



Title	土砂収支解析による流域土砂輸送の時空間特性に関する研究
Author(s)	清水, 収; SHIMIZU, Osamu
Citation	北海道大学農学部 演習林研究報告, 55(1), 123-215
Issue Date	1998-02
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/21435
Type	departmental bulletin paper
File Information	55(1)_P123-215.pdf



土砂収支解析による流域土砂輸送の 時空間特性に関する研究

清水 収*

Sediment Budgets to Analyze Sediment Transport Processes through Drainage Basins

by

Osamu SHIMIZU*

要 旨

斜面から河道を経て流域外へと至る、流域を通した土砂輸送過程の時空間特性を理解することは、長期間を視野に入れた水系的土砂管理を計画するにあたって重要である。北海道の沙流川の4流域(面積2 km², 水流次数3次)における土砂収支解析から、斜面崩壊が最大の侵食プロセスであること、高次(2, 3次)流路が最大の土砂滞留場であること、崩壊速度は30年間の平均で約1000m³/km²/yr, 土砂流出速度は8~9年間の平均で450と2300m³/km²/yrであり、流入と流出の不均衡を流域内での土砂滞留現象として解析した結果、高次流路の土砂滞留時間は5~60年であることが示された。また火山灰編年を用いた過去8000年間の崩壊履歴調査から、現在までの長期間にわたり崩壊速度は定常状態にあること、同一斜面の崩壊再現期間は300~700年であることが判明した。さらに沙流川水系の42流域から得た土砂流出速度について、流域面積との関係、地質ごとの分布、雨量との関係など流出速度を規定する要因を議論した。最後に、崩壊侵食の長期定常性によって、土砂滞留時間を超える数100年の時間スケールでは流域土砂輸送が定常的であることを論じ、土砂の流域輸送過程モデルを、流域内の地形要素の空間系列と土砂輸送の時間的特性値から構築した。

キーワード：土砂収支，土砂輸送速度，滞留時間，斜面崩壊，土砂流出

1997年8月29日受理。Received August 29, 1997

*北海道大学農学部森林科学科砂防学講座

Laboratory of Erosion Control, Department of Forest Science, Faculty of Agriculture, Hokkaido University, Sapporo

目 次

緒 言	125
第1章 研究方法	127
1. 1 研究目的	127
1. 2 研究方法	128
1) 土砂収支解析	128
2) 研究の構成	130
1. 3 研究対象流域の概要	132
第2章 大規模豪雨に伴う土砂移動の実態	136
2. 1 土砂収支試験流域の設定	136
2. 2 1992年8月豪雨と土砂移動	139
1) 1992年8月豪雨	139
2) 試験流域の土砂移動状況	140
第3章 単一豪雨イベントの土砂収支	145
3. 1 豪雨時に卓越する土砂輸送プロセス	145
3. 2 土砂収支	147
3. 3 侵食場と滞留場の空間分布特性	151
第4章 期間土砂収支による土砂輸送速度と滞留現象の解析	154
4. 1 過去30年間の移動イベントと土砂輸送量	154
1) 斜面崩壊	155
2) 河床変動	157
4. 2 収支解析による土砂輸送速度の推定	159
4. 3 滞留土砂の輸送過程と時間的变化	162
1) 高次流路の土砂滞留時間	162
2) 低次流路滞留土砂と斜面崩壊残土の挙動	165
第5章 土砂輸送初期過程としての斜面崩壊の長期発生履歴	167
5. 1 長期履歴の検討意義	167
5. 2 テフラ分布に基づく斜面の崩壊履歴判別	168
5. 3 流域スケールでの斜面崩壊履歴	171
5. 4 $10^2 \sim 10^3$ 年オーダーの崩壊発生量と崩壊発生頻度	175
5. 5 崩壊再現期間	180
第6章 土砂流出の空間的変異特性	184
6. 1 単一豪雨イベントの流出土砂量	185
6. 2 貯水ダム堆砂経過からみた土砂流出の時間的変動	187
6. 3 小規模ダムの堆砂を用いた流出土砂量の広域計測	191
6. 4 流出土砂量の空間変異	194
6. 5 降雨に対する流域土砂流出の応答性	199

第7章 流域土砂輸送の時空間評価	202
7.1 崩壊侵食の定常性と長期間の土砂輸送	202
7.2 土砂の流域輸送過程	206
結 言	208
摘 要	209
引用文献	211
Abstract	214

結 言

水河に覆われる地域と河川を持たない極端な乾燥地域を除くと、地球上の大部分を占める湿潤な地域では、土砂は主に重力と流水作用によって斜面上を下方へ移動し、そして河道内を下流へと輸送される。流域は、河川水系とそれを取り囲む斜面から構成される一つの地形単位であり、降水から海洋流出に至る水の輸送経路であると同時に、水を媒体とする物質の輸送網である。すなわち、土砂は斜面から河道を経て河口まで、流域を通して輸送される。

急峻な地形と多量の降水という自然条件、狭い国土に濃密に展開した土地利用という社会条件を持つ我が国においては、土砂の輸送現象を人間生活に損失を与えないようにコントロールする行為、すなわち砂防事業が必須であり、従来から国土保全事業として実施されてきた。ここで本研究の課題を明確にするために、砂防事業の歴史と現状、ならびに流域の土砂輸送に関する研究の変遷を概観する。

砂防事業の時代ごとの中心課題は、社会情勢に応じて歴史的に変化してきた(砂防学会, 1991, p. 36~42)。1897年(明治30年)の「砂防法」制定以降の近代砂防事業は、荒廃した水源山地における土砂生産と下流河川への土砂流出を抑制して、河床上昇を防ぎ河川の洪水流下能力を保全すること、すなわち治水対策を目的としており、そこでは各時代の土木技術の水準や学問的知見の少なさに制約されつつも、目標としては水系的な土砂管理が指向されてきた。その後、1960年代後半からは、土石流や崖崩れなどによる直接的な土砂災害に対処する局所的な砂防対策が、新たに砂防事業に加えられた。この背景には、高度経済成長に伴う宅地開発、道路開発、観光開発などの山麓・山間地への拡大を原因として、直接的な土砂災害が頻発してきたこと、また第二次世界大戦後の混乱期を経て社会が安定し、人命尊重至上の世論がより強まったこと、がある。

現在の砂防事業は、水系的土砂管理(水系砂防)と局所的土砂災害対策(地先砂防)の二つを主要な課題としている。このうち、前者が一貫して目的としてきた治水対策に限れば、砂防事業による水源荒廃地の復旧の成果に加えて、戦後の河川事業による堤防や洪水調節ダムの整備進展の効果は大きく、大規模な水害発生は近年減少している。一方で、後者が対処すべ

き、人家への直接被害が予想される土石流危険渓流と急傾斜地崩壊危険箇所は、全国で各々70,000箇所以上と膨大な数にのぼり、かつ現在までに対策が完了したのはそのうちの約20%にすぎない。このため、近年の砂防事業の焦点は局所的土砂災害対策に向けられている。

流域における土砂生産・流出現象、すなわち流域の土砂輸送に関する砂防学分野での研究は、上記の砂防事業の変遷と密接に関連してきた（眞板ほか，1994）。1950年代に、水系砂防計画（木村，1951；建設省河川局砂防課，1957）が河川の洪水処理計画にならって定量的に表現されることになって以降、砂防計画の要件となる生産土砂量・流出土砂量の予測手法の開発が急がれ、これを受けて生産・流出土砂量の実績データの調査収集と、その要因に関するマクロ的な解析研究が、1960年代まで多く行われた。しかし、事業の焦点が地先砂防に移った1970年代以降は、斜面崩壊、土石流、掃流運搬など個別の土砂輸送プロセスに関する研究が中心となっている。とくに、最近の20年程度におけるコンピューター技術の飛躍的發展と、輸送プロセスを土質や水理に関する物理現象とみなした理論的解析ならびに室内実験の適用により、個別の輸送プロセスに関する研究は、土砂礫の移動メカニズムの解明へと進み、多くの知見が得られてきた。

しかしながら一方で、流域全体の土砂動態、すなわち流域を通じた土砂輸送の時間的・空間的变化特性を含めた実態に関する知見は、現在でも未解明の部分も多く残している。1960年代までの流域土砂輸送に関する学問的知見の到達点と、砂防技術者によって現場で認識された理論と実現象との隔たりは、1960年代後半に連続して開催された砂防学会のシンポジウム「土砂流出について」（矢野・村野，1966）、「生産土砂量と流砂量について」（羽田野ほか，1967）、「土砂生産流出の連続性と周期性について」（山口ほか，1968）での話題提供と討論に、要約されているとみることができる。そこでの議論は、実測データの不足と、現象を識別する時間スケールおよび空間スケールにおける共通認識の欠如、によってかみ合わず、最終回のシンポジウムの総括として、武居（山口ほか，1968，p. 43）は「現在の我々の知識のレベルは、この問題を十分論議しうる高さまで達していなかった」と述べ、また山口（山口ほか，1968，p. 2）は、今後の課題として「地質・気象水文・土砂生産流出の地域的資料を時系列に沿って真面目に獲得すること」を強調している。

その後、流域内での土砂の輸送過程に対する理解の進展によって、流域を一つのブラックボックスとして扱うのではなく、その内部で生ずる土砂輸送様式の違いに応じて斜面と河道区間群とに区分し、それらの統合したものとして流域が認識されるようになった。そして、これに基づいた土砂生産・移動モデルが提案され（平尾，1970）、また豪雨災害時の土砂生産・流出の実態調査も、斜面から河道を経て下流の基準点に至る、土砂量収支として表現されるようになった（例えば、中山・中筋，1974）。さらに最近では、個別輸送プロセスの研究成果を取り入れて、崩壊発生モデルと河床変動計算とを組み合わせた土砂生産・流出シミュレーションも試みられている（小川ほか，1989）。このように近年では、土砂の流れに沿った、より実態に

近い形で、流域土砂輸送が説明されるようになったが、それらは現在でも単一輸送イベントの現象解析の段階にあり、流域土砂輸送の時系列事象としての実態把握と特性の解明は、大きな課題として残されている。

土砂の輸送現象は、多様な規模と頻度で発生し、また1イベントで完了する洪水現象とは異なり、流域内での土砂の堆積と再移動を伴って長期間に及ぶ現象であるため、時系列事象として把握・解明されなければならない。このような認識を明確に有した視点での土砂動態の研究は、河道の土砂流送プロセスを対象としては行われているものの(新谷, 1971; 清水, 1983; 中村, 1988; 眞板, 1988), 流域全体の土砂輸送を対象としたものは、日本において NAKAMURA *et al.* (1995) の事例がある程度で、ほとんどなされていない。

また、流域土砂輸送に関する科学的知見の社会に対する貢献の場面は、水系的な土砂管理であり、その管理の目標は河床上昇を防ぐ従来からの治水対策に限らず、以前から課題となっているダム貯水池の土砂埋没防止、河床の異常低下に対する対策、激化した海岸侵食への何らかの対応など、多岐に及ぶべきである。さらに、最近の自然環境保全への社会の要望は、砂防事業に対しては、単一の大雨時の土砂流出に備える砂防施設の規模や構造、すなわちその根拠となった現在の砂防計画の基本土砂量への問いかけとみなされ(小橋, 1991), 自然環境のありのままの保護の要望に応えるのは、計画論的・技術的に限界があるとしても、少なくとも、より確かな科学的知見に基づく砂防計画の、社会への説明が求められている。

これらの多様な社会的課題に対応するためにも、流域を通した土砂輸送現象の時間的・空間的特性を含めた実態の解明が、緊急に求められていると考える。

なお、本論文は「北海道大学審査学位論文」である。

第1章 研究方法

1.1 研究目的

流域を通した土砂輸送は、土砂が斜面から河道を経て流域外へと運搬される一連の過程である。そして、この一連の輸送過程の中で土砂が流域内の各所に滞留するために、流域土砂輸送は、一回の豪雨・洪水などのイベントでは完了しない、時間的な長さを持った現象である。

流域を通した土砂の輸送現象は、斜面や河道上流区間・下流区間など流域内の場所に応じて多様な輸送プロセスに支配されること、各々の輸送プロセスが固有の規模と頻度を持つこと、また、その場の条件、たとえば以前の輸送イベントの結果としての土砂の存在状態、に応じて同じ営力が作用しても反応が異なる履歴現象(hysteresis)が認められること、などのためにきわめて複雑である。このように、時間的にも空間的にも多様な現象である流域土砂輸送の一連の過程を理解するためには、流域内の土砂輸送経路に沿って各々の場で作用している輸送プロセスを同定すること、各輸送プロセスの規模・頻度の特性を把握すること、そして、ある期間内で生じた複数回の土砂輸送イベントを時系列事象として整理・解析すること、が必要

である。緒言で述べたように、流域土砂輸送を扱った従来の調査研究は単一イベントの土砂輸送を対象としており、ある期間内に発生した複数の輸送イベントを時系列事象として検討したものはほとんどなく、また、その解析方法も未確立なのが現状である。

流域を通した土砂輸送の過程は、斜面から河道、河道から流域下流端という輸送経路に沿って、移動と滞留とを時間的に繰り返しながら下流に至るシステムと考えることができる。そして、移動と滞留は、斜面や河道といった異なる輸送プロセスが作用する場ごとに、ある時間的長さとその場の空間的広がりの中で確率的に生じている、と考えられる。そこで、検討の対象とする空間範囲を明確に定めた上で、経時撮影された空中写真、樹木年代編年、火山灰編年、ダム貯水池堆砂の長期計測資料など、用いることのできる時間指標を利用して、ある時間的長さにおける土砂輸送の規模と頻度の情報を収集できれば、移動と滞留との確率的な関係の解析が可能となる。

本研究の目的は、流域を通した土砂の輸送過程を、時間的・空間的な変異 (variety) 特性を含めて定量的に解明することであり、具体的には、1) 個々の輸送プロセスの土砂輸送全体に対する寄与、2) 流域を構成する地形要素の土砂輸送における挙動、3) 輸送プロセスと土砂滞留現象とのつながり、4) 流域土砂輸送の時間スケールと長期的推移、5) 土砂輸送の空間的変異特性とその要因、などを明らかにすることである。

1. 2 研究 方法

1) 土砂収支解析

本研究では、流域を通した土砂の輸送過程、すなわち土砂が斜面から河道を経て流域外へと運搬される一連の過程を、土砂収支の方法 (Sediment budget approach) を用いて解析する。土砂収支は、流域における土砂の生産 (production)、輸送 (transport)、流出 (discharge) の程度の量的な表現であり、とくに、生産から流出までをつなぐ広い意味での土砂輸送と、その輸送過程の中に介在する土砂の滞留現象との相互関係に焦点が当てられる (DIETRICH *et al.*, 1982, p. 6)。

一般に、流域を通した土砂の輸送は、斜面の土砂が崩壊や表面侵食などによって下方へ移動することで始まる。それらの移動土砂は、一部が斜面下方で停止して滞留し、また残りは斜面下端の河道へ流入する。さらに、河道に流入した土砂は、河道内で洗掘された土砂とともに流水によって流送され、その流送土砂の一部は河道下流区間で堆積して滞留し、また残りは流域下流端から外部へ流出する。こうした運搬経路に沿って、土砂は流域内の各所で移動と滞留とを間欠的に繰り返す、斜面から流域下流端まで、ある時間を経て輸送される。

土砂収支は、このような流域を通した土砂輸送の量的な表現であり、空間的範囲が明確に定められた地形単位 (landscape unit) における土砂の流入量 (input rate)、滞留量 (storage volume)、流出量 (output rate) の3つの収支項目から構成される (SWANSON *et al.*,

1982a, p. 2)。土砂収支の構築にあたっては、実際の土砂量計測の方法の違いから、2つのアプローチがある。ひとつは、輸送されている土砂を移動期間中（たとえば洪水時）に直接計測する方法であり、具体的には土砂運搬経路に沿って多数の計測点を設け、各計測点においてそこを通過する土砂量を測定するものである。この方法では、隣接する2つの計測点によって上端と下端を画される区域が地形単位となり、上流側あるいは斜面上方側の計測点を通過する土砂量が地形単位への流入量、下流側あるいは斜面下方側の計測点の通過土砂量が流出量、にそれぞれ相当する。そして、流入量と流出量の差し引きにより、地形単位における滞留土砂の変化量が計算される。輸送中の土砂を直接計測するこの方法は、流送性のきわめて高い細粒土砂の流水運搬プロセス、例えば浮流運搬や粗粒礫を含まない一部の掃流運搬などに主として適用され、計測点における通過土砂量は、一般的に洪水期間中の流量と土砂濃度の観測に基づいて求められる。また、この方法では、計測点を河川に沿って多数設けることによって、収支の基本単位となる地形単位が土砂輸送経路に沿って直列に連続することになり、計測対象とする現象をモデル化できるほど十分に観測条件が単純化できれば、河川工学の分野で行われる洪水追跡 (flood routing) と同様に、土砂流送を地形単位群を通した連続の式に基づいて計算する sediment routing (土砂追跡) への発展が可能となる (SWANSON *et al.*, 1982a, p. 2)。しかし、輸送中の土砂量を多数の地点においてリアルタイムで観測することは、多くの労力と観測設備を必要とするため、一般に容易ではない。さらに、斜面崩壊や表面侵食など、その発生位置と時間の具体的な予測がほとんど不可能であり、しかも移動現象がきわめて短時間で完了する斜面の土砂輸送プロセスを対象として、移動中の土砂を直接計測することは非現実的である。したがって、直接計測の方法は、斜面を含めた流域全体の土砂収支を解析の対象とする場合には不都合な点が多い。

土砂収支を構築するためのもう一つのアプローチは、土砂移動の痕跡を計測し、それを基に土砂移動量を復元する方法である。従来の土砂収支研究の多くは、収支項目のうち流域下流端からの流出量を除いて、他の収支項目の計測に痕跡調査を用いている (例えば LEHRE, 1982; PAGE *et al.*, 1994)。本研究においても、前述した直接計測の不都合な点を考慮し、痕跡調査によって土砂移動量の計測を行うことにした。計測の対象となる具体的な土砂移動痕跡は、侵食と堆積であり、前者は元の位置から土砂が移動した結果を、後者は移動した土砂が新たな位置に滞留した結果を、それぞれ示す。したがって、流域を通した土砂輸送を、斜面から流域下流端へ向かう土砂の流れ (sediment flux) とみなすと、侵食の計測から得られる移動土砂量は土砂の流れへ付加された流入量を、堆積の計測から得られる滞留土砂量は土砂の流れから離脱した滞留量を、それぞれ表わす。流域下流端からの流出土砂量については、痕跡として計測することが不可能であり、LEHRE (1982) や CAINE and SWANSON (1989) のように流域下流端での流量と土砂濃度の観測による直接計測、あるいは PAGE *et al.* (1994) のように土砂トラップとして機能する湖沼や貯水池での土砂堆積量計測、などが用いられない場合に

は、移動土砂量から滞留土砂量を差し引いた収支結果として、流出土砂量が計算される手順となる。このように、痕跡調査の場合の土砂収支は、移動 (mobilization)、滞留 (storage)、流出 (discharge) の3つの収支項目から構成される。

なお、ここで用いた移動 (mobilization) と同じ意味で、生産 (production) の用語が使用されることも一般に多い。例えば、PAGE *et al.* (1994) は単一の豪雨イベントの土砂収支において、生産あるいは発生 (generation) の用語を用いている。しかし、DIETRICH *et al.* (1982) や SWANSON *et al.* (1982a) は Sediment production を、長期間の土砂収支を想定した場合に考慮される「基岩の風化による岩屑や土壌の形成」の意味に対しても用いている。このように、土砂生産という用語は研究の視点に応じて多様な意味で使われる。日本においては、「建設省河川砂防技術基準 (案)」(建設省河川局, 1986) における用語法が砂防分野での事実上の基準となっているが、そこでは、土砂生産とは「土砂移動現象に伴う不安定土砂の発生」という定義がされている一方で、類似の用語である生産土砂に対しては「崩壊土砂のうち河道に流入する土砂と河道堆積土砂のうち洗掘を受ける土砂」と河道内の土砂流送を主体とした概念に基づく定義がされており、両定義の間で不統一が認められる。このような「生産」の多様な用法による混乱を避けるため、本研究の土砂収支に関する記述においては、LEHRE (1982) や CAINE and SWANSON (1989) の用法に準じ、崩壊や河道洗掘などの侵食現象に伴う土砂のその場からの移動に対して、生産 (production) ではなく、移動 (mobilization) の用語を用いる。

収支の基本単位となる地形単位は、本研究においては斜面と河道の2つとした。流域土砂収支における収支項目の関係は、(1.1) 式で簡単に表現される。

$$(M_H - S_H) + (M_C - S_C) = D_w \quad (1.1)$$

M : 移動土砂量 S : 滞留土砂量 H, c はそれぞれ斜面, 河道を表わす。

D_w : 流域下流端からの流出土砂量

現地において計測される項目は、斜面の移動量 (M_H) と滞留量 (S_H)、河道の移動量 (M_C) と滞留量 (S_C) である。そして、(1.1) 式により、流域下流端からの流出量が算出される。なお、本研究で土砂収支を計測した4つの試験流域のうち、2つの流域には下流端に治山ダムが施工されており、これら2流域ではダムを流出土砂のトラップとみなしてダム堆砂量の計測を行い、流域からの流出土砂量を得る方法を併用した。以上のような手順によって、流域の土砂収支を組み立てた。

2) 研究の構成

本研究は、4つの小流域を対象に、以上のような流域土砂収支を単一の輸送イベントと、

複数のイベントを含むある期間について構築し、この定量的な結果から、個々の輸送プロセスの流域土砂輸送に対する寄与、斜面や河道といった流域を構成する地形要素の土砂輸送における挙動、輸送プロセスと土砂滞留現象とのつながり、を解析する。また、流域土砂輸送の初期過程である斜面崩壊の長期履歴を検討することにより、土砂滞留現象ならびに輸送プロセスの規模・頻度の特性によって時間的変動を示す流域土砂輸送の、長期間の推定を行う。さらに、上述した痕跡調査による土砂収支計測では把握することが困難な土砂流出について、小規模ダムを用いた広域調査を行い、流域土砂輸送の最終過程である土砂流出の平均的規模の推定と、空間的変異の特性を解析する。

具体的な検討内容を、本研究の流れに沿って説明すると、以下のとおりである (図-1.1)。

まず、試験流域において近年に発生した大規模豪雨に伴う土砂輸送を対象として、豪雨前後に詳細な現地調査を実施して流域全域での土砂輸送量を正確に計測し、大規模豪雨に伴う山

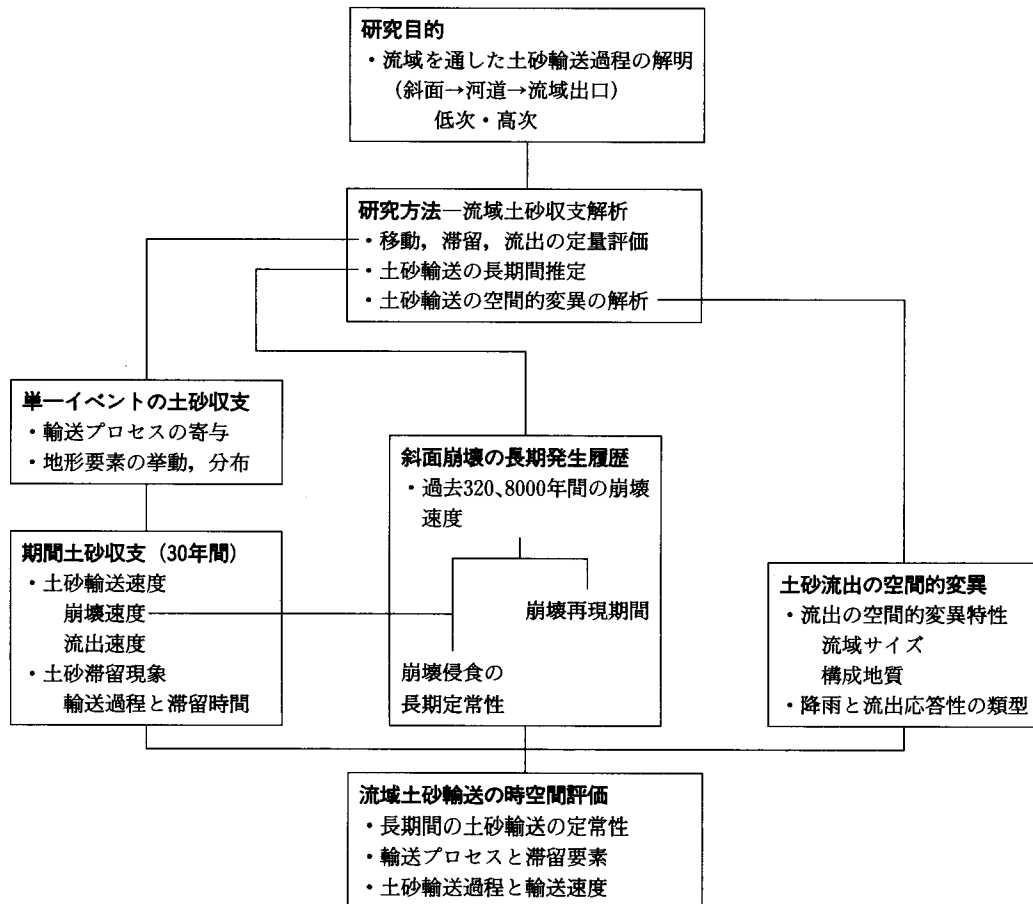


図-1.1 本研究の流れ

Fig. 1.1 Flowchart of this study.

地流域での土砂輸送の実態を明らかにする。

そして、上記の土砂輸送量の計測結果から、単一豪雨イベントにおける土砂の移動・滞留・流出を統合した詳細な土砂収支を組み立て、個々の輸送プロセスの土砂収支に対する寄与、流域を構成する地形要素の土砂輸送における挙動、を定量的に評価する。また、流域内における侵食場と滞留場の空間分布の特徴を、土砂収支結果に基づいて解析する。

つぎに、空中写真と樹木年代編年によって遡ることが可能な過去30年間を対象として、写真判読と現地痕跡調査から、試験流域におけるこの期間の土砂輸送量を復元する。そして、移動・滞留・流出の各土砂量を統合して期間土砂収支を組み立て、輸送イベントの発生頻度を内包した土砂輸送速度と、輸送過程に介在する土砂滞留現象の分析を行う。

ついで、流域内各所での土砂滞留現象、ならびに輸送プロセスの規模・頻度の特性によって、時間的に変動する流域土砂輸送の長期間の推定を行うために、流域土砂輸送の初期過程である斜面崩壊に注目し、この長期発生履歴をテフクロロジーの方法を用いて調査する。これにより、斜面崩壊の過去8000年間にわたる発生量と発生頻度の解析を行い、流域を通した土砂輸送の初期流入量となる崩壊侵食の、長期間の量的評価を行う。

さらに、流域土砂輸送の最終過程である土砂流出の、小規模ダムを用いた汎用性の高い計測方法を提案し、これを用いて土砂流出の広域調査を行う。この結果から、計測実績の少ない小流域の流出土砂量の平均的な規模を推定する。また、流出土砂量の水系内における変異とその要因、流域サイズに伴う流出土砂量の変化特性など、土砂流出の空間的な変異特性を解析する。

最後に、ここまでで得られた結果から、流域土砂輸送の時間的・空間的な評価として、流域土砂輸送の時間スケールと長期間の土砂輸送の定常性を論ずるとともに、流域を通した一連の土砂輸送過程を、輸送経路に沿った土砂輸送速度とともに提示する。

1. 3 研究対象流域の概要

本研究の対象流域は、北海道の日高地方に位置する沙流川流域である(図-1.2)。沙流川は日高山脈の北端付近に源を発し、中～下流区間において最大支流である額平川を合流し、門別町富川において太平洋に注ぐ、流域面積1,350km²、幹川流路長104kmの河川である。河口から平取町付近までの下流区間、および上流区間の日高町付近には幅広い沖積地が形成され、また、平取町から日高町までの中流区間、および額平川沿いには顕著な河岸段丘が発達している。そして、日高町より上流の区間は山岳性の河川である。

沙流川中流区間には、1958年に完成した発電用の岩知志ダム(集水面積567km²)があり、ダムの完成以降、現在まで貯水池の堆砂経過が計測されている。また、沙流川下流区間には多目的ダムの二風谷ダムが建設され、これは本研究の調査終了後の1996年に完成し、供用が開始された。

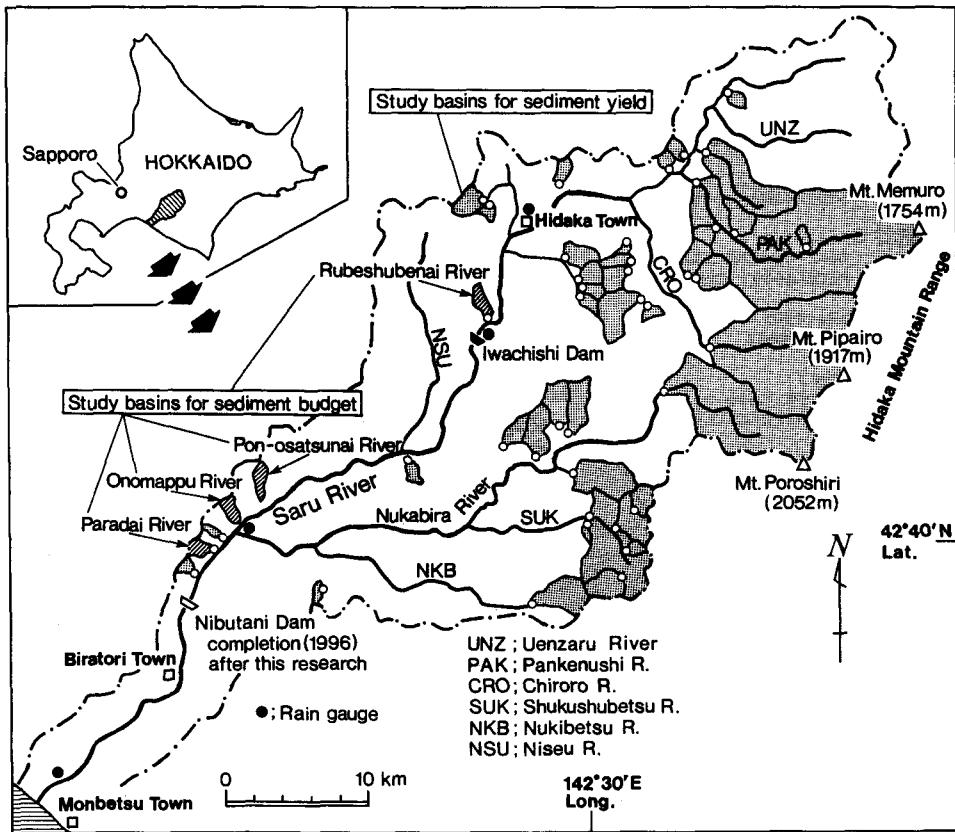


図-1.2 沙流川流域、および土砂収支解析と流出土砂量解析の試験流域の位置

Fig. 1.2 Map of the Saru River basin (1350 km² in area), showing locations of the study basins for analyses of sediment budgets and sediment yields.

沙流川流域を研究対象地として選定した理由は二つあり、一つは後の地質概要でも述べるように、過去一万年間に噴出した樽前山起源の4層の降下テフラが、流域のほぼ全域にわたって表層部に堆積しており、これを用いて斜面崩壊の長期履歴が詳細に検討できる点である。もう一つの理由は、土砂流出の解析にあたって、岩知志ダムの堆砂資料から長期間にわたる毎年の流出土砂量が得られる点である。この貯水池堆砂によって把握される流出土砂量は、治山・砂防ダムの堆砂量調査の結果とあわせて、流域の土砂流出の解析に用いられる。

図-1.2に示したように、流域土砂収支の試験流域は、沙流川中～下流区間の右岸に位置する4つの支流に設定し、また、小規模ダムの堆砂を用いた土砂流出の調査流域は、沙流川流域内の広域に設定した。

なお、本研究に用いられる全ての現地調査は、1990年から1994年の期間に実施した。

以下に、土砂流出の広域調査の解析において主要な検討項目となる地質に関し、詳細に説明しておく。

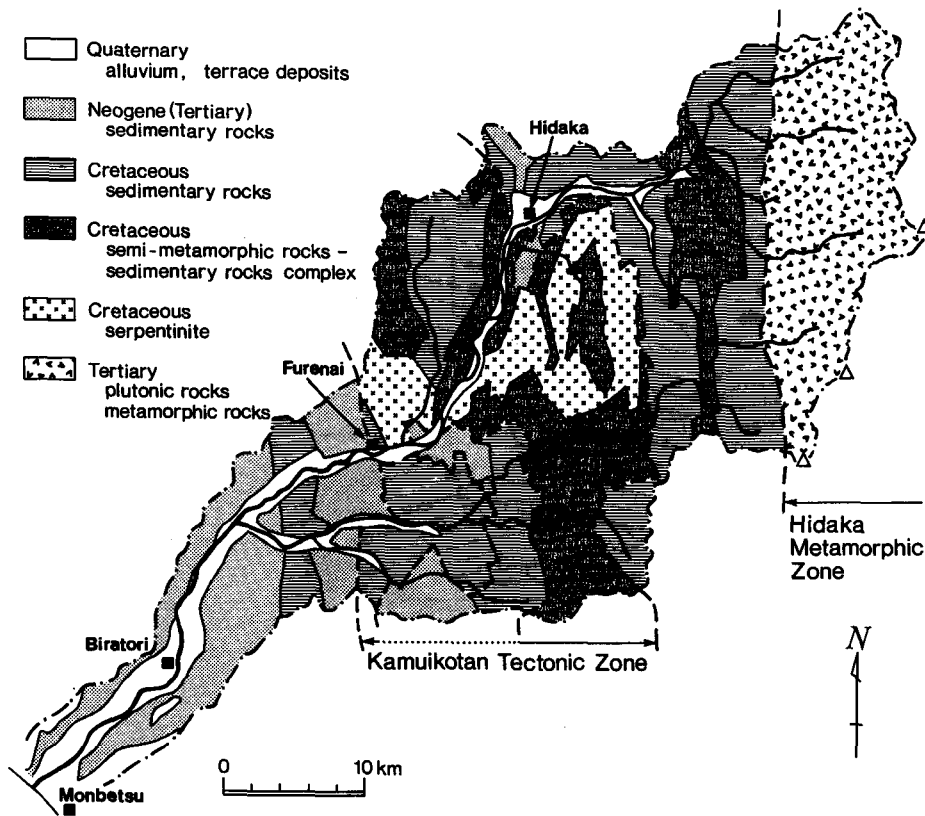


図-1.3 沙流川流域の地質図

50万分の1地質図「釧路」(地質調査所, 1978)と「札幌」(地質調査所, 1986)を簡略化および加筆した。

Fig. 1.3 Geological map of the Saru River basin.

This map was simplified and modified from 1:500,000-scale geological maps "Kushiro" (1978) and "Sapporo" (1986) published by Geological Survey of Japan.

