HOKKAIDO UNIVERSITY

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
Degree Grantor	北海道大学
Degree Name	博士(農学)
Dissertation Number	甲第1315号
Issue Date	1978-03-25
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/32742
Type	doctoral thesis
File Information	1315.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

扇状堆積地の土砂害防止に関する基礎的研究

林学専攻博士課程

笹　賀　一郎

目　　次

緒　　言　1

第一章　研究方法　8

第二章　豪雨による堆積地の変化　21

　第一節　1973年の土石流堆積　21
　第二節　集合堆積と洪水段丘　24
　第三節　既存堆積面への埋積　29
　第四節　裸地の出現　31

第三章　土石堆積と流路網の変化　34

　第一節　土石の堆積形態　34
　第二節　舌状堆積地形と
　　扇状堆積地形　38

第三節　主流路と分派流　46
第四節　土石堆積と流路の変化　52
第五節　流路網の形成と変遷　61

第四章、扇状地の木本群落　68

第一節　木本群落の形成　68
第二節　堆積空間と木本群落　71
第三節　年輪による堆積年代の判別　79

第五章、土石の移動過程　82

第一節　荒廃渓流の扇状堆積地　82
第二節　火山山麓の扇状地　86
第三節　渓間の扇状堆積地　91
第四節　扇状地堆積物の移動様式　95

第六章　流路変動と土石の移動　106

第一節　扇頂部の堆積形態　106
第二節　流路変動の実態　113
第三節　流路変動と洗掘作用　122
第四節　扇状地の首ふり現象　129

第七章　流動土石に対する防災計画　137

第一節　扇頂部における
土石の移動　137
i) 流入土石と重合形態　137
ii) 流出土石と流路の変動　142
iii) 扇頂部の氾らん区域　145

第二節　扇状地の土砂害　148
第三節　扇頂部における
対策の意義　152

第四節　流路固定と
防災空間の設定　156

要　　約　169

文　　献　177

Summary　193

参考写真　195

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さ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、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、新らしい土地開発の対象になりやすい。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、災害の形態も変化し、被害の規模も拡大する

と予想される。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なっている。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などのあり方を検討していこうというものである。

防災的に重要な地域でありながら、扇状地の問題は砂防工学的にもそれほど重要な位置づけをなされてきてはいない。砂礫円錐や土石円錐の形成理論について砂礫流送との関連で触れられているが[11) 40) 71) 90)]、この段階での明確な防災的な位置づけはまだ与えられていない。流域的な規模で防災問題が論じられる場合においても、対策の重点は上流の砂しき生産地帯におかれる[15) 27) 38) 77) 78) 92) 96)]。扇状地の問題は、荒廃渓流の問

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[44]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、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[17]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も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[89]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氾らんを防止することが目的となっている[15) 24) 27) 47) 90)]。この場合も、原則として土砂含有率の小さ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

扇状地空間の土石の運動は、直接の対象とされていない。

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最近のことである。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た。扇状地の地形条件と洪水氾らんや土砂害との関連[87) 88)]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[31)]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[22) 32) 45) 46) 48)]。

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らしい課題であるとみることができる。移動土石に関する研究は、河(渓)床変動の研究[9) 76) 105) 106) 117) 122)]、砂礫堆や蛇行に関する研究[36) 50) 51) 52) 53) 69)]、掃流に関する研究[1) 111)]、土石流に関する研究[55) 56) 92) 104) 121)]、砂レキの流出に関する研究[6) 12) 76)]などとしておこなわれているが、いずれも河(渓)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つ空間での土石

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把握を第一の課題としている。

扇状地は土石流らんのくり返しにより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、扇状地でこうむった土砂害の事例[25) 57) 92) 112) 141)]からも、扇状地では土石の運動がまず問題にされなければならないと判断される。さらに、扇状地における土砂害への対策は、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。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把え、これに対する防災対策など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

変化は、側方に広がっ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なっていない。「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・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の検討などの場合にも、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、本研究では扇状地の固有な土石の運動に防災施設など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、防災対策のあり方なども考察していこうとしている。

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、森林経理学講座の谷口信一教授、造林学講座の武藤寛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、札幌営林局定山渓営林署・函館営林局元別川沿山事業所・倶知安林務署・旭川工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。

第一章　研究方法

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，荒廃渓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的な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。

土石の現在的な運動の時間スケールとして100年内外を考えている。防災的には，このような時間内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。

現在的な土石の移動が主な対象となるわけ

である。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的な土石の移動との関連の検討にとどめた。

現在的な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10^4年以上のスケールであ

つかわれている。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[13)43)69)]・物理探査[19)30)43)]、火山灰による編年[18)75)82)]・花粉分析[74)116)]・^{14}C[115)]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変化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的な運動で、しかも同種の土石がくり返し堆積する場所にそのまま適用しようとしても無理がある。

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からである。この見地から、

扇状地空間の構成要素を土石の堆積と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び出すことを試みた。

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ことが必要となる。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深めるものである。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る。この検討から，扇状地における土石の運動を考察していこうとするものである。

扇状の堆積地形は，横方向への広がりとも

ってくり返された土石移動の結果と考えられる。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とも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，その適用可能な部分と限界を整理しながら考察をすすめた。

これまでの移動土石に関する実験的な研究としては，ダムや流路工などの工作物の砂礫への影響に関する研究[34) 39) 91) 93) 94) 113) 114) 119) 124)]，斜面崩壊など山腹土石の動きに関する研究[54) 101) 113)]，洪水流と砂礫の動きに関する研究[108) 110)]，土石流など移動土石の流下形態に関する研究[9) 39) 92) 109) 123)]などがあげられる。本研究にも一部関連してくる土砂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と砂礫流出との関連や模擬土石流などの運動形態の観察や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ごろ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ものも模型実験によって知ろうとすること

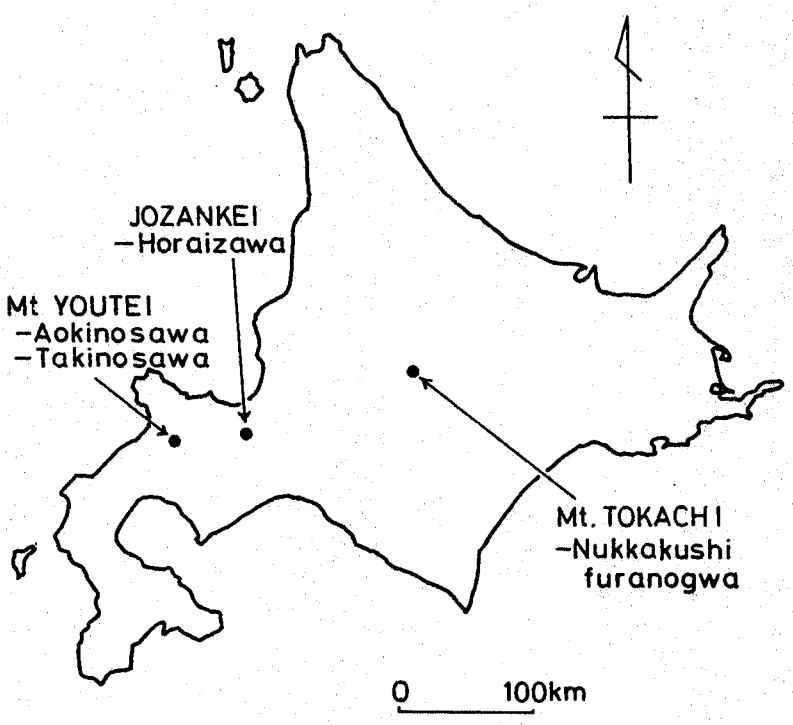
は一層困難であり，実際と模型との量的な相似をもとめようとすることはほとんど不可能な段階にある。

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ものの観察や考察がその基礎となっている必要がある。模型実験はあくまで直接観察し考察したものを実証する一つの補助的な手段と考えられる。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可能であるという利点がある。それに，静的な野外での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ができる。この運動としての再現により，動的に考察したことの検証が可能となる。

また，自然状態での土石の運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。ここから，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

とも考えられる。模型実験により繰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このような点である。

土石の移動を具体的に検討していく扇状地として、代表的に豊平川支流定山渓の扇状地（札幌市定山渓）・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）・十勝岳山系のヌッ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、それぞれ荒廃渓流の扇状地・



図－1　研究対象地

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、ほぼ自然にちかい状態での観察が可能な地域である。

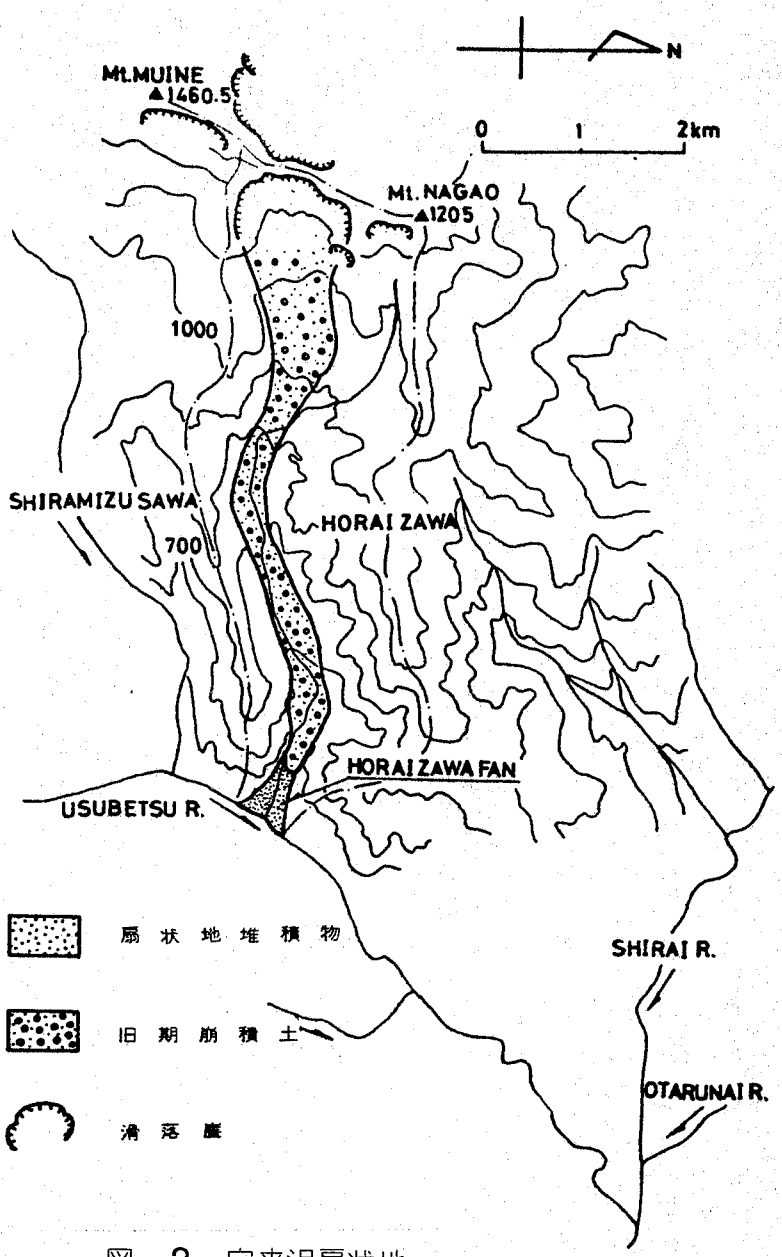
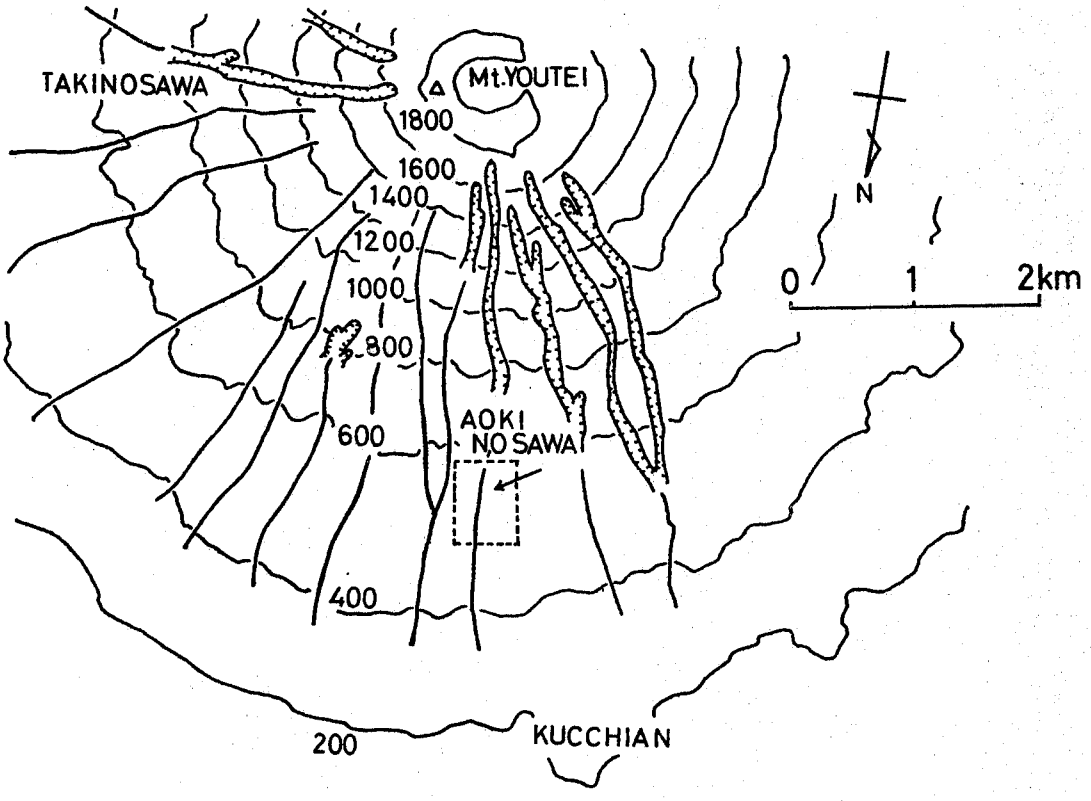


図- 2 宝来沢扇状地

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500 m，平均幅約300 m程度のものである。宝来沢は無意根山（1,460 m）に源を発し，流路長は約5 km・流域面積は約10 km² の渓流である。この流域には，過去数100年から数1,000

年とも推定される[66]大量の旧期崩積土が存在する。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[41]である。山体は安山岩質の



図－3　青木の沢扇状地・滝の沢扇状地 位置図

熔岩流と火山砕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砕屑物でおおわれている。標高500～600mをさかいに、上部が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度の土石の流れ出し原となっている。扇状地とは、この新規の土石流れ出し原をさしているものである。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。この地域は青木の沢扇状地の扇頂に相当している。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渓流である。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[42]で、富良野岳・カミホロカメットク山・十勝岳・美瑛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 ふきんで富良野盆からの左支流と合流している。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のかえており，北海道でも有数の荒廃渓流となっている。主に対象とした地域は，図中に破線で囲んだように，標高800mの地点に位置する氾らん原（渓間扇状地）の頂部に相当する部分である。

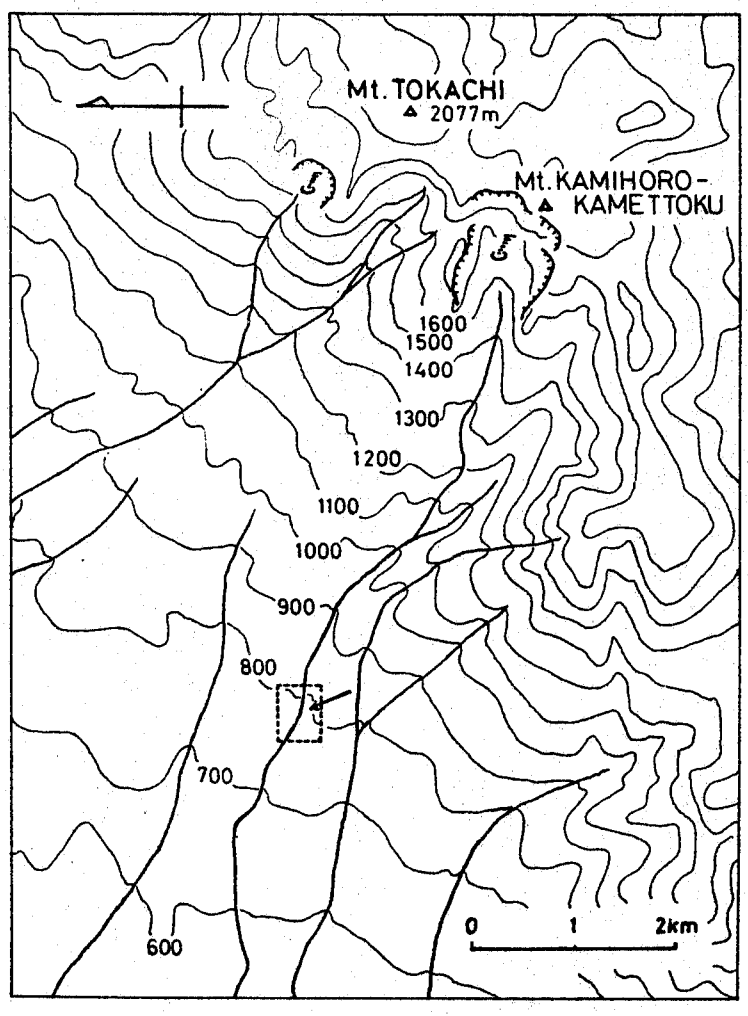


図- 4　ヌッカクシフラノ川氾らん原

以下，これらの扇状地にみられる事例にもとずきながら土石移動の検討をすすめてゆくことにする。

第二章　豪雨による堆積地の変化

第一節　1973年の土石流堆積

豪雨時に土石流の発生があったことは，一般的に，新らしい堆積地が形成されてい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の状態を反映していると考えることができる。ここでは，まず形成時期の明らかな土石流堆積地をとりあげ，この堆積地の検討から土石流堆積のもついくつかの側面を分析してみる。

図－5に示した宝来沢扇状地の土石流堆積は，1973年8月17日の豪雨時に観察されたものである。この場合の降雨は3時間という集中的なものであり，時間雨量は38.3mm・38.0mm・15.7mm，3時間合計92.0mmであった。こ

