



Title	沖積錐の形状解析に基づく山地流域の土砂流出過程に関する研究
Author(s)	木村, 誇
Degree Grantor	北海道大学
Degree Name	博士(農学)
Dissertation Number	乙第7001号
Issue Date	2016-09-26
DOI	https://doi.org/10.14943/doctoral.r7001
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/63724
Type	doctoral thesis
File Information	Takashi_Kimura.pdf



沖積錐の形状解析に基づく
山地流域の土砂流出過程に関する研究

北海道大学 大学院農学院

木村 誇

沖積錐の形状解析に基づく山地流域の土砂流出過程に関する研究
Quantifying sediment transfer of headwater catchments
based on morphological analysis of debris fan

目 次

要旨	1
第1章 緒論	4
1.1 研究の背景	4
1.2 水系砂防計画の現状と課題	5
1.2.1 水系砂防計画の策定基準	5
1.2.2 砂防対策施設による土砂移動制御の実態	6
1.2.3 河道堆砂が土砂流出過程に及ぼす影響を解明することの重要性	8
1.3 研究方法	9
1.3.1 山地流域における河道堆砂の様式	9
1.3.2 支川からの土砂流出による沖積錐の形成	10
1.3.3 沖積錐の形成による堆積土砂量と滞留期間	11
1.3.4 研究目的	13
1.3.5 論文の構成	14
第2章 対象流域	15
2.1 北海道沙流川水系	15
2.2 宿主別川流域	21
2.2.1 調査区域の設定	21
2.2.2 流域の水文特性	24
第3章 沖積錐の形成年代と堆積土砂量の推定	27
3.1 調査方法	27
3.1.1 支川出口における沖積錐の分布	27
3.1.2 沖積錐の形成と植生侵入状況	30
3.1.3 年輪年代学的手法を用いた沖積錐の形成年代の推定	32
3.1.4 沖積錐の堆積土砂量の算出	32
3.2 結果	35
3.2.1 支川出口における沖積錐の堆積形状と植生の分布	35
3.2.2 沖積錐の堆積様式	38
3.2.3 沖積錐の形成年代と滞留期間	38
3.2.4 支川出口における堆積土砂量の累積変化	41
3.3 考察	42
3.4 まとめ	44
第4章 沖積錐の堆積土砂量と支川における土砂移動の関係	46
4.1 解析方法	46
4.1.1 土砂の移動経路	46

4.1.2	移動土砂に対する沖積錐の堆積率	47
4.2	生産土砂量の算出	48
4.2.1	斜面における土砂移動の形態	48
4.2.2	地すべりによる河道への土砂移動	49
4.2.3	支川流域における生産土砂量	51
4.3	土砂運搬能力の算出	53
4.3.1	支川から本川への土砂移動	53
4.3.2	支川河道における運搬可能土砂量	54
4.3.3	支川から本川への土砂運搬能力の変化	55
4.4	結果	56
4.4.1	支川流域における生産土砂量の累積変化	56
4.4.2	生産土砂量に対する沖積錐の堆積率	59
4.4.3	降雨出水時の運搬可能土砂量に対する沖積錐の堆積率	60
4.4.4	支川から本川への土砂運搬能力の変化が沖積錐の堆積率に及ぼす影響	60
4.5	考察	62
4.6	まとめ	64
第5章	沖積錐の侵食速度と滞留期間の関係	65
5.1	解析方法	65
5.1.1	解析に用いる侵食モデル	65
5.1.2	侵食速度の算出	68
5.1.3	モデルの適合性の検証	68
5.2	結果	69
5.2.1	沖積錐の侵食速度	69
5.2.2	沖積錐の堆積土砂量と侵食速度の関係	70
5.3	考察	71
5.4	まとめ	74
第6章	総合考察	75
6.1	本研究で得られた知見	75
6.1.1	支川からの土砂流出による沖積錐の形成過程	76
6.1.2	沖積錐の形成が山地流域の土砂流出過程に及ぼす影響	77
6.2	沖積錐の形成による河道調節土砂量の算出方法の提案	78
6.2.1	一回の降雨出水による沖積錐の堆積土砂量推定	78
6.2.2	沖積錐の侵食による堆積土砂量の経年変化推定	79
6.2.3	沖積錐の形成による土砂の一時滞留を考慮した計画流出土砂量の予測	82
6.3	今後の研究課題	84
第7章	結論	86
	謝辞	87
	引用文献	88
	Summary	97

要旨

近年、日本国内では極端な豪雨が頻発しており、多数の斜面崩壊、地すべり、土石流が発生している。これらによる大量の土砂生産は、豪雨時だけでなく、豪雨後の土砂流出にも影響を及ぼす恐れがあり、長期的な土砂移動制御の重要性が増している。国内において、長期的な流出土砂量の予測と制御は水系砂防計画に基づいて行われている。従来の水系砂防計画は、対象区域における既往の土砂災害資料と確率降水量をもとに、今後 100 年程度の期間（砂防計画期間）に見込まれる流出土砂量を計算する。そこから区域外へ流出しても土砂災害等の悪影響を及ぼさない許容流出土砂量を差し引き、その超過分に見合う規模の対策施設を設計する。しかし実際には、短期的な土砂流出の規模やタイミングに加え、中長期的な土砂流出による治水・利水等への影響を考慮する必要がある。これらを考慮して適切な対策施設の設計を行うには、流出土砂の総量を把握するだけでは不十分であり、一回の降雨出水から計画期間全体までの様々な時間スケールで流出土砂量を予測する必要がある。特に、急斜面や急勾配河床をもった支川が合流する区間では、斜面崩壊や地すべり、土石流の発生に伴う大規模な土砂流出が間歇的に起こることで、本川での流出土砂量を大きく変動させる。したがって、合理的かつ効果的な水系砂防計画を立案するために支川から本川への土砂流出過程を理解することが重要になる。しかしながら、山地流域内に多数ある支川から土砂流出過程を長期間観測することは難しく、この過程の特徴を踏まえた土砂流出予測手法は未だ確立されていない。

山地流域の支川出口では、支川から流出した土砂の堆砂によって沖積錐（土石流扇状地）が形成される。本研究では、沖積錐を形成した堆積土砂が、本川に沿って直ちに流出せず、一時的に滞留する現象に着目した。これまでの沖積錐に関する研究の多くは、山麓部の平野や河成段丘上のような離水域に形成されるものを対象としており、多数の支川が流入する山地流域の谷底部を対象とした研究は少ない。そのため、支川からの土砂流出によって形成される沖積錐の堆積規模や、その侵食過程については不明な点が多い。既存の土砂流出モデルにおいても、支川からの土砂流出で沖積錐に供給される土砂量が沖積錐の侵食土砂量と均衡することで、沖積錐の堆積土砂量が定常状態を維持するとの仮定で取り扱われている。また、水系砂防計画においては、支川出口まで到達した土砂は直ちに本川へ流出するものとして取り扱われるため、支川出口で沖積錐として一時的に滞留する現象は考慮されていない。

そこで本研究では、現存する沖積錐の堆積形状、堆砂面上に侵入した植生の遷移段階、樹木の年輪年代測定法に基づいて、沖積錐を形成した土砂の滞留期間と堆積土砂量を推定する手法を開発した。この手法を用いて、①一回の降雨出水による堆積土砂量の規模とその支配要因、および、②侵食速度の経年変化、を解析することで、支川出口における堆積土砂量の変動履歴を把握し、支川から本川への土砂流出過程を明らかにした。

本研究の研究対象地として、北海道沙流川水系の宿主別川流域（54 km²）を選定した。宿主別川流域では、2003 年 8 月に台風の通過に伴う記録的な大雨（以下、2003 年豪雨）に

よって多数の斜面崩壊、地すべり、土石流が発生している。はじめに、宿主別川本川沿いで
の沖積錐の分布を把握するため、2003 年豪雨直後に作成された被災調査図を判読した結果、
34 箇所の支川出口で沖積錐が形成されたことが確認できた。豪雨から 5 年が経過した 2008
年に現地調査を行ったところ、34 箇所全てで沖積錐が残存していた。これらの沖積錐の堆
砂面に侵入した植生の遷移段階は、木本種が未侵入の段階（区分Ⅰ）、先駆種であるオノエ
ヤナギ・ケヤマハンノキの稚樹が密生する段階（区分Ⅱ）、先駆種成木が一斉林を形成する
段階（区分Ⅲ）、遷移後期種であるヤチダモ・ハルニレの成木が優占する段階（区分Ⅳ）、極
相種であるエゾマツ・ミズナラなどの大径木が優占する段階（区分Ⅴ）の 5 段階に区分する
ことができた。

この結果を踏まえ、沖積錐の堆砂面上における植生の遷移段階が異なる 13 支川を選定
し、年輪年代測定法を用いて沖積錐の形成年代を推定した。そして、堆積形状を円錐近似す
ることによって堆積土砂量を算出した。その結果、形成年代として 1832～2003 年までの 16
年代が得られ、2008 年の調査時点における土砂の滞留期間は 5～176 年に及ぶことが分かっ
た。また、各支川における沖積錐の堆積土砂量は、累積土砂量が $1.5 \times 10^3 \sim 7.4 \times 10^4 \text{ m}^3$ 、現
存土砂量が $8.6 \times 10^2 \sim 1.9 \times 10^4 \text{ m}^3$ 、2003 年豪雨時の堆積土砂量が $7.4 \times 10^2 \sim 2.7 \times 10^4 \text{ m}^3$ で
あることが分かった。

次に、一回の降雨出水による支川ごとの堆積土砂量の規模とその支配要因を明らかに
するため、2003 年豪雨時に発生した斜面崩壊・地すべりによる支川流域内での生産土砂量、
土石流による支川河道での運搬可能土砂量、流水による支川および本川河道での土砂運搬
能力（単位ストリームパワー）を算出し、これらと沖積錐の堆積土砂量との関係を解析した。
その結果、2003 年豪雨時における沖積錐の堆積土砂量は、支川流域内での生産土砂量より
も、支川河道での運搬可能土砂量と強い正の相関関係にあることが分かった。また、土砂濃
度を一定と仮定した流出土砂量計算式で算出される運搬可能土砂量の 10%程度になること
や、支川から本川にかけての河道区間で単位ストリームパワーが半減しない場合には、この
比率が 1%以下に減少することが分かった。これにより、一回の降雨出水による運搬可能土
砂量と沖積錐の堆積土砂量との関係式を導いた。

各支川における生産土砂量について、過去 40 年間（1963～2003 年）に発生した斜面崩
壊・地すべりの分布を調べた結果、13 支川のうち 4 支川では、2003 年豪雨時における沖積
錐の堆積土砂量が過去 40 年間の総生産土砂量を上回っていた。これは、中長期の流出土砂
量だけでなく、一回の降雨出水による短期の流出土砂量を予測するためにも、過去数十年以
上に渡る生産土砂量の把握が必要になることを示していると考えられた。

最後に、沖積錐の侵食速度の経年変化を明らかにするため、沖積錐形成時の堆積土砂量
と滞留期間中の侵食速度との関係を解析した。結果として、全地点の堆積土砂量と侵食速度
との間に一定の比例関係は認められなかったが、滞留期間の違いを考慮して遷移段階ごと
に解析したところ、いずれの遷移段階についても説明力の高い線形回帰式が得られた。また、
線形回帰式の比例定数は、遷移段階が進行するにつれて小さくなっており、指数関数に近似

