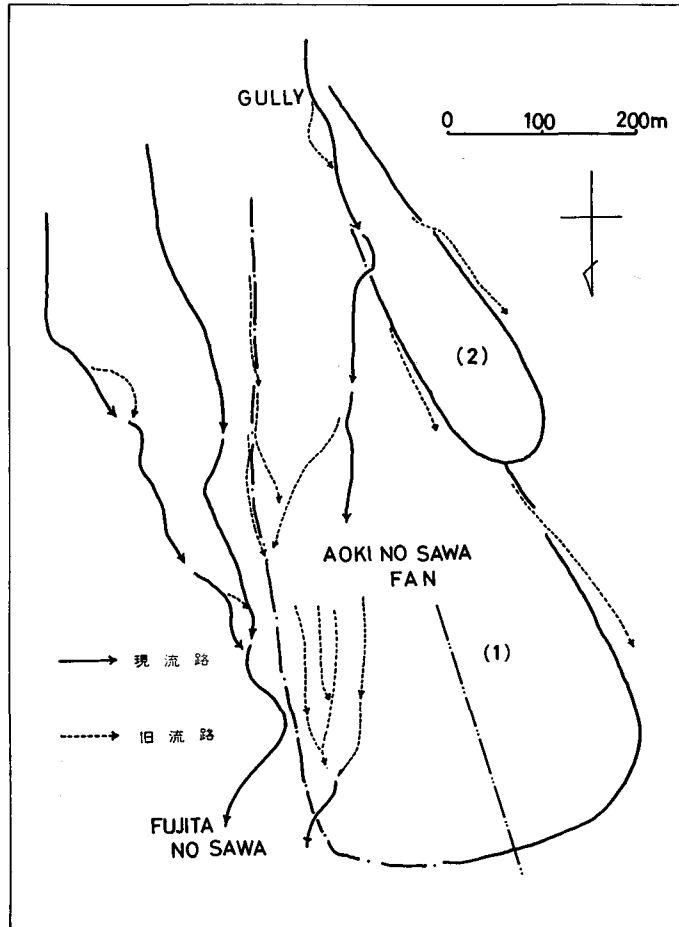


図-9 扇状地の堆積地形 (青木の沢扇状地)

Fig. 9. Configuration of Deposits on the Alluvial Fan (Aokinosawa Fan).

合、新しい堆積土石は既存の堆積地形全体をおおうことになる。それ以前の堆積地形は、新堆積地形の下層に埋積されていく。くり返される扇状堆積が前扇状堆積にくらべ規模的に小さい場合、その堆積土石は既存堆積地形の一定区域に重合した扇状堆積地形を形成することになる。現扇状地面に認められる扇状堆積の重合形態は、ある時点の大規模な扇状堆積とそれに続く相対的に小さな扇状堆積のくり返しの部分を反映しているとみることができる。

以上のように、現扇状地面の表層の観察においては、大量土石の堆積によりそれ以前の堆積地形が不明になる場合がある。しかし、宝来沢扇状地や青木の沢扇状地においては、現扇状地面の観察からでも相当過去にさかのぼる堆積地形の区分が可能であった。扇状地面の地形区分から土石堆積の空間や重合関係を把握し、絶対的・相対的な時間のもとに整理するならば、扇状地のの上流域からもたらされる大量土石の移動についての考察が可能となる。

### (3) 主流路と分派流

荒廃溪流の小扇状地や火山山麓の扇状地においても、緩勾配の扇状地などで網状流(跡)<sup>35)</sup>、<sup>59)</sup>とよばれているような、扇状地全域に分布する網目状の凹地が認められる。これらの凹地は、いずれも過去における流水の痕跡をとどめているものである。現時点で流水の存在する溪床をも含めた網目状の凹地を流水部・流水部跡(以下は「流路」と略す)と表現し、その形成過程について検討をおこなった。

宝来沢扇状地にみられる主な流路(1976年現在)は図-10に示したとおりである。代表的な流路としては、左扇側によった幅7~8mの現流路と右扇側沿いに存在する同様な規模の旧流路の2本があげられる。これらの流路は、扇頂部で分岐し、放射状の配列をなしている。扇中央から扇端にかけては、この流路の部分的な分岐や結合が認められる。このような流路のほか、比較的浅く微細な流路跡が数多く認められる。これらの流路は、発生位置や終結地点の不明瞭なもの、または主な流路の各地点から樹枝状に分岐した痕跡として存在している。宝来沢扇状地の流路網は、以上のような流路(跡)により構成されている。

また、これらの流路(跡)には、流水の通過時期に関する相対的な時間差が認められる。これは、過去における流路の位置から現在にいたるまでの、流路の位置的な変化を示しているとみることができる。扇状地における流路は非常に不安定であり、扇状地内を広く変化していくことは古くから知られている。この変化については、古文書や古地理図などを利用した検討<sup>31), 44), 58)</sup>や航空写真の利用による微地形からの検討<sup>14), 16), 35), 43), 103), 125)</sup>、過去数回にわたる同

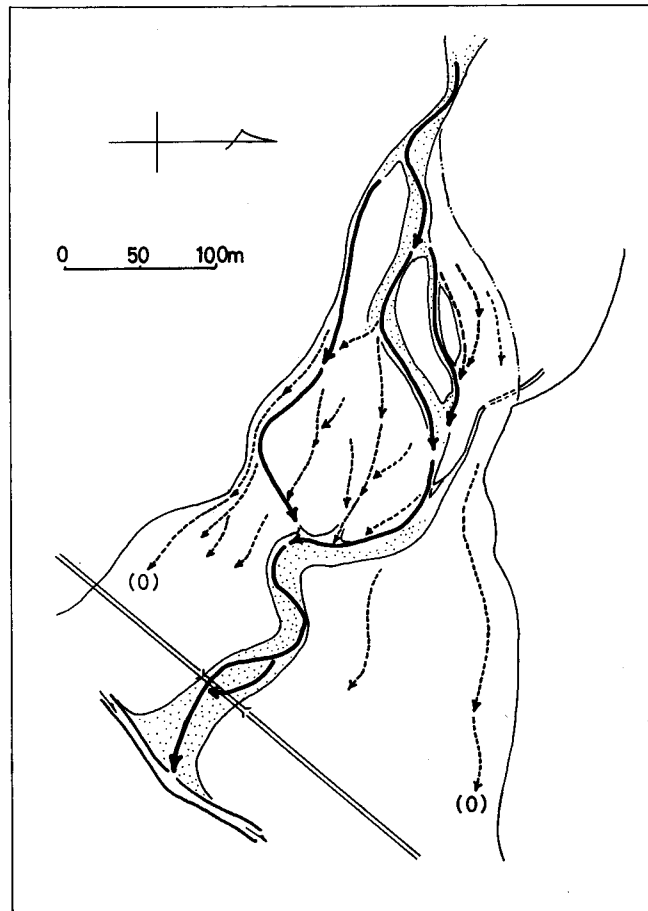


図-10 扇状地の流路網(宝来沢扇状地)

Fig. 10. Braided Channel on the Alluvial Fan (Horaizawa Fan).

一地点の継続写真による検討<sup>32)</sup>などがおこなわれている。また、洪水時の土石氾らんの際の流路位置の変化についての記載<sup>22),29),88),99),100)</sup>も認められる。

しかし、扇頂部での流路の変化(首ふり現象)をはじめとする扇状地の流路変化については、いまだ十分な説明がなされていない<sup>29),35)</sup>。本研究の対象である「扇状の土石堆積地」においては、流路の変化を集合的な土石の堆積との関連で検討してみようとした。網状の流路の形成を土石の堆積との関連でとらえることにより、扇状地における土石の移動と流路変化との関連を明らかにしようとするためである。

宝来沢扇状地において、網状流路を構成する流路には2つの形態が認められた。一つは、現在の流路とそれに匹敵する規模の旧流路跡である。もう一つの形態は、扇状地面の全体にわたって不連続に分布する浅くて幅のせまい流路である。前図10において、前者を実線の矢印で、後者を破線の矢印であらわした。

右扇側沿いの旧流路は規模的に現在の流路と同等であり、幅20m、深さ約5mである。この流路は、扇頂から右扇側方向に連続した沢型をなし、扇端付近で左扇側方向からきた現流路と合流している。現在では、この旧流路部分における流水の存在は認められない。しかし、この流路部分には過去において現流路規模の流水の集中があった痕跡をみることができる。

図中破線で示した微細な流路は、その発生位置や終結位置が不明であったり、主な流路の各地点から樹枝状の発達を示すものであった。これは、深さ1.5m・幅2mほどの流路であり、規模的に現在の流路とは次元を異にした流路痕跡である。前述した1973年8月の洪水の際、この種の流路の新たな形成や既存の流路跡に再び流水が通過した状態が観察された。扇状地の微細な流路は、洪水流の一部が主な流路の各地点からあふれ出ることによって形成されたものである。

このような流路の形態から、宝来沢扇状地における主な流路は常に連続した一本の流路を形成していたとみることができる。一本の連続した流路が形成される状態は、後述する羊蹄山麓の扇状地やヌッカクシフラノ川の氾らん原においても同様に観察される。一般に、大規模な扇状地では流路が自然的な分岐をおこない、人工による一本化がなされたとされている<sup>58),59)</sup>。しかし、少なくとも本研究で対象としたような急勾配の扇状堆積地においては、主な流路は常に一本の流路を形成していたようである。

ただし、この主な流路では、図示したように位置的な変化がおこなわれていることが確認される。それぞれの流路間には、植生の侵入状況などにより、相対的な新旧の差が認められる。また、現流路以外の流路には洪水時においてすら流水の通過が認められず、流路の位置が変化してきた過程をうかがうことができる。微細な流路は、このような主流路の変化の過程において、洪水流の一部が流路の各地点から流れ出したり流路に集合していくことなどによって形成されていく。

以上のことから、扇状地における流路網を主流路と洪水時にのみ一時的に形成される小分

派流とに区別した。扇状地の防災を考える場合には、主流路の変化が重要な意味をもってくることになる。

#### (4) 土石堆積と流路の変化

扇状地における流路位置の変化は、流下土石の堆積によってもたらされる。流路の変化は扇状地面全体にわたって認められる現象であるが、その典型的な形態は扇頂部（または氾らん原の頂部）において観察されやすい。

羊蹄山麓の滝の沢扇状地において観察された流路変化の事例を図-11に示した。これは、1975年5月の土石流発生時<sup>100)</sup>にみられた流路位置の変化である。土石流発生以前の流路は、図中に破線の矢印で示したように中央からやや左扇側方向に寄った部分に位置していた。新たな土石の堆積は、この流路の方向におこなわれた。堆積土砂量は約300 m<sup>3</sup>であり、最大深1 mの新堆積地が形成されている。この土石が堆積した扇頂部では、既存の流路の一部は埋積された。新しい流路は、この地点より右扇側方向に変化して形成された。それは、幅4 m、深さ約0.5 mの平坦な溪床をもった流路として確認される。この流路は、新堆積地との境界に弧状のカーブを形成し、堆積地を右方向に迂回した形態を示している。

以上のことから、滝の沢扇状地の頂部で観察された流路変化の過程をつぎのようにたどることができる。まず、流下土石は当時の流路方向に堆積し、その地点で流路は埋積される。しかも、この新堆積地は周辺の堆積面に対して相対的に高い堆積面を形成することになる。この

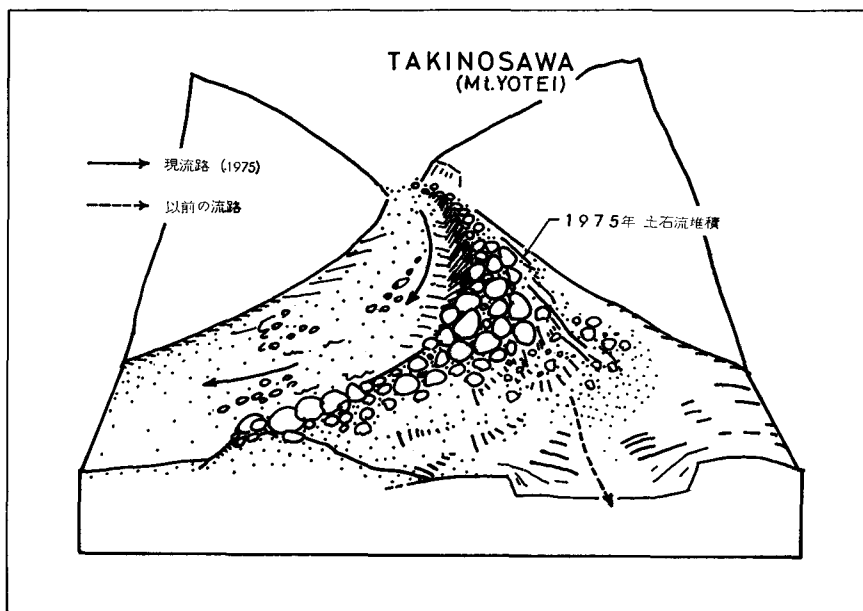


図-11 土石流堆積と流路の変化 (滝の沢扇状地, 1975年, 模式図)

Fig. 11. Deposition of Debris Flow and Change of the Channel Course (Takinosawa Fan, 1975).

ような堆積がおこなわれた場合、後続する洪水流はこの堆積地を迂回し、相対的な低地の方向へと流下する。滝の沢扇状地の事例では、洪水流は右扇側方向に前流路位置から約40度ほど転ずることになった。方向を転じた洪水流は、既存の堆積物の一部を洗掘しながら、新しい流路を形成することになる。

旧流路の埋積と洪水流の迂回の状態は、段丘地形が発達した堆積地においてより明瞭に観察することができる。図-12はヌッカクシフラノ川の溪間扇状地(汜らん原)にみられる流路変化の一例を示したものである。標高800m付近に位置する汜らん原の頂部に観察された流路変化の事例である。右扇側方向に矢印bで示した部分が旧流路であった。溪床の幅は15mほどであり、左扇側方向に位置する現在の流路 $c_3$ と同規模の流路跡である。模式的に示した横断面Cにみられるように、旧溪床は現流路の溪床より1mほど低いところにある。この旧流路部分は、高さ2.5mほどの段丘状の堆積物によって現流路から分離され、現在における流水の存在は認められない。

新旧流路が分岐する地点において、旧流路がわには図示したような集合的な土石の堆積地が認められる。この堆積地(I)は、旧流路の上端を埋積した状態を示している。堆積した土砂量は、堆積面積と厚さから、およそ $2,000\text{ m}^3$ と推算される。この堆積面上に侵入している木本から、堆積地の形成は60年ほど過去にさかのぼるものと判断された。埋積された旧流路の兩岸は、樹齢100年以上に達する木本が侵入している旧堆積面である。したがって、約60年前の土石の堆積により当時の流路が埋積され、この堆積地を左方向に迂回した洪水流により現在の

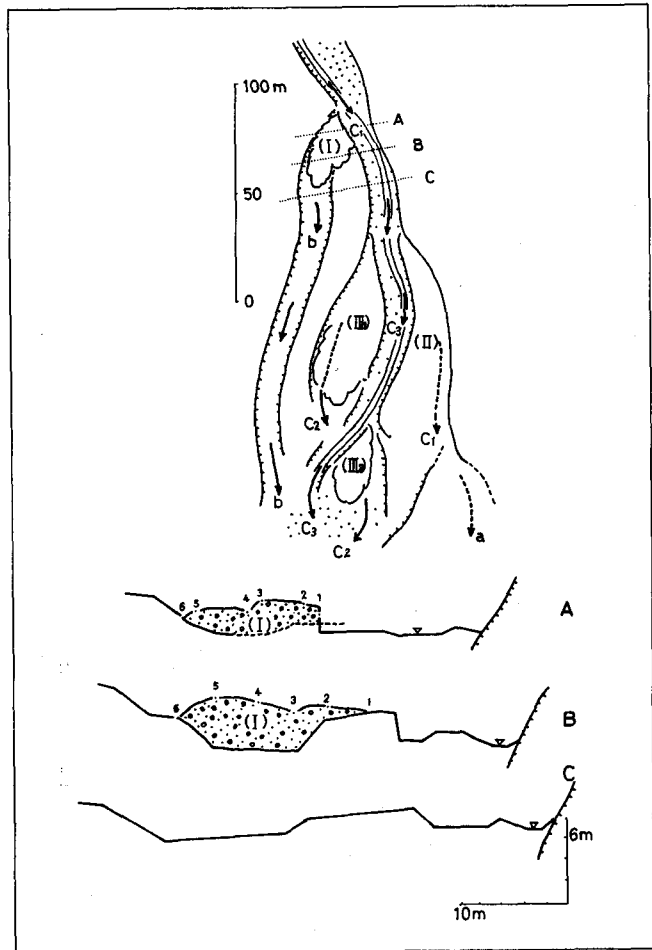


図-12 土石流堆積と流路の変化(ヌッカクシフラノ川汜らん原)

Fig. 12. Deposition of Debris Flow and Change of the Channel Course, (Flood plain of Nukkakushi-furano R.).

方向の流路が形成されたとみることができる。流心は旧流路の方向から約45度左方向に転じ、旧溪床の位置より高い地点を流下することになった。

このような大幅な流路位置の変化は、当時の流路断面全体を閉塞する土石の堆積によってもたらされている。流路の閉塞には、すくなくとも左右一方の溪岸を越える土石の堆積が必要である。図示した横断面のA・B区間では、新しい堆積物が左の溪岸よりも高く堆積している。右の溪岸は、A断面の地点で新堆積よりさらに1mほど高い位置にある。したがって、この堆積土石に後続してきた洪水流は、相対的な低地となった左側の方向に変化したと判断される。A横断の地点では、変化した洪水流の洗掘により、旧流路の左溪岸が消失している。この時点の新堆積物と旧溪床の堆積物との境界には腐植したコケ類がみられ、新旧堆積物の相違をみることができる。また、新しい堆積物には粘土分が多く含まれ、旧溪床の堆積物は砂質に富むことから新旧堆積物間の区分が可能である。旧流路左岸の堆積物は流路の変化によって洗掘され、下流方向に移動している。

以上のような流路変化の過程を模型実験によって検討してみた。これは、土石の堆積と流路位置の変化といった2つの現象

の関連を明らかにすること、ならびにその過程を動的に観察してみようとするものである。図-13に、この実験に使用した装置の概略を示した。図示したような55 cm × 70 cmの平板（この場合の勾配は10度）の上部に狭長な樋を設置し（20度）、土石流積地の観察から想定した模擬土石流を流下させた。土石流の材料<sup>22)</sup>として、建築用洗砂（粒径0.8~2.0 mm）に小麦粉（粒径124 μ<10%, 104~124 μ 9%, 88~104 μ 12%, 61~88 μ 28%, 38~61 μ 36%, 38 μ>14%）を混合し、水道水を加えて泥流物質としたもの（水:砂:小麦粉=1:2:2）を使用した。これらの材料のなかに小数の礫（粒径0.5~1.0 cm）を加えてある。

実験の経過はつぎのようであ

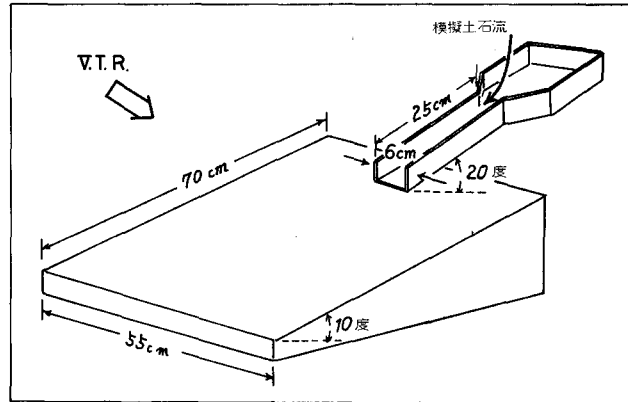


図-13 模型実験の装置(略図)

Fig. 13. Equipments of the Model Experiment.

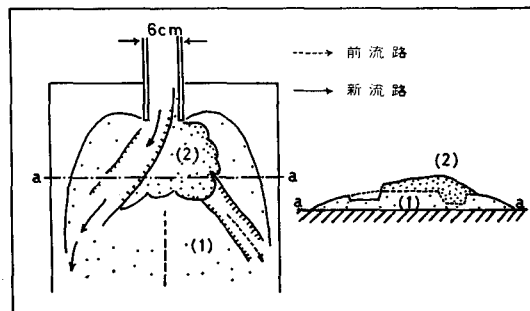


図-14 流路変化の模型実験

Fig. 14. Model Experiment on the Changes of Channel Course.