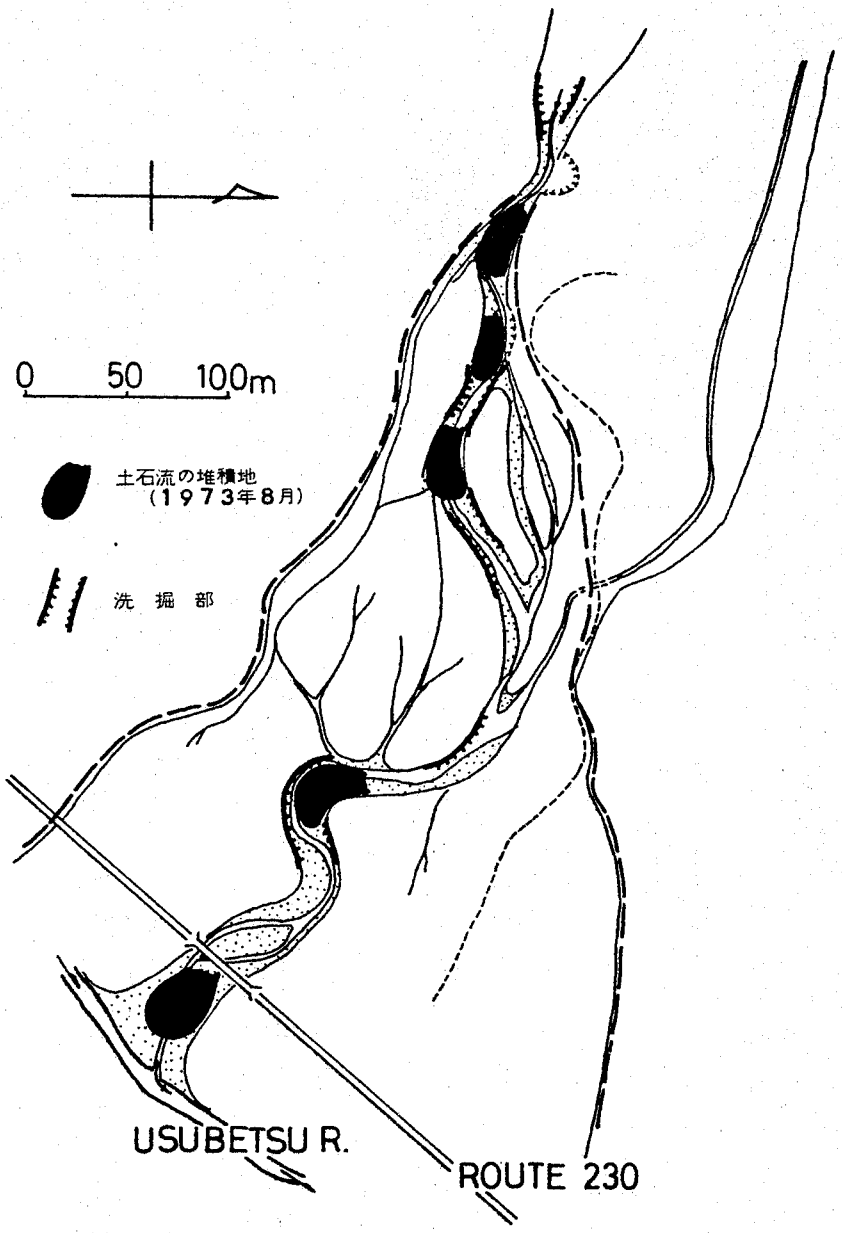


図- 5 1973年8月形成の土石流堆積地
(宝来沢扇状地)

の際に形成された土石流の堆積地は，図示したように5個所にわたっている。これらの堆積地は 500～800 m² の面積であり，土砂量は 800～1,200 m³ と推算される。堆積地は現在の流路に沿って 50～100m の間隔で階地状に存在して

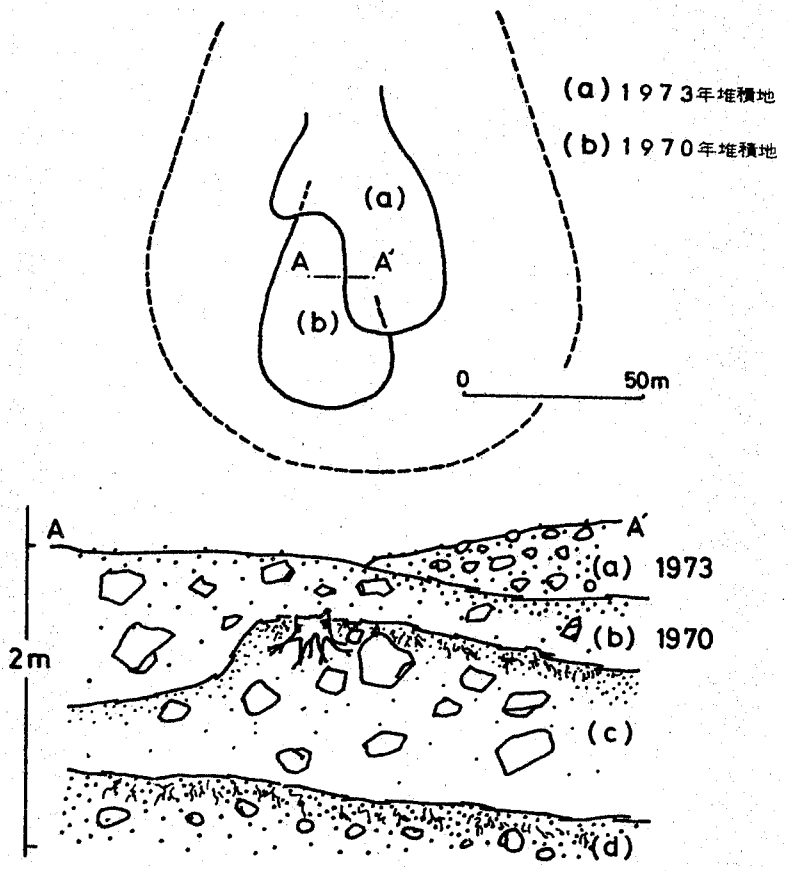
いる。それぞれの堆積地間の連続性は認められない。

1973年に観察された5個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70mの区間の渓床で洗掘されたものとみられる。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1,000m³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渓床には大量の土石移動の痕跡がみられないことも、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個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と判断される。これらの堆積のあいだの渓床には、図示したように3個所の洗掘跡が認められる。このことから、一つの土石堆積地は上流側に隣接した洗掘部の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考えることができるわけである。

第二節　集合堆積と洪水段丘

図－6は、扇状地堆積物の横断面の一部を青木の沢扇状地の事例をもとに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2mの範囲まで観察をおこなった。A－A′で示し



図－6　扇状地堆積物の横断面
（青木の沢扇状地）

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なされる。各堆積層は、径50cm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。このような土石の堆積特性[107]から、それぞれの層は一回の土石流による堆積物であることが判断される。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1990年にもたら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、それら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、一部が段丘化する。室来沢扇状地の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。洪水流はこの堆積地の一部を洗掘しながら流下している。新らしい堆積地と流水部の境は0.5～1.0mの小段丘崖となって接している。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が連続した段丘崖として観察されることになる。

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いる。[10) 62) 90) 126)] しかし、このような問題でとらえられる河岸段丘は、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10m以上にわたる大規模なものである。砂防工学において、現在的な土石の移動との関連で論じようとする場合には、室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

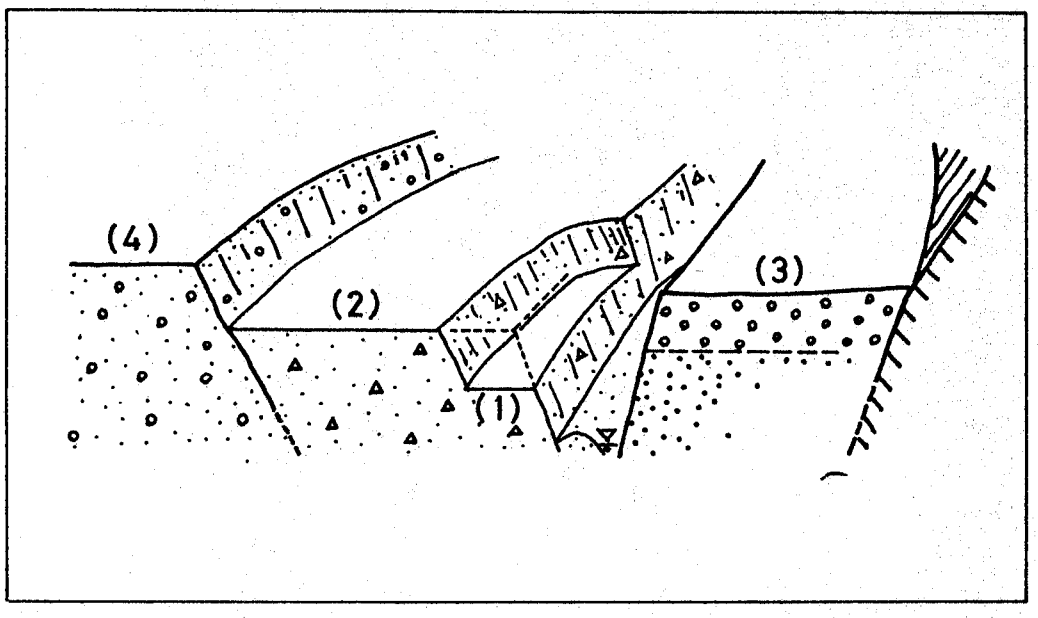


図- 7　段丘地形の模式図（ヌッカクシフラノ川氾らん原）

がある。土石流段丘や洪水段丘といわれる堆積地形である。

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。中央部に図示した流路部分の洗掘により、両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。

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[2)]。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などの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段丘崖をとうして連続している。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堆積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，この模式図にも示したように，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。

前述の土石の集合的堆積地形との関連から、段丘化した一つの堆積面も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。

第三節、既存堆積面の堆積

宝来沢扇状地の現流路の渓岸に相当する部分は比高が2mに達するところもあり、段丘状になっている。この流路沿いになされた1973年の堆積（前図5）は約1mの高さであり、両岸の段丘面をこえる堆積にはなっていない。つまり、新らしい堆積地は現在の渓床の範囲内に形成されているものである。

この堆積位置では、新たな堆積面が出現し、旧渓床の堆積面は埋積されている。新らしい地表は、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（前田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つの旧堆積が観察された。最上層の堆積面は、1990年に形成された(b)の堆積面と1993年の新堆積面(a)によって構成されている。1993年の堆積により、1990年の堆積面の一部はその下層に埋積された。1990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ていくが、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を観察することが可能とな

る。

第四節　裸地の出現

以上のような土石流の堆積により、扇状地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、堆積以前の渓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らしい裸地が形成されている。

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。過去の(c)・(d)堆積面には植生侵入の痕跡が認められるが、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ることを示している。

土石流の堆積により、その堆積区域には新らしい裸地面が形成される。こうして出現した裸地面には、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、1993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. grossesennata）・ヤナギ類（Salix sp.）などの一年生稚樹の侵入が確認された。1997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。これは、新らしく出現した裸地には周辺の母樹から供給した種子が着生し、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いくつかの側面が分析された。これらの性格をもつ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やられる。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移動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。そのために、以降においては土石流堆積のくり返しが扇状地の堆積地形や流路網・木本群落にいかに反映しているかの検討を試みる。

第三章　土石堆積と流路の変化

第一節　土石の堆積形態

土石泥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[7) 10) 26) 28) 61) 73) 95) 118)]（図－8）が，現在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[35)]。

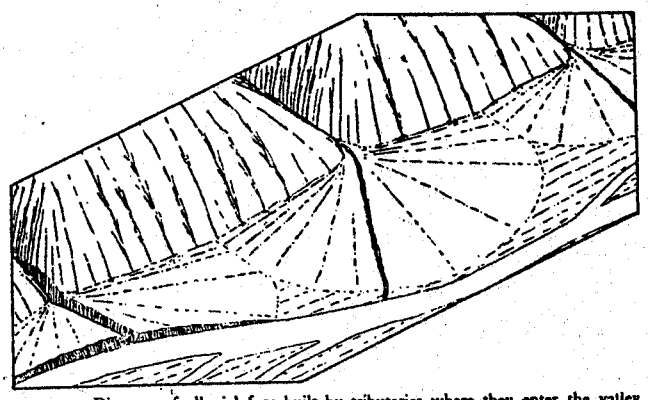


Diagram of alluvial fans built by tributaries where they enter the valley of a large river.

(原図 COTTON 1958)

図－8　沖積扇状地

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移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た。それは、扇状地の両谷壁全域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形である。

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（図－9）。図中に(b)－(b)で示した扇端から上流へ約200mの地点で、縦断的な地形の変化がみられる。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くものである。この堆積地形の変化は、扇状地の両谷壁間にわたり連続的に認められる。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ⅣⅤであらわした小規模な堆積地が観察される。宝

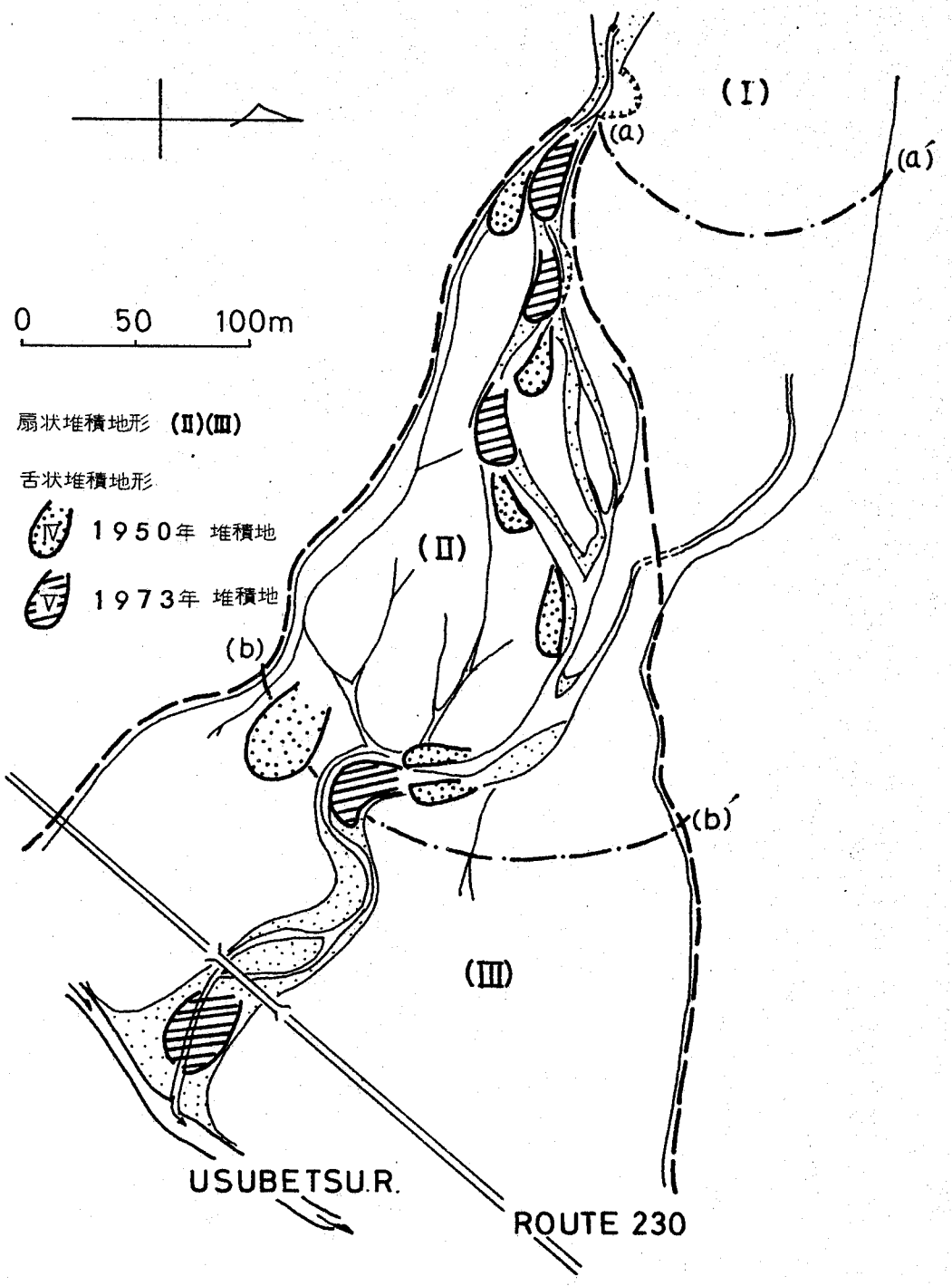


図- 9 扇状地の堆積地形 (宝来沢扇状地)

来沢扇状地の場合、この種の堆積地は面積にして 500～800 m² 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呈している。

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うりである。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。

第二節　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図9に示したとうりである。図中にⅣで示した5個所の舌状堆積地は、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Ⅲ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た。区分された堆積地は6個所であり、50～100m隔って存在している。その面積は500～900m²で、土砂量は800～1,300m³と推算された。これは1973年に形成されたⅣの堆積地とほぼ同様な値である。

Ⅲ・Ⅳいずれの堆積地も、現流路または旧流路の各地点に帯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、

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1990年・1993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渓床からもたらされた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個所の堆積地は，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，一般の渓流にくらべ，谷壁や渓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。流路の渓床と渓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

の形成がくり返されている。

宝来沢扇状地と青木の沢扇状地の古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。古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古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。

古状堆積地形の場合、新ら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、宝来沢や青木の沢の扇状地については、数10年過去にさかのぼる検討が可能とみられる。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。