できた。これにより、沖積錐の侵食速度が堆積土砂量と滞留期間に応じて減衰する関数モデルを導き、これまで河床変動に伴う土砂量流出予測に用いられてきた指数減衰型のモデルが、支川出口に沖積錐を形成した堆積土砂の経年変化予測にも適用できることを明らかにした。

以上の結果より、支川から本川への土砂流出過程は、沖積錐の堆積土砂量と侵食速度を規定する3つの要因で特徴づけられることを明らかにし、降雨出水時の堆砂によるピークカットとその後の侵食による流出土砂量の変動を考慮した水系砂防計画の立案方法を示した。

第1章 緒論

1.1 研究の背景

近年、日本国内では極端な豪雨が多発している。極端な豪雨が降ると、山地で多数の崩壊や土石流が発生したり、深層崩壊が発生するなど、大規模な土砂移動現象が起こるため、土砂災害の被害も深刻なものになっている。

2つの台風性豪雨による土砂災害を例に挙げる。2003年（平成15年）8月に日本列島を通過した台風第10号は、台風の影響を受けることが少ない北海道に記録的な大雨を降らせた。特に激しい雨が降った日高地方では、山地で多数の崩壊や土石流が発生するとともに、平地の河川に大量の土砂や流木が流れ込み、河川の氾濫が相次いだ（土木学会水工学委員会，2004）。2011年（平成23年）8月下旬から9月初めにかけて本州を通過した台風第12号は、西日本の山沿いを中心に広い範囲で激しい雨を降らせた。もともと台風が通過することの多い紀伊半島の山地でも、総降水量で1,000mmを超える大雨があり、最も多いところでは平年の年降水量の6割に達した。その結果、多数の深層崩壊が発生し、天然ダムの形成による河道閉塞が起こった（砂防・地すべり技術センター，2012）。

このように、近年では、これまで豪雨を経験することが少なかった地域と、もともと豪雨が多い地域の両方で大規模な土砂災害が発生している。したがって、豪雨の頻度や規模の大小といった気候条件にかかわらず、すべての地域で豪雨による土砂災害への対策が急がれる。しかしながら、豪雨が引き金となって起こる大規模な土砂移動現象を、土砂の生産源だけで制御するには限界がある。そのため、流域全体で土砂移動を制御することがますます重要となっている。

流域全体で土砂移動を制御し、土砂災害を防止・軽減するためには、水系砂防計画に基づいた土砂処理対策が必要となる。ところが、近年の砂防事業は、人家や公共施設などの保全対象に隣接し、土砂災害が発生する恐れのある斜面や溪流を対象とした局地的土砂災害対策（地先砂防）に焦点を当ててきた。そのため、現時点において、水系砂防計画による土砂処理対策が機能しているとは言い難い。本章では、この現状を問題提起する。そして、多数ある支川からの流出土砂量を把握することが計画を策定する上で大きな課題となっていることを指摘し、支川出口における沖積錐の形成過程を明らかにすることによって、多数の支川からの土砂流出履歴を推定する方法が得られることを示す。最後に、本研究の目的と論文の構成を述べる。

1.2 水系砂防計画の現状と課題

水系砂防計画に基づいた土砂処理対策の策定は、はじめに、計画区域内で対策が必要な土砂の総量を算出し、つづいて、区域内の各地点における土砂処理の方法（土砂生産の抑制、土砂流出の抑制と調節）や対策施設の種類の選択し、それらの施設に対策が必要な土砂量を配分する、という手順で行われる（天田, 1991）。

以下では、水系砂防計画の策定基準を概説した上で、既設の砂防堰堤がどのくらいの期間で満砂しているのかを例にとって、対策施設による土砂移動の制御が計画上求められる機能を果たしていない現状を述べる。そして、多数ある支川からの土砂流出量の把握が計画を策定する上で大きな課題となっていることを指摘し、観測実績や土砂災害に関する記録のない地域において、支川からの土砂流出履歴を推定することの重要性を述べる。

1.2.1 水系砂防計画の策定基準

水系砂防計画における計画土砂量とは、通常、計画区域内で 100 年程度の期間に産出が見込まれる土砂量（生産土砂量および流出土砂量）のことを指す。国土交通省が定めた河川砂防技術基準（日本河川協会, 2005）によれば、計画土砂量は、計画区域より下流河川や海岸に対して無害であり、かつ下流河川や海岸の環境を維持するのに必要な土砂量を許容流出土砂量（ E ）としたときに、次式を満たす土砂量として設定される。

$$E = (Q + A - B)(1 - \alpha) - C - D \quad \dots\dots (1.1)$$

ここで、 Q は、計画区域外から計画区域内に流入する土砂量である。 A と B は、それぞれ計画区域内における生産土砂量と生産抑制土砂量である。 α は、計画区域内の河道に流入する土砂量（ $Q + A - B$ ）のうち、河道に堆積し、基準点まで流出しない土砂量（河道調節土砂量）の割合である。 C と D は、それぞれ計画区域内における流出抑制土砂量と流出調節土砂量である。

式 (1.1) において、生産抑制土砂量（ B ）、流出抑制土砂量（ C ）、流出調整土砂量（ D ）に配分された土砂の総量が、計画区域内で対策が必要な土砂量（超過土砂量 P ）を表している。

図 1.1 に、計画土砂量から許容流出土砂量と超過土砂量を算出し、超過土砂量を、計画区域内に設置する対策施設に配分するまでの流れを示した。許容流出土砂量や超過土砂量は、計画土砂量の規模だけでなく、計画区域より下流の保全対象や河川環境の状況にも左右

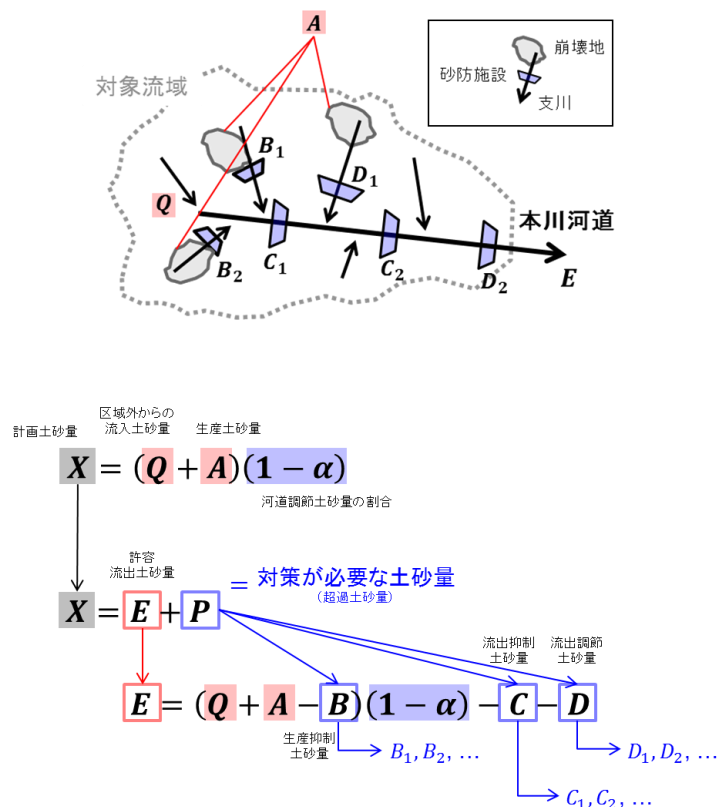


図 1.1 水系砂防計画における計画土砂量の算出方法

Figure 1.1 Calculation procedure of the designed sediment volume in a sabo plan

される。そのため、水系砂防計画の策定方法として確立されたものはないが、大きくは、区域全体での土砂収支を制御するための計画と対策であると言える。

1.2.2 砂防対策施設による土砂移動制御の実態

水系砂防計画の策定にあたっては、計画区域内で 100 年程度の期間に産出が見込まれる土砂量から対策が必要な土砂量（超過土砂量 P ）を算出した上で、区域内に設置する対策施設にその土砂量を配分し、区域全体での土砂収支を制御しようとすることを述べた。ところが、実際には、設置された対策施設が計画上求められる機能を果たさないことがある。次に、既設の砂防堰堤がどのくらいの期間で満砂しているのかを例にとって、対策施設による土砂移動制御の実態を示す。

砂防堰堤は、下流への土砂流出の抑制、河床侵食による二次的な土砂生産の抑制、堆砂面で土砂を一時捕捉することによる流出調節を目的とした対策施設である。流出調節のみ

を目的とした透過型の工法¹も開発されているが、既設の堰堤の多くは不透過型の工法が用いられている。図 1.2 には、既存の研究論文に記載されたデータをもとに、不透過型の堰堤の堆砂容量と竣工から満砂するまでの期間の関係を示した。それぞれの論文における対象流域と堰堤の概要は表 1.1 にまとめた。

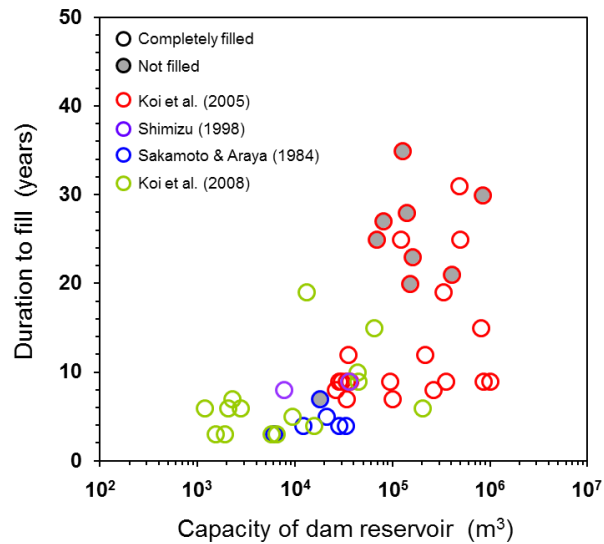


図 1.2 砂防堰堤の堆砂容量と満砂するまでの期間の関係

Figure 1.2 Relations between capacity and duration to fill of check dam reservoirs

表 1.1 既存研究より収集した砂防堰堤のデータの概要

Table 1.1 Summary of check dam data obtained from the existing articles

Study site	Drainage area (km ²)	Capacity of dam reservoir (m ³)	Duration to fill (years)	Specific sediment yield (m ³ km ⁻² year ⁻¹)	Reference
Nukkakushi-Furano R., Hokkaido pref. (n=6)	1.8~7.7	6.0×10 ³ ~3.3×10 ⁴	3~5, >7	220~974	Sakamoto & Araya (1984)
Saru R., Hokkaido pref. (n=2)	1.7~2.1	7.6×10 ³ ~3.5×10 ⁴	8~9	455~2,311	Shimizu (1998)
Mogami R., Yamagata pref. (n=27)	2.3~97.0	2.6×10 ⁴ ~1.0×10 ⁶	7~31, >20	50~5,000 †	Koi et al. (2005)
Nakagawa R., Kanagawa pref. (n=15)	0.1~3.1	1.1×10 ³ ~2.0×10 ⁵	3~19	154±77~13,661±2,732 ‡	Koi et al. (2008)

† The values were interpreted from figure of the article (Figure 5b in Koi et al. (2005)).

‡ The ranges of specific sediment yields indicate the differences between the mean value and the maximum and minimum values.