る (図-14)。

(1) はじめに、平板の上部に設定した樋から泥流物を流下させ円錐面(1)を作成した。注水により、円錐面上に流路を形成させた。この事例の場合、流路は図中に破線の矢印で示したように、左扇側の方向に形成された。

(2) つぎに、注水を継続したまま ( $70 \text{ cm}^3/\text{sec}$ ) の状態で、樋の途中から前述の泥流物を投入した。この際の投入泥流物は約  $500 \text{ cm}^3$  である。

(3) 泥流物は、樋の出口、すなわち扇頂部で瞬間的なダムアップをおこない、決壊するようにしてその時点の流路方向に流下していく。この泥流物(2)は、その地点で流路を埋積しながら堆積をおこなう。

(4) 泥流物が図示した場合のように既存の流路断面全体を埋積したとき、流水はこの堆積地を迂回し、おおきく方向を転じることになる。

(5) この実験例では、方向を変化した流水は既存の円錐面の一部を洗掘しながら、約60度右方向に移動した新しい流路を形成した。実験の a-a' 断面ではヌッカクシフラノ川での事例と同様な新旧堆積物の重合形態が観察される。

#### (5) 流路網の形成と変遷

以上のような土石の堆積と流路変化の検討から、宝来沢扇状地で(II)・(III)で示したような扇状堆積(前図8)がおこなわれた場合については以下のように考察することができる。

扇状の土石の堆積は扇状地空間に広くおこなわれ、以前の堆積面のうえに新しい堆積地形を形成する。この堆積地形は(III)の堆積に代表されるように、横断的に中央部が最高の凸部となり、両扇側にかけてだいに低くなっていく扇形の堆積地形である。このような堆積面上における流水は、相対的な低地方向にむかう傾向をもっている。したがって、流水は扇状堆積の中央の凸部を迂回し、左右一方の扇側方向に流下していくことになる。扇状の土石堆積がおこなわれた際の新流路の形成は、一方の扇側に沿っておこなわれると判断される。

宝来沢扇状地においては、このような形態での形成によるとみられる流路跡が両扇側沿いに残されている。これは前図10において(0)の記号で示した破線の部分である。この部分では侵入した木本も樹林化し、現在の扇状地面で観察されるもっとも古い流路跡となっている。この流路の規模は現在の流路に匹敵するものであり、過去においては主な流水の集中があったとみることができる。形成年代の古さから、(II)・(III)の扇状堆積の過程で形成された流路と考えられる。

宝来沢扇状地における顕著な流路の変化は、1950年と推定した(後述)土石流の堆積との関連でとらえられる。前図8において(IV)の記号で示した土石流の堆積である。図-15には、これらの土石流の集合的な堆積地と流路との位置的な関連を示した。1973年の堆積地は現在の流路に沿って形成され、この堆積の際にも洪水流が堆積地を迂回しながら側方へ変化していることが認められた。ただし、この場合の変化は距離にして20m内外であり、新しく形成

された堆積地の横幅に相当する程度の変化である。堆積土石は比高2mに達する現流路の溪岸まで埋積する規模のものではなかった。堆積地を迂回してなされた流路の変化は、現溪床の範囲でおこなわれたために、20mといった距離になっている。

1950年と推定された堆積地は、新旧の両流路方向にまたがって存在し、旧流路の方向には扇頂と扇端部に一箇所ずつ、現流路の方向には4箇所が認められる。この堆積地のうち、旧流路の扇頂部に位置するものは、その地点で旧流路を埋積した形態を示している。新旧の両流路方向に同年代の堆積地が形成されていることから、この堆積地が形成された洪水時には双方の流路へ流水の集中があったとみることができる。そして、この洪水の以降には、旧流路方向への流水はみられなくなっている。

したがって、流路の変化はこの土石の堆積時点でもたらされ、右扇側方向から現在の左扇側方向へなされたと判断される。この流路の変化には、堆積位置の関係から、扇頂部で旧流路を埋積した土石の堆積が決定的な影響をもたらしていることがわかる。方向を転じた洪水流は、洗掘作用により現流路沿いに4箇所の新しい堆積地を形成しながら流下し固定された。

くり返し形成されてきた土石の堆積地との関連から、過去にさかのぼって流路変化の過程を整理することができる。図-16に、その変化の過程を模式的にあらわしてみた。前述のように、(0)で示した流路は(II)・(III)の扇状堆積時に相当すると判断された流路である。(III)の扇状堆積以降は、局所的な舌状堆積のくり返しと流路変化が認められる。図中aの位置になされた堆積により、(1)方向への流路が形成されたと考えられる。この流路は、bの堆積により、(2)の方向へと大きく位置を変化させる。さらにc堆積により(3)の部分的な流路の変化がもたらさ

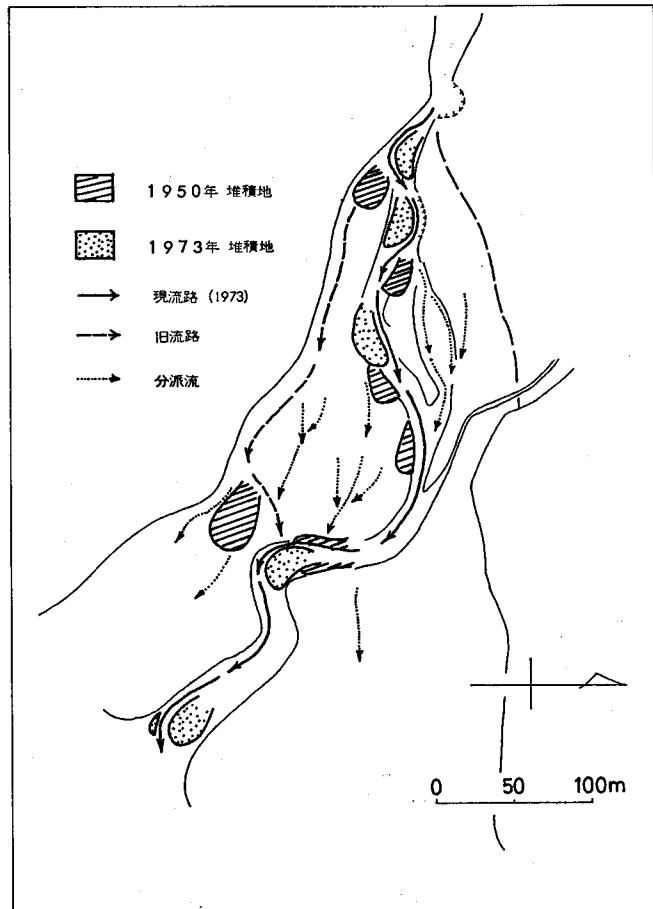


図-15 土石流の堆積地点と流路網(宝来沢扇状地)

Fig. 15. Positions of Deposit and Braided Channel (Horaizawa Fan).

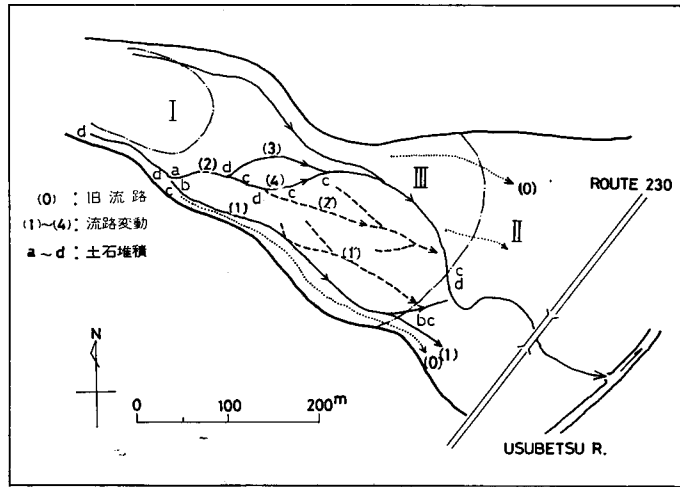


図-16 流路網の形成過程 (宝来沢扇状地)

Fig. 16. Formation of the Abandoned Braided Channel (Horaizawa Fan).

れる。dの堆積により(4)方向への変化がおこなわれ、旧流路(2)と合流することにより現在に至っている。この流路変化の過程で、図中に(1)'や(2)'で代表させたような小分派流が形成された。宝来沢扇状地にみられる流路網は、以上のような変化の過程をへて形成されてきたものと判断される。

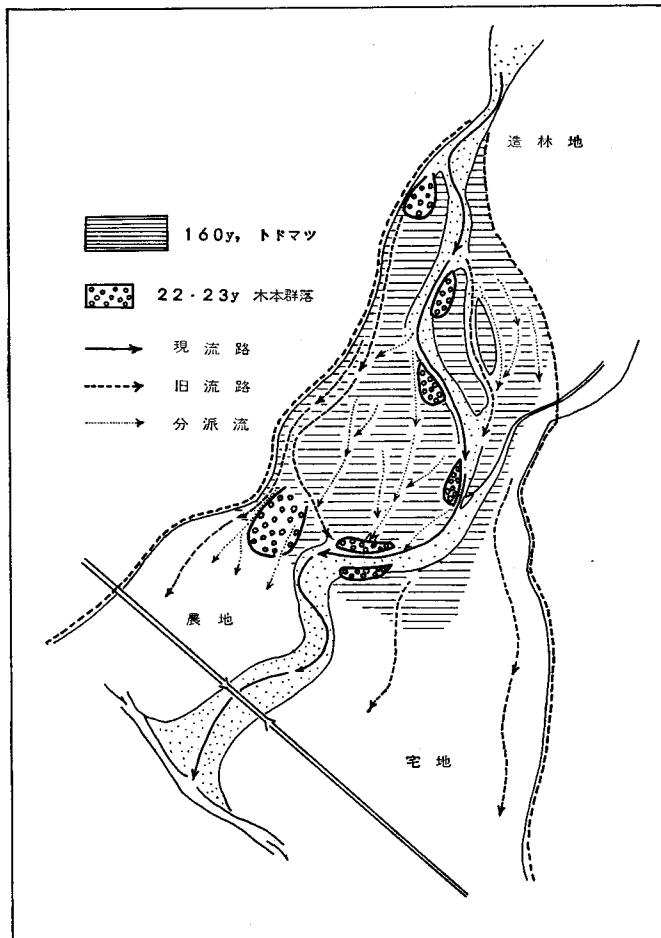
流路の変化は、土石流が堆積することによってもたらされていた。方向を転じた洪水流の洗掘により、既存堆積物の再移動が引き起こされている。また、新しく形成された流路は、次期の土石流の発生地点となっている。具体的な扇状地において土石堆積と流路の変化の過程を検討するならば、扇状地においてくり返されていく土石の運動形態の把握が可能となるはずである。

#### 4. 扇状地の木本群落

##### (1) 木本群落の形成

扇状地においては天然生の木本群落の成立が観察され、これらの群落は樹種や樹高・成立空間の相違などとして肉眼的にも区分される。宝来沢扇状地の木本群落の事例をあげると、その概要はつぎのようにあらわされる(図-17)。

宝来沢扇状地の森林は、トドマツ (*Abies sachalinensis*) とケヤマハンノキ (*Alnus hirsuta*)・シラカンバ (*Betula platyphylla* var. *Japonica*)・ヤナギ類 (*Salix* sp.) を主とした混交林となっている。この森林ではトドマツ (樹高約 15 m・胸高直径約 60 cm・樹齢約 160 年) が優占種である。このトドマツは網状の流路のあいだに残された非洗掘地点に点在し、扇中央部を中心にほぼ同型のトドマツが一つの群落を形成している。



図—17 扇状地の木本群落 (宝来沢扇状地, 1973)

Fig. 17. Forests on the Alluvial Fan (Horaizawa Fan, 1973).

この森林におけるもう一つの天然林の存在形態として、扇状地内に点在する小規模な群落を観察される。この群落は面積にして  $400 \text{ m}^2$  程度で、主に広葉樹から構成されている。樹高は約  $10 \text{ m}$  であり、一斉林型を示すことによって周囲の森林とは区別される。なお、この木本群落は前述した土石の舌状堆積地の上に成立していることが特徴的である。

洪水の氾らんと植物群落の成立については、河原砂州の不安定帯・中間帯・安定帯の区分と群落の変化の関係<sup>79),80),81)</sup>や、洪水によって変化する砂州・中州におけるヤナギ類の侵入やアカマツ群落の形成過程の研究<sup>37),60)</sup>などがみられる。このことは、洪水によって形成された裸地上には、安定化するにつれて新しい木本群落が形成されてくることを示している。

このようにして侵入した木本は、河岸林や溪畔林とよばれる特徴ある群落を形成する。この群落は、天然生の一斉林や階段林<sup>33)</sup>、同齡林<sup>20),68)</sup>をかたちづくることにより、河川における洪水の時期や期間・頻度・規則性などを示すものと考えられている<sup>102)</sup>。

また、土石流の堆積による洪水段丘や砂州の形成の場合にも裸地形成と侵入木本の年輪数の照合がおこなわれ、樹木年輪が形成年代の推定に利用可能であることが明らかにされている<sup>2),63),85)</sup>。このような検討は、土石円錐における土石流堆積の場合にも適用されている<sup>84)</sup>。扇状地における天然生の同齢林も、その樹齢と成立区域が土石堆積の時間的・空間的な情報をもたらしていることが報告されている<sup>3),21)</sup>。

本研究では、土石流堆積の特徴の一つである裸地形成と木本侵入との関連について、とくに土石の堆積が集中的にくり返されている地域を対象に検討してみた。

## (2) 堆積空間と木本群落

宝来沢扇状地においては、扇面に広く分布し巨視的に判別される木本群落と、局所的に点在する一斉な群落の2つの木本群落の存在形態が認められた。

扇状地内の各所に点在する木本群落は、ケヤマハンノキ・シラカンパ・ヤナギ類などから構成されていた。この代表的な群落を構成する林木は表-1に示したようである。供試木の年輪数は、1973年現在において22・23が数えられた。この群落を構成する他の林木は樹高や根元径において、ほとんど同じような値を示すことから、これは同齢の木本群落であると判断された。この扇状地における同型の木本群落は6箇所をわたって認められるが、すべて同齢林とみることができる。これより若い群落の存在は認められず、またこれより古い群落も不明である。区分された6箇所の木本群落は、舌状の土石流堆積地と空間的な一致を示している。

裸地の形成と同時的な木本侵入がなされるという樹木年代学的な観点から、土石の堆積地に侵入した木本は堆積地の空間と一致した群落を形成するとみることができる。1973年の堆積地には、翌年イタヤカエデやミズナラ・ヤナギ類を主とした一年生稚樹の侵入が認められた。1977年現在、この土石流の堆積空間はケヤマハンノキ・シラカンパ・トドマツ・イタヤカエデ・ミズナラなどの3年生・4年生稚幼樹の群落になっている。新しい堆積地には、その堆積地と空間を同じくする木本群落が形成されつつあることを示している。

この扇状地においてトドマツの優占する区域は、前図8に示したように(III)の扇状堆積区域と一致している。(III)堆積地の洗掘を免れた部分に点在するこのトドマツは、現扇状地面におけるもっとも老齢な樹木である。(III)がもっとも新しい扇状堆積であることから、この非洗掘面に存在するトドマツの侵入は、(III)堆積面の形成と一致するものとみることができる。

表—1 木本群落の年輪構成 (1973年現在)

Table 1. Ages of Stands on the Deposit (1973)

供 試 木	樹 種	年 輪 数	樹 高 (m)	根 本 径 (cm)
No. 1	ケヤマハンノキ	22	8	21
No. 2	ナガバヤナギ	23	10	16
No. 3	ケヤマハンノキ	23	12	22

以上のことから、この種の本木群落の空間的分布は、土石の堆積空間を判別する指標として有効であることが確認される。しかし、火山山麓の扇状地のように土石堆積が激しくくり返される地域においては、本木群落の破壊がくり返され現存する群落が従来の堆積空間のすべてを反映していない場合がある。

その一例として、青木の沢扇状地の堆積地の一部を図-18に示した。堆積地上にはシラカンバ・ケヤマハンノキ・ヤナギ類により構成される本木群落が成立しており、樹高も0.5m・2m・4m・7mなどの一斉林型として識別される。これらの群落は、図示したように、それぞれの空間を占めながら互いに隣接して存在しているものである。

この地域のa-a'断面を模式的にあらわしたのが図-19(Photo 3・4)である。この断面においては、図中に(1)~(5)で区分した5つの堆積地形が観察される。(1)と(5)の堆積地上には36・37年生のシラカンバの同齢林が形成されている。(4)の部分にも、現在は枯死しているが、同型のシラカンバが認められる。このシラカンバの枯死は、(4)部分への土石の堆積によるものである。このことから、(1)と(5)、そして(4)下層の堆積物は同時期の形成であることが把握

されるが、両堆積地間の連続性は不明である。しかし、土石の堆積地形の検討からすると、(1)と(5)が連続した舌状堆積地形の一部に相当していることがわかる。(2)・(3)・(4)の堆積物は、(1)

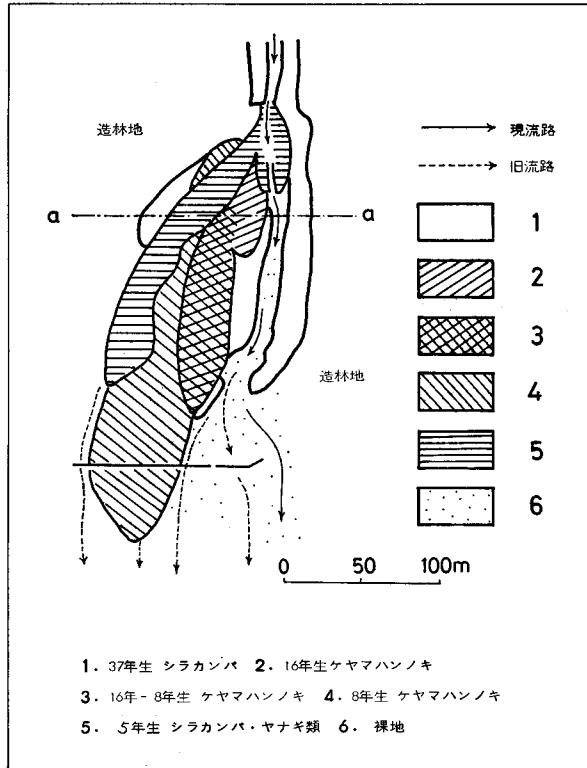


図-18 堆積地上の本木群落(青木の沢扇状地, 1974)

Fig. 18. Even-aged Forests on the Deposits (Aokinosawa Fan, 1974).

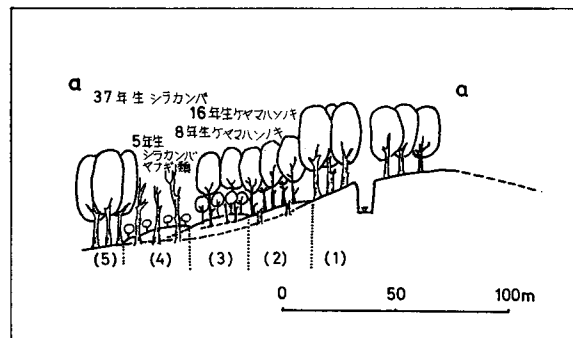


図-19 堆積地形と同齢の本木群落(青木の沢扇状地, 1974)

Fig. 19. Configuration of Deposits and Even-aged Forests (Aokinosawa Fan, 1974).