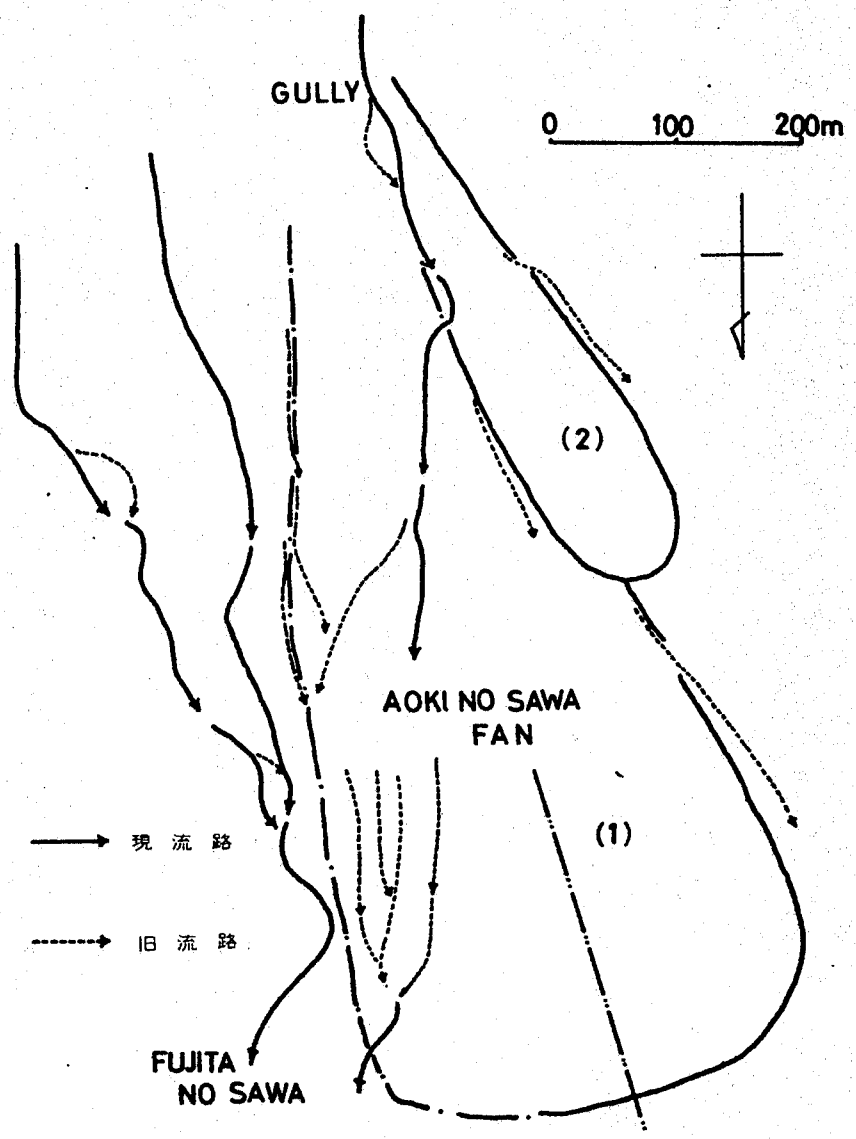
宝来沢扇状地周辺の堆積地形は、前図9において(a)－(a)′, (b)－(b)′で区分し，それぞれ(Ⅰ)·(Ⅱ)·(Ⅲ)で示したようにわけられる。(Ⅰ)堆積物は大小不均一な角礫と粘土質の充填物から構成され，(Ⅱ)·(Ⅲ)の粘土質の少ない亜角礫の堆積物とは質的に異っている。(Ⅰ)堆積は無意根山の東面からつづく旧期崩積土と一連のものであり、(a)－(a)′の部分はその末端部に相当する地形変化である。宝来沢扇状地の頂部は、この崩積土と右岸の山腹斜面とにより構成されている。扇状地は、破線で囲んだ(Ⅱ)·(Ⅲ)の堆積物の区域ということになる。

(Ⅱ)と(Ⅲ)の堆積地は、前述のように扇端から上流へ200 mの地点で区分した。(Ⅱ)堆積地は、緩勾配の平坦な堆積面をなしている。これは、(b)－(b)′で示したように、宝来沢扇状地の両谷壁にわたり連続的に広がっている。この堆積

物の厚さは扇端部において約3mで，渓岸の洗掘露出部においては不均一な礫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てよい。

(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，旧流路の渓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深さは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合散し堆積した形態を示していることから，移動土石はすべて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－10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様子をあらわしている。(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



図－ 10 青木の沢扇状地の堆積地形

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)の扇状堆積の地形に変化を与えてはいない。扇状に区合された堆積地形は、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合、新らしい堆積土石は既存の堆積地形をおおうことになる。それまでの堆積地形は、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。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ことがある。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。

第三節　主流路と分派流

荒廃渓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）[35) 59)]とよばれているような、扇状地面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渓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の検討を試みた。

室来沢扇状地にみられる主な流路（1976年現在）は図－11に示したとうりである。代表的な流路としては、左扇側にまった幅2～3m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に、比較的に浅く微細な流路跡

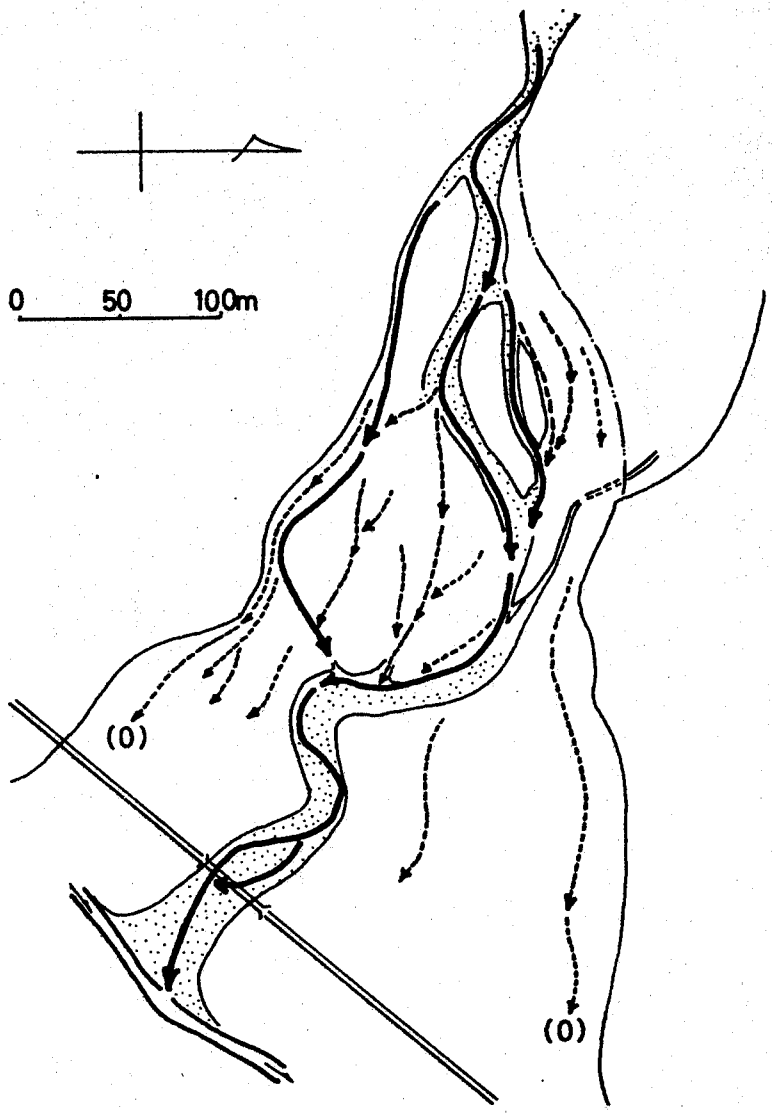


図- 11 扇状地の流路網 (宝来沢扇状地, 1976年現在)

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

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[31) 44) 58)]や航空写真の利用による微地形からの検討[14) 16) 35) 43) 103) 125)]、過去数回にわたる同一地点の継続写真による検討[22)]などがおこなわれている。また、洪水時の土石泥らんの際の流路位置の変化についての記載[22) 29) 88) 99) 100)]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[29) 35)]。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ている。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ものである。

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11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とみることが

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などとは次元を異にした流路である。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るものである。

このような流路の形態から、本来沃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つう川の氾らん原においても観察される。一般に大規模な扇状地では、流路の自然的な分岐や人工による一本化がおこなわれている[58][59]。しかし、本研

究で対象としている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るようである。

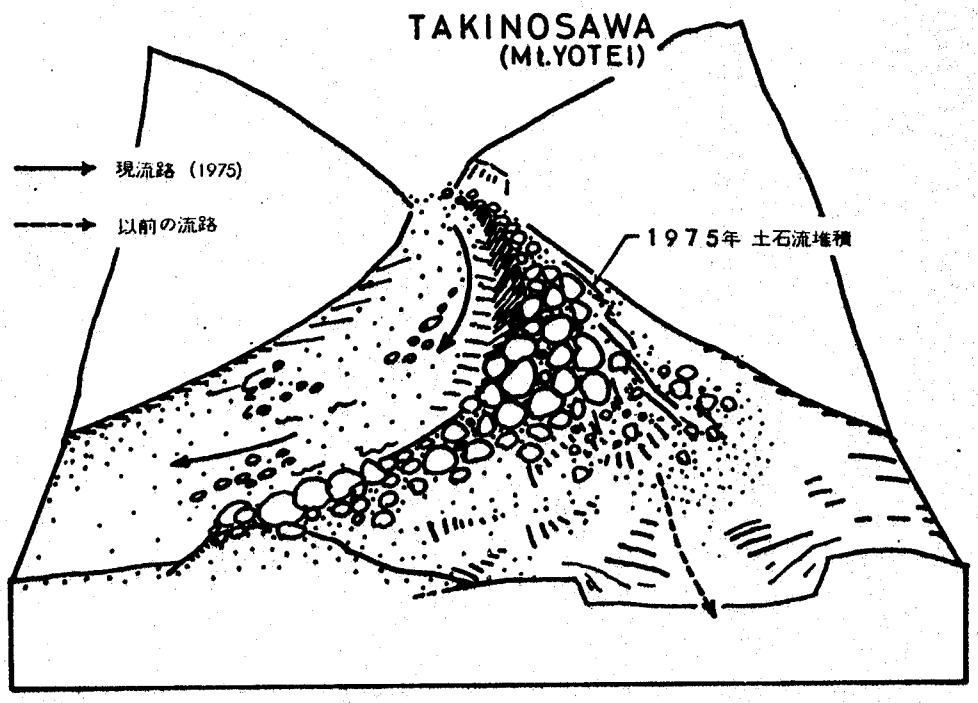
ただし、この主な流路では、図示したように位置的な変化がおこなわれていることが確認される。それぞれの流路間には、植生の侵入などをとうして、相対的な新旧の差が認められる。また、現流路以外の流路には洪水時においてすら流水の通過が認められず、流路の位置が変化してきた過程をうかがうことができる。微細な流路は、このような主流路の変化の過程において、洪水流の一部が流路の各地点から流れ出したり流路に集合していくことなどによって形成されていく。

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。

第四節　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）において観察しやすい。

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－12に示した。これは、



図－ 12　土石流堆積と流路の変化
（1975年 滝の沢扇状地，模式図）

1975年5月の土石流発生[100]時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300m³であり、最大深1m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。新らしい流路は、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4m、深さ約0.5mの平坦な渓床をもった流路として確認される。この流路は、新堆積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。境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、新らしい流路を形成することになる。

前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扇状地においてより明瞭に観察することができる。図－13はヌッカクシフラノ川の渓間扇状地（氾らん原）にみられる流路変化の一つを示したものである。標高300m付近に位置する氾らん原の頂部で観察された流路変化の事例である。右扇側方向に矢印bで示した部分が前流路であった。渓床の幅は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、渓床は現流路より1mほど低いところにある。

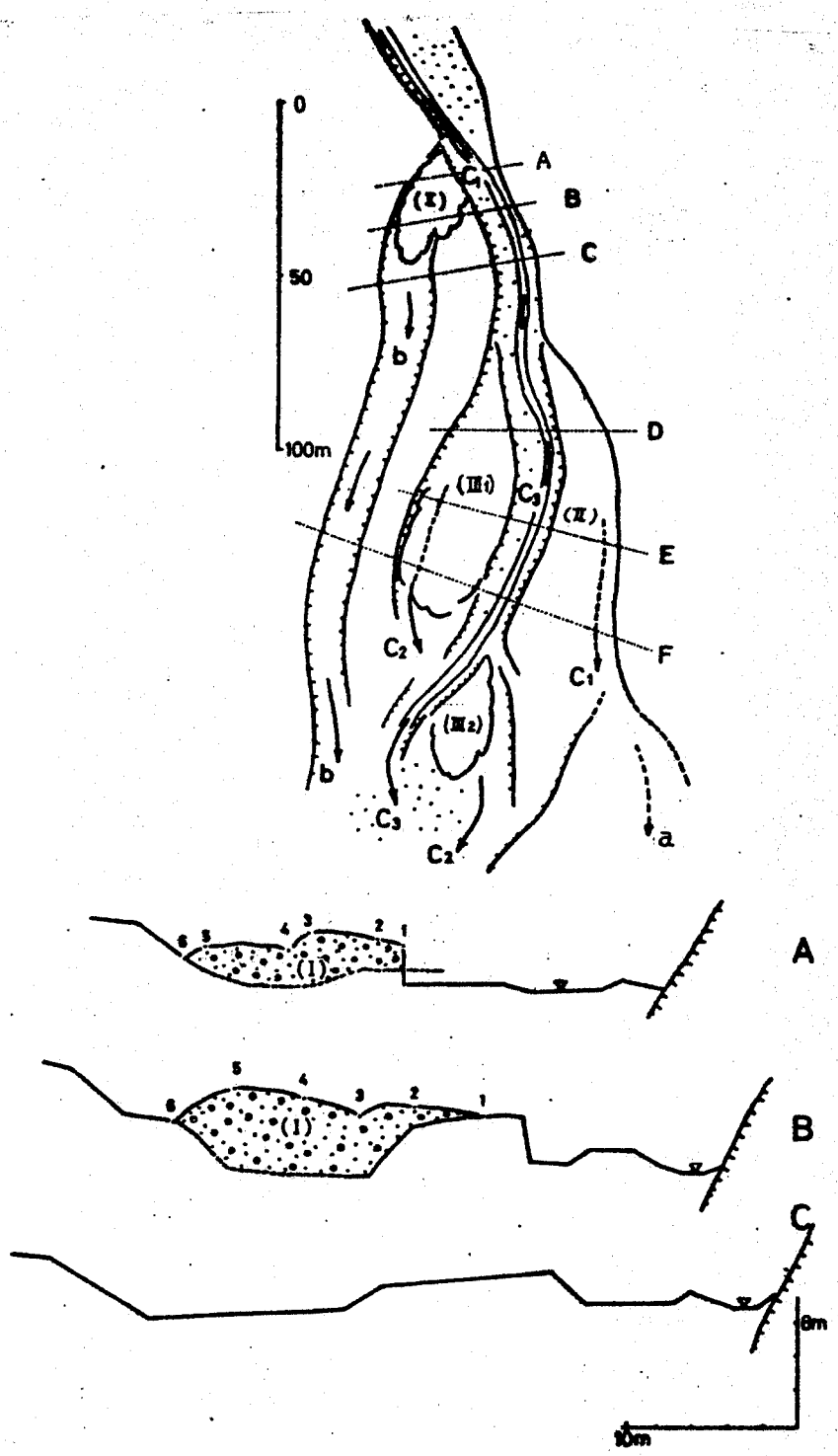


図- 13 土石堆積と流路の変化
(ヌッカクシフラノ川氾らん原)

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、旧流路がわには固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、堆積面積と深さから、おおよそ2,000㎥と推算される。この堆積面上に侵入している木本から、堆積地の形成は約60年ほど過去にさかのぼるものと判断される。埋積された旧流路の両岸は、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、旧渓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渓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、新らしい堆積物が左の渓岸よりも高く堆積している。右の渓岸は、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岸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、旧流路の左渓岸が消失している。この時点の新堆積物と旧渓床の堆積物との境界には腐植したコケ類がはさまり、新旧堆積物の相違をみることができる。また、新らしい堆積物には粘土分が多く含まれ、旧渓床の堆積物は砂質に富むことからも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く。

以上のような流路変化の過程を模型実験に

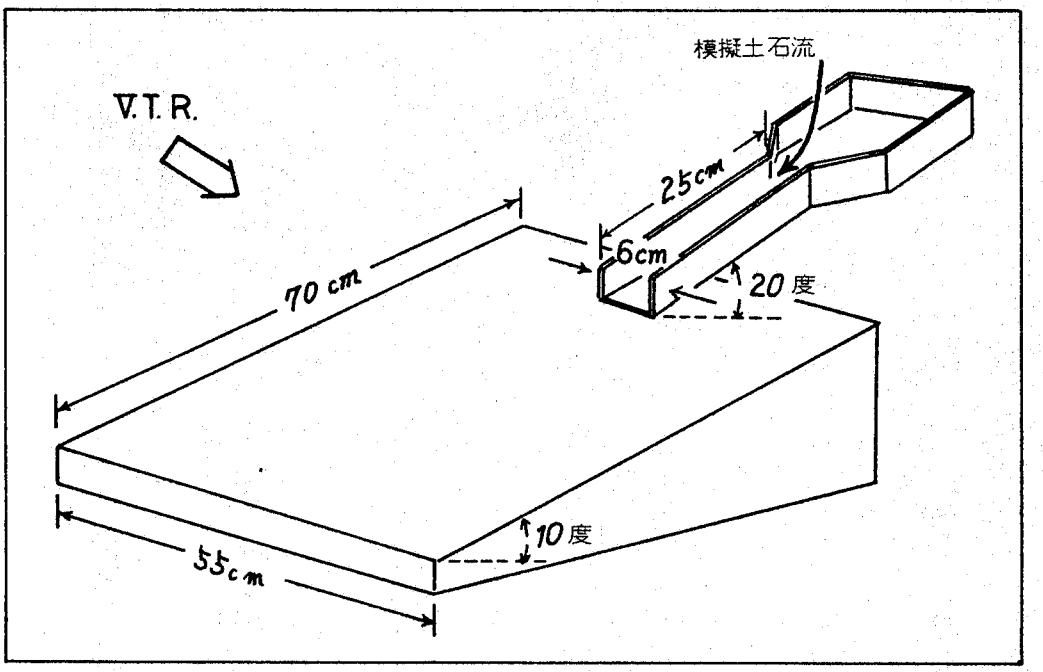


図- 14 模型実験の装置 (略図)

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う2つの現象の関連を明らかにすることと、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—14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55cm×70cmの平板(この場合の傾斜は10度)の上部に狭長な樋を設置し(20度)、土石流堆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[22]として、建築用洗砂(粒径0.8~2.0m/m)に小麦粉(粒径

124μ＜10%，105～124μ 9%，88～105μ 12%，61～88μ 28%，38～61μ 36%，38μ＞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レキ（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る（図－15）。

(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)を固定した。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方向に形成された。

(2) つぎに，注水を継続したまま（70 cm³/sec.）の状態で，樋の途中から前述の泥流物を投下した。この際の投下泥流物は約 500 cm³ 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