沙流川流域の地質分布を概略的に述べると、下流域から中流域にかけては主として新第三紀の堆積岩が分布し、中・上流域の広い範囲は白亜紀の堆積岩・弱変成岩類・蛇紋岩などから構成され、さらに日高山脈主稜付近の源流域においては深成岩類・変成岩類が分布している(図-1.3)。

流域の中流部から源流部にかけての一带は、中世代の地質構造が北海道の中央部を南北方向に貫いている地帯に属する。このため、流域の大部分の範囲で、地層や岩体が南北方向に延びた帯状を呈して配列しているのが、大局的な地質分布の特徴である。しかし、東西方向に走る断層も数多く存在し、これは図において地層境界線の多くが鋭い屈曲を多数示していることに表れており、地層群の帯状配列が乱されている。

さて、下流域を中心に分布する新第三系は別として、中・上流域の広い範囲を占める中生

代堆積岩の地層群, 変成岩類・深成岩類については, その地層の対比や地質年代に関する解釈が, 1980年頃から大きく変わってきた。具体的には, 5万分の1地質図幅「幌尻岳」(橋本ほか, 1961), 「千呂露」(酒匂・小山内, 1962), 「岩知志」(高橋・鈴木, 1978), 「日高」(高橋・鈴木, 1986) が記述された当時の, 地層や岩体の相互関係に関する解釈は, 岩石の放射年代測定法の発達, プレートテクトニクスの解釈による北海道の地質構造研究の進展など, 最近の地質学の急速な発達によって, 大幅に改められている(日本の地質「北海道地方」編集委員会, 1990)。そのためここでは, 最近の解釈(日本の地質「北海道地方」編集委員会, 1990)に基づいて, 沙流川流域の地質概要を述べることにする。

源流域の日高山脈主稜付近には, 第三紀の深成岩類(斑れい岩など)・変成岩類が帯状に分布し, この分布域は日高変成帯と呼ばれている。日高変成帯は, 沙流川東方に隣接する十勝川水系の戸蔭別川・美生川の上流域にも拡がり, 南の襟裳岬付近まで連なる日高山脈の主稜部に細長く分布する。

日高変成帯と神居古潭構造帯に挟まれた上流部の帯状の地域には, 白亜紀の堆積岩と弱変成岩類が分布する。堆積岩のうち, 東方の日高変成帯に接するものは日高累層群, 西方の神居古潭帯に接するものは蝦夷累層群であり, ともに白亜系で泥岩・砂岩を主体とする。これら二つの堆積岩地層に挟まれて分布する弱変成岩類は, 主に緑色岩類からなり, 上部ジュラ～下部白亜系の空知層群に属すると考えられている。したがって, この地域の地層群は, 地質年代では一部にジュラ紀を含んでいることになる。

中・上流域には, 白亜紀の堆積岩・変成岩類・蛇紋岩からなる神居古潭帯と呼ばれる構造帯が拡がる。神居古潭帯は, 北海道北部の天塩山地北端付近から太平洋に面した日高海岸地方の中部付近まで, 北海道の中央部を南北方向に連なって, 所々で断続しながら分布する。本流域における分布は, 沙流川本川付近では振内と日高に挟まれた範囲に位置し, 沙流川の左岸から南側では, 額平川中流部付近に分布する白亜系蝦夷累層群と新第三系によって, 東西に分断されている。本流域での神居古潭帯の構成として, 第一は堆積岩で主に泥岩・砂岩からなり, 沙流川右岸域と, 振内付近の沙流川左岸から額平川中流部にかけての2箇所大きな分布がある。第二は弱変成岩類と堆積岩が複合した地層で, 弱変成岩には泥岩や砂岩が変成した泥質千枚岩や変砂岩, 玄武岩質岩が弱変成作用を受けた緑色岩類などがある。分布域は, 振内の北方, 沙流川沿いの両岸, 日高町の南方に位置する蛇紋岩体に周囲を囲まれた地域と, 蛇紋岩体の南に隣接する額平川中・上流部である。そして, 第三は蛇紋岩であり, 振内北部の沙流川右岸から日高町南方の沙流川左岸にかけて分布している。以上の神居古潭帯の地層群や岩体は, 多くの断層で画かれて層序関係が不明だが, 堆積岩・弱変成岩類・蛇紋岩ともに白亜紀のものと考えられている。

中・下流域では, 沙流川・額平川合流点の東方に白亜系蝦夷累層群が帯状に分布するほか, 新第三紀の堆積岩からなり, 泥岩・砂岩・礫岩から構成される。

第四紀の堆積物には、河川沿いの低平地に分布する沖積層と、沙流川・額平川の両岸に発達する河成段丘や海岸付近の低山地に発達する海岸段丘を構成する段丘堆積物がある。また、過去一万年間の完新世に噴出した樽前山起源の降下テフラが、流域のほぼ全域にわたって表層部に堆積している。

第2章 大規模豪雨に伴う土砂移動の実態

2.1 土砂収支試験流域の設定

流域の土砂収支の研究は、土砂の移動・滞留・流出の程度を定量的に明示し、これらを土砂輸送経路に沿って統合して、移動・滞留・流出の相互の関係を土砂量収支として解析することである。

調査に際しては、移動・滞留・流出現象の各々すべての発生箇所を計測対象として網羅することが望ましく、そのためには、限られた野外調査能力の点から、必然的に小面積の流域を調査対象とすることになる。しかし、流域面積は、その範囲内に含む土砂の侵食場（例えば、斜面崩壊や、急勾配で河床幅の狭い低次流路など）と滞留場（例えば、緩勾配で広い河床幅をもつ高次流路）の数量、および両者の比率を決定する最も重要な因子の一つであり、仮に流域面積を極端に小さくすると、その範囲内には急傾斜域で優勢な侵食場のみが分布し、緩傾斜域で優勢な滞留場が含まれない場合が生ずる。また、試験流域で得られる調査結果を基に、より大きな流域の土砂収支を外挿によって推定しようとする場合にも、試験流域は、多様な地形要素を含みそれらの土砂収支上の機能を評価できるように、可能な限り大きい面積であることが望ましい。このような点に考慮して、限られた野外調査能力の範囲内で、流域面積を大きく設定しようとした結果、試験流域の面積はおおよそ2 km²程度とした。

土砂収支調査の試験流域として、表-2.1に示す4つの流域を設定した。これらはいずれも、各流域の下流端から長さ500m未滿の流路を経て、沙流川本川に直接流入する支流域であり、ルベシュベナイ川試験流域は岩知志ダム付近の沙流川中流区間に位置し、パラダイ川・オノマップ川・ポンオサツナイ川の各試験流域は、額平川合流点付近の沙流川中～下流区間に位置する（各流域の位置は前図-1.2を参照）。

4つの試験流域は、面積が1.60～2.08km²の範囲にあり、水流次数はすべて3次で、流域の規模は類似している。しかし、起伏の程度、水系発達、河道地形、地質などに流域間で違いがあり、これらは後に述べる流域の土砂収支の相違に、直接的あるいは間接的に反映されている。各流域の特徴を以下に述べると、ルベシュベナイ流域は他の3流域と比較して、起伏量（流域内の最高点と最低点の標高差を流域面積で除し、単位面積あたり高度差として表示）が大きく、また水系密度が低く、これらの結果、斜面が総じて長大である。さらに流域平均傾斜は4流域中で最も急である。一方、他の3流域はルベシュベナイ流域と比較すると、起伏量が小さく、また水系密度が高く、これらを反映して斜面長がやや短い。とくに、ポンオサツナイ

表-2.1 土砂収支試験流域の概要

Table 2.1 Basin characteristics of the four study basins for sediment budget analyses.

River basin	Rubeshubenai	Paradai	Onomappu	Pon-osatsunai
Area (km ²)	2.08	1.70	1.60	1.96
Outlet elevation (m)	230	50	50	60
Relief (m)	470	220	275	335
Relative relief (m/km ²)	226	129	172	171
Average slope(°) #1	41.2	35.2	35.7	29.9
Stream order #2 3rd			
Channel length (km) #2				
3rd-order	1.0	1.2	1.7	2.4
2nd-order	1.5	1.5	1.1	1.8
1st-order	4.1	4.9	3.7	4.9
TOTAL	6.6	7.6	6.5	9.1
Drainage density (km/km ²)	3.17	4.47	4.06	4.64
Channel slope (%) #3	4.2	3.1	3.3	3.1
Valley-floor width (m) #4	48	45	45	45
Channel width (m) #4	36	33	22	16
Vegetation cover	Natural forest experiencing some selection cutting during 1983-1988	Natural forest	Natural forest	Natural forest (30%), Conifer plantation (70%) after clear cutting during 1956-1963 and 1971-1974
Geology	Cretaceous mudstones (slate) Neogene conglomerates		Neogene sandstones and mudstones (alternating beds)
Sediment control facilities within basin	Check dam (KP0) built in 1964 Check dam (KP0.2) built in 1991	Check dam built in 1965	None	None

#1: calculated by the Wentworth's method with grid squares of 5 mm laid over a 1:25,000-scale topographic map (contour interval; 10 m).

#2: taken from a 1:25,000-scale topographic map.

#3: measured as an average slope of the lower-end reach, 1 km in length, on the main channel.

#4: The 'valley-floor width' refers to the width of valley bottom area between valley-side slopes.

The 'channel width' refers to the width of the area inundated with bankfull discharges occurring in the past four decades, i. e., the area defined as channel-deposits surfaces less than 2 m high above the stream for these reaches examined. These widths in the table are shown as an average value in the lower-end reach, about 500 m in length, on the main channel.

流域は緩やかな丸みを帯びた尾根を持ち、流域平均傾斜が全流域で最も緩い。残りのパラダイ流域とオノマップ流域は、流域平均傾斜が互いにほぼ等しく、ルベシュベナイ流域とポンオサツナイ流域のちょうど中間の値を示す。パラダイ・オノマップ両流域はよく類似した地形を呈し、尾根が非常に細く、谷頭まで下刻が著しく進んでいて、尾根の側面ならびに谷頭部の斜面の多くがきわめて急傾斜となっている。

地質に関しては、ルベシュベナイ流域が白亜紀の泥岩ないし粘板岩 (高橋・鈴木, 1978; 日本の地質「北海道地方」編集委員会, 1990, p. 28) からなり、パラダイ流域とオノマップ

流域は共に新第三紀の礫岩、ポンオサツナイ流域は新第三紀の砂岩・泥岩互層で構成される(今井・角, 1957; 高橋・和田, 1987)。各流域において、いくつかの崩壊跡斜面に露出した基岩を観察したところ、ルベシュベナイ流域の泥岩が最も硬質であり、反対にポンオサツナイ流域の砂岩・泥岩が最も軟質で、パラダイ・オノマップ両流域の礫岩については、塊状の砂岩・泥岩礫は硬いが、それを取り囲むマトリックスは比較的軟弱な砂岩質であった。このような基岩の硬さの差は、先に述べた流域地形の違い、すなわち斜面傾斜や水系発達などの相違と、調和的な対応が認められる。

河道地形に関して、流路下流端の約500m 区間における平均値で比べると、谷床幅は4流域でほぼ等しい。一方、本論の土砂収支において調査対象とする、発生頻度が数十年に1回程度の規模以下の洪水や河床変動に対しては、谷床全体は影響を受けておらず、その影響の及ぶ範囲は、谷床のうち流路沿いの低比高域に限られている。そこで、これらの洪水・河床変動の影響が及ぶ領域を「河床」と定義し、その範囲を、河床堆積地の木本樹齢調査に基づいて過去約40年以内に洪水攪乱を受けた範囲として判別した。また同時に行った河床横断測量によれば、その範囲は、流路下流端の500m 区間においては現流路との比高が2m 未満の領域とほぼ一致していた。なお、以上のように判別した河床域は、後述するように過去40年間で最大規模の土砂移動イベントとなった1992年のルベシュベナイ流域の河床変動発生範囲とほぼ一致し、この判別方法が妥当であることが確認されている。こうして求めた河床幅は、ルベシュベナイ流域とパラダイ流域で共に広く、オノマップ流域がこれに続き、ポンオサツナイ流域が最も狭い。河床域の外側は比高3~5mの段丘が連なっており、このことは河床幅が相対的に狭いオノマップ・ポンオサツナイ両流域で顕著である。いずれの流域においても、上流区間では谷床幅・河床幅ともに狭く、流路に岩盤の露出する箇所が所々出現するが、ポンオサツナイ流域に限っては、下流区間においても流路の岩盤露出が目立つ。このことは、ポンオサツナイ流域の河床幅が下流区間でも狭く、河床堆積が生じにくいことによるものと思われる。

流域の植生被覆について、ポンオサツナイ流域を除く3流域は、ミズナラ・ハルニレ・イタヤカエデ・カツラ・サワシバ等を主体とする広葉樹天然林で覆われている。これらの一部では過去40年間に小面積の択伐が行われたが、この作業が流域の土砂移動環境に与えた影響については、択伐直後の空中写真における林地攪乱域の小ささから判断して、ほとんど無視できると考える。またポンオサツナイ流域では、1960年頃と1970年代前半に、上流域を除く全域で天然林を皆伐して針葉樹が植栽されており、その総計は流域面積の約70%に達している。この作業の侵食環境への影響に関しては、植栽された針葉樹が良好に生育していること、作業時に設けられた集材路がその後速やかに植生被覆されていること、などの空中写真判読に基づき、大きな影響はなかったと推察される。

ルベシュベナイ流域には、流域下流端とその上流200m 地点に小規模な治山ダムが1基ずつ設置されており、それぞれ1964年と1991年の完成である。またパラダイ流域には、流域下流

端に1965年完成の小規模治山ダムが1基設置されている。残りの2流域には砂防・治山施設は施工されていない。前者の2流域の治山ダムについては、後述するようにダムの堆積土砂量を計測し、流域の流出土砂量の推定に用いた。

2. 2 1992年8月豪雨と土砂移動

1) 1992年8月豪雨

1992年8月9日、台風10号から変わった低気圧が北海道の太平洋沿岸を通過し、沙流川流域において大規模な豪雨が発生した。雨は、別の停滞前線の影響によって台風接近前の7日から降り始め、低気圧通過時の9日午後には激しい雨となり、同日の夜まで降り続いて、沙流川流域の広い範囲において総雨量が200mmを超えた。この豪雨により、沙流川流域では広域にわたって斜面崩壊や支流域での土砂流出が多発し、一般道路の一部や山間部の多くの林道が被害を受けた。また、沙流川本川においては大規模な洪水となり、平取水位観測所において計画高水位まで33cmと迫る最高水位を観測したが、幸い洪水の越流氾濫は発生せず、水害は中～下流域での内水氾濫による小規模な浸水被害にとどまった（北海道開発局室蘭開発建設部、1995, p.132）。

8月7日から9日までの3日間の総雨量は、沙流川上流域の日高で231mm、下流端河口付近の日高門別で210mmに達し、このうち9日の日雨量は日高で169mm、日高門別で194mmを記録した（日本気象協会北海道本部、1992）。また沙流川の中流域においては、北海道開発局によって観測された雨量記録によると、9日の日雨量が、ルベシュベナイ川試験流域から約2km離れた岩知志で217mm、パラダイ川・オノマップ川・ポンオサツナイ川の各試験流域から約3kmに位置する荷負で255mmであった。このように、沙流川流域のほぼ全域で総雨量が200mmを超えており、とくに中流域において雨量が多かった。さらにこの豪雨では、降り始めからの積算雨量が相当量に達した後の9日16時～17時に最大1時間雨量が出現し、その値は日高32mm、岩知志40mm、荷負52mm、日高門別63mmときわめて大きかった。このような降雨パターンは、先行する降雨によって流域内の表層土が十分な湿潤状態に達した後に、高強度の短時間降雨が作用するという点から、斜面崩壊の発生や河川流量の増加に対してより効果的に寄与したものと推測される。

今回の降雨量を過去の大雨記録（北海道土木部河川課、1989）と比較すると、日高においては日雨量（観測開始1933年）で1962年8月豪雨の187mmに次いで2位、最大1時間雨量（観測開始1968年）で1位、また日高門別においては日雨量（観測開始1954年）で1981年8月豪雨の292mmに次いで2位、最大1時間雨量（観測開始1963年）で1位であった。したがって今回の豪雨は、降雨量に関して既往観測記録の極値、あるいはそれに次ぐ値を記録している。また洪水規模に関しては、1951年から観測が行われている平取での流量記録によると、今回の最大流量3146m³/sは、過去45年間で最大の洪水である1962年8月出水の最大流量3466m³/

sにはほぼ匹敵し、これに次ぐ第2位であった（北海道開発局室蘭開発建設部の資料による）。

2) 試験流域の土砂移動状況

この1992年8月豪雨によって、4つの試験流域のうちルベシュベナイ流域とパラダイ流域においては大規模な土砂移動が発生し、一方、オノマップ流域とボンオサツナイ流域ではごく小規模な土砂移動に終わった。以下に、各試験流域での土砂移動状況を述べる。

(i) ルベシュベナイ流域

ルベシュベナイ流域における、斜面崩壊と河床洗掘・堆積の発生が確認された全ての箇所を、図-2.1に示す。なお、流路区間の水流次数はKP0～KP1.0区間が3次、本流のKP1.0～KP1.9区間と最大支流のKP1.0～KP1.6T区間が2次であり、その他の流路は1次以下である。

当流域では豪雨の前年1991年と翌年1993年に現地調査を実施し、豪雨後に新たな発生が確認された土砂移動痕跡の全てに対して、土砂量の直接計測を行った。なお、本流のKP0～KP1.9区間の河床変動については、100m間隔で設けた定点横断測線での豪雨前後2回の測量から、河床変動量を精密に計測した。

斜面崩壊は合計で101箇所の発生が確認された。崩壊地面積は総計63,800m²、1箇所あたりの平均630m²、崩壊深は平均0.77m±0.45mであり、崩壊土砂量の総計 (M_H) は47,700m³、崩壊土砂の一部が斜面脚部に滞留した残土量の総計 (S_H) は12,500m³ (残土率26%)であった。したがって、差し引き35,200m³の土砂が斜面崩壊によって河道内に供給されたことになる。一方、河床変動はKP0.2のダムより上流区間で発生しており、概して高次流路区間（3次と2次流路）では堆積、低次流路区間（1次および0次流

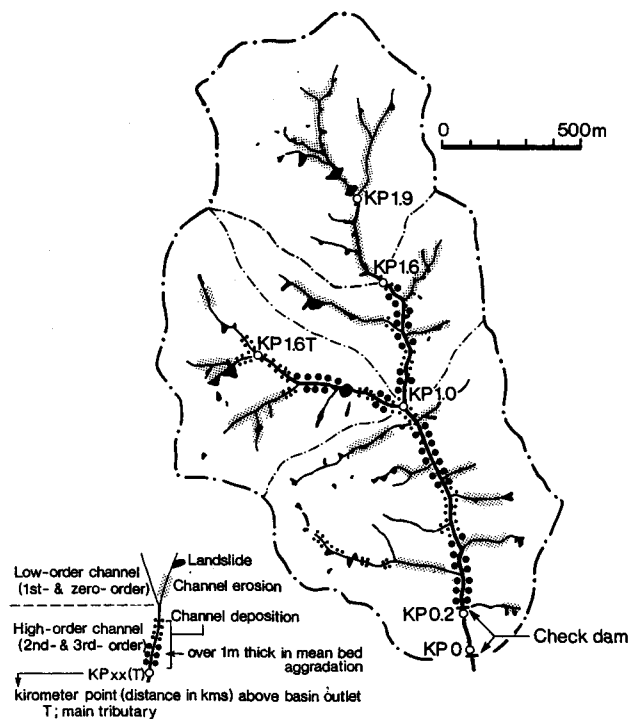


図-2.1 ルベシュベナイ川流域の土砂移動分布図（1992年8月豪雨）

Fig. 2.1 Map of the Rubeshubenai River basin showing landslide scars and channel erosion/deposition sites triggered by the rainstorm of August, 1992.

路)では洗掘と堆積,が発生していた。KP0.2には,豪雨前年の1991年に施工された治山ダム(有効高2m)が空の状態が存在していたが,このダムは豪雨に伴う流送土砂によって満砂し,一方でこれより下流のKP0~KP0.2区間では顕著な河床変動が認められなかった。河床堆積の分布をみると,KP0.2ダムの上流は区間長250mにわたって河床全域が高さ1~2m上昇し,このダムに堆積した土砂量は9,900m³であった。さらに上流には,本流およびKP1.0で合流する支流に沿って,多量の土砂堆積が続いている。図示した河床堆積箇所のうち,平均河床上昇高が1m以上の区間は,とくに堆積の著しい箇所であり,局所的には厚さ2m以上の堆積が発生している。このような長区間にわたる著しい堆積からみて,土砂流送の様式は,きわめて土砂濃度の高い掃流運搬もしくは土石流であったと判断される。堆積区間上流端の位置は,本流でKP1.6,支流でKP1.7Tであり,本流においてはその上流で河床洗掘に移行している。堆積区間と非堆積区間を分けた地形要因について検討したところ,河床勾配に関しては,下流堆積区間・上流非堆積区間の順に本流で8.7%・14%,支流で10%・20%(いずれも境界点から上・下流の各々100m区間の平均勾配)であり,勾配の約10%が堆積・非堆積の境界条件の一つとみなされる。また河床幅に関しては,本流において下流堆積区間で約25m,上流非堆積区間で約15mであった。したがって,相対的に下流に位置する緩勾配・拡幅区間では堆積,上流に位置する急勾配・狭窄区間では主として洗掘,という対応が認められた。また,低次流路区間においては河床洗掘と堆積の両方が発生していたが,ここでも一部の例外を除いて,おおよそ上流で洗掘,下流で堆積,という分布様式であった。以上の河床変動による土砂量総計は,河床堆積(S_c)58,800m³,河床洗掘(M_c)10,300m³と計測された。

流域下流端を通過する流域外への土砂流出の有無については,下流端KP0に位置する治山ダムがその情報源となる。1964年施工のこのダム(有効高3.5m)は1972年に満砂したことが,堆砂面に生育するヤナギ類一斉林の樹齢調査,ならびに1973年撮影の空中写真から確認されている。豪雨直前には,樹高10~12mのヤナギ類の一斉林が,ダム放水路天端の直上流付近の堆砂面に生育していたが,このヤナギ林は豪雨の出水を経ても変化しなかった。このことは,洪水流に含まれる浮流運搬の細粒土砂を除くと,掃流運搬による集成的な土砂の通過,すなわち流域外への顕著な土砂流出がなかったことを示す。また,前述のようにKP0~KP0.2区間の河床に変化が観察されなかったことも,この推測と合致している。

(ii) パラダイ流域

パラダイ流域における斜面崩壊の発生箇所すべてと,高次流路区間(3次と2次流路)での河床洗掘・堆積の発生箇所を,図-2.2に示す。なお,低次流路区間(1次および0次流路)における河床変動箇所は図示していない。水系のうち,KP0からKP1.4に向かう流路が本流であり,この本流に流入する支流のなかでKP1.1で右岸から流入するものが最大支流である。水流次数は,本流のKP0~KP1.2区間が3次で,2次流路は本流上流の250m区間(KP1.45まで)のほか,KP1.2右岸の支流,KP1.1右岸の最大支流,KP0.9付近左岸の支流,KP0.5付

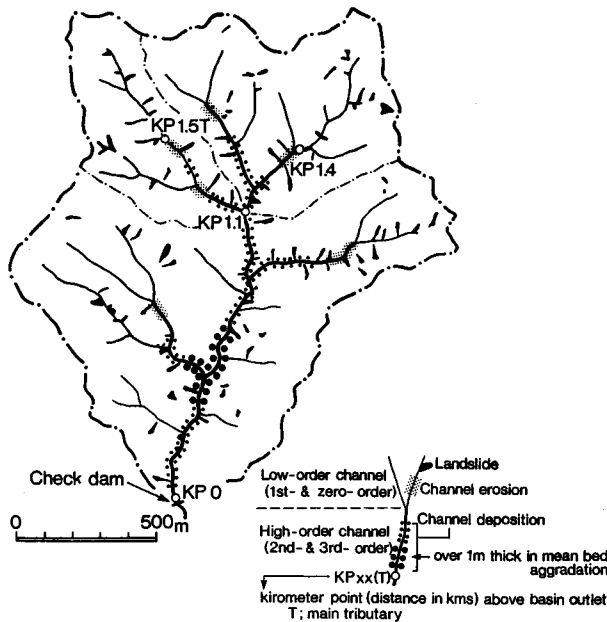


図-2.2 パラダイ川流域の土砂移動分布図 (1992年8月豪雨)

Fig. 2.2 Map of the Paradai River basin showing landslide scars and channel erosion/deposition sites along high-order channels, triggered by the 1992-rain-storm.

測線間隔50mの河床縦横断測量を行い、洗掘・堆積土砂量を精密に計測した。その他の区間では、高次流路における洗掘量と堆積量、低次流路における堆積量を全て直接計測したが、低次流路の河床洗掘量だけは、調査労力の制約のため計測できなかった。斜面崩壊に関しては、豪雨前と豪雨後に撮影された空中写真の対比から86箇所の崩壊発生が確認され、サンプル調査としてこのうちの35箇所を対象に現地計測を行った。35の崩壊地の現地計測結果から、崩壊地の斜面傾斜・崩壊深・残土率の平均値を求め、空中写真判読による崩壊地面積の総計にこれらの値を適用して、崩壊土砂量と残土量を算出した。

斜面崩壊は空中写真によって合計86箇所の発生が確認され、その総計面積は、図上計測による水平面投影面積で36,700m²であった。また、35の崩壊地の現地調査結果によると、平均傾斜40°、平均崩壊深0.40m±0.16m、平均残土率25%であった。したがって、崩壊地面積の総計は実面積で47,900m²、崩壊土砂量総計 (M_H) は19,200m³、残土量総計 (S_H) は4,800m³と計算され、差し引き14,400m³の土砂が斜面崩壊によって河道内に供給されたことになる。本流域の斜面崩壊の特徴は、先のルベシュベナイ流域と比較して崩壊深が浅く、このため大きな崩壊面積の割に崩壊土砂量が少ない点である。一方、河床変動はKP0.05より上流の区間で発生し、とくにKP1.1までの区間において大規模な土砂堆積が発生した。KP0.05~KP0.4区間では、上流から流出した多量の流木が、河床内の堆積面に生育するヤナギ類・ケヤマハンノ

近右岸の支流、のそれぞれ200~400m区間であり、その他の流路が1次以下である。

当流域での現地調査は豪雨直後の1992年8月下旬から10月の期間に行い、現地で観察された新鮮な土砂移動痕跡を豪雨時に発生したものと判断し、それらを対象に土砂量の直接計測を行った。なお、豪雨直前の1992年7月にKP0~KP1.3T区間を予備踏査した際には、河床のほぼ全域が樹高10~15mのヤナギ類・ケヤマハンノキ等によって覆われ、流路の近傍を除いて河床内に裸地堆積面は無かったことを確認している。河床変動に関しては、主要流路である本流KP0~KP1.4区間と支流KP1.1~KP1.5T区間において、

キの一斉林に捕捉されて堆積し、また、河床全域には平均厚さ40cmで土砂のかぶり堆積が生じた。これに続くKP0.4には多量の流木が河床幅全体に重なり合って堆積し、高さ約2m、幅（河床横断方向）約20m、長さ（河床縦断方向）約30mの大きさの流木ダムが形成された。この流木ダムの背後では、KP0.9までの500m区間の河床が、幅32~14mの河床全体にわたって厚さ1.8~0.3mの堆積土砂により平坦に埋積され、この範囲の河床に生育していたヤナギ類・ケヤマハンノキの林分は完全に消滅した。この流木ダムに捕捉された土砂量は11,500m³であり、流域全体の河床堆積土砂量の50%を占める。このような状況から、流木を含む土砂流送は土石流か、あるいは土砂濃度の極めて高い掃流運搬の様式であったとみられる。その他の流路区間においては、KP1.2までの3次流路では堆積のみが発生し、2次流路では相対的に下流側で堆積、上流側でごく小規模な洗掘が発生していた。さらに低次流路区間では、堆積は小規模であり、現地観察によると河床洗掘が優勢であった。全流路区間にわたって多量に分布していた流木には、今回発生した斜面崩壊や河床洗掘によって生じた新鮮なものは少なく、ほとんどは以前から倒流木として存在していたと思われる古いものであった。以上の河床変動による土砂量総計は、河床堆積（ S_c ）が22,900m³であり、また河床洗掘は調査を実施した高次流路で700m³と計測され、さらに低次流路においては相当量の洗掘が発生したものと推測される。

流域下流端を通過する流域外への土砂流出の有無については、ルベシュベナイ流域と同様に下流端KP0の治山ダムを情報源に用いて推測した。ダム（有効高4.7m）は1965年に施工され、1974年に満砂したことが、堆砂面に生育するヤナギ類一斉林の樹齢調査、ならびに1976年撮影の空中写真から確認されている。ダム放水路天端の直上流付近の堆砂面に生育する樹高10~12mのヤナギ類の一斉林は、豪雨直後の調査時において、地表部にかぶり堆積のないことが確認され、また地表部の草本（ススキ類）は倒伏していたが流失せずに残存していた。このことは、洪水流に含まれる浮流運搬の細粒土砂を除くと、掃流運搬による集合的な土砂の通過、すなわち流域外への顕著な土砂流出がなかったことを示す。

(iii) オノマップ流域、ポンオサツナイ流域

1992年8月豪雨によって発生した土砂移動は、上記の2つの流域においてきわめて大規模であったが、オノマップ・ポンオサツナイ両流域においてはごく小規模であった。

オノマップ流域における、斜面崩壊と河床洗掘・堆積の発生が確認された全ての箇所を、図-2.3に示す。水系のうちKP0からKP1.9に向かう流路が本流である。水流次数は、本流のKP0~KP1.7区間が3次で、2次流路は本流上流のKP1.7~KP2.05区間のほか、KP1.7左岸の支流、KP1.4右岸の支流、KP0.6左岸の支流のそれぞれ200~300m区間であり、その他の流路が1次以下である。

またポンオサツナイ流域における、斜面崩壊と河床洗掘・堆積の発生が確認された全ての箇所を、図-2.4に示す。水流次数はKP0~KP2.4区間が3次、本流のKP2.4~KP3.6区間とKP2.4左岸の支流の600m区間が2次であり、その他の流路は1次以下である。

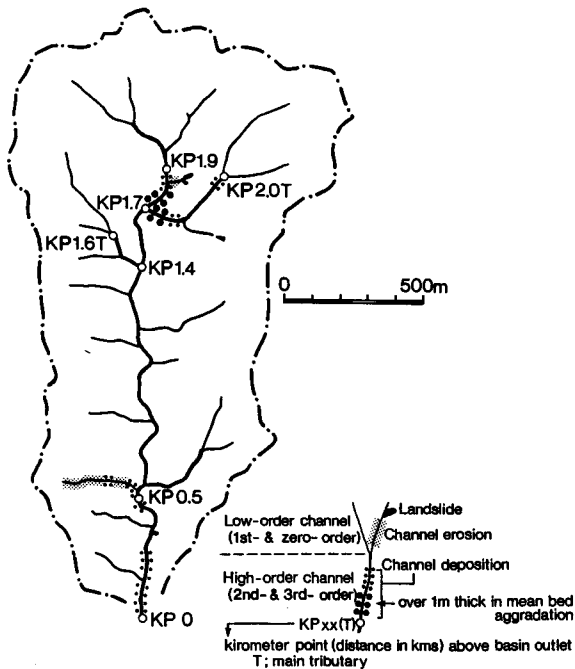


図-2.3 オノマップ川流域の土砂移動分布図 (1992年8月豪雨)

Fig. 2.3 Map of the Onomappu River basin showing landslide scars and channel erosion/deposition sites triggered by the 1992-rainstorm.

れ、河床堆積はほとんどが高次流路で発生した。堆積は、既存の河床堆積地のうち相対的に比高の低い若齢堆積地（堆積地上の木本樹齡から判断）の地表部に、かぶり堆積の形態を示すものが大部分であった。KP1.7の合流点付近における顕著な堆積は、合流点に形成された流木ダムの背後に土砂が捕捉されたものである。流域下流端を通過して流域外へ流出する土砂に関しては、下流端付近の河床が豪雨以前から広い裸地河床面（川原）となっているため、前述の2流域のように河床域の植生変化の有無によって、土砂の通過を判定することはできない。そこで、土砂収支に基づいて推定すると、斜面崩壊と河床洗掘によって河道内に供給された土砂量は合計で2,990m³であり、一方で河床堆積土砂量が5,620m³であったことから、収支の上でマイナスの流出土砂量が計算され、流域外への土砂流出は発生しなかった結果となる。

ポンオサツナイ流域においては、斜面崩壊が17箇所確認され、このうち7箇所は過去の崩壊跡地の崩積土の一部が崩落した再崩壊であった。個々の崩壊地は非常に小規模で、平均値では面積220m²、崩壊深0.88m±0.35mである。全崩壊地の総計では、面積3,720m²、崩壊土砂量 (M_H) 3,370m³、残土量 (S_H) 750m³（残土率は22%）で、差し引き2,620m³の土砂が河道内に供給されたことになる。河床変動は、本流の中・下流区間といくつかの支流において小規模な変動が散在して発生しており、堆積区間よりも洗掘区間の方が多く分布していた。個々

両流域では豪雨2年前の1990年と豪雨翌年の1993年に現地調査を実施し、豪雨後に新たな発生が確認された土砂移動痕跡の全てに対して、土砂量の直接計測を行った。

オノマップ流域においては、斜面崩壊はわずか4箇所のみが発生であり、そのうちの1箇所は豪雨前の調査時点で既に存在していた崩壊跡地の再崩壊で、過去の崩積土の一部が薄く崩落した。4箇所の崩壊地の総計では、面積2,480m²、崩壊土砂量 (M_H) 1,740m³、残土量 (S_H) 60m³（残土率は3%）で、差し引き1,680m³の土砂が河道内に供給されたことになる。

また河床変動も小規模であり、流域の総計で河床堆積 (S_c) 5,620m³、河床洗掘 (M_c) 1,310m³であった。河床洗掘は2つの低次流路でのみ確認さ

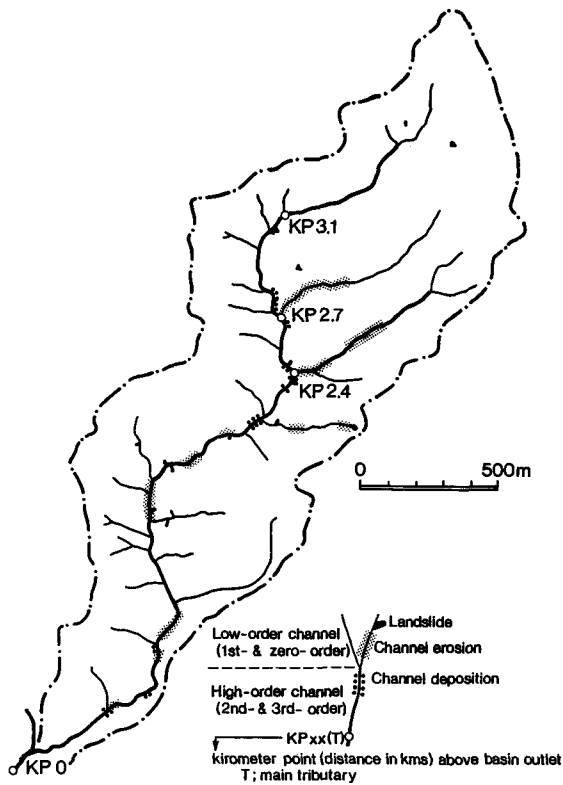


図-2.4 ポンオサツナイ川流域の土砂移動分布図 (1992年8月豪雨)

Fig. 2.4 Map of the Pon-osatsunai River basin showing landslide scars and channel erosion/deposition sites triggered by the 1992-rainstorm.

の洗掘・堆積は、流路近傍のみで発生した小規模なもので、流路に隣接する若齢堆積地の変形を引き起こしていた。河床変動量の総計は堆積 (S_c) $1,110\text{m}^3$ 、洗掘 (M_c) $2,060\text{m}^3$ と計測され、全体の変動規模は小さい。流域外への土砂流出に関しては、オノマップ流域と同様に流域下流端での土砂通過を判定する情報がないため、土砂収支に基づいて流出土砂量を推測する。斜面崩壊と河床洗掘によって河道内に供給された土砂量は合計 $4,680\text{m}^3$ 、河床堆積土砂量は $1,110\text{m}^3$ であったことから、差し引き (D_w) で $3,570\text{m}^3$ の土砂が流域外へ流出したと推測される。このような土砂流出となった原因は、河床堆積量の少なさと考えられ、その背景として河床幅が狭く土砂滞留空間が乏しいことが指摘される。

以上のように、オノマップ流域とポンオサツナイ流域では豪雨時の土砂

移動が共に小規模であったが、流域外への土砂流出の点では異なった結果が認められた。

第3章 単一豪雨イベントの土砂収支

3.1 豪雨時に卓越する土砂輸送プロセス

1992年8月豪雨時に試験流域で発生した優勢な土砂輸送プロセスは、斜面においては崩壊、河道においては洪水流による土砂流送や土石流であった。

一般的に、湿潤気候の森林に覆われた環境下で生ずる主要な土砂輸送プロセスは、河道においては、流水による土砂流送 (bedload and suspended-load transport) と土石流 (debris flow; debris torrent) であり、また斜面においては多くの輸送様式があり、地すべり (slump and earthflow)、斜面崩壊 (shallow landslide; debris slide; debris avalanche)、地表流や雨滴による表面侵食 (sheetwash and rain splash; surface erosion)、土層クリープ (soil creep) などである (DIETRICH *et al.*, 1982, p.7-10; SWANSON and FREDRIKSEN, 1982, p.