と(5)の連続した堆積面上に重合した形態を示している。したがって、(2)・(3)と(4)上層の土石堆積がおこなわれる以前には、図中に破線で示したような、連続した堆積面が存在していたことが把握される。

(4)部分の堆積物は1 m以下と比較的に浅く(2)・(3)の堆積物もほぼ同様の厚さである。堆積物間の高低差も少ないことから、地形からのみ堆積物を区分することはむずかしい。しかし、これらの堆積面上に成立した木本群落は、堆積地間の明瞭な境界をあらわしている。図中に(2)と(3)で示した部分には、15・16年生のケヤマハンノキが樹高12 mほどの密な群落を形成している。(3)の部分は、このケヤマハンノキの下層に8年生のケヤマハンノキ(樹高3 m)が侵入し、2段林となっている。(4)の部分には5年生になるシラカンバ・ヤナギ類が侵入している。(2)・(3)・(4)の堆積地は、このような木本群落からの区分も可能である。

以上のことから、過去におけるこの地点の堆積面はつぎのように把握される。まず、(2)・(3)の両区域にわたる堆積面が存在した。その後、(3)部分にのみ土石の堆積がおこなわれ、この堆積により疎開したケヤマハンノキ林の下層に、現在8年生になるケヤマハンノキが侵入してきた。この時点において、(4)部分のシラカンバはまだ生存していたはずであり、(3)堆積は(4)の部分にまで及ばなかった。5年生のシラカンバ・ヤナギ類の侵入している(4)部分は、この地点におけるもっとも新しい堆積面である。これまでの土石堆積の過程でもたらされた相対的低地に、厚さ約1 mの堆積がおこなわれた。

このように、土石の堆積が激しく、地形的に堆積空間の判別が困難な地域においても、木本群落はその判別の有効な指標となることを示している。土石堆積の激しい地域の木本群落は、堆積区域と完全な空間的一致を示さない場合がある。くり返される土石の堆積により、群落の一部または全体が破壊されていくためである。しかし、そのことはまた、明確に区分される堆積地形をこの群落の分布と関連させて広げることにより、すでに埋積された堆積面をも把握しうる可能性をもたらしている。

### (3) 年輪による堆積年代の判別

土石の堆積地に形成された木本群落は、その堆積空間とともに、堆積地の形成年代をもあらわしている。宝来沢扇状地の場合、もっとも新しい扇状堆積と空間を一致したトドマツの樹齢は、1973年現在で約160年であった。したがって樹木年代学的にこの堆積面の形成は、現在から約160年以前になると判断することができる。宝来沢の属する豊平川流域には、下流部(札幌扇状地)において大幅な流路の変化(伏古川筋→対雁筋)をもたらした大洪水・土石流発生の記録<sup>120)</sup>がある。この洪水は約170年前ということであり、宝来沢扇状地のもっとも新しい扇状堆積について推定した形成年代とほぼ一致する。

また、この扇状地の舌状堆積地上に成立している林木群落は、22年・23年(1973年現在)の林木によって構成されていた。したがって、この堆積地の形成は、1973年から約23年前と推定される。1950年7月31日に日雨量140 mmという豪雨の記録<sup>83)</sup>があり、堆積地はその際に

形成されたとすると年代的に符合することになる。1973年の豪雨時に形成された舌状堆積地には、前述のような3・4年生の稚樹の侵入が認められ、堆積地の経過年数と同年齢の木本群落形成されつつある。

以上のことから、堆積地に出現する木本群落の樹齢構成は土石堆積の頻度をも反映しているとみることができる。宝来沢扇状地の場合、もっとも新しい扇状の土石堆積は170年であり、この種の土石堆積は少なくとも100年という時間スケールでくり返されていると判断される。舌状の堆積は1950年と1973年が認められ、長くとも20年や30年といったスケールでくり返されている。青木の沢扇状地の場合、現堆積地形を基本的に形成している2つの扇状堆積の年代は不明である。ただし、舌状の堆積に関しては、前図18・19で検討した地域からでも、最近の土石流堆積の頻度を把握することができる。この地域に存在する木本群落から推定されるもっとも古い堆積は1958年である。つぎに1966年・1970年・1973年が推定される。このほかに、もっとも新しい舌状堆積として1975年が確認されている。したがって、この地域における舌状の土石堆積に関しては、最大でも8年という間隔でくり返され、過去20年間に6回という頻度が把握されることになる。宝来沢扇状地よりも激しい土石の動きがあることが理解される。

以上のように、集中的な土石の堆積がくり返される地域においても、木本群落は土石堆積の絶対的な時間を把握するうえでの重要な指標となっている。

## 5. 土石の移動過程

### (1) 荒廃溪流の扇状堆積地

これまで、扇状地空間を構成している堆積地形や流路網・木本群落と土石堆積のくり返しとの関連について検討してきた。この検討の結果、以下のことが明らかになった。(a)土石の扇状堆積や舌状堆積などの堆積地形は、それぞれが一つの土石流堆積に対応している。(b)したがって、扇状地の堆積地形の区分から土石堆積の過程や重合関係が把握される。(c)流路位置の変化は、このような土石流の堆積によってもたらされる。(d)方向を変化した洪水流は、洗掘により新たな土石の移動を引きおこす。(e)堆積地に形成される木本群落は、このようにしてくり返された土石の堆積に関する時間的・空間的情報をもたらしている。

以上の知見を手段として具体的な対象地を分析するならば、扇状地における土石堆積の絶対的・相対的な時間や規模、堆積位置、堆積空間などの変遷がとらえられ、土石の移動過程が把握されることになる。具体的な扇状地を対象に土石の移動過程を検討することは、土石の運動を考察するうえで必要な作業である。したがって、土石の移動過程を把握するということは土石流の発生や位置・規模・氾らん空間の変化といった不可逆的な運動を時間的に整理し検討することを意味している。

荒廃溪流の小規模扇状地の事例として、宝来沢扇状地の土石の移動過程は以下のようにた

どることができる(図-20)。まず、基本的な扇状地形が形成される以前のものとして、図中に(I)で示した年代不明の旧期崩積土の堆積が認められる。現扇状地面の表層地形を基本的に形成する(II)・(III)の扇状堆積は、その重合関係から(I)崩積土の堆積より以降のものであることは明らかである。扇状堆積の最上層に位置する(III)堆積は約170年前と判断された。しかし、(II)

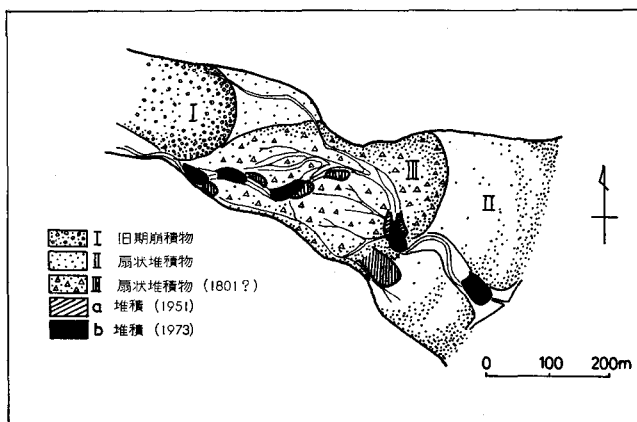


図-20 土石の移動過程(宝来沢扇状地)

Fig. 20. Process of the Debris Flow (Horaizawa Fan).

堆積面の形成年代は、重合関係より(III)堆積以前のものとの判断は可能であるものの、土地利用の進展と形成時期の古さから絶対的な年代の把握は困難である。(III)の扇状堆積にみられる時間的スケールからして、少なくとも200年は過去にさかのぼるものと推定される。

(III)堆積以降の扇状堆積は認められず、舌状の堆積だけがくり返されている。明確に把握された舌状堆積地は、図中にa・bで示したものである。a堆積は1950年と推定され、b堆積は1973年である。170年前における扇状堆積から1950年のa舌状堆積までの間における明確な舌状堆積地の存在は不明である。

扇状堆積がおこなわれた時点の流路は、左右いずれかの扇側方向に変化するものと判断されたが、それ以降は舌状の土石堆積とともに扇状地面を広く変化していく。aの土石移動当時の流路は右扇側方向に位置していた。この流路方向で2箇所 of 土石移動を発生させることにより、左扇側の現流路方向に変化してきた。この流路の変化により既存の堆積物が洗掘され、4箇所 of 堆積地を形成しながら新しい流路が形成された。1973年のb堆積をもたらした土石の移動は、この流路に沿っておこなわれている。この際の移動土石は、その洗掘と堆積の位置的な関係から、流路部分を中心とした既存堆積土石の再移動によるものとみることがきる。このb堆積土石による流路断面全体の埋積はなかったことから、流路は堆積地点でその横幅に相当する距離だけ側方へ変化した。1973年以降は、舌状堆積をもたらすほどの集合的な土石の移動はなく、現在に至っている。

## (2) 火山山麓の扇状地

つぎに、羊蹄山麓の青木の沢扇状地を事例として、火山山麓扇状地における土石の移動過程をたどってみる。火山山麓では土石の移動が激しく、また流水も降雨時にしか認められないことなどから、堆積地の段丘化がすすまず、比較的偏平な円錐面が形成されている。青木の沢扇状地の土石の移動過程は、このような扇状地面における代表的な事例とみることができる。

この扇状地においては、とくに同一地域内に集中的にくり返される土石移動過程の検討を試みた。

青木の沢の扇頂部分の表層には、前図9に(1)と(2)で示した2つの扇状堆積地形が認められた。流路の変化と土石移動が現在もっとも激しくくり返されている地域は、(1)扇状堆積地の右側堆積面の一部である。前図18・19は、この地域における舌状の堆積地形と流路網・木本群落の状態を模式的にあらわしたものであった。a-a'の横断面には5つの堆積地形が区分され、(2)・(3)・(4)は重合した舌状堆積の一部であった。木本群落は、37年生のシラカンバ・16年生のケヤマハンノキ・8年生ケヤマハンノキ・5年生のシラカンバとヤナギ類を主とした一斉林と、ケヤマハンノキの16年生と8年生からなる二段林の5つに区分された。これらの群落が成立している堆積地の一帯には、37年生に相当するシラカンバの枯死木が点在している。主な流路網は、4本の旧流路と現流路の5本によって構成されている。現流路は、a-a'断面(前図19)で右端の洗掘された部分にあたる。現流路は、1969年に図中(4)の部分の堆積がおこなわれた時点で、この方向に変化してきたものである。

1969年の流路変化以降の土石流堆積(1970年と1973年)を加えて、この地域の土石移動過程を図-21のようにたどることができる。まず、37年生シラカンバの侵入する一連の堆積面の存在が考えられる。この堆積面の上に、図中に $d_1$ で示した土石流の堆積がおこなわれた。これは(2)の堆積地(前図19)に相当するものであり、侵入している木本群落から1958年の土石移動と推定される。この $d_1$ 堆積域の末端から下流に向けて旧流路 $r_0$ が残されており、 $d_1$ 堆積はこの流路を埋積したかたちになっている。この堆積により流路の変化がもたらされ、旧流路間の相対的な古さと位置的な関係から、新しい流路は $r_1$ の方向をとったものと判断される。 $d_2$ の堆積をもたらし土石の移動は、当時の流路であった $r_1$ に沿っておこなわれている。この土石の移動は木本群落より1966年と推定され、新たな流路 $r_2$ を形成している。つぎの $d_3$ 土石移動によってもたらされた流路の変化は、 $d_1$ ・ $d_2$ ・ $d_3$ の堆積域の全体を迂回しておこなわれた。 $r_2$ の流路方向から、左に約40度の変化をおこなったものである。この流路の変化以降は、

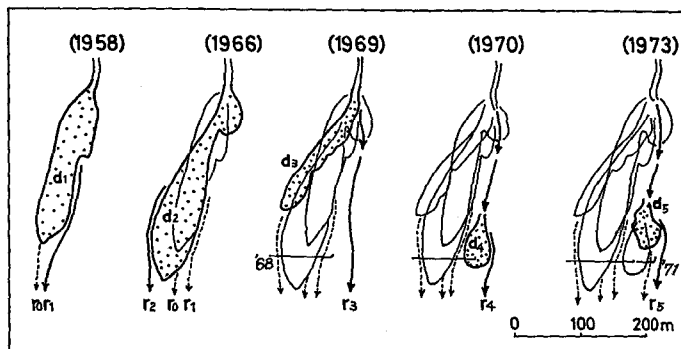


図-21 土石の移動過程(青木の沢扇状地)

Fig. 21. Process of the Debris Flow (Aokinosawa Fan).

新たな流路方向において  $d_4$  の移動 (1970 年) と  $d_5$  移動 (1973 年) がおこなわれ、図示したような  $r_4 \cdot r_5$  の流路変化がくり返されている。 $d_4$  堆積と  $d_5$  堆積は、堆積位置と流路に残された洗掘痕跡との関係から、それぞれ堆積地の直上流部に位置していた既存堆積土石の再移動によるものとみることができる。

図示した 1968 年施工の鋼製土留工は、その位置的な関係より、 $d_4$  と  $d_5$  の土石移動と流路の変化がおこなわる以前の  $r_0 \cdot r_1 \cdot r_2$  の流路を対象に施工されたものであることは明らかである。 $r_3$  の流路変化と  $d_4$  の土石移動に対して、1971 年にコンクリート土留工による左側のつぎたしがおこなわれた。しかし、 $d_5$  の土石移動と  $r_5$  の新流路はさらに左方向に変化している。この地域でのもっとも新しい土石の移動は 1975 年であり、 $d_5$  堆積のあとに続いている。以上のように、青木の沢扇状地では、比較的最近のものとして過去 17 年間に 6 回という土石の移動が把握され、土石移動と流路変化の過程をたどることができた。

以上の検討により、扇状地における新たな防災計画にあたってはもちろん、既設の工作物の効果をたかめるうえでも、移動土石と流路変動への対策の重要性をみることができる。

### (3) 溪間の扇状堆積地

図-22 は、ヌッカクシフラノ川の一氾らん原における土石の移動過程をあらわしたものである。この地点は、十勝岳の標高 800 m 付近であり、土石堆積と流路の変化を検討した氾らん原と同一地域である。ヌッカクシフラノ川は通常の流量も多く、この地域では堆積地の段丘化と激しい流路変化の痕跡が認められる。荒廃溪流の氾らん原 (溪間扇状地) における土石移動の事例とみることができる。

図には、現堆積面に観察される新旧の流路や段丘地形・土石の堆積域とその年代などを模式的にあらわしてある。左岸の部分は洪積世熔岩と火山性の堆積物<sup>42)</sup>からなる谷壁斜面であり、右岸側の同種の堆積物 (境界は不明) とともに氾らん原の頂部を構成している。a・b・c の矢印は現在みとめられる流路と流路跡である。(I)・(II)・(III) の記号で、主な堆積地を示した。これらの堆積地上に成立している木本群落から、(I) 堆積は約 60 年前、(II) 堆積は約 30 年

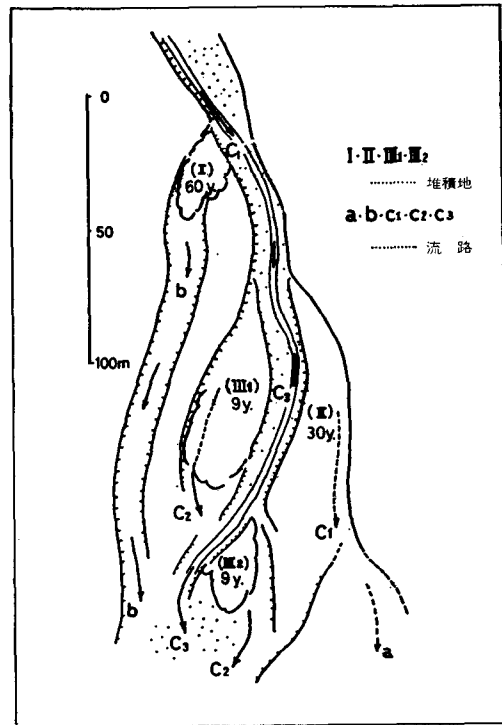


図-22 土石の移動過程 (ヌッカクシフラノ川氾らん原)

Fig. 22. Process of the Debris Flow (Hloodplain of Nukkakushifurano R.).

前、(III)堆積は9年前と推定される。bの流路の溪岸沿いに侵入している木本から、この溪岸部分は100年以上過去にさかのぼる堆積面であるとみることができる。

したがって、この地域における過去100年以内の土石の移動は、おおよそ以下のようにたどることができる。この地域でもっとも古いと判断される流路跡は、図中にaで示した方向である。つぎに古い流路跡としては右扇側方向のb流路が認められるが、aからb方向への変化の過程は不明である。bの流路を埋積した(I)堆積が60年前であることから、b流路の形成時期は100年ほど過去にさかのぼるものと推定される。このb流路は、前述のように、(I)の土石堆積により図中にcで示した方向へ変化している。

c方向の流路で相対的に古いものは、 $c_1$ で示した部分である。b方向から変化してきた流水は、左扇側に沿った流路を形成したと判断される。つぎに、 $c_1$ の流路は $c_2$ で示した方向に変化している。この流路の変化の際には、図中に(II)で示した約30年前の土石の堆積が考えられる。この(II)堆積面は現流路 $c_3$ と約2.5mの段丘崖で接しているが、現流路の右岸にも(II)堆積面と連続する部分が残されており、過去には現流路の部分をも含んだ堆積面の形成があったと判断される。(II)堆積物の厚さは、上層の0.5mである。下層に埋積された旧堆積面とは腐植層や植物根などをはさんでいることによって区分される。

(II)の土石堆積により $c_1$ 流路の変化がもたらされ、 $c_2$ の方向に新たに流路が形成された。この $c_2$ 流路は、(III<sub>2</sub>)で示した堆積地の下流に残されている流路跡と連続していたとみることができる。(III<sub>2</sub>)堆積は、この堆積地点で旧流路を埋積し、現在の $c_3$ の方向に変化させている。また、成立している木本群落から、(III<sub>2</sub>)堆積は $c_2$ 流路を $c_3$ 方向に変化させている(III<sub>1</sub>)堆積と同時期の形成であることがわかる。これらのことから、 $c_2$ の連続した流路位置が推定されることになる。

(III<sub>1</sub>)堆積により変化した洪水流は $c_3$ の方向をとった。方向を転じた洪水流は(II)堆積地の一部を洗掘しながら新流路を形成し、連続的に(III<sub>2</sub>)堆積をもたらししている。(III<sub>2</sub>)の堆積により、 $c_3$ の流路は旧 $c_2$ 流路をよこぎり現在の方向をとることになった。

以上のようにして、荒廃溪流の溪間扇状地における土石の移動過程が把握された。ヌッカクシフラノ川の事例からは、段丘地形の発達した堆積地での土石移動と流路変動の過程を検討することができた。

#### (4) 扇状地堆積物の移動形態

宝来沢扇状地や青木の沢扇状地などを事例として、土石の移動過程をたどってみた。この移動過程の検討から、現在のような堆積面の形成にあたっては2種類の土石移動の存在が把握された。一つは、扇頂を頂点として分散し、扇状の堆積地形をもたらす土石の移動である。もう一つは、扇状地内で局所的・不連続的に舌状の堆積地形を形成する小規模な土石の移動である。以降においては、便宜的に、扇状堆積をもたらすものを大規模土石移動・舌状堆積をもたらすものを小規模土石移動と区別して検討をすすめる。

青木の沢と宝来沢の扇状地にみられたように、大規模土石移動のくり返しは扇頂を頂点とした重合形態を示していた。大量の移動土石は、扇頂から下流方向に直進し分散・堆積をおこなったものである。したがって、この場合の移動土石は、すべて扇状地空間より上流の地域からもたらされたとみることができる。

現段階でこの種の土石移動の規模を把握することは困難であるが、宝来沢扇状地の事例からつぎのような推算が可能である。宝来沢扇状地において、(III) 堆積は堆積地の最上層に位置したもっとも新しい扇状堆積であった。この堆積域は長さ約 300 m で、面積にして約 50,000 m<sup>2</sup> である。右岸沿いの旧流路の溪岸に相当した洗掘部から、この土石の堆積深は 5 m 以上に達することが把握された。したがって、この場合の移動土砂量は少なくとも 250,000 m<sup>3</sup> におよぶという推算ができることになる。(III) 扇状堆積の下層に位置している堆積地 (II) は長さ約 500 m・平均幅 200 m、扇端部での礫層の厚さは 5 m におよんでいる。この堆積土石は規模的に (III) 堆積より大きいことは明らかであるが、下層に埋積されているために、正確な値の把握は困難である。また、青木の沢扇状地にみられた扇状堆積は、(1) が長さ 700 m・幅 300 m におよび、(2) は長さ 400 m・幅 100 m である。堆積深は不明であるが、宝来沢扇状地の移動土砂量より大きな値に達するであろうことは容易に判断される。両扇状地においては、宝来沢扇状地の (III) 堆積がもっとも小さな値を示す扇状堆積となり、ここからこの種の土石移動のおおよその値が見積られることになる。