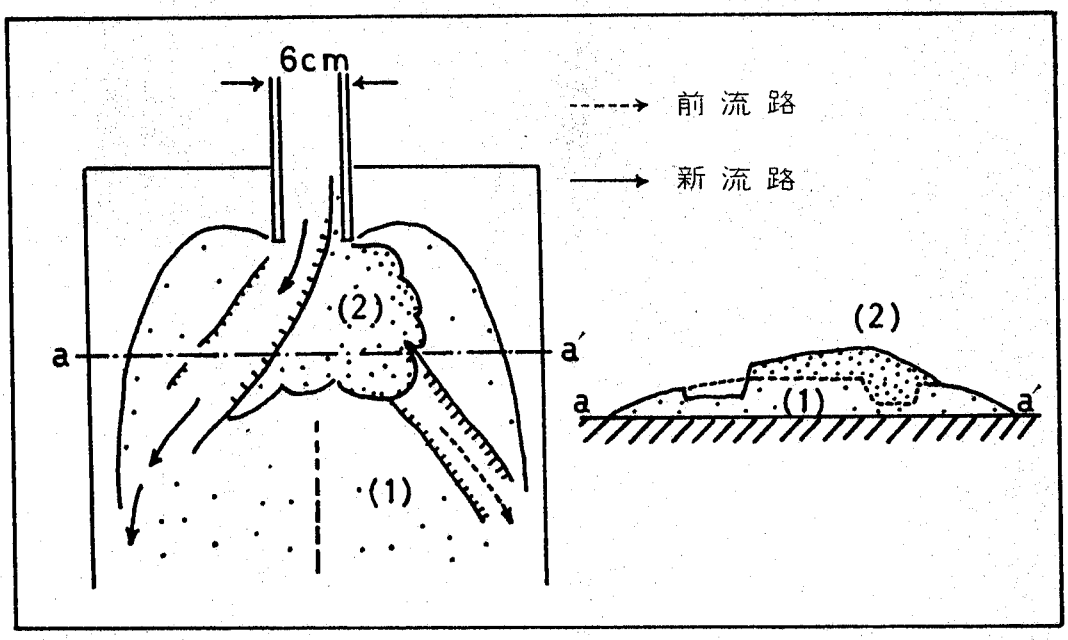


図- 15 流路変化の模型実験

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ら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。

第五節　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，実来沢扇状地で(Ⅱ)・(Ⅲ)で示したような扇状堆積（前図9）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ら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，両扇側にかけてし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あ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11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ることができる。

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9においてⅣの記号で示した土石流の堆積である。図—16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

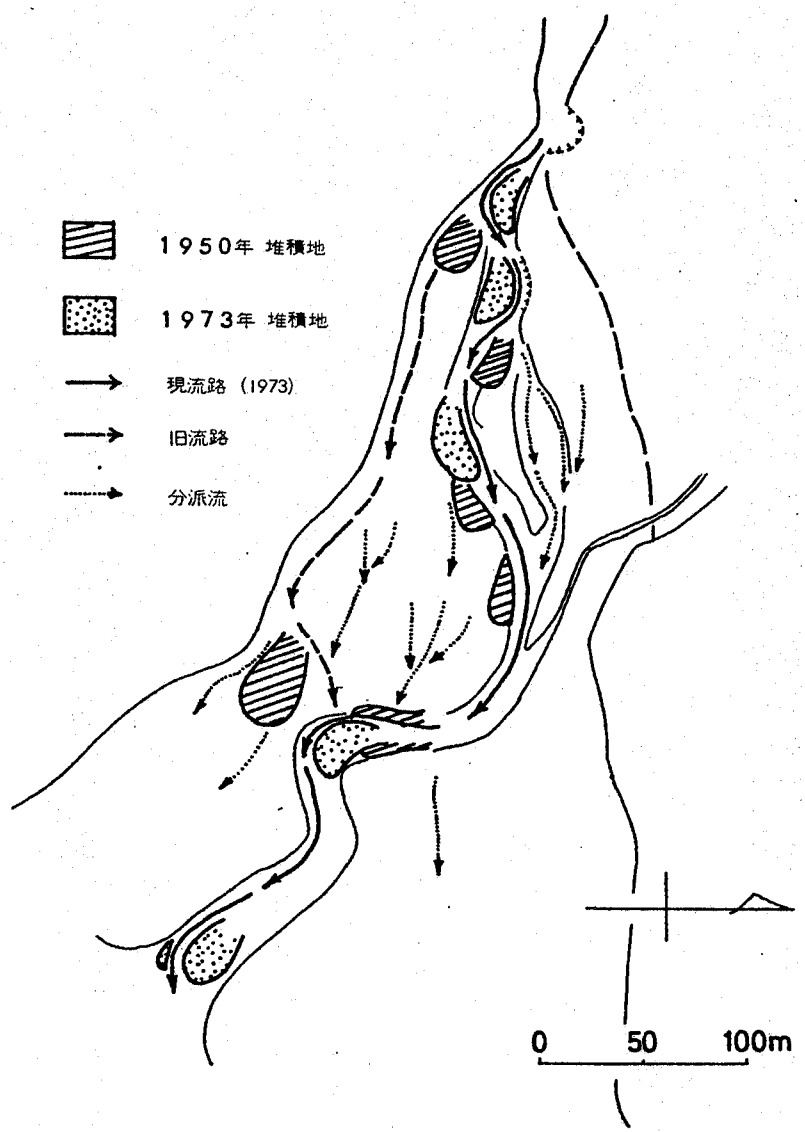
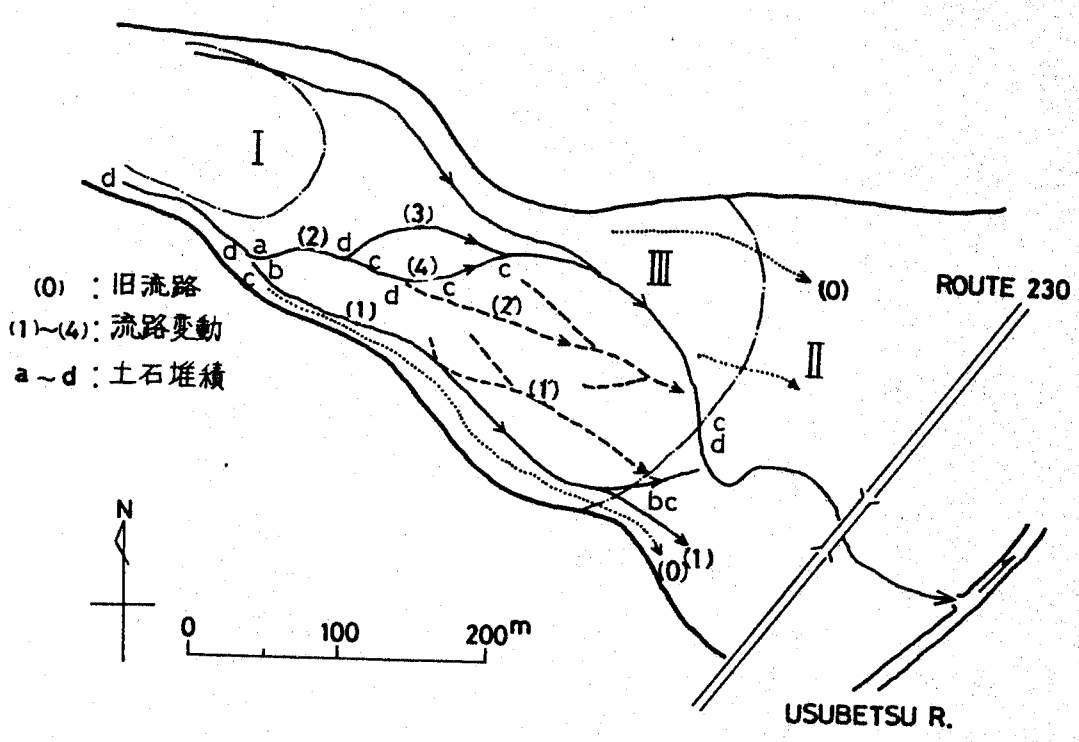


図- 16 土石流の堆積地と流路（宝来沢扇状地）

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、新ら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

る現流路の渓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、現渓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個所ずつ、現流路の方向には4個所が認められる。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、旧流路への流水はみられなくなっているものである。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



図－ 17 流路網の形成過程

的な影響をもたらしていることがわかる。方向を変化させた洪水流は、洗掘作用により現流路沿いに4個所の新らしい堆積地を形成しながら固定された。

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－17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、局所的な古扇状堆積のくり返しと流路変化が認められる。図中aの位置に推定した堆積により、(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)の部分的な流路変化がもたらされる。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合流流が形成された。全体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おこされている。また、新ら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の把握が可能となるはずである。

第四章　扇状地の木本群落

第一節　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・成立密度の相異などとして肉眼的にも区分される。宝来沢扇状地と青木の沢扇状地を例にあげると、その概要はつぎのようにのべることができる（図－18）。

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 hinsuta）・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15m・胸高直径約60cm・樹令約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、扇央部を中心にほぼ同型のトドマツが一つの群

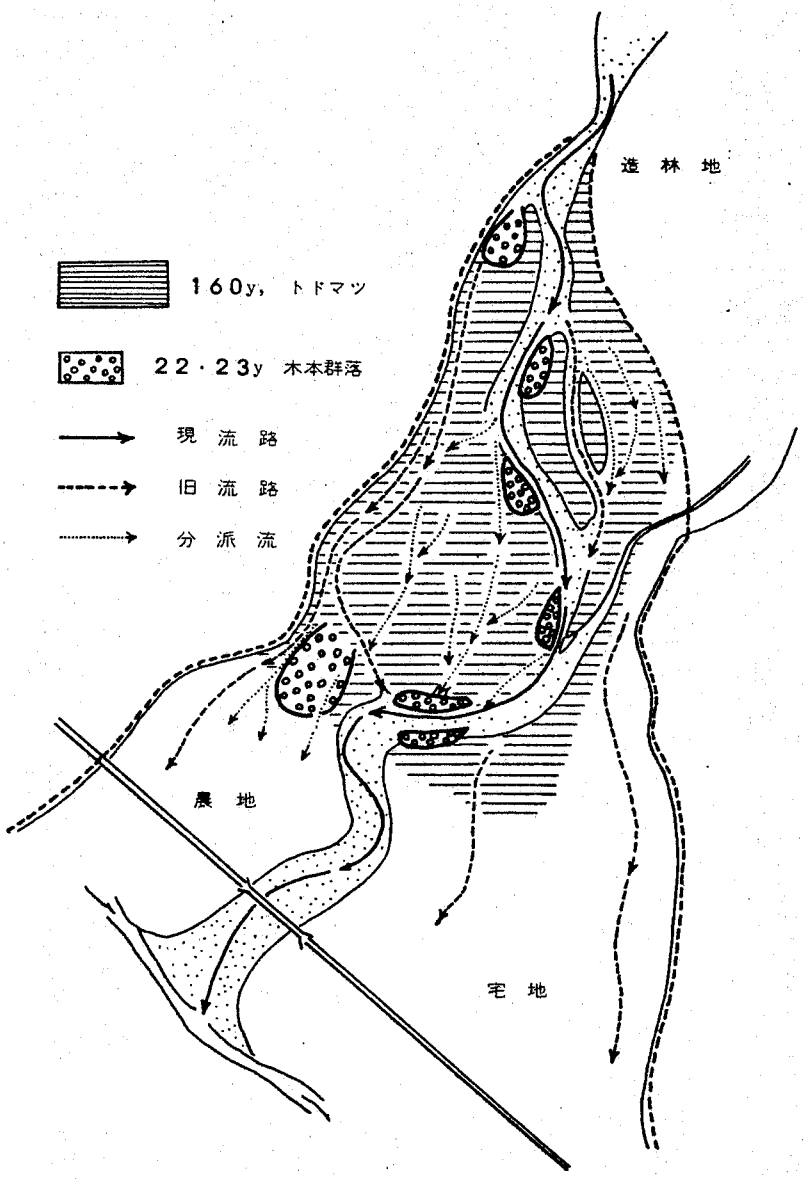


図- 18 扇状地の木本群落（宝来沢扇状地）

落を形成している。

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が観察される。この群落は面積にして 400㎡

程度で、主に広葉樹から構成されている。樹高は約10mで、一育林型を示すことにより他の森林とは肉眼で識別される。なお、この木本群落は前述した土石の岳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[79)80)81)]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[37)60)]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が、その後に安定すると新ら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、河岸林や渓畔林とよばれる特徴ある群落を形成する。この群落は、天然生の一育林や階段林[33)]、同齢林[20)68)]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[102)]。

また、土石流の堆積による洪水段丘や砂州

α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[2)63)85)]。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。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[3)41)]。

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る地域を対象に検討してみた。

第二節　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育な群落との2つの存在が認められた。

表- 1　木本群落の年輪構成　(1973年現在)

供試木	樹種	年輪数	樹高 (m)	根元径 (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	23	22

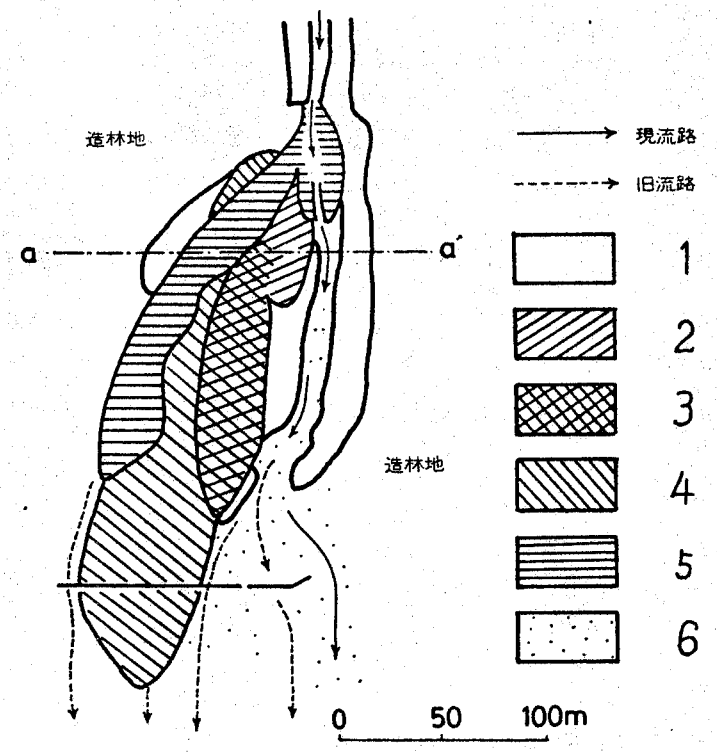
扇状地内の各所に点在する木本群落は、ケヤマハンノキ・シラカンバ・ヤナギ類などから構成されていた。この代表的な群落の林齢は表－1に示したようである。年輪数は、1973年現在において22・23が数えられた。群落を構成する他の林木も樹高や根元径において、ほとんど同じような値を示すことから、これらは同齢の木本群落であると判断された。この扇状地における同齢の木本群落は6個所にわたって認められたが、すべて同型のものである。これより若い群落の存在は認められず、またこれより古い群落も不明である。区分された6個所の木本群落は、舌状の土石流堆積地と空間的な一致を示している。

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・シラカンバ・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。新らしい堆積地には、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9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最も老齢な樹木である。(Ⅲ)が最も新ら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。

以上のことから、この種の木本群落の空間



図－19
堆積地の木本群落
(青木の沢扇状地 1974)

1．37年生 シラカンバ 2．16年生ケヤマハンノキ
3．16年－8年生 ケヤマハンノキ 4．8年生 ケヤマハンノキ
5．5年生 シラカンバ・ヤナギ類 6．裸地

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、火山山麓の扇状地というように土石堆積が激しくくり返される地域においては、木本群落の破壊も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－19に示した。堆積地上にはシラ

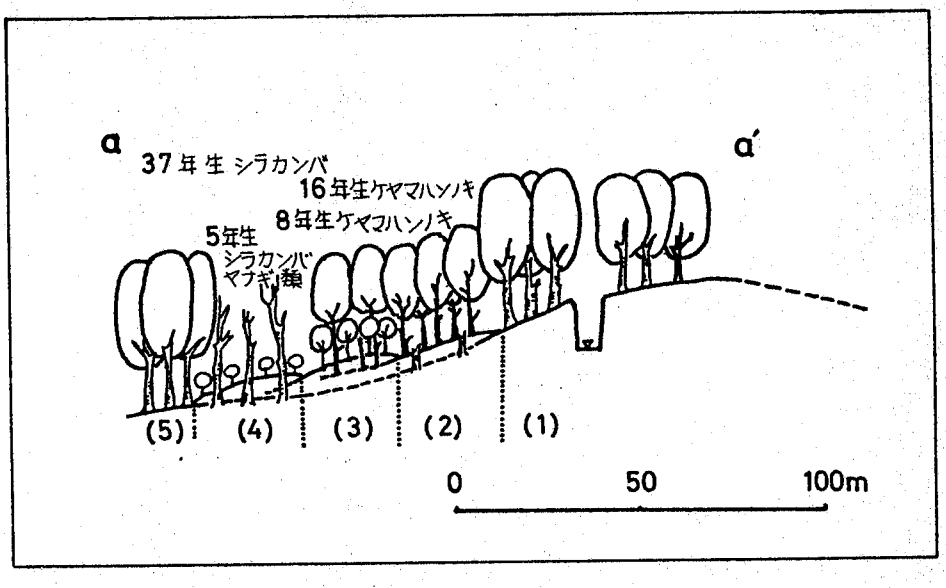


図- 20 堆積地形と同齢の木本群落（青木の沢扇状地 1974）

カンバ・ケヤマハンノキ・ヤナギ類により構成される木本群落が成立してより。樹高も0.5m・2m・4m・7mなどa一育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。

この地域のa a－a'断面を模式的にあらわしたのが図－20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)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、これらの下層に位置する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1m以下と比較的に浅く、(2)・(3)の堆積の堆積物もほぼ同様の厚さである。堆積物間の比高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、これらの堆積面に成立した木本

群落は、堆積地間の明瞭な境界をもちわけている。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12m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3m)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く。(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)の部分にまでおよばなかった。5年生のシラカンバ・ヤナギ類の侵入している(4)部

今は、この地点における最も新らしい堆積面である。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1m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。

第三節　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。定来沢扇状地の場合、もっとも新らしい扇状堆積と空間を一致したトドマツの樹齢は、1993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165年以前になると判断することができる。定来沢の属する豊平川には、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[120]がある。この洪水は約170年前であり、定来沢扇状地のもっとも新ら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、この扇状地の台状堆積地の上に成立する木本群落は、22年・23年（1993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、1993年から約43年前と

推定される。1950年7月31日に日雨量140mm(837)という豪雨の記録があり、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。1993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年生の雑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が形成されつつある。

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、もっとも新らしい扇状の土石堆積は1970年であり、この種の土石堆積は少くとも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1993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19・20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、もっとも新ら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。室菜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。