130-131)。これら斜面の輸送プロセスのなかで、試験流域においては、傾斜40°程度の斜面で厚さ1m未満の表層土が崩落する斜面崩壊が支配的である。

他の斜面輸送プロセスに関しては、移動層が深さ10⁰~10⁴m オーダーに及び長期間移動が継続する地すべりは、試験流域に存在しない。また表面侵食は、現地観察によると崩壊跡や河岸洗掘跡の新しい裸地斜面において発生するが、それらの斜面の多くは攪乱発生（裸地形成）の数年後には速やかに植生被覆される。したがって、森林によく被覆された流域では、表面侵食は限られた面積の裸地において攪乱後の数年間に発生し、それによる土砂運搬は少量と推測される。今回のような斜面崩壊が多発した豪雨時には、斜面から河道への土砂供給における表面侵食の寄与は、斜面崩壊の効果によって覆い隠されるほど小さく、無視し得るものとみなせる。

さらに土層クリープは、斜面一帯の表層土に作用する、移動速度が1mm/yr オーダーの微細な下降運動であり（例えば YOUNG and SAUNDERS, 1986, p. 7-8; CAINE and SWANSON, 1989）、地形変化として認識できないために、試験流域においてその発生は識別されない。しかし、その微細な移動速度から判断すると、1年や1豪雨など短期間の土砂収支においては、土層クリープの影響はほぼ無視できる。また、微細な移動の長期間（10²~10³年オーダー）の累積効果は、崩壊跡の凹地（hollows; swales）の土砂による埋積・修復や、表層土の斜面下方端への運搬・到達をもたらす、それらの土砂は最終的には斜面崩壊や河岸洗掘によって河道内に供給されると考えられている（DIETRICH *et al.*, 1982, p. 11-13; LEHRE, 1982, p. 70-71）。このように、長時間オーダーの土砂運搬においてはクリープの役割が認識される。しかし、流域を通した土砂の流れ（sediment flux）における、とくに斜面から河道への土砂供給過程を問題とする場合には、クリープの影響下にあった土砂の河道内への供給は、斜面崩壊や河岸洗掘の計測結果にほとんど含まれるとみなすことが可能である。

さらに、豪雨イベント時の土砂収支の実際の測定事例を検証する。LEHRE（1982）は、流域面積の8割が草原と低木林で占められ残る2割が森林である、アメリカ合衆国西海岸の小流域（面積1.74km²）において、多種の輸送プロセスを網羅した詳細な土砂輸送量の観測を行って土砂収支を組み立て、豪雨の発生年には、斜面の移動土砂量の86%が斜面崩壊によるものであり、表面侵食・土層クリープなど他のプロセスによるものはごく少ない割合であったことを示した。また、PAGE *et al.*（1994）はニュージーランド北島の、流域の大部分が放牧草地である面積32km²の流域において、大規模豪雨時の土砂収支を計測し、斜面の移動土砂量の約90%が斜面崩壊によるものであったと報告した。これらの報告のように、森林被覆の少ない流域においても崩壊が斜面移動土砂量の約9割を占めることから類推すると、試験流域のように森林でほぼ完全に被覆され、表面侵食などに対する抵抗性がより高いとみなされる流域においては、斜面崩壊が斜面移動土砂量のほぼ全体を占め、他の斜面輸送プロセスの土砂収支に対する寄与は、無視し得るほど小さいと判断される。

以上より、本研究の土砂収支の検討においては、斜面の土砂輸送プロセスとして斜面崩壊のみを土砂輸送量の計測の対象とする。そして、これによって組み立てられた流域の土砂収支は、森林に被覆された山地流域における土砂輸送を定量的に解析するのに、十分な精度を有すると考える。

3.2 土砂収支

4つの試験流域における1992年8月豪雨時の土砂収支を、先の土砂移動量の計測結果に基づいて組み立てる。計測された土砂量は、斜面において崩壊土砂量と崩壊残土量、河道において河床洗掘量と河床堆積量であり、崩壊土砂量と河床洗掘量が移動 (mobilization)、崩壊残土量と河床堆積量が滞留 (storage) の土砂収支項目にそれぞれ該当する。残りの収支項目の流出 (discharge) は、流域下流端における土砂通過の痕跡観察、ならびに移動量と滞留量の収支計算から推定する。なお、河床変動の土砂量は、河道を高次流路区間 (3次と2次流路) と低次流路区間 (1次および0次流路) に区分し、各々の区間ごとに集計した。これは、河床の洗掘および堆積の規模が高次流路と低次流路で大きく異なっていた事実を、量的に示すためである。これらの土砂量の収支関係は、以下の式で表わされる。

$$M_{SUM} = M_H + M_{Ch} + M_{Cl} \quad (3.1)$$

$$S_{SUM} = S_H + S_{Ch} + S_{Cl} \quad (3.2)$$

$$M_{SUM} - S_{SUM} = D_w \quad (3.3)$$

M_{SUM} ; 移動土砂量総計	S_{SUM} ; 滞留土砂量総計	D_w ; 流域からの流出土砂量
M_H ; 崩壊土砂量	M_{Ch} ; 高次流路洗掘量	M_{Cl} ; 低次流路洗掘量
S_H ; 崩壊残土量	S_{Ch} ; 高次流路堆積量	S_{Cl} ; 低次流路堆積量

ルベシュベナイ流域の土砂収支を表-3.1に示す。移動土砂の総計は58,000m³、滞留土砂の総計は71,300m³であり、移動量が滞留量に比べて約20%少ない結果となった。この結果は、流域下流端からの土砂流出がなかったことを示唆し、実際に現地観察からも、洪水流に含まれる浮流運搬の細粒土砂を除き、土砂流出は生じなかったと判断された。流出土砂量がゼロの場合、理想的には移動と滞留の土砂量は互いに一致すべきであるが、現実には計測誤差のため一致しない。今回の約20%という不一致の程度は、現地計測という方法が持つ宿命的な測定精度の限界から、避けられない誤差の範囲内と考える。なお、滞留量の約80%を占める高次流路の河床堆積量は、出水前後の定点横断測量によって計測された精度の高い数値であることから、移動量と滞留量の不一致は、主に移動量の計測誤差 (不足) が原因である可能性が高い。

土砂輸送プロセスごとの収支に対する寄与をみると、移動においては斜面崩壊が土砂量の82%を占めており、もう一方の河床洗掘の寄与は小さい。滞留では、土砂の18%が崩壊残土と

表-3.1 ルベシュベナイ川流域の土砂収支 (1992年8月豪雨)
Table 3.1 Sediment budget for the Rubeshubenai River basin during the rainstorm of August, 1992.

Mobilization				Storage			
Location	Process	Volume(m ³) (%)		Location	Process	Volume(m ³) (%)	
Hillslopes	Landslide	47,700	(82)	Hillslopes (footslopes of slide scars)	Deposition as slide deposits (remainder)	12,500	(18)
Channels	Channel erosion			Channels	Deposition		
low-order		5,200	(9)	low-order		3,200	(4)
high-order		5,100	(9)	high-order (including 9900 m ³ of reservoir sedimentation)		55,600	(78)
Total		58,000	(100)	Total		71,300	(100)
Note; Low-order and high-order channels represent channels of zero- and first-order, and those of second- and third-order, respectively.				Discharge (yield) from basin nearly zero, except for fine sediment which flushing floodwater contained			

Methods: The volumes of sediment mobilization and storage were determined from direct measurement of all of erosion scars and deposits identified. The sediment discharge from the basin was estimated to be nearly zero because there was no evidence that sediment mass passed through the basin outlet, i.e., the trees which occupy all over the channel floor just behind the dam at the basin outlet, were not destroyed by the flood.

して斜面脚部に分布し、残りは河床堆積で、とくに高次流路の河床堆積が滞留土砂全体の78%を占める。この高次流路堆積のうち9,900m³は、豪雨前年に施工されたKP0.2のダムが捕捉したものである。低次流路の洗掘と堆積は、ともに収支に対して寄与が小さい。これらより今回の土砂移動は、斜面崩壊による多量の移動土砂が、低次流路を流過して高次流路に大規模に堆積し、さらにKP0.2ダムによる土砂捕捉も効果的に作用して、結果的に流域下流端からの土砂流出は生じなかった、と要約される。

パラダイ流域の土砂収支を表-3.2に示す。移動土砂は、計測していない低次流路の洗掘を除いて、斜面崩壊と高次流路洗掘の合計で19,900m³であり、一方、滞留土砂の総計は27,700m³であった。また、土砂流出は浮流運搬成分を除いてほとんど無かったと現地観察から判断された。したがって、収支の均衡の点から、実際の移動土砂総量は滞留量と同じ27,700m³程度と予想され、計測分との差の7,800m³の土砂は、計測を行わなかった低次流路の河床洗掘量に相当すると考えられる。ただし、ルベシュベナイ流域の例で示されたように、これらの数値は20%程度の誤差を含んでいる可能性はある。

輸送プロセスごとの収支に対する寄与では、移動土砂はその約70%が斜面崩壊、約30%が低次流路の河床洗掘によって供給されている。一方、滞留土砂はその17%が崩壊残土として分布し、残りは河床堆積で、とくに高次流路の河床堆積が全体の75%を占める。この高次流路堆積のうちの11,500m³は、KP0.4に形成された流木ダムによる捕捉土砂であり、その土砂量は河床堆積土砂全体の50%に達する。この流木ダムによる多量の土砂捕捉は、今回の移動イベント

表-3.2 パラダイ川流域の土砂収支 (1992年8月豪雨)

Table 3.2 Sediment budget for the Paradai River basin during the rainstorm of August, 1992.

Mobilization			Storage		
Location	Process	Volume(m ³) (%)	Location	Process	Volume(m ³) (%)
Hillslopes	Landslide	<u>a</u> 19,200 (69)	Hillslopes (footslopes of slide scars)	Deposition as slide deposits (remainder)	4,800 (17)
Channels	Channel erosion		Channels	Deposition	
low-order		not measured	low-order		2,300 (8)
		→ Estimated 7,800? (28)	high-order (including 11500 m ³ of bed aggradation behind the log jam)		20,600 (75)
high-order		<u>b</u> 700 (3)			
		----- Total (a+b) 19,900			
		----- 27,700? (100) ←			
		Estimated from budget balance			
				Discharge (yield) from basin	
				nearly zero, except for fine sediment which flushing floodwater contained	

Note; Low-order and high-order channels represent channels of zero- and first-order, and those of second- and third-order, respectively.

Methods: The total volumes of sediment mobilization and storage associated with landsliding were calculated by using the total slide-scar area from aerial photos and a volume-area relation for the scars from field measurement. The volumes of sediment eroded and deposited in channels, except for erosion in low-order channels, were determined from direct measurement along almost all reaches of the channels. The sediment discharge from the basin was estimated to be nearly zero because there was no evidence that sediment mass passed through the basin outlet, i.e., the trees which occupy all over the channel floor just behind the dam at the basin outlet, were not destroyed by the flood.

トにおいて土砂流出が生じなかった最大の原因と考えられる。

オノマップ流域の土砂収支を表-3.3に示す。土砂量の総計は移動土砂3,050m³、滞留土砂5,680m³で、これらはルベシュベナイ流域の1/10未満、パラダイ流域の1/5未満の土砂量であり、土砂移動の規模はごく小さかったことが明らかである。滞留量が移動量より多い結果から、土砂流出は生じなかったと推測される。しかし、移動-滞留間における土砂量の不一致の程度は46%で、ルベシュベナイ流域の場合よりもかなり大きく、土砂量計測の精度が劣っている。このため、輸送プロセスごとの収支への寄与を概略的にみると、移動土砂の供給源は斜面崩壊と低次流路洗掘がそれぞれ約半分で、移動した土砂のほぼ全量が、滞留土砂として高次流路に堆積した。

ポンオサツナイ流域の土砂収支を表-3.4に示す。土砂量の総計は移動土砂が5,430m³、滞留土砂が1,860m³であり、オノマップ流域と同程度で、土砂移動はごく小規模であった。ただし、移動量と滞留量の差し引きから、3,570m³の土砂が流域下流端から流出したと推測される。この流出土砂量は単位面積あたりで1,830m³/km²/eventとなり、この値は、次章で述べる過去30年間の土砂収支から推定された年平均流出土砂量 (876m³/km²/yr) に基づくと、

表-3.3 オノマップ川流域の土砂収支 (1992年8月豪雨)

Table 3.3 Sediment budget for the Onomappu River basin during the rainstorm of August, 1992.

Mobilization				Storage			
Location	Process	Volume(m ³)	(%)	Location	Process	Volume(m ³)	(%)
Hillslopes	Landslide	1,740	(57)	Hillslopes (footslopes of slide scars)	Deposition as slide deposits (remainder)	60	(1)
Channels	Channel erosion			Channels	Deposition		
low-order		1,310	(43)	low-order		50	(1)
high-order		0	(0)	high-order		5,570	(98)
		Total	3,050 (100)			Total	5,680 (100)
				Discharge (yield) from basin			
Note; Low-order and high-order channels represent channels of zero- and first-order, and those of second- and third-order, respectively.				not measured, but estimated to be zero based on the result that the amount of sediment storage is greater than that of sediment mobilization.			

Methods: The volumes of sediment mobilization and storage were determined from direct measurement of all of erosion scars and deposits identified. The sediment discharge from the basin was not directly measured.

表-3.4 ポンオサツナイ川流域の土砂収支 (1992年8月豪雨)

Table 3.4 Sediment budget for the Pon-osatsunai River basin during the rainstorm of August, 1992.

Mobilization				Storage			
Location	Process	Volume(m ³)	(%)	Location	Process	Volume(m ³)	(%)
Hillslopes	Landslide	3,370	(62)	Hillslopes (footslopes of slide scars)	Deposition as slide deposits (remainder)	750	(14)
Channels	Channel erosion			Channels	Deposition		
low-order		760	(14)	low-order		0	(0)
high-order		1,300	(24)	high-order		1,110	(20)
		Total	5,430 (100)			Total	1,860 (34)
				Discharge (yield) from basin			
Note; Low-order and high-order channels represent channels of zero- and first-order, and those of second- and third-order, respectively.				Location Process Volume(m ³) (%)			
				Basin outlet Stream transport 3,570? (66)			
				----->Estimated			

Methods: The volumes of sediment mobilization and storage were determined from direct measurement of all of erosion scars and deposits identified. The volume of sediment discharge from the basin was not directly measured, but it was estimated from the difference between sediment mobilization and storage.

2.1年分の土砂流出規模に相当する。プロセスごとの収支に対する寄与では、移動土砂の62%が斜面崩壊, 14%が低次流路洗掘, 24%が高次流路洗掘によって供給されている。そして、移動した土砂はその34%が崩壊残土および高次流路堆積として流域内に滞留し、残りの66%の土砂が流域外へ流出している。他の3流域と比較すると、高次流路の挙動に本流域の特徴が認め

られ、移動への寄与（洗掘）を有する一方で、滞留への寄与（堆積）が小さい。これは先に述べたように、他の3流域と比較して河床幅が狭く、土砂を滞留させる容量が小さいためと解釈される。

以上の4流域における土砂収支から、各輸送プロセスの、流域を通した土砂輸送における寄与の特徴が見い出される。

移動土砂は、斜面崩壊と河床洗掘によって供給されているが、このうち斜面崩壊が移動土砂の最大の供給プロセスである。崩壊による移動土砂は、移動量全体の半分以上を占め、とくにルベシュベナイ・パラダイ両流域のような大規模イベントの事例では70%から80%に達する。

一方の滞留土砂は、崩壊残土と河床堆積として分布するが、とくに高次流路の河床堆積が主要な滞留プロセスである。そして、河床幅の狭いポンオサツナイ流域の事例を除くと、滞留土砂全体の75%以上が高次流路に分布する。

また、斜面、低次流路、高次流路という地形要素からみると、土砂輸送における各地形要素の挙動は、以下のように整理される。

斜面は、崩壊プロセスを通じて輸送土砂の最大の供給場である。斜面崩壊はその土砂の一部を残土として斜面脚部に滞留させるが、その平均残土率は25~26%（サンプル数の多いルベシュベナイ・パラダイ両流域の数値）である。したがって、正味の侵食量は多く、多量の土砂が斜面から河道内へ供給されている。

低次流路も、輸送土砂の供給場の一つとして機能した。低次流路の河床洗掘量と河床堆積量を比べると、4流域いずれにおいても洗掘量が堆積量よりも多く、これは低次流路に滞留していた土砂の正味の減少を意味し、輸送土砂が供給されたことを示す。しかし、この土砂供給の全体の収支に対する寄与は相対的に小さく、とくに崩壊土砂量が多いルベシュベナイ流域の事例では、きわめて小さい。

高次流路は、流域における最大の土砂滞留場である。この滞留機能は、ポンオサツナイ流域と他の3流域との比較から明らかのように、幅の広い河床空間によって発揮されている。

3.3 侵食場と滞留場の空間分布特性

4流域における土砂収支から、斜面・低次流路・高次流路といった流域を構成する地形要素の土砂輸送における挙動、具体的には輸送土砂の供給場（侵食場）および滞留場としての機能、が示された。ここでは、そのような地形要素の流域サイズに伴う構成変化と、その変化が流域の土砂収支に与える影響に関して、ルベシュベナイ流域の計測結果を用いて検討する。

先に述べたように、ルベシュベナイ流域での1992年イベントの土砂移動は大規模であり、さらにこの流域においては全ての移動痕跡を個別に計測している。したがって、流域をいくつかの小流域群に分割して、この小流域単位で土砂収支を集計することが可能であり、この際に、全体流域を上流から下流へ向かう流路に沿って分割すれば、地形要素の構成割合が異なる

複数の小流域の土砂収支を得ることができる。そして、これらの土砂収支を比較することによって、地形要素の構成が土砂収支に与える影響を詳しく分析することができる。

具体的には、ルベシュベナイ流域を3つに分割した上で、各分割点より上流側の全ての範囲を含む単位流域を3つ設定した。前図-2.1に示すように、第1の単位流域は主流路のKP1.6地点より上流域で、面積0.52km²、高次流路（2次流路）を区間長300mだけ含み、源流域と位置付けられる。第2の単位流域はKP1.0地点より主流路沿いの上流域であり、第1単位流域をその中に含み、面積は0.85km²である。構成する地形要素のうち、高次流路（2次流路）は区間長900mが含まれる。第3の単位流域はKP0地点より上流の全体流域で、面積2.08km²、高次流路（2次および3次流路）の区間長は2.5kmである。以上の各単位流域において、移動土砂量と滞留土砂量を集計し、それらの土砂量と流域面積との関係を示したのが、図-3.1である。この図では、移動および滞留土砂量とそれぞれの組成の、流域面積の増大に伴う変化が示され、また、同じ流域面積における移動土砂量と滞留土砂量との差が、各単位流域の下流端における流出土砂量を示す。なお、先のルベシュベナイ流域全体での土砂収支で述べたように、計測された土砂量は誤差（全体流域における移動土砂総量と滞留土砂総量との間で約20%）を含んでいるが、この図においては、移動量と滞留量を適合させるような補正操作は行わず、計測値をそのまま用いた。

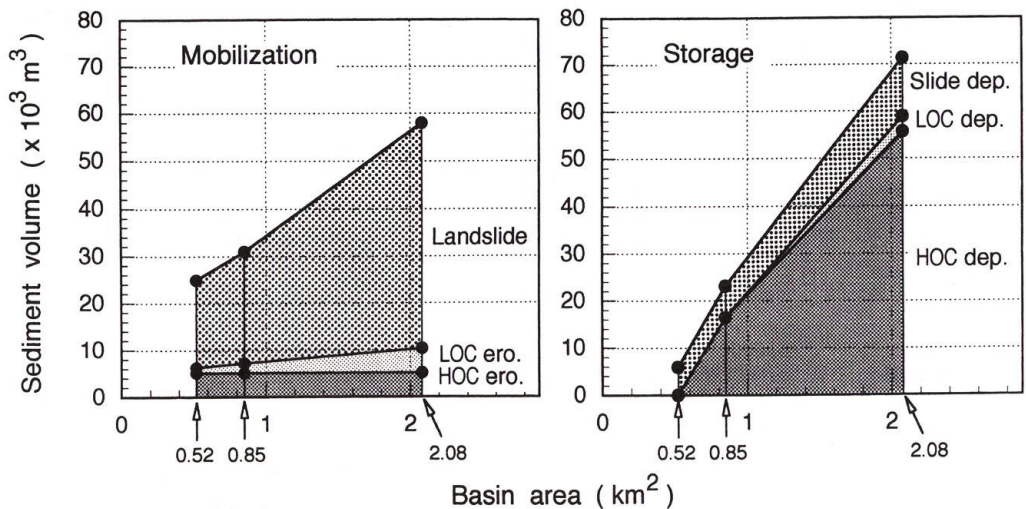


図-3.1 流域面積の増加に伴う移動・滞留土砂量と組成の変化

(ルベシュベナイ河流域, 1992年8月土砂移動)

Fig. 3.1 Changes of sediment mobilization/storage and their components with increment of basin area along the main channel of the Rubeshubenai River, in the sediment distribution induced by the 1992-rainstorm.

Notes: "LOC", "HOC", "ero" and "dep" mean "low-order channel", "high-order channel", "erosion" and "deposition" respectively.

移動土砂総量の、流域面積の増大に対する増加率（最上段の直線の傾き）は、第1単位流域（面積 0.52km^2 ）から第2単位流域（面積 0.85km^2 ）を通して全体流域（面積 2.08km^2 ）まで、ほぼ一定である。移動土砂の組成では、流域面積にかかわらず、斜面崩壊が総量の75%から82%と大部分を占める。低次および高次流路洗掘の移動土砂に占める割合は、いずれの流域面積においても小さい。そのなかで、低次流路洗掘は流域面積の増大に伴って土砂量が増加しているが、高次流路洗掘は第1単位流域において $5,100\text{m}^3$ の土砂供給があった以降、これより下流域では全く発生しなかったため、面積が増大しても土砂量が一定である。

一方、滞留土砂総量の、流域面積の増大に対する増加率は、移動土砂のそれよりもかなり大きい。また、第1単位流域から第2単位流域までと、第2単位流域から全体流域までの2つの区間で増加率が異なり、前者がより高い増加率を示す。滞留土砂の組成では、崩壊残土は第1単位流域において滞留土砂の全てを占め、これ以降も流域面積の増大に伴ってわずかながら土砂量が増加している。高次流路堆積は第2単位流域から出現し、全体流域へと土砂量が急増しており、第2単位流域以降では滞留土砂総量の71%から78%と大部分を占める。低次流路堆積は全体流域においてのみ出現し、その土砂量はごくわずかである。

単位流域の大きさが面積 0.52km^2 （第1単位流域）から 0.85km^2 （第2単位流域）、そして 2.08km^2 （全体流域）と増大することにより、流域に含まれる地形要素の構成が変化するが、そのなかで最も顕著な変化は、高次流路の区間長が急激に増加することである。一方、斜面の面積と低次流路の区間長は、流域面積に比例し、流域面積の増大とほぼ同じ割合で増加するものと考えられる。このような地形要素構成の変化を考慮すると、上記の移動・滞留土砂の流域面積に伴う変化は、次のように解釈される。

滞留土砂総量の増加率は、面積 0.52km^2 と 2.08km^2 の比較で12倍であり、同じ比較での移動土砂総量の増加率2.3倍と比べて圧倒的に大きく、この急激な増加は、その土砂の組成から明らかなように高次流路堆積によるものである。これらは、地形要素の視点からみると、明らかに高次流路区間長の急激な増加の効果と判断される。また、滞留土砂量の増加率が面積 0.52km^2 から 0.85km^2 の間でより一層高いことは、前述のように第1単位流域の出口であるKP1.6地点が緩勾配・拡幅流路区間への移行点であったことから、このような地形的特徴を持つ高次流路区間へ土石流や流送土砂が流入する初期段階において、滞留効率がより高いことを示唆する。これらの点から、高次流路が土砂滞留場として効果的に機能したことが明らかである。

一方、移動土砂はその大部分が斜面崩壊によって供給され、また低次流路洗掘によっても少量が供給されている。移動土砂総量の流域面積増大に対する増加率は、面積 0.52km^2 から 2.08km^2 にかけて一定であり、さらにその内容をみると、斜面崩壊と低次流路洗掘のいずれの土砂量においても、増加率が各々で一定であり変化していない。これは、斜面崩壊と低次流路洗掘の発生量がともに流域面積と比例し、このような侵食プロセスがある面積で確率的に発

生していることを示す。また、流域面積は 0.52km^2 から 2.08km^2 へと4倍に増加するのに対し、斜面崩壊と低次流路洗掘の合計した土砂量の増加は2.7倍とやや少ない。このことは、斜面崩壊と低次流路洗掘の発生密度が、全体流域の内部で一様ではなく、源流域において高く下流域において低い、という一定の傾斜分布を持つことを示唆する。

次に、各単位流域の土砂収支を検討する。第1単位流域（面積 0.52km^2 ）では移動土砂量 $25,000\text{m}^3$ に対し、滞留土砂量はその24%の $6,000\text{m}^3$ であり、したがって移動土砂の76%に相当する $19,000\text{m}^3$ の土砂が下流区間に流出した。また、第2単位流域（面積 0.85km^2 ）では移動土砂量 $31,000\text{m}^3$ に対し、滞留土砂量はその75%の $23,000\text{m}^3$ であり、移動土砂の25%に相当する $8,000\text{m}^3$ の土砂が下流区間に流出した。全体流域については前述したとおりであり、土砂流出は発生していない。上記の流出土砂量は、単位面積あたりで、第1単位流域 $36,500\text{m}^3/\text{km}^2/\text{event}$ 、第2単位流域 $9,300\text{m}^3/\text{km}^2/\text{event}$ とそれぞれ計算される。これらの土砂収支結果は、流域内の位置によって地形要素の構成が変化し、源流域においては侵食場が卓越し、かつ滞留場が乏しいこと、そして下流域を多く含むにつれて滞留場が急激に増加すること、の具体的な反映である。

第4章 期間土砂収支による土砂輸送速度と滞留現象の解析

第2章と第3章では、大規模豪雨にともなう単一の移動イベントの土砂収支を組み立て、輸送プロセスの寄与、ならびに地形要素の挙動と分布特性に焦点を当てて、流域土砂輸送を解析した。しかし、単一イベントの土砂輸送量は、「1洪水あたり」として表現されるように時間の次元を持たない。土砂は、上記のようなイベント時の移動期とイベント発生間の滞留期とを繰り返し、ある時間を経て流域内を輸送されると考えられる。したがって、このような時間的長さ (temporality) を持った現象である土砂輸送の一連の過程を解明するには、移動イベントの発生頻度を内包した「速度 (Rate)」, すなわち「単位時間あたりの土砂輸送量」を用いて、解析を行う必要がある。このためには、ある長さの期間における土砂輸送量を、何らかの手段で収集することが必須である。本章では、空中写真と樹木年代編年を用いて、過去の期間土砂輸送量に関するいくつかの情報を現地痕跡から収集し、移動・滞留・流出の各土砂量を土砂収支の方法によって統合して、土砂輸送速度と輸送過程に介在する滞留現象の分析を行う。

4.1 過去30年間の移動イベントと土砂輸送量

ここでは、空中写真と樹木年代学的方法の使用によって遡ることが可能な過去40年程度を対象として、写真判読と現地痕跡調査から、試験流域における斜面崩壊と河床変動の発生年代および土砂量を調査する。

1) 斜面崩壊

表-4.1に、試験流域における空中写真判読による崩壊面積の推移を示す。使用した写真は、ルベシュベナイ流域では1955年から1992年豪雨直後までの6組、他の3流域においては1956年から1992年豪雨直後までの7組で、撮影の時間間隔は4~11年である。表には、各写真上で判読された裸地を呈した崩壊跡地の面積(崩壊地面積)と、各写真年代間で新たに発生が確認された新規崩壊地の面積を示した。ルベシュベナイ流域では、1988年まで崩壊地面積が少なく新規崩壊面積もわずかであったが、1992年豪雨によって多量の新規崩壊が発生し、崩壊地面積が大規模に拡大した。パラダイ流域では各期間において20,000m²程度の新規崩壊が続いており、1992年豪雨の新規崩壊面積は37,000m²と最も大きかった。このような活発な崩壊発生の結果、崩壊地面積は1956年以降増大を続けている。オノマップ流域では、開析が進んだ谷頭部の極急斜面域(傾斜60°程度)の多くに大規模な露岩斜面が分布しており、これらは最も古い1947年の空中写真で既にその存在が確認されている。そして、これらの露岩斜面が継続して存在するため、裸地面積は当初から高いレベルで推移している。新規崩壊は1971~76年の期間に大規模な発生があり、1956~63年にも中規模の発生があったが、他の期間ではほとんど発生していない。なお、1971~76年の大規模な崩壊発生は、表に示していないが1974年の空中写真において未発生であることから、1975年の豪雨によるものと判断された。ポンオサツナイ流域では、1956~63年の期間に大規模な崩壊発生があり、これ以降の各期間でも20,000m²程度の崩壊発生が続いているが、崩壊地面積は1963年以来、減少傾向にある。

1955~63年の期間には、1962年8月に日雨量187mm、2日間の総雨量248mm(日高観測所での雨量記録)の大規模豪雨があり、これは沙流川流域における1955年以降の雨量記録で最大の豪雨である。このことから、各流域における1955~63年の期間の新規崩壊はこの豪雨によって発生したものと判断され、したがって、1992年までの新規崩壊面積の総計は、1962年豪雨から1992年豪雨までの30年間の崩壊発生量とみなされる。そこで、30年間の年平均崩壊発生面積を算出すると、最小はルベシュベナイ流域の993m²/km²/yr、最大はパラダイ流域の2,411m²/km²/yrであった。これらの数値は、上述した流域間における崩壊発生頻度の相違を反映しており、崩壊発生頻度の低いルベシュベナイ流域とオノマップ流域ではともに小さく、発生頻度の高いパラダイ流域とポンオサツナイ流域では大きい値となっている。

次に、これらの崩壊発生面積から崩壊土砂量を求める。表-4.2に示したように、写真で得られた崩壊面積(水平面投影面積)を土砂量に換算するには、斜面傾斜と崩壊深の情報が必要である。これには、ルベシュベナイ・パラダイ両流域については、1992年豪雨で発生した崩壊地の現地計測結果を用いた。また、オノマップ・ポンオサツナイ両流域では、この豪雨時に発生した崩壊地がいずれも小規模であったため、1992年以前に発生した崩壊跡地の現地計測結果を用いた。計測した崩壊地サンプル数は、各流域において20~101である。この計測結果による崩壊地の特徴は、パラダイ流域とオノマップ流域では崩壊深が浅く、ルベシュベナイ流域と

表-4.1 空中写真判読による崩壊面積の推移

Table 4.1 Sequential changes of landslide areas from aerial photographs in the four study basins.

Photo-graphing year	Rubeshubenai R. basin		Photo-graphing year	Paradai R. basin		Onomappu R. basin		Pon-osatsunai R. basin	
	Landslide scar area (m ²)	Newly initiated slide area for each period (m ²)		Landslide scar area (m ²)	Newly initiated slide area for each period (m ²)	Landslide scar area (m ²)	Newly initiated slide area for each period (m ²)	Landslide scar area (m ²)	Newly initiated slide area for each period (m ²)
1955	6,000		1956	16,000		95,000		39,000	
		7,000			26,000		14,000		47,000
1963	11,000		1963	33,000		similar to 1971 # <u>2</u>		61,000	
		0			16,000		≈0		25,000
1974	1,000		1971	39,000		53,000		same as 1976 # <u>2</u>	
		2,000			23,000		50,000		≈0
1983	3,000		1976	51,000		same as 1986 # <u>2</u>		47,000	
		4,000			21,000		≈0		16,000
1988	5,000		1981	63,000		same as 1986 # <u>2</u>		31,000	
		49,000			0		≈0		15,000
1992 just after the storm	53,000		1988 # <u>1</u>	61,000		76,000		27,000	
					37,000		2,000		3,000
			1992 just after the storm	80,000		48,000		10,000	
Total		62,000			123,000		66,000		106,000
Average rate of land-sliding (m ² /km ² /yr) # <u>3</u>		993			2,411		1,375		1,802

#1: The photographing year in the Onomappu and Pon-osatsunai River basins is 1986.

#2: The area of scars was not accurately measured, but distribution of scars was carefully examined for identifying new landslides.

#3: Rates for the period of 30 years, 1962-1992. Because new landslides found from 1955/56 to 1963 are assumed to be triggered by the rainstorm of August, 1962, which was the largest storm event in that period.

表-4.2 年平均崩壊土砂量の算出
Table 4.2 Calculation of average sediment mobilization rate of landsliding.

River basin	Rubeshubenai	Paradai	Onomappu	Pon-osatsunai
Average areal rate of landsliding ($\text{m}^2/\text{km}^2/\text{yr}$): A_L in plan view area	993	2,411	1,375	1,802
Equation of volume-area relation for landslide scars:	$S_L = (A_L / \cos \theta) d$			
Average gradient of scars (in degrees): θ	40	40	45	39
Average eroded depth of scars (m): d	0.8 [0.77±0.45]	0.4 [0.40±0.16]	0.5 [0.51±0.11]	1.1 [1.06±0.38]
Source for scar gradient and depth	101 scars initiated in 1992	35 scars	20 scars initiated before 1992	20 scars
Average volumetric rate of landsliding ($\text{m}^3/\text{km}^2/\text{yr}$): S_L "Average sediment mobilization rate of landsliding"	1,037	1,258	972	2,550

ポンオサツナイ流域では崩壊深が深い点である。算出された30年間の年平均崩壊土砂量は、ポンオサツナイ流域において、崩壊発生面積の多さと深い崩壊深を反映し $2,550\text{m}^3/\text{km}^2/\text{yr}$ と大きい。他の3流域においては、崩壊発生面積で顕著だった流域間の相違が、崩壊深の影響によって平滑化され、年平均崩壊土砂量は $970\sim 1,250\text{m}^3/\text{km}^2/\text{yr}$ とおおよそ類似している。

2) 河床変動

1962年～1992年の30年間に発生した河床変動に関しては、現地での河床堆積地の調査と、空中写真に記録された河床域の攪乱裸地の判読によって、変動の発生年代と規模を調査した(表-4.3)。河床堆積地の調査は、パラダイ流域を除く3流域において、高次流路区間を対象として1992年豪雨前(1990年および1991年)に実施し、堆積地の土砂量計測と、堆積地上に成立した先駆性広葉樹一斉林の樹齢調査による堆積年代の判別(新谷, 1971; 中村, 1988など)を行った。パラダイ流域においては、既存の河床堆積地の大部分が破壊された1992年豪雨の直後に現地調査を実施したため、過去の変動規模を推定するための、長い流路区間にわたる堆積土砂量の計測が行えなかった。このため、過去の堆積地が残存したKP0～KP0.4区間において、堆積年代の判別調査のみを行った。また、空中写真判読は、崩壊地を判読したのと同じ写真を用い、谷幅が広く河床域を詳細に観察できる主流路の下流端1km区間を対象として、河床変動による攪乱跡の裸地を判読し面積を計測した。この攪乱面積は、流域の土砂収支推定に使用できる数値ではないが、河床変動の規模を表わす指標と考えられる。こうして得られた堆積地の形成年代と写真判読による攪乱発生年代を、豪雨の発生年と照合して、河床変動発生年を推定した。なお、結果的に変動発生と関連づけられた豪雨は、日雨量100mm以上あるいは連続雨量180mm以上の規模であった(大雨記録は後出の図-6.3を参照)。

ルベシュベナイ流域では、1962年豪雨による堆積地のみが河床内に分布し、他の年代の堆積地は存在しない。この1962年の河床変動は空中写真でも認められ、その攪乱面積は1992年イ

表-4.3 1962年以降の河床変動履歴
Table 4.3 Channel disturbance histories since 1962 in the four study basins.

Date of channel disturbance # <u>1</u>	Rubeshubenai R. basin		Paradai R. basin		Onomappu R. basin		Pon-osatsunai R. basin		
	Volume of channel deposits (m ³) # <u>2</u>	Disturbance area on photos [photo date] (m ²) # <u>3</u>	Volume of channel deposits (m ³)	Disturbance area on photos [photo date] (m ²)	Volume of channel deposits (m ³)	Disturbance area on photos [photo date] (m ²)	Volume of channel deposits (m ³)	Disturbance area on photos [photo date] (m ²)	
Field research (performed in 1990/91) of channel deposits with tree-ring dating, and aerial photographic interpretation on channel disturbance									
1962	17,600	19,000 ['63]	—	8,000 ['63]		5,000 ['63]	—	—	
1965/66	—	—	identified # <u>4</u>	8,000 ['71]		6,200 # <u>5</u>	—	—	—
1973/74/75	—	2,000 ['74]	identified	7,000 ['76]		—	3,000 ['76]	—	2,000 ['76]
1981	—	—	identified	1,000 ['81]		—	—	4,700	—
unvegetated	3,300				14,700		2,500		
1992	55,600	20,000 ['92]	20,600	14,000 ['92]	5,600	2,000 ['92]	1,100	—	

#1: Estimates of the dates were made by taking rainstorm histories into account.

#2: Total volume of deposits along high-order channels in each river basin.

#3: Total area of recently disturbed (unvegetated) patches in channels of the lower-end reach, 1 km in length, on each photograph.

#4: The field research in the Paradai River was only made after the 1992 rainstorm, in which most of earlier deposits was destroyed by newly discharged sediment. Thus volumetric measuring of the pre-1992 deposits could not be done, but identifying work of their scars was only performed.

#5: Total amount of deposits formed since 1962 until 1990, based on ages of the deposits (from tree-ring dating) younger than 30 years. Because even-aged forests on the deposits were not distinct enough to specify each age of the deposits.