この種の土石移動がくり返される時間スケールは 100 年以上になると判断される。宝来沢扇状地のもっとも新しい扇状堆積は、侵入している木本と災害記録から、約 170 年前の形成とみることができた。これ以降の扇状堆積はおこなわれていない。この堆積の下層に位置する扇状堆積は木本による時間的追及が困難なほど過去のものであり、両移動のあいだには 100 年スケールでの時間差が考えられる。青木の沢扇状地の事例では、過去 40 年間に 7 回という土石移動が把握されたが、これらは全て小規模な土石移動であった。これらは後述するように、扇状堆積の表層で、しかも既存の堆積物を材料として局所的におこなわれている土石の移動である。(1)・(2) で示したような扇状堆積とは次元を異にした土石の移動である。過去数 10 年のあいだはこの種の小規模な土石移動のみがくり返されていることから、青木の沢扇状地の扇状堆積も 100 年以上過去における土石の移動によるものとみることができる。

以上のような時間スケールでくり返される大規模土石移動の方向は、扇頂谷壁のなす角度と既存の堆積地形により影響をうけているとみることができる。宝来沢扇状地は、前述したように扇頂で約 45 度の角度で広がる比較的狭い谷壁をもつ扇状地である。このような扇状地における大規模土石移動は、両谷壁全域に広がる堆積をくり返している。(III) で示した新しい扇状堆積は、規模的に以前の (II) 扇状堆積より小さいため、(II) 堆積面上に頂部を一致させ下流 300 m の範囲全体を覆う重合堆積をおこなっている。火山山麓の扇状地においては、とくに谷壁というものの存在は認められない。現在の青木の沢扇状地のガリーは、末端の氾らん原で急

激にひらけ、180度ちかい広がりとなっている。このような扇状地における大規模土石移動のくり返しは、側方への変化としてあらわれている。上流域からの移動土石は、堆積する際にもその方向を谷壁によって規制されることが少ない。移動土石の分散・堆積は、既存の堆積地形の相対的な低地方向にくり返されることになる。羊蹄山麓では、大規模土石移動が方向を広く転じておこなわれたことにより、隣接する溪流との複合扇状地が形成されている。

舌状の堆積地形は、洪水時に発生する土石の移動によって形成されることが確かめられた。宝来沢扇状地においては、前述のように1973年8月の豪雨時に5箇所の舌状堆積地が形成された。これらの堆積土砂量は約1,000 m<sup>3</sup>であり、流路に沿って不連続に分布していた。この堆積地間の間隔は50~150 mであった。このような土石堆積の規模と間隔は、1950年と推定された堆積地の場合も同様であった。これらの堆積地間の溪床には、洗掘をうけた痕跡が残されている。この洗掘部と堆積土石の規模との関連、その洗掘と堆積の位置的交互性から、洪水時において溪床土石の洗掘と堆積が交互にくり返されたとみることができる。したがって、この種の堆積地が形成される場合の移動土石は、既存の扇状地堆積物の再移動によるものと判断される。

ただし、ここでの扇状地堆積物の範囲には、扇頂部から上流へ100 m内外の溪床土石をも含めて考えている。たとえば、宝来沢扇状地の1973年に形成された扇頂部の堆積地は、扇状地直上流部の溪床からの移動土石によるものであった。扇頂から上流へ約70 mの溪床に洗掘の痕跡がみられるが、この地点から上流の溪床には大きな土石移動の痕跡は認められなかった。扇頂の堆積土石は、この洗掘部からの移動土石であると判断された。

扇状地直上流部の溪床からの土石の流下は、青木の沢扇状地の1975年の土石流<sup>49)</sup>にもみることができる。扇頂から約500 m上流の溪床が土石流の発生地点であり、土石流はこの500 mの区間に約150 mの間隔で2箇所の堆積と洗掘をくり返しながら流下している。扇状地空間に直接流入してきた土石のほとんどは、扇頂から100 m内外の溪床に存在していた既存の堆積土石である。1975年の豪雨時(倶知安測候所: 8月17・18・19の3日間に96 mm台風5号, 22・23・24の3日間に157 mm台風6号, 31日に26 mm, 9月2日に11 mm, 土石流発生<sup>50)</sup>の8日に35 mm)にみられた青木の沢扇状地での土石の移動は以上のものであった。扇状地空間における土石の運動を検討しようとする場合、この区間の溪床堆積土石をも含めて考える必要がある。

宝来沢扇状地や青木の沢扇状地における土石移動の事例から、扇頂部または扇状地空間において舌状の堆積をもたらす土石の移動は流域における溪床土石の波状移動<sup>51)</sup>の一環ともみることができる。ただし、その波状移動が側方への変化としてくり返されるところに扇状地の土石移動の特徴が認められる。扇状地のように谷壁がひらけた空間では、洪水流や土石の運動が側方へ展開していく条件と可能性が存在しているためである。この種の土石移動は、洪水流との関連でその時点での流路を中心にして発生する。移動土石の堆積により、その地点で当時の流路の一部は埋積される。後続する洪水流は、この堆積地を迂回することにより側方への変動

をおこなうものであった。ここで形成された新流路は、次期の土石流の発生地点となり、扇状地の広い範囲にわたる土石移動と流路の変動がくり返されていく。扇状地には、このような側方への運動が自由に展開されるだけの空間が存在しているものである。

小規模土石移動がくり返される時間スケールは、数年から10数年程度とみることができた。宝来沢扇状地で確認される小規模移動は1950年と1975年であるが、約170年前の扇状堆積以降はこの種の土石移動のみがおこなわれている。青木の沢扇状地においても、過去40年間のあいだでは7回というこの種の土石移動がくり返されているだけである。新しい扇状堆積にしても、過去100年程度はさかのぼるものとみることができた。このことにより、小規模な土石移動は、宝来沢と青木の沢の両扇状地で少なくとも100年という時間スケールでとらえられた大規模土石移動とは時間的にも次元を異にした土石の運動とみることができた。数年ないし10数年という時間スケールは、この種の土石移動の発生と直接的な関連をもっている一般的な豪雨と洪水現象の発生の時間スケールと一致していることから肯定される。

以上のことから、この種の小規模土石移動は大規模土石移動による扇状堆積がおこなわれるあいだをとらえて、短い時間スケールでくり返される土石の移動であると判断することができる。小規模な土石移動は、既存の堆積土石を材料として、変動する流路との関連をもちながら、扇状地の広い範囲に展開される現在の土石の移動である。扇状地の上流域からの大量土石の流下により、流路との関連なしに、扇状の堆積をおこなう土石の移動とは次元を異にした土石の運動である。

したがって、防災対策においては、一応、2つの土石移動を区別して考えてみる必要がある。土石移動の時間的スケールからみても、防災的には舌状の土石堆積と対応している扇状地堆積物の再移動がまず問題とされなければならない。以降においては、この種の土石移動を特徴づけている流路の変動との関連についてさらに検討を加えてみることにする。

## 6. 流路変動と土石の移動

### (1) 扇頂部の堆積形態

扇状地にみられる2つの形態の土石移動の検討から、防災的には現在の土石の運動である小規模移動への対策がまず必要であることが明らかになった。したがって、以降においては扇状地流路の変動との関連を中心に、小規模土石移動の運動形態について検討をすすめてみる。

土石の堆積により流路の変動がもたらされることは、先に検討したとおりである。ただし、この流路変動をもたらし土石堆積のくり返しは、既存の堆積地形により影響をうけている。もっとも観察しやすい扇頂部において、既存堆積地形と土石流堆積との関連を検討すると以下のようなものである。

図-23は扇頂部の堆積地形を模式的にあらわしたものであり、流路の方向と段丘地形を表している。まず、扇頂の空間を2つの区域に区分し、上流側の狭俵部に向かう区域をA、下

流側の拡幅部に向かう区域をBとした。扇頂のA区域は狭長な流水の通過部分であるが、かならずしもこの溪床の横断面全体に流水が存在するわけではない。この狭長な溪床においても、土石の堆積地と流水部の位置とが区分される場合が多い。図のA区域は、この状態を単純化し、右岸沿いに段丘化した堆積地が存在し、流水は左岸方向に位置することをあらわしている。B区域においても、土石の

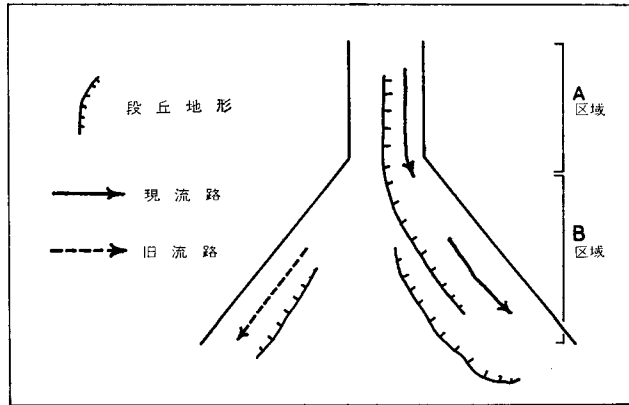


図-23 扇頂部の堆積地形 (模式図)

Fig. 23. Morphology of Deposition at the top of Alluvial Fan.

分散堆積がくり返され比較的偏平な円錐面が形成されている場合と、堆積地の段丘化が顕著な場合とが認められる。図示したのは堆積地が段丘化した場合の扇頂部の状態である。

以上のA・B両区域の堆積地形を組合せると、扇頂部の堆積形態は大きく4種にわけられる。表-2にその4種の形態をあらわしたが、実際に観察されるのは(a)・(b)・(c)の3形態である。(a)で示した形態は、一般に火山山麓の扇状地でみられる扇頂部の堆積地形である。A区域の現在の氾らん原の頂部に相当する狭さく部は、段丘状の両岸と平底の溪床からなり、箱型の溪床横断面を形づくっている。洪水時においては、この溪床の全体を流水が通過する。B区域の拡幅部においては比較的偏平な堆積面が形成されているが、流路に相当する部分には洗掘による段丘地形が認められる。ただし、この段丘地形は小規模なものである。旧流路の方向に形成されていた段丘地形のほとんどは、以降の土石堆積により埋積されてしまっている。

表-2 扇頂部 (氾らん原頂部) 堆積地の形態区分

Table 2. Division of Deposits Configuration at the top of Alluvial Fan

形態	A区域の地形	B区域の地形	扇状地(氾らん原)名	土石の流下方向
(a)	平坦面	段丘化	滝の沢扇状地 青木の沢扇状地	B区間の流路方向
(b)	平坦面	平坦面	青木の沢扇状地	中央部を直進(分散・堆積)
(c)	段丘化	段丘化	宝来沢扇状地 ヌッカクシフラノ 川氾らん原	A-B区域の連続した流路方向
(d)	段丘化	平坦面		A区間の流路方向(模型実験により検討)

したがって、この段丘地形は、主に新しい流路に沿って観察される。具体的な堆積地の例としては、羊蹄山麓の青木の沢扇状地の一部や滝の沢扇状地の頂部をあげることができる。

(b)の形態も火山山麓の扇状地にみられる事例であるが、これはある程度人工的な要素が加わった場合の形態とみることができる。火山山麓の扇状地では、B区域の拡幅部においても流路との関連で前述のような段丘地形がみられるものである。しかし、このB区域に床固工などが設置されると堆積面の洗掘が阻止され、A・B両区域に連続した平坦面が形成されることになる。青木の沢扇状地の頂部などがその例である。

(c)形態は、荒廃溪流の扇状地において一般的にみられる堆積地の形態である。A区域は横断的に土石の堆積部と流水部とにより構成され、段丘地形が認められる。くり返される土石の堆積により、この堆積部と流水部が位置的に変化することも観察される。B区域の拡幅部においても、A区域での流路変動にともなう流路の痕跡や新旧堆積地の境界、洪水流による洗掘の痕跡などとして、堆積地の段丘化が認められる。このような堆積地の例としては、宝来沢扇状地やスッカクシラノ川の溪間扇状地の頂部などをあげることができる。

以上のような堆積地における土石の流下形態は、前述した模型実験をも併用して検討すると、それぞれつぎのように整理される。(a)形態の場合、A区域の平坦な渓床を流下した土石は、B区域の流路方向にむかってすすむ。この形態における流路は、B区域の拡幅部において左右一方の扇側方向に位置する傾向をもち、A区域から連続した弧状のカーブを形づくっている。流下土石はダムアップするまで、相対的な低地である、その時点の流路方向に集中する。この形態の堆積地の流路は比較的に浅く断面積も小さいため、ダムアップした後の移動土石は堆積面上に分散し堆積することになる。(b)の形態は一定の人工的な要素が加わった場合の堆積地形であった。青木の沢扇状地で観察された事例と模型扇状地のA・B両区域に床固工を設置した実験とにより検討した。詳しくは後述するが、移動土石はA区域の出口の方向にむかって直進し、B区域の平坦面上に分散し堆積する。段丘地形の発達した(c)形態の場合、とうぜん流下土石は連続する段丘崖にはさまれた流路に沿って流下していくことになる。(d)の形態は、自然状態での観察ができなため模型実験のみによる検討をおこなった。B区域に模型床固工を設置して平坦面をつくり、A区域には段丘状の堆積地と流水部とを左右交互に設定した。投入した模擬土石流はA区域の流水部沿いに流下し、B区域の平坦面では左右一方に片寄った流路の出口の方向へむかって分散堆積をおこなった。

以上の検討のように、流下土石が集中するのは相対的な低地の方向であり、いずれの場合もその時点での流路方向ということになる。移動土石が流路の方向に集中的に堆積し、その地点で流路を埋積することにより流路の変動がもたらされることになる。

## (2) 流路変動の形態

流路の変動は移動土石の堆積によってもたらされるが、その変動の形態は移動土石の量とそれによって埋積される既存堆積地形の範囲によって異なってくる。移動してくる土石の量を

一定とするならば、流路変動の形態は既存の堆積地形と密接な関連をもってくることになる。それは、堆積地の形態により、同量の堆積土石の埋積する範囲が異なってくるためである。自然状態における堆積地形として偏平な円錐面の形成がおこなわれている堆積地 (a 形態) と段丘地形が発達した堆積地 (c 形態) の2つを代表にとりあげ、これらの堆積地における流路の変動形態について検討をすすめてみる。

(a) 形態の平坦な堆積地の流路は、洪水流の集中する連続した溝地として認めることはできるが、明瞭な溪岸をもった流路とはなっていない。深さもほとんど無く、青木の沢や滝の沢扇状地の事例では平均して0.5 m程度である。この形態の堆積地での流路は、相対的な低地となっている左右一方の扇側方向に片寄る傾向をもっていた。この場合、流路は谷の出口から流路の位置している扇側方向へ弧状のカーブをなしている。溪床幅は谷の出口の幅とほぼ同じである。このような堆積地における流下土石は、前述したようにその時点での流路方向に直進する。この土石により浅い流路はすぐに埋積され、移動土石は周囲の堆積面上まで氾らんしやすい。1975年の滝の沢扇状地の事例では、堆積土石は約300 m<sup>3</sup>と少なかったが、その時点での流路を埋積し扇頂の中央部まで氾らんした。堆積深は1 m・幅25 m程度の堆積であったが、幅4 m・深さ0.5 mの規模であった旧流路は完全に埋積されてしまっている。この時点で右扇側方向に変動した洪水流は、谷の出口から連続した弧状のカーブをもつ新流路を形成した。以前の流路と同様な新流路となっている。したがって、このような堆積地では、次期の少量の土石堆積によっても同様な流路の変化がくり返されるとみることができる。(a) 形態の堆積地では、わずかな土石の移動によっても大幅な流路の変動がおこなわれることを示している。扇頂より下流の堆積地域では、後述する扇状地形の影響により、新たに形成された堆積地の幅だけ側方へ変化するという流路の変化が多くみられるが、土石移動と流路変動の形態は同様におこなわれている。このようにして、移動土石は比較的に浅く広い堆積をくり返すために、火山山麓では凹凸の少ない偏平な円錐面が形成されていく。

段丘地形の発達した(c) 形態の堆積地においては、堆積土石が埋積する段丘面の範囲によって流路変動の形態が決定づけられている状態が認められる。段丘化した堆積地の状態が、流下堆積する土石の規模とあいまって、流路の変動形態に影響をあたえているとみることでもできる。

段丘化した堆積地における移動土石は、段丘地形によってはさまれた流路に沿って流下していく。移動土石は、この流路部分を中心に堆積することにより、既存の段丘面を埋積する。後続する洪水流が、この堆積地点を迂回することにより流路は変動する。図-24は、以上のような段丘化した堆積地における流路変動の2つの形態を模式的にあらわしたものである。図においては、流路が左扇側方向に位置し、流路の右岸側には(1)と(2)で示した2段の段丘地形が形成されている状態をあらわしている。図中で(1)の事例は、流下土石の量が比較的に少ない場合の流路の変動形態である。流下土石のダムアップは(1)の段丘面を埋積したが、(2)段丘面

までは達しなかったばあいの事例である。この堆積土石に後続してきた洪水流は堆積地の左右一方へ迂回することになり、図中に破線で示した前流路の位置から側方への変動をおこなうことになる。堆積地を右側に迂回した場合においても、流路の変動が(2)段丘面をこえてなされることはない。したがって、方向を転じた洪水流は堆積地を左方向からまわり込むか、(1)段丘面を流下するかして、下流部で再び以前の流路部分に合流していく。この場合は、部分的な流路の変動となる。

(II) の事例は、模式的に示した堆積地形の最高位にあたる(2)段丘面をこえるムアップがおこなわれた場合の流路の変動である。新しい土石の堆積は(2)の段丘面までを埋積し、この地域で相対的に高い堆積面を形成した。洪水流はこのような堆積地の全体を迂回することになり、図示したような一方の扇側から

別の扇側方向へという大幅な流路の変動がもたらされることになる。このさい、方向を転じた洪水流は、変化した方向の既存堆積土石を洗掘しながら新流路を形成する。したがって、流路の変動とともに谷の出口の堆積部と流水部は交互に変化することになる。新しく形成された流路の方向が次期の移動土石の流下方向となる。このようにして、堆積地の段丘地形は、洪水時に移動する土石の規模に応じて作り変えられていく。

扇頂部を対象として流路変動の検討をすすめてきたが、段丘化した堆積地における移動土石の規模と流路変動の範囲との関連は扇状地全体においても同じように観察される。ただし、ある時点で形成された高位の堆積面を越えてなされる土石移動の発生頻度はきわめて少ない。ほとんどの土石移動は、この堆積面より低い範囲でくり返されることになる。現在において観察される段丘状の堆積地形は、ある時点で形成された高位の堆積面と、以降の相対的に小さい土石移動の過程を反映しているとみることができる。(a)形態の堆積地にくらべ、(c)形態の堆

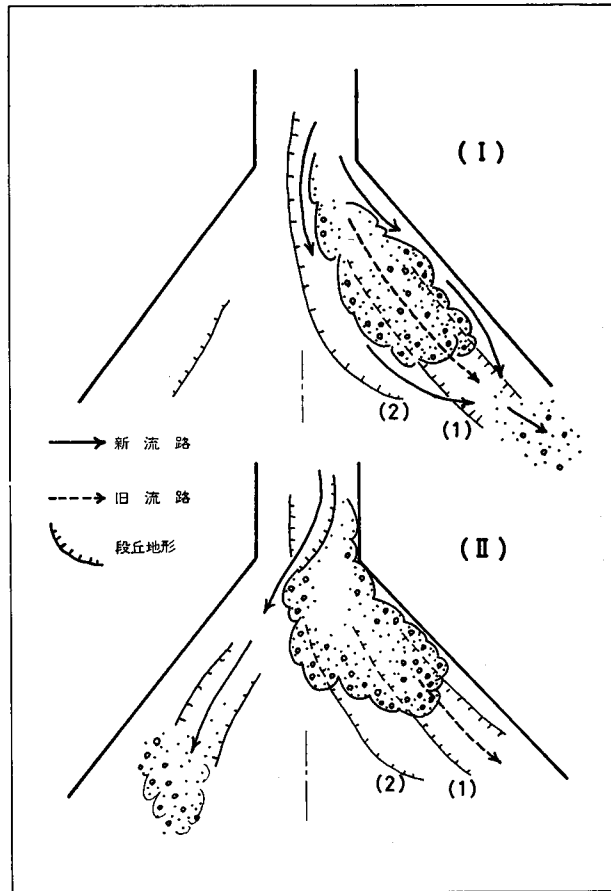


図-24 段丘地形と流路の変動形態 (模式図)

Fig. 24. Form of the Terrace Deposits and changes of the Channel Course.