このように、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。

第五章　土石の移動過程

第一節　荒廃渓の扇状堆積地

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，土石移動の過程が把握されると考えられる。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この運動を考察するうえで必要な作業である。ゆえに移動の過程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。

荒廃渓流の小規模扇状地の事例として、室来沃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－21）。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1700年前と判断された。

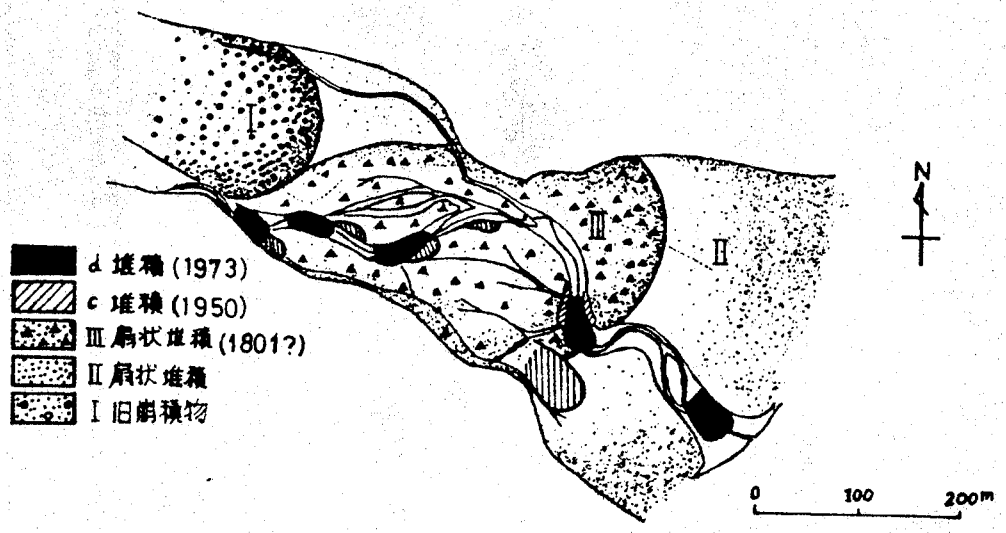


図- 21 土石の移動過程（宝来沢扇状地）

しかし、(Ⅱ)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c、dで示したものである。c堆積は1950年と推定され、d

堆積は1973年である。170年前における扇状堆積から1950年のC台状堆積までの間における明確な台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、それ以降は台状の土石堆積とともに扇状地面を広く変化していく。C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個所の土石移動を発生させることにより、右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個所の堆積地を形成しながら新流路が形成された。1973年のd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できる。このd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の距離に相当するぶんだけ

側方へ変化した。1973年以降は、土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。

第二節　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に、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、また流水も少なく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の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10に(I)と(II)で示した2つの扇状堆積地形が認められ

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19・20は、この地域における古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)は重合した古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育林と、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20)で右端の浸蝕された部分にあたる。これは、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。

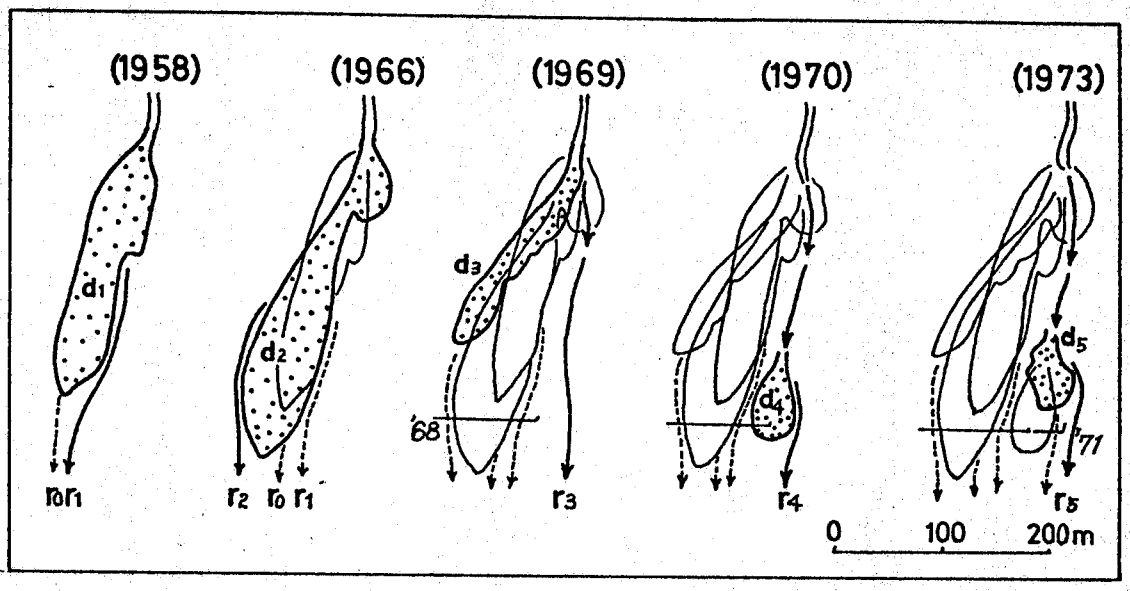


図- 22 土石の移動過程（青木の沢扇状地）

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は図—22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た。この堆積面の上に、図中にd1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20）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d1堆積域の末端から下流に向けて旧流路r0が残されており、d1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，新らしい流路はr_1の方向をとったと判断される。d_2の堆積をもたらした土石の移動は，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，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・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

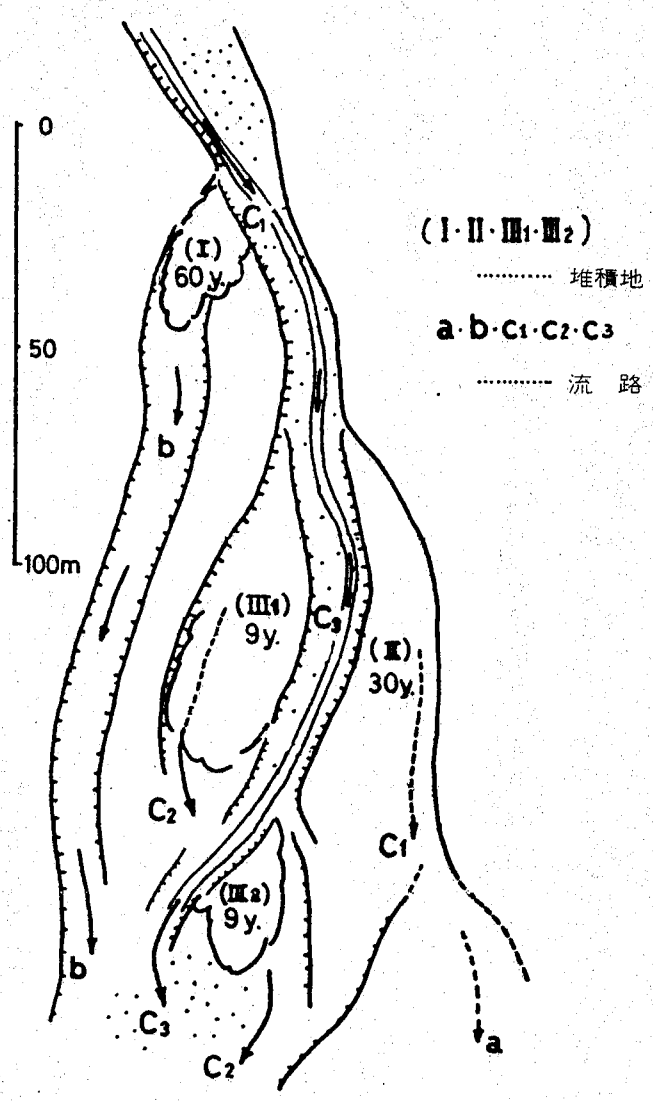
位置的な関係より、d_4とd_5の土石移動と流路の変化がおこなわれる以前のr_0、r_1、r_2の流路を対象に施工されたものであることは明らかである。r_3の流路変化とd_4の土石移動に対して、1961年にコンクリート土留工による左側のつぎたしがおこなわれた。しかし、d_5の土石移動とr_5の新流路はさらに左方向に変動している。この地域でのもっとも新らしい土石の移動は1975年であり、d_5堆積のあとに続いている。以上のように、青木の沃扇状地では、比較的最近のものとして過去10年間に4回という土石の移動が把握され、土石移動と流路変動の過程をたどることができた。

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た。

第三節　渓間の扇状堆積地

図－23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800m付近であり、土石堆積と流路の変動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動の痕跡が認められる。荒廃渓流の氾らん原（渓間扇状地）における土石移動



図－23 土石の移動過程
（ヌッカクシフラノ川氾らん原）

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[42]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)の記号では、主な堆積地を示した。これらの堆積地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40年前，(III)堆積は9年前と推定した。bの流路の渓岸沿に侵入している木本から、この渓岸部分は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年程度の土石の移動は、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a変化a過程は不明である。ba流路を堆積した(I)堆積が60年前であることから，b流路a形成時期は100年ほど遡去にさかのぼるもaと推定される。このb流路は，前述のように，(I)a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a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_1a流路はC_2で示した方向に変化している。この流路a変化a際には，図中に(II)で示した約30年前a土石a堆積が考えられる。この(II)堆積面は現流路C_3と約2.5ma段丘崖で接しているが，現流路a右岸にも(II)堆積面と連続する部分がわずかに残されており，現流路a部分をも含んだ堆積面a形成があったと判断される。(II)堆積物a厚さは，上層a0.5mである。下層に堆積された旧堆積面とは腐植層や植物根などをはさむことにな

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 の方向に新たに形成された。この C_2 流路は、(Ⅲ$_2$)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$_2$)堆積は、この堆積地点で前流路を埋積し、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$_2$)堆積は C_2 流路を C_3 方向に変化させている(Ⅲ$_1$)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$_1$)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)堆積の一部を洗掘しながら新流路を形成し、連続的に(Ⅲ$_2$)堆積をもたらしている。(Ⅲ$_2$)の堆積により、C_3 の流路は旧 C_2 流路をま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、荒廃渓流の渓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。

第四節　扇状地堆積物の移動様式

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、扇頂を頂点として合散し、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てみる。

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おしていた。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は可能である。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らしい扇状堆積であった。この堆積域は長さ約300mで、面積にして約50,000m²である。右岸沿いの旧流路の渓岸に相当した洗掘部から、この土石の堆積深は5m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くとも≧250,000m³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500m・平均幅200m、扇端部での礫層の

厚さは5m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、下層に堆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700m・幅300mにおよび、(2)は長さ600m・幅100m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らしい扇状堆積は、侵入している木本から、約100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追求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一定の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

示した新らしい扇状堆積は、規模的に以前の(Ⅲ)扇状堆積より小さいため、(Ⅲ)堆積面上に頂部を一致させ下流300m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度ちかい方向転換をしている。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表われている。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、隣接する渓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観察された。

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ヶ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 m³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50～100 mである。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渓床には、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、洪水時において渓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内外の渓床土石と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、扇状地直上流部の渓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70mの渓床に洗掘の痕跡がみられるが、この地点から上流の渓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。このようにして直上流部の渓床から扇状地空間に流入してくる土石も既存扇状地堆積物のなかに含めて土石の移動を検討しようとしている。

このような扇状地直上流部の渓床からの土石の移動は、青木の沢扇状地の1995年の土石流[49]にもみることができた。扇頂から約500m上流の渓床が土石流の発生地点であり、土石流はこの500mの区間に約150mの間隔で2個所の堆積と洗掘をくり返しながら流下している。扇頂部に氾らんした土石の大部分は、扇頂から約100m区間の渓床の堆積土石であった。扇頂より下流域での移動土石のほとんどは、扇状地内の既存堆積物の再移動によるものであった。1995年の豪雨時（倶知安測候所：8月17・18・19の3日間に96mm台風5号、

22・23・24の3日間に157mm一台風6号，31日に26mm，9月2日に11mm，土石流発生の8日に35mm）にみられた青木の沢扇状地での土石の移動は以上のようであった。

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古状の堆積をもたらす土石の移動は流域における渓床土石の波状移動[5]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化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1995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。新ら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

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も肯定される。

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うして、短か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、変化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的な土石の移動である。扇状地の上流域からの大量土石の流下により、流路との関連もなしに、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、二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、防災的には古い扇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

ばならないことは明らかである。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化との関連についてさらに検討を加えてみる。

第六章　流路変動と土石の移動

第一節　扇頂部の堆積形態

扇状地にみられるこっの形態の土石移動の検討から、防災的には現在的な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化との関連を中心に、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化がもたらされることは、先に検討したとうりである。ただし、この流路変化をもたらす土石堆積のくり返しの形態は、既存の堆積地形により一定の影響をうけている。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である。

図－24は扇頂部の堆積地形を模式的にあら

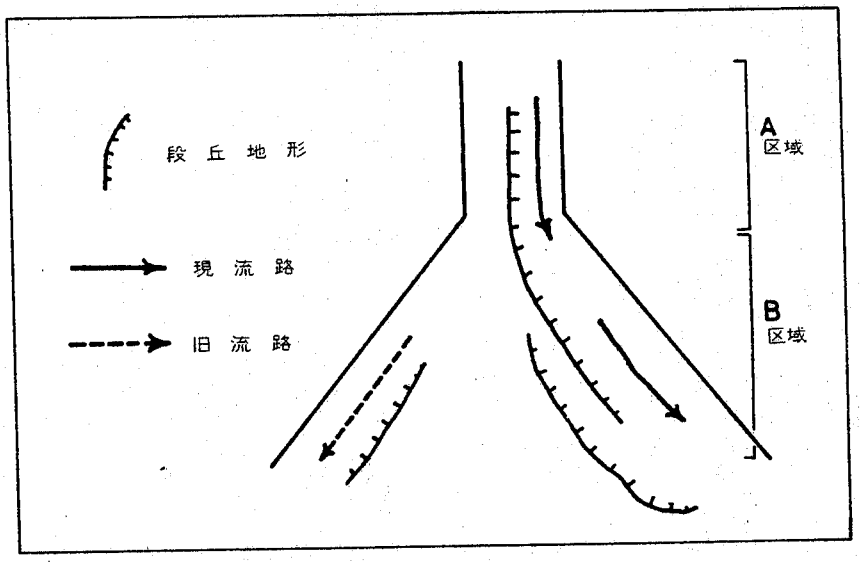


図- 24 扇頂部の堆積地形（模式図）

わしたものであり、流路の方向と段丘地形を表現している。まず、扇頂の空間を2つの区域に区分し、上流側の狭搾部に向かう区域を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、かならずしもこの渓床の横断面全体に流水が存在するわけではない。この狭長な渓床においても、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、土石の合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a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両区間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の堆積地形である。Aの現在的な氾らん原の頂部に相当する区域は、段丘状の両岸と平底の渓床からなり、ハ工型の渓床横断面を形ずくっている。洪水時においては、この渓床の全体を流水が通過する。B区域においては比較的に偏平な堆積面が形成されているが、流路に相当する部分は洗掘による段丘化が認められる。ただし、この段丘地形は規模的にも小さく、旧流路部分に形成されていた段丘地形のほとんどは堆積

表- 2　扇頂部（氾らん原頂部）堆積地の形態区分

	A区間の地形	B区間の地形	扇状地（氾らん原）名	土石の流下方向
(a)	平担面	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)	平担面	平担面	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区間の連続 した流路方向
(d)	段丘化	平担面		A区間の流路方向 (模型実験により検討)

土石により堆積されている。この段丘地形は、主に新ら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区域においても流路との関連で前述のような一定の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両区間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この例である。

(C)は、荒廃渓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区間は横断的に土石の堆積部と流水部とにより構成され、堆積地には流水の洗掘による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区間においても、A区間での流路変化にともなう旧流路の痕跡や新旧の堆積地の境界、洪水流による洗掘部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実来沢扇状地やマッカラシフラノ川の渓間扇状地などの頂部があげられる。

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、流下土石はB区域の流路の方向にむかう。この形態における流路は、B区域において左右一方の斜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ずくっていた。流下土石はダムアップするまで、相対的な低地であるこの流路方向に集中する。こ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両区間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区間の出口の方向にむかって直進し，B区間の平坦面上に分散し堆積する。(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いため模型実験のみによる検討をおこなった。B区間に模型床固工を設置して平坦面をつくり、A区間には段丘状の堆積地と流水部とを左右交互に設定した。流下させた模擬土石流はA区間の流路沿いに流下し、B区間の平坦面では流路の出口方向へ片寄った分散堆積をくり返した。

以上のように，移動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化がもたらされる。

第二節　流路変動の実態

流路の変化は移動土石の堆積によってもたらされるが，その変化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，流路変化の形態は既存の堆積地形と密接な関連をもつことになる。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型）と段丘地形が発達した堆積地（c型）の2つを代表的にとりあげ，これらの堆積地における流路の変化について検討をすすめてみる。

(a)型の堆積地の流路は，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、明瞭な渓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0.5m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。渓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た。1995年の滝の沢扇状地の事例では、堆積土石は約300 m³と少なかったが、その時点での流路も埋積し扇頂の中央部まで氾らんした。堆積深は1m・幅25m程度の堆積であったが、幅4m・深さ0.5mと推定される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主にした洪水流は、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ことが考えられる。(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化がおこなわれることを示している。扇頂より下流の地域では、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、土石移動と流路変化の形態は同様である。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扇錐面が形成されていく。

(c)形態の堆積地においては、堆積する土石が堆積する段丘面の範囲が流路変化の形態を決定づけていることが認められる。段丘化した堆積地の状態が、堆積土石の規模とあいまって、流路変化に一定の影響をあたえている

とみることもできる。

段丘化した堆積地における移動土石は、段丘崖や谷壁によってはさまれた流路に沿って流下する。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していくものであった。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化する。図－24は、以上のような段丘化した堆積地における流路変化のこ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想定している。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化である。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。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を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化をおこなう。堆積地を右側に迂回した