¹ 例としては、土石流によって流下する巨礫や流木を捕捉し、粒径の小さい砂礫を通過させるコンクリート製スリットダムや格子型鋼製ダムが挙げられる（竹田, 1991, p.84-86）。

まず、図中の堆砂容量が 1 万 m^3 以下の小規模な堰堤について見ると、全て 10 年以内（堆砂容量： $1.2 \times 10^3 \sim 9.2 \times 10^3 \text{ m}^3$ ，満砂に要した期間：3～8 年）に満砂していることがわかる。これに対し、堆砂容量が 1 万 m^3 を超えるものについて見ると、10 年以内に満砂したもの（堆砂容量： $1.6 \times 10^4 \sim 1.0 \times 10^6 \text{ m}^3$ ，満砂に要した期間：4～10 年）がある一方で、竣工から 20～35 年が経過しても未満砂のもの（堆砂容量： $6.8 \times 10^4 \sim 8.3 \times 10^5 \text{ m}^3$ ，未満砂の継続期間：20～35 年以上）もあり、満砂するまでの期間の較差が大きいことがわかる。

竣工後 10 年以内に満砂した砂防堰堤は、計画対象とする期間の大半で流出抑制の機能を持たない。そのため、上流で新たな土砂生産があった場合には、堰堤下流への流出土砂量が超過することになる。一方で、竣工後 20～35 年が経過しても満砂せず、堆砂が進まない堰堤も存在する。この場合、堰堤そのものの流出抑制機能は維持されるが、計画で配分した土砂量が設置地点における実際の流出土砂量に対して過大となっている可能性がある。特定の堰堤で未満砂の状態が続く場合、その堰堤の堆砂容量は実際の土砂移動制御に寄与しないため、区域全体での土砂収支にも不均衡が生じる。

このような問題が生じているのなぜだろうか。原因のひとつとして、砂防堰堤の堆砂容量が実際の流出土砂量と一致していなかったことが考えられる。上述したように、水系砂防計画の策定は、計画土砂量から算出された超過土砂量を区域内に設置する対策施設に配分するかたちで行われており、堰堤の設置地点より上流域（支川）からの流出土砂量が個別に把握されている訳ではない。したがって、計画土砂量と超過土砂量の見積りが妥当であったとしても、対策施設ごとの土砂収支が一致するとは限らない。その結果として、区域全体での土砂収支を制御できなくなることも十分に考えられる。

1. 2. 3 河道堆砂が土砂流出過程に及ぼす影響を解明することの重要性

砂防対策施設による土砂移動制御の実態からは、合理的かつ効果的な対策施設の配置や工法の選択を行うために、計画段階で上流域（支川）からの流出土砂量を把握しておく必要があることがわかる。このことの必要性は河川砂防技術指針でも触れられており、「水系砂防計画を策定するには、土砂、流量等のデータの蓄積等が必要であるため、土砂のモニタリングに関する調査等を実施する必要がある」との記載がある（日本河川協会, 2005, p.48）。

しかしながら、モニタリングによる流出土砂量の把握を前提とすると、データの蓄積を待ってからでないと計画を策定できず、対策実施の遅れにつながる。そもそも、水系砂防計画で対象とする 100 年程度の期間の土砂流出量を把握するには、どのくらいの期間のデータを蓄積する必要があるかが明らかではない。加えて、山地流域のように多数の支川が合流する地域では、本川に流入する複数の支川を同時にモニタリングしなければならない。モニタリングに要する多大な労力と設備投資を考えると、これは現実的な方法とは言えない。

現在のところ、土石流等の土砂災害に関する記録から実績の流出土砂量が得られない場合には、対象地域内での崩壊の発生や溪床堆積物の洗掘によって下流へ移動する可能性のある土砂量と一回の降雨によって運搬が可能な土砂量（以下では、前者を移動可能土砂量、後者を運搬可能土砂量と呼ぶ）を比較し、計画流出土砂量を決定する（国土技術政策総合研究所 砂防研究室, 2007）。このうち、移動可能土砂量の算出には、現地調査によって溪床堆積物の分布状況を把握する必要があるのに対し、運搬可能土砂量は水理計算式を用いて比較的容易に算出することができる²。ただし、運搬可能土砂量に基づいて決定される計画流出土砂量は、一回の降雨で発生する土砂移動現象の規模を表しており、計画期間中の土砂移動現象の継続性や周期性、流出土砂量の変動については何ら考慮されていない。そのため、計画区域内に配置した対策施設が、それぞれどのくらいの期間、土砂移動を制御する機能を維持するかといった時間尺度の情報は決定的に不足している。

以上を踏まえると、観測実績や土砂災害に関する記録のない地域において、100年程度の期間に渡る支川からの土砂流出履歴を推定する手法を確立することが重要になる。

1.3 研究方法

観測実績や土砂災害に関する記録がない地域において、土砂流出の履歴を推定するためには、過去の土砂流出現象の規模や発生時期を知るのに有効なプロキシ（代替指標）を得る必要がある。本研究では、山地流域の支川出口に形成される沖積錐に着目する。沖積錐とは、流域からの土砂流出によって谷出口に急激な堆砂が生じて形成される堆積地形のことである。

豪雨時に土石流等の大規模な土砂流出が発生し、沖積錐が形成されることはよく知られている（例えば、磯ら, 1980; Wells and Harvey, 1987; 池田ら, 1993; Harvey, 2010）。したがって、沖積錐の形成過程を過去に発生した土砂流出現象と関連付けて理解することが出来れば、現存する沖積錐を指標に支川の土砂流出履歴を推定することが可能になる。そこで、次に、沖積錐に関する既存研究の知見を整理し、山地流域における沖積錐の形成過程と支川からの土砂流出の関係を解明するための研究課題を述べる。

1.3.1 山地流域における河道堆砂の様式

² 具体的な算出方法については、国土技術政策総合研究所 砂防研究室（2007）を参照のこと。なお、本論文においても、支川ごとの運搬可能土砂量を算出しており、4.3.2 節に水理計算式の記述がある。

山地流域で生産される粗礫土砂の多くは、斜面や河道における堆積と再移動を繰り返しながら流域外へ流出する。したがって、粗礫土砂の河道堆砂によって形成される堆積地形は、流域内での土砂移動過程と、流域全体の土砂収支を特徴づける要素となる。

河道堆砂によって形成される堆積地形の代表的なものとして、氾濫原堆砂地 (floodplain, braidplain), 段丘 (terrace), 砂礫堆 (bar), 沖積錐³ (あるいは扇状地 : debris cone, alluvial fan) が挙げられる。このうち、氾濫原堆砂地や段丘、砂礫堆が 1 つの連続した河道区間に形成される地形であるのに対し、沖積錐は谷出口、すなわち、規模の異なる 2 つの河川の境界域や、山地河川と平野の境界域に形成される地形である (Knighton, 1998; Harvey, 2002, 2010)。このことから、土砂の産出が活発な流域の谷出口で、河道幅の拡幅と河床勾配の低下によって移動土砂の急激な堆砂が起こることが沖積錐の成因とされている (例えば, Blair and McPherson, 1994)。また、移動土砂が谷出口を頂点に周囲に拡がって堆積するため、扇形や半円形状の錐体を成すことが多い (Giles, 2010)。

1.3.2 支川からの土砂流出による沖積錐の形成

沖積錐の形成過程には、土砂の堆積と侵食の 2 つの過程が含まれる。堆積過程は、支川からの土砂流出の発生に伴って起こるのに対し、侵食過程は、本川による側方侵食 (Leeder and Mack, 2001) と、支川による堆砂面の洗掘 (支川流路の下刻 : Harvey, 1984; Gómez-Villar and García-Ruiz, 2000) によって進行する。山地流域では、支川からの土砂流出の発生が間歇的になる一方で (Benda and Dunne, 1997a), 堆積域の地形的な制約によって本川流路との接触が大きくなる。したがって、支川からの土砂流出が発生する期間を除いて、河川の侵食作用が卓越すると考えられる。

しかしながら、沖積錐の形成過程を調べた既存研究の多くは、山麓部の平野や河成段丘上のような離水域に土砂が累積する過程に注目している (磯ら, 1980; 芦田, 1985)。山地流域の支川出口を対象とした事例については、沖積錐の分布と土石流の発生頻度との関連性が検討されているものの (例えば, May and Gresswell, 2003, 2004), 侵食過程がどのように進行し、その後の堆積がどのように起こるかは明らかではない。その中で、笹 (1978, 1979) が北海道内の火山山麓および荒廃溪流の谷出口を対象に、流出土砂の堆積と再移動の過程を調べた研究は重要である。笹は、植生の侵入状況の区分と年輪年代解析を組み合わせ、長さ数百 m 規模の扇状地上における土砂移動過程を推定し、堆砂面の洗掘によって堆積地が段丘化する場合と、土砂の再堆積によって流路が埋積され、数年から数十年の頻度で流路

³ 齊藤 (1998) によれば、山地と平地の境界域にできる錐体の堆積地形には、崖錐 (scree, talus), 沖積錐, 扇状地の 3 つがある。崖錐は、重力作用によって斜面を移動した土砂が斜面直下に堆積してできる地形であり、おおむね 30° 前後の急勾配な堆砂面をもつ。これに対して、沖積錐は、土石流など重力作用による集合運搬と流水作用による各個運搬で谷を流下した粗礫が谷出口に堆積してできる地形である。崖錐と沖積錐は、形成場所や堆積勾配によって明確に区別される。一方、沖積錐と扇状地は、集合運搬が卓越するか否かで区別されることもあるが、明確な境界条件はなく、沖積錐は小規模な扇状地と見なされることが多い。本研究では、土砂移動過程における一時滞留によって形成され、消長を繰り返す地形との観点から、山地小流域の谷出口に形成された堆積地形を「沖積錐」として取り扱う。

変動（首ふり現象）が起こるために、段丘化が進行しない場合があることを明らかにしている。このような土砂の移動と再堆積に伴う扇状地上の流路変動と地形形成過程は、樹木に形成された受傷痕やあての形成の分布を調べた研究事例でも報告されている（例えば、Bollsweiler and Stoffel, 2007）。

そこで本研究では、植生の侵入状況の区分と年輪年代解析を組み合わせた土砂移動履歴の推定手法（笹, 1978, 1979）を用いて、沖積錐の形成年代と堆積域の推定を試みる。この手法は、堆積段丘などの河道堆砂地の形成年代や堆砂地上への氾濫履歴の推定に多く用いられてきており（Sigafos and Hendricks, 1961; Everitt, 1968; 新谷, 1972; 東, 1979; Hupp, 1984; Araya, 1986; Hupp, 1988; Nakamura and Kikuchi, 1996; Schweingruber, 1996; Strunk, 1997; Yoshida et al., 1997; Kimura et al., 2010）、対象地域における樹木の生育期間（ $10^0 \sim 10^2$ 年）の範囲であれば、1 年単位の年代推定が可能ながことが確かめられている。このことから、観測実績や土砂災害に関する記録のない地域において、過去 100 年程度の期間に渡る土砂移動履歴を推定しようとする場合に汎用性の高い手法と言える。

1. 3. 3 沖積錐の形成による堆積土砂量と滞留期間

沖積錐の形成による土砂の滞留が山地流域の土砂動態に大きな影響を及ぼすことは、すでに多くの研究者が指摘している。次に、沖積錐の規模を規定する要因と、沖積錐に堆積した土砂の滞留期間および侵食速度に関するこれまでの研究を整理する。