ベントと同程度であり、大規模な河床変動であったと推測される。パラダイ流域においては、1992年イベントの約半分の面積規模の河床攪乱が高頻度に発生しており、これらに対応する堆積地も現地において確認される。オノマップ流域では、既存堆積地の上面に薄い土砂堆積を繰り返す「かぶり堆積」が現地において多く観察され、河床堆積地の一斉林が不明瞭であった。このため個々の堆積地の年代特定が行えず、侵入木本の最大樹齢30年未満を条件にして、1962年以降に形成された堆積地を判別し、それらを一括した。写真判読による河床攪乱の出現状況から判断すると、変動発生は低頻度であり、また、大規模な崩壊発生が確認された1975年においても河床変動は小規模であった。ポンオサツナイ流域においては、河床幅が狭く、流路側方に土砂が氾濫・堆積しにくい河道形状であるため、河床堆積土砂量がきわめて少なく、空中写真においても攪乱裸地はほとんど認められない。また、現地で確認された堆積地の年代は、1990年調査時における最新の洪水年である1981年のみであった。これらのことは、ポンオサツナイ流域において堆積地の形成・消滅のサイクルが短時間であることを示唆する。

以上の河床変動の発生状況は、先に述べた斜面崩壊と多くの共通点が認められる。すなわち、ルベシュベナイ流域では斜面崩壊、河床変動ともに大規模な現象が低頻度で発生している。また、パラダイ流域においては、斜面崩壊、河床変動ともに高頻度で発生しており、両者の規模に関しても1960～1970年代の中規模移動、1992年の大規模移動とよく類似している。オノマップ流域では、1975年の事例で斜面崩壊と河床変動の規模に違いが認められたが、移動イベントの発生頻度は両者ともに低い。一方で、ポンオサツナイ流域においては、斜面崩壊が高頻度で発生しているが河床変動の痕跡は少ない。これに関しては、崩壊発生に伴って河道への土砂供給は頻繁に発生しているが、狭い河道形状のため河床内に土砂が滞留せずに流送され、結果的に堆積土砂が残らなかったためと解釈される。

4. 2 収支解析による土砂輸送速度の推定

以上に得られた斜面崩壊土砂量と河床堆積土砂量を用いて、1962年から1992年までの30年間における概略的な土砂収支を推定する。ただし、パラダイ流域については1992年より前の河床堆積土砂量が不明のため、この土砂収支推定を行わない。

表-4.4に、その結果を示した。土砂収支における流入量 (Input) は30年間の崩壊土砂量の総計であり、これは写真判読による30年間の崩壊発生面積を前述の方法で土砂量に換算したものである。滞留量 (Storage) は斜面における崩壊残土量と高次流路における河床堆積量からなる。前者は、各流域での崩壊地サンプル調査から得られた平均残土率を崩壊土砂総量に乗じて求めた。後者は、1992年豪雨前の河床堆積地調査における堆積土砂総量に、1992年移動イベントでの新規堆積土砂量 (堆積量から洗掘量を差し引いた正味の滞留土砂増加量) を加えたものである。そして、流出量 (Output) は流入量と滞留量の収支計算から求めた。

なお、単一イベント (1992年豪雨) の土砂収支では、流入 (前章では移動) の収支項目に

表-4.4 ルベシュベナイ, オノマップ, ポンオサツナイ川流域における30年間の推定土砂収支
 Table 4.4 Approximate sediment budgets for the Rubeshubenai, Onomappu and Pon-osatsunai River basins during the 30-year period from 1962 to 1992.

Budget component [method] \ River basin	Rubeshubenai	Onomappu	Pon-osatsunai
<u>Input</u>			
Amount of sediment mobilization by landslides (m ³) [calculated from slide area on aerial photos and volume-area relation]	65,000	47,000	150,000 (100%)
<u>Storage</u>			
Amount of sediment storage on hillslopes (m ³) (as remainder of slide debris) [estimated from average remainder-ratio* and total slide mobilization]	16,900	31,500	91,500 (61%) 0.61*
Amount of sediment storage in high-order channels (m ³)	71,400	26,500	7,000 (5%)
Sediment deposited from 1962 until 1991 #1 [from field research with tree-ring dating of deposits]	20,900	20,900	7,200
Sediment newly deposited at the 1992 rainstorm [net increase volume of stored sediment]	50,500	5,600	-200
<u>Output</u>			
Estimated amount of sediment discharge (m ³) downstream through basin outlet [Output=Input-Storage]	-23,300 Negative values suggest no discharge.	-11,000	51,500 (34%) (876 m ³ /km ² /yr)

#1: Measurement and dating of channel deposits were performed at the Rubeshubenai River in 1991, and the Onomappu and Pon-osatsunai Rivers in 1990. The length of reach examined and its percentage to all of high-order channels are 2.3 km, 92% in the Rubeshubenai River; 2.4 km, 86% in the Onomappu River; and 3.1 km, 74% in the Pon-osatsunai River, respectively.

河床洗掘量があったが、この土砂収支には出現しない。しかし、河床滞留の項目において、1992年イベントの数値では洗掘量が差し引かれており、また1962~1991年の数値は洗掘を受けた後の残存土砂量であることから、河床洗掘量は滞留項目の中で既に評価されており、流出量の算出には問題を生じない。また、低次流路に関しては、この土砂収支に含まれていないが、先の単一イベントの土砂収支における低次流路の寄与の少なさに基づき、無視し得ると判断した。

ルベシュベナイ流域とオノマップ流域では、流入量に比べて滞留量が多く、流出量は収支計算からマイナスの値となり、これは30年の時間単位で見ると土砂流出が発生しなかったことを示唆する。滞留土砂の構成は、ルベシュベナイ流域では河床堆積、オノマップ流域では崩壊残土がそれぞれ多い。これは、両流域の30年間の土砂移動履歴のなかで、ルベシュベナイ流域では1992年移動イベント、オノマップ流域では1975年移動イベントがきわめて顕著であるため、これらの移動イベントの内容が30年間の総計土砂収支に反映された結果である。

ポンオサツナイ流域では、斜面崩壊土砂量がきわめて多いため、崩壊残土率が61%と高いにも関わらず、多量の土砂が河道内に供給されている。さらに、河床での土砂滞留は非常に少なく、結果的に30年間に於いて50,000m³以上の土砂流出が発生したと推定される。これは前

節で述べた、河道形状と堆積地年代分布から予想された河道内土砂流送に関する推定を、具体的な土砂収支として表現している。流出土砂量は、崩壊土砂量全体の34%に相当し、年平均値では $876\text{m}^3/\text{km}^2/\text{yr}$ となる。

次に、ルベシュベナイ流域とパラダイ流域の下流端に存在する、満砂した治山ダムの堆砂量を計測して、両流域における流出土砂量を調査した（表-4.5）。河床縦横断測量から得られたダム堆砂量は、ルベシュベナイ流域で $7,600\text{m}^3$ 、パラダイ流域で $35,300\text{m}^3$ であった。さらに、堆砂面に生育するヤナギ類一斉林の樹齢調査と空中写真判読から、これらの土砂は1964年および1965年のダム完成以降、ダムが満砂して堆砂面に木本侵入が開始した1970年代前半までの、8年および9年間にそれぞれ堆積したことが判明した。なお、先の30年間の概略的な土砂収支において、ルベシュベナイ流域では土砂流出が発生していない結果となったが、実際には8年間で $7,600\text{m}^3$ の土砂が流出していたことになる。単位面積あたりの年平均流出土砂量は、ルベシュベナイ流域で $455\text{m}^3/\text{km}^2/\text{yr}$ 、パラダイ流域で $2,311\text{m}^3/\text{km}^2/\text{yr}$ と求められ、流域間で大きな差が認められる。

この流域下流端で計測された流出土砂は、高次流路滞留土砂の洗掘によって供給されたと考えられる。言い換えると、斜面崩壊から河道内に流入した土砂が、河道内に堆積せずに直接、流域下流端まで到達することはほとんどないと推察される。なぜならば、過去30年間で最大規模の斜面崩壊が発生した1992年イベントにおいてさえ、崩壊によって発生した多量の移動土砂は高次流路に堆積し、流域下流端から流出しなかったためである。ルベシュベナイ流域においては、1964～1972年の期間に崩壊発生はなく、したがって $7,600\text{m}^3$ の流出土砂が全て河道の、とりわけ高次流路の滞留土砂の洗掘によって供給されたことは明らかである。一方、パラダイ流域においては、1965～1974年の期間に2回以上のイベントによって合計 $39,000\text{m}^2$ の崩壊が発生し（前表-4.1）、これによる河道流入土砂量は $15,300\text{m}^3$ と見積もられた。しかし、この期間の個々の崩壊イベントは1992年イベントより小規模であり、崩壊による河道流入土砂が、それらのイベント時に流域下流端まで直接到達したとは考えにくい。したがってパラダイ流域においても、ダム堆砂で計測された $35,300\text{m}^3$ の流出土砂は、高次流路滞留土砂の洗掘によって供給されたと推測される。このように、ここで得られた両流域の単位時間あたりの流出

表-4.5 ダム堆砂計測による流域の流出土砂量（ルベシュベナイ、パラダイ川流域）

Table 4.5 Sediment discharge rates out of basins. The sediment discharge was measured by reservoir sedimentation in the Rubeshubenai and Paradai River basins.

River basin	Rubeshubenai	Paradai
Volume of reservoir sedimentation	$7,600\text{m}^3$	$35,300\text{m}^3$
Sedimentation period	1964-1972; 8 yrs	1965-1974; 9 yrs
Catchment area	2.08km^2	1.70km^2
Average annual sediment discharge rate	$455\text{m}^3/\text{km}^2/\text{yr}$	$2,311\text{m}^3/\text{km}^2/\text{yr}$

土砂量は、高次流路滞留土砂の洗掘速度とみなされる。

以上の、複数の移動イベントを含んだある期間の土砂収支解析、ならびに前節の斜面崩壊の検討によって、年平均崩壊土砂量、年平均流出土砂量など、流域を通した土砂の流れ (Sediment flux) における、いくつかの素過程の単位時間あたりの土砂輸送量、すなわち土砂輸送速度 (Rate) が判明した。これらは、流域を通した一連の土砂輸送過程、また長期間の土砂輸送傾向、を分析する際の重要な情報となる。

4. 3 滞留土砂の輸送過程と時間的变化

流域を通した土砂輸送の初期過程である崩壊速度 (年平均崩壊土砂量, 前表-4.2) と、最終過程である流出速度 (年平均流出土砂量, 前表-4.5) を比較すると、ルベシュベナイ流域では崩壊速度の方が流出速度の約2倍と大きく、パラダイ流域においては逆に、崩壊速度が流出速度の約1/2と小さい。また、1992年豪雨の単一イベントの土砂収支においても、両流域では大規模な崩壊発生にも関わらず、流域出口からの土砂流出が生じなかった。このように、短期間の土砂収支では見掛けの流入量 (Input rate) と流出量 (Output rate) の間に不均衡が生じ、これが流域内における滞留量 (Storage volume) の増減を示している。したがって、多くの研究者 (例えば DIETRICH *et al.*, 1982) も指摘するように、滞留土砂の分布とその土砂量の時間的な変化は、流域を通した長期間の土砂輸送において、明らかに重要な要素である。ここでは、土砂輸送経路に沿って斜面崩壊残土、低次流路堆積、高次流路堆積として分布する滞留土砂の輸送プロセス、すなわち土砂の滞留と輸送とのつながりと、それによる滞留土砂量の時間的变化を、ルベシュベナイ・パラダイ両流域を事例に解析する。

1) 高次流路の土砂滞留時間

高次流路は、ポンオサツナイ流域の場合を例外にして、流域内で滞留場としての機能を最も有する地形要素であり、前章で述べたように単一の大規模イベントにおいて輸送土砂の約8割を滞留させた。したがって、高次流路に滞留する土砂の挙動は、他の地形要素における土砂滞留と比べて、流域の土砂輸送にとって最も重要である。この高次流路の滞留土砂は、上流からの河道流送土砂が捕捉されたものであり、ある時間その場に滞留し、再び流水の輸送プロセスによって下流へ排出される。

そこで、この高次流路における土砂の滞留時間 (Residence time) を推定する。DIETRICH *et al.* (1982) は、土砂滞留時間の概念を説明するとともに、滞留地形要素内の土砂の年齢構成を表わす滞留土砂の年代分布と、土砂の年齢ごとの死亡量 (侵食量) を意味する洗掘土砂の年代分布とを用いた土砂滞留時間の計算方法を解説した。ここで土砂の年齢とは、土砂が滞留地形要素へ流入して以降現在まで滞留している年数であり、例えば堆積地を単位として樹木年代学的方法によって同定される。彼等によると、滞留地形要素への土砂の流入速度とそこから

の流出速度 (単位時間あたりの土砂の流入量と流出量) とが均衡し, 滞留土砂の年代分布の定常性が仮定できる場合に, 土砂滞留時間は様々な年齢の滞留土砂の平均寿命として計算される。ところで本論の場合において, 高次流路での土砂の挙動をモデル的に考えると, 土砂の捕捉 (堆積) は1992年豪雨時のような大規模な移動イベントによって一度に大量に行われ, 土砂の排出 (洗掘) は, 下流端のダム堆砂で計測された土砂流出のように, 相対的に小規模な流送プロセスの繰り返しによってある時間をかけて進行すると想定される。したがって, 滞留土砂年代分布の定常性は, 大規模イベントの発生頻度よりも短い時間スケールにおいては仮定できず, 土砂の年代分布を用いた “平均の” 土砂滞留時間 (DIETRICH *et al.*, 1982) は求められない。しかし, 前節までの検討で, 高次流路区間における滞留土砂の総量とその洗掘速度が得られており, (4.1) 式のように前者を後者で除することによって, 高次流路滞留土砂の全量が排出されるのに要する時間を計算することができる。

$$T_R = M_{STR} / F_{ERO} \quad (4.1)$$

ここに, T_R は高次流路滞留土砂の全量が排出されるのに要する時間, M_{STR} は高次流路区間の滞留土砂総量, F_{ERO} は高次流路滞留土砂の洗掘速度 (単位時間あたりの洗掘土砂量) である。この T_R は土砂滞留の上限の時間を意味しており, 滞留時間に関する一つの指標値となる。BOLIN and RODHE (1973) は, (4.1) 式の分母を「滞留地形要素における土砂の流入速度と流出速度の両方を表わす土砂フラックス」にした式を示して, T_R を滞留地形要素の回転時間 (turnover time) と呼び, 定常状態 (すなわち, 流入速度と流出速度が一致し, 彼等の示した式のように両者は一つのフラックス値で表わされる) においては, T_R が “平均の” 土砂滞留時間と等しいことを述べた。本論における高次流路区間の土砂の流入と流出に関し, 定常性を仮定しうる時間スケールについては後に述べるが, 本論では (4.1) 式で求められる T_R を土砂滞留時間と呼ぶことにした。

土砂滞留時間の計算にあたり, 表-4.6に示すように, 滞留土砂量には1992年イベントの堆積土砂量を用いた。これは, この堆積土砂量が高次流路における滞留容量の上限値に近いとみなされるからである。その根拠は, 1) 1992年移動イベントが, 計算を行う両流域において過去30年間で最大規模のイベントであること, 2) このイベント時の土砂堆積の効率が, ルベシュベナイ流域においては新設治山ダム (1991年施工), パラダイ流域では流木ダムの自然形成, の影響によって非常に高いこと, の2点である。一方, 洗掘速度には, 8~9年間の平均値として求められた土砂流出速度 (前表-4.5), すなわち高次流路滞留土砂の年平均洗掘量を用いた。

以上の手順により, 土砂滞留時間はルベシュベナイ流域で58年, パラダイ流域で5年と計算された。これらの滞留時間は, 高次流路の実際の河床状況とも調和している。すなわち, ルベシュベナイ流域においては1962年イベントの堆積地 (堆積地年代は1992年時点で30年) が,

表-4.6 高次流路における土砂滞留時間の計算 (ルベシュベナイ, パラダイ川流域)
 Table 4.6 Calculation of residence time of sediment in high-order channel storage.

River basin	Rubeshubenai	Paradai
Brief outlines of site conditions		
Basin area	2.08 km ²	1.70 km ²
Stream order	Third	Third
Length of high-order (2nd- and 3rd-order) channels	2.5 km	2.7 km
Capacity of sediment storage of the high-order channels: M_{STR} [Total sediment volume of the 1992-storm deposits in the channels #1]	55,600 m ³	20,600 m ³
Annual erosion rate of sediment in high-order channel storage: F_{ERO} [Average erosion rate during the 8- to 9-year period #2]	950 m ³ /yr	3,920 m ³ /yr
Calculated residence time of sediment in high-order channel storage: T_R [$T_R = M_{STR} / F_{ERO}$]	58 years	5 years

#1: In these basins, total sediment volume of the 1992-rainstorm deposits is regarded as a value close to the upper limit of storage capacity: because the magnitude of sediment transport of this event is the largest in the past four decades on the basis of landslide and channel disturbance histories; besides, efficiency of sediment storage in this event is assumed to be extremely high by the effects of new dam building in the Rubeshubenai River and log jam forming in the Paradai River, respectively.

#2: derived from sediment discharge measurement using reservoir sedimentation in these basins.

1992年の河床攪乱以前には河床内に広範囲に分布し、攪乱以降も一部は残存していた。このことは、堆積土砂の滞留時間が30年以上であることを示唆する。また、パラダイ流域では堆積地年代分布の現地調査が行えなかったため、代用として過去30年間における河床変動の発生頻度(前表-4.3)によって検討すると、中規模以上(1981年を除外)の河床変動の平均発生間隔が7.5年(30年間で4回)であり、算出された滞留時間と近似している。

両流域の滞留時間を比較すると約12倍の差がある。滞留時間の長短は、移動イベントの規模と頻度の反映とみなされるが、少なくとも過去30年間の土砂移動履歴でも、ルベシュベナイ流域では低頻度かつ大規模な河床変動が支配的であること、パラダイ流域においては河床変動が高頻度に発生していること、と良く調和している。

ここで議論している土砂滞留時間は、土砂がその場(高次流路)に捕捉されてから全量が排出されるまでの時間を意味するが、これより長い時間を想定すると、土砂は再び上流域から補給されるはずである。したがって、滞留時間は、滞留している土砂の全てが入れ替わるのに要する時間を表わすことになる。前述のように、滞留土砂は上流域からの大規模な土砂流送によって一度に供給され、その土砂はより小規模な土砂流送の反復によって徐々に下流に排出される、という挙動が、2次・3次流路の滞留土砂の特徴であるならば、滞留時間は、上流域から流出してその流路全体を埋積するような大規模な土砂流送イベントの、平均的な再現期間を示すことになる。また、上流域からこの流路区間への土砂供給が長期的には定常状態にある事例を想定すると、短期的には滞留現象の効果によって流域下流端からの流出土砂量が大きく変

動しても、滞留時間より長い時間オーダーでみると、土砂流出は定常的とみなせることがわかる。

河道の土砂滞留時間は、従来からいくつか報告されている。NAKAMURA (1986) および中村 (1988, p. 338~340) は、沙流川本川を含む北海道内の4河川を対象として、堆積地の年代分布に基づいて9~28年の滞留時間を算出し、滞留時間の長短と土砂輸送の活発さとの関係について論じている。またSWANSON *et al.* (1982b, p. 159) は、アメリカ合衆国の森林流域において得られたいくつかの滞留時間の報告値を要約して示し、滞留土砂の定義が研究者の視点によって様々なこれらの報告値においても、滞留時間の多くは10~100年オーダーであることを指摘している。

滞留時間の計算方法、滞留土砂および洗掘速度の定義と計測方法、対象とする場の流域面積や水流次数、などの多様さのため、本論で得た滞留時間を上記の既往報告値と単純に比較することはできない。しかし、今回の5年や58年という数値は、既往の報告値と比べて不自然な長さではない。本論を含めた、河道の土砂滞留時間に関する研究に共通する理解として、1) 滞留時間は、その場の土砂滞留の容量に応じた土砂輸送の活発さ (activity level) を表現すること、2) 長期にわたる土砂輸送過程の解明にあたって、移動イベントの規模と頻度の相対的評価は、滞留時間より長い時間スケールで行うべきであること、を挙げることができる。

2) 低次流路滞留土砂と斜面崩壊残土の挙動

低次流路の滞留土砂ならびに斜面崩壊残土については、前記の高次流路のような、滞留量の時間的变化に関する定量的情報がなく、土砂滞留時間の推定はできない。しかし、前章で述べた単一イベントの土砂収支結果などに基づき、これらの滞留土砂の輸送プロセスと挙動に関して、いくつかの議論が可能である。

(i) 低次流路

低次流路の滞留土砂は、狭い河床幅と急な河床勾配によってその土砂量が少なく、流域全体の土砂収支に対する寄与は相対的に小さい。しかし、土砂の挙動の点からみると、低次流路の滞留土砂は特徴的であり、高次流路とは異なった輸送プロセスに支配されていると推測される。

本論でいう低次流路は、水流次数が1次および0次の流路区間をさしているが、これらの流路は、河床勾配がおおよそ20% (11°) 以上と急勾配であり、河床幅 (低次流路では谷床幅とほぼ同義) も10m未滿と狭い。このため、洪水時においては、流木や側方斜面からの崩積土など障害物によるダムアップ地点を除くと、河道内の流送土砂が堆積することは少なく、むしろ逆に河床・河岸の洗掘が著しい。実際に1992年イベントの土砂収支においても、4流域の低次流路では洗掘量が堆積量を大きく上回っていた。また平常時においては、低次流路の水流はごく少量であるか、あるいは流れを欠いているために、流水による土砂輸送は発生しない。

このように低次流路は、流水による土砂輸送プロセスに対するそれ自身の地形的・水文的特徴により、洪水時と平常時のいずれにおいても河道内の流送土砂をほとんど捕捉しない一方で、大規模な洪水イベント時には滞留土砂を排出する。このことから、低次流路に滞留する土砂は、崩壊など斜面の土砂移動プロセスによって供給、蓄積されたものがその大部分であると推測される。実際に、土砂流送が顕著に発生していない低次流路を観察すると、河床には流水運搬を受けていないと判断される粗粒の角礫が優勢に分布する。また河道の横断形状は、斜面と河床とが円弧状に連続した形状をなし、斜面と平坦な河床が地形的に明瞭に識別できる高次流路のような横断形状とは異なる。一方、1992年イベントで土砂流送の発生した低次流路では、洗掘の結果、函型の横断形状を示し、河床の岩盤露出が顕著に観察される。

これら実際の河床状況からも、低次流路の滞留土砂は斜面移動プロセスによって供給・蓄積され、その排出は大規模イベント時の流水洗掘によって一度に大量に行われることが推測される。なお、これと同様の見解は、土石流による低次流路滞留土砂の排出を調査した BENDA and DUNNE (1987) および BENDA (1990) によっても指摘されている。

低次流路の土砂滞留時間に関して若干言及すると、上記の土砂の挙動に基づけば、滞留時間がその土砂を排出する河床洗掘イベントの再現期間に制約されていることは明らかである。アメリカ合衆国西海岸の森林流域での調査によると、低次流路の河床を洗掘する土石流の再現期間は、1次流路において300~500年 (KELSEY, 1982a, p. 93) や1500年 (BENDA and DUNNE, 1987; BENDA, 1990) と推定されており、これらは土砂滞留時間の指標とみなせる。一方、本調査地においては、低次流路河床に100年以上の高樹齢木が生育していないことから類推して、土砂滞留時間は数10年オーダーと予想できる。このように、本調査地の土砂輸送の発生頻度が、北米西海岸地域より1~2オーダー高いと予想されることは、次章に述べる崩壊再現期間においても認められる。

以上から明らかなように、一般には河道として一括して扱われやすい低次流路と高次流路は、そこに滞留する土砂の起源と作用する輸送プロセスの点で異なっており、このことは、流域を通した土砂輸送過程の解析において留意すべき点である。

(ii) 斜面崩壊残土

崩壊土砂は、その全量あるいは一部が崩壊発生時に直ちに河道内へ流入し、また一部は崩壊残土として斜面脚部に滞留する。1992年イベントで大規模な斜面崩壊が発生したルベシュベナイ・パラダイ両流域では、崩壊土砂の河道流入率がそれぞれ74%、75%、崩壊残土率はそれぞれ26%、25%であった。このような高い河道流入率は、崩壊土砂の流動性が総じて高かったことを示している。一方、崩壊残土として滞留した土砂は、流域内の全滞留土砂の17~18%に相当し(前表-3.1と3.2)、これらは以降の土砂輸送イベント時に排出されると予想される。

斜面崩壊残土の挙動は、滞留(残土の形成)とその後の排出、の2過程からなる。まず滞留過程の特徴を、1992年イベントで発生したパラダイ流域の35箇所の崩壊地調査結果を用いて

検討する。個々の崩壊地の残土率は0～90%の広い範囲に及んでいるが、崩壊地が位置する水流次数ごとに集計すると、低次流路で発生した崩壊地の残土率（平均14.5%±19.3%）は、高次流路の崩壊残土率（平均31.8%±26.7%）より低い。とくに、土砂が全く残存せず（残土率0%）、崩壊土砂全体が土石流状に流下したと思われる斜面崩壊は、全体で15例あったが、このうち12例は低次流路で発生していた。これらの結果は、低次流路では狭い河床幅と急な河床勾配によって、洪水流が斜面脚部に崩壊残土を残さないほど高い運搬力を有していたこと、さらに崩壊土砂は、斜面下端に位置する河道の高い土砂運搬力の助けによって、斜面上で停止せずに土石流状に流下した場合が多かったこと、の反映と推測される。ただし、上記の標準偏差で示されるように、崩壊残土率のばらつきは低次流路、高次流路ともに小さくなく、崩壊地ごとの個別の条件、たとえば崩壊土砂の流動性と滑落面上における停止条件、豪雨期間中における洪水ピーク時刻と崩壊発生の時間差などが、個々の崩壊土砂の流送程度を多様にしていると予想される（斎藤、1993）。

一方、崩壊残土の排出過程に関連して、パラダイ流域での同じ崩壊地調査結果によると、崩壊残土は滑落面上と河床上とにほぼ同量の土砂が分布する。このうち河床上での滞留は、前述した低次流路に対する滞留土砂の供給過程に相当するものである。このように河床に滞留した崩壊土砂は、以前からの河床堆積土砂と一体となり、以降の河床洗掘イベントで排出されるとみられる。また、斜面上に滞留する残土の排出過程としては、1992年イベントにおいて既往崩壊地の残土の再崩壊が、オノマップ・ポンオサツナイ両流域で認められた。しかし、ポンオサツナイ流域において、過去30年以内に発生した15箇所の崩壊地の残土率を相互に比較したところ、発生年代の古い崩壊地ほど残土率が低い、という傾向は認められなかった。崩壊残土は、一般にその末端部が流路に隣接するため、洪水流による斜面下部の洗掘を受けやすく、それを契機とした崩壊土斜面の崩壊が想定される。しかし一方で、崩壊土は崩壊未発生時の斜面表層土より空隙率が一般に高いため、その他の斜面より崩壊が発生しにくいことも想像される。このように、斜面上の崩壊残土の排出過程については、不明な点が多く残されている。

以上のように、崩壊残土の挙動、とくにその排出過程に関しては、定量的なデータが乏しく、確率的な取り扱いが困難である。

第5章 土砂輸送初期過程としての斜面崩壊の長期発生履歴

5.1 長期履歴の検討意義

前章では、30年間の土砂移動履歴の解析から、試験流域における斜面崩壊と河床変動の規模・頻度の特徴が抽出され、さらに土砂収支解析によって、土砂の流れに沿ったいくつかの土砂輸送速度が得られた。また、土砂滞留時間の解析から、流域を通した土砂輸送過程のうち、河道での土砂輸送は数10年から100年程度の時間スケールを有することが判明した。

そこで次に課題となるのが、流域を通した土砂輸送の初期過程であり、また流域内の土砂

輸送プロセスのなかで最も長い再現期間を有すると予想される、斜面崩壊の長期的な発生履歴を知ることである。さらにもう一つの課題は、100年オーダーの長期にわたる土砂輸送過程の解析にあたって、30年間から得られた土砂輸送速度を適用するために、その30年間がより長期間においてどのような位置付けにあるのか、という点の理解である。

土砂輸送過程の解析において、観測などから得られた比較的短い期間での土砂輸送量をより長い期間の推定のために外挿することは、一般的な方法である（例えば DIETRICH *et al.*, 1982; CAINE and SWANSON, 1989）。この際に問題となるのは、拡張すべき時間範囲における、外挿に用いられる短期間データの代表性である。具体的に言えば、本研究の場合、100年オーダーの土砂輸送過程における、輸送量を得た30年間の代表性である。この代表性、すなわち外挿することの妥当性が、何らかの手段によって確認できることが望ましい。

そこで本章では、テフロクロロジーの方法を用いて $10^2 \sim 10^3$ 年オーダーの長期間における斜面崩壊の発生履歴を調査する。さらに、これを先の30年間の崩壊発生履歴と比較することによって、土砂輸送量を得た30年間のより長期間における位置付けを検討する。ここで解析の対象となる具体的な時間範囲は、用いられるテフラの降下年代によって決まるが、本論では約3200年前、2500～3000年前、8000年前に降下堆積した3層のテフラを用い、解析における時間スケールでの分解能をある程度維持した上で、 10^3 年オーダーまでの崩壊履歴を調査する。また、各試験流域での30年間の土砂移動履歴において、斜面崩壊と河床変動の間では規模・頻度の特徴が共通していたことから、ここで行う斜面崩壊に焦点を当てた解析は、河床変動を含めた流域全体の土砂輸送に対しても一般性を持つと期待される。

この斜面崩壊の長期履歴の解析は、ルベシュベナイ流域とパラダイ流域において実施した。30年間の崩壊発生履歴では、前者が低頻度、後者が高頻度であり、対照的なこれら2流域での検討結果は、試験流域のみならず、沙流川流域内の他地域での長期崩壊履歴の推定にも有益と考えられる。

5. 2 テフラ分布に基づく斜面の崩壊履歴判別

この検討では、斜面におけるテフラの分布と斜面形状を詳細に調べ、それらの結果をテフラ降下年代以降の斜面崩壊の発生と関連づけて解析する。このように詳細な現地調査を行う必要があるため、調査地はルベシュベナイ・パラダイ両流域内において一箇所ずつの支流小流域とした。2つの調査支流（以下では単に、流域とする）は、長さ700～800m、幅は共に約300mで、面積はルベシュベナイ流域 0.15km^2 、パラダイ流域 0.16km^2 とほぼ同じ規模である。斜面傾斜はルベシュベナイ流域で $25 \sim 45^\circ$ 、パラダイ流域で $35 \sim 50^\circ$ であり、後者の方が概して流域地形の開析が進んでおり、斜面がより急傾斜である。

沙流川流域に広く分布し、現地の斜面においても明瞭に識別できたテフラは、ルベシュベナイ流域とパラダイ流域からそれぞれ西方約85km、65kmに位置する樽前山を供給源とする

4層のテフラであり、各テフラの名称と降下年代は、Ta-aが1739年、Ta-bが1667年、Ta-cが2500～3000年前（以上は、町田・新井，1992）、Ta-dが約8000年前（梅津，1987）である。ただし、Ta-dはその分布域が沙流川流域の北半分に偏っているため（北海道火山灰命名委員会，1982によると、その南限は沙流川・額平川合流点の数km北方）、パラダイ流域周辺では、日高海岸地域（柳井・五十嵐，1990）と同様にTa-dが分布しない。現地の斜面においては、後述するように上記のテフラの一部が崩壊により剝離されて消失している。このため、平坦地での土層断面観察の結果から各テフラの堆積厚を説明しておく、供給源から遠いルベシュベナイ流域付近では Ta-a と Ta-b がそれぞれ 3～4 cm，Ta-c と Ta-d がそれぞれ 30～40 cm であり、供給源から近いパラダイ流域付近においては Ta-a が 8 cm 程度，Ta-b と Ta-c がそれぞれ 30～40 cm であった。なお、両流域の斜面においては、最も新しい Ta-a は独立した堆積層を形成せず表層の腐植土に混在していたため、以降の検討では Ta-b，Ta-c および Ta-d を指標テフラとして使用した。

さて、ルベシュベナイ流域において12箇所、パラダイ流域において10箇所の詳細調査斜面を設定し、各斜面において斜面長、傾斜、遷急線や崩壊跡地などの微地形、を測量と地形観察によって調べた。さらに、微地形の周辺など、斜面内の多くの地点で土層を掘削し、指標テフラの有無に注目した土層断面観察を行った。これらの調査により、斜面部位によってテフラ分布が特徴的に異なっていることが判明し、さらに、そのパターンは全ての調査斜面に共通していた。具体的な調査結果を、ルベシュベナイ流域における隣接した調査斜面 No. 1，No. 2 および No. 3 を事例として、以下に説明する（図-5.1）。

正面図に示すように、斜面中～下部には横方向に連なった明瞭な遷急線が認められた。遷急線の上部斜面と下部斜面との傾斜の違いは明瞭であり、No. 1 における測線の縦断面図で例示するように、傾斜は上部斜面で約30°、下部斜面で約40°であった。また遷急線の下部斜面には、滑落崖の存在で確認される過去の崩壊跡地が集中して分布しており、1962年豪雨による崩壊地（空中写真判読によって確認）も下部斜面で発生していた。

テフラの分布状況は、正面図に示すように（凡例 8・9・10を参照）、これらの斜面部位の区分と明瞭に対応していた。遷急線の上部斜面ではいずれの土層観察地点においても Ta-b，Ta-c，Ta-d が全て分布するのに対し、下部斜面では Ta-b のみが分布し、これ以前のテフラは全く存在しなかった。この状況を No. 1 の縦断測線に沿った断面観察結果で例示すると、遷急線上部斜面の2つのピットでは、表層腐植土（Ta-a が混在）の下に Ta-b，Ta-c，Ta-d が整合的に堆積していた。一方、下部斜面の2つのピットにおいては、表層腐植土の直下に Ta-b のみが確認され、その下位は岩屑で占められており、基岩付近まで掘削しても他のテフラは存在しなかった。また、遷急線下部斜面における Ta-b の分布については、正面図に示すように多くの地点で浅層掘削を行い、Ta-b の有無を確認した結果、崩壊跡地の外部には堆積が認められたが、滑落崖で囲まれた崩壊跡地の内部には存在していなかった。

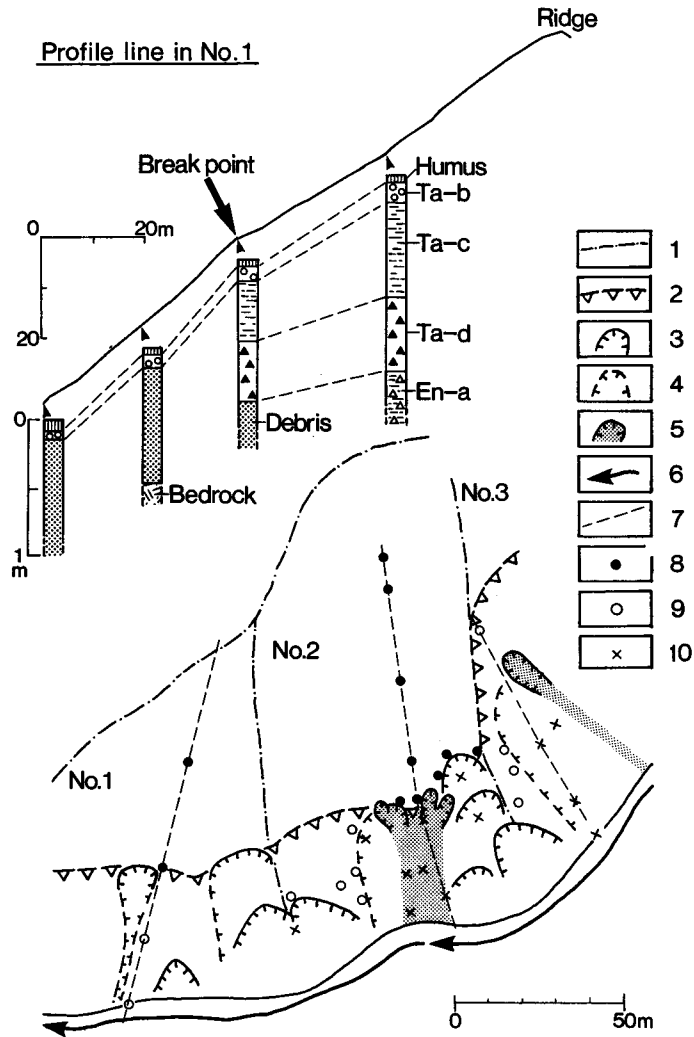


図-5.1 斜面部位に応じたテフラ分布の代表的事例 (清水ほか, 1995)
(ルベシュベナイ試験流域, 調査斜面 No.1・No.2・No.3)

- 1; 尾根 2; 遷急線 3; 明瞭な滑落崖 4; 不明瞭な滑落崖 5; 過去30年間の崩壊跡地
- 6; 河床 7; 縦断測線 8; Ta-b, Ta-c, Ta-d 全てが分布する地点
- 9; Ta-bのみが分布する地点 10; テフラが分布しない地点

Fig. 5.1 Front view of slopes No. 1, No. 2 and No. 3, and longitudinal profile with columnar sections along the profile line in slope No. 1, showing slope morphology and tephra distribution, in the research tributary basin of the Rubeshubenai River.

Two slope sections, an upper slope with an angle of about 30 degrees and a lower slope with an angle of about 40 degrees, are divided by a convex break line of the slope angle. Ta-b, Ta-c and Ta-d are all present on the upper slopes. Only Ta-b is present on the outside of the landslide scars on the lower slopes. Tephra is absent on the inside of the landslide scars on the lower slopes.

Legends in the front view are as follows: 1, main ridge and spur; 2, convex break line; 3, clear landslide scar; 4, unclear landslide scar; 5, landslide scar initiated during the last 30 years; 6, streambed; 7, profile line; 8, site where Ta-b, Ta-c and Ta-d were all found; 9, site where only Ta-b was found; 10, site with no tephra.