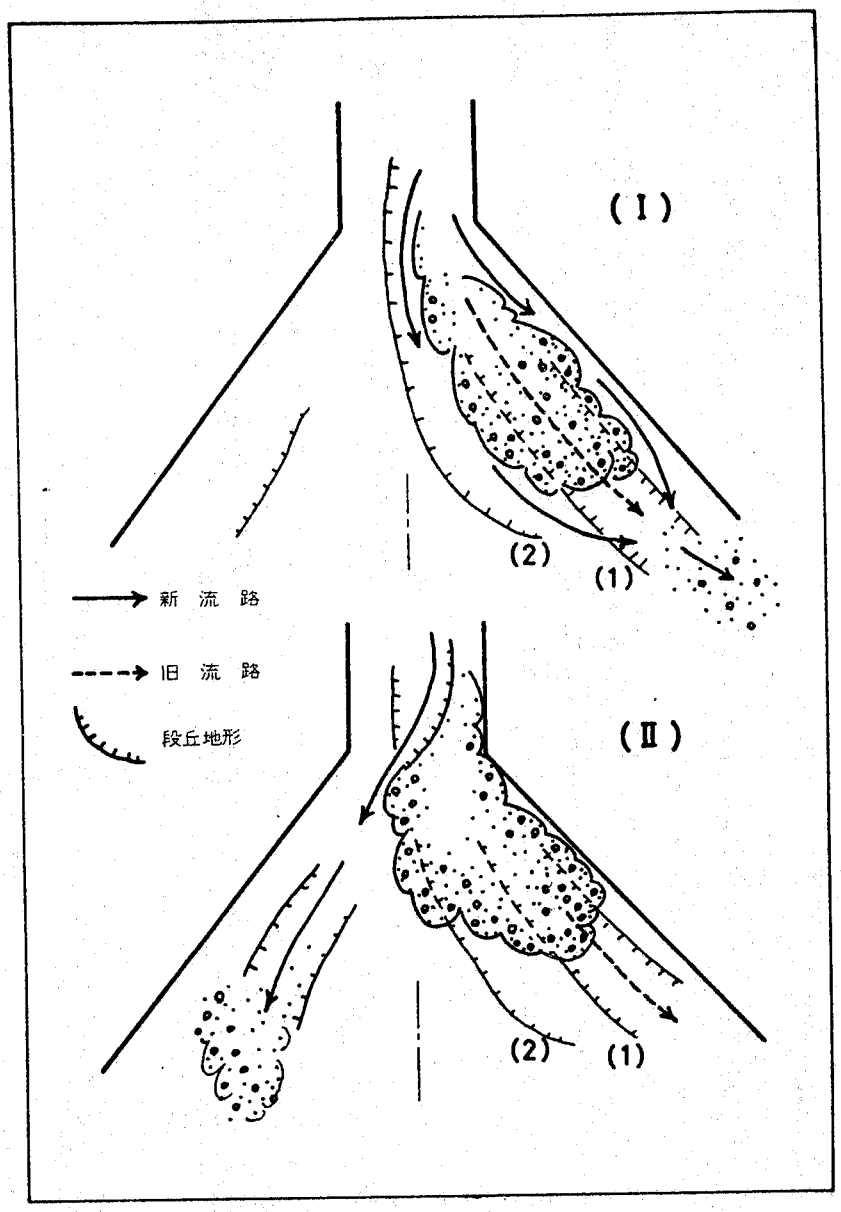


図- 24
段丘地形と
流路の変動形態

場合においても、流路の変化が(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を左方向からまわり込むかして(1)段丘面を流下するかして、堆積地の下流部で再び前流路部分に合流していく。この

場合は、部分的な流路の変化となる。

(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)堆積面をこえるダムアップがおこなわれた場合の流路の変化である。新らしい土石の堆積は(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化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、流路の変化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。新ら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つくり変えられていく。

扇頂部を対象として流路変化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化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)形態の堆積地は流路変化の頻度や範囲の小さな堆積地である。

人工的な要素の加わった場合の流路の形態については後に詳しく検討するが、狭搾部に段丘地形をもち平坦な拡幅部につながる(d)形態の堆積地についての模型実験例を付記しておく。B区域に相当する扇頂部に模型床固工（高さ0.7cm）を9cm間隔で3基設置して平坦面をつくり、A区域の桶の内部はあらかじめ段丘化させておいた（図－25）。実験の方法

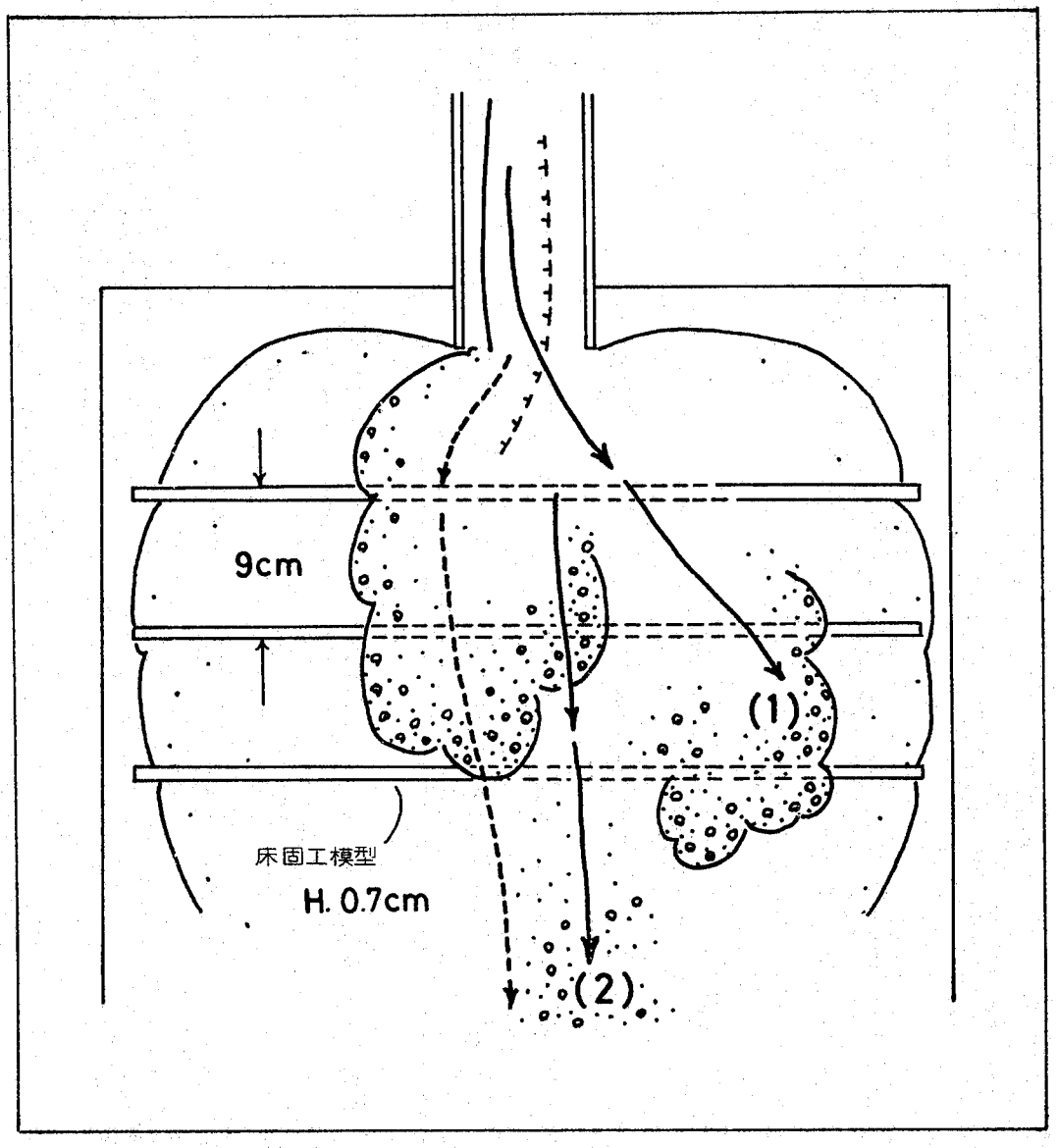


図- 25 堆積地形の変化と流路変動（模型実験）

は従来と同様である。

1) 樋の上部から注水し、円錐面上に流路を形成させた。図示した事例の場合、流水はA区域の段丘部と反対の右扇側方向にむかったが、下流部ではそのまま床固工と直交する方向に流下した。それは図中に破線で示した流路である。

2) 注水を継続したままの状態で、樋の途中から泥流物質（模擬土石流）を投下した。この泥流物質は相対的な低地である流路の方向にむかい、瞬間的なダムアップと段丘面上部までの堆積をおこなう。

3) この泥流物質の堆積により、流水は図中に(1)で示した左扇側方向に変化した。この段階において、A区域の段丘地形は洗掘されて消滅し、B区域に連続した平坦な流路となった。

4) この状態で注水を継続し、さらに泥流物質の投下をおこなうと、流路は(1)の方向から(2)の方向へと移動してくる。これは(1)方向

の流路を埋積するのに不十分な少量の流流物質を投下した場合においても同様であり、流路はしだいに床固と直交する方向に変化してくる。B区域の平坦化は洪水流を直進させる効果をもつとみることができる。

第三節　流路の変動と洗掘作用

(a)形態と(c)形態の堆積地を代表的にとりあげ、扇状地の流路変化の検討をすすめてみた。この検討から、流路変化の幅は移動土石の規模とそれによって埋積される堆積地形の範囲によって異なってくることが明らかになった。小規模な土石移動の扇状堆積との関連でもたらされる流路の変化には、土石の堆積地を起点とした流路全体の変化と、新たな土石堆積の幅に相当する距離だけ側方へ移動する部分的な流路の変化とが認められた。

以上の2つの流路変化の形態は、流下土石

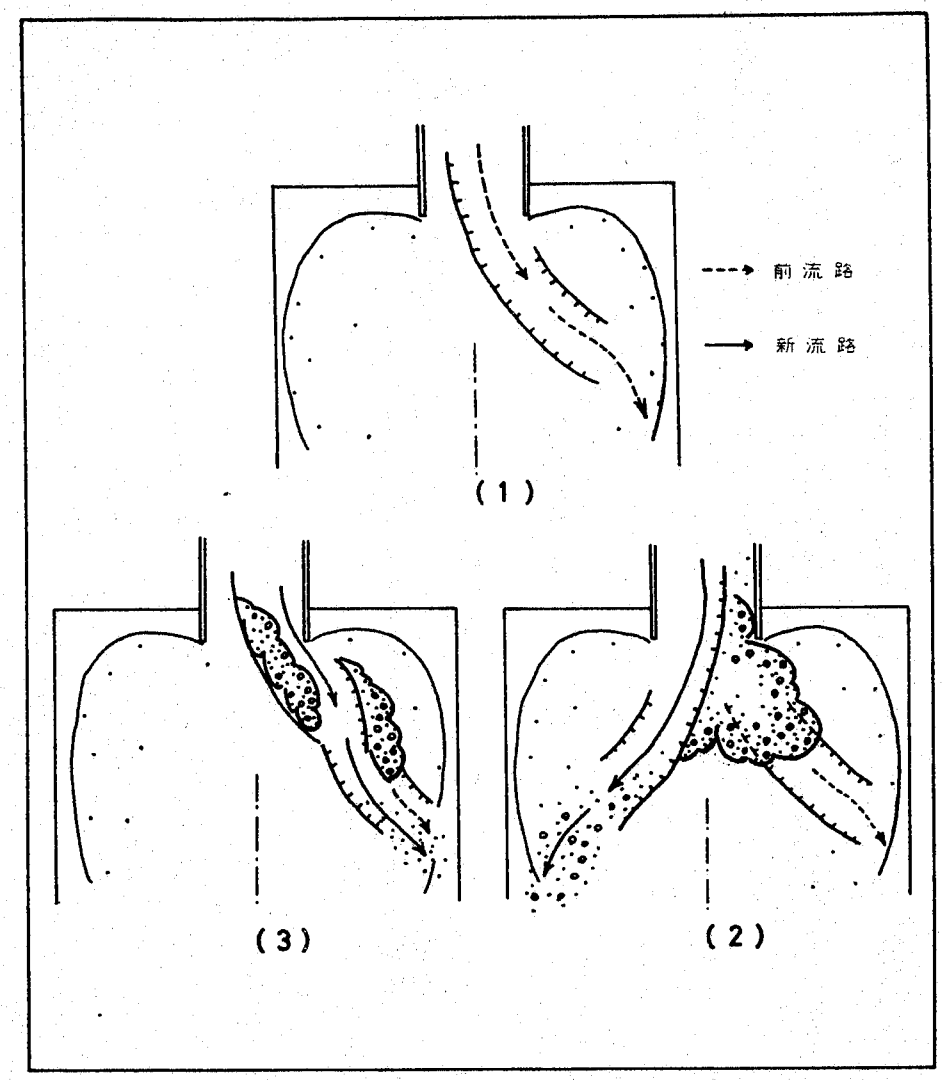


図- 26 流下土砂量と流路の変化（模型実験）

がダムアップした地点で堆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、この相異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、(α)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1-5でおこなったと同様の流路変化の実験例である。土石の流下は既存の流路に沿っておこなわれ、比較的に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、渓岸に相当する段丘面上にまでおよんでいる。この際の流路の変化は、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化となっている。

(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、状態で、小量の泥流物質を樋の途中から投下した。

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、このダムアップが渓岸に相当する堆

積面と同じ高さに達するまで流流物質の量を順次増加させていき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、流流物質の瞬間的なダムアップは次第するようにして既存の流路方向に流下していく。

4) この流流物質は後続する流水により運搬され、流路沿いに新らしい堆積地を形成する。このような場合においては、複雑な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化する。

6) 流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斜側へと大きく方向を変え、(2)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化の具体的事例として、スッカクシフウノ

川汇らん原や1973年の宝来沢扇状地の流路変化などをあげることができる。スッカクシフラノ川のこの種の流路変化の一例は、図—27においてD・E・Fの横断で示した地点にもみることができる。この流路の変化は、図中に(Ⅲ1)で示した土石の堆積によってもたらされている。C_2方向からC_3の方向に変化したものである。C_3の流路は、(Ⅲ1)堆積地の左端に接し、また(Ⅱ)堆積地との境界をかたちづくっている。模式的に示した横断図D・E・Fにみられるように、この流路の変化は(Ⅲ1)堆積により堆積の横幅に相当する距離だけ左方向に移動した。左岸側に沿った(Ⅱ)堆積面は、(Ⅲ1)の堆積面よりも0.5mほど高いため、この土石堆積の影響をうけることがなかった。(Ⅲ1)堆積は前流路の部分を埋積したものの、(Ⅱ)堆積面を越えるダイナックはおこなわれなかったものである。洪水流は(Ⅲ1)堆積地を迂回し左方向へ転じたが、(Ⅲ1)堆積面より高い(Ⅱ)段丘面との関連で現在のC_3方向をとったとみることができる。(Ⅲ1)堆積

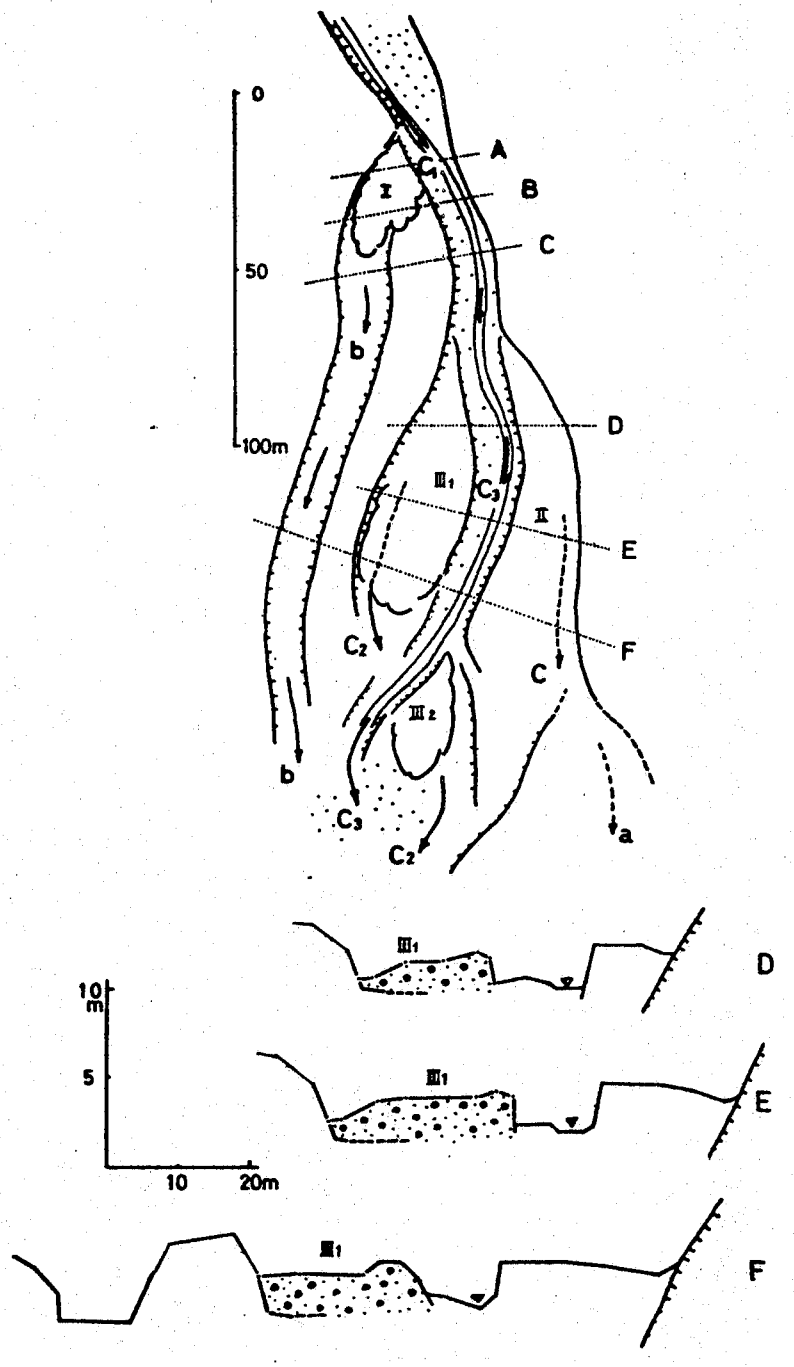


図- 27 堆積地の横幅に相当する流路の変化
(ヌッカクシフラノ川氾らん原)

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。以上のようにして、流路変化の幅が堆積土石の堆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を把握することができた。

流路の変化による新らしい流路の形成は、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、流路変化の幅は、下流域に連鎖的にひ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化は、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、この流路変化の場合にひき起こされる土石移動は、量的にも多くなる。部分的な流路の変化の場合は、新たに洗掘される区間も短かいことから土石移動の量や範囲も比較的に小さいものになる。

第四節．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に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化の方向には、この中央に凸部を形成する扇状堆積の地形も一定の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化の関連を模