の変動には、土石の堆積位地を起点とした流路全体の変動と、新たな土石堆積地の幅だけ側方へ移動する部分的な流路の変動とが認められた。

以上の2つの流路変動の形態は、流下土石がダムアップした地点で埋積する既存堆積地形の状態とその範囲によって異なっていた。図-26は、この相違を模型実験によって検討した事例を示したものである。この実験例では、(a)形態の堆積地形を想定している。実験の方法は従来と同様である。まず、図中に(1)で示したように、円錐面と流路を設定した。この事例での流路は左扇側方向に形成された。(2)は前図15でおこなったものと同様の流路変動の実験例である。土石の流下は既存の流路に沿っておこなわれ、比較的浅い流路はたちまち埋積された。流路を完全に埋積した土石の堆積は、溪岸に相当する段丘面上にまで及んでいる。この際の流路の変動は、土石の堆積地点から右扇側方向に移動した流路全体の変動となっている。

(3)の実験例は、流下土石の量が相対的に少なく、ダムアップによっても既存流路が完全に埋積されない場合の事例である。実験の経過はつぎのようである。

- 1) (1)の流路に注水を継続したままの状態、少量の泥流物質を樋の途中から投入した。

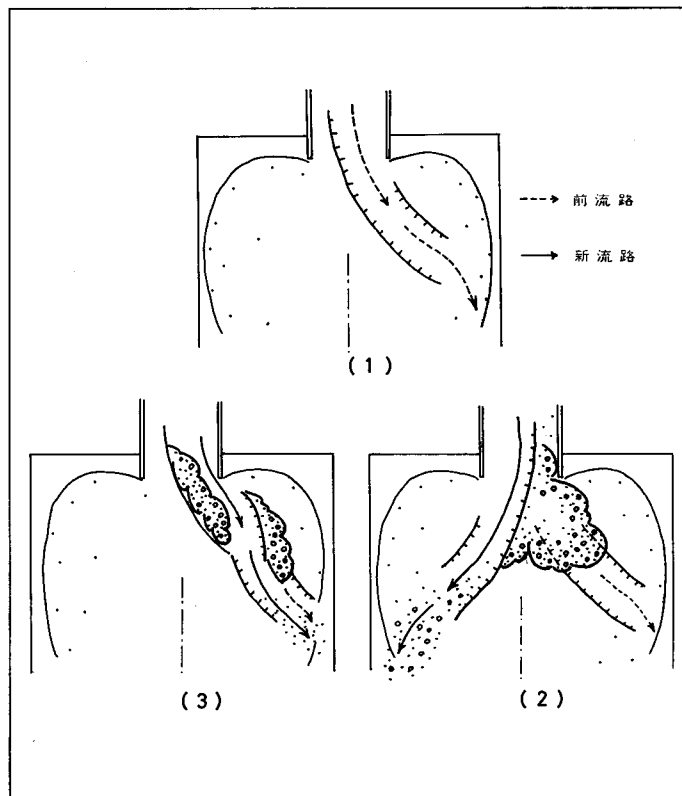


図-26 流下土砂量と流路の変動 (模型実験)

Fig. 26. Volume of the Debris Flow and Changes of the Channel Course (Model Experiment).

2) 流下していく泥流物質は、樋の下端の拡幅部で瞬間的なダムアップをおこなう。実験では、このダムアップが溪岸に相当する堆積面と同じ高さに達するまで泥流物質の量を順次増加させていながら観察をくり返した。

3) この流下土砂量の範囲においては、泥流物質の瞬間的なダムアップは欠壊するようにして既存の流路方向に流下していく。

4) この泥流物質は後続する流水により運搬され、流路沿いに新しい堆積地を形成する。このような場合においては、複数の小堆積地が形成される傾向がみられた。

5) 流水はこれらの堆積地を迂回していくことになり、流路は新堆積地の横幅に相当する距離だけ側方に変動する。

6) 泥流物質のダムアップが流路の断面を越える量に達した段階からは、流路はその時点の流路の反対側の扇側へと大きく方向を変え、(2)の実験と同じようになる。

以上の実験(3)のように、舌状堆積の横幅に相当する距離だけ側方へ移動するという流路変動の事例としては、ヌッカクシフラノ川氾らん原や1973年の宝来沢扇状地の流路変動などをあげることができる。ヌッカクシフラノ川のこの種の流路変動の一例は、図-27においてD・E・Fの横断で示した地点のようである。この流路の変動は、図中に(III<sub>1</sub>)で示した土石の堆積によってもたらされている。c<sub>2</sub>方向からc<sub>3</sub>の方向に変動したものである。c<sub>3</sub>の流路は、(III<sub>1</sub>)堆積地の左端に接し、また(II)堆積地との境界をかたちづけている。模式的に示した横断面D・E・Fにみられるように、c<sub>2</sub>の流路は(III<sub>1</sub>)堆積により堆積地の横幅に相当する距離だけ左方向に

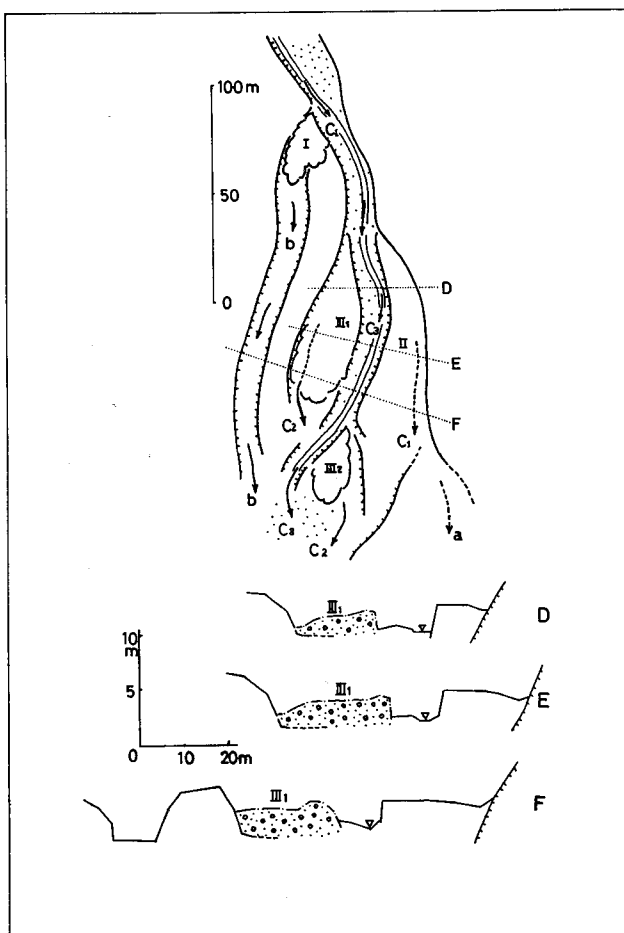


図-27 段丘地形と流路の変動—土石の堆積幅に相当する流路の変動—(ヌッカクシフラノ川氾らん原)

Fig. 27. Form of the Terrace Deposit and Changes of the Channel Course (Flood plain of Nukkakushifurano R.).

移動した。左岸側に沿った(II)堆積面は、(III<sub>1</sub>)の堆積面よりも0.5 mほど高いため、この土石堆積の影響を受けることがなかった。(III<sub>1</sub>)堆積は旧流路の一部を埋積したものの、(II)堆積面を越えるダムアップはおこなわれなかったものである。洪水流は(III<sub>1</sub>)堆積地を迂回し左方向へ転じたが、(III<sub>1</sub>)堆積面より高い(II)段丘面との関連で現在のc<sub>3</sub>方向をとったとみることができる。(III<sub>1</sub>)堆積の右側には(II)段丘面より高い堆積面が連続し、この方向への洪水流の迂回は不可能であった。左方向に迂回した洪水流は、(II)堆積地の一部を洗掘しながら新流路を形成した。以上の検討から、流路変動の幅が堆積土石の埋積する既存堆積地形の範囲によって決定されていく過程が把握された。

流路の変動による新しい流路の形成は、既存堆積物の一部を洗掘しながらおこなわれる。そのため、流路変動の幅は、下流域に連鎖的に引き起こしていく土石の移動に大きな影響をあたえることになる。土石の堆積地点から下流部の大幅な流路の変動は、広範囲にわたる洗掘と新たな土石移動を発生させる。したがって、この流路変動の場合に引き起こされる土石移動は量的にも多くなる。部分的な流路の変動の場合は、新たに洗掘される区間も短いことから、土石移動の量や範囲も比較的小さいものとなる。

(4) 扇状地の首ふり現象

現扇状地面は、重合した扇状堆積地形と舌状堆積地形との総合によって構成されていた。ただし、扇状地の堆積地形を基本的な特徴づけているのは前者の扇状堆積がもたらしている堆積地形である。宝来沢扇状地や青木の沢扇状地で検討したように、扇状堆積のつくる地形は中央部に位置する相対的な凸部を境界と

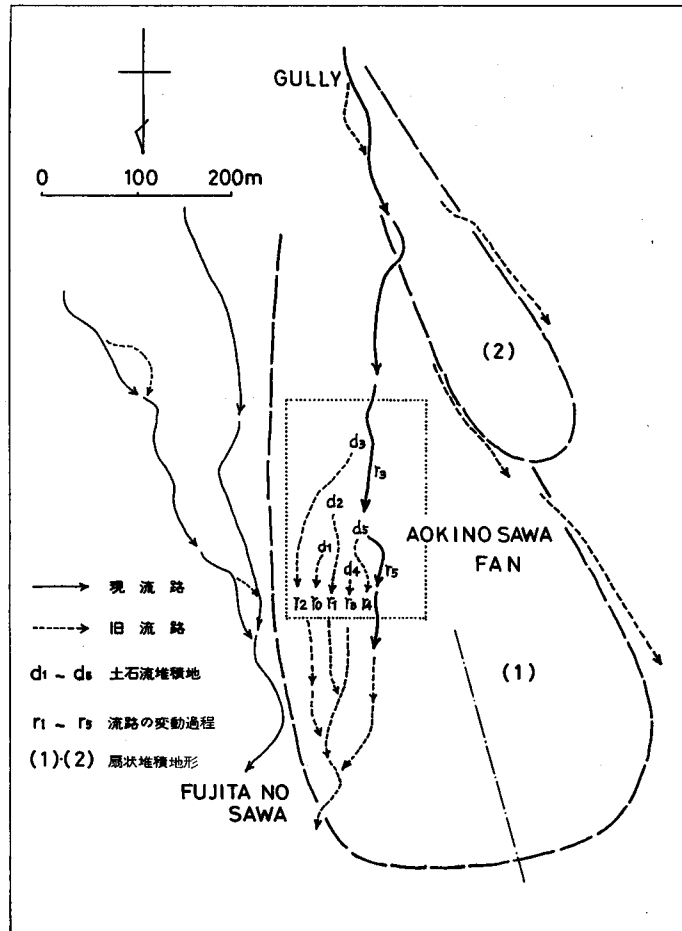


図-28 土石移動と流路の変動 (青木の沢扇状地)

Fig. 28. Debris Flow and Changes of the Channel Course (Aokinosawa Fan).

して両扇側の方向にゆるやかに下向していく堆積地形であった。このような堆積面上における流水は、土石の舌状堆積による微地形的な影響をうけながら、全体として相対的な低地である一方の扇側方向にむかって流下している。したがって、洪水時の土石移動とともにくり返される流路変動の方向には、この中央に凸部を形成する扇状堆積の地形も影響をあたえているとみることができる。図-28は、青木の沢扇状地にみられる扇状地形に対する土石移動と流路変動の関連を模式的にあらわしたものである。四角の破線で囲んだ部分が現在の氾らん区域にあたっている。(1)と(2)の扇状堆積は図示したような重合関係を示し、現在の流路は矢印であらわしたように(1)扇状堆積の中央から右側の堆積面上に位置している。前述の青木の沢扇状地の土石移動過程は、この右堆積面上の一区域で観察された事例である。 $d_1 \sim d_5$ であらわした舌状堆積の地点と、それぞれの流路変動の方向を $r_1 \sim r_5$ であらわした部分がそれに相当している。

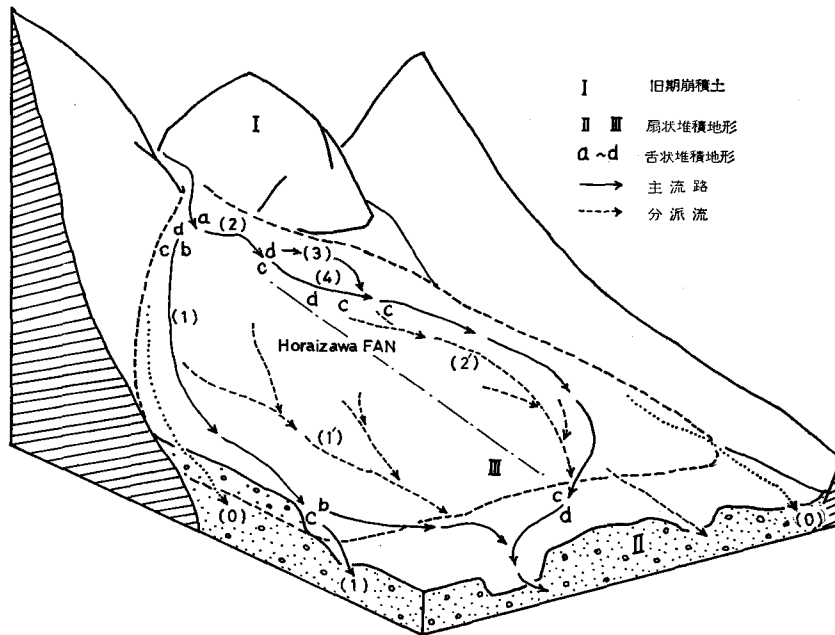
過去20年間における土石移動と流路の変動は、このような位置においてくり返されてきている。ただし、これらは全て現流路の存在する(1)扇状堆積の右側の堆積面上でのものである。この変化の過程で、流路が現在の右堆積面から一方の左堆積面へと中央の凸部を越えて変動した痕跡は認められない。この地点から下流部においても、同様な流路の変動が認められる。

扇状の堆積地における流水は、相対的な低地となっている左右一方の扇側方向へ流下していく傾向をもっている。もちろん、洪水流は微地形による影響をうけながら相対的な低地を連続的に選択しながら流下するために、必ずしも扇側方向の流路を形成するとはかぎらない。しかし、中央凸部の明瞭な扇状地においては、流路はこの堆積地形により流下方向への一定の影響をうけることを青木の沢扇状地の事例は示している。

扇状堆積地形による流路方向への影響は、図-29に示した宝来沢扇状地の場合でも同様にみることができる。宝来沢扇状地の主な流路は、その変動過程においても左右いずれかの堆積面の範囲に位置していた。大幅な流路変動の起点は全て扇頂部であり、左右の両堆積面にまたがる流路変動の痕跡は認められない。図中に(2)・(3)・(4)などであらわした小規模土石移動による流路の変動は、いずれも左の堆積面の範囲でおこなわれている。流路の部分的な変動は、堆積地中央の凸部に規制され、左右一方の堆積面の範囲でくり返される傾向をもっている。

ただし、中央の凸地形が明瞭でない堆積地や扇端部付近においては、流路の変動が扇状地面の全体にわたっておこなわれることになる。宝来沢扇状地の扇端部に相当するII堆積面をその一事例とみることができる。III扇状堆積の末端から下流部に広がるII堆積地は、中央の凸部が明瞭でなく、比較的偏平な堆積面となっている。図示したように、この地域では堆積地形にほとんど影響されることなくくり返された流路変動の痕跡をみることができる。

流路の変動は土石の移動との関連でもたらされるが、小規模な土石の移動による場合は既存堆積土石の再移動による微地形的な変化がその要因となっている。この土石移動は既存堆積物の再移動によるものであるため、移動土石の規模も小さく扇状地形にほとんど変化をあたえていない。微地形的な変化として認められる舌状堆積地を迂回する流路変動の幅は、青木の沢



図一29 土石移動と流路の変動 (宝来沢扇状地)  
 Fig. 29. Debris Flow and Changes of the Channel Course (Horaizawa Fan).

扇状地の事例でも 50 m 程度であった。中央凸部の扇状地形との関連からも、この程度の流路変動のくり返しでは、流下する堆積面の変更という大幅な流路変動は容易におこなわれないものである。

しかし、中央凸部の明瞭な扇状地形は、扇頂部でのわずかな流路変動を、下流方向においては流下する左右の堆積面変更という大幅な変動にみちびく要因となっている。扇頂の狭さく部は、横断的に土石の堆積部と流水の通過する部分とにより構成されていた。このような扇頂部における舌状堆積は、当時の流路部分を埋積することにより洪水流を側方へ変動させる。この変動はその時点での堆積部の方向になされることになる。その堆積地は変化してきた洪水流の洗掘を受け、新しい流水部となる。扇頂の狭さく部では、このようにして流水の通過部分と堆積地の部分が交互にくり返される傾向をもっていた。この変更が容易にくり返されることから、扇頂部での流路は左右交互に転じやすくなる。中央の凸部が明瞭な扇状地においては、扇頂で方向を転じた洪水流はそのまま扇状地形の影響を受けながら左右一方の堆積面上を流下していく。したがって、扇頂での流路の変動は、その地点では左右へのわずかな変化であっても、下流方向では流下する堆積面の変更につながるたかい可能性をもつことになる。このようにして、扇状地では扇頂を起点とした流路の変動が容易にくり返されていく。このくり返しの歴史的な過程が、いわゆる首ふり現象として認識されてきたとみることができる。首ふりによる流路の変動が、新たな方向に広範囲にわたる土石の移動をひき起こしていくことは当然の

ことである。

以上のように“土石の堆積→流路の変動→土石の移動→”という土石の運動の結果として現扇状地面は形成されている。以降においては、このような土石の運動との関連において、現在の扇状地面の動的な認識をすすめてみる。

## 7. 流動土石に対する防災計画

### (1) 扇頂部における土石の移動

#### i) 流入土石と重合形態

土石の移動と流路変動との検討から、扇状地の防災計画においては扇頂部での対策が重要であることが明らかになってきた。したがって、具体的な土砂害防止の対策にあたっては、土石の移動について規模や時間との関連でさらに検討を加えてみる必要があるとってくる。流入と流出のくり返しとしておこなわれている扇頂部空間の土石移動が、量的にどのような傾向をもっているかを明らかにすることである。とくに扇状地の場合においては、この検討の総合として土石の移動距離や扇頂の氾らん区域なども明らかにされる必要がある。したがって、扇頂部空間における土石の移動を空間への流入土石と空間からの流出土石とに区分して検討をすすめてみることにする。前述のように、扇状地の土石移動は、扇頂部においてより典型的に観察された。本章では扇頂部の堆積面の分析をもとに流入土石の検討をすすめていく。扇状地空間全体の問題をこの扇頂部に代表させて検討しようとするものである。

堆積地の形成を年代的におさえ、地形発達史的な観点からその間の侵食量や流出土砂量などを推算しようとする試みがなされている<sup>63), 64), 86)</sup>。これらは、大規模な段丘地形を対象としてなされた研究である。したがって、この研究で問題とされる時間スケールは $10^2 \sim 10^4$ 年ということになる。防災的には、より現代的な時間スケールにおける把握が必要であり、100年程度の時間スケールでの土石流段丘と土石移動との関連も検討されている<sup>2)</sup>。本研究で対象としてきたものも、100年内外の時間スケールにおいて観察される土石の堆積地形であった。洪水や土石流といった土石の現代的な運動によって形成され、個々の堆積地形がそれぞれ一つの土石の移動に対応しているようなものである。この種の移動土砂量が、まず明らかにされる必要がある。

移動土砂量の推定は、扇状や舌状の堆積地形と重合形態から氾らん区域(面積)を概算し、重合形態や洗掘断面・ダムなどの床掘断面の観察から堆積深を測定することによっておこなった。この方法によるきわめて正確な移動土砂量の算出は困難であるが、そのオーダー程度の規模は明らかにすることができる。扇状地表層の堆積地形は、扇状の土石の堆積によって基本的に特徴づけられていた。したがって、現堆積地形からもとめられる過去の流入土石は、ほとんどの場合もっとも新しい扇状堆積とそれ以降の現代的な土石の移動によるものということになる。宝来沢扇状地・青木の沢扇状地・ヌッカクシラノ川氾らん原で把握される現代的な土石の移動は表-3のように整理される。