これらの結果から、以下の諸点が指摘される。まず、層厚5 cm程度の Ta-b でも傾斜40°前後の斜面に堆積しており、ただし崩壊跡地の内部には存在しないことから、1) 降下テフラは急斜面においても良く残存し、それを除去するプロセスは斜面崩壊である。この点に基づくと、2) 遷急線の上部斜面は Ta-d 降下以降現在までの少なくとも約8000年間は斜面崩壊が発生していない領域である。一方、3) 遷急線の下部斜面は過去8000年間に最低一回は崩壊が発生しており、そのなかには Ta-d 以降 Ta-b 以前の8000年前～320年前の期間に崩壊が発生し、近年の320年間に限っては崩壊していない領域がある。さらに、4) 下部斜面の中には過去320年以内に崩壊した領域があり、その周囲には不明瞭なものも含めて滑落崖が認められる。そして、5) 過去30年間のような最近の崩壊発生域も遷急線の下部斜面である。また、下部斜面に崩壊跡地が多数存在し、それらの一部は滑落崖が遷急線に重なっていることから、6) 遷急線下部斜面では過去から崩壊が繰り返されており、崩壊の反復発生が遷急線より上方に及ぶと、結果的に遷急線は斜面上方に移動する。

パラダイ流域の調査斜面においても、微地形配置に基づく斜面部位の区分、および斜面部位とテフラ分布との対応様式は、上記と同じであった。ただし、ルベシュベナイ流域の結果と比較して、Ta-d が分布していないこと、遷急線上部斜面の傾斜は平均32°で同等だが下部斜面は平均44°とより急傾斜であること、遷急線が斜面上方に位置すること、の3点の相違が認められた。このうち、Ta-d が分布せずに遷急線上部斜面の最下位のテフラが Ta-c であったことは、パラダイ流域における上部斜面の安定時間（現在まで崩壊が発生していない年数）が約3000年間以上という評価になり、ルベシュベナイ流域の約8000年間以上と比べて見掛け上、短いことになるが、これについては次節で検討する。

5.3 流域スケールでの斜面崩壊履歴

前節に述べた詳細調査斜面で得られた結果から、指標テフラの分布状況の違いに基づいて、斜面は崩壊履歴の異なる3つの領域に区分でき、さらにそれらは遷急線と滑落崖の2つの微地形によって、互いに画されることが判明した。この観点に基づき、調査流域内の全斜面を対象に遷急線と滑落崖の分布を現地で詳細に調べ、流域内全斜面の領域区分を行った。

ルベシュベナイ流域の斜面区分を図-5.2に示す。遷急線の上部斜面は Ta-b, Ta-c, Ta-d の全てが分布し、過去8000年間に斜面崩壊が発生していない領域であり、これをA領域と名付けた。このA領域は、流域界の尾根に沿った斜面上部にほぼ連続して広がっている。次は、遷急線下部斜面のうち、滑落崖が識別される崩壊跡地の外側の斜面であり、Ta-b のみが分布し、8000年前～320年前に崩壊が発生したが、近年の320年間は崩壊していない領域である。これをB領域と名付けた。B領域は、A領域の下方、すなわち斜面中部から下部にかけて分布する。最後は、遷急線下部斜面に位置し、滑落崖が識別される崩壊跡地の内側であり、テフラが存在せず、過去320年以内に崩壊した領域で、これをC領域とした。C領域は、B領域を侵食

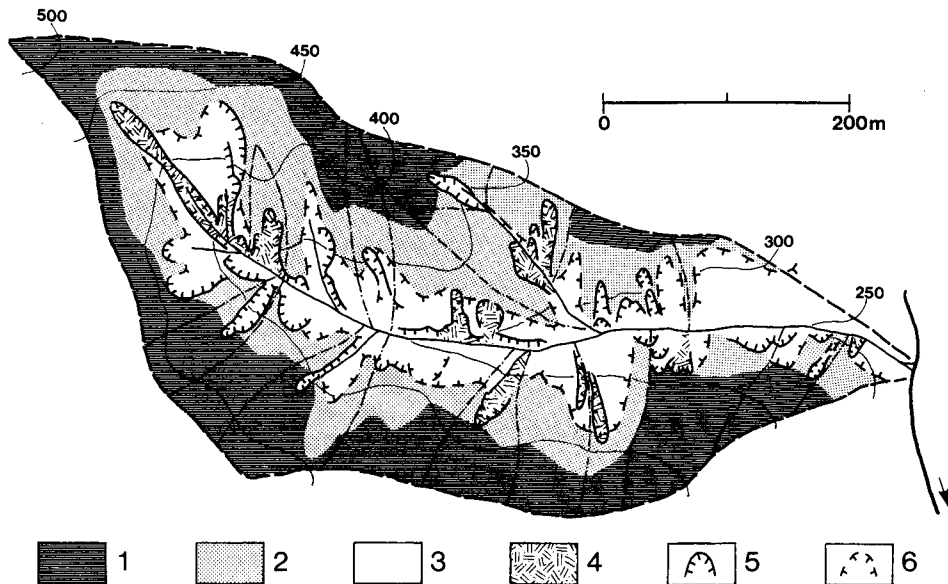


図-5.2 崩壊履歴に基づいたルベシュベナイ試験支流流域の斜面領域区分 (清水ほか, 1995)

- 1: A領域 (過去8000年間に崩壊発生なし)
- 2: B領域 (8000年前～320年前に崩壊発生, 過去320年間は崩壊発生なし)
- 3: C領域 (過去320年間に崩壊発生)
- 4: 過去30年間の崩壊斜面 5: 明瞭な滑落崖 6: 不明瞭な滑落崖

Fig. 5.2 Map showing the Rubeshubenai tributary basin divided into three slope units based on their different landslide histories, and showing the distribution of landslide scars occurring for the last 30 years.

Legends are as follows: 1, slope unit A where no landslide has occurred for the last 8000 years; 2, slope unit B where landslides occurred between 8000 and 320 years ago, but no landslide has occurred for the last 320 years; 3, slope unit C where landslides have occurred in the previous 320 years; 4, landslide scars for the last 30 years; 5, clear landslide scar; 6, unclear landslide scar.

する形で流路沿いの斜面下部に広がっている。さらに図中には、空中写真判読による過去30年間の崩壊地も示したが、これらは領域区分ではC領域に含まれる。過去30年間の崩壊地は合計13箇所、面積6,300m²であり、その大部分(11箇所)は上部でB領域を侵食するように発生している。また、13箇所の崩壊斜面の間では、滑落面が相互に重なる同一箇所の再崩壊はほとんど認められなかった。以上の各領域の面積構成比は、A領域36%、B領域33%、C領域31%である。

ここで斜面の形成年代に着目すると、A領域とした遷急線の上斜面は、8000年前よりも以前に形成された相対的に古い斜面で、その後現在までの8000年間は崩壊が発生しておらず安定している。一方、B・C領域とした遷急線の下斜面は、8000年前以降に崩壊を繰り返してきた新しい斜面であり、過去320年間、過去30年間と、現在まで崩壊を続けている。このように、遷急線を境にした上下斜面でTa-dの有無が明確に現われ、上下斜面の形成年代が8000年

前頃を境にして異なることについては、本論と同じテフラを用いた沙流川中・上流域、および隣接する厚真・穂別地域で行われた研究によっても指摘されている (柳井, 1989; 清水, 1989)。

遷急線の下部斜面が後水期 (過去約1万年) の時代になってから形成され、削剝 (崩壊) を受け続けてきた要因は、後水期の河川の下刻と考えられる。羽田野 (1974, 1986) は、後水期の下刻と関連づけた、遷急線とその上下斜面の地形発達史的な解釈を述べている。また、実際に沙流川においても、Ta-dの降下以降に沙流川中流区間で顕著な下刻が生じ、沙流川の上・下流に波及していったことが、河岸段丘の形成史から推定されている (柳田, 1981)。

以上の、周辺地域における本論と同じ結果の調査報告、ならびに要因となった下刻の開始時期に関する本論と調和した報告、を考慮すると、斜面形成年代が遷急線上部斜面で約8000年前より以前、下部斜面で約8000年前以降という今回の調査結果は、日高山脈の高標高域を除き (小野・平川, 1975; 山本, 1989)、周辺の広い範囲にわたる山地・丘陵地の斜面において当てはまるものと判断される。

ここでの検討結果を踏まえると、Ta-dの分布域からわずかに外れているために、遷急線上部斜面の最下位のテフラがTa-cとなっているパラダイ流域においても、斜面の形成年代に関する上記の結果は、同様に当てはまるものと判断される。したがって、パラダイ流域における3つの斜面領域の崩壊履歴は、前述のルベシュベナイ流域の場合とそれぞれ同一とみなされる。

図-5.3にパラダイ流域の斜面区分を示した。遷急線上部のA領域は、尾根に沿った狭い範囲に分布しており、遷急線が8000年間の崩壊の繰り返しによって上昇し尾根まで達した結果、A領域が消失した部分も多い。遷急線下部で滑落崖外側のB領域は、斜面中～上部に分布するが、C領域によって各所で分断され不連続な分布を呈している。遷急線下部で滑落崖内側のC領域は、斜面下部から中部にかけて広く分布し、部分的には斜面上端の尾根まで達している。過去30年間に発生した崩壊地は合計35箇所、面積11,400m²であり、このうち2/3 (24箇所) はその上部でB領域を侵食するように発生しているが、残りの1/3 (11箇所) はC領域の内部で発生している。また、これら35箇所の崩壊斜面の間では、滑落面が相互に重なる同一箇所の再崩壊が比較的多く認められた。なお、各領域の面積構成比は、A領域23%、B領域25%、C領域52%である。

2つの流域を比較すると、各領域の面積構成比から、パラダイ流域で崩壊発生がより活発なことが明らかである。また、過去30年間の崩壊発生面積 (再崩壊を含む) においても、パラダイ流域 (11,400m²) はルベシュベナイ流域 (6,300m²) の約2倍であり (なお、両者の流域面積はほぼ同一)、これは、前章で述べた全体流域における崩壊発生面積での両流域の差 (2.4倍、前表-4.1参照) とほぼ一致する。以上のことは、調査を行った支流域が全体流域の崩壊発生状況を代表するサンプルとして適当であること、過去30年間に限らず10²~10³年の時間スケールにおいても、パラダイ流域の方がルベシュベナイ流域に比べて崩壊発生が活発であった

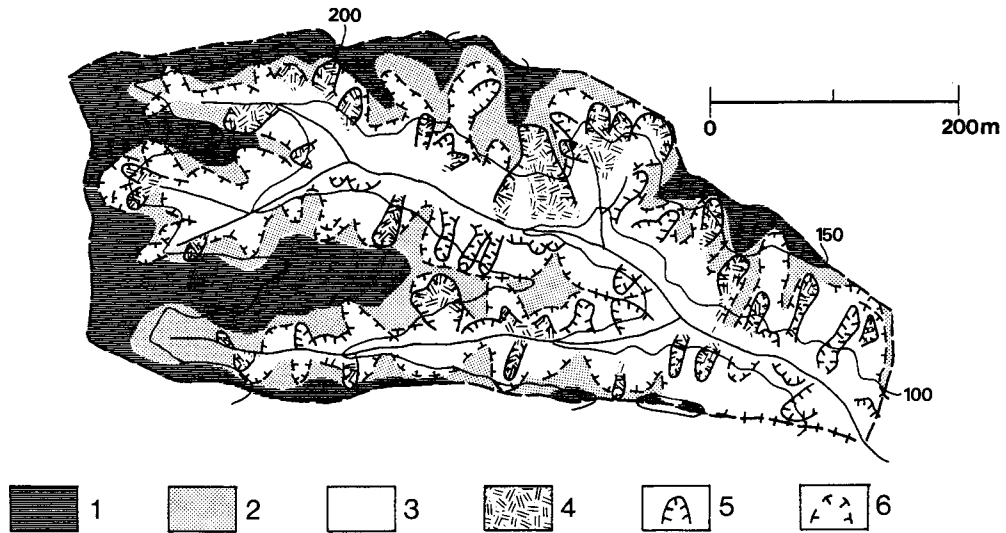


図-5.3 崩壊履歴に基づいたパラダイ試験流域の斜面領域区分

- 1: A領域 (過去8000年間に崩壊発生なし)
- 2: B領域 (8000年前～320年前に崩壊発生, 過去320年間は崩壊発生なし)
- 3: C領域 (過去320年間に崩壊発生)
- 4: 過去30年間の崩壊斜面 5: 明瞭な滑落崖 6: 不明瞭な滑落崖

Fig. 5.3 Map showing the Paradai tributary basin divided into three slope units based on their different landslide histories, and showing the distribution of landslide scars occurring for the last 30 years. Legends are the same as those in Fig. 5.2.

こと, を示している。

また, 両流域を比べると, 同一斜面が再び崩壊するまでの時間間隔 (崩壊再現期間) に差があることが予想される。前図-5.2に示したように, ルベシュベナイ流域においてはC領域の内部 (C領域とB領域を区分する滑落崖よりも下方の斜面) に滑落崖が分布することが少なく, さらに過去30年間に発生した崩壊地の大部分はその上端でB領域を削削している。これらのことは, 新たな斜面崩壊が以前に崩壊してから時間の経過した斜面, 例えば前回の崩壊から少なくとも320年以上経過したB領域, で主に発生していることを表わしている。

一方, パラダイ流域においては, 前図-5.3に示すようにC領域の内部に分布する滑落崖が多く認められ, その数は全滑落崖98箇所のうち34箇所 (全体数の35%) である。また, 過去30年間に発生した35箇所の崩壊地においても, そのうち11箇所 (31%) がC領域の内部で発生している。このようにパラダイ流域においては, 新たな斜面崩壊の2/3以上は, 以前の崩壊発生から時間の経過した斜面 (B領域) で発生しているが, 一方で過去320年以内に崩れた斜面 (C領域) での崩壊など, 短期間で再崩壊も一定割合で発生していることがわかる。

このような両流域における再崩壊の発生傾向の違いは, さらに過去30年間の崩壊地相互にも現われている。ルベシュベナイ流域において, 30年以内の再崩壊はわずかに1箇所, 面積

100m²のみであり、これは過去30年間に発生した崩壊地の全面積6,200m²の2%未満に過ぎない。一方、パラダイ流域においては、以前の崩壊発生によって土層の支えを失い、より不安定化したと思われる側方および上方の隣接斜面で、30年以内に新たな崩壊が発生しているのが、空中写真判読によって多く確認された。このような隣接部での崩壊の継続発生によって、以前の崩壊斜面の一部が結果的に再崩壊を受けており、それは10箇所、面積2,550m²であった。これは過去30年間に発生した崩壊地の全面積8,850m²の29%に相当する。

以上より、約8000年前以降に形成された遷急線の下部斜面が、流域における崩壊発生場であり、この長い期間にわたってパラダイ流域の方がルベシュベナイ流域よりも崩壊発生、すなわち斜面削剝が活発であるために、遷急線の位置を含めた斜面の形状が、両流域の間で大きく異なったものと判断される。さらに、過去320年以内および過去30年間の崩壊発生位置（滑落崖の分布）から類推して、崩壊の再現期間はパラダイ流域の方がルベシュベナイ流域に比べて短いと予想される。

5. 4 10²~10³年オーダーの崩壊発生量と崩壊発生頻度

ここでは、前節で得られたB領域およびC領域の面積を用いて、両流域における過去320年間の崩壊発生量、ならびに過去8000年間にわたる崩壊の長期履歴を推定する。

C領域は、Ta-b降下以降現在までの過去320年間の崩壊発生域であり、その面積はルベシュベナイ流域で45,000m²、パラダイ流域で76,000m²である。一方、320年間の崩壊面積は、これら発生域の面積に近似していると思われるが、前節で述べたように、C領域内で生じた過去320年以内の再崩壊の発生量を考慮しなければならない。

過去320年以内に生じた再崩壊は、既にTa-bが除去された斜面で発生しているためテフラ分布からは判別されず、具体的にはC領域の内部に分布する滑落崖としてのみ、その痕跡が残されている。しかし、個々の滑落崖は、再崩壊部分を周囲と完全に区別できるほど、全周にわたって残存してはいないため、残された滑落崖から再崩壊面積を計測することはできない。そこで、過去320年以内の再崩壊面積を推定するために、過去30年間に発生した崩壊地相互での再崩壊の面積割合を、過去320年間の崩壊発生域（C領域）で生じた再崩壊の面積割合として代用することにした。これは、ある期間を設定すると、それより短い時間間隔での再崩壊は、一定の確率で発生している、との想定に基づくものである。なお、ここで用いた過去30年以内の再崩壊は、前節で述べたように隣接斜面での崩壊発生によって、以前の崩壊斜面の一部が結果的に2回の削剝を受ける現象であり、例えば30年以内に基岩が風化して、再びその場で自律的に崩壊が発生する、という現象は意味しない。

崩壊が発生した斜面の面積を A^* 、その斜面の中で生じた再崩壊の面積割合を r とすると、再崩壊を含めた全崩壊面積 A は、

$$A = (1+r)A^* \quad (5.1)$$

である。表-5.1に、ルベシュベナイ・パラダイ両流域における過去320年間の崩壊発生量の算出過程を示す。前節で述べた過去30年間の崩壊斜面における計測結果に基づき、過去320年間の崩壊発生域（C領域）の中で、ルベシュベナイ流域においては2%，パラダイ流域においては29%の面積割合で再崩壊が発生したと推定される。したがって、再崩壊を含めた過去320年間の全崩壊発生面積は、C領域の面積にルベシュベナイ流域で1.02，パラダイ流域で1.29を乗ずることにより、ルベシュベナイ流域45,900m²，パラダイ流域98,000m²と求められた。この結果から、320年間の年平均崩壊面積は、ルベシュベナイ流域956m²/km²/yr，パラダイ流域1,914m²/km²/yrとなり、さらに、崩壊斜面の平均傾斜と平均崩壊深を適用して年平均崩壊土砂量を算出すると、ルベシュベナイ流域998m³/km²/yr，パラダイ流域1,064m³/km²/yrとなる。

これらの値を、それぞれの全体流域で求められた過去30年間における年平均崩壊面積および崩壊土砂量（前表-4.2）と比較すると、ルベシュベナイ流域においては驚くべきほど一致し、パラダイ流域においても過去30年間の方が20%ほど多いが、ほぼ一致している。

このことは、ルベシュベナイ流域とパラダイ流域ともに、平均化された崩壊発生速度の点で、過去30年間と過去320年間が同一であることを示している。また、平均化された速度（Rate）の視点によって確認された、この30年間の長期間における代表性から類推すると、

表-5.1 斜面テフラ分布の解析による過去320年間の崩壊発生面積の推定
Table 5.1 Estimation of landslide area during the last 320 years by the analysis of tephra distribution on hillslopes.

River basin	Rubeshubenai	Paradai
Area of research tributary basin	0.15 km ²	0.16 km ²
Time period for analysis of landslide history [period since 'Ta-b' eruption date (1667 AD) until research date (1993/94)] 320 years
Area of slopes experiencing landslides: A^* during the 320 years [area of slopes lacking 'Ta-b' by slide denudation]	45,000 m ²	76,000 m ²
Areal ratio of re-sliding slope patches to slopes: r experiencing landslides [derived from slides initiated during the last 30 years]	0.02	0.29
Estimated area of landsliding during the 320 years: A [$A = (1+r)A^*$]	45,900 m ²	98,000 m ²
Average areal rate of landsliding	956 m ² /km ² /yr	1,914 m ² /km ² /yr
Average volumetric rate of landsliding [calculated from volume-area relation #1]	998 m ³ /km ² /yr	1,064 m ³ /km ² /yr

#1: In the Paradai River basin, average slope gradient of 44 degrees was used for volumetric calculation.

前章に述べた30年間から得られたいくつかの土砂輸送速度は、より長期間にわたる土砂輸送量の推定にも有効であるとみなされる。

さらに、過去30年間の具体的な崩壊発生状況が過去320年間を代表していると想定できれば、ルベシュベナイ流域においては、1992年豪雨時のような大規模な崩壊発生が特異な現象ではなく、30年程度の期間の中にこのような大規模イベントを平均して1回含み、他の期間では崩壊発生が少ない、という状態が続いてきたと推測される。また、パラダイ流域においては、中程度の規模の崩壊発生が顕著な豪雨のたびに高頻度に繰り返される、という状況が過去320年間続いてきたと推測される。

つぎに、両流域における崩壊再現期間、ならびに過去8000年間の崩壊発生頻度の推定を行う。

すでに筆者 (清水ほか, 1995) が報告したように、遷急線下部斜面の開析は約8000年前 (Ta-d 降下直後) に開始され、それ以降現在までの8000年間における下部斜面の削剝プロセスは斜面崩壊が主体であったと考えられる。また、筆者 (清水ほか, 1995) は、表層崩壊と土層厚の関係についての従来の知見 (例えば 飯田, 1993; 下川ほか, 1989) を踏まえて、斜面表層土の崩壊による除去とその後の再形成、というサイクルに基づいた崩壊回帰年の考え方を提示した。この崩壊回帰年とは、「崩壊はその発生場となる斜面域において、土層厚が十分に発達した部分から順次、空間的に均等に発生していき、最終的にある時間が経過すると斜面全域の崩壊が完了し、その時点では最初に崩壊した斜面において再び崩壊が起こりうる土層厚に回復している」というモデルを想定し、これにおける「崩壊が斜面域を一巡するのに要する時間」のことである。この崩壊回帰年 (T_T) は、具体的には (5.2) 式のように、単位時間あたりの崩壊発生面積 (A_R) で、崩壊が起こりうる斜面全体の面積 (A_P) を除することによって求められる。

$$T_T = A_P / A_R \quad (5.2)$$

このように崩壊の再現期間の計算にあたって、時間のかわりに空間を代用する有効性については、KELSEY (1982a, p. 93-94) や SWANSON *et al.* (1982c, p. 246) も指摘しており、また KELSEY (1982b, p. 151) は、限られた時間での観測現象を長期間に外挿するにあたって、観測されたイベントの頻度を評価するために、時間の代用として空間を用いる概念とその留意点を解説している。

本論では、過去8000年間の崩壊発生場である遷急線の下部斜面において、実際に Ta-c, Ta-d のテフラが完全に除去されており、かつて崩壊が一巡して下部斜面の全域が削剝されたことは明らかである。また、この遷急線下部斜面での、崩壊による空間的な斜面削剝速度は、320年間分の削剝面積 (Ta-b が除去された面積) として C 領域の面積によって示される。そこで初めに、両流域の崩壊回帰年 (Turnover period of slopes due to landslides) を求める

と、表-5.2に示すように、過去320年間の削剥面積（C領域の面積）と崩壊発生の対象斜面（遷急線下部斜面，B・C領域）の面積を用いて、崩壊回帰年はルベシュベナイ流域で654年、パラダイ流域で471年と計算される。すなわち、ルベシュベナイ流域においては約650年、パラダイ流域においては約470年で、遷急線下部斜面の全域が一度は崩壊・削剥されるものと推測される。

前述のように、短期間での再崩壊がほとんど発生しないルベシュベナイ流域においては、この崩壊回帰年が「遷急線下部斜面内の個々の斜面にとっての、表層土の崩壊による除去とその後の再形成というサイクルに要する平均時間」を意味する崩壊再現期間（Average landslide recurrence interval）と同義であるとみなせる（清水ほか，1995）。しかし、短期間での再崩壊が多いパラダイ流域を例にして説明すると、約470年（崩壊回帰年）かかって下部斜面の全域が一度崩壊する間に、前述のように面積割合において29%の斜面で再崩壊が発生し、この部分は二度の削剥を受けていると推察される。したがって、崩壊再現期間は、これら短期間での再崩壊の発生確率も含む、平均的な値として求められる必要がある。この崩壊再現期間は以下の（5.3）式のように計算される。

$$T_R = T_T / (1 + r) \quad (5.3)$$

ここに、 T_R は崩壊再現期間、 T_T は崩壊回帰年、 r は再崩壊の面積割合である。すなわち、両流域の崩壊再現期間は、前述の再崩壊の面積割合に基づき、それぞれの崩壊回帰年をルベシュベナイ流域については1.02、パラダイ流域は1.29で除することによって算出される。

その結果、崩壊再現期間はルベシュベナイ流域で641年、パラダイ流域で365年と計算された（表-5.2）。これは、前節で述べた、滑落崖の分布状況から推測された両流域における再現期間の長短の予測を、具体的な数値で実証している。さらに、この崩壊再現期間に基づくと、

表-5.2 崩壊再現期間の計算
Table 5.2 Calculation of average landslide recurrence interval.

River basin	Rubeshubenai	Paradai
Area of landslide-affected slopes for 320 years: A_A [area of slopes lacking 'Ta-b']	45,000 m ²	76,000 m ²
Area of potential slopes for landsliding: A_P [area of slopes below convex break lines]	92,000 m ²	112,000 m ²
Turnover period of slopes due to landslides: T_T [$T_T = (A_P/A_A)320$]	654 years	471 years
Areal ratio of slide recurrence in the shorter term: r	0.02	0.29
Average landslide recurrence interval: T_R [$T_R = T_T/(1+r)$]	641 years	365 years
Frequency of landslide recurrence in the previous 8000 years [calculated from the values of T_R]	12 times	22 times

遷急線下部斜面の形成開始以降現在までの約8000年間に、遷急線下部斜面内の個々の斜面においてはそれぞれ、ルベシュベナイ流域で12回、パラダイ流域で22回、の崩壊が繰り返されてきたと試算される。

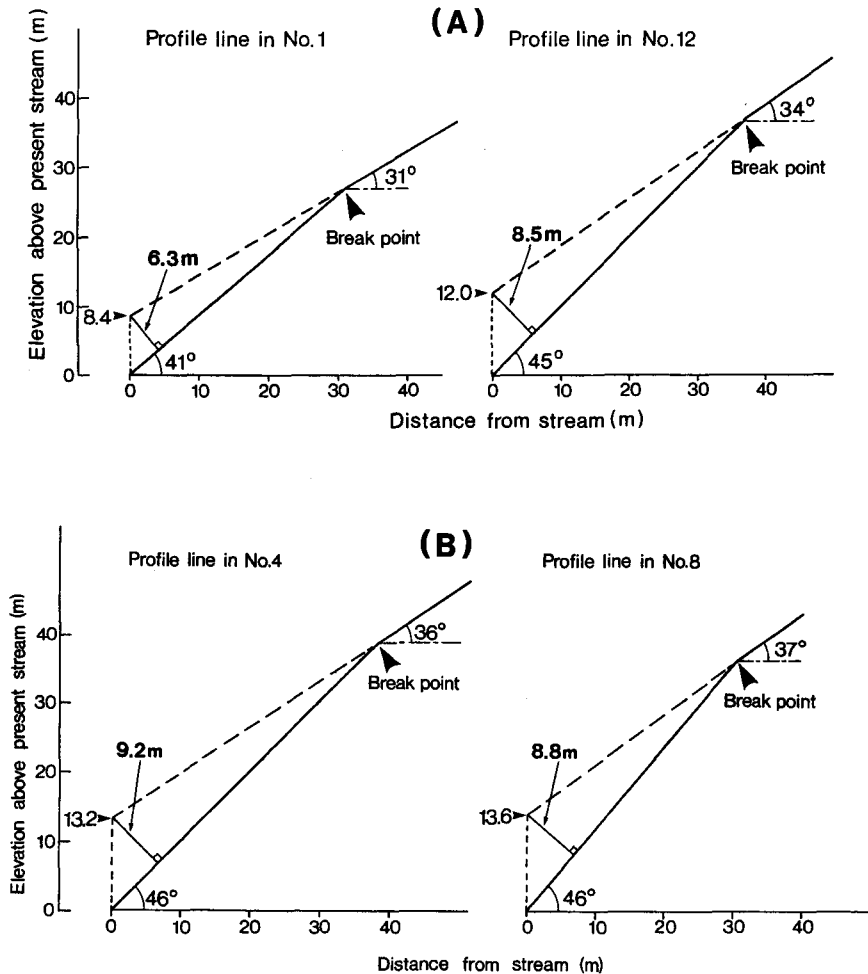


図-5.4 過去8000年間の斜面削剝深の推定

(A: ルベシュベナイ流域, B: パラダイ流域)

Fig. 5.4 Restoration of pre-denuded slope forms, and evaluation of slope denudation depths for the past 8000 years.

In the Rubeshubenai River basin (A), slopes No. 1 and No. 12 have been denuded to depths of 6.3 and 8.5 meters respectively. Using the mean landslide depth of 0.8 meters (scars initiated in 1992), landslides are calculated to have recurred 8 times in slope No. 1 and 11 times in slope No. 12 respectively, for the past 8000 years.

In the Paradai River basin (B), slopes No. 4 and No. 8 have been denuded to depths of 9.2 and 8.8 meters respectively. Using the mean landslide depth of 0.4 meters (scars initiated in 1992), landslides are calculated to have recurred 23 times in slope No. 4 and 22 times in slope No. 8 respectively, in the previous 8000 years.

この遷急線下部斜面における崩壊反復回数を検証するために、削剝される以前の元斜面の位置を斜面縦断形から復元し、これと現斜面との高低差（過去8000年間の斜面削剝深）を評価する。ルベシュベナイ・パラダイ両流域から、典型的な斜面縦断形状とみなされる調査斜面を2箇所ずつ選び、図-5.4に示すように遷急線上部斜面を同じ傾斜で延長して、元斜面の位置を復元した。削剝以前の斜面脚部はルベシュベナイ流域で8~12m、パラダイ流域で約13mほど現在の河床より上位にあり、斜面と直角方向にはルベシュベナイ流域 No.1 で6.3m, No.12 で8.5m, パラダイ流域 No.4 で9.2m, No.8 で8.8m, それぞれ削剝されたと推定される。ここで、1992年イベントで発生した崩壊地の計測結果（前表-4.2を参照）によると、平均崩壊深はルベシュベナイ流域で0.8m, パラダイ流域で0.4mであり、これは崩壊発生1回あたりの平均的な斜面削剝深とみなすことができる。これに基づくと、8000年間の崩壊反復回数はルベシュベナイ流域のNo.1で8回, No.12で11回, またパラダイ流域のNo.4で23回, No.8で22回, とそれぞれ計算される。

斜面削剝深から推定されたこれらの崩壊反復回数を、先の崩壊再現期間から推測された値（ルベシュベナイ流域で12回, パラダイ流域で22回）と比較すると、各々は独立した手法で算出されたにも関わらず、ほぼ一致している。このことは、過去数百年オーダーの崩壊履歴から推測された崩壊再現期間が、過去8000年間にわたって適用できることを示している。

以上の検討から、遷急線の下部斜面では、個々の斜面においてルベシュベナイ流域で平均641年, パラダイ流域で平均365年, の再現期間で斜面崩壊が発生しており、下部斜面の開析が開始された約8000年前から、ルベシュベナイ流域では約12回, パラダイ流域では約22回の崩壊をそれぞれ繰り返して、現在の斜面地形が形成されたと結論される。また、この地形を形成するには、崩壊面積・崩壊深ともに過去30年間に発生してきた規模の崩壊が、上記の頻度で繰り返されることにより十分に可能であることが、年平均崩壊面積の過去30年間と過去320年間との一致、過去320年間の崩壊面積に基づいて算出された崩壊再現期間の過去8000年間にわたる普遍性、さらに、1992年イベントの崩壊深を外挿して求めた斜面削剝回数 の妥当性、の3点から示された。このことは、過去8000年間の平均化された斜面削剝速度が現在の速度と同等である事実と、さらに、斜面削剝速度（崩壊発生頻度）が8000年の期間において大きな変化をせず一定であった可能性、を表わしている。

5.5 崩壊再現期間

上記の斜面崩壊の長期履歴は、流域を通した土砂輸送の初期過程である斜面崩壊が定常的に発生していることを意味する点で、重要な結果であり、この点に関しては第7章で詳しく議論する。ここでは、本論で得られた崩壊再現期間を既往の報告例と比較し、斜面削剝速度の一つの指標である崩壊再現期間への影響要因について議論する。

崩壊再現期間の報告例はこれまで多くはないが、日本国内のいくつかの地域、ならびにア

メロカ合衆国の西海岸地域において、1980年代以降いくつかの野外研究が行われている。それらによって報告された崩壊再現期間を、本論で得られた結果とともに表-5.3に示した。調査方法は研究によって様々であるが、そこで用いられた方法に応じて、これらの再現期間は大きく2種に類別される。一つは、同一斜面での崩壊発生に対する再現期間であり、これには、崩壊跡斜面での土砂蓄積速度に基づく方法(調査地番号1, 2, 8, 9)、崩壊跡斜面における樹木年代や指標テフラの分布に基づく方法(調査地番号3, 4)、ならびに指標テフラの分布と斜面削剝深とを併用した本研究が該当する。もう一つは、限定された範囲内のどこかの部位における1回の崩壊発生に対する再現期間であり、これには、斜面の下方に堆積した崩壊土砂の層序解析に基づく方法(調査地番号5, 6)と、広域での崩壊発生頻度に基づく方法(調査地番号7)が該当する。

従来の方法の多くは、方法自身が持つ宿命的な制約によって、長期的な斜面削剝速度の評価にとっては不完全な面を持っている。例えば、同一斜面での崩壊再現期間を得る方法は、再現期間と崩壊1回あたりの削剝深から削剝速度を計算できるが、その調査対象となる斜面は、崩壊現象自身によってより以前の痕跡が失われる宿命を持つ。このため、再現期間は一般に、最も近年に生じた1回の崩壊発生間隔の計測であることが多く、得られた再現期間がそれより以前の長い時間スケールにおいても有効であるか否かは、不明のまま残される。一方、時間指標(年代の判明しているテフラや ^{14}C 年代試料)を併用した崩壊堆積土砂の層序解析による方法は、長期間における複数の崩壊年代や崩壊発生回数、また堆積量を正確に計測できれば崩壊土砂量も得られるが、各々の堆積層の供給源(崩壊位置)を厳密に特定することはできない。そのため、この方法は原理的に、上方の斜面や小流域というある範囲の内部を均質に扱うことになり、崩壊発生場として均質に取り扱える範囲の直下方に調査地点を得られるかが課題となる。これらに対して、本研究の方法は、原理的に同一箇所における最近の1回の崩壊発生間隔を計測するものであるが、さらに斜面削剝深を用いた崩壊反復回数の解析によって、再現期間の8000年間にわたる普遍性が検証されており、既往の方法における不完全な点を補ったより有効な手法であると考えられる。

日本における崩壊再現期間を概観すると、100年前後から1000年オーダーまで非常に幅広い値が報告されているが、これらの再現期間は、地質と斜面傾斜の2つの要因に影響されていると推察される。

初めに地質条件に注目すると、既往報告値は2つのグループに整理できる。一つは深層風化の進んだ花崗岩、第四紀火砕流堆積物、新第三紀堆積岩をまとめたグループで、その再現期間は緩傾斜の事例を除きいずれも200年以下である。もう一つは、残りの花崗岩と中・古生代堆積岩からなるグループで、それらの再現期間は最短の事例で700年、多くは1000年オーダーである。本研究においては、前者の地質グループに属する新第三紀礫岩が365年の再現期間を示し、後者の地質グループに属する白亜紀泥岩は再現期間が641年であった。したがって、本研

表-5.3 崩壊再現期間に関する既往報告例との比較

Table 5.3 Landslide recurrence intervals reported by previous studies in Japan and the west coast of U. S. A. for a comparison with this study. Methods for estimating recurrence intervals vary from study to study.

Location (author)	Geology	Topography of landslide sites	Recurrence interval	Method
JAPAN				
1. Kagoshima, Kyushu (Shimokawa <i>et al.</i> , 1989)	Quaternary pyroclastic flow deposits	slope : 45-55° mean slide-depth : 60 cm	130 yr. # <u>1</u>	Relation between a critical thickness of soil for landsliding and the rate of regolith accumulation at a site. (From tree-ring dating and soil thickness measurements on landslide scars)
2. Shibisan, Kyushu (Shimokawa, 1984)	deeply-weathered granitic rocks	slope : 30-40° mean slide-depth : 70 cm	200 yr. # <u>1</u>	
3. Yakushima, Kyushu (Shimokawa, 1984)	Neogene granitic rocks	slope : 40° slide depth : 50-150 cm	1000 yr. # <u>1</u>	Dendrochronology with long-lived Japanese red cedar.
4. Hidaka coast, Hokkaido (Yanai and Usui, 1989)	Neogene siltstones	slope : 35-45° slide depth : ≤50 cm slope : 25-35° mean slide-depth : 100 cm	100-150 yr. # <u>1</u> >300 yr. # <u>1</u>	300-year history of landslides. (From the distribution of a 300-year-aged tephra on recent landslide scars and aerial photographic interpretations)
5. Hidaka coast, Hokkaido (Yanai and Igarashi, 1990)	Neogene siltstones	1st-order basins of several hectares in area	200 yr.* # <u>2</u> <1500 yr.	2600-year history of deposition of landslide-induced debris flows at the basin outlet. (From stratigraphic analysis with tephra dates)
6. Kitakami, Tohoku (Yoshinaga and Saijo, 1989)	Paleozoic or Mesozoic sedimentary rocks	steep zero-order (unchannelized) basins	700 yr.* # <u>2</u> <5000 yr.	5000-year history of deposition of landslide debris at the basin outlet. (From stratigraphic analysis with ¹⁴ C dating)
Saru River basin, Hidaka, Hokkaido (This study)	Neogene conglomerates	mean slope : 44° mean slide-depth : 40 cm	365 yr. # <u>1</u>	Extrapolating for 8000-year slide-affected slopes from 320-year landslide area and depth.
	Cretaceous mudstones	mean slope : 40° mean slide-depth : 80 cm	641 yr. # <u>1</u>	
U. S. A.				
7. Cascade Range, Oreg. (Swanson <i>et al.</i> , 1982c)	Tertiary lava and volcaniclastic rocks	1st-order basins of about 10 ha in area	370 yr. # <u>2</u>	Frequency of landslides in a larger area. (14 slides for the 26-year period in 20 km ²)

8. Olympic Peninsula, Wash. (Reneau <i>et al.</i> , 1989)	Tertiary sandstones, siltstones and conglomerates	hollows on hillslopes, colluvium thickness: 2-4 m	> 8300-8600 yr. # ₂	¹⁴ C dating of thick colluvial deposits in hollows. The date of basal colluvium (near the bedrock surface) suggests a time of the previous high-magnitude landslide at a site.
9. San Francisco, Calif. (Reneau <i>et al.</i> , 1986)	Mesozoic sandstones and granitic rocks	hollows on hillslopes, colluvium thickness: 1-4 m	> 9000-15000 yr. # ₂	
10. ditto (Reneau and Dietrich, 1985)	ditto	ditto, and recent landslides occur in a portion of a major hollow.	3000-3800 yr. # ₁ 1000-1300 yr. # ₂	Relation between an average landslide size and the long-term depositional rate of colluvium for infilling of the scar.