沖積錐の規模は土砂収支の観点から注目されてきた。沖積錐における土砂の滞留を考慮して流域全体の土砂収支解析を行った事例に、Dietrich らが北アメリカ・オレゴン州沿岸部にある Rock Creek（集水面積 16.2 km^2 の山地流域）で行った研究がある（Dietrich and Dunne, 1978; Dietrich et al., 1982）。これらの研究は、支川出口（集水面積 $10^{-2} \sim 10^0 \text{ km}^2$ ）に形成された沖積錐の堆積土砂量が $10^0 \sim 10^4 \text{ m}^3$ に及んでおり、流域全体の総量は掃流砂による流出土砂量の 800 年分と浮遊砂による流出土砂量の 87 年分に相当することを報告している。同じく北アメリカ・オレゴン州沿岸部にある Skate Creek（集水面積 2.5 km^2 の 3 次谷河川）において河道に堆積する土砂量を調べた May and Gresswell（2003）は、支川出口に形成された沖積錐（debris flow fan）が総堆積土砂量の 16% を占めていたことを報告している。これらの研究のように、流域内に沖積錐として滞留する土砂量を算出した事例はきわめて少ないが、平面的な地形区分によって堆積地形の面積比率を調べた結果、支川出口に形成された沖積錐（debris cone, alluvial fan）が 14% を占めたとの報告もある（Schrott et al., 2003）。

個々の流域から産出される土砂と流域出口に形成された沖積錐（扇状地）の量的関係についても、土砂収支の観点からの解析が行われてきた（小口, 1991; Oguchi and Ohmori, 1994; Whipple and Trayler, 1996; Oguchi, 1997）。小口（1991）は、河川との接触がある扇状地に対しては、下流への流出土砂量を考慮する必要があることを指摘し、隣接する複数の山地流域

で侵食土砂量と扇状地の堆積土砂量の比率（扇状地の土砂の残存率：sediment storage ratio）がどのような範囲にあるかを調べている。小口による一連の研究は、同一期間における流域の侵食土砂量と扇状地の堆積土砂量が算出できる場合、その量的比率を求めることが各流域の土砂流出特性を表すのに有効であることを示している。

一方で、山地流域における支川から本川への土砂移動過程について見ると、支川出口への流出土砂量は、斜面の崩壊による間歇的な土砂生産（Benda and Dunne, 1997a）と数十年以上に及ぶ河道での滞留（Dietrich and Dunne, 1978; 清水, 1998）を強く反映する。また、山地斜面で大規模な土砂生産が起これば、生産土砂の滞留によって、その後の数十年以上の土砂流出に影響が及ぶ場合もある（例えば、Koi et al., 2008）。

したがって、山地流域の支川出口において、一回の降雨出水で形成される沖積錐の堆積土砂量を予測するためには、支川流域で発生する個別の土砂移動現象の運搬土砂量と沖積錐の堆積土砂量の関係を明らかにする必要がある。例えば、Benda（1997b）は、山地の小流域（1～2 次谷流域）の谷出口では、主に土石流の堆積によって沖積錐が形成されることに注目し、土石流による移動土砂量と沖積錐の堆積土砂量の量的比率を用いて、山地流域の土砂動態モデルを構築している。

沖積錐の侵食過程を明らかにすることは、現存する沖積錐を指標に土砂流出履歴を推定するためだけでなく、長期の流出土砂量を予測するためにも重要である。山地流域では、沖積錐の滞留期間は数十年以上に及ぶことが報告されている（Dietrich and Dunne, 1978; 笹, 1978, 1979; Gomi et al., 2004; May and Gresswell, 2004）。しかしながら、河川の侵食による沖積錐の地形変化を調べた研究はきわめて少なく、侵食速度を定量的に把握したり、侵食過程をモデル化するまでには至っていない。既存の土砂動態モデルにおいても、支川出口における土砂の滞留過程（沖積錐の形成）が考慮されてきたが、支川出口から本川への土砂移動過程は、沖積錐が支川か本川のどちらか一方によって一定速度で侵食されるとの前提でモデルに組み込まれることが多い（Dietrich and Dunne, 1978; Benda and Dunne, 1997b）。

沖積錐の侵食過程を調べた研究がきわめて少ないのに対して、荒廃溪流の河床変動や氾濫原堆砂地の地形変化に関する研究は比較的多く（Everitt, 1968; Graf, 1977; 眞板, 1988; Simon, 1992; Nakamura et al., 1995; Nakamura and Kikuchi, 1996; Simon and Thorne, 1996; Lisle and Church, 2002; Lancaster and Casebeer, 2007）、侵食過程のモデル化も試みられている。例えば、本州中部に位置する大井川流域源頭部（集水面積 7.7 km² の東河内流域上流部）の荒廃溪流で大規模な堆砂後の河床変動を調べた眞板（1988）は、堆砂面の洗掘過程で単位流量あたりの河床変動量が指数的に減衰することを明らかにし、流出土砂量の経時変化を表すモデル関数を導いている。また、中村らが行った氾濫原堆砂地の地形変化に関する一連の研究（Nakamura et al., 1995; Nakamura and Kikuchi, 1996）では、堆砂地面積だけでなく、侵食面積比率（単位面積あたりの侵食速度）も経過年とともに指数的に減衰することが明らかにされており、平衡状態の土砂移動を仮定した連続方程式のパラメータ値を、実測した侵食面積比率から推定する手法が提案されている。

以上の知見を踏まえると、滞留期間が数十年以上に及ぶとされる沖積錐の侵食過程をモデル化するためには、侵食による堆積土砂量の経年変化が、荒廃溪流や氾濫原堆砂地などで指摘されている指数的減衰に従うかの検証が必要と考えられる。

1.3.4 研究目的

これまでに述べてきたように、合理的かつ効果的な水系砂防計画を策定する上で、山地流域内に多数ある支川からの流出土砂量を把握することが課題となっている。従来、観測実績や土砂災害に関する記録のない流域では、モニタリングによる流出土砂量の把握が前提とされてきたが、支川出口に形成された沖積錐を指標として、その支川からの土砂流出履歴を推定できる可能性がある。しかし、その一方で、沖積錐の形成過程を調べた既存研究の多くは、山麓部の平野や河成段丘上のような離水域に土砂が累積する過程に注目しており、河川の侵食作用を強く受ける山地流域内の沖積錐を対象とした研究は少ない。そのため、支川からの土砂流出によってどのくらいの規模の土砂が堆積し、堆積した土砂がどのように侵食されるかといった、滞留特性については不明な点が多い。

そこで本研究では、北海道の山地流域を対象に、支川出口に形成された沖積錐の滞留特性を明らかにすることを目的として、次の3課題を設けた。

課題1：山地流域における沖積錐の滞留特性を明らかにするためには、流域内における沖積錐の分布や堆積様式の実態を把握する必要がある。そこで、対象流域の支川出口における沖積錐の形成と植生侵入の実態を調査し、侵食作用を伴った沖積錐の堆積様式を明らかにするとともに、年輪年代学的手法を用いて沖積錐の滞留期間を推定し、堆積土砂量を算出する。

課題2：沖積錐の滞留期間と堆積土砂量には、支川間での産出土砂量の違いが影響していることが考えられるため、各支川からの産出される土砂と沖積錐の量的関係を明らかにする必要がある。そこで、最近の豪雨時に形成されたことが明らかな沖積錐に注目し、支川流域の生産土砂量と、豪雨時における土砂運搬能力を算出することで、各支川から産出された土砂量と豪雨によって形成された沖積錐の堆積土砂量の関係を明らかにする。

課題3：支川出口における堆積土砂量の経年変化や、土砂が完全に流出するまでの期間を推定するためには、沖積錐が形成された後の侵食過程を明らかにする必要がある。そこで、滞留期間の異なる沖積錐の比較から、沖積錐の堆積土砂量と滞留期間の関係を明らかにすることで、沖積錐形成後の侵食過程をモデル化する。

以上の3課題から得られた知見をもとに、支川出口における堆積土砂量の経年変化を

モデル計算し、支川からの土砂流出履歴を推定する。そして、推定された土砂流出履歴をもとに、支川からの長期土砂流出を考慮した水系砂防計画を策定するための留意点を考察する。

1.3.5 論文の構成

本論文は全7章で構成されている。第1章では、水系砂防計画を策定する上で、山地流域内に多数ある支川からの流出土砂量の予測が課題となっていることを指摘した。そして、支川出口における沖積錐の形成過程を明らかにすることによって、多数の支川からの土砂流出履歴を推定する方法が得られることを示し、本研究の研究方法与研究目的を述べた。つづく第2章では、本研究で対象とする北海道沙流川水系・宿主別川流域の概況を述べる。

第3章から第5章では、宿主別川流域を対象に行った調査および解析の結果を述べる。第3章では、支川出口における沖積錐の形成と植生侵入の実態を調査し、侵食作用を伴った沖積錐の堆積様式を明らかにするとともに、年輪年代学的手法を用いた沖積錐の滞留期間の推定と堆積土砂量の算出を行う（課題1）。第4章では、最近の豪雨時に形成されたことが明らかな沖積錐に注目し、各支川から産出された土砂量と豪雨によって形成された沖積錐の堆積土砂量の関係を明らかにする（課題2）。第5章では、沖積錐の堆積土砂量と滞留期間の関係を明らかにすることで、沖積錐形成後の侵食過程をモデル化する（課題3）。

第6章では、はじめに、前章までに得られた知見の意義を述べる。次に、第5章の解析によって導かれた侵食モデルを用いて、支川出口における堆積土砂量の経年変化をモデル計算し、支川からの土砂流出履歴を推定する。そして、推定された土砂流出履歴をもとに、支川からの長期土砂流出を考慮した水系砂防計画を策定するための留意点を考察する。最後に、今後の研究課題を整理する。

終章となる第7章では、本研究で得られた知見を要約し、結論を述べる。

第2章 対象流域

本研究では、北海道沙流川の中流部に位置する宿主別川流域を対象流域に選んだ。砂防学的な観点からみた沙流川の特徴は、土砂生産の活発な付加体の地質で構成され、主に降雨を引き金とした大規模な土砂生産と土砂流出を繰り返す地域と要約される。また、沙流川は、二風谷ダムにおける治水・利水・発電を軸とした総合開発事業を進める地域でもある。そのため、水系全体での土砂移動の制御が、地域防災計画や社会基盤の整備、産業活動にとって、きわめて重要な課題となっている。

以下では、沙流川水系および宿主別川流域の地質・地形的特徴、植生、土地利用、気候条件ならびに水文特性を詳しく述べる。

2.1 北海道沙流川水系

沙流川は日高山脈の主稜線に源を発し、太平洋へと注ぐ、流域面積 $1,350 \text{ km}^2$ 、本川流路長 104 km の一級水系である（図 2.1）。流域の起伏量は 1.52 m km^{-2} であり、北海道内の一級水系（13 水系、平均起伏量 $0.93 \pm 0.68 \text{ m km}^{-2}$ ）の中でも急峻な地形をもつ。河口より 21 km 地点には、1996 年に竣工した大型の多目的ダムである二風谷ダム（集水面積 $1,215 \text{ km}^2$ ）があり、ここでの治水・利水・発電を軸とした総合開発事業（沙流川総合開発事業：1982 年～）が行われている。二風谷ダムより約 6 km 上流の地点にて、水系最大の支川である額平川（流域面積 384 km^2 ）が合流する。

沙流川水系は非火山性地域であり、主に付加体の地質で構成されている。図 2.2 には、沙流川水系一帯の地質の分布を示した。水系内には、日高帯と空知－エゾ帯の 2 つの地質帯が分布している。日高山脈の脊梁部にあたる上流部は日高帯に属しており、そのほかの水系の大半は空知－エゾ帯に属している。日高帯は、主に古第三紀の付加体で構成されているが、空知－エゾ帯では、白亜紀の付加体と前弧海盆の堆積岩類に加え、新第三紀の堆積岩類が帯状に分布している（日本の地質増補版編集委員会編, 2005）。