宝来沢扇状地の場合、最上層に位置する扇状堆積は約 170 年前と推定され、移動土砂量は  $2.5 \times 10^5 \text{ m}^3$  と概算された。この堆積以降は舌状の堆積地をもたらす土石移動だけがくり返されている。現扇状地表面上では 1950 年と 1973 年の移動が確認される。1950 年から 170 年前までの間の土石移動は不明である。流入土砂量は 1973 年の堆積土石から約  $1,000 \text{ m}^3$  と推算される。1950 年の流入土砂量も、その堆積地の規模から 1973 年と同様の  $10^3 \text{ m}^3$  のオーダーと推算される。宝来沢の扇頂部では、少なくとも 10 数年の時間スケールで  $10^3 \text{ m}^3$  程度の土砂の流入状態が把握される。

表-3 扇頂部 (汜らん原頂部) での土石流発生と移動土砂量

Table 3. Time and Volume of the Debris Flow

発生年代	宝来沢扇状地 ( $\text{m}^3$ )	青木の沢 扇状地 ( $\text{m}^3$ )	ヌッカクシフラ ノ川汜らん原 ( $\text{m}^3$ )
1920			2,000
1940		?	
1950	1,000		1,000
1958		?	
1966		8,000	
1968			2,400
1969		2,000	
1970		2,500	
1973	1,000	1,700	
1975		2,400	

? : 土石流の発生は認められるが土砂量は不明

青木の沢扇状地においては、扇状堆積の年代や移動土砂量は不明であった。ただし、この堆積地の表層でくり返された現在の土石の移動は数 10 年過去にさかのぼって観察することができた。このことから、その下層に位置する扇状堆積は、少なくとも 100 年以上過去の土石移動によるものと判断された。青木の沢扇頂部の現在の土石移動は、移動過程で検討した  $d_1$  から  $d_5$  (前図 21) の舌状堆積よりおおよその推算ができる。それぞれの移動土石の堆積空間と洗掘露出部やダム床掘からの堆積深の測定により、 $d_2$ :  $8,000 \text{ m}^3$ ,  $d_3$ :  $2,000 \text{ m}^3$ ,  $d_4$ :  $2,500 \text{ m}^3$ ,  $d_5$ :  $1,700 \text{ m}^3$  と  $10^3 \text{ m}^3$  オーダーの土砂量が把握される。1975 年に観察された扇頂部での流入土砂量は  $2,400 \text{ m}^3$  程度であり、従来の土石移動と同様なオーダーとなっている。青木の沢の扇頂部では、数年に一度という時間スケールで  $10^3 \text{ m}^3$  オーダーの土石移動が把握されることになる。

ヌッカクシフラノ川汜らん原頂部の場合、約 60 年前と推定した堆積土石が約  $2,000 \text{ m}^3$ , 30 年前と推定した堆積土石が  $1,000 \text{ m}^3$ , 9 年前の堆積土石が  $2,400 \text{ m}^3$  と推算された。宝来沢や青木の沢の扇頂部と同オーダーの流入土砂量となっている。

## ii) 流出土石と流路の変動

扇頂部空間からの土石流出のほとんどは、流路の変動にもなってもたらされている。これは、変動した洪水流が既存の堆積物を洗掘していくためである。扇頂部では土石の堆積と洗掘による流出とが連続的におこなわれている。

1975 年の滝の沢扇状地と 1968 年と推定したヌッカクシフラノ川汜らん原の事例を示すと以下のようである。滝の沢扇頂部の 1975 年に形成された新流路は、土石の堆積 (約  $300 \text{ m}^3$ ) により左扇側から右扇側方向に変化して形成された。この新流路が形成されるにあたっては、

既存の堆積地を幅約4 m、深さ0.5 m、長さ50 mにわたって洗掘している。洗掘された土砂量は約100 m<sup>3</sup>と推算された。この洗掘土砂量に、流路を変動させた新堆積物の一部が加わって下流部への移動土石となっている。

ヌッカクシフラノ川の現在の流路は、1968年と推定した土石の堆積により、この方向に変動してきたものである。方向を転じた洪水流は、既存の堆積地を幅10 m、深さ2 m、長さ80 mにわたって洗掘しながら新流路を形成している。したがって、この洗掘区域からの流出土砂量は約1,600 m<sup>3</sup>と推算される。以上のように、扇頂部空間からの土石の流出は、新しい流路が形成される過程で、洪水流の通過する部分が洗掘されて下流方向に移動していくものである。このような土石の流出形態は、これまでおこなってきた模型実験においても観察されたとおりである。

扇頂部空間からの流出土石は、下流部に新たな集積的堆積をおこなうことにより、流路の変動と土石移動を連続的に発生させていく傾向をもつ。この形態は、扇頂部にみられた土石の移動と同様である。ヌッカクシフラノ川氾らん原の1978年の堆積によりもたらされた流出土石は、下流部に集積的な堆積地を形成した。旧流路を埋積したこの堆積土石により、さらに流路の変動と土石の移動が発生していることは前述(第5章)したとおりである。1973年の宝来沢扇状地の土石移動の場合も、新堆積地の幅だけ側方に变化した洪水流は既存堆積地の一部を洗掘しながら、下流部において土石移動と流路の変動をくり返していた。扇状地空間全体においても、扇頂部と同形態の堆積と洗掘のくり返しをみることができる。

### iii) 扇頂部の氾らん区域

土石の堆積と洗掘がくり返されていく扇状地において、その最上流部に位置する土石堆積と洗掘流出の範囲を扇頂部の氾らん区域とみることができる。これまで検討してきた舌状堆積をくり返す現在の土石移動が規模的に同じオーダーを示すことから、この移動土石は扇頂を頂点とした一定の範囲に集中することになる。この土石堆積は方向を側方に变化させながらくり返されることにより、扇頂を頂点とした扇形の氾らん区域が形成される。現在の土石の移動を対象とするかぎり、扇頂部の土石の氾らんは個々の扇状地ごとの特定の範囲内にくり返されているとみることができる。

青木の沢扇頂部において確認された現在の土石の移動は、前述(前図21)したように $d_1$ ~ $d_5$ の5つであった。このうちもっとも下方まで氾らんしたものは $d_2$ 移動であり、扇頂から堆積地の下端まで約350 mである。ただし、 $d_1$ 移動や $d_3$ 移動の堆積範囲も300 m内外であり、 $d_2$ 移動との差はほとんど認められない。扇頂部の既存堆積土石の再移動である $d_4$ と $d_5$ の移動も以上の範囲のなかでおこなわれている。これらの移動は右側の堆積面に集中しているが、左堆積面の方向におこなわれた場合にも同様の氾らん区域が考えられることになる。したがって、青木の沢扇状地では扇頂から下流約400 mの範囲を扇頂の氾らん区域とみることができる。

宝来沢の扇頂部の場合(前図 20), 確認された 1950 年と 1975 年の土石堆積は, 扇頂から下流へ約 100 m の範囲でおこなわれている。1973 年の堆積は左扇側の方向であるが, 1950 年の堆積地は左右両扇側の方向に存在していた。扇頂に位置するこれらの堆積のうち, 下端の 1950 年の堆積地をふくめても 100 m の範囲におさまっている。宝来沢の扇頂部では, 扇頂から下流 100 m 内外の扇形の範囲をその氾らん区域と考えることができる。

ムッカクシラノ川の氾らん原頂部(前図 22)では, I・II・III<sub>1</sub>・III<sub>2</sub>であらわした 4 回の土石移動が確認された。ただし, III<sub>2</sub>移動は III<sub>1</sub>堆積の際の流路変動により連続的にもたらされた扇頂の既存堆積物の再移動によるものであった。約 60 年前と推定された現在の流路方向への変化地点を頂部とすると, この III<sub>2</sub>堆積地の末端までの約 150 m の範囲をこの地域における現在の氾らん区域とみることができる。最大の土砂量をもつ III<sub>1</sub>移動の堆積域も, 以上の範囲内にふくまれるものである。

## (2) 扇状地の土砂害

扇状地の災害を生起する自然現象について, 土石の運動を中心に据えて検討をすすめてきた。土石の堆積は扇状地空間の構成要素を変化させていることから, 現扇状地面はくり返された土石の堆積を反映しているとみることができた。したがって, 扇状地空間の主な構成要素である土石の堆積地形や流路網・木本群落の変化を土石の堆積と関連させて検討することにより, 現扇状地の空間から土石の移動過程に関する情報を抽出することが可能となった。そして, 土石の移動過程の整理から, 扇状地における土石の運動について考察をすすめることができた。

扇状地における 2 つの次元を異にした土石の移動のうち, 舌状堆積をくり返す既存堆積土石の再移動こそ現在の土石の運動であった。この種の土石移動は扇状地流路の変動と密接な関連をもっている。流路の変動は移動土石の堆積によってもたらされていた。それは, 堆積土石がその時点での流路を埋積し, 後続する洪水流がこの堆積地を迂回していくためである。方向を転じた洪水流は既存の堆積土石を洗掘し, 新たな土石の移動を発生させていく。扇頂の拡幅部を中心に, これらのくり返しが側方への変化としておこなわれるところに扇状地の土石移動の特徴が認められた。したがって, 扇状地空間の状態や災害の形態は, このような土石の移動によって基本的に特徴づけられることになる。洪水流の氾らんといった場合にも, 扇状地面全体の冠水はみられず, 洪水流が位置的な変化をくり返すことによって扇状地面の広い範囲に氾らんしていくものである。洪水流の氾らんや流下方向の変化も基本的には土石の移動によってもたらされているとみることができる。

このようにして, 扇状地の災害形態とそれを生起する自然現象を土石の運動からとらえてみる必要があるということ, また土石の運動の考察は堆積現象の分析から可能であろうという当初の前提が確かめられた。

以上のようにして把握された土石の運動が扇状地の災害形態と直接むすびついていること

は過去の災害事例にもみることができる。扇状地の土石災害を生起した自然現象は、主に土石流形態の集合的な土石の移動であった。しかも、この移動土石は過去において生産されていた溪床土石であり<sup>25),85),112)</sup>、山崩れなどの一次生産によるものではなく二次生産(すでに堆積していた土石の移動)によるものである<sup>57)</sup>ことが報告されている。山梨県足和田村の扇状地における「土石流」災害<sup>121)</sup>や羽越災害時に扇状地上の集落がこうむった土砂害<sup>92)</sup>も既存堆積土石の再移動によって一層激化されたとみとることができる。1973年の北海道南部豪雨災害<sup>23)</sup>において、河口の扇状地状氾らん原の集落のこうむった土砂害も集落の直上流部に位置していた旧堆積土石の移動によるものであった。

したがって、扇状地の土砂害を論じる場合は、まず扇状地の空間に存在する既存の堆積土石が問題とされる必要がある。従来は、下流部における土石災害が上流山地の崩壊や森林の荒廃と直結されてとらえられてきた。そのため、はげ山防止事業や山腹崩壊防止事業などが優先され、荒廃溪流の既存堆積土石などに対する土砂害防止対策は第二義的にあつかわれることになった<sup>77),78),127)</sup>。荒地地、すなわち崩壊裸地という考え方から荒地危険地帯の判定<sup>38),96)</sup>などがおこなわれてきたわけである。これらのとらえ方には、流域における土石移動と土砂害発生とのあいだの時間と距離との関連があまり考慮されていない。そのため、下流域に位置するばあいの被災対象については本質的な予防対策が不明確になっている。

したがって、土砂害発生の増大とともに、下流域の防災対策においては溪床堆積土石への対策の重要性が指摘されるようになってきた<sup>2)</sup>。堆積地空間に被災対象物の入りこむ可能性がたかい扇状地においては、いっそう既存堆積土石の運動が重視されなければならないことになる。

扇状地の上流域における防災対策については、扇状地での土石移動との関連からとらえなおしてみる必要がある。大量の可動土石をかかえた扇状地空間の処理が、扇状地から下流域での防災対策にも大きな効果をあげることは当然予想されることである。流域的な防災計画を考えていくうえで、扇状地空間における移動土石の処理は重要な意味をもつことになる。

### (3) 扇頂部における対策の意義

過去における土石災害と土石移動の検討から、扇状地の既存堆積土石が防災的に重要な意味をもっていることが明らかになった。さらに同様な指摘は、防災計画における時間スケールの検討からもおこなうことができる。

防災的な視点から土石の移動が論じられる場合、計画が対象とする時間スケールのなかで論じられる必要がある<sup>65)</sup>。この時間スケールに対しては、荒廃溪流を対象として50~100年などの提起<sup>2)</sup>もおこなわれている。これまで検討してきたように、扇状地においては現在の土石の運動がくり返されている約100年という時間スケールが考えられてくる。扇状地の堆積がおこなわれる大量の土石移動は、少なくとも100年という時間スケールでくり返されているとみることができた。舌状堆積をもたらす土石の移動は、数年から10数年という間隔でくり返さ

れていた。この種の土石移動がくり返されている期間は、ある扇状堆積からつぎの扇状堆積がおこなわれるまでの間である。この期間は少なくとも100年とみることができるわけである。この100年という時間スケールは、最大洪水流砂量や計画最大日雨量など一般的な降水災害が論じられる場合と同じスケールである。人間の生活時間の範囲ということからも、以上の時間スケールの妥当性が認められる。

したがって、この時間スケールでの主な土石の移動は、扇状地空間における既存堆積土石の集合的な運動に相当することになる。土石の移動現象としては、地質学や地形学であつかわれる大スケールでの侵食から地表のごく上層の凍上や雨滴侵食といったものまでが存在するが、防災的にこれらを同一にあつかうことは無理がある。100年という時間スケールにおいては、数年という比較的短い間隔でくり返される既存堆積土石の集合的な移動が対象の中心となってくる。

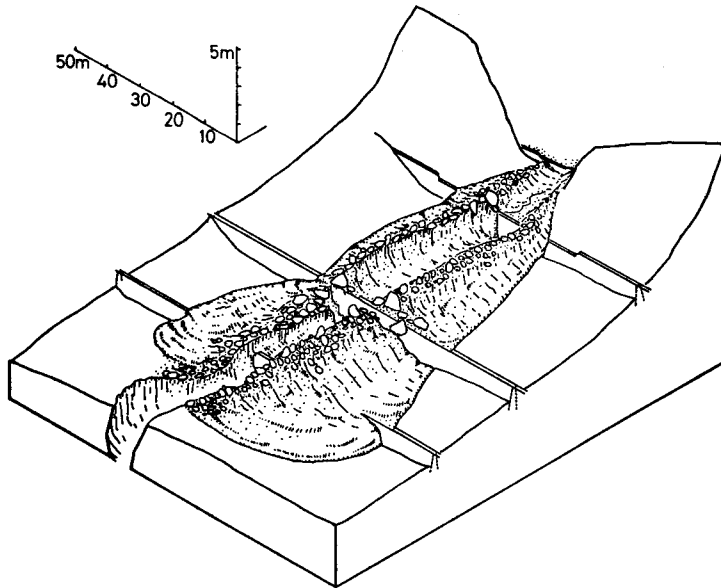
既存の堆積土石への防災的な対応策としては、堆積物を固定し再移動を防止するということが第一に考えられなければならない。そして、堆積土石の集合体である扇状地の土石移動防止には、変動する流路の処理が重要な課題となってくる。扇状地の堆積土石はいずれも移動しやすい状態にあり、その再移動は流路の変動によってもたらされるためである。扇状地の土石移動は流路の変動にもなって広い範囲にくり返されていくことから、土石移動の防止には流路への対策がどうしても必要となってくる。

流路変動の一つの形態として、首ふり現象がある。これは扇頂での土石堆積によるわずかな流路位置の変化が、扇状の堆積地形の影響により下流方向への大きな変化となってくり返されるものであった。洪水流の流下方向が、扇頂を起点として左右の扇状地面を交互に変更していくところこの流路変動の特徴が認められた。したがって、扇状地の堆積土石の固定を有効におこなうためには、扇頂部での流路変動の防止がもっとも重要な課題となってくる。

首ふり現象の防止のためには、扇頂部における移動土石の処理が重要な意味をもつと考えられる。扇頂部においての移動土石の処理により下流への流路方向が固定されるならば、扇央から扇端へかけての堆積土石の固定や流路工などの従来の施工物の効果が一層期待されるためである。流路をせばめたうえで移動土石に対処することになる扇頂部の流路工には、困難が予想される。したがって、扇頂部には防災的な空間を設定し、移動土石と流路の処理をしたうえで下流部の対策につないでいく方法が考えられてくる。

#### (4) 流路固定と防災空間の設定

前述のように、流路の変動が生じるのは洪水流が舌状の土石堆積地を迂回していくためであった。しかし、移動土石が集合的な堆積地をつくらず、分散堆積をおこなった場合、後続する洪水流は堆積土石の中央部を流下していくことが観察された。これは、その事例を図-30 (Photo 5・6) に示したように、人工的な土石の分散空間があらかじめ設定されていた場合にみられる現象である。



図—30 土石の分散堆積と流路の形態 (青木の沢扇状地, 1975, A 堆積)

Fig. 30. Dispersion of Debris Flow and Form of the Channel (Aokinosawa Fan, 1975, A-deposit).

この土石流は、1975年に青木の沢扇状地の頂部で観察されたものである<sup>100)</sup>。1975年現在、この扇頂部空間には堤長約100mの床固工3基と15m堤長の床固工2基による床固工群(低ダム群<sup>22)</sup>)が施工されていた。ダム間隔は20m程度であり、堤体の大部分は既存の堆積面に埋没しているものである。図には高さを誇張して表現してあるが、土石流は長さ60m・幅40mの広がりをもって分散堆積をおこなった(2,400m<sup>3</sup>)。流下土石は、床固工群によって平坦化されたガリーの谷幅全体に広がって流下してきた。扇頂の平坦面上で、直進してきた土石は分散し堆積することになる。このような形態での土石流の堆積の際に、後続する洪水流は分散堆積した土石のほぼ中央部を流下していく。この洪水流の通過により、新堆積地の中央部はダムの天端まで洗掘された。幅3~5mの流路としてその痕跡が残されている。新しい流路の方向は、この床固工群の中央を流下していた旧流路の位置とほぼ同じであった。後述するが、このような土石の堆積と流路の形成は、この地点より下流部に設置された床固工群の空間においても同様に観察された。

以上の事例から、まず床固工天端による平坦な土石の氾らん空間と非洗掘面の設定は、流下土石を分散し堆積させる効果をもつことが把握される。分散し堆積した土石のあとには洪水流がつづき、その中央部を流下していく傾向がみられる。既存の扇状地堆積物は床固工群により固定され、洪水流の通過の際にもほとんど洗掘をうけることがない。既存堆積物の再移動による洪水流への影響もないことから、この土石流堆積の際にも流路は同一の方向をとることになった。

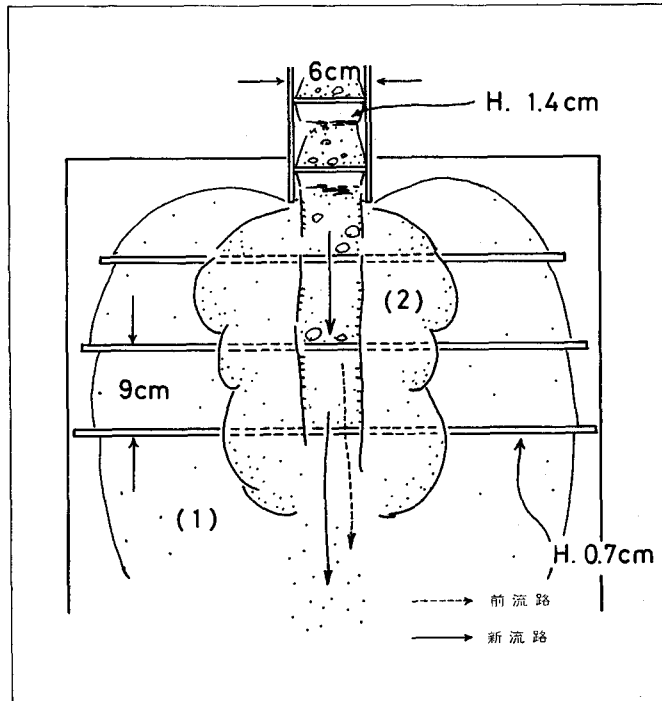


図-31 流路の固定に関する模型実験

Fig. 31. Model Experiments on the Settling of Channel Course.