*: the shortest case in all basins researched of each study.

#₁: for the same site. #₂: for a single event within an area (basin/hollow).

#₃: for a high-magnitude event that erodes colluvial deposits thoroughly to the bedrock surface.

究の2つの結果は、既往の報告値と比較して前者のグループではやや長く、後者のグループでは既往の最短事例とほぼ同等であり、再現期間の値そのものは若干異なるが、地質に応じた長短の傾向は既往の報告例と一致する。

このような基岩地質と崩壊再現期間との関係は、前者の地質グループが一般に脆弱で崩壊しやすく、また、基岩風化などによる崩壊跡斜面での土層の蓄積（再形成）も速いとみなされること、一方で後者のグループは、前者と比較して風化の進行、すなわち崩壊材料の斜面での蓄積が遅いと考えられること、とそれぞれ調和している。こうした点から、岩石の風化速度や固結度の差といった斜面を構成する基岩の物性的な相違が、崩壊材料となる未固結土層の斜面上における蓄積速度を介して、崩壊再現期間の長短に反映されていると考えられる。

つぎに、斜面傾斜が崩壊再現期間に与える影響について検討する。表中の調査地番号4の研究は、同じ地質で傾斜が異なる場合の崩壊再現期間を報告しており、急傾斜では再現期間が短く、かつ崩壊深が浅いこと、緩傾斜においては再現期間が長く、かつ崩壊深が深いこと、を具体的な数値で示している。また、飯田（1996）は斜面の土層厚分布計測と土層厚—土層年齢の関係に基づき、傾斜ごとの崩壊確率を計算して、上記と同じ傾向を報告している（なお崩壊深の傾向に関して、文献では、傾斜の増大に応じた“崩壊深<鉛直方向”の減少は小さいと述べられているが、その崩壊深を斜面と直角方向の“崩壊厚”に換算すると、傾斜の増大に応じて崩壊厚は明瞭に減少する—飯田、私信）。斜面傾斜が崩壊深に及ぼす影響に関しては、斜面安定解析からも説明されている。すなわち飯田（1993）によれば、崩壊材料となる斜面表層土には、崩壊が発生するために必要な厚さ（免疫土層厚）や、崩壊による除去のため斜面上に滞留できる上限の厚さ（上限土層厚）が存在し、それらの土層厚は傾斜の増大とともに減少することが示されている。したがって、傾斜が増大すると薄い土層厚、すなわち浅い深度で崩壊することになる。一方、土層

厚は、基岩風化によって時間とともに増大することから時間の関数とみなされる。以上より、傾斜が増大すると、薄い土層厚（浅い崩壊深）で崩壊が発生するために、結果として崩壊の発生間隔、すなわち崩壊再現期間が短くなる、と想定される。

本研究での2つの流域の結果は、流域相互における斜面傾斜、崩壊深、崩壊再現期間それぞれの大小関係の点で、上記の想定と調和している。とくに、平均崩壊深と崩壊再現期間については、両流域での相違がともに約2倍と一致している。これらの点から、両流域での崩壊再現期間の相違が、斜面傾斜の違いに起因している可能性も予想される。しかし、パラダイ流域の44°とルベシュベナイ流域の40°という平均傾斜の比較的小さな違いが、崩壊深の約2倍の相違を引き起こすかについては、現段階では不明である。これ以上の議論のためには、両流域の斜面表層土のせん断強度に関わる土質を含めた調査と検討が必要である。

以上のように、崩壊再現期間は、崩壊材料となる表層土の発達と斜面における土砂の安定条件を介して、大きくは地質条件と斜面傾斜の2つの素因に影響を受けていると考えられる。

最後に、アメリカ合衆国での崩壊再現期間あるいはそれに類する報告例を概観する。日本の研究と最も類似した視点での報告値は、調査地番号10の研究における3000~3800年という同一斜面での再現期間の報告値であり、これは本研究の結果と比べて1オーダーほど長い。さらに、10haという対象範囲の面積を考慮して調査地番号7の報告値を、また最大で4mという堆積土層の厚さを考慮して調査地番号8、9の報告値を、斜面削剝速度の観点からみると、これらの再現期間は、本研究の結果と比較して1~2オーダーほど長いと判断される。このような日本とアメリカにおける崩壊による削剝速度のオーダー的な相違は、日本での急峻な地形と、降雨強度の大きい豪雨の高い発生頻度とに、起因しているものと考えられる。

第6章 土砂流出の空間的変異特性

流域下流端からの土砂流出は、流域を通した一連の土砂輸送の最終過程であり、また、その流域を内部に含むより大きな流域スケールでみると、隣接する下流区間にとっての流入土砂となる。一般に流出土砂量の計測は、流域下流端において河川流水の流量と土砂濃度を観測する方法か、あるいは土砂トラップとして機能するダムなどの堆積土砂を計測する方法、によって行われる。本章では、治山・砂防ダムを計測対象として後者の方法を用い、過去のある期間における流出土砂量を沙流川流域内の多数の支流域において調査し、その特徴を解析する。

本研究で用いる治山・砂防ダムの堆砂量による方法では、毎年の堆砂量計測が長期間継続されている貯水ダムとは異なり、ダムの完成年から満砂年までの短期間（一般に数年~10年程度）の流出土砂量（期間内の累計量）しか得られない。さらに、この流出土砂量は、各々のダムの堆砂期間中に発生した土砂移動イベントの影響を強く反映した結果とみなされる。したがって、少数の流域の調査結果では、偶然性の強い個々の移動イベントの効果、すなわち一流域でイベントごとに流出土砂量が大きく変動することと、土砂流出に関わる流域ごとの特性、

との判別が不可能である。そこで、多数の調査流域を設け（前図-1.2を参照）、空間的・時間的に多様な範囲の流出土砂量を数多く収集して、それらを解析することにより、個別の移動イベントが持つ偶然性をできる限り排除した平均的な流出土砂量の推定を行う。さらに、得られた流出土砂量の水系内における変異（variety）とその要因、流域サイズに伴う流出土砂量の変化特性など、土砂流出の空間的な変異特性を検討する。

なお、砂防ダムの累計堆砂量を用いた流出土砂量の計測とその解析は、過去に建設省によって日本全国の規模で実施されているが（建設省河川局砂防課，1966）、ここではダムによる流出土砂の完全な捕捉を調査上の必要条件として、未満砂の段階の砂防ダムが調査対象とされた。しかし、これは、調査に適したダムがきわめて限定される問題を持つ。一方、本論の調査方法は、後述するように樹木年代を用いた満砂年推定によって、現在すでに満砂しているダムを計測対象とできる点の特徴である。ただし、ダムが満砂状態に達するイベント時には、その流出土砂の一部がダムを越流しているのは疑いなく、この点で計測値の精度はやや劣っている。しかし、満砂した治山・砂防ダムは、全国各地に無数に存在していることから、本方法は任意の地域における土砂流出の実績資料を得られる点で、汎用性の高い唯一の方法である。

6. 1 単一豪雨イベントの流出土砂量

まず初めに、1992年8月豪雨時の流出土砂量の調査結果を述べる。この豪雨による土砂流出は、豪雨発生後1年以内の現地調査の時点で新鮮な移動痕跡が判別できたため、単一の移動イベントの流出土砂量として計測することが可能であった。調査流域は、土砂量計測方法の異なる以下の2種からなる。

一つは、前述のようにダム堆砂によって過去の流出土砂量を計測した合計42流域のうち、1992年イベント時に土砂流出が明瞭に観察された23流域である。これら新規の流出土砂は、ダムの既存堆砂面の上にかぶり堆積しており、このためダム堆砂量の計測時に、過去の流出土砂である既往の堆砂量と、このイベントの流出土砂であるかぶり堆積量を区別して計測した。この際、かぶり堆積の厚さは、流水路の最低河床とかぶり堆積面との比高とした。また、流出土砂のダムによる捕捉の程度の判定は、ダム水通し天端付近の堆砂面に生育する木本群落の残存あるいは破壊状況や、ダム直下流の河床攪乱状況などに基づいて行った。その結果、ダム下流への越流が少なく流出土砂の大部分がダムに捕捉され、計測された堆積土砂量が実際の流出量に近似していると判定されたものは17流域であり、残りの6流域ではダムによる流出土砂の捕捉の程度が低く、計測された土砂量は流出土砂全体のうちの少量と判断された。

もう一つの調査流域は、額平川との合流点から岩知志ダムまでの間の沙流川中流区間（区間長約27km）において、両岸から沙流川に直接流入する18の小支流域である。この区間に位置する34の主要な支流小河川について、流域の出口、すなわち沙流川との合流点で土砂流出痕跡を観察したところ、18の小支流において、流出土砂が沙流川の氾濫原上に堆積しているのが

明瞭に確認された。残りの支流では、沙流川本川の洪水流による攪乱などのため土砂流出痕跡が不明瞭であった。流出土砂の堆積が確認された小支流は、平常時の流量がきわめて少なく、また流域の出口が沙流川の低位段丘あるいは幅広い氾濫原の上に位置する、という共通の特徴を持ち、流域面積は2 km²以下のものがほとんどであった。結果的に、このような地形的特徴を持つ小支流に対して、合流点での流出土砂量調査が有効であった。これら18流域のうち13流域は、その土砂堆積形状に基づき、流出土砂のほとんどが合流点に堆積して沙流川には流入せず、計測された堆積土砂量が流出量のほぼ全体に相当すると判断されたが、残りの5流域では、明らかに流出土砂の一部が沙流川に流入したと判定された。

以上のダム堆砂調査による23流域と合流点堆積調査による18流域、合計41流域の流出土砂量を示したのが図-6.1である。図には、上述のように流出土砂のほぼ全量が計測できた流域(30流域)と、一部のみが計測された流域(11流域)を区別して示しており、ここでは流出土砂量が精度よく計測された前者の30流域に注目する。流出土砂量は流域によって大きく異なる

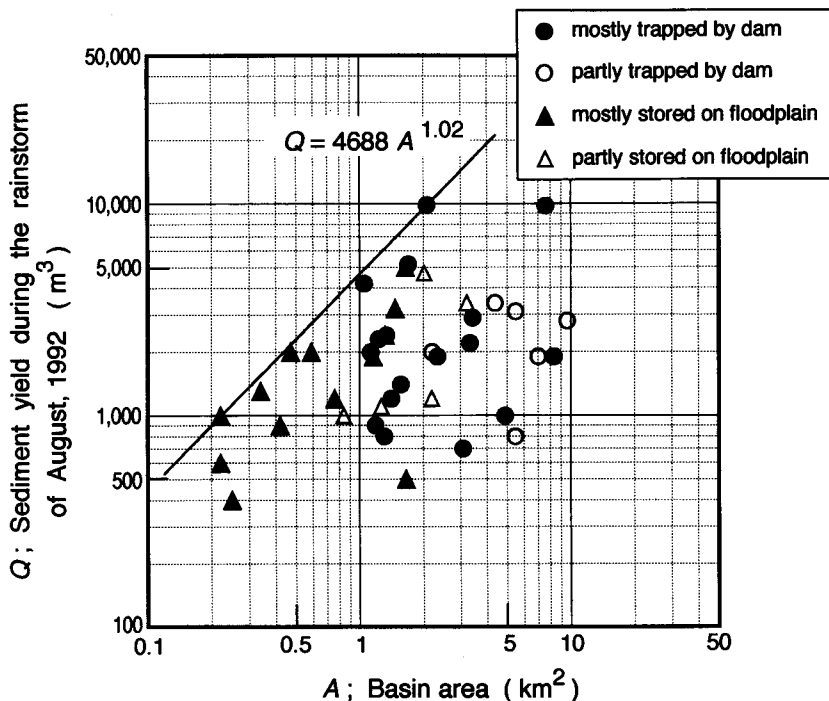


図-6.1 1992年8月豪雨時の流出土砂量

Fig. 6.1 Sediment yields for tributary watersheds in the Saru River basin during the rainstorm of August, 1992. Measurement of the yields was made from check-dam sedimentation or sediment deposition on floodplain located at the watershed outlet, i. e., the confluence with the Saru River. The line with an equation for yield as a function of basin area represents an envelope.

り、同程度の流域面積でも土砂流出の多い流域と少ない流域との間には、1オーダー近い土砂量の差が認められる。このことは、同程度の営力（土砂輸送の誘因としての豪雨）の作用下においても、崩壊発生量や土砂滞留の多寡などの要因によって、流域ごとに流出土砂量が大きく異なったことを予想させる。

一方、計測値全体を含む包絡線を、面積 0.2km^2 と 2km^2 付近にそれぞれ位置する2点を結ぶ直線で描くと、この2点間の面積範囲においては、流出土砂量の多い点がいずれも包絡線の近辺に分布する。このことは、この包絡線が流域面積 $0.2\sim 2\text{km}^2$ の範囲において良く当てはまることを意味する。したがって、この包絡線から、1992年イベントにおける、上記の面積範囲にある流域での流出土砂量の上限值を得ることができる。さらに、包絡線を示す式において、直線の傾きを表わす指数部の数値はほぼ1である。このことは、単位面積あたりの流出量の上限値が、この面積範囲においてほとんど変化しないことを意味し、その上限値は約 $4,700\text{m}^3/\text{km}^2$ と推定される。

なお、第3章3節で述べたように、ルベシュベナイ試験流域における1992年イベントの土砂輸送量を、いくつかの小流域単位で集計した結果では、流出土砂量が面積 0.52km^2 の単位流域で $36,500\text{m}^3/\text{km}^2$ 、面積 0.85km^2 の単位流域で $9,300\text{m}^3/\text{km}^2$ であり、ここでの結果と大きく異なっている。したがって、上記の包絡線による流出土砂量の上限值の推定は、明らかに適用限界を有しており、おそらくルベシュベナイ流域源流部よりも低起伏の小流域に対してのみ、適用が可能と考えられる。

6. 2 貯水ダム堆砂経過からみた土砂流出の時間的変動

つぎに、ダム貯水池の堆砂経過が継続して測定されている岩知志ダムの堆砂資料を用いて、大面積流域における数十年間にわたる流出土砂量の推移を分析する。岩知志ダムは沙流川中流区間に位置し、その集水区域は沙流川本川上流域の面積 567km^2 の範囲である。

ダムは1958年7月に完成し、3年後の1961年に第1回、さらに4年後の1965年に第2回の貯水容量の測量が行われ、それ以降は毎年、測量が実施されている。貯水池の堆砂量は、この貯水容量の測量結果から判読されるものであり、ダム完成時の貯水容量を初期値とし、その後の測量によって得られた貯水容量と初期値との差、すなわち貯水容量の減少量が、当年までの累計堆砂量となる。ただし、本ダムでは1966年以降、毎年、浚渫によって堆砂の一部が排除されており、その排砂量は年間 $7,000\sim 54,000\text{m}^3/\text{yr}$ の範囲で、1993年までの累計では $550,000\text{m}^3$ に達する。そこで本論では、累計堆砂量の毎年の数値の差から求められる年間堆砂量に、当年の排砂量を加えた値を、実際の年間堆砂量として以降に用いる。

図-6.2に、1958年のダム完成以降、1993年までの35年間における累計堆砂量の推移（ただし上記のように、排砂量を加えて求めた年間堆砂量を累計したもの）を示す。累計堆砂量は、貯水池への毎年の土砂流入、すなわち上流域から継続的に供給される流出土砂の堆積によっ

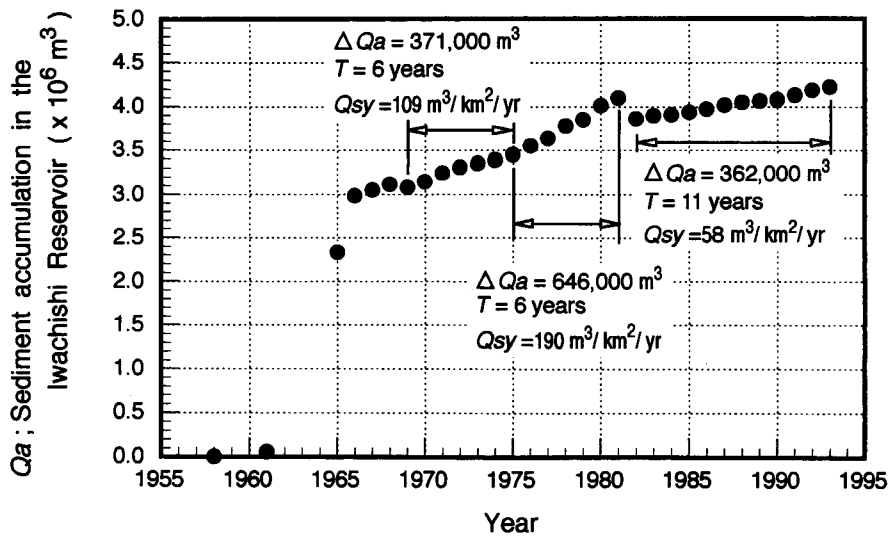


図-6.2 岩知志ダムの累計堆砂量の推移 (ダム集水面積: 567km²)

ダムを管理する北海道電力㈱の資料に基づいて作成した。

Fig. 6.2 Sediment accumulation in the Iwachishi Reservoir, which was built in 1958. The catchment basin of this reservoir is 567 km² in area, and occupies upper half of the Saru River basin. The data for this diagram were obtained from Hokkaido Electric Power Co., Inc.

て、ほとんどの期間では漸増している。しかし、特異な堆砂量変化として、1961年2月から1966年9月の期間における堆砂量の急激な増加が、きわめて顕著である。また、1968年8月から1969年9月の期間に32,000m³、1981年9月から1982年9月の期間に238,000m³の、それぞれマイナスの年間堆砂量が計測されており、これら兩年の排砂量は過大な値ではないことから、両期間は不自然な堆砂経過を示している。

これら特異な堆砂経過の原因を検討するため、岩知志ダムの集水区域内で唯一、長期間の雨量記録が蓄積されている日高観測所での大雨記録を調べ、図-6.3に示す。図には、1955年から1992年の37年間において、50mm以上の日雨量を含み連続雨量が100mm以上の、規準を満たす全ての降雨と、さらにこのような降雨のない年については、年最大日雨量を記録した降雨、が示されている。

まず、累計堆砂量が急激に増加した1961~1966年の期間には、1961年7月、1962年8月、1965年9月、1966年8月と、連続雨量が180mmを超える著しい大雨が頻発した。とくに、1962年8月豪雨は、図から明らかなように日雨量、連続雨量ともに37年間で最大値を記録した。これに加えて1962年には、図示したように3回の大雨が発生したが、これらは互いに1日間の無降雨日を挟んで連続して発生した(13日間の総雨量は503mm)。以上のような大規模降雨の頻発によって、集水域からの多量の流出土砂が貯水池に供給され、堆砂量が急増したものと推測される。ただし、この5年間での堆砂量は、ダム完成以降35年間での全堆砂量の約2/3

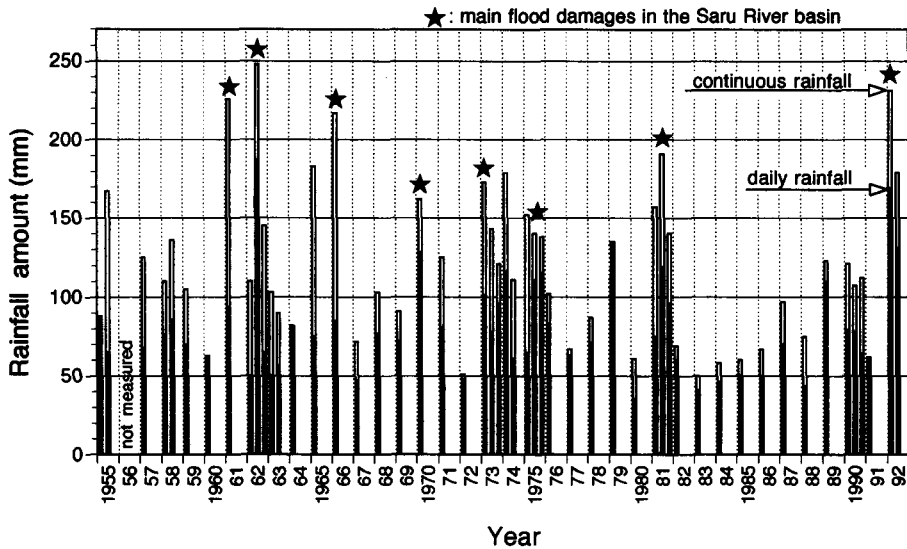


図-6.3 日高観測所の大雨記録 (1955年～1992年)

抽出規準:「50mm以上の日雨量を含む連続雨量100mm以上の降雨」,これを満たす降雨のない年は「年最大日雨量を含むひと続きの降雨」。

Fig. 6.3 Thirty-seven-year record of heavy rainfalls observed at the rain gauge station in Hidaka Town. The heavy rainfall described in this diagram is the rain that has both daily amount greater than 50 mm and continuous amount greater than 100 mm. In years without such rain, the largest rainfall during each year is represented.

に相当し (図-6.2), 著しく多いと評価され, 大雨の頻発を考慮しても, このような極端な土砂流出および堆砂進行については解釈が難しい。一方, 1968～1969年と1981～1982年の期間における, 堆砂量減少の原因は不明である。両期間ともにそれ以降の堆砂経過に不自然さはないため, 当年のみの測量誤差とは考えにくい。また, 大規模な出水に伴って, 堆積土砂の一部がダムを越流して下流へ流出するか, あるいは貯水池内の堆砂形状が変化する, といった仮定も可能であるが, 大雨記録は顕著な出水の発生を示していない。このように, 考えうる原因のいくつかが消された結果, 残された可能な原因の一つとして測量方法が変更されたこと (例えば, 横断測線の移設など) が想像される。以上の検討から, 特異な堆砂経過を示す上記の3つの期間は, 沙流川における平均的な流出土砂量評価のための以下の堆砂量解析には, 用いないこととした。

さて, 図-6.2の堆砂経過をみると, 累計堆砂量は漸増する傾向が明瞭である。例えば, 1992年8月豪雨は, 1962年8月豪雨に匹敵する降雨量を記録したが, この豪雨と時間的に対応する1992年の年間堆砂量は, 前後の年と比較して顕著な変化を示しておらず平定的な水準である。このことは, 1992年豪雨イベントの堆砂量が何ら特異ではなかった事実として評価されるが, 一方で, 貯水池で行われる測量の精度, すなわち本ダムの場合には数万 m^3 オーダーの年間堆砂量における隔年変化を深淺測量によって検出できるか, という点を考慮すると, 堆砂量

の年単位の変動を解析するのは困難と考えられる。したがって、今回得られた堆砂実績の資料は、累計堆砂量の推移傾向に基づいて、期間ごとの平均化された堆砂量として解析するのが最も適切と考えられる。

そこで、図示したように3つの期間の平均年間堆砂量 (Q_{sy}) を求めた。3期間の値を比較すると、最小と最大で3倍以上の差があり、期間によって堆砂速度が大きく異なっている。この要因として、上流域における侵食と河川を通した土砂流送とを引き起こす大雨の発生頻度が、期間によって異なることが予想される。具体的には、3期間のなかで最も堆砂速度の小さい1982~1993年の期間は、図-6.3から明らかなように1969年以降で最も大規模降雨イベントの少ない期間であり、上記の想定とよく一致する。

一方、1969~1975年の期間と1975~1981年の期間については、堆砂速度において前者が後者の約3/5であるが、大雨イベントの発生では、明らかに前者が後者より活発である。したがって、この2つの期間は上記の想定と単純には調和しない。これに関する一つの解釈として、土砂が上流域の侵食場から、河川流送を通して、ダムに達するまでに要する時間の影響が想像される。斜面崩壊などの侵食と河川での土砂流送は、ともに大雨イベントで顕著に発生するが、貯水池に堆積する土砂が一般に細粒で、これらは低流量でも容易に河川流送されることを考えると、侵食現象の生起の方が、大規模降雨イベントへの依存性がより高いと思われる。このように考えると、1969~1981年の12年間において最も大雨が頻発したのは1973~1975年の期間であり、この時期に上流域で顕著な侵食（例えば、多数の斜面崩壊）が発生したと仮定すると、その供給土砂が1975~1981年の期間に拡散して、ダムに達したと解釈することができる。この場合、河川流送に要した時間は6年未満と想定される。ただし、これは一つの仮説であり、本論では検証する資料がないため、より詳細な検討はできない。しかしながら、以上の3つの期間の堆砂速度と大雨発生頻度を相互に比較した結果は、斜面から河川を経てダムに至る一連の土砂輸送の主要な営力である降雨イベントの発生頻度が、堆砂速度に確かに反映していると解釈される。効果的な営力が作用しない、すなわち大雨頻度が低い期間は堆砂速度が小さく、一方で大雨頻度が高い期間には、侵食プロセスと流送プロセスそれぞれの、作用した営力に対する応答性の相違とそれらの時間的な変動によって、多様な堆砂速度が表われ得ると想像することができる。

以上の岩知志ダムにおける堆砂経過の解析から、沙流川の面積流域を単位とした土砂流出の特徴を整理すると、6~11年の期間における年平均流出土砂量は $60\sim 200\text{m}^3/\text{km}^2/\text{yr}$ と推定されること、その値は期間ごとの大雨イベントの発生頻度に影響を受けていること、そして、流域面積の効果として源流域の侵食場からの土砂流送時間が想定されること、があげられる。

6.3 小規模ダムの堆砂を用いた流出土砂量の広域計測

治山・砂防ダムの堆砂を用いる流出土砂量の計測は、ダムの上流域から流出してダムに堆積した土砂の量と、その堆積に要した時間を調査するものである。したがって、流出土砂量が得られる空間範囲は、ダムの集水区域、すなわちダム地点を下流端とする流域となる。本論で堆砂量計測を行ったダム数は、治山ダム49基、砂防ダム2基の計51基である。ただし、小規模なダムが多い治山ダムにおいては、複数のダムが同一河川内の近接した場所に、同じ年あるいは1年程度の間隔で施工されていることがあり、調査の結果、それらはほぼ同じ年次に満砂した事例が多かった。この場合、各ダムの堆積土砂は、同じ流域からのほぼ同一期間における流出土砂であるため、ダム群の堆砂量を合計した上で一つの調査流域として扱った。こうした結果、調査流域の数は合計42である。

調査流域は、前図-1.2に示したように沙流川流域内の広範囲に設定され、その合計面積は349.3km²であり、沙流川流域全体(1,350km²)の約26%を占める。調査流域の分布(前図-1.2)を前図-1.3の地質図と比べると明らかなように、流域の構成地質は、堆積岩から蛇紋岩や深成岩、時代では新第三紀から白亜紀、と多様である。図-6.4に、各調査流域の面積と、計測に用いたダムの規模指標として有効高を示す。流域面積は0.6km²から93km²の範囲に及ぶが、大部分は10km²未満である。また、ダムの有効高は最大で10mであるが、大部分は2.5~5mであり、治山谷止工や床固工と呼ばれるものが多い。

ダム堆砂を用いる流出土砂量計測の調査項目は、ダムの堆砂量と堆砂年数の2つである。まず、堆砂量の計測のために、ダムの堆砂域とその上下流で河床縦横断測量を行った。そして、測量で得られた現況の河床縦断形と営林署から資料収集したダム施工以前の元河床縦断形

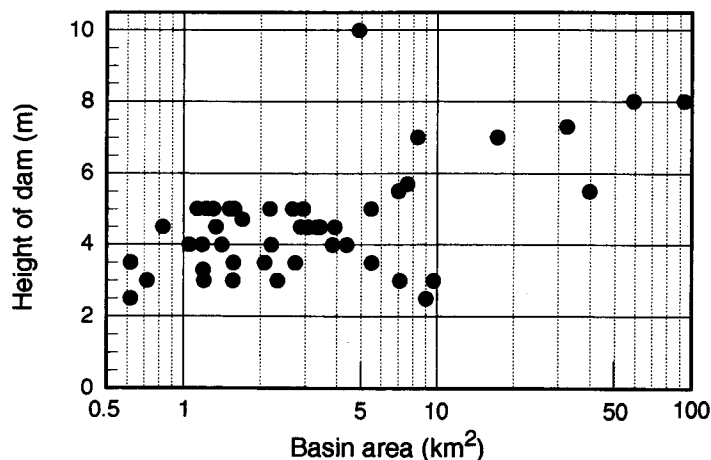


図-6.4 流出土砂量調査流域の面積と計測に用いられたダムの有効高
Fig. 6.4 Area of the study drainage basins for sediment yield analysis and height of check dams used to measure the yields.

との比較から、堆砂域の縦断面積を求め、これに河床幅(堆砂域の幅)を乗じて堆砂量を算出した。なお、この算出は、堆砂域内の位置による河床幅の違いを考慮し、堆砂域を複数区間に分割して行った。また、元河床縦断形の資料が得られなかったダム(施工年の古いダムに多い)の場合には、河床勾配、河床幅、堆積物の粒径組成などの、縦断方向に沿った変化状況を

総合して堆砂域の上流端を判別し、縦断図においてその上流端とダム底部とを結ぶ直線を元河床と想定して、上記の方法により堆砂量を求めた。

つぎに、このように計測された堆砂量が蓄積するのに要した年数は、ダム施工年を堆砂開始年とし、また、堆砂面が放水路天端まで達して土砂の越流が始まる年を満砂年とする期間とした。なお、調査されたダムは2基を除いて全て満砂していた。ダムの満砂年は、堆砂面の天端隣接部に生育するヤナギ類・ケヤマハンノキなどの一斉林から、最も古いとみなされる個体を数本選定し、樹幹下部の土砂埋没部分を掘削した上で伐採して、その樹齢から推定した。これに加えて、ダム満砂以降のより最近に発生した土砂流出によって、樹齢調査に用いた樹木が更新されている場合を考慮して、推定満砂年の近辺に撮影された空中写真を判読し、ダム堆砂状況の確認を行った。

以上の調査によって判明したダムの堆砂期間を、図-6.5に示す。ダムの施工年は最も古い

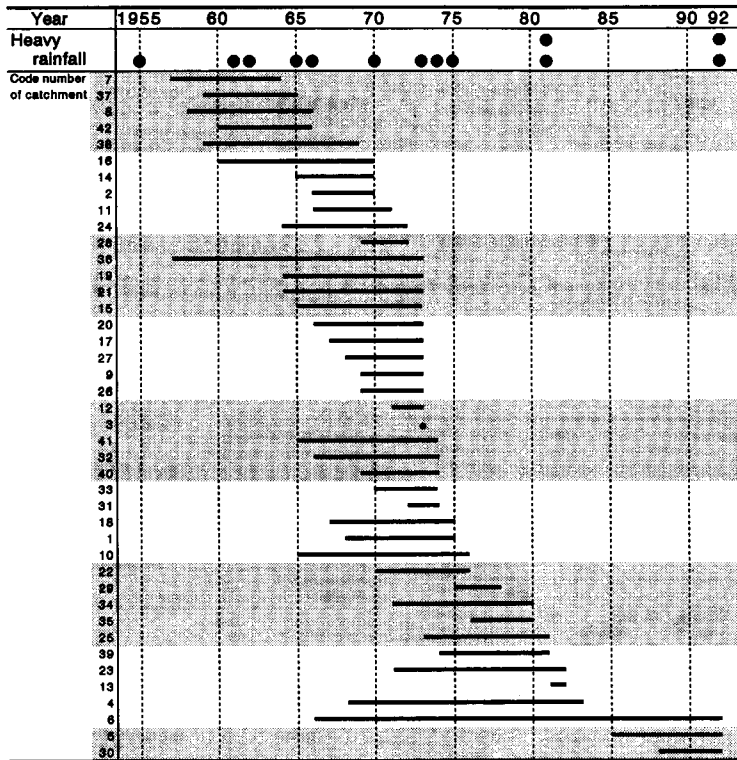


図-6.5 ダムの堆砂期間

大雨の項目の黒丸は「50mm以上の日雨量を含む連続雨量150mm以上の大雨」の発生年を表わす。

Fig. 6.5 Sedimentation period of each dam. The left and right ends of each line show the starting time of sedimentation (i. e., completion of dam), and the time when sediment accumulation reaches full, respectively. Closed circles indicate occurrences of rainfall events with both daily amount greater than 50 mm and continuous amount greater than 150 mm.

ダムで1957年、最も新しいダムで1988年であり、幅広い年代のダムが調査対象とされた。満砂年に注目すると、多くのダムが連続雨量150mm以上の大雨が発生した年に満砂したことがわかる。満砂年が大雨発生年に一致していたのは、42例のうち27例(64%)である。このことは、このような雨量規模の大雨によって土砂流出が発生することを示唆する。また、堆砂年数は、その期間内に生ずる土砂流出の規模とダムの堆砂容量との相対関係によって決まるものであり、ダムによって様々であるが、実態としては5~10年程度の期間が多く、2年以内のものも4例認められる。

さて、このような小規模ダムの堆砂を用いた流出土砂量の計測にとって、精度に関連する検討課題は、ダムによる土砂粒径ごとの捕捉率の点である。貯水ダムを用いた方法では、大規模な貯水池における流水の停滞に伴い、掃流砂成分の全てと浮流砂成分の多くが堆積する(例えば、芦田・奥村, 1974)ため、土砂捕捉率が高い。しかし、小規模な治山ダムの場合には、完成後間もなく水抜き穴が閉塞してダム背後にプールが形成されるが、このプールの容量が洪水時の流入流量に対して十分ではないため、とくに細粒土砂に対する捕捉率の低いことが想像される。

これに関係する情報として、ダムに堆積した土砂の表面粒径調査の結果を図-6.6に示す。堆積土砂の粒径は、堆砂域の表面土砂のうち最大径と、最も多く分布する粒径範囲とを、現地で目視によって判断したものである。また、河床勾配は縦断面図から得たダム施工以前の平均勾配で、堆砂域となった範囲を平均化した数値である。最大粒径は60cmに達している事例もあるが、大部分は40cm以下である。また、急勾配ほど最大径が大型化する傾向が認められ、これは勾配に応じた土砂ふるい分け作用の反映と解釈される。一方、最頻粒径で表わされる主要な堆積土砂は、ほとんどのダムにおいて10cm以下から砂までの範囲である。この結果は、河

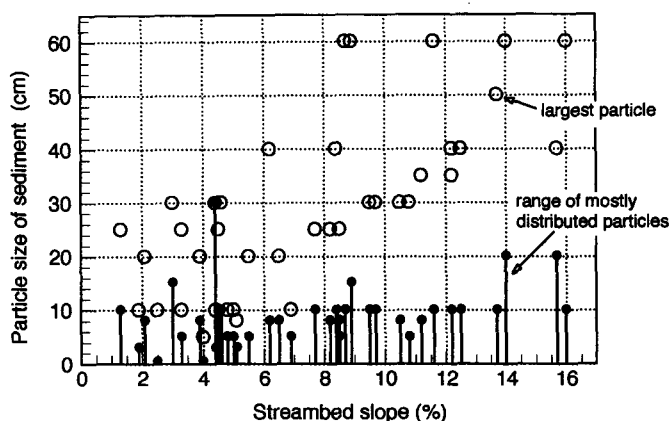


図-6.6 ダム堆積土砂の表面粒径

Fig. 6.6 Particle size of sediment accumulated behind each dam. The particle sampling was made on surface sediment. Streambed slope is one before dam construction.