内田ら（2007）は、日本国内で明治期以降に発生した深層崩壊の分布密度と地質および第四紀隆起量の関係を分析した結果、付加体地質の地域では、その他の地質の地域に比べて深層崩壊の分布密度が高いことを明らかにしている。その後、五味らの研究グループが、沙流川水系内の付加体とその周辺の堆積岩を基盤岩とする斜面に、最終氷期以降に発生した

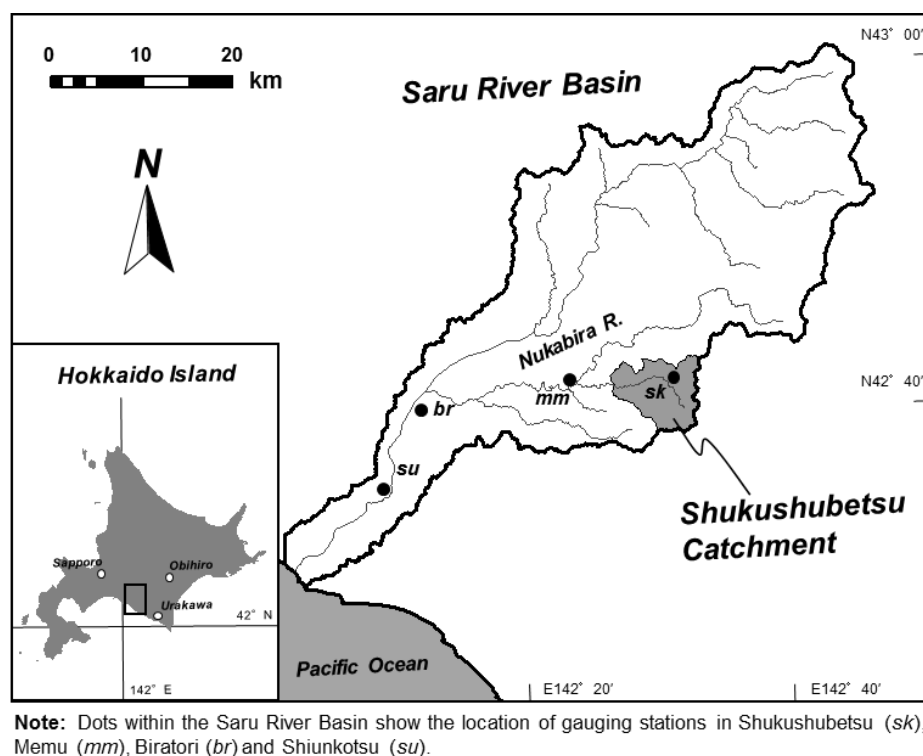


図 2.1 研究対象流域の位置図

Figure 2.1 Location of the study catchment

と推定される深層崩壊跡地が多数あることを報告しており (Aoto et al., 2013; 青戸ら, 2014; 五味ら, 2014), 沙流川水系が深層崩壊の起こりやすい地質的素因をもつことが明らかになってきた。加えて、水系一帯の隆起速度は、過去 10 万年間で $0.3 \sim 0.6 \text{ mm year}^{-1}$ と比較的大きく (藤原ら, 2004, 2005), このことも深層崩壊等による斜面の削剥速度を高める要因となっている。以上のような地質・地形的特徴を有することから、沙流川水系は土砂生産が活発な地域と言える。

沙流川水系における、深層崩壊より高頻度に発生する斜面侵食プロセスとしての表層崩壊と地すべりの特徴について (例えば, 清水ら, 1995)

沙流川水系における年間降水量はおよそ 1,200 mm である。このうち、冬期 (12 月から翌年 3 月までの 4 ヶ月間) の降雪によるものは 18% 程度である。また、平年の最深積雪は日高町で 88 cm, 平取町で 38 cm と、北海道内では比較的積雪の少ない地域である⁴。

その一方で、沙流川水系では、豪雨による河川の氾濫や土砂災害が繰り返し起こっている。表 2.1 には、沙流川水系における過去の主な豪雨災害をまとめた。記録に残る最も古

⁴ ただし、融雪期にあたる 4~5 月の出水量は年間流出量の 32% を占めており (鶴川・沙流川治水史編纂委員会編, 1995), 毎年の融雪出水が河川での土砂移動に果たす役割は決して小さくない (水垣ら, 2011)。

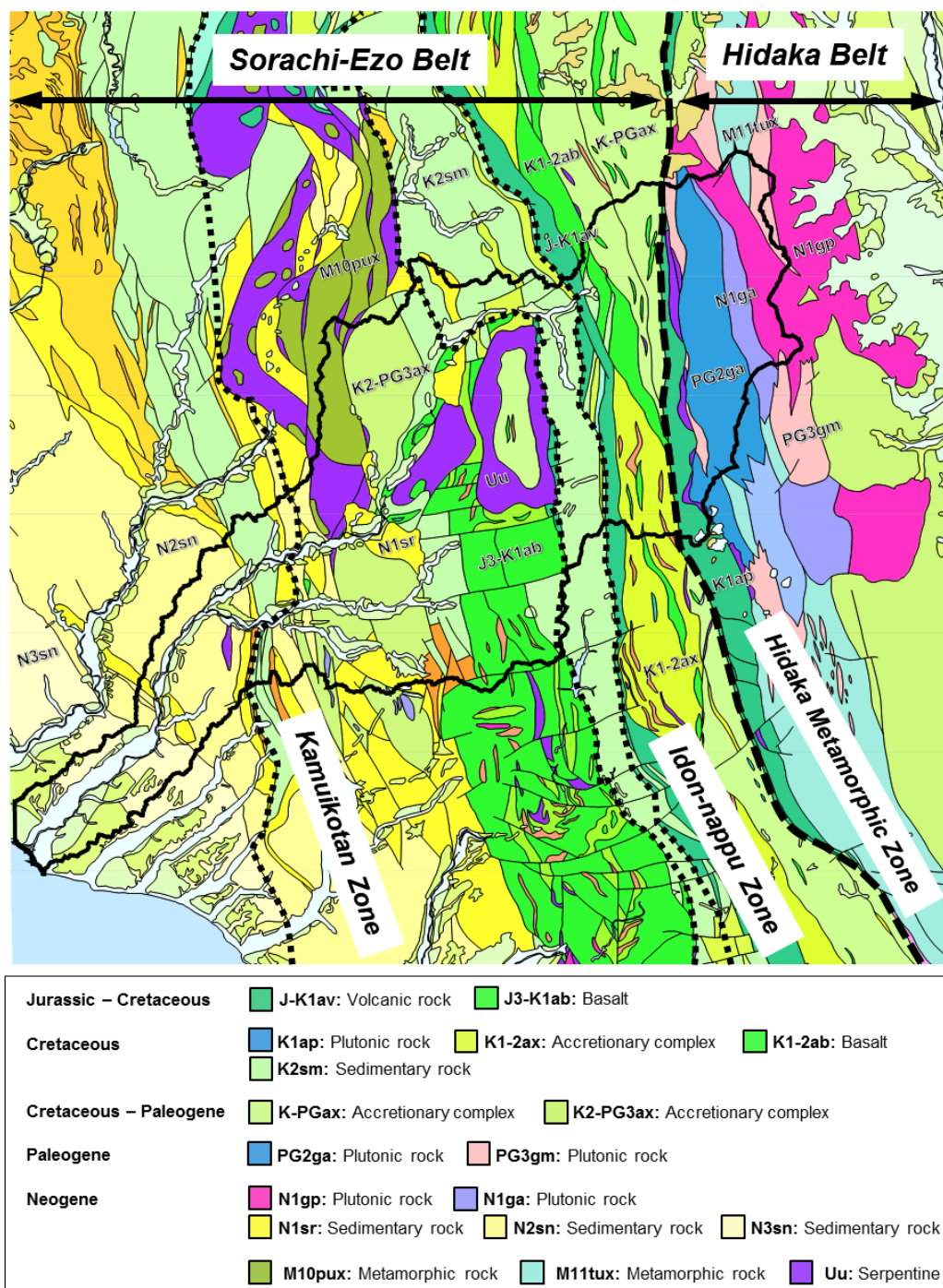


図 2.2 沙流川水系一帯の地質分布図

独立行政法人産業技術総合研究所 20 万分の 1 日本シームレス地質図をもとに作成

Figure 2.2 Geological map around the Saru River Basin

The map was drawn based on the seamless geological map developed by the national institute of Advanced Industrial Science and Technology, Japan (AIST).

表 2.1 沙流川水系における過去の主な豪雨災害

Table 2.1 The major rainfall-related disasters in the Saru River Basin

Year	Date	Duration (days)	Total rainfall (mm) †	Maximum daily rainfall (mm day ⁻¹) †	Reference ‡
1898	6–8 Sept.	3	[158 mm at Sapporo]	[17 mm at Sapporo]	1, 2, 5, 7
1922	24–25 Aug.	2	[214 mm at Obihiro]	[36 mm at Obihiro]	1, 2, 5, 7
1935	29–30 Aug.	2	[99 mm at Urakawa]	[45 mm at Urakawa]	3, 5
1955	3 Jul.	1	51	51	2, 3, 4, 5, 7
1959	4–6 Apr.	3	351	335	--
1961	24–26 Jul.	3	174	74	2, 3, 4, 7
1962	3 Aug.	1	108	108	1, 2, 3, 4, 7
1973	17–18 Aug.	2	125	81	1, 2, 4, 7
1975	22–24 Aug.	3	126	97	1
1981	4–6 Aug.	3	282	194	1, 4
1992	8–9 Aug.	2	177	158	1, 2, 4
2001	11–12 Sept.	2	245	227	1, 7
2003	8–10 Aug.	3	434	388	1, 2, 4, 7

† The total and maximum daily rainfall of each storm event indicate the values recorded at the Biratori station.

‡ 1) Shin Engineering Consultants (2004); 2) Committee on flood control history of Mukawa River and Saru River (1995); 3) Committee on history of Hidaka town (1977); 4) Committee on centennial history of Biratori town (2003); 5) Committee on history of Niikappu town (1966); 6) Muroran Development and Construction Department (2004); 7) Takeuchi (2006).