以上のような土石の堆積と流路の形成は、模型実験によって連続した運動として観察することができる。図-31は、その実験の一例を示したものである。樋の末端部に模型床固工を2基（高さ1.4cm）、扇頂の拡幅部には3基の床固工（高さ0.4cm）を群として設置した。床固工の間隔は9cmである。実験の経過はつぎのようである。

1) これまでの実験と同様に、樋上部から泥流物質を流下させ基盤となる堆積面(1)を設定した。この堆積面は、平板上の床固工群によりほぼ平坦な堆積面を形成する。樋の末端部に設置した床固工により、この部分の段丘化もおこなわれない。

2) 樋の上部から流水を通過させ、当初における流路を形成させた。樋の部分での流水は、床固工によってもたらされた平底の溪床全体に広がって流下する。この流水は偏平な扇頂部においてそのまま直進し、床固工と直交した方向に流下していく。堆積地のほぼ中央に位置した流路が形成される。

3) 注水を継続したままの状態、樋の途中から次の泥流物質を投入した。

4) 平底の樋の部分では、泥流物質も溪床の全体に広がって流下していく。この形態での泥流物の流下にあたっては、樋の出口でのダムアップはみられない。泥流物質の量が比較的に少ない場合、拡幅部においても泥流物質は既存の流路内を通過していく。既存の流路内にわずかな堆積地を形成するだけであり、流路への影響はほとんど認められない。

5) 泥流物質の量が多く図示したように溪岸の堆積面を越えた場合にも、樋の出口でのダムアップはみられなかった。泥流物質はそのまま直進して(1)堆積面上に分散堆積をおこなう。後続してきた流水は、新しい堆積地(2)の中央部を流下していく。

6) いずれの場合においても、流路は堆積地のほぼ中央に位置し、当初の流路方向からの変化はほとんど認められない。

以上のような実験結果から、ダム天端による平坦な土石の氾らん空間と非洗掘面の設定は、流下土石を分散し堆積させる効果をもつことが確かめられた。分散し堆積した土石には洪水流があとに続き、その中央部を流下していく。扇頂部における低ダム群の施行により、以上のような土石の堆積と流路の形成がくり返されることになる。したがって、この方法を用いた扇頂部の処理により、流路の方向を固定化する可能性もたらされる。この場合の床固工群の計画区域としては先に検討した扇頂部の現在の土石の氾らん区域がまず考えられることになる。

床固工群による土石の分散堆積と堆積地中央部の流路の形成は、段丘化した堆積地においても観察される。図-32 (Photo 7・8) は、前述の青木の沢扇頂部の直下流部に位置した氾らん原(B)の事例である。この地点

は扇頂部の一部であるが、A 氾らん原の下流 150 m 区間は幅約 8 m・深さ 5 m のガリー状の流路が認められる。B の氾らん地点は、このガリー末端の拡幅部である。1975 年の土石流発生時に、B 区間には A 区間の堆積土石の一部とガリー部の洗掘により約 3,300 m<sup>3</sup> の土石が堆積した<sup>49)</sup>。この堆積土石は分散堆積の形態を示しており、洪水流はその中央部を流下していった痕跡をとどめている。左方向に弧状のカーブをなした流路であるが、両側には直径 1.0~1.5 m の大礫を中心とした堆積土石が約 45 m の範囲にわたって配列している。流路の方向は、以前とほぼ同じであった。

このような土石の堆積は、

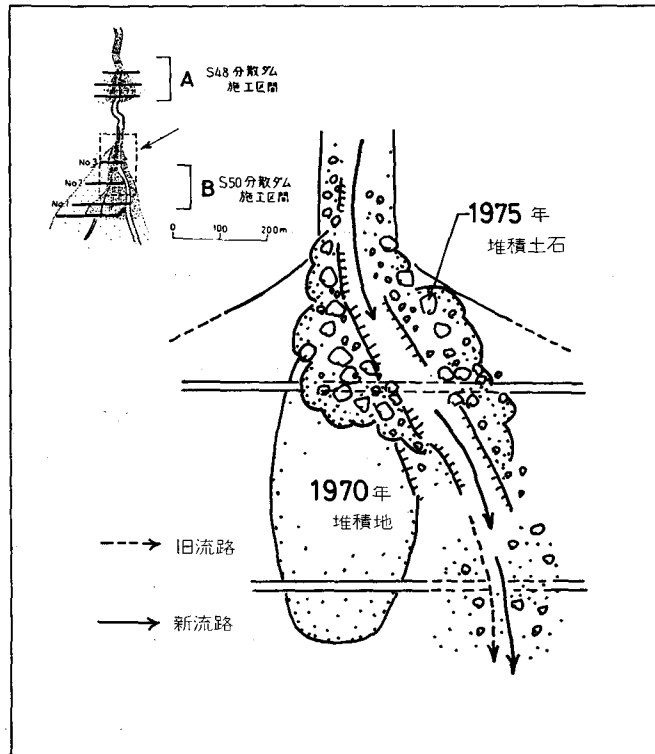


図-32 土石の分散堆積と流路の形態 (青木の沢扇状地, 1975, B堆積)

Fig. 32. Dispersion of Debris Flow and Form of the Channel (Aokinosawa Fan, 1975, B-deposit).

2次侵食ガリー末端部の平坦な溪床と図示したような谷の出口の1970年の舌状堆積地形(溪床からの比高2.5~3.0 m)、それに氾らん原頂部に施工されていた床固工(1975年)の影響によるものである。ガリーの溪床全体に広がる流下をしてきた土石は、この末端で分散し堆積した。この土石堆積の際のダムアップの痕跡は認められず、1970年の堆積地形を埋積するものにはなっていない。流下土石は、この1970年の堆積地形の影響をうけながら、左側の低地方向に分散堆積をおこなった。後続してきた洪水流は、この堆積土石の中央部を通過していったものである。以上の例は、堆積地の段丘化とカーブした流路が形成されている氾らん原の頂部でも、移動土石の分散処理と流路の方向を固定することが可能であることを示していると思われることができる。

段丘地形の発達する扇頂部での処理の場合、計画空間として組みこまれる段丘地形の範囲を検討することが必要である。ごく最近における流路部分だけを対象とした対策では、移動土石の処理と流路変動の防止は不可能と考えられるためである。扇状地においては、先に検討した $n \times 10$ 年の時間スケールを念頭において、この時間スケールでの土石移動の予測と関連させて防災空間が設定されるべきである。そのためには、具体的な扇状地ごとに土石移動の傾向を把握し、とくに規模(移動土砂量)と現代的な氾らん区域についての傾向を抽出してみる必要がある。この土石移動の情報から、新たに形成される堆積地形とそれによって埋積される可能性のある既存堆積地の範囲が想定されることになる。

$n \times 10$ 年の時間スケールで埋積と洗掘がくり返される可能性をもつ範囲は、既存堆積地の安定期間と密接な関連をもっている。図-33は、段丘地形とその安定期間を模式的にあらわしたものである。高位に位置する100年以上とした堆積面は、こ

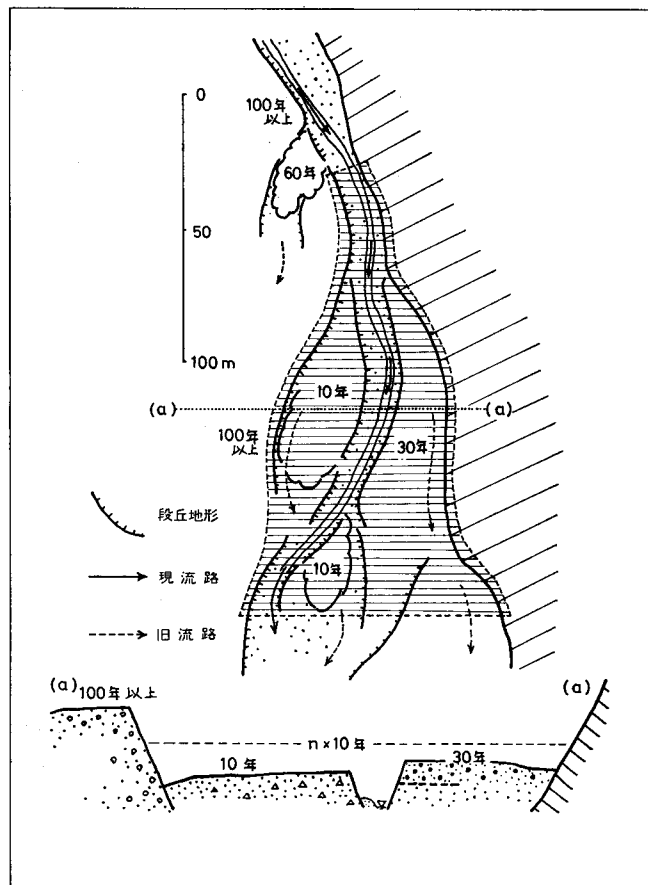


図-33 防災区域の設定(模式図)

Fig. 33. Setting of the Sabo Works Area.

の期間のあいだ土石の堆積や洗掘から免れていたわけであり、それだけ安定度が高いとみることが出来る。30年や10年とした堆積面の範囲は、土石の移動や流路の変動が相対的に激しく、現在の土石の移動が集中的にくり返されている地域ということになる。したがって、 $n \times 10$ 年で示した100年以内にくり返されてきた土石移動の範囲を一応の計画区域とみることが出来る。この範囲に現在の扇頂部の氾らん区域を加味することにより、防災空間の設定が考えられることになる。

図-34の事例は、宝来沢扇状地を対象に防災空間の設定を試みたものである。床固工群の配置による防災空間の計画を模式化し、立体的にあらわしてみた。扇端部に4基、扇頂部に1基の天端を黒くあらわした床固工は既設のもの（1977年現在）を示し、その他の床固工は予定床固工群の一部を示してある。扇端部に配置する床固工は流路と扇状地堆積物を固定し、国道やその他の当面の被災対象を保護することを目的としている。扇頂部においては図示したように床固工を配置することにより、流下土石の処理をおこない、流路を現在の方に固定することを目的としている。堆積物の固定により扇状地空間への流入土石を減少させるために、扇頂の直上流部の溪床もこの計画区域に含めている。扇中央部分の対策としては、既存堆積土石の固定のために床固工を配置し、必要に応じて護岸工を加え流路工とすることにより防災対策をすすめてゆく。このようにして、図中に破線で囲んだ区域を防災空間として設定するということが考えられる。

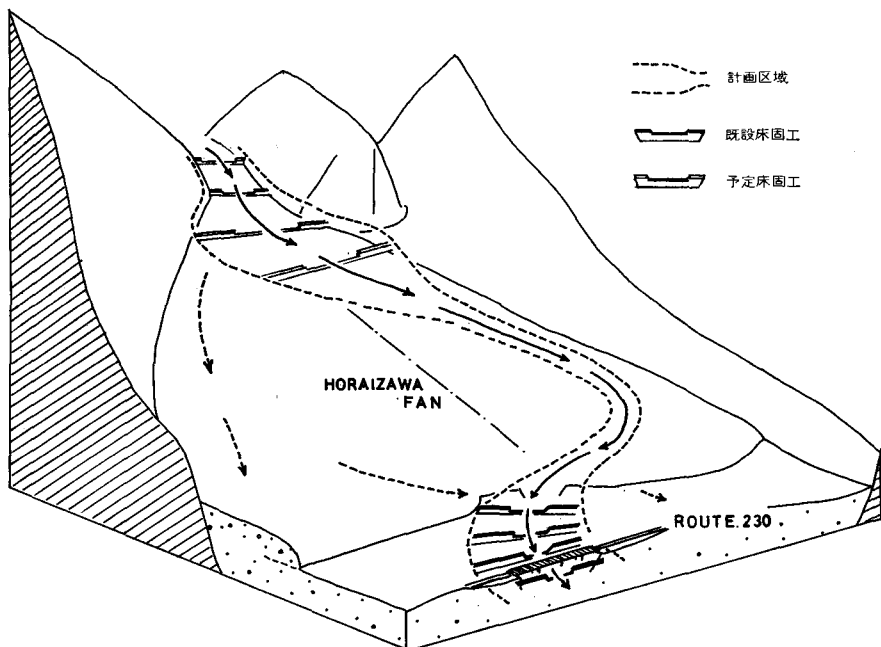


図-34 防災区域の設定(宝来沢扇状地, 模式図)

Fig. 34. Setting of the Sabo Works Area (Horaizawa Fan).

扇頂部における流路方向の固定により、首ふり現象が防止され、洪水流を左右一方の扇状地面の範囲に規制することが可能となる。扇央から扇端にかけての流路の変動と新たな土石移動の発生も、洪水流が既存の堆積土石を洗掘し再移動させることによってもたらされていた。このようにしてくり返される土石移動の防止には、同様に既存堆積土石の固定をはかることが必要であった。この課題に対しても、扇頂部における流路方向の固定は重要な意義をもつことになる。扇頂部での流路の固定化によって、従来の流路工などによる扇央から扇端にかけての洪水流（流末水）対策へと流路を確実に連続させることができ、これらの防災施設の効果をいっそう高めることができるためである。

扇状地の土石移動の場合、堆積地の安定期間の長さが必ずしも相対的な安定地につながらない場合もあり、同様に高位に位置する堆積地が必ずしも洗掘や堆積をうけないわけではない。頻度としては少なくとも、流路変動の状態によっては、変化地点から下部部での相対的に古い堆積地の洗掘や再移動が考えられるためである。このような扇状地における土石の氾らん空間の設定と流路方向の固定化は、相対的な安定地をいっそう安定化させ、土地利用の安全と拡大をはかるうえで重要な意義をもつものである。

## 要 約

扇状地の土地利用計画や防災対策などに対する基礎的な研究として、扇状地空間における土石の運動について検討をおこなった。土石の運動こそ、扇状地の諸現象や災害の形態を特徴づけていると考えられたためである。

土石移動の基本的形態と具体的な扇状地ごとの個別的な側面を同時にとらえようとするために、実際の扇状地において土石の移動を認識していく方法を検討した。具体的な扇状地で認識した土石の移動を動的に再現し確認するために、模型実験による検討を加えている。

一般に、土石の移動があったことは、新たな堆積地が出現することによって確認される。土石の運動の認識をすすめるようとする本研究では、まず、この土石流堆積地の分析をおこなった。土石流の堆積地からは、集合的堆積地形や洪水段丘の形成、既存堆積面の埋積と裸地の出現、形成された集合堆積地間の不連続性などの側面が分析された。このような側面をもつ土石流堆積のくり返しと扇状地の堆積地形や流路網、木本群落との関連について検討した。その結果、扇状地の堆積地形、流路網、木本群落は土石流の堆積空間や相対的順位、絶対年代や土石流堆積の位置的变化などを反映していることが確かめられた。

つぎに、以上の知見を手段とすることにより、具体的な扇状地の土石移動過程の分析をおこなった。荒廃溪流の小規模扇状地と火山山麓の扇状地、溪間の扇状地（氾らん原）を代表的にとりあげ、これらの扇状地における土石移動過程の検討から土石の運動について考察をすすめた。土石の移動を時間的・空間的に解析し、とくに土石移動の側方への変化と流路の変動との関連を検討した。あわせて、人為的要素の導入による流路変動と土石の運動の変化とを検討

し、急務となっている扇状地の防災計画への展開について考察をすすめた。

1) 宝来沢扇状地の土石流の新規堆積(1973年8月)や青木の沢扇状地での発生年代の明らかな土石流堆積地の検討などから、土石流の堆積は集合的な堆積地を飛地状に形成し、既存の堆積面が埋積されることにより新たな裸地が形成され、堆積地の一部は洪水段丘化していくといった側面をもつことが明らかになった。このような土石流堆積のもつ特性との関連で、現扇状地空間の分析をおこなった。

2) 扇状地の堆積地形は、扇状堆積、舌状堆積と表現した集合的な土石の堆積地形の重合によって構成されている。集合的な堆積地形は、それぞれが一回の土石流の堆積に対応していることが確かめられた。したがって、扇状地の堆積地形の区分から、土石流堆積のくり返しと、その堆積が重合していく過程が把握されることになる。

3) 扇状地流路の変動は、土石流の堆積によってもたらされることが明らかになった。方向を転じた洪水流は既存の堆積土石を洗掘し、新たな方向での土石移動を連鎖的に発生させていく。このような過程のくり返しにより、扇状地の流路網は形成され変化していく。

4) 扇状地に成立している木本群落と土石流堆積との時間的、空間的な関連について検討した。本研究では、とくに、青木の沢扇状地のように集中的に土石の堆積がくり返されている地域の木本群落について検討を加えた。その結果、このような地域の木本群落も過去における土石流堆積の絶対年代と堆積空間とを反映していることが確かめられた。また、埋積された過去の堆積面の推定も可能となることが明らかになった。

5) 扇状地の土石堆積地形、流路網、木本群落を手がかりとして、土石の移動過程を検討した。具体的な対象地として荒廃溪流の宝来沢扇状地、火山山麓の青木の沢扇状地、溪間の扇状地としてヌッカクシフラノ川の氾らん原をとりあげた。これらの検討から、土石流の堆積により変動した流路は次期の土石流の発生地域となり、流路の変動とともに扇状地内に広くくり返されていく土石移動の過程が把握された。

6) 現扇状地形の形成にあたっては、2種類の土石移動が考えられた。大規模移動と表現した扇状堆積をおこなう土石の移動と舌状の堆積をおこなう小規模な土石の移動である。前者は扇状地上流域からの大量土石の流下・氾らんによるものであり、後者は既存の扇状地堆積物の再移動によるものである。大規模な土石の移動は、少なくとも100年以上の時間スケールでのくり返しとみることができた。数年に一度という発生頻度からみて、後者の扇状地堆積物の再移動こそ現在の土石の運動であることが明らかになった。防災的には、いちおう両者を区別して論ずることの必要性が指摘される。

7) 防災的に重要である既存堆積物の再移動について、流路変動との関連からさらに検討を加えた。自然状態における扇頂部の堆積地形は、青木の沢扇状地に代表されるように浅い流路と偏平な円錐面が形成される場合と、宝来沢扇状地やヌッカクシフラノ川の氾らん原に代表されるように段丘地形が発達する場合とにわけられる。移動土石は、いずれの場合にも相対的

な低地である流路に沿って流下する。扇頂の急激な拡幅部で移動土石は堆積し、その地点で当時の流路を埋積することになる。

8) 後続する洪水流が、この土石の堆積地を迂回することにより流路の変動がもたらされる。ただし、その変動形態は堆積した土石が埋積した既存堆積面の範囲と密接な関連をもっている。流路断面全体を埋積する堆積の場合、洪水流は新たな低地の方向に流下し、流路は全体的に変動する。流路断面の一部のみが埋積された場合には、流路は新堆積地の横幅に相当する距離だけ側方に変化し、部分的な流路の変動となる。火山山麓の扇状地において激しい流路変動がみられるのは、流路部分の段丘化がすすまず、浅い流路断面は容易に埋積されてしまうためである。

9) 流路の変動は、扇頂部においてももっとも激しくくり返されている。一般的に扇状地形は、横断的に中央部がもっとも高く、両扇側にかけて緩やかに下降していく堆積地形をなしている。このような堆積地形においては、扇頂でのわずかな流路位置の変化が下流部での左右の流下する扇状地面の変更という大幅な流路変動につながる可能性をもっている。このような扇頂を起点とした流路変動のくり返しが、扇状地の首ふり現象として認識されることになる。扇状地堆積物の移動の防止には、扇頂における流路変動への対策がもっとも重要であると判断された。

10) 扇頂での流路変動の防止のためには、この地点での移動土石への対応が必要である。扇頂部空間の土石移動は、流入土石の堆積と変動した洪水流の洗掘による土石の流出としておこなわれていた。堆積土石と流水部とにより構成されている扇頂の狭さく部では、土石流発生の際に土石の堆積位置と流路の位置とが交互に変更されていく傾向がある。扇頂でのこのような流路位置の変化が首ふり現象などの流路変動につながっていた。したがって、流路変動への対応策としては、まず流下してくる土石の処理と既存の堆積物の固定が化考えられることになる。