床勾配と関わりなく普遍的に認められ、急勾配に設置されたダムにおいても、堆積土砂は主に細粒分から構成されていることがわかる。この粒径範囲は、出水時における掃流砂の主成分とみなされることから、掃流形態で運搬される流出土砂は、治山ダムにおいて良く捕捉されると考えられる。

以上より、小規模ダムは、微細な浮流砂成分に対し

ては捕捉が困難と推測され、この点で貯水ダムの堆砂とは異なるが、掃流砂成分に対する捕捉は良好であり、山地流域における出水に伴う土砂流出の計測に対しては、十分な精度を有すると考える。

6. 4 流出土砂量の空間変異

本論では、各ダムの堆砂量 (Q) を流域面積 (A) と堆砂年数 (T) で除したものを、年比堆砂量 (Q_{sy}) と呼ぶ。

$$Q_{sy} = Q/A/T \quad (6.1)$$

これは、単位面積および単位時間あたりの流出土砂量を表わすものである。

この年比堆砂量は、岩知志ダムの堆砂経過から得られた平均年間堆砂量 (Q_{sy}) と同じ単位を持つ。ただし、貯水ダムでは毎年継続的に堆砂が生じているため、貯水ダムにおける平均年間堆砂量は、毎年の堆砂量の期間平均値であり、平年的な流出土砂量 (平年流砂量) という意味を持つ。一方、治山・砂防ダムの年比堆砂量は、これとは意味が異なっている。山地流域における土砂流出は主に、数年に一度の発生頻度を持つある規模以上の降雨・出水イベント時に発生しており、ダム堆砂は間欠的に進行する。したがって、年比堆砂量は、間欠的に進行した堆砂の累計値をその期間の年数で除して1年あたりに表現したものであり、平年的な流出土砂量という意味はなく、むしろ、イベントの発生頻度を内包した1年あたりの土砂流出速度、とみなされるものである。

図-6.7に、各調査流域の年比堆砂量を流域面積とともに示す。なお、42の調査流域のうち、ダム完成直後に大雨が発生して2年以内にダムが満砂した4例は、土砂量を1年あたりで表現すると過大な値となり適当でないため、この検討から除外した。したがって、図にプロットされたのは38流域である。これに加えて、流出土砂量の地域比較のために、土砂流出規模の大きい他地域の3つの河川で報告された砂防ダムの堆砂量から計算された年比堆砂量と、さらに、前述した岩知志ダムの3期間における平均年間堆砂量をプロットした。

調査流域の流出土砂量 (Q_{sy}) は最小で27m³/km²/yr、最大で2,639m³/km²/yrであり、流域によって2オーダーの規模まで異なっている。また、沙流川流域における大部分の支流の流出土砂量は、10² オーダーの値であることも認められる。

以降に、流出土砂量と流域面積の関係、本調査結果と他地域との比較、調査流域相互の比較、の3つの論点について順に検討する。

(i) 流出土砂量と流域面積

流出土砂量と流域面積の間には、流域面積の増大に伴って単位面積あたりの流出土砂量が減少する関係が、従来から多くの研究者によって指摘されており、それは下記のような負の傾きを持つべき乗式で表わされる。

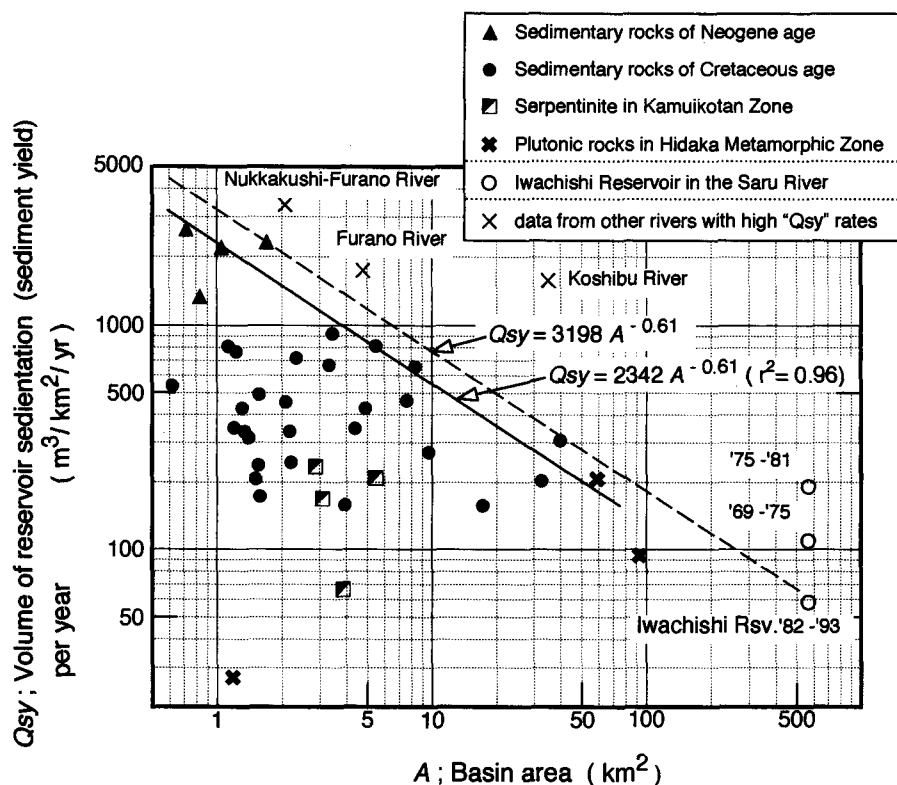


図-6.7 年比堆砂量の分布

岩知志ダムの数値は、図-6.2に示した3期間における年平均堆砂量。また、ヌッカクシ富良野川は坂本・新谷(1984)、富良野川は北海道旭川土木現業所の資料、小渋川は九津見ほか(1995)の数値で、いずれも砂防ダムの堆砂による計測値。

Fig. 6.7 Plot of sediment yield per year *vs.* basin area for 38 tributary watersheds in the Saru River basin. The solid line showing a decline is the regression curve calculated from the nine watersheds that have larger sediment yields than others, and the dashed line represents the envelope extrapolated on the basis of the regression curve.

Three values of the Iwachishi Reservoir are the same as those shown in Fig. 6.2. The data for the Nukkakushi-Furano, Furano and Koshibu Rivers, measured by reservoir sedimentation for 3-11 years, were obtained from SAKAMOTO and ARAYA (1984), Hokkaido Asahikawa Public Works Office, and KUTSUMI *et al.* (1995), respectively.

$$Q_{sy} = KA^{\alpha} \quad (\alpha < 0) \quad (6.2)$$

ここに、 Q_{sy} は単位時間・単位面積あたりの流出土砂量(年比堆砂量)、 A は流域面積、 K と α は定数である。本調査による38流域の全ての点からは、このような関係は認められない。しかし、流域面積が大きく、かつ流出土砂量が多い点は存在せず、全点の分布の上限からは、(6.2)式のような右下がりの傾向が認められる。そこで、分布の上限付近に位置する9流域の値を(6.2)式に代入すると、明瞭な右下がりの回帰直線(図中の実線)が得られ、それは

(6.3) 式のように表わされる。

$$Q_{sy} = 2342A^{-0.61} \quad (\text{決定係数 } r^2 = 0.96) \quad (6.3)$$

さらに、この (6.3) 式を基にして、全点を含む包絡線 (図中の破線) を求めると (6.4) 式のように表わされる。

$$Q_{sy} = 3198A^{-0.61} \quad (6.4)$$

このような、単位面積あたりの流出土砂量が流域面積の増大に応じて減少する関係は、源流域ほど侵食 (土砂供給) 量がより多いことと、河川下流に向かうにしたがって土砂滞留が累進的に増加することの、両方の効果の反映と解釈されている (例えば RENEAU and DIETRICH, 1991, p. 320)。第3章3節で述べた、ルベシュベナイ試験流域における1992年イベントの土砂収支の小流域分割による解析結果は、この解釈の正しさを証明しており、それに基づくと、流出土砂量と流域面積との関係は、根本的には侵食場 (斜面やより低次の流路) と滞留場 (より高次の流路) の河川に沿った一般的な分布様式に起因すると判断される。

(6.2) 式の関係は、従来から多くの研究によって指摘されてきた。建設省河川局砂防課 (1966) は、砂防ダム堆砂による流出土砂量計測値の日本全国の資料から、(6.2) 式の関係を報告した。また、MIZUHARA (1996) は日本全国の土石流調査資料から、土石流の流出土砂量 (流域面積で除していないもの) が流域面積と正の相関を持つことを示した。この報告結果を (6.2) 式に当てはめると、 α 値は -0.4 と計算される。これら2つの報告では (6.2) 式の関係は認められるものの、点のばらつきが相当に大きく、この原因は一括して解析された全国の資料の中に、土砂流出の多い流域と少ない流域が混在するためと推測される。

一方、芦田・奥村 (1974) は日本全国の貯水池堆砂資料を用い、全国の資料を土砂流出規模の類似が予想される水系ごとにグループ区分すると、 α 値が -0.7 となる (6.2) 式が各水系グループで認められることを報告した。さらに、高橋ほか (1987) は、従来の研究では (6.2) 式における点のばらつきが大きいことを踏まえ、全国の貯水池堆砂資料から、水系内にダム群が直列状に配置されている事例を抽出して解析した。その結果、水系ごとに高い相関で (6.2) 式の関係が認められ、 α 値は水系によって多様であるが、その全国平均値は -0.5 であることを報告した。このような、同一水系内、あるいは土砂流出規模の類似した水系間での、(6.2) 式の関係のより良好な成立は、前述した流域内における土砂侵食量と滞留量の河川に沿った分布が、より明瞭に表われた結果と理解される。

本調査における流出土砂量と流域面積の関係も、以上と同様であり、38流域の全ての点から (6.2) 式の関係が認められないのは、沙流川流域という同一地域においても支流によって流出土砂量が非常に多様であることを示し、一方、相対的に流出土砂量の多い9流域で (6.3) 式の関係がみられたのは、河川に沿った侵食量と滞留量の典型的な分布が、いくつか

の流域で認められることを示す。

(6.2) 式での直線の傾きを示す α 値について若干の考察を行う。理解のし易さのために、(6.2) 式の関係が土砂滞留とは無関係で、侵食量のみによって表われると仮定すると、単位面積あたりの侵食量が流域内のどこでも同じ場合 ($Q_{sy} = \text{const.}$) には、 $\alpha = 0$ となり、逆に、流域内において侵食場が上流域のある場所に固定しており、他の区域で侵食が全くない場合には、流域面積が増大するとその割合に応じて Q_{sy} が減少し、 $\alpha = -1$ となる。前者は流域内の全域で侵食が活発な源流部の小流域、後者は河川下流区間を含む大流域、のそれぞれ極端な場合に相当する。前述した既往の研究での α 値をみると、土石流を用いた小流域での研究では $\alpha = -0.4$ と 0 により近く、貯水池堆砂を用いて大流域を扱った研究では $\alpha = -0.5 \sim -0.7$ と -1 により近い。これらは妥当な結果であり、 α 値は解析対象とする流域の面積規模によって変動する性質を持つことがわかる。なお、本調査の α 値は、(6.3) 式に示されるように -0.61 であり、これは貯水池堆砂を用いた既往研究の報告値に近似している。

包絡線を示す (6.4) 式を外挿して、岩知志ダムの流域面積に対応する流出土砂量を推算すると $66 \text{ m}^3/\text{km}^2/\text{yr}$ となる。これは、実際の貯水池堆砂から得られた 1982~1993 年の期間の平均流出土砂量 $58 \text{ m}^3/\text{km}^2/\text{yr}$ とほぼ等しい。流出土砂量の最も多い流域群から得られた包絡線が、岩知志ダムで計測された最も少ない期間の流出土砂量と一致する結果は、厳密な解釈が難しい。しかし、これら 2 つの方法による計測値の近似は、微細な浮流砂成分に対する土砂捕捉率が低いと予想される治山ダムを用いた計測でも、貯水池堆砂を用いた方法に近い精度の結果が得られる可能性を示す、と評価されよう。

(6.4) 式の包絡線は、沙流川流域における過去約 30 年間に発生した大雨イベントに伴う流出土砂量の実績値から求められており、本流域での大雨イベントの発生頻度を内包した 1 年あたりの流出土砂量の上限值を示すものである。前章の崩壊長期履歴の検討で判明したように、この 30 年間はより長い時間の代表性を有していることを考慮すると、(6.4) 式は土砂流出予測に対して有効であると考えられる。そこで、イベントの発生頻度を内包した 1 年あたりの流出土砂量の上限值、すなわち最大可能流出土砂量を計算すると、面積 1 km^2 の流域で約 $3,200 \text{ m}^3/\text{km}^2/\text{yr}$ 、面積 10 km^2 の流域で約 $800 \text{ m}^3/\text{km}^2/\text{yr}$ と予測される。ただし、(6.4) 式は流出土砂量の最も多い流域群から得られたものであり、ある広い地域を想定すると、その中には土砂流出のより少ない流域も含まれるはずなので、(6.4) 式を広い地域に対して一様に適用することは、明らかに過大な予測値を与える結果となる。

(ii) 他地域との比較

つぎに、本調査結果を他地域での流出土砂量と比較する。図示された 3 つの資料は、北海道で最も土砂流出規模が大きい河川に属する十勝岳火山山麓のヌッカクシ富良野川と富良野川、および長野県南部の中央構造線に沿った地質破碎帯に位置し、日本で最も土砂流出規模が大きい水系の一つである天竜川水系の小渋川である。これら 3 河川の流出土砂量は、河川最上

流に位置する砂防ダムの堆砂量の報告値を用いて筆者により計算された。ダムの流域面積、堆砂年数、および計算された年比堆砂量は、ヌッカクシ富良野川（坂本・新谷，1984）で2.1 km²，4年，3,381m³/km²/yr，富良野川（北海道旭川土木現業所の資料による）で4.8km²，3年，1,736m³/km²/yr，小渋川（九津見ほか，1995）で35.1km²，11年，1,575m³/km²/yrである。

先の流出土砂量と流域面積の関係を考慮し，(6.4)式を用いてそれぞれの流域面積に応じた沙流川の場合の流出土砂量上限値を求め，3河川の流出土砂量と比較すると，富良野川とヌッカクシ富良野川の流出土砂量は，それぞれ沙流川の1.4倍，1.6倍であり，小渋川の場合は4.3倍となる。これら3河川の流出土砂量の数値が，各々の河川における土砂流出の程度を代表していると仮定できれば，沙流川で最も土砂流出の多い流域群は，北海道において最も土砂流出が活発な河川の60～70%の規模，日本国内で最も活発な河川の約20%の規模の流出土砂量である，と評価される。

(iii) 調査流域相互の比較

最後に，調査流域相互の比較を行う。図示された38流域の面積の構成は，流域面積3 km²未満に21流域（全体の55%），面積10km²未満に33流域（全体の87%）が含まれ，小面積の流域が多い。このような面積分布の狭い範囲においては，流出土砂量と流域面積との負の相関関係は見い出されない。したがって，以降に行う調査流域相互での土砂流出規模の評価では，流域面積の観点は無視すべきと判断され，流出土砂量の値のみに焦点をあてる。

流域間における流出土砂量の相違の要因を，地質条件に注目して検討する。図に示したように，調査流域の地質は4つに類別される。各地質区分に属する流域数は，新第三紀の堆積岩が4流域，白亜紀の堆積岩が27流域，蛇紋岩が4流域，深成岩が3流域であり，これらの流域数は，沙流川流域全体における各地質の分布面積の割合をおおよそ反映している。まず，新第三紀堆積岩の流域は，流出土砂量が1,300～2,600m³/km²/yr，平均2,120±481m³/km²/yrであり，他の地質と比較して土砂流出が著しく多いことが明らかである。次に流出土砂量が多いのは白亜紀堆積岩の流域であり，その値は160～920m³/km²/yrと広い範囲に分布し，平均は437±225m³/km²/yrである。そして，蛇紋岩および深成岩の流域は，流出土砂量が240m³/km²/yr未満と最も少なく，蛇紋岩流域は平均168±64m³/km²/yr，深成岩流域は平均108±74m³/km²/yrである。

この結果から，流域の地質によって流出土砂量が特徴的に異なることがわかる。白亜紀堆積岩は沙流川流域に最も広く分布する地質であることから，その流出土砂量は沙流川の支流川における代表的な値とみなすことができる。これと比較して，とくに新第三紀堆積岩流域の流出土砂量の多さは顕著である。このような新第三紀堆積岩と白亜紀堆積岩との流出土砂量の違いは，両地質における侵食速度，具体的には斜面崩壊の10～20年程度の期間における頻度，の反映と推察される。このことを，第4章と5章で斜面崩壊の発生状況を比較分析した，新第三

紀堆積岩のパラダイ流域と白亜紀堆積岩のルベシュベナイ流域を事例として検討する。両流域の流出土砂量は、8～9年間での計測値としてパラダイ流域 $2,311\text{m}^3/\text{km}^2/\text{yr}$ 、ルベシュベナイ流域 $455\text{m}^3/\text{km}^2/\text{yr}$ （前表-4.5）であり、これらの値は各々の地質における流出土砂量の平均値とほぼ一致し、したがって両流域は各々の地質における代表流域とみなすことができる。第4章と5章で述べたように、パラダイ流域の崩壊発生頻度、とくに面積的な崩壊速度は、数年から8000年までの全ての時間スケールにおいて、ルベシュベナイ流域の約2倍と大きい。このことは流出土砂量の相違と調和するが、これは見掛けの一致である。なぜならば、両流域の崩壊深の違いにより、年平均崩壊土砂量は30年以上の期間を単位とした場合に両流域で差がないためである。過去30年間の崩壊発生状況に基づくと、パラダイ流域では中規模の崩壊イベントが高頻度で発生し、ルベシュベナイ流域では1/30年程度の生起確率を持つ大規模崩壊イベントが低頻度で発生していた。したがって30年よりも短い時間スケールでは、このような両流域の崩壊発生頻度の相違は崩壊土砂量が異なる結果となり、このことが流出土砂量に反映されたと考えられる。

以上のように、流域の地質は、それを構成する基岩の侵食速度、具体的には斜面崩壊の発生頻度を通して、10年程度の時間スケールにおける土砂流出の規模を決定する最も主要な要因（primary factor）と推測される。

6. 5 降雨に対する流域土砂流出の応答性

流域からの土砂流出は大雨イベント時に発生しており、流出土砂量が、流域内で生ずる侵食・土砂流送の営力である降雨の規模と、比例的な関係にあることは容易に想像される。そこで、堆砂期間内の大雨の発生状況と流出土砂量との関係を以降に検討する。

前述のように、調査流域の64%（42流域のうち27流域）では、ダムの満砂年が「50mm以上の日雨量を含み連続雨量が150mm以上の大雨」の発生年と一致していた。また、前図-6.3に、沙流川において主要な洪水災害を引き起こした降雨を示したが、1955年以降の8例の洪水災害のうち1975年を除く7例は、上記の規模の大雨で発生していた。したがって、沙流川流域における土砂流出は、この雨量規模の大雨によって発生すると類推され、この雨量は沙流川流域における土砂流出発生のおしきい値（triggering threshold for sediment-discharge events）とみなされる。そこで、各調査流域において、ダムの堆砂期間内に発生した上記の雨量規模を満たす大雨イベントの連続雨量を累計し、流出土砂量との関係を示したのが図-6.8である。ここで用いられた流出土砂量は、ダム堆砂量を流域面積で除した比堆砂量（ Q_s ）であり、図には調査された42流域すべてがプロットされた。なお、堆砂期間内に上記の規模に達する降雨がなかった3流域については、堆砂期間内で最大の連続雨量を記録した降雨（結果的にそれらは日雨量83～133mm、連続雨量102～135mm）を、土砂流出の発生降雨イベントとみなしてプロットした。

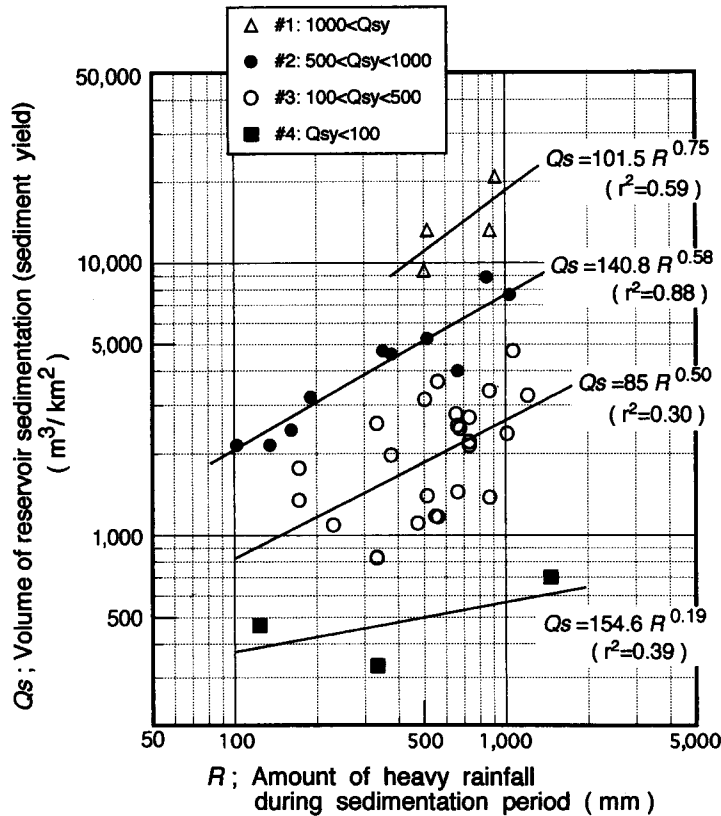


図-6.8 大雨雨量と流出土砂量との関係

大雨雨量とは、各流域のダムの堆砂期間内に発生した「50mm以上の日雨量を含み連続雨量が150mm以上の大雨イベント」の連続雨量の累計値。流域の4グループの区分は、図-6.7に示した年比堆砂量の値によって行われた。

Fig. 6.8 Relationship of heavy-rainfall amount to sediment yield for 42 tributary watersheds in the Saru River basin. The heavy-rainfall amount, R , is total amount of continuous rainfalls of each heavy-rainfall event that has both daily amount greater than 50 mm and continuous amount greater than 150 mm, during the period of reservoir sedimentation.

A positive correlation between sediment yield and heavy-rainfall amount is recognized in each watershed group which was categorized by the “ Q_{sy} ” values shown in Fig. 6.7. Four solid lines show regression lines calculated in each group.

42流域の全ての点を一括して扱うと、流出土砂量 (Q_s) と大雨雨量との間に系統的な関係は認められない。しかし、図に示したように、年比堆砂量 (Q_{sy}) の大きさによって調査流域を4グループに区分すると、各グループにおいて流出土砂量は大雨雨量と明瞭な正の相関関係を示し、それは (6.5) 式のように表わされる。

$$Q_s = aR^b \quad (6.5)$$

ここに、 Q_s は単位面積あたりの流出土砂量 (比堆砂量)、 R は大雨雨量、すなわち堆砂期間

内に発生した「50mm 以上の日雨量を含み連続雨量が150mm 以上の大雨イベント」の連続雨量の累計値、 a と b は定数である。グループ 1 は Q_{sy} が $1,000\text{m}^3/\text{km}^2/\text{yr}$ より大きい 4 流域、グループ 2 は Q_{sy} が $500\sim 1000\text{m}^3/\text{km}^2/\text{yr}$ の範囲の 10 流域、グループ 3 は Q_{sy} が $100\sim 500\text{m}^3/\text{km}^2/\text{yr}$ の範囲の 25 流域、そしてグループ 4 は Q_{sy} が $100\text{m}^3/\text{km}^2/\text{yr}$ より小さい 3 流域、からそれぞれ構成される。なお、堆砂期間が 2 年以下のため、前節において Q_{sy} での評価が行われなかった 4 流域は、図上での点の分布のまとまりの良さに基づいて、グループ 2 と 3 に各 2 流域が含まれた。各グループに属する流域の地質は、グループ 1 が全て新第三紀堆積岩、グループ 2 と 3 が蛇紋岩 3 流域と深成岩 1 流域の他は全て白亜紀堆積岩、グループ 4 が蛇紋岩 1 流域と深成岩 2 流域である。

各グループにおいて大雨雨量の増加、すなわち個々の大雨イベントの規模がより大きいか、あるいはイベントの回数がより多いほど、流出土砂量が増大する関係が認められる。各グループで得られた回帰直線は、以下のとおりである。

$$\text{グループ 1: } Q_s = 101.5R^{0.75} \quad (\text{決定係数 } r^2 = 0.59) \quad (6.6)$$

$$\text{グループ 2: } Q_s = 140.8R^{0.58} \quad (r^2 = 0.88) \quad (6.7)$$

$$\text{グループ 3: } Q_s = 85R^{0.50} \quad (r^2 = 0.30) \quad (6.8)$$

$$\text{グループ 4: } Q_s = 154.6R^{0.19} \quad (r^2 = 0.39) \quad (6.9)$$

このように、流出土砂量と大雨雨量との明瞭な関係が各々で成立することから、年比堆砂量に基づくこれらのグループ区分は適当と判断される。

同程度の営力 (雨量) に対して流出土砂量の異なる、4 つのグループを特徴づける最大の要因は、地質と推察される。なぜなら、流出土砂量の最も多いグループ 1 は新第三紀堆積岩の流域、グループ 2 と 3 はその大部分が白亜紀堆積岩の流域、そして流出土砂量の最も少ないグループ 4 は蛇紋岩および深成岩の流域、からそれぞれ構成され、これは前節で検討された地質と流出土砂量との対応関係と一致するからである。さらに、白亜紀堆積岩の流域群はグループ 2 とグループ 3 に明確に区分され、このことから地質要因に次ぐ、グループ間で明瞭に異なる他の特徴の存在が示唆される。これに関して、土砂の可動性の指標としての粒径 (前図-6.6)、流域地形の傾斜の指標である起伏量、開析程度の指標である水系密度、などの要素をグループごとに検討した結果、「グループ 1 は他と比較して、土砂が細粒で、また水系発達がよく河床滞留土砂が多いと予想される」という、新第三紀堆積岩の地質と調和的な結論を得た以外は、グループ 2 とグループ 3 の間で明瞭に区別される要素は見い出されなかった。したがって、地質要因に次ぐ、グループを特徴づける要素は、その存在は推察されるものの、具体的な内容については上記の検討された要素の範囲では不明である。

(6.5) 式は、流出土砂量と大雨雨量との関係、すなわち降雨に対する土砂流出の応答を示す一つのモデルであり、この式を用いてグループごとの土砂流出に関する特性をモデル的に解

析することが可能である。(6.5) 式の係数 b は回帰直線の傾き、すなわち雨量の増加に対する流出土砂量の増加の割合を示す。この b 値は、(6.6) 式から (6.9) 式に示したようにグループ 1 で最も大きく、グループ 2 および 3 の順に小さくなり、グループ 4 において最小で、その数値の大きさはグループの土砂流出規模の順位と系統的に対応している。

例として、雨量の増加に対する流出土砂量の増加の割合を、グループ 1 と 4 で具体的に説明すると、雨量が 2 倍および 3 倍になると、流出土砂量はグループ 1 では 1.7 倍、2.3 倍となるのに対し、グループ 4 では 1.1 倍、1.2 倍である。ここで雨量が 2 倍や 3 倍になるとは、現実の場面では、個々のイベントの雨量規模が倍増するというよりも、むしろ大雨イベントが堆砂期間内に複数回発生する場面として想定される。 b 値がいずれのグループでも 1 未満であることは、同程度の雨量規模のイベントが反復した場合に、後に続くイベントほど流出土砂量が次第に少なくなることを意味しており、これは土砂流出の推移に関する経験的事実と合致する。グループ 1 と 4 の例で示すと、グループ 1 においては引き続きイベントでの土砂流出の減少は小さいが、グループ 4 では後続イベントでの土砂流出が、先行イベントに比べて極端に減少する。係数 b は、このような土砂流出の持続性や間欠性といった頻度に関係した、土砂流出の活発度を表わしている。

(6.5) 式の係数 a は、式の形から $R = 1 \text{ mm}$ の時の Q_s の値を示す。しかし、大雨雨量 R は、その定義によって 3 流域の例外を除き 150mm 以上に限定されており、 R が 150mm 未満の範囲に対しては、式は適用されない。したがって、(6.6) 式から (6.9) 式に示された係数 a の数値そのものに、指標的な意味はない。この a 値に代わって土砂流出の規模水準を表現する値は、大雨雨量 R の定義に基づくと、土砂流出のしきい値雨量 $R = 150 \text{ mm}$ での流出土砂量であり、これを a^* と表わすことにする。 a^* 値は (6.6) 式から (6.9) 式を用いて、グループ 1 ; $4,350 \text{ m}^3/\text{km}^2$ 、グループ 2 ; $2,574 \text{ m}^3/\text{km}^2$ 、グループ 3 ; $1,041 \text{ m}^3/\text{km}^2$ 、グループ 4 ; $400 \text{ m}^3/\text{km}^2$ と計算され、これらは互いに約 2 倍ずつの関係になっている。

a^* 値は、土砂流出を引き起こす最小規模の大雨イベントに対応する流出土砂量であり、これは流域内に存在する最も流出しやすい土砂、例えば河床においては流路近傍の滞留土砂、斜面においては崩壊に対して臨界状態にある斜面表層土など、の土砂量を反映したものと想像される。

これに対して係数 b が表わす、頻度に関連した土砂流出の活発度は、可動土砂の生産力のようなものの反映と想像され、これは流域の受食性 (erodibility) に起因していると推察される。そして、前述した地質条件は、この受食性を構成するひとつの要素と推測される。

第 7 章 流域土砂輸送の時空間評価

7. 1 崩壊侵食の定常性と長期間の土砂輸送

流域を通じた土砂輸送は、土砂が斜面から河道を経て流域外へと運搬される一連の過程で

あり、この輸送過程の中で生ずる流域内各所での土砂滞留現象によって、流域土砂輸送は時間的長さを持った現象となる。このような長期間におよぶ流域の土砂輸送を理解するには、土砂輸送の初期過程であり、流域を通した土砂の流れ (sediment flux) の出発点となる斜面侵食の、長期間の量的評価が必要である。

湿潤気候下の森林に被覆された斜面において、崩壊が斜面侵食プロセスとして重要であることは、従来から多くの研究者によって強調されてきた。土砂収支研究においても、LEHRE (1982) と PAGE *et al.* (1994) は、ともに豪雨イベント時の土砂収支の計測結果に基づき、崩壊による土砂輸送が、表面侵食や土層クリープなどを含めた斜面の移動土砂総量の約90%を占めることを報告した。このように、発生頻度が数年から数十年に1回程度の豪雨イベントにおいては、崩壊が斜面の土砂輸送のほとんど全てを占めると考えられる。

一方、長期間の土砂輸送量を取り扱う場合には、基本的な課題がある。それは、斜面崩壊のような低頻度かつ大規模な土砂輸送プロセスと、土層クリープのような高頻度 (持続的) かつ小規模なプロセスとの、長期間の土砂輸送における、両者の効果の相対的な重要性を評価することである (KELSEY, 1982a, p. 94-95; SWANSON *et al.*, 1982b, p. 160-161)。この点に関して、CAINE and SWANSON (1989) の報告は貴重な研究成果の一つである。彼等はアメリカ合衆国の温暖・湿潤な森林地域と、長期間積雪に覆われ裸地と高山性草地からなる高山地域の、2つの小流域 (面積はともに約0.1km²) を対象として、5~6年間にわたって各種プロセスの土砂輸送量を詳細に観測し、また、小面積での限られた期間の観測では把握が困難な、低頻度のプロセス (斜面崩壊など) の規模と頻度に関しては、周辺の広い地域で調査を行った。そして、異なったプロセス間で土砂輸送量 (現象の発生頻度を反映させた年平均値によって表示) を比較し、さらに長期間にわたる土砂輸送を検討している。それによると、森林流域の土砂輸送量は高山流域より約10倍大きい。また、高山流域では水に溶解した運搬 (solute transport) や表面侵食など、継続的なプロセスによる輸送が支配的であるのに対し、森林流域では、流域内で約400年に1回の頻度で発生する斜面崩壊と土石流による輸送が卓越しており、それらの土砂輸送量は1年あたりに換算しても他のプロセスを大きく上回り、溶解運搬 (運搬物質はイオン成分) を除く土砂粒子の輸送量全体の約80%を占める。そして、森林流域では、低頻度・大規模な輸送プロセスが数百年オーダーで繰り返されることにより、周期より長い1000年単位の時間スケールでみると、土砂の流れはほぼ定常状態とみなされると述べている。

このように、長期間の土砂輸送に対する各プロセスの寄与は、流域の環境によって相対的に異なっているが、温暖・湿潤な森林地域では、低頻度かつ大規模なプロセス、とくに斜面崩壊が長期間の土砂輸送においても支配的であるという、土砂輸送量の観測結果に基づく実証的な彼等の指摘は、貴重である。

本論の、ルベシュベナイ・パラダイ両流域を対象とした斜面崩壊の長期履歴の検討では、同一斜面の平均崩壊再現期間がルベシュベナイ流域で641年、パラダイ流域で365年、また8000

年間の崩壊反復回数がそれぞれ12回, 22回と推測された。そして, 他の斜面侵食プロセスを考慮しなくても, このような崩壊の反復発生によって, 削剝に伴う現在の斜面地形の形成が説明された。このことは, 上記の CAINE and SWANSON (1989) の見解と一致するものであり, 斜面における侵食のほとんどが, 崩壊によってなされていることを示す。

そこで次に, 過去8000年間の具体的な崩壊侵食量とその推移が問題となる。表-7.1には, ルベシュベナイ流域とパラダイ流域で得られた, 過去8000年間の斜面の平均削剝速度と過去320年間の年平均崩壊土砂量 (第5章), ならびに過去30年間の年平均崩壊土砂量 (第4章) をまとめて示した。なお, 8000年間の平均削剝速度は, 前図-5.4に示した各流域2箇所の代表斜面の削剝深を8000年で除したものであり, また, この値と比較できるように320年間と30年間については, それぞれの年平均崩壊土砂量を削剝速度に変換した値も示した。表から明らかのように, それぞれの期間で平均化された崩壊侵食速度は, 過去8000年間, 320年間, 30年間の間できわめてよく一致し, このことは, 斜面崩壊が長期間にわたって定常的に発生しており, 崩壊侵食速度が過去8000年間にわたって変化していないことを示している。また, ルベシュベナイ流域とパラダイ流域を比較すると, 既に述べたように後者の方が崩壊発生頻度が高いのであるが, これとは逆の大小関係にある崩壊規模 (崩壊深) の効果によって, 侵食速度は両流域でほぼ同等であり, その値は土砂量の表示で約 $1,000\text{m}^3/\text{km}^2/\text{yr}$, 削剝量表示で約 $1\text{mm}/\text{yr}$ である。

ここで得られた結果と関連する既往の研究報告を, 以下に検証する。まず, 完新世 (後氷期の過去1万年間) を通じて平均化された斜面の削剝速度が, 現在の速度とほぼ同一であることについては, 別な検討方法により RENEAU *et al.* (1989, p. 60) がアメリカ合衆国西海岸で, 小口 (1991, p. 35) が日本中部の松本盆地周辺地域で, それぞれ同様の見解を述べている。また, 完新世における崩壊侵食速度の変化, すなわち崩壊発生頻度の時間的変化に関しては, 崩土堆積物の層序解析とその中に含まれる各種年代試料とに基づいた検討が, 日本国内で数例行われている。宮城ほか (1979, p. 151~152) は仙台周辺において6000~2500年前と

表-7.1 崩壊による斜面侵食速度の長期間の定常性

Table 7.1 Average landslide-erosion rates over time periods. These rates suggest a long-term steady state of hillslope erosion, which produces initial sediment fluxes for a basin.