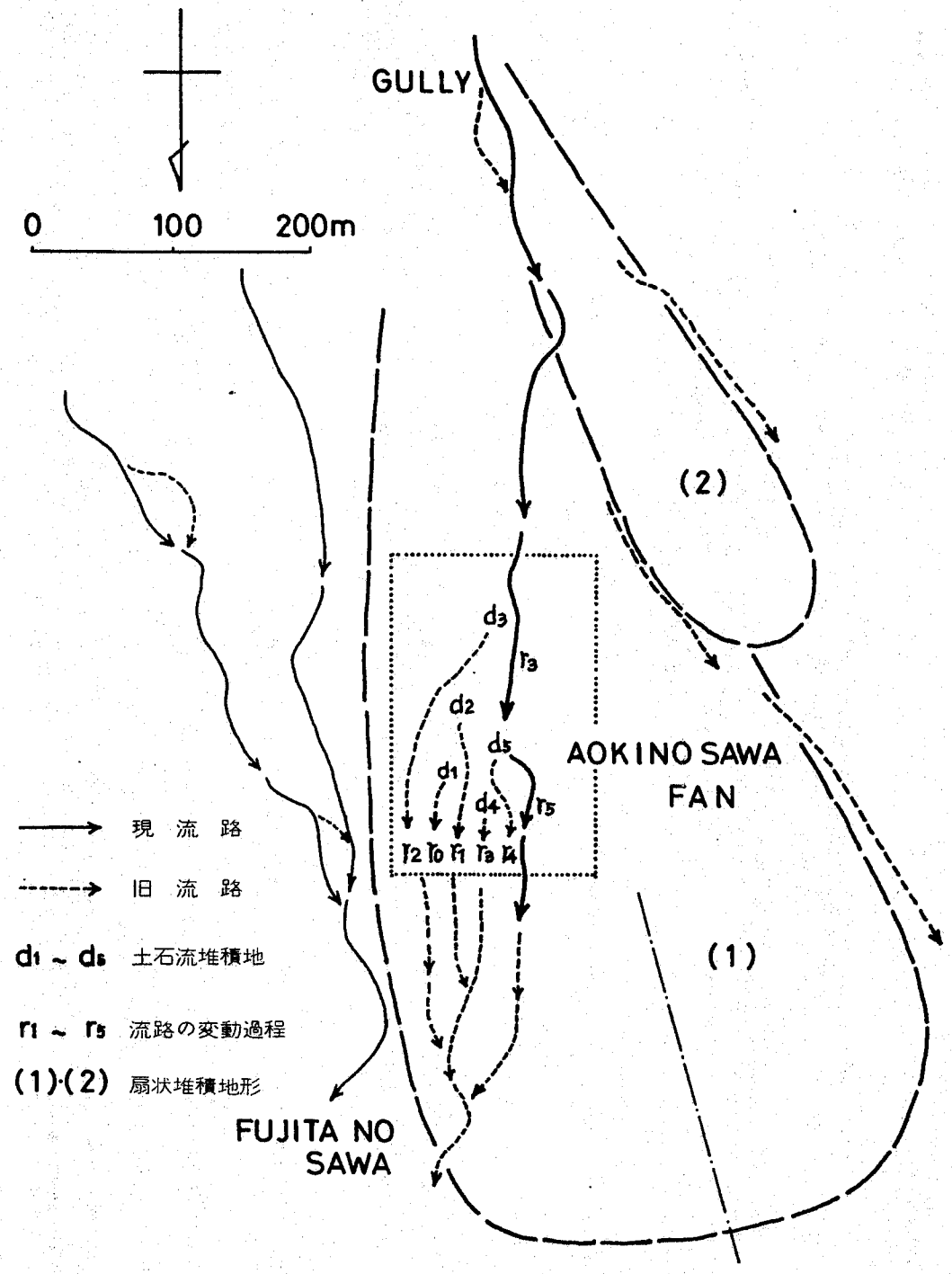


図- 28 土石移動と流路の変動（青木の沢扇状地）

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。d1～d5であらわした古状堆積の地点と、それぞれの流路変化の方向をr1～r5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化は、このような位置において繰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化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、同様な流路の変化が認められる。

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、必ら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。大幅な流路変化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化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化は、いずれも左の堆積面の範囲でおこなわれている。流路の

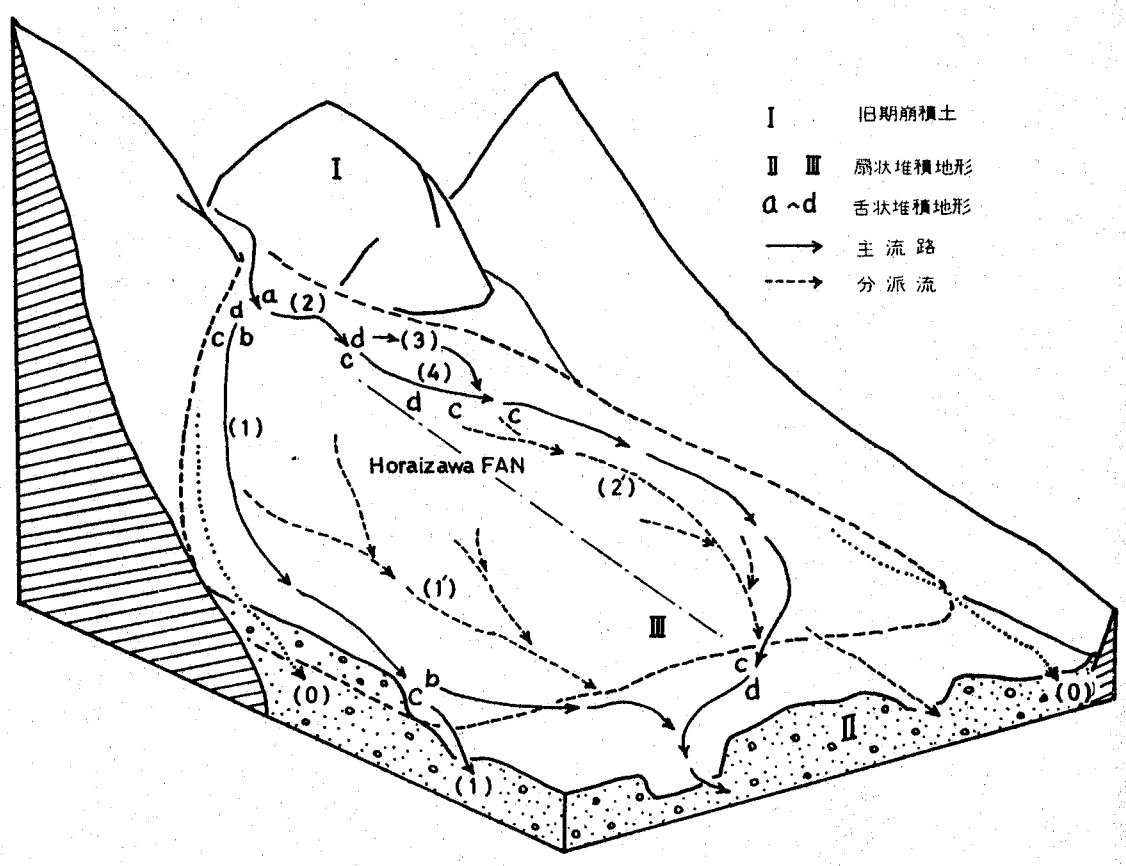


図- 29 土石移動と流路の変動（宝来沢扇状地）

部分的な変化は、堆積地中央の凸部に規制され土石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、流路の変化が扇状地面全体にわたってあ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、中央の凸部も明瞭では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化の痕跡をみることができる。

流路の変化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化の幅は、青木の沢扇状地の事例でも約50mである。中央凸部の扇状地形との関連からも、この程度の流路変化のくり返しでは、流下する堆積面の変更という大幅な流路変化は容易にはこなわれないものである。

しかし、このような扇状地形は、扇頂部で

のわずかな流路変化にもかかわらず、下流方向においては流下方向左右堆積面の変更という大幅な変化をもたらす要因ともなっている。扇頂の狭搾部は、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土砂堆積は、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化させる。この変化はその時点での堆積部の方向になされる。前堆積地は変化してきた洪水流の洗掘をうけ、新らしい流水部となる。扇頂の狭搾部では、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る。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、扇頂で変化した洪水流はそのまま扇状地形の影響をう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、扇頂での流路の変化は、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可能性がたかいことになる。このようにして、扇状地では扇頂を起点とした流路の変化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化が、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→流路の変化→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。

第七章. 流動土石に対する防災計画

第一節. 扇頂部における土石の移動

1) 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、扇状地においては扇頂部での対策が防災的に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してみる必要が出てくる。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。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一応区分して検討を

すすめてみる。前述のように、扇状地の土石移動は、扇頂部において典型的に観察される。本章では扇頂部の堆積面の分析をもとに検討をすすめるが、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土砂流出量などを推算しようとする試みがなされている。[63) 64) 86)] 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 10^2～10^5年ということになる。より現在的な時間スケールでの段丘地形と土石の移動については新谷（1977）[2)]によって検討されているところである。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る。洪水や土石流といった土石の現在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回の土石の移動に対応している

ようなものであった。

移動土砂量の推定は、扇状や古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×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らしい扇状堆積とそれ以降の現在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・ヌッカクシフラノ川氾らん原で把握される現在的な土石の移動は表－3のようである。

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$2.5\times10^5 m^3$と概算された。この堆積以降は、

表- 3　扇頂部（氾らん原頂部）での土石流発生と移動土砂量（m^3）

発生年代	宝来沢扇状地	青木の沢扇状地	ヌッカクシフラノ川氾らん原
1920			2,000
1940		?	
1950	1,000		1,000
1958		?	
1966		8,000	
1968			2,400
1869		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.

古状の堆積をもたらす土石移動だけがくり返されている。現扇状地面上では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 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$10^3 m^3$のオーダーと推算される。宝来沢の扇頂部では、少くとも10数年の時間スケールで$10^3 m^3$程度の土砂の流入状態が把握される。

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的な土石の移動は数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的な土石移動は、移動過程で検討したd1からd5（前図22）の古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 m³, d_3：2,000 m³, d_4：2,500 m, d_5：1,700 m³と10^3 m³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2,000 m³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 m³オーダーの土石移動が把握されることになる。

スッカクシつう1川氾らん原頂部の場合は、約60年前と推定した堆積土石が約2,000 m³, 30年と推定した堆積土石が1,000 m³, 9年前の堆積土石が2,000 m³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の流出のほとんどは、流路の変化の際にもたらされている。これは、変化した洪水流が既存の堆積物を洗掘して

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氾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3,000 m³）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 m³と推算された。この洗掘土砂量に，流路を変化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、この方向に変化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 m³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、新ら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の形態は、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うりである。

扇頂部空間からの流出土石は、下流部に新たな集合的堆積をおこなうことにより、流路の変化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。スッカラシフラ川氾らん原の1978年の堆積によりもたらされた流出土石は、下流部に集合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、さらに流路の変化と土石の移動が発生していることは前述（第5章）したとうりである。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変化した洪水流は現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化をくり返して

いた。扇状地空間全体においても、扇頂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古状堆積をくり返す現在的な土石移動が規模的に同じオーダーをもすことから、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変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。現在的な土石の移動を対象とするかぎり、扇頂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的

な土石の移動は、前述したように d1 ～ d5 の5つであった。このうちもっとも下方まで汜らんしたものは d2 移動であり、扇頂から堆積地の下端まで約350mである。ただし、d1 移動や d3 移動の堆積範囲も300m内外であり、d2 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 d4 と d5 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汜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600mの範囲を扇頂の汜らん区域とみることができる。

宝来沢の扇頂部の場合、確認された1950年と1975年の土石堆積は、扇頂から下流へ約100m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。これらの扇頂に位置する堆積のうち、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。至来沢の扇頂部では、扇頂から下流100 m内外の扇形をその氾らん区域と考えることができる。

ヌッカクシフラノ川の氾らん原頂部では、Ⅰ・Ⅱ・Ⅲ1・Ⅲ2であらわした4回の土石移動が確認された。ただし、Ⅲ2移動はⅢ1堆積の際の流路変化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Ⅲ2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的な氾らん区域とみることができる。最大の土砂量をもつⅢ1移動の堆積域も、以上の範囲にふくまれるものである。

第二節　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。

扇状地における二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的な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化と密接な関連をもっていた。流路の変化は移動

土石の堆積によってもたらされる。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あら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。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渓床土石であり[25)85)112)]、山崩れなどの一次生産にす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）にするものである[57)]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[121)]や羽越災害時に扇状地上の集落がこうむった土砂害[92)]も既存堆積土石の再移動によって一層激化されたとみることができる。1973年の北海道南部豪雨災害[23)]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[77]。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、渓流荒廃防止事業など下流域に対する土砂害防止は第二義的にあつかわれることになった[78]。荒廃地すなわち崩壊裸地という考え方から荒廃危険地帯の判定[30][96]がなされてきたわけである。これらのとらえ方には、土砂害発生の時間と距離の関連が考慮されておらず、下流域に位置する被災対象への本質的な予防対策が不明確になっている。したがって、下流域の防災対策に対して渓床堆積土石の重要性が指摘されるようになった[2]。堆積地の内部に被災対象物入りこむ可能性が大き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。上流域での防災対策については、扇状地における土石移動との関連から考えてみる必要

が出てくる。扇状地から下流の地域に対しても、大量の可動土石をかかえた扇状地空間の処理が防災的に大きな効果をあげることは当然予想される。

第三節　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の移動の検討から、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指摘された。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[65]。この時間スケールに対しては、荒廃渓流を対象として50～100年などの提起[2]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的な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。扇状の堆積がおこなわれる大量の土石移動は、少くとも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間である。この期間は少くとも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、地質学や地形学でよっ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には無理がある。100年という時間スケールにおいては、数年という比較的に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、変化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化によってもたらされることが多いためである。扇状地の土石移動は流路の変化にと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。

流路変化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にこの流路変化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、扇頂部での流路変化の防止がもっとも重要となってくる。

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，扇頂部には一定の防災空間を設定し、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。

第四節　流路固定と防災空間の設定

前述のように、流路の変化が生じるのは流水流が古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、後続する流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た現象である。

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。[100] 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基による土石分散ダム（低ダム群）[22]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

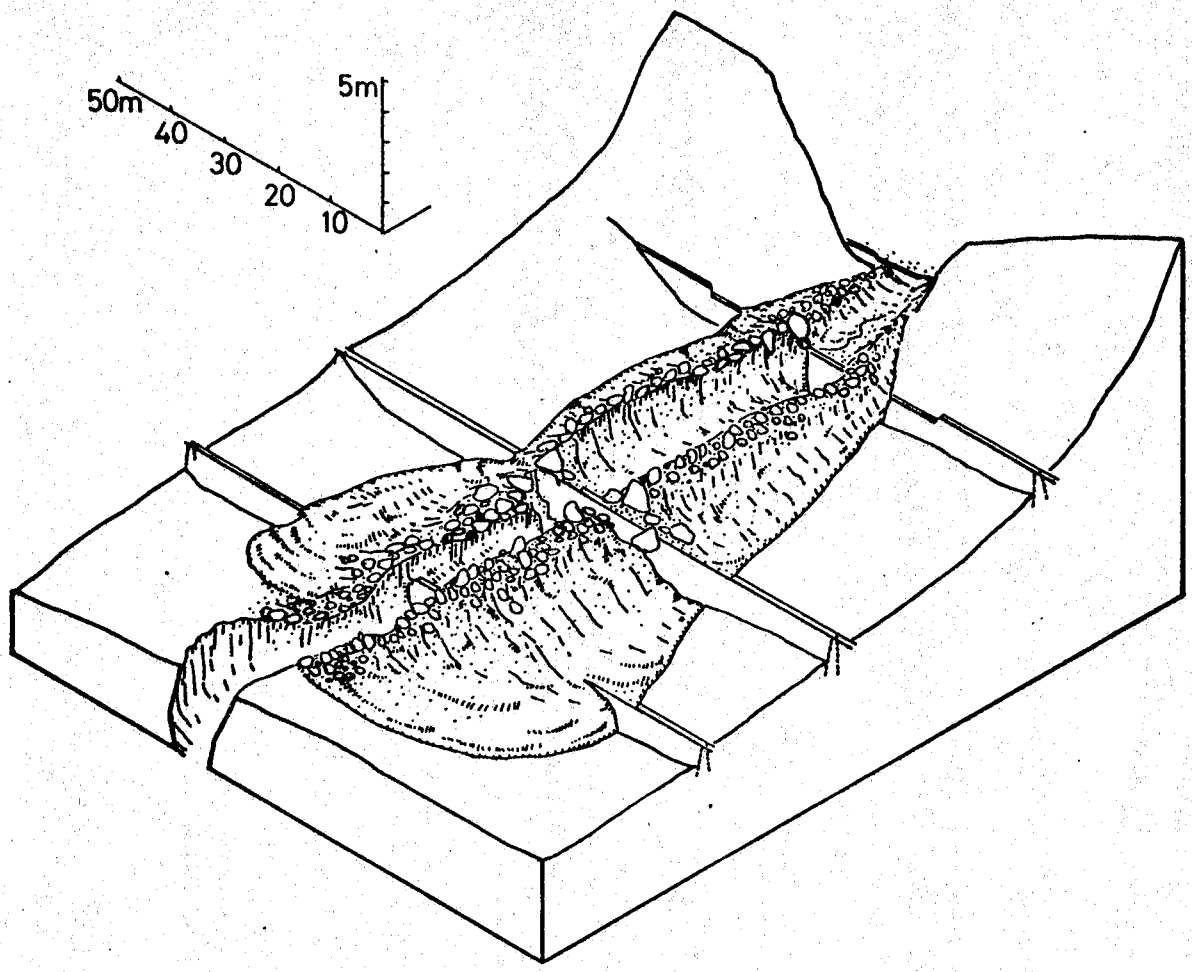


図- 30 土石の分散堆積と流路の形態（青木の沢扇状地，1975）

積面下に埋没しているものである。図には高さを誇張してあるが，土石流は長さ 60 m・幅 40 m の広がりをもって分散堆積をおこなった。流下土石は，床固工群によって平坦化された谷の出口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を流下している。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。新らしい流路の方向は、この床固工群の中央を流下していた前流路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分散ダム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把握される。分散し堆積した土石には洪水流があとにつづき、その中央部を流下していく傾向をもつもののようである。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流路への影響もないことから、この土石流の堆積の際にも

流路は同一の方向をとることになった。

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、当初にあ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渓床全体に広がって流下する。この流水は緩平な扇頂部においてそのまま直進し、床固