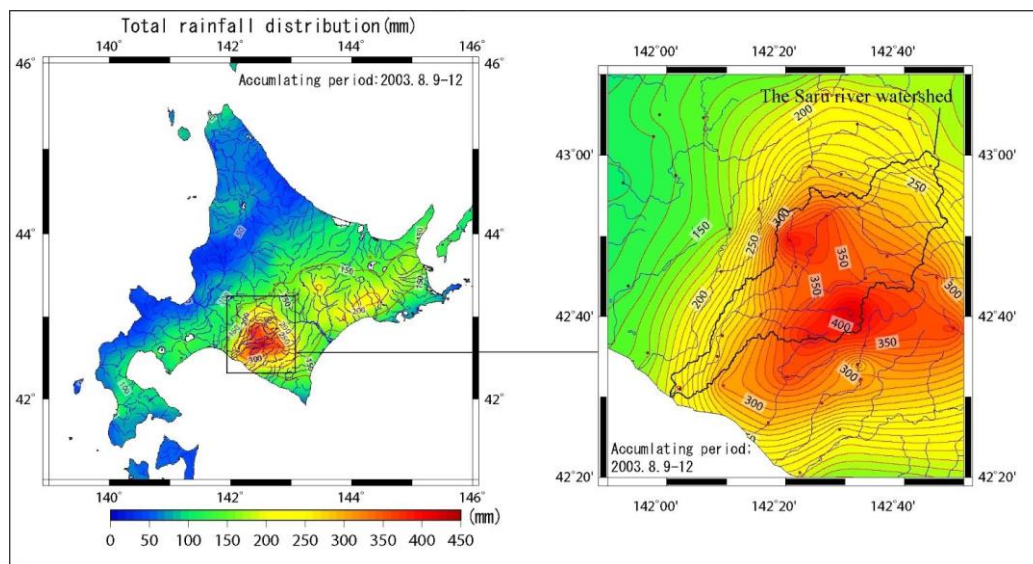


図 2.3 2003 年豪雨時（2003 年 8 月 9 日～12 日）の総降雨量の等雨量線図

独立行政法人土木研究所寒地土木研究所ホームページ

(http://river.ceri.go.jp/contents/tool/gmt/gmt_gallery1.html) より転載

Figure 2.3 Isohyetal map of the total rainfall during the 2003 storm (from 8th to 12th of August 2003), reprinted from the web site of the Civil Engineering Research Institute for Cold Region, Independent Administrative Agency under the Ministry of Land, Infrastructure and Transport (CERI).

いものは 1898 年 9 月の豪雨であり、死者 29 名を出したほか、人家や耕地に甚大な被害もたらした（竹内, 2006）。1989 年以降の過去 110 年間（1898～2008 年）には、計 13 回の豪雨災害が発生している。

沙流川の土砂動態に関する既存の研究を参照すると、1962 年 8 月と 1992 年 8 月の豪雨によって、沙流川本川と本川に流入する支川で大規模な土砂移動が発生している（Nakamura et al., 1995; Nakamura and Kikuchi, 1996; 清水, 1998）。2003 年 8 月に台風第 10 号の接近に伴って発生した豪雨（以下では、2003 年豪雨と呼ぶ）は、最大日降雨量、総降雨量ともに観測史上最大の規模となった。図 2.3 には、2003 年豪雨時の総降雨量の等雨量線図を示した。図より、沙流川の中流部で特に激しい雨が降ったことがわかる。この雨によって、中流部の山地で崩壊や土石流が多数発生したことが報告されている（土木学会水工学委員会, 2004）。

以上を踏まえて、本研究では、主に付加体の地質で構成されており、2003 年の豪雨によって大規模な土砂生産・土砂流出があった山地流域として、沙流川の中流部に位置する宿主別川流域を対象流域に選んだ。

水系の土砂動態に影響を及ぼす要因としては、上述した地質・地形的特性や気候条件のほかに、氷河侵食、地震活動、土地利用の変化が挙げられる。しかしながら、現在の沙流川水系では、いずれの影響も小さいと考えられる。よって、これらの要因については以下で概説するに止める。

(I) 氷河侵食

日高山脈には、中期更新世以降の氷期に形成された氷河地形が認められる。ただし、氷河侵食によって形成された地形としては、山脈の脊梁部に圏谷（cirque, kar）が分布するのみであり（小疇, 1987）、U 字谷（U-shaped valley）のような大規模な氷河侵食は認められない。

堆石（moraine）の発達については、日高山脈東斜面での研究事例がある（小野・平川, 1975; 岩崎ら, 2000a, b）。これらの研究は、4 万 2 千年から 4 万年前頃に発達したとみられる端堆石（terminal moraine）が現在の海拔高度で標高 850～1,000 m 付近に認められたことを報告しており、最終氷期には、谷氷河が現在の標高 850 m 付近まで達していたと推察される。しかしながら、端堆石の痕跡地形は現河床より比高 35～45 m 高位にあることから（岩崎ら, 2000a）、現在の河川地形や河床材料に氷河作用が及ぼす影響は小さいと考えられる。

岩崎ら（2000a）の報告からは、最終氷期以降の期間における水系一帯の隆起に対する河床の沈降（下刻）速度は $0.833 \sim 1.125 \text{ mm year}^{-1}$ と推定される。これは、例えば、100 年間の累積として見ても、80～110 mm 程度の変化であり、現地の地形測量や航空レーザー測量によって捉えられる河道堆砂による沖積錐や氾濫原堆砂地の地形変動と比較してきわめて小さいものと考えられる。

(II) 地震活動

沙流川水系のある日高地方は、大陸プレートと海洋プレートの境界付近に位置しているため、地震活動の活発な地域である。日高地方南部から浦河沖にかけての地域では、1930年以降に限ってもマグニチュード6以上の地震が5回発生しており、1982年に発生した浦河沖地震(M7.1)では、震度6を記録した浦河町で家屋738棟が損壊する被害を受けた(地震調査研究推進本部, 2011)。一方で、この地震によって斜面崩壊などの土砂災害が発生したという記録はない。この他の地震についても、沿岸部や太平洋沖を震源としていたため、被害のほとんどが津波によるものだった(地震調査研究推進本部, 2011)。したがって、沙流川流域では、少なくとも過去80年以上に渡って、地震による大規模な土砂移動の発生はなかったと考えられる。

(III) 土地利用

沙流川水系は、先住民族であるアイヌが古くから居住する地域のひとつである。アイヌは狩猟や漁労、野生植物の採取を中心とした生活を営んでいたことから、アイヌのみが居住していた18世紀頃までの山地や河川の人為的攪乱の程度はごく小さかったものと推察される。

その後、1869年の開拓使設置にともなって、沙流川水系の地域にも入植・開拓が始まり、河口付近はいち早く開墾と農地利用が進んだ。1900年頃からは、上・中流部の開墾、伐採および林地化が本格的になった。開発事業は1914年の第1次世界大戦勃発時にいったん停滞するものの、1927年以降は再び農地の開墾が進んだ。しかし、1945年の太平洋戦争終戦後は、これまでに開墾した土地の安定利用を目指した治水・利水事業が中心となったため、農林地面積が大きく広がることはなかった。その結果、現在でも山地の大部分が国有林として保護管理されている。

2.2 宿主別川流域

本研究では、沙流川中流部の宿主別川流域を対象流域に選んだ。次に、宿主別川流域の地質・地形的特性と土地利用の概況、調査区域の設定理由、ならびに流域の水文特性を述べる。

2.2.1 調査区域の設定

図2.4に宿主別川流域の起伏と地質分布を示した。宿主別川流域の流域面積は63 km²

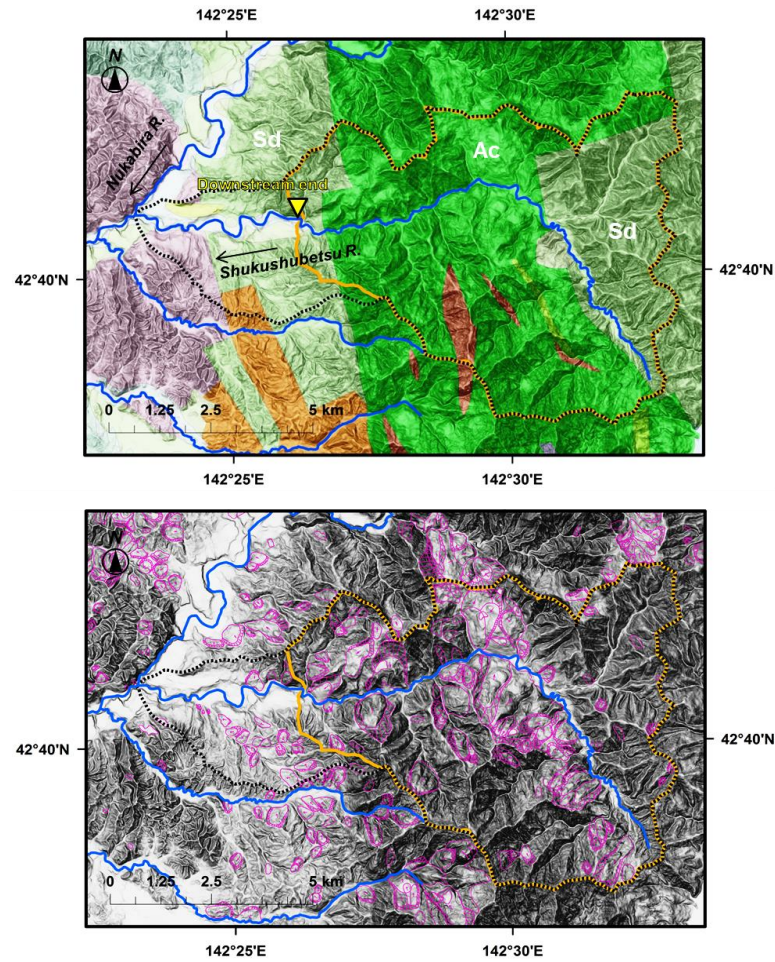


図 2.4 宿主別川流域の地質・地形条件：(a) 地質分布，(b) 地すべり地形の分布

地質分布は独立行政法人産業技術総合研究所 20 万分の 1 日本シームレス地質図をもとに作成した。背景の傾斜陰影図は国土地理院 10m メッシュ DEM をもとに作成した。地すべり地形分布図は北海道開発局より提供を受けたデータをもとに作成した。

Figure 2.4 Geological and topographic setting of the Shukushubetsu River Catchment: (a) geological map, (b) distribution of landslide topographies.

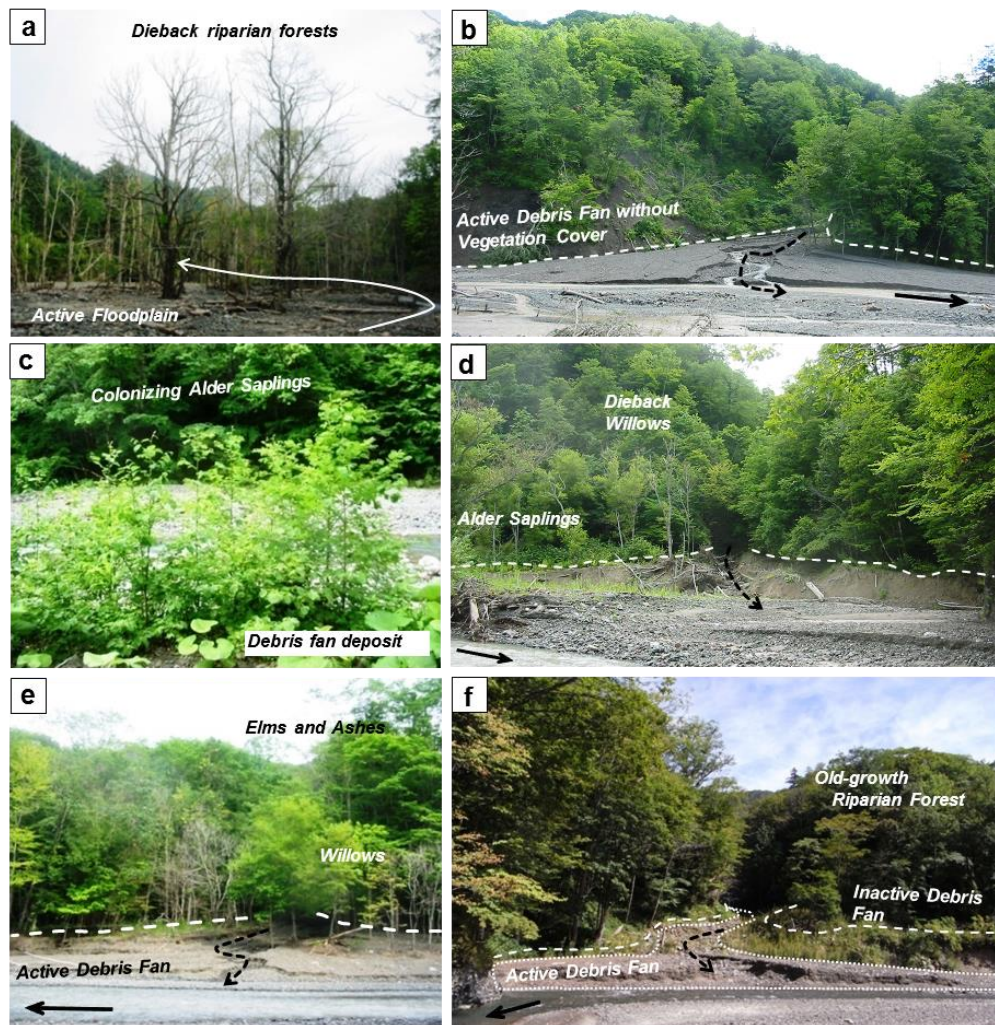
であり，本川河道の流路長は 16.3 km（平均勾配 0.02 m m^{-1} ）である。本川河道は，2003 年豪雨時の堆砂によって河床上昇傾向にある。下流区間では，氾濫を防ぐために河道堆砂の掘削が行われている。河道堆砂が掘削された区間では，沖積錐の分布や堆積形状も改変されていると考えられる。そこで，下流 4.6 km の区間を除外し，それより上流域を研究対象とした。以下では，この区域（本川流路長 11.7 km，平均流路勾配 0.02 m m^{-1} ）を便宜的に宿主別川流域と呼ぶ。