Length of record (years)	Rubeshubenai River basin		Paradai River basin	
	Erosion rates averaged over each time period			
	volumetric value ($\text{m}^3/\text{km}^2/\text{yr}$)	denudation value (mm/yr)	volumetric value ($\text{m}^3/\text{km}^2/\text{yr}$)	denudation value (mm/yr)
8000	---	0.79 or 1.06	---	1.10 or 1.15
320	998	0.99	1064	1.06
30	1037	1.03	1258	1.25

1000年前以降の斜面削剥量増大期を指摘し、前者の期間と完新世における相対的な高温期（ヒブシサーマル）との時間的調和に注目している。しかし、柳井・五十嵐（1990, p. 334）は日高海岸地域において、6000～2500年前の削剥量増大は検出されないとし、逆に2600年前以降の崩壊多発化を指摘して、この傾向と花粉分析から得られた冷涼・湿潤気候との関連性を推測している。一方、吉永・西城（1989, p. 295）は、東北地方の北上山地北部において過去7000～8000年間では崩壊の周期と規模に大きな変動はないという、上記とは全く別の傾向を指摘しており、以上の3例が実施された東北・北海道地域に限っても、場所により様々な見解が示されている。この要因として、崩土堆積物の層序解析という調査手法が、たとえ複数の堆積断面を観察したとしても、堆積域という空間的広がりの中の「ある点」における堆積物の層数と層厚から、崩壊の頻度（回数）と規模を判定するという点で、調査結果が観察地点の局地的な影響を反映しやすいことが危惧される。いずれにしても現時点では、完新世における崩壊発生頻度の推移について、その変化の有無も含めて一般的傾向は明らかではなく、また、どのような気候変動が崩壊の多発化をもたらすのかについても解釈が一致していない。このような状況は、崩壊発生が定常的であったという本論の結果の妥当性を否定しない。

つぎに、流域の土砂輸送量の長期的な推移を検討する。斜面崩壊は流域土砂輸送の初期過程であり、したがって、崩壊侵食量は流域を通じた土砂の流れにおける初期流入量に相当することから、流域の土砂輸送量は、崩壊侵食量とほぼ同等であることが推察される。すなわち、流域内での土砂の滞留時間を超える、数100年の時間スケールでみると、流域の土砂輸送は崩壊侵食と同様に定常状態にあり、土砂輸送量は初期流入量と同等の約 $1,000\text{m}^3/\text{km}^2/\text{yr}$ と推測される。ただし、前述したように、河川は約8000年前から後氷期の下刻を続けており、前図-5.4に示したようにルベシュベナイ・パラダイ両流域においては、約8000年間で河床が8～14m程度低下したと推測される。この点を考慮すると、過去8000年間まで検討時間を拡張した場合、流域の土砂輸送量は崩壊侵食量に加え、より以前の河道堆積物もしくは岩盤からなる河床の下刻侵食量を含むことになる。したがって、数1000年の時間スケールでの土砂輸送量は、河川の下刻量を考慮すると $1,000\text{m}^3/\text{km}^2/\text{yr}$ 以上とみなされる。

以上より、結論は次のように整理される。斜面侵食の支配的なプロセスは崩壊であり、その侵食量は30年以上の時間単位で見ると定常的で、この傾向は少なくとも過去約8000年間にわたって継続してきた。そして、斜面崩壊が流域土砂輸送の初期過程であることから、この崩壊侵食量は、流域を通じた土砂の流れ（Sediment flux）における初期流入量に相当し、それは約 $1,000\text{m}^3/\text{km}^2/\text{yr}$ である。流域内での土砂の滞留時間を超える数100年の時間単位でみると、流域の土砂輸送は崩壊侵食と同様に定常状態とみなされ、その土砂輸送量は初期流入量とほぼ同等と推測される。さらに、数1000年の時間単位では、後氷期に続いてきた河川の下刻量が無視できず、この点を考慮すると、流域の土砂輸送量は $1,000\text{m}^3/\text{km}^2/\text{yr}$ 以上と考えられる。

7.2 土砂の流域輸送過程

本研究で扱われた多くの検討内容のうち、流域を通じた土砂輸送の一連の過程を理解するのに、とくに重要な結果の一部を要約して図-7.1に示す。図には、モデル流域における土砂の輸送過程を、沙流川水系で得られた土砂輸送速度 (Sediment transport rate) に関する諸指標の数値とともに示した。

なお、この流域は、本研究の土砂収支試験流域と同規模の、水流次数が3次、流域面積が2 km²程度の、森林に覆われた急峻な山地流域をモデルとしている。また、第4章から第6章までの検討結果から、土砂輸送イベントの発生頻度と規模の点において、ルベシユベナイ流域

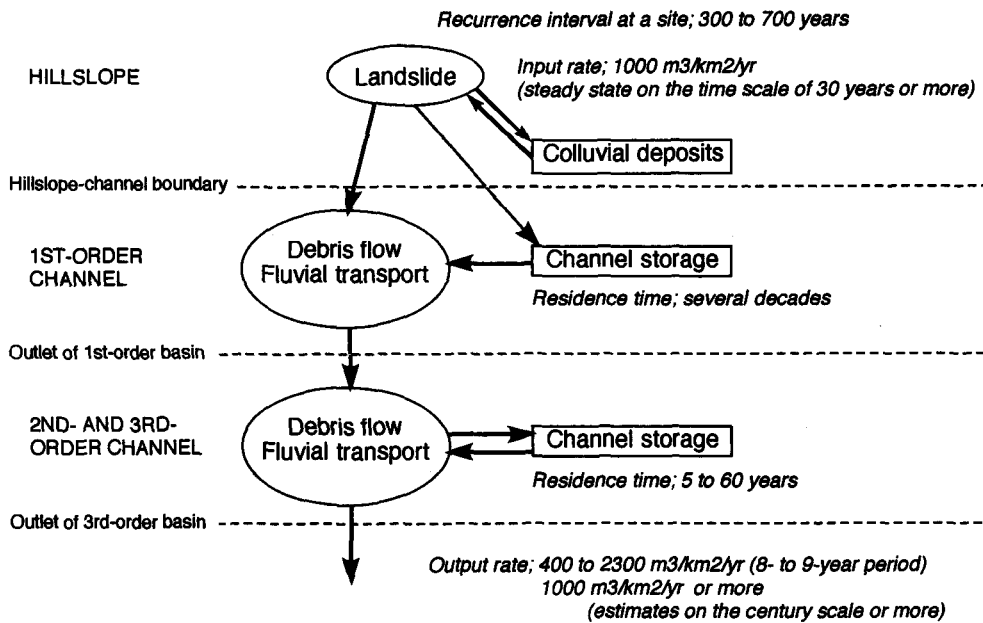


図-7.1 沙流川水系の3次流域をモデルとした土砂の流域輸送過程

楕円は土砂輸送プロセス、四角形は土砂滞留要素、矢印はプロセス相互またはプロセスと滞留要素の間の土砂の流れを示す。

Fig. 7.1 Flowchart of sediment transport through a third-order basin (about 2 km² in area) in steep, forested mountain landscapes, based on the results summarized of this study. Transfer processes are noted as ovals, storage elements as rectangles, and transfers as arrows. Sediment flux originates from landslide-erosion process, then sediment transferred is trapped by and released from various storage elements, and finally discharged from a basin.

Values of 'input rate' and 'output rate' of sediment, 'residence time' of sediment in channel storage, and 'recurrence interval' of landslide were already demonstrated in former chapters. On the time scale of centuries, beyond the residence time of sediment within a basin, the output rate of sediment probably indicates a steady state, and an approximate equilibrium with the input rate, because the input rate by landslide erosion is a steady state on the time scale of 30 years or more, up to 8000 years. On the longer time of millennia, the output rate is estimated to exceed the input rate of landslide-erosion, because channel lowering has continued during the post-glacial (Holocene) age.

が低頻度・大規模イベントが卓越する流域、パラダイ流域が高頻度に輸送イベントが発生する流域の、沙流川水系におけるそれぞれの代表例とみなされる。これに基づき、両流域で得られた土砂輸送速度に関する数値を、沙流川水系における輸送速度の代表的な分布範囲として、図中に示した。

流域の土砂輸送は、斜面崩壊を起点として始まる。斜面崩壊の同一部位での平均再現期間は300年から700年程度である。しかし、流域の斜面域には、崩壊発生に対して臨界状態にある斜面部位が確率的に分布するため、ある面積的広がりを持つ流域での崩壊発生量は、より短い期間においても定常状態にあり、その最小期間はおおよそ30年である。流域土砂輸送の初期流入量である年平均崩壊土砂量は、約 $1000\text{m}^3/\text{km}^2/\text{yr}$ であり、この崩壊発生傾向は過去8000年間にわたって継続してきた。

崩壊土砂は、一部は斜面上に崩壊残土として滞留、また一部は河岸を越えた1次流路の河床に滞留し、残りは1次流路内を土石流や流水運搬により、下流の高次流路へと輸送される。斜面上の崩壊残土は、以降に発生する斜面崩壊によって再び輸送される。また、1次流路の河床滞留土砂は、その大部分が斜面崩壊によって供給され、土石流や流水運搬によって排出（下流へ流送）される、という挙動を有する。この1次流路における土砂の滞留時間は数10年と推定され、これは河床滞留土砂のほぼ完全な排出（洗掘）を引き起こす土石流の、各々の1次流路における再現期間とみなされる。

2次および3次流路では、土砂は土石流や流水運搬による輸送と、河床内での滞留とを時間的に繰り返して、流域出口まで輸送される。2次・3次流路の河床滞留土砂は、河川流送プロセスによって供給（堆積）と排出（洗掘）が行われ、このようにして滞留土砂の全体が入れ替わるのに要する時間、すなわち土砂の滞留時間は5年から60年程度である。第4章3節で述べたように、2次・3次流路における土砂滞留時間は、この区間全体の河床を埋積するような大規模な土砂流送イベントの再現期間に相当する。

流域出口での流出土砂量は、8～9年間の計測では $400\sim 2300\text{m}^3/\text{km}^2/\text{yr}$ を示し、流入量との間に不均衡が認められる。また、このような比較的短い期間で集計される流出量は、各々の流域において時間的にも変動すると推測される。このことは、流域内各所で生ずる土砂滞留の具体的な反映である。したがって、流域内での土砂滞留時間を上回る時間スケール、すなわちここでは数100年を単位とすると、土砂流出は定常状態（steady state）にあると推察され、その流出量は流入量とおおよそ均衡（equilibrium）すると予想される（CAINE and SWANSON, 1989; RENEAU and DIETRICH, 1991）。さらに、数1000年の時間スケールに拡張すると、後水期を通じて継続してきた河川の下刻侵食量に加わり、流域出口での流出土砂量は $1000\text{m}^3/\text{km}^2/\text{yr}$ 以上と推測される。

付け加えて述べると、各地形要素における土砂輸送イベントの再現期間は、斜面崩壊が最も長く、次いで1次流路の土石流であり、2次・3次流路の大規模土砂流送（土石流など）が

最も短い。すなわち、斜面から高次流路に向かって、再現期間が短くなる傾向が認められる。これは、再現期間が各地形要素における同一箇所でのイベントの再現期間であるために、輸送能力や輸送物質が集中する場である高次流路では短くなり、逆に個々の箇所での土砂輸送現象が離散的である斜面においては長くなる、と解釈される。これと逆の関係にあるのが、流域内における各地形要素の数量組成であり、具体的に説明すると、斜面の領域（面積）は大きく、流路については低次から高次に向かってその数量（流路本数）が減少することである。この斜面から低次流路、そして高次流路に向かっての数量の減少傾向は、その一つの指標として水流の分岐比に表現されている。例えば、BENDA and DUNNE (1987) および BENDA (1990) は、水流の分岐比と、1次流路に含まれる崩壊発生場としての hollow の数を利用して、1箇所の hollow における崩壊再現期間に基づき、流路次数ごとの土石流の再現期間を比例計算によって推定している。

このような意味から、水流次数の概念は、河川縦断に沿った位置による水文的特徴（例えば流量）と地形的特徴（例えば勾配や川幅）を表現するだけでなく、分岐比に代表される流路の階級性を表現できる点で、水系網を通した土砂輸送を扱う流域土砂収支、ならびに流域土砂輸送の研究にとって、きわめて有用な概念である。

結 言

最近、社会の成熟化に伴って自然環境保全に対する国民意識が定着し、環境保全への対応は、今や砂防事業の最大の課題と考えられ（例えば、小橋，1995），行政の方針においても、単に環境への配慮ではなく、環境の保全・創造を事業の内部目的とするようになった（大久保，1995）。このことは、土砂の制御を目指す狭義の砂防事業にとっても、1960年代後半に、それまでの治水目的の水系砂防に加えて、局所的な土砂災害防止を目的とする地先砂防が重要な事業として展開されるようになったのに類似して、現在の砂防事業に新たな局面をもたらす契機となりつつある。もちろん、従来からの局所的土砂災害対策の重要性は変化するものではないが、これに加えて、例えば場所によっては下流に土砂を供給する対応を含め、時空間的な土砂の配分を考えた、より高度な水系的土砂管理が目指されるべきだろう。さらに、砂防事業が地域の土地利用と密接に関わる中で、情報公開を求める社会に対しては、より確かな科学的知見に基づく砂防計画の説明が求められることになる。

この意味で、自然現象としての流域を通した土砂輸送の実態解明は、多くの地域で展開されなければならないが、また、解明された実態に基づく砂防計画の立案など、今後の課題は多い。その中で、本論文は、流域を通した土砂輸送の時空間特性に関する認識手法と解析方法の一つを提示できたと考える。

本研究のとりまとめにあたり、北海道大学農学部新谷融教授、松田豊教授、笹賀一郎教授、中村太士助教より、懇切なご指導を賜った。また、本論文に関わる調査においては、北海道開発局室蘭開発建設部、同沙流川ダム建設事業所、日高営林署、振内営林署、財団法人北海道開発協会、国土防災技術株式会社の関係各位より、多大なご協力をいただいた。さらに、現地調査に際しては、北海道大学農学部砂防学講座卒業生の関係各位より、ご助力をいただいた。本研究のとりまとめの期間中、北海道大学農学部砂防学講座スタッフ各位には終始、研究に専念する機会を与えていただいた。以上の各位に、深甚なる謝意を表する次第である。

なお、本研究の一部には文部省科学研究費補助金・奨励研究A (08760140) ならびに基盤研究B2 (08456072) の援助を受けたことを付記する。

摘 要

流域で生ずる土砂の輸送現象を、人間生活に損失を与えないように制御する砂防事業は、我が国の社会情勢の変化に応じて進められてきた。明治期以降は一貫して、水源山地からの土砂流出を抑制して河川の洪水流下能力を保全する治水対策が目的とされてきたが、高度経済成長期以降、土地利用の拡大に伴って頻発した直接的な土砂災害に対処するため、事業の焦点は局所的土砂災害対策に移行している。山地流域の土砂輸送に関する我が国の研究も、砂防事業と同じ変遷を辿っており、1950年代以降活発に行われた流域の土砂生産・流出の研究はマクロ的な要因解析の段階にとどまり、かわって最近の20年程度においては、斜面崩壊・土石流など個別の輸送プロセスの研究が主流となっている。しかし近年、ダム貯水池の土砂埋没、河床低下、海岸侵食の激化など、水系における土砂配分の不均衡が問題となり、さらに最近の自然環境保全に対する社会の要請もあって、土砂輸送現象の時空間特性の理解に基づく水系的な土砂管理が求められている。そこで本論文では、斜面から河道を経て流域外へと至る、流域を通した一連の土砂輸送過程を対象として、異なった時間スケールでの比較によりその時系列推移と、流域の構造に着目してその空間的変異について解析し、流域土砂輸送の時間的・空間的な特性を検討することを目的とした。

第1章では、本研究の目的と方法を述べた。研究方法として用いた土砂収支解析は、流域における土砂の移動・滞留・流出の程度を定量的に明示し、それらを土砂輸送経路に沿って統合して、移動・滞留・流出の相互の量的関係を明確な時空間スケールの下で土砂量収支として解析することである。研究対象流域は北海道日高地方の沙流川流域であり、ここでは過去一万年間に噴出した降下テフラが広域に分布するため、これを用いて斜面崩壊の長期発生履歴を検討できること、また過去35年間にわたって堆砂量計測が続けられている岩知志ダムがあり、土砂流出の時系列資料が得られること、が研究上の利点である。

第2章では、沙流川流域の4つの支流域(面積約2 km², 水流次数3次)を土砂収支解析の試験流域として設定し、過去30年間で最大規模に匹敵する雨量となった1992年豪雨時の土砂

輸送の実態を、豪雨前後の詳細な現地計測に基づいて述べた。2つの試験流域では30年間で最大規模の土砂輸送が生じ、斜面においては100箇所近い表層崩壊、低次(0,1次)流路では相対的に小規模な河床洗掘、高次(2,3次)流路では河床が長区間にわたって厚さ1m以上埋積される大規模な土砂堆積が発生した。

第3章では、上記の土砂輸送量の計測結果から単一イベントでの土砂収支を組み立て、個々の輸送プロセスの土砂収支に対する寄与を量的に評価した。すなわち、移動土砂の70~80%は斜面崩壊、10~30%は低次流路洗掘によって供給され、一方、滞留土砂の70~80%は高次流路堆積、20%弱は斜面崩壊残土として分布していた。また、流域を構成する地形要素の土砂輸送における挙動を、地形要素の構成割合が異なる小流域単位の土砂収支の比較によって検討した結果、斜面が最大の、低次流路も少量ながら侵食場として機能し、両者での侵食がある面積の中で確率的に発生していること、高次流路は緩勾配の幅広い河床空間によって滞留場として効果的に機能すること、が判明した。

第4章では、樹木年代編年を用いた現地痕跡計測と空中写真判読によって、試験流域での過去30年間の土砂輸送履歴を復元し、期間土砂収支を組み立てた。そして、期間土砂輸送量に基づいて土砂の輸送速度を推定し、さらに輸送過程に介在する土砂滞留現象を分析した。崩壊速度は3流域において30年間の平均で約 $1000\text{m}^3/\text{km}^2/\text{yr}$ であり、また治山ダム堆砂量から推定した2流域の土砂流出速度は、8~9年間の平均で450および $2300\text{m}^3/\text{km}^2/\text{yr}$ であった。このような崩壊速度と流出速度の不均衡は、流域内での滞留土砂の増減の反映であり、最大の滞留地形要素である高次流路の土砂滞留時間を、滞留土砂の容量と洗掘速度から計算した結果、イベント発生が低頻度・大規模の流域において約60年、高頻度・中規模の流域で約5年であった。また他の滞留要素について、低次流路の滞留土砂は、崩壊による供給・蓄積と河床洗掘による大量排出という挙動を示し、その滞留時間は数10年オーダーと推測されること、さらに斜面崩壊残土は再崩壊によって排出すること、を述べた。

第5章では、流域内での 10^1 年オーダーの土砂滞留によって短期的に変動を示す、流域土砂輸送の長期間の推定を行うために、輸送の初期過程である斜面崩壊の長期発生履歴を2つの試験流域において調査した。斜面を覆うテフラが崩壊によって除去される観察事実に基づき、320, 3000, 8000年前の各テフラの斜面分布から過去の崩壊発生域を判別し、その面積を計測した。320年間の平均崩壊速度は2流域ともに約 $1000\text{m}^3/\text{km}^2/\text{yr}$ で、30年間での崩壊速度と一致した。また、崩壊再現期間と同一斜面での8000年間の崩壊反復回数は、新第三系流域で365年、22回、白亜系流域で641年、12回と計算され、地質と調和的な崩壊頻度の相違が認められたが、崩壊発生1回あたりの斜面削剝深の違いによって、8000年間の平均崩壊速度は両流域で同等であった。さらに、過去8000年間の崩壊速度は現在の速度と同等であり、斜面崩壊が長期間にわたり定常的に発生していることが判明した。

第6章では、流域土砂輸送の空間的特性を検討するために、輸送の最終過程である土砂流

出に注目し、新たに提案した小規模ダムの堆砂を計測する簡便な方法によって、土砂流出の広域調査を沙流川水系の42流域で行った。そして、土砂流出の水系内での変異や流域サイズに伴う変化など、その空間的な変異特性を解析した。まず、岩知志ダム (集水面積567km²) の35年間の堆砂経過の分析から、短期的な流出速度は期間ごとの大雨頻度を反映して60~200m³/km²/yr と時系列的に変動することが確認され、また大面積流域の特徴として源流域の侵食場からの土砂流送時間の存在が想定された。面積10km²以下の流域が大多数を占める広域調査の結果は、流出速度が20~2600m³/km²/yr ときわめて多様であった。流出速度は流域面積の増大に応じて低減する関係が認められ、これは源流域ほど活発な侵食と下流域ほど多い滞留空間の反映とみなされた。また地質の観点では、流出速度が新第三系流域で10³m³/km²/yr オーダー、白亜系流域で10²m³/km²/yr オーダーと明確に異なり、このことは大雨累計雨量に対する土砂流出の応答性の解析でも確認され、岩質ごとの受食性、具体的には30年未満の短期間における崩壊速度の違いが反映した結果と解釈された。

第7章では、斜面侵食の支配的なプロセスが長期間においても崩壊であることを述べるとともに、土砂輸送の初期過程である崩壊侵食の8000年間にわたる定常性によって、流域内での土砂滞留時間を超える数100年の時間スケールでは、流域土砂輸送は定常状態にあり、流出速度は崩壊速度とほぼ均衡すると推察した。そして、流域を通した土砂輸送過程のモデルを、流域内の地形要素の空間系列に沿って、土砂輸送の時間的特性値とともに提示した。

引用文献

- 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, 28-2, p. 193-258.
- 芦田和男, 奥村武信 (1974) : ダム堆砂に関する研究, 京都大学防災研究所年報, 17B; 芦田和男 編 (1976), ダム堆砂文献資料集成, 河鍋書店, p. 303-318.
- BENDA, L. (1990) : The influence of debris flows on channels and valley floors in the Oregon Coast Range, U. S. A. *Earth Surface Processes and Landforms*, 15, p. 457-466.
- BENDA, L. and DUNNE, T. (1987) : Sediment routing by debris flow. In: R. L. BESCHTA, T. BLINN, G. E. GRANT, G. G. ICE and F. J. SWANSON (Editors), *Erosion and Sedimentation in the Pacific Rim*. International Association of Hydrological Sciences Publication, 165, p. 213-223.
- BOLIN, B. and RODHE, H. (1973) : A note on the concepts of age distribution and transit time in natural reservoirs. *Tellus*, 25, p. 58-62.
- CAINE, N. and SWANSON, F. J. (1989) : Geomorphic coupling of hillslope and channel systems in two small mountain basins. *Z. Geomorph. N. F.*, 33-2, p. 189-203.
- 地質調査所 (1978) : 50万分の1地質図「釧路」
- 地質調査所 (1986) : 50万分の1地質図「札幌」
- DIETRICH, W. E., DUNNE, T., HUMPHREY, N. F. and REID, L. M. (1982) : Construction of sediment budgets for drainage basins. In: F. J. SWANSON, R. J. JANDA, T. DUNNE and D. N. SWANSTON (Editors), *Sediment Budgets and Routing in Forested Drainage Basins*. USDA Forest Service General Technical Report PNW-141, p. 5-23.
- 橋本誠二, 鈴木 守, 小山内熙 (1961) : 5万分の1地質図幅「幌尻岳」, 北海道立地下資源調査所, 46 pp.

- 羽田野誠一 (1974) : 最近の地形学, 崩壊性地形 (その2), 土と基礎, 22-11, p. 85-93.
- 羽田野誠一 (1986) : 山地の地形分類の考え方と可能性, 東北地理, 38-1, p. 87-89.
- 羽田野誠一, 土屋義人, 田村 潤, 武居有恒 (1967) : 討論「生産土砂量と流砂量について」, 新砂防, 20-2, p. 24-33.
- 平尾公一 (1970) : 砂防計画 — その1. 土砂の生産および移動 —, 土木技術資料, 12-4, p. 207-212.
- 北海道土木部河川課 監修 (1989) : 北海道の大雨水資料 第8編, 北海道土木協会, 588 pp.
- 北海道開発局室蘭開発建設部 監修 (1995) : 鶴川・沙流川治水史, 北海道開発協会, 674 pp.
- 北海道火山灰命名委員会 (1982) : 北海道の火山灰分布図 (縮尺1/60万), 札幌.
- 飯田智之 (1993) : 表層崩壊の免疫性と崩壊確率モデル, 地形, 14-1, p. 17-31.
- 飯田智之 (1996) : 土層深頻度分布からみた崩壊確率, 地形, 17-2, p. 69-88.
- 今井 功, 角 靖夫 (1957) : 5万分の1地質図幅「富川」, 北海道開発庁, 59 pp.
- KELSEY, H. M. (1982a) : Hillslope evolution and sediment movement in a forested headwater basin, Van Duzen River, north coastal California. In: F. J. SWANSON, R. J. JANDA, T. DUNNE and D. N. SWANSTON (Editors), *Sediment Budgets and Routing in Forested Drainage Basins*. USDA Forest Service General Technical Report PNW-141, p. 86-96.
- KELSEY, H. M. (1982b) : Influence of magnitude, frequency, and persistence of various types of disturbance on geomorphic form and process. In: F. J. SWANSON, R. J. JANDA, T. DUNNE and D. N. SWANSTON (Editors), *Sediment Budgets and Routing in Forested Drainage Basins*. USDA Forest Service General Technical Report PNW-141, p. 150-153.
- 建設省河川局 監修, ㈱日本河川協会 編 (1986) : 第4章 砂防計画の基本. 建設省河川砂防技術基準 (案) 計画編, 山海堂, p. 47-52.
- 建設省河川局砂防課 (1957) : 砂防基本計画樹立について, 河川, 昭和32年8月号, p. 2-10.
- 建設省河川局砂防課 (1966) : 砂防ダムの堆砂, 第20回建設省技術研究会報告, 昭和41年度; 芦田和男 編 (1976), ダム堆砂文献資料集成, 河鍋書店, p. 369-387.
- 木村弘太郎 (1951) : 砂防計画樹立に対する構想, 河川, 昭和26年5月号, p. 10-15.
- 小橋澄治 (1991) : 地球環境保全, 国際協力, …そして砂防学 — 21世紀の砂防学への議論を! —, 砂防学会誌 (新砂防), 43-5, p. 1-2.
- 小橋澄治 (1995) : これからの砂防学会を考える — 砂防学会誌200号発刊に寄せて —, 砂防学会誌 (新砂防), 48-3, p. 1-5.
- 九津見生哲, 中山貴士, 久保田稔, 中村俊六 (1995) : 天竜川水系小渋川砂防ダム群の堆砂実態と水理実験における堆砂勾配, 砂防学会誌 (新砂防), 48-3, p. 14-21.
- LEHRE, A. K. (1982) : Sediment budget of a small Coast Range drainage basin in North-Central California. In: F. J. SWANSON, R. J. JANDA, T. DUNNE and D. N. SWANSTON (Editors), *Sediment Budgets and Routing in Forested Drainage Basins*. USDA Forest Service General Technical Report PNW-141, p. 67-77.
- 町田 洋, 新井房夫 (1992) : 火山灰アトラス, 東京大学出版会, 276 pp.
- 眞板秀二 (1988) : 破砕帯流域における荒廃溪流の動態に関する砂防学的研究, 筑波大学農林技術センター演習林報告, 4, p. 21-127.
- 眞板秀二, 丸谷知己, 中村太士 (1994) : 砂防学における溪流地形研究の意義と役割, 砂防学会誌 (新砂防), 46-5, p. 19-28.
- 宮城豊彦, 日比野紘一郎, 川村智子 (1979) : 仙台周辺の丘陵斜面の削剝過程と完新世の環境変化, 第四紀研究, 18-3, p. 143-154.
- MIZUHARA, K. (1996) : Data analysis for predicting the magnitude of debris flow. Journal of the Japan Society of Erosion Control Engineering, 48-5, p. 3-10.
- NAKAMURA, F. (1986) : Analysis of storage and transport processes based on age distribution of sediment. Japanese Geomorphological Union Transactions, 7-3, p. 165-184.
- 中村太士 (1988) : 河川の動態解析に関する砂防学的研究, 北海道大学農学部演習林研究報告, 45-2, p. 301-

369.

- NAKAMURA, F., MAITA, H. and ARAYA, T. (1995): Sediment routing analyses based on chronological changes in hillslope and riverbed morphologies. *Earth Surface Processes and Landforms*, **20**, p. 333-346.
- 中山政一, 中筋章人 (1974): 昭和47年7月豪雨時の西丹沢山地における流出土砂について, 砂防学会誌 (新砂防), **26-3**, p. 28-36.
- 日本気象協会北海道本部 (1992): 北海道の気象, **36-8**, 139 pp.
- 日本の地質「北海道地方」編集委員会 編 (1990): 日本の地質1, 北海道地方, 共立出版, 337 pp.
- 小川紀一郎, 松村和樹, 菊井稔宏, 井良沢道也 (1989): 山地流域における土砂生産・流出の実態と解析, 砂防学会誌 (新砂防), **41-6**, p. 4-13.
- 小口 高 (1991): 山地流域の侵食域と堆積域における最終氷期末期以降の土砂移動の量的検討, 地形, **12-1**, p. 25-39.
- 大久保 駿 (1995): 21世紀に向かって, 砂防学会誌 (新砂防), **47-5**, p. 1-2.
- 小野有五, 平川一臣 (1975): ヴェルム氷期における日高山脈周辺の地形形成環境, 地理評, **48-1**, p. 1-26.
- PAGE, M. J., TRUSTRUM, N. A. and DYMOND, J. R. (1994): Sediment budget to assess the geomorphic effect of a cyclonic storm, New Zealand. *Geomorphology*, **9**, p. 169-188.
- RENEAU, S. L. and DIETRICH, W. E. (1985): Landslide recurrence intervals in colluvium-mantled hollows, Marin County, California. *EOS (American Geophysical Union Transactions)*, **66-46**, p. 900.
- RENEAU, S. L., DIETRICH, W. E., DORN, R. I., BERGER, C. R. and RUBIN, M. (1986): Geomorphic and paleoclimatic implications of latest Pleistocene radiocarbon dates from colluvium-mantled hollows, California. *Geology*, **14**, p. 655-658.
- RENEAU, S. L., DIETRICH, W. E., RUBIN, M., DONAHUE, D. J. and JULL, A. J. T. (1989): Analysis of hillslope erosion rates using dated colluvial deposits. *Journal of Geology*, **97**, p. 45-63.
- RENEAU, S. L. and DIETRICH, W. E. (1991): Erosion rates in the southern Oregon Coast Range: evidence for an equilibrium between hillslope erosion and sediment yield. *Earth Surface Processes and Landforms*, **16**, p. 307-322.
- 砂防学会 監修 (1991): 日本の砂防総論(1), 砂防学講座, 第1巻-1, 山海堂, 172 pp.
- 斎藤正美 (1993): 一豪雨に伴う崩壊土砂の流出について, 北海道大学農学部卒業論文 (手記), 44 pp.
- 坂本知己, 新谷 融 (1984): 溪床変動とダム堆砂からみた土石移動過程と流域特性, 北海道大学農学部演習林研究報告, **41-1**, p. 111-148.
- 酒匂純俊, 小山内照 (1962): 5万分の1地質図幅「千呂露」, 北海道立地下資源調査所, 46 pp.
- 清水長正 (1989): 夕張山地南部・日高山脈西部における最終氷期から完新世初頭にかけての斜面安定性の垂直の変遷, 第四紀研究, **28-3**, p. 159-170.
- 清水 宏 (1983): 溪流における砂防計画手法に関する研究, 北海道大学農学部演習林研究報告, **40-1**, p. 101-196.
- 清水 収, 長山孝彦, 斎藤正美 (1995): 北海道日高地方の山地小流域における過去8000年間の崩壊発生域と崩壊発生頻度, 地形, **16-2**, p. 115-136.
- SHIMOKAWA, E. (1984): A natural recovery process of vegetation on landslide scars and landslide periodicity in forested drainage basins. *Proceedings of the Symposium on Effects of Forest Land Use on Erosion and Slope Stability*. Honolulu, Hawaii, p. 99-107.
- 下川悦郎, 地頭蘭隆, 高野 茂 (1989): しらす台地周辺斜面における崩壊の周期性と発生場の予測, 地形, **10-4**, p. 267-284.
- SWANSON, F. J. and FREDRIKSEN, R. L. (1982): Sediment routing and budgets: implications for judging impacts of forestry practices. In: F. J. SWANSON, R. J. JANDA, T. DUNNE and D. N. SWANSTON (Editors), *Sediment Budgets and Routing in Forested Drainage Basins*. USDA Forest Service General Technical Report PNW-141, p. 129-137.
- SWANSON, F. J., JANDA, R. J., DUNNE, T. and SWANSTON, D. N. (1982a): Introduction: workshop on

- sediment budgets and routing in forested drainage basins. In: F. J. SWANSON, R. J. JANDA, T. DUNNE and D. N. SWANSTON (Editors), *Sediment Budgets and Routing in Forested Drainage Basins*. USDA Forest Service General Technical Report PNW-141, p. 1-4.
- SWANSON, F. J., JANDA, R. J. and DUNNE, T. (1982b): Summary: sediment budget and routing studies. In: F. J. SWANSON, R. J. JANDA, T. DUNNE and D. N. SWANSTON (Editors), *Sediment Budgets and Routing in Forested Drainage Basins*. USDA Forest Service General Technical Report PNW-141, p. 157-165.
- SWANSON, F. J., FREDRIKSEN, R. L. and MCCORISON, F. M. (1982c): Material transfer in a western Oregon forested watershed. In: R. L. EDMONDS (Editor), *Analysis of Coniferous Forest Ecosystems in the Western United States*. Hutchinson Ross Publishing Company, Stroudsburg, PA, p. 233-266.
- 高橋功二, 鈴木 守 (1978): 5万分の1地質図幅「岩知志」, 北海道立地下資源調査所, 46 pp.
- 高橋功二, 鈴木 守 (1986): 5万分の1地質図幅「日高」, 北海道立地下資源調査所, 44 pp.
- 高橋功二, 和田信彦 (1987): 5万分の1地質図幅「穂別」, 北海道立地下資源調査所, 40 pp.
- 高橋 保, 江頭進治, 中川 一 (1987): 貯水池の堆砂量からみた土砂流出特性, 「比較河川学の研究」文部省科学研究費特定研究(昭和59-61年度(研究代表者 岸)研究成果報告書, p. 365-392.
- 梅津 譲 (1987): 恵庭a降下軽石及び樽前d降下軽石の年代に関する資料, 東北地理, 38, p. 141-143.
- 山本憲志郎 (1989): 完新世における日高山脈北部の周水河性斜面堆積物の移動期, 第四紀研究, 28-3, p. 139-157.
- 柳田 誠 (1981): 沙流川における最終氷期以降の河岸段丘の形成過程, 地理評, 54-8, p. 423-436.
- 柳井清治 (1989): テフクロノロジーによる北海道中央部山地斜面の年代解析, 地形, 10-1, p. 1-12.
- 柳井清治, 薄井五郎 (1989): 火山灰層を指標にした斜面崩壊の年代的解析—災害地域における過去300年間の崩壊発生履歴一, 砂防学会誌(新砂防), 42-1, p. 5-13.
- 柳井清治, 五十嵐八枝子 (1990): 北海道日高地方海岸段丘地帯における斜面崩壊の発生史とその古環境, 第四紀研究, 29-4, p. 319-336.
- 矢野義男, 村野義郎 (1966): 討論「土砂流出について」, 新砂防, 19-2, p. 26-34.
- 山口伊佐夫, 大石道夫, 黒田和男, 高村舜介, 霜島重雄, 渡辺正幸, 瀬尾克美 (1968): 砂防学会シンポジウム特集「土砂生産流出の連続性と周期性について」, 新砂防, 20-4, p. 1-43.
- 吉永秀一郎, 西城 潔 (1989): 北上山地北部の完新世における百年・千年オーダーの斜面変化, 地形, 10-4, p. 285-301.
- YOUNG, A. and SAUNDERS, I. (1986): Rates of surface processes and denudation. In: A. D. ABRAHAMS (Editor), *Hillslope Processes*. The Binghamton Symposia in Geomorphology, International Series, no. 16, Allen & Unwin, London, p. 3-27.

Abstract

Understanding of the routes, geomorphic processes, and rates of sediment transport through a drainage basin is of fundamental importance not only for basic geomorphology, but also in planning sediment management for a watershed within the framework of decades or even centuries. Studies of sediment budgets and routing, especially focused on basin-wide sediment transport for extended periods of time, however, are rare for Japanese watersheds. This paper describes the behavior of sediment transport and storage through drainage basins, estimates transport rates and residence times of sediment along its transfer route, and offers a long-term evaluation of basin-wide sediment transport. The study sites are parts of the 1350-km² Saru River basin in Hokkaido.

Short-term sediment budgets during one large rainstorm event for four small (about 2 km² in area), forested, third-order basins demonstrate that landslides are the main erosional process and account for 70 to 80 % of sediment mobilized by the storm event. They also show that high-order (second- and third-order) channels act as the main sediment storage site, where 70 to 80 % of newly stored sediment within a basin is distributed. From the viewpoint of longer-term sediment budgets for the last 30 years, in which several storm events occurred, landslide erosion rates and sediment yields were examined for two of the four basins. Average landslide erosion rates over the last 30 years for the two basins are both about 1000 m³/km²/yr, whereas sediment discharge rates out of the basins, averaged over an 8- or 9-year period, are 450 m³/km²/yr for one basin, and 2300 m³/km²/yr for the other. These imbalances between input and output rates for both of the basins reflect temporal changes in the volume of sediment stored within basins. Based on this, the residence times of sediment in high-order channel storage were calculated for 60 years for one basin that exhibits high-magnitude / low-frequency behavior in sediment transport activity, and for 5 years for the other basin, which displays high-frequency behavior in transport activity.

Holocene landslide histories that were obtained by tephrochronological dating of hillslopes, affected or not by past landslides, were analyzed for the two basins. The landslide erosion rates, averaged both over the past 8000 years and over the past 320 years, are about 1000 m³/km²/yr, which is equivalent to that of the last 30-year period, for both of the two basins, although the calculated average landslide recurrence intervals differ between the two basins, 640 years for one basin and 360 years for the other. This suggests a steady state of landslide erosion, which produces initial sediment fluxes for the basin, during the previous 8000 years. Sediment yields for forty-two watersheds, ranging from 0.6 to 93 km² in area and varying in geology, within the Saru River basin were measured by reservoir sedimentation for 3- to 26-year periods. These measurements, ranging from 20 to 2600 m³/km²/yr, show that sediment yield changes with basin area, bedrock type, and major storm occurrence, which reflect the effect of temporary sediment storage within a basin and the intensity of upland erosion.

This study arrived at a conclusion that in terms of long-term sediment transport for a third-order drainage basin, a long-term steady state of landslide erosion provides steady-state sediment transport through the basin on the time scale of centuries, beyond the residence time of sediment within the basin.