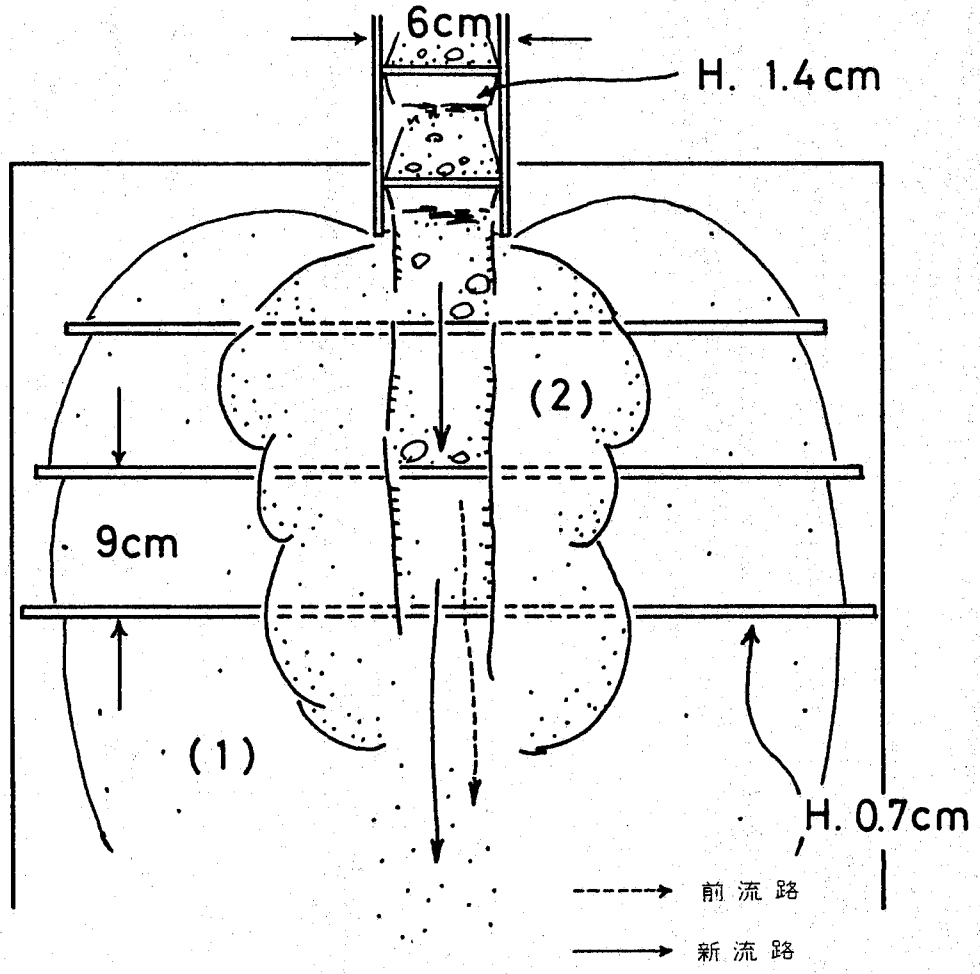


図- 31 流路固定に関する模型実験

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で、樋の途中から次の泥流物を投下した。

4) 平底の樋の部分では、泥流物も渓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。泥流物の量が比較的に少ない場合、拡幅部においても泥流物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) 泥流物の量が多く図示したように渓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い。泥流物はそのまま直進して(1)堆積面上に扇状堆積をおこなう。後続してきた流水は、新らしい堆積地(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清水流が左右に続き、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がもたらされる。この場合の計画区域としては、先に検討した扇頂部の現在的な土石の氾らん区域がまず考えられる。

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は、前述の青木の沢扇頂部の直下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150m区間は幅約8m・深さ5m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浸掘により約3,300m³の土石が堆積した(49)。この堆積土石のうち氾らん頂部に位置する部分は分散堆積の形態を示してより、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1.0～1.5mの大礫

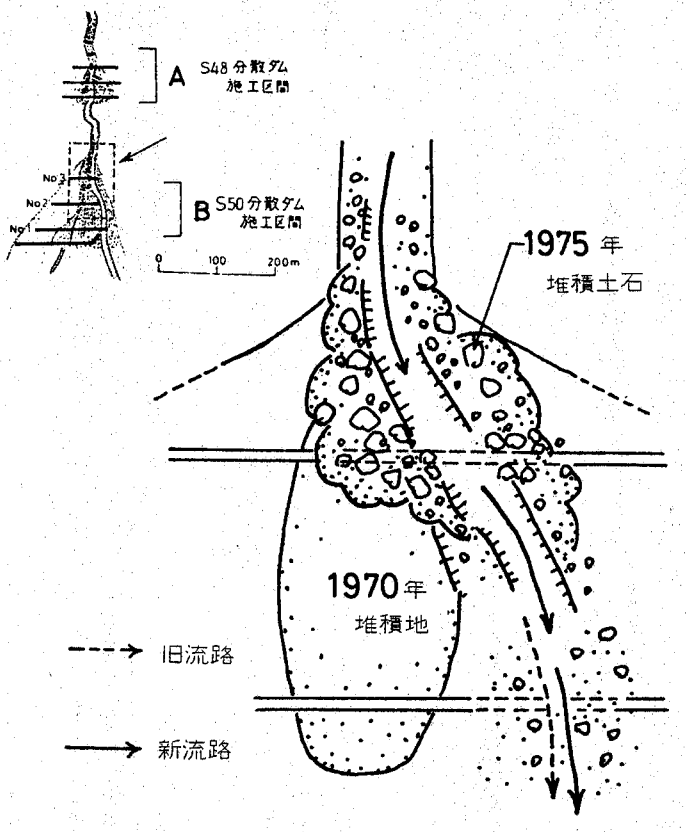


図- 32 土石の分散堆積と流路の形態
(青木の沢扇状地 B, 1975)

を中心とした堆積土石が約45m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、2次侵食がリー末端部の平坦な渓床と固まったような谷の出口の1990年の古状堆積地形（渓床からの比高0.5～3.0m），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。がリーの渓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ていた。この土石堆積の際のダムアップの痕跡は認められず、1990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1990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、一定の段丘化をかぶった流路が形成されている氾らん原の頂部でも、土石の分散堆積と流路方向を固定することの可能性があることを示している

とみることができる。

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化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×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検討されるべきである。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たかい既存堆積地の範囲が想定されることになる。

n×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

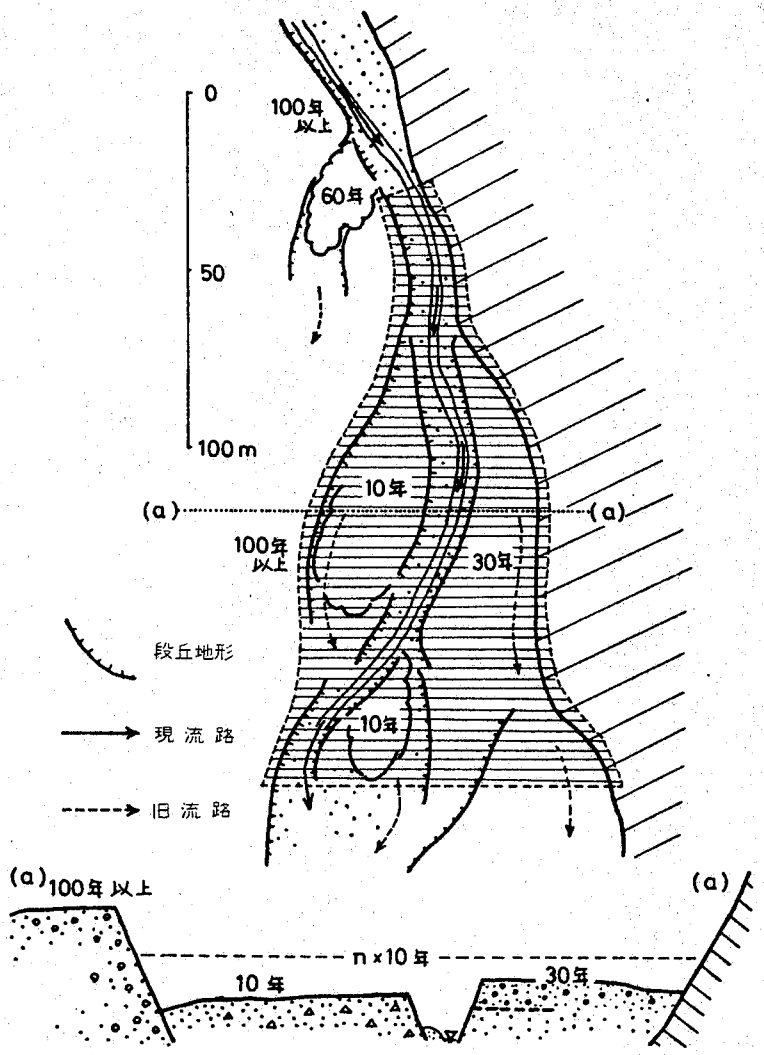


図- 33 防災区域の設定（模式図）

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、この期間のあいだ土石の堆積や浸蝕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できる。30年や10

与とした堆積面の範囲は、土石の移動や流路の変化が相対的に激しく、現在的な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×10年で示した100年以内で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できる。これに現在的な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。

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化と土石移動の発生も、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。このような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る。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っている。扇頂部での流路の固定化は、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（流木水）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。

扇状地の土石移動の場合、堆積地の安定期間の長さが必らずしも相対的な安定地につながらないこともあり、同様に高位に位置する堆積地が必らずしも浸食や堆積をうけないわけでもない。流路の変化によっては、変化地点から下流部での相対的に古い堆積地の浸食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性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する方法を試みた。模型実験による検討は、具体的な扇状地での土石移動の認識を動的に再現し観察するための補助的な手段にとどめた。

一般に，土石が移動したことは，新たな堆積地の出現として確認される。土石の運動の認識をすすめようとする本研究では，まず，この土石流堆積物の分析をおこなった。土石流の堆積物からは，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・形成された集合的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・木本群落との関連を検討した。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と絶対年代，土石流堆積の位置的変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，具体的扇状地の土石移動過程の分析をおこなった。荒廃渓流の小扇状地と火山山麓の扇状地・渓間の扇状地（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した。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化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（ノ9

63年）や青木の沃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微地形に形成し，既存の堆積面が埋積され新たな裸地が形成され，堆積地の一部は渓水路化していくといった側面をもっていることが分析された。

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形成されている。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た。

3）扇状地流路の変化は、土石流の堆積によってもたらされていることが明らかになった。方向を転じた渓水流は既存の堆積土石を浸掘し，新たな方向での土石移動が連鎖的に発生する。このような土石流の堆積にともない，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る地域の木本群落について検討を加えた。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体年代と堆積空間を反映していることを確かめた。

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渓流の宝来沢扇状地・火山山麓の青木の沢扇状地・渓間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化した流路は次期の土石流の発生地点となり、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

現した扇状堆積をもたらす土石の移動と舌状の堆積をもたらす小規模な土石の移動である。前者は扇状地上流部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。後者の扇状地堆積物の再移動こそ現在的な土石の運動であり、流路の変動とともに舌状の堆積地をもたらしていく。大規模な土石移動は、少くとも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。防災的には、いちおう両者を区別して論ずる必要がある。

(ク) 防災的に重要である既存堆積物の移動について、流路変動との関連からさらに検討をすすめた。自然状態における扇頂部の堆積地形は、青木の沢扇状地の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ウレ川の氾らん原の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、流路は大きく変動する。流路断面の一部のみが埋積された場合には、流路はその渓床内で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、扇頂部においてもっとも激しくくり返されている。宝来沢扇状地や青木の沢扇状地は、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傾斜していく扇状地形をなしている。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土石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の防止がもっとも重要であると判断される。

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る。扇頂の狭さく部では、土石の堆積位置と流路の位置が交互にくり返される傾向がある。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、まず流下してくる土石の処理と既存の堆積物を固定することがあげられる。

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清水流は，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。床固工により既存の扇状地堆積物も固定され，流路の変動は認められなくなる。

12) 以上のような方法により，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，明瞭な渓岸といったものも存在しない。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は，防災空間の設定や土地利用計画などへの展開の有効性を示している。扇央から扇端へかけての流路工などの防災施設も，扇頂部での流路固定によりいっそうその効果を高めることができる。

文　献

1）安芸皎一（1951）河相論，岩波書店．

2）新谷　融（1971）荒廃渓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）渓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）GEOMOROPHOLOGY — An Intnoduction 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．

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，富山大学学術調査団「黒部川」

15) 佐谷伊一（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) 橋本鶴明 (1956) 新河川工法，森北出版．

18) 羽鳥謙三・柴崎達雄編 (1971) 市田紘．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・渓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Vol10. No11.

26) Hopkins. T.C. (1923) Elements of physical Geognaphy.

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) 今村遼平・坊城智広・豊原恒彦・中山一政 (1975) 富士山大沢崩れの土砂流出と経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) 石狩川源流原生林総合調査報告 Ⅳ-1 林分構成.

34) 泉 岩男 (1965) 床固工の渓床侵食防止効果について, 新砂防 69.

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 正 (1941) 河畔樹林の群落学的研究, 生態学研究 7.

38) 椹山正之 (1968) 流域別荒廃地および危険地帯の現況, 水経済年報.

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地質図寿都，北海道開発庁．

43) 樋根　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) 樋根勇・山本荘毅（1971）扇状地の水循環－環境システム論序説－，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・三輪弘 (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回治山研究発表会講文集.

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－特に湧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－, 古今書院.

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) 姫川流域の一渓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) 松田磐余 (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) 第子属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. 古今書院

71) 諸戸北郎 (1916) 理水及砂防工学・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・見城編), 古今書院.

74) 中村 純 (1967) 花粉分析, 古今書院.

75) 中野尊正 (1967) 日本の地形, 築地書館.

76) 中山政一・今村遼平・川合恒孝・吉岡哀郎 (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 (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 137.

78) 難波宣士 (1966) 予防治山, 日林協

79) 猪原恭爾 (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) 猪原恭爾 (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) 猪原恭爾 (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) 瀬戸蔵堰堤模型水理実験, 新砂防52.

94) 尾張安治、駒村富士彌、早川喜一 (1964) 青田川a流路工計画について, 新砂防54.

95) Passange. S. (1929) Monphologie den Endobentläch. Bneslau.

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) 治山技術解説基準.

98) 砂防学会 編集 (1976) 砂防用語集.

99) 笹賀一郎・新谷融 (1974) 土石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) 武 正英 (1969) 臨海扇状地，地理・第14巻9号．

104) 霜鳥重雄 (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・1960・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) 渓床幅・渓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 86.

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および流出土砂量, 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) 急斜配野渓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) 安田偵輔 (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.

Fundamental Study of Debris Flow on the Alluvial Fan

Studies of debris flow is necessary for protection of objects such as lives, establishments, and others from the disaster taken place on the alluvial fan.

The debris flow was studied by the observation of constituents of the fan and model experiments.

1) On the investigated fan (Horaizawa, Aokinosawa, and Nukkakushi-furanogawa Fan), several groupes of deposits, terraces of the deposits, and new bared grounds were observed immediatly after of the debris flow.

2) Morophology of the fan are formed by the deposits of past debris flow. Therefor, the positions and overlaps of past debris flow are analyzed by the morophological division on the surface of fan.

3) Changes of the channel course are caused by the deposits of debris flow. And abandoned braided channel are formed by the repetition of this changes.

4) National even-age forests appear after national exposure of the ground surfaces such as deposits of debris flow. Natural even-age forest expresses the spaces and ages of past debris flow.

Consequently, process of the past debris flow are analyzed using the facts descrived above.

5) Debris flow on the alluvial fan are characterized by the changes of channel course. Debris flow fills up the part of the channel at the position of deposit.

Flood flow goes round this position, and new channel course is formed. Flood flow that changes the course corrade the fan deposits and produce the next debris flow.

6) Width of the changes of channel course is related to the volume of deposits and existing morophoiogy of deposits. In case of deposits fills up the cross-sectional area of terrace deposits of the channel, whole of the channel changes the course. Fulling up the parts of terrace deposits, the changes of channel course is limited. Changes of whole channel course are observed at the neck of the fan frequently.

7) Debris flow that described above is contemporary debris flow on the alluvial fan. For the prevention of diaster, it is necessary to control the movement of debris flow and changes of the channel course at the neck of the fan.

8) Dispersion of debris flow are accumplishd by the groupe of soilrataining work located in the space of the neck. It was shown that flood flow passed through the center of dispersed deposit. And no marked change of channel course was found. This result indicate the possibility of control the movement of debris flow and change of the channel course. Fundamental planning, designing and exection of sabo work may be presented by applying such soil retaining work on the alluvial fan.



Photo-1　1973年8月の土石流堆積.
(宝来沢扇状地)

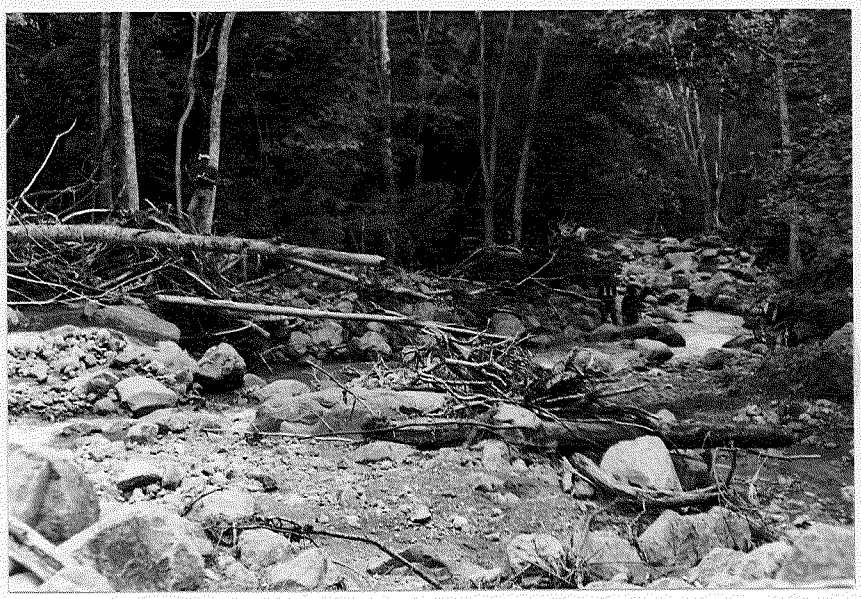


Photo.-2　同　上



Photo.-3　土石流堆積と同齢の木本群落の形成.(青木の沢扇状地)



Photo.-4　同　上



Photo-5　床固工群による土石流の分散堆積．堆積地の中央部に流路が形成された．（青木の沢扇状地・堆積A）．



Photo-6　同　上



Photo-7　土石の分散堆積と流路の形態.
(青木の沢扇状地・堆積地B)



Photo-8　同　上