宿主別川流域の標高は海拔 145 m から 1,317 m に及ぶ。斜面の平均勾配は 28.5° である。地質は神居古潭帯に属している。流域の中央にジュラ紀後期－白亜紀前期の付加体（玄武岩ブロック，チャートブロックおよびメランジュ基質）が分布しており，その東西に白亜紀後

期の堆積岩類（主に砂岩と泥岩）が分布している（図 2.4）。

付加体領域の東縁部に大規模な地すべり地形（ $10^{-1} \sim 10^0 \text{ km}^2$ ）が集中しており、流域の起伏も小さくなっている（図 2.4）。本川河道は、上流域では、付加体東縁部の境界に沿って北北西方向に流下しているが、中流域で西南西方向に大きく屈曲しており、額平川との合流点まで西方向へと流下している。本川河道は中流域の屈曲部を境に狭窄区間となっているが、付加体西縁部を通過し、堆積岩類領域に入ると再び河道幅が広がる（図 2.4）。

流域内の斜面は、約 20%がトドマツ（*Abies sachalinensis*）やカラマツ（*Larix kaempferi*）の造林地に改変されているが、その他は発達した天然生針広混交林によって覆われている。



Note: (a) The 2003 typhoon storm induced abrupt aggradation of valley floor with burial and dieback of mature riparian forests on the floodplain; (b) Absence of vegetation on an active debris fan (SKR) indicates that the fan recently grew by episodic sediment yield from the headwater catchment; (c) Debris fan (PAR) covered with alder saplings show that it formed in 2003; (d) Debris fan (No.15) covered by dying willows and alder saplings indicate burial of the previously formed fan by current sediment accumulation; (e) Debris in the foreground, covered with willows, formed in 1975, whilst debris in the back ground, dominated by adult trees of elm and ash, formed in 1959; (f) Old-growth riparian forest on an inactive debris fan (No.20) indication formation in 1893. Solid and broken arrows indicate flow directions of the main-stem and tributary channels, respectively.

図 2.5 宿主別川流域における河道堆砂および植生侵入の状況（2008 年撮影）

Figure 2.5 Field views of sedimentation and vegetation encroachment in the Shukushubetsu River Catchment
(Photos were taken in 2008)

北海道森林管理局日高森林管理署の私信によると、1961年から1986年にかけて伐採を伴う林地転換が小林班単位で行われたが、1978年までに大半が終えられている。林道の敷設については詳しい履歴がわからないものの、幹線となる本川沿いの道路以外は、林地転換の実施にあたって敷設された作業道とみられる。また、1968年から1986年にかけては、林地転換が行われた区域で補植が行われている。

宿主別川流域には、2008年時点で19基の治山・砂防施設が設置されている。施設の無い大半の区域では、河道堆砂や溪畔林植生が自然状態で維持されている。図2.5に、2003年豪雨から約5年が経過した時点での河道堆砂と植生の侵入状況を示した。河道内には、堆砂によって埋没し、枯れ上がった樹木も多く見られるが、オノエヤナギ (*Salix Sachalinensis*) やケヤマハンノキ (*Alnus hirsta*) といった典型的な先駆樹種の若齢林分、ドロノキ (*Populus maximowiczii*)、ヤチダモ (*Flaxinus mandshurica* var. *japonica*)、ハルニレ (*Ulmus japonica*) の成木が林冠を形成する成熟した林分が認められるほか、エゾマツ (*Picea jezoensis*)、ミズナラ (*Quercus crispula*)、カツラ (*Cercidiphyllum japonicum*) の大径木からなる老齢林が見られるなど、遷移段階の異なる林分が分布している。

2.2.2 流域の水文特性

流域内に設置された観測所（宿主別観測所：図2.1）の記録によると、宿主別川流域における年平均降水量は1,296 mm（1989～2009年）である。2003年豪雨の際に、宿主別観測所は最大時間雨量64 mm、最大日降雨量388 mm、総降雨量434 mm（2003年8月8日から8月10日の3日間）が記録されており、いずれも観測期間中の最大値であった。

降水量の長期変動を把握するため、宿主別観測所での記録がない1988年以前について、近傍の平取観測所および紫雲古津観測所（図2.1）の観測値を用いて補完した。表2.2に、観測所間の日降水量を線形回帰した結果を示した。観測期間が重複する期間については、観測所間の日降水量に高い相関があり、統計的に有意な回帰式が得られた。そこで、1951年から1988年までは、平取観測所の日降雨量より推定した。この際、平取観測所の記録に欠測があった1963年2月から1965年5月の期間は、紫雲古津観測所の日降水量より推定した。

表 2.2 宿主別川観測所と近傍の気象観測所の日降水量の単回帰式

Table 2.2 Linear regression equations of daily precipitation between the Shukushubetsu and neighboring stations

Station †	Elevation (m a.s.l.)	Observation period (years)	Linear regression for daily precipitation	R^2 ‡
Shukushubetsu (R_{sk})	390	1989～	--	--
Biratori (R_{br})	25	1951～	$R_{sk} = 1.13 R_{br}$	0.59 ***
Shiunkotsu (R_{su})	23	1952～1987	$R_{br} = 0.83 R_{su}$	0.63 ***

† Water Information System of the Ministry of Land, Infrastructure, Transport and Tourism, Japan. <http://www1.river.go.jp/> (as of August 2011).

‡ Statistical significance: n.s. $P > 0.05$; ** $P < 0.05$; *** $P < 0.01$; **** $P < 0.0011$

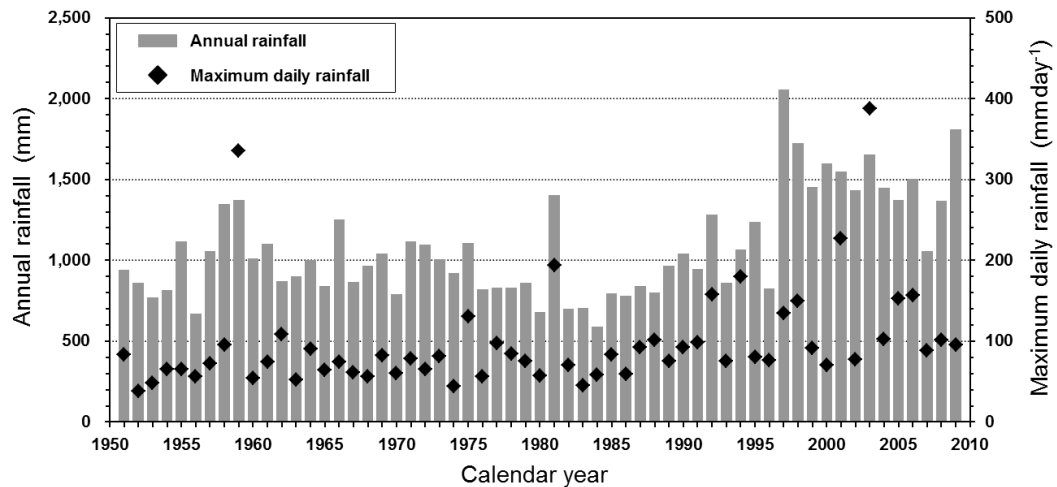


図 2.6 宿主別川流域における 1951 年から 2009 年の年降水量および年最大日降水量

Figure 2.6 Annual rainfall and the maximum daily rainfall in the Shukushubetsu River Catchment, 1951-2009

図 2.6 に、宿主別川流域における 1951 年から 2009 年の年降水量および年最大日降水量を示した。1959 年には 335 mm day^{-1} と、2003 年 (388 mm day^{-1}) に次いで大きな降雨があった。その他の年の最大日降水量は $38 \sim 227 \text{ mm day}^{-1}$ の範囲にあった。沙流川本川と本川に流入する支川では、1962 年と 1992 年に 2 日間で 200 mm を超える雨 (248 mm と 245.5 mm) があり、大規模な土砂移動が発生している (Nakamura et al., 1995; Nakamura and Kikuchi, 1996; 清水, 1998)。一方で、宿主別川と近傍の観測所で得られた両年の降水量は、日降水量で 108 mm と 158 mm 、2 日間降水量で 108 mm と 177 mm であった。1962 年の降水量は実測値ではないものの、宿主別川流域では、1962 年と 1992 年の豪雨による影響が沙流川本川と比べて小さかった可能性もある。

図 2.6 に示した過去 59 年間 (1951~2009 年) の日降水量データを一般化極値分布に当てはめ、宿主別川流域における日降水量の確率頻度分布を求めた⁵。その結果、宿主別川流域における日降水量 (R_{sk}) とリターン・ピリオド (RP) との関係が次式によって表された。

⁵ 一般化極値分布 $G(z; \mu, \sigma, \xi)$ は、年最大降水量や年最大流量といった極値の分布を表す確率分布モデルであり、その累積分布関数は次式で与えられる： $G(z) = \exp\left\{-\left[1 + \xi\left(\frac{z-\mu}{\sigma}\right)\right]^{-1/\xi}\right\} \dots$ (i)。このとき、発生確率が p となる確率点 z_p は次式のように表される： $z_p = \{\mu + \sigma[-\log(1-p)]^{-\xi} - 1\}/\xi, \xi \neq 0; \mu + \sigma[-\log\{-\log(1-p)\}], \xi = 0\} \dots$ (ii)。年最大日降水量の分布を式 (i) に当てはめた場合、式 (ii) の確率点 z_p はリターン・ピリオド $1/p$ 年の日降水量を意味する。

なお、式 (i) および (ii) のパラメータ値である μ, σ, ξ は、統計解析ソフト R の解析パッケージ“extRemes” (Gilleland and Katz, 2011) を用いて、最尤法により推定した値を採用した。

$$R_{sk} = 70.37 + 24.94 \left[\left\{ -\log \left(1 - \frac{1}{RP} \right) \right\}^{-0.35} - 1 \right] / 0.35 \quad \dots\dots (2.1)$$