11) 床固工群による土石の分散空間の設定は、流路の変動を防止し固定化する効果をもつことが確かめられた。床固工群は、流下してくる土石を分散し堆積させる。分散し堆積した土石のあとに続く洪水流は、堆積地の中央部を流下していく。床固工群が設置された扇頂部では、このような形態での土石堆積と流路の形成がくり返される。床固工群により既存の扇状地堆積物は固定化され、再移動土石の影響による流路の変動も認められなくなる。

12) 以上のような工法の適用により、扇頂部での流路変動の防止が期待されることになる。扇状地は移動可能な土石の広大な堆積地帯であり、明瞭な溪岸といったものも存在していない。このような条件のもとでの床固工群による流路方向の固定化は、扇状地空間の防災設計や土地利用計画などへ展開していくうえでの有効性を示している。扇中央から扇端にかけての防災対策においても、流路工などの従来の防災施設を扇頂部での流路固定とむすびつけていくことにより、その効果をいっそう高めることができるようになる。

## 文 献

- 1) 安芸皎一 (1951) 河相論, 岩波書店.
- 2) 新谷 融 (1971) 荒廃溪流における土石移動に関する基礎的研究, 北海道大学農学部演習林研究報告, 第28巻, 第2号.
- 3) 新谷 融 (1971) 土石移動過程調査の方法と富士大沢での実例, 「大沢崩に関する講演集」, 建設省中部地方建設局富士砂防工事事務所.
- 4) 新谷 融 (1972) 溪床土石の移動過程の調査の方法, 新砂防 83.
- 5) 新谷 融 (1973) 土石移動の波状形態, 昭和48年度砂防学会講演集.
- 6) 芦田和男・奥村武信 (1977) 豪雨時の流出土砂量に関する資料の解析研究, 自然災害科学資料解析研究 4.
- 7) COTTON, C. A. (1958) GEOMORPHOLOGY—An Introduction to the study of Landforms—.
- 8) 大同淳之 (1965) 土石流の流動について, 第2回災害科学総合講演会講演論文集.
- 9) 大同淳之 (1971) 河床縦断形の変動—土石流による変動—, 新砂防 78.
- 10) DAVIS, W. M. (1890) Physical Geography, Boston.
- 11) 遠藤隆一 (1958) 砂防工学, 共立出版株式会社.
- 12) 榎本政雄・佐藤昭夫・山本兼次・岡田勝彦 (1967) 神通川流域における河床堆積砂礫岩種別分類, 第一報, 新砂防 67.
- 13) 藤原健蔵 (1967) 山形盆地の地形発達, 地理学評論 40.
- 14) 深井三郎 (1966) 黒部川扇状地の微地形とその形成, 「黒部川」富山大学学術調査団.
- 15) 伏谷伊一 (1957) 砂防工学新論, 地球出版.
- 16) 藤井昭二 (1965) 黒部川扇状地の形成と富山湾周辺の埋没林について, 地球科学, 第79号.
- 17) 橋本規明 (1956) 新河川工法, 森北出版.
- 18) 羽鳥謙三・柴崎達雄編 (1971) 第四紀, 共立出版株式会社.
- 19) 早川正己 (1966) 物理探査, 丸善.
- 20) 東 三郎 (1968) 常呂川流域の森林構成と荒廃の特性, 「常呂川流域保全調査報告書」.
- 21) 東 三郎 (1971) 砂防における植生調査のすすめ方, 「大沢崩に関する講演集」, 建設省中部地方建設局富士砂防工事事務所.
- 22) 東 三郎 (1973) 沖積扇状地の土石分散工法に関する研究, 北海道大学農学部演習林研究報告, 第30巻, 第2号.
- 23) 東 三郎・新谷 融・笹賀一郎 (1974) 山崩れの実態調査・溪流の土石移動状況調査, 「昭和48年9月道南及び東北北部豪雨災害の調査と防災研究」.
- 24) 日置象一郎 (1969) 砂防工学, 朝倉書店.
- 25) 平尾公一 (1968) 流出土砂調査の問題点について, 土木技術資料 Vol. 10, No. 11.
- 26) HOPKINS T. C. (1923) Elements of physical Geography.
- 27) 伊吹正紀 (1952) 砂防特論, 森北出版.
- 28) 井口正男 (1959) 自然地理学研究法 (三野与吉編), 朝倉書店.
- 29) 井口正男 (1968) 自然地理学調査法 (三野与吉編), 朝倉書店.
- 30) 井尻正二・新堀友行編著 (1976) 新版地学入門, 築地書館.
- 31) 池谷 浩 (1976) 常願寺川扇状地における危険度調査について—地形・古文書等を中心として—, 新砂防 100.
- 32) 今村遠平・坊城智広・豊原恒彦・中山政一 (1975) 富士山大沢崩れの土砂流出と径年変化モデルの設定について, 新砂防 95.
- 33) 井上由扶・谷口信一 (1955) 石狩川原流原生林総合調査報告, IV-I 林分構成.
- 34) 泉 岩男 (1965) 床工の溪床侵食防止効果について, 新砂防 59.
- 35) 門村 浩 (1971) 扇状地の微地形とその形成, 扇状地—地域的特性— (矢沢・戸谷・貝塚編), 古今書院.
- 36) 科学技術庁資料局 (1961) 石狩川河道変遷調査, 資源局資料 36.
- 37) 香川 匠 (1941) 河畔樹木の群落学的研究, 生態学研究 7.

- 38) 梶山正之 (1968) 流域別荒地および危険地帯の現況, 水経済年報 1968 年版, 水利科学研究所.
- 39) 柿 徳市 (1955) 土石流の実験的研究, 第一報, 新砂防 19.
- 40) 蒲 孚 (1947) 砂防工学, 産業図書.
- 41) 勝井義雄 (1959) 羊蹄火山の地質と熔岩, 留寿都図幅説明書附録.
- 42) 勝井義雄・高橋俊正・土居繁雄 (1963) 5 万分の 1 地質図十勝岳, 北海道開発庁.
- 43) 榎根 勇 (1970) 黒部扇状地の水文地形, 日本における火山体の水源的価値に関する総合研究, II.
- 44) 榎根 勇・山本荘毅 (1971) 扇状地の水循環—環境システム論序説一, 今古書院.
- 45) 建設省土木研究所 (1970) 富士大沢崩れ防災計画—扇状地砂防計画に関する調査および水理模型実験, (I)—土木研究所資料, 第 572 号.
- 46) 建設省北陸地方建設局松本砂防工事事務所 (1974) 土石流の防災工法について, 第 6 回砂防学会シンポジウム.
- 47) 建設省河川局監修・日本河川協会編 (1976) 建設省河川砂防技術基準, 山海堂.
- 48) 建設省中部地方建設局富士砂防工事事務所 (1971) 「大沢崩に関する講演集」.
- 49) 木村正信・笹賀一郎・東 三郎 (1975) 羊蹄山北山麓における土石流の実態, 日本林学会北海道支部講演集, 第 24 号.
- 50) 木下良作 (1955) サビ川における砂礫堆と掃流うねりの現象について, 新砂防 19.
- 51) 木下良作 (1957) 河床における砂礫堆の形成について, 土木学会論文集 42.
- 52) 木下良作 (1961) 河床砂礫堆の移動について, 新砂防 42.
- 53) 木下良作・三輪 式 (1974) 砂レキ堆の位置が安定化する流路形状, 新砂防 94.
- 54) 小橋澄治ほか (1967~1974) 表層崩壊の実験 I~V, 新砂防 62, 79, 85, 91.
- 55) 小倉晴雄 (1968) 破砕帯崩壊地源流部における土石流の考察について, 第 7 回治山研究発表会論文集.
- 56) 小出 博 (1948) 赤城山の崩壊並びに土石流, 地学雑誌 669.
- 57) 小出 博 (1955) 日本の水害—天災か人災か—, 東洋経済新報社.
- 58) 小出 博 (1970) 日本の河川—自然史と社会史—, 東京大学出版会.
- 59) 小出 博 (1973) 日本の国土—自然と開発—, 東京大学出版会.
- 60) 栗田精一 (1943) 河原植物群落の生態学的研究—特に洪水が植群に及ぼす影響について—, 生態学研究 9.
- 61) LAHEE, E. H. (1941) Field Geology, 4th, New York.
- 62) 町田 貞 (1963) 河岸段丘—その地形学的研究—, 今古書院.
- 63) 町田 洋 (1962) 荒廃河川における侵食過程—常願寺川の場合—, 地理学評論 35.
- 64) 町田 洋 (1964) 姫川流域の一溪流の荒廃とその下流部に与える影響, 地理学評論 37.
- 65) 町田 洋 (1964) 山崩れによる河相の変化について—地形学から砂防工学に対する資料—, 地理学評論 37.
- 66) 町田 洋 (1966) 豊平川流域保全調査報告書, 札幌営林局.
- 67) 松田盤余 (1971) 都市の自然環境「講座・都市と国土 3」, 鹿島出版.
- 68) 松井善喜・毛利勝四郎・佐々木松五郎 (1965) 弟子屈地方の河畔林の構成と成長, 日本林学会北海道支部講演集 4.
- 69) 松本嘉雄 (1966) 河川の蛇行特性—日高川の蛇行形態と砂礫の特性—第 3 回災害科学総合シンポジウム論文集.
- 70) 三野与吉 (1961) 地形入門, 今古書院.
- 71) 諸戸北郎 (1916) 埋水及砂防工学, 本論, 三浦書店.
- 72) 村野義郎・原田義博・泉 岩男 (1965) 十勝岳の土石流に関する調査報告, 土研報告.
- 73) 村田貞蔵 (1971) 扇状地—地域的特性—(矢沢・戸谷・貝塚編), 今古書院.
- 74) 中村 純 (1967) 花粉分析, 今古書院.
- 75) 中野尊正 (1967) 日本の地形, 築地書館.
- 76) 中山政一・今村遼平・川合恒考・吉岡良郎 (1967) 河床変動における航空写真の利用, 写真測量 6.
- 77) 難波宣士 (1966) 予防治山, 日林協.
- 78) 難波宣士・山口武雄 (1965) 山地流域からの土砂流出に及ぼす因子, とくに森林の影響, 林試研報 173.
- 79) 猶原恭爾 (1936) 植物生態学より見た本邦河川の植物群落, 土木学会誌 22.

- 80) 猶原恭爾 (1937) 阿武隈川河原植物群落の生態学的研究, 生態学研究 2, 3.
- 81) 猶原恭爾 (1951) 急流河川における河原植物の群落学的研究, 植物生態学会報 1.
- 82) 日本第四紀研究会 (1963) テフクロノロジー特集, 第四紀研究 3.
- 83) 日本気象協会北海道本部 (1970) 北海道の大雨資料, 第5編.
- 84) 新沢直治 (1952) 崩壊と堆積, 新砂防 9.
- 85) 新沢直治 (1953) 砂防計画試案, 新砂防 10.
- 86) 大石道夫・榎本 真 (1966) 砂防における地形調査試案 (II), 新砂防 62.
- 87) 大石道夫・榎本 真 (1966) 砂防における地形調査試案 (III), 新砂防 63.
- 88) 大石道夫・水谷武司 (1969) 地形条件からみた扇状地の土砂害について, 国立防災科学技術センター研究報告, 第2号.
- 89) 大田原幸亘・田畑茂清 (1974) 流路工の床固間隔に関する水理実験的考察 (I), 昭和49年度砂防学会講演集.
- 90) 尾張安治 (1956) 実用砂防工学, 朝倉書店.
- 91) 尾張安治 (1966) 水谷沢水路工計画について, 新砂防 60.
- 92) 尾張安治 (1968) 土石流調査委託報告書.
- 93) 尾張安治・早川喜一 (1964) 瀬戸葎堰堤模型水理実験, 新砂防 52.
- 94) 尾張安治・駒村富士称・早川喜一 (1964) 青田川の流路工計画について, 新砂防 54.
- 95) PASSARGE, S. (1929) Morphologie der Eradoberflächen, Breslau.
- 96) 林野庁治山課 (1968) 荒廃危険地域の判定法—荒廃危険地調査第一報—.
- 97) 林野庁編 (1971) 治山技術基準解説.
- 98) 砂防学会編集 (1976) 砂防用語集.
- 99) 笹賀一郎・新谷 融 (1974) 土砂移動による扇状堆積地の変遷, 昭和49年度砂防学会講演集.
- 100) 笹賀一郎・東 三郎 (1975) 扇頂部における土石流堆積と流路変動, 日本林学会北海道支部講演集, 第24号.
- 101) 佐々恭二 (1972, 1974) 斜面安定解析, I, II, 新砂防 85, 90.
- 102) SCHMITHÜSEN, J. (1968) Allgemeine Vegetation Geographie. Berlin.
- 103) 式 正英 (1969) 臨海扇状地, 地理, 第14巻9号.
- 104) 霜島重雄 (1968) 羽越災害における土石流について, 新砂防 68.
- 105) 静岡県 (1959~1961) 富士大沢崩対策, I, II, III.
- 106) 須賀堯三・石崎勝義 (1967) 河川の局所洗掘, 土木技術資料, Vol. 9, No. 9.
- 107) 田畑茂清 (1969) 流砂の形態とその堆積特性について, 新砂防 74.
- 108) 田畑茂清・市ノ瀬栄彦 (1971) 大礫の限界掃流力に関する実験的研究, 新砂防 79.
- 109) 田畑茂清・市ノ瀬栄彦 (1972) 溪床幅溪床勾配の変化が土石流堆積に及ぼす影響について, 新砂防 85.
- 110) 高橋正佑 (1966) 河床レキの流送に関する実験的研究, 第一報, 新砂防 60.
- 111) 高橋正佑 (1966) 河床レキの流送に関する実験的研究, 第二報, 新砂防 62.
- 112) 武居有恒・福島義宏 (1967) 荒廃山地における流出量及び流出土砂量, 第4回災害科学総合シンポジウム論文集.
- 113) 武居有恒・大手桂二・渡辺正幸 (1963) 山くずれの実験的研究, 新砂防 51.
- 114) 戸塚 誠 (1955) 赤谷砂防堰堤に於ける堆砂に関する実験的研究 (第一報), 新砂防 18.
- 115) 塚田松雄 (1974) 古生態学 I, 生態学講座 27-a, 共立出版株式会社.
- 116) 塚田松雄 (1974) 古生態学 II, 生態学講座 27-b, 共立出版株式会社.
- 117) 土屋昭彦 (1968) 河床変動に関する研究, 河川 263.
- 118) TWENHOFEL, W. H. (1941) Principles of Sedimentation, New York.
- 119) 若林隆三・遠藤隆一・武居有恒 (1966) 急勾配野溪の階段工法に関する実験的研究, 新砂防 60.
- 120) 山田秀三 (1967) 札幌のアイヌ地名を尋ねて, 楡書房.
- 121) 矢野勝正 (1967) 土砂災害の実態調査, 台風26号による災害の実態調査報告書.
- 122) 矢野義男 (1968) 砂防調査および計画, 山海堂.
- 123) 安田貞輔 (1963) 土石流に関する基礎的研究, 新砂防 54.
- 124) 吉田与一・吉川龍男 (1964) 山地侵食ならびに堰堤の直接効果に関する実験的研究, 新砂防 53.

- 125) 吉川虎雄 (1952) 黒部川扇状地の地形とその海岸侵食, 東京大学地理学研究.  
126) 吉川虎雄・杉村 新・貝塚爽平・太田陽子・阪口 豊 (1973) 新編日本地形論, 東京大学出版会.  
127) 山口岩介 (1967) 山地災害の現況と対策, 水利科学 No. 56.

### Summary

Morphological studies of debris flow is necessary for protection of objects such as lives, establishments and others from the damages taken place on the Alluvial Fan. Natural Phenomena and disasters on the Alluvial Fan are characterized by the movements of debris flow.

The debris flow was studied by grasping the dynamic informations from the analyses of static informations in the field of Alluvial Fan. In addition to these studies, model experiment were performed for the tests of observations in the field.

1) On the investigated fans (Horaizawa fan, Aokinosawa fan, Takinosawa fan, and flood plain of Nukkakushi-furano river), several groups of deposit, terraces of the deposit, changes of the channel course, and new bared grounds were observed immediately after the occurrence of debris flow. Analyses in the space of Alluvial Fan were conducted in relation to these characteristics of the deposition.

2) Configuration of the fan are formed by the repetition of past debris flow. Therefore, the positions, spaces and state of overlaps of the past deposits are analyzed by the morphological division on the surface of the Alluvial Fan.

3) Changes of the channel course on the Alluvial Fan are caused by the deposits of debris flow. Flood flow running after the debris flow changes the direction by taking a roundabout route at the positions of deposit. And abandoned braided channel are formed by the repetition of these changes of channel course.

4) Natural even-aged forests are formed on the new bared grounds formed after the exposure of ground surface such as deposit of the debris flow. Therefore, natural even-aged forests express the spaces and ages of past deposits of debris flow.

Consequently, process of the past debris flow are analyzed utilize the facts described above. And dynamic recognitions of debris flow are produced.

5) 2-types debris flow changed the configuration of Alluvial Fan are grasped. One is the debris flow that makes a fan-shaped deposit, and the other is the debris flood that makes some tongue-shaped deposits. Fan-shaped deposits are produced by great quantity of deposits inflowed from the upper area of the Fan. Time scale of the repetition of these debris flow is not less than one hundred years.

Tongue-shaped deposits are produced by the second time movement of existing deposits of the Alluvial Fan. This debris flow is the contemporary one repeated on the surface of Alluvial Fan.

6) Contemporary debris flow on the Alluvial Fan are characterized by the changes of channel course. Debris flow fills up the part of channel at the position of deposit. Flood flow goes round this position and new channel course is formed. Flood flow that changes the channel course corrade the existing deposits and produce the next debris flow successively. In this way debris flow are repeated over the wide range of Alluvial Fan.

7) Width of the changes of channel course is related to the volume of deposits and existing morphology of the deposition. In case of the deposit fill up the cross-sectional area of

terrace deposit, whole of the channel course are changed. Filling up the parts of terrace deposits, changes of the channel course are limited. Influence of fan-shaped deposition of the Alluvial Fan, changes of whole channel course are observed at the top of the Fan frequently.

Debris flow that described above is the contemporary movement of the Alluvial Fan. For the prevention of disasters, it is necessary to control the movement of debris flow and settle the channel course at the top of the Alluvial Fan.

8) Dispersion of debris flow are accomplished by the groupe of soilretaining works located at the top of the Fan. It was confirmed that flood flow passed through the center of dispersed deposits. Existing deposits were settled by the soilretaining works. And no marked change of the channel course were observed. This results indicate the possibility of control the movement of debris flow and settling of the channel course by applying the groupe of soilretaining works. Fundamental planning, designing and execution of Sabo works may be presented by applying such soilretaining works in the space of Alluvial Fan.



写真—1 1973年8月17日の土石流堆積(宝来沢扇状地)

Photo 1. Debris Flow in August, 17, 1973 (Horaizawa Fan).



写真—2 土石流の堆積地(宝来沢扇状地, 1973, 8)

Photo 2. Deposit of the Debris Flow (Horaizawa Fan, 1973, 8).



写真-3 土石流堆積と木本侵入 (青木の沢扇状地)

Photo 3. Deposit of the Debris Flow and Invasion of Woody plants (Aokinosawa Fan).



写真-4 土石流堆積と同齢の木本群落の成立 (青木の沢扇状地)

Photo 4. Even-aged Forests on the Depositions (Aokinosawa Fan).



写真—5 床固工群による土石の分散堆積 (青木の沢扇状地, 1975, A 堆積地)  
Photo 5. Despersion of Debris Flow by the Groupe of Soilraining Works (Aokinosawa Fan, 1975, A-deposit).



写真—6 床固工群により堆積土石の中央部に流路が形成される  
(青木の沢扇状地, 1975, A 堆積地)  
Photo 6. New Channel Course formed the center of Dispersed Deposits (Aokinosawa Fan, 1975, A-deposit).



写真一7 土石流の分散堆積と流路の形態〔青木の沢扇状地, 1975, B堆積地〕

**Photo 7.** Dispersion of Debris Flow and Form of the Channel (Aokinosawa Fan, 1975, B-deposit).



写真一8 床固工群による流路方向の固定 (青木の沢扇状地, 1975)

**Photo 8.** Settling of Channel Course by Applying the Groupe of Soilretaining Works (Aokinosawa Fan, 1975).