式 (2.1) より、1959 年と 2003 年に最大日降雨量のリターン・ペリオドはそれぞれ 86.3 年、131.7 年と推定された。その他の年における最大日降水量のリターン・ペリオドは 20 年未満 (0.2～19.6 年) であった。また、100 年確率の日降水量は 363 mm day⁻¹ と推定された。

宿主別川下流の水文観測所 (芽生観測所 : 図 2.1) における平均流量は 11.5 m³ s⁻¹ (1998～2009 年, 1.1～175.7 m³ s⁻¹) である。宿主別観測所で 1 mm 以上の降水が記録された日を降水日とみなして、日降水量と流量の関係をみると、年間を通して日降水量と日ピーク流量の間に高い正の相関があった ($r = 0.77, P < 0.001$)。融雪期 (4, 5 月の 2 か月間) と非融雪期 (4, 5 月を除いた 10 か月間) に区分すると、非融雪期でより高い正の相関があった (融雪期 : $r = 0.66, P < 0.001$, 非融雪期 : $r = 0.80, P < 0.001$)。

このように、宿主別川の河川流量は日降水量に対する応答性が非常に高いため、日降水量の大小が河道の土砂移動の規模にも大きく影響すると考えられる。

第3章 沖積錐の形成年代と堆積土砂量の推定

前章では、本研究の対象流域である北海道沙流川水系・宿主別川流域の特徴を明らかにした。ここからは、宿主別川流域を対象に行った調査および解析の結果を述べていく。

山地流域の支川出口に形成される沖積錐は、支川からの土砂流出履歴を推定するための有効なプロキシとなり得る。しかしながら、これまでに沖積錐の形成過程を調べた研究の多くは、山麓部の平野や河成段丘上のような離水域に形成された沖積錐（扇状地）に焦点を当てており（例えば、磯ら, 1980）、河川の侵食作用を強く受ける山地流域内の沖積錐を対象とした研究事例は少ない。そのため、山地流域内に形成される沖積錐の規模や滞留期間は明らかにされていない。

そこで本章では、宿主別川流域の支川出口における沖積錐の形成と植生侵入の実態を調査し、侵食作用を伴った沖積錐の堆積様式を明らかにするとともに、年輪年代学的手法を用いた沖積錐の滞留期間の推定と堆積土砂量の算出を行う。

3.1 調査方法

宿主別川流域を対象とした調査は、

- (1) 2003 年豪雨時に沖積錐が形成された箇所の把握
- (2) 豪雨 5 年後（2008 年）における沖積錐の分布の把握と調査支川の選定
- (3) 調査支川における沖積錐の堆積形状の測量と植生侵入状況の把握
- (4) 年輪年代学的手法を用いた沖積錐の形成年代の推定
- (5) 沖積錐の堆積土砂量の算出

の順に行った。以下では、それぞれの方法を詳しく述べる。

3.1.1 支川出口における沖積錐の分布

宿主別川流域では、2003 年豪雨の直後（2003 年 10 月）に崩壊等による被災状況を把握するための現地調査が行われている（北海道開発局室蘭開発建設部, 2004）。この調査結果をもとに作成された被災調査図面には、崩壊の発生や河道堆砂の状況が詳しく記載されてい

る。そこで、調査に先立って、被災調査図面の判読と現地視察によって沖積錐が形成された箇所の特特定を行った。

被災調査図面では、沖積錐とその他の堆積地形を区別していないため、図面上の記載の特徴から判断する必要がある。ここでは、支川出口に形成された堆積地形が支川河道上の堆砂と連続しているか否かを重視し、次の 3 つのいずれかに該当する堆積地形があった場合に沖積錐が形成されたと判断した：

- (a) 支川出口に達した土石流堆積物が認められる
- (b) 支川出口から本川河道の堆砂地上に広がった堆積地形が認められる
(支川と本川の流路は合流していない)
- (c) 支川の河道堆砂が本川河道上まで連続しているのが認められる
(支川と本川の流路は合流している)

図 3.1 に被災調査図面で「沖積錐が形成された」と判断した箇所の堆砂状況を例示した。

つづいて、2008 年 7 月に現地視察を実施し、本川河道上における沖積錐の分布を調べた。本川河道に沿って、被災調査図面で確認された全ての支川出口を踏査し、沖積錐の有無を記録した。

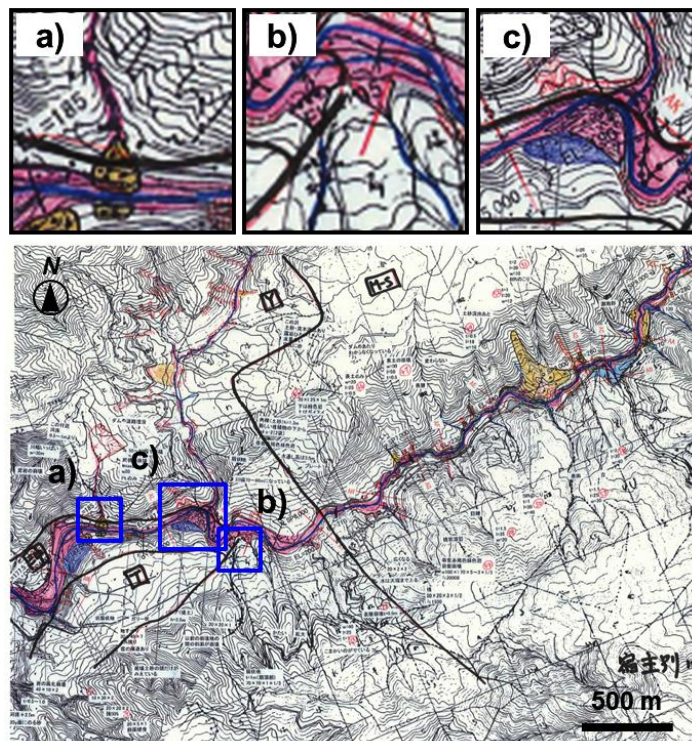


図 3.1 2003 年豪雨の被災調査図面を用いた沖積錐の分布の判読方法

Figure 3.1 Interpretation method of debris fan distributions using the observation map of devastated area caused by the 2003 storm

7月に現地視察を行うまでの期間)の土砂流出によって形成されたと考えられる。

以上の先行調査を踏まえ、2003年豪雨時に形成された沖積錐が現地で確認できた34支川の中から、現地調査を行う支川を選んだ。選定にあたり、林道や橋梁が通っているために、堆積地形が改変されている支川、流域内や出口付近に砂防・治山施設が設置されている支川は除外した。その結果残った27支川から、集水面積および流路勾配が異なるものを含むように13支川(集水面積:0.09~4.47 km², 平均流路勾配:0.17~0.39 m m⁻¹)を選んだ。表3.1に調査支川の概要をまとめた。

表 3.1 調査支川の概要

Table 3.1 Summary of the tributaries observed in this study

Tributary	Stream order †	Drainage area (km ²)	Channel length (m)	Channel slope (m m ⁻¹)
Panke-shukushunai (PAS)	3	4.09	4,965	0.17
No. 13	2	0.94	1,779	0.26
No. 14	2	0.19	433	0.28
No. 15	1	0.12	220	0.26
No. 19	--	0.11	133	0.36
No. 20	2	0.57	1,304	0.25
No. 21	--	0.03	122	0.41
No. 22	1	0.43	1,282	0.35
Penke-tobochibetsu (PET)	3	2.08	2,408	0.18
Penke-runai (PER)	3	2.28	2,735	0.24
No. 30	2	0.60	1,127	0.39
Panke-runai (PAR)	3	4.47	4,417	0.19
Shikarusunai (SKR)	3	1.27	2,375	0.26

† According to Strahler (1952)

3.1.2 沖積錐の形成と植生侵入状況

河道堆砂地に侵入する溪畔域の植生は、遷移段階に沿って群落構造(種構成, 個体密度, 優占種および優占種個体のサイズ)が大きく変化するため(有賀ら, 1996; Nakamura et al., 1997; Yajima et al., 1998), 形成年代の異なる堆砂地を判別するための有効な指標となる(新谷, 1972; 笹, 1978, 1979; 東, 1979; Araya, 1986; Nakamura and Kikuchi, 1996)。また, 群落内の樹木の樹齢, 受傷痕の形成年, 不定根の発生年から, 堆砂地が形成された年や土砂移動が発生した年を推定することができる(Sigafoos and Hendricks, 1961; Everitt, 1968; 新谷, 1972; 笹, 1978, 1979; 東, 1979; Hupp, 1984; Araya, 1986; Hupp, 1988; Nakamura and Kikuchi, 1996; Schweingruber, 1996; Strunk, 1997; Yoshida et al., 1997; Stoffel et al., 2005, 2006; Bollschweiler and Stoffel, 2007; Kimura et al., 2010)

そこで、上記の北海道内で行われた研究事例を参考に、次の5つの植生区分を設けた：

- (I) Initial (初期段階)
- (II) Developing (発達段階)
- (III) Established (林分形成段階)
- (IV) Mature (成熟林)
- (V) Old (老齢林)

表 3.2 に植生区分ごとの特徴をまとめた。支川出口に形成された沖積錐の堆砂面を表 3.2 にまとめた各区分の特徴にしたがって区分し、沖積錐の堆積範囲と各植生区分の分布を 1 : 2,000 スケールの地形図にスケッチした。この際、各植生区分内に生育している樹木個体に土砂移動に伴う受傷痕があるか、土砂に埋没しているか否かについても記録した。支川出口（沖積錐の扇頂部）を基準点として、扇端および植生区分の辺縁に配置した数箇所の測量点までの距離、方位角、堆積勾配をコンパス付きレーザー測距機 (LaserAce® 300, Measurement Devices Ltd : 水平精度 0.001 m m⁻¹, 垂直精度 0.0005 m m⁻¹) を用いて計測した。

表 3.2 植生区分の特徴

Category	Successional phase	Vegetation structure	Cross-reference
I	Initial	no tree sapling over 1.3-m height (unvegetated or sparsely covered with herbs and tree seedlings)	Fig. 2.5b
II	Developing	saplings of pioneer species (e.g., willow and alder) below 5-m height with dense condition (>10,000 individuals ha ⁻¹)	Fig. 2.5c, d
III	Established	pioneer species forming flat canopy layer, seemingly developed from “Developing” phase (II)	Fig. 2.5d, e
IV	Mature	adult tree patch mainly composed of late successional species (e.g., ash and elm), but occasionally included pioneer species (e.g., poplar)	Fig. 2.5e
V	Old	large size (over 20-m height and 40-cm of trunk diameter) adult tree patch, including climax species (e.g., spruce, oak and Katsura tree) with sparse condition (≤1,000 individuals ha ⁻¹)	Fig. 2.5f

現地で作成した沖積錐の地形図のスケッチをコンパス付きレーザー測距機による距離と方位角の計測値と合わせて、正確な沖積錐の平面図を作成した。作成した平面図上で、デジタル・プラニメーター (PLANIX EX, Tamaya Technics Inc.) を用いて沖積錐全体と植生区分ごとの底面積を計測した。

3.1.3 年輪年代学的手法を用いた沖積錐の形成年代の推定

群落構造の特徴から同齡林に区分された各地点の形成年代を推定するため、2009 年 9 月に各地点で選定した指標個体より年輪試料（円板または年輪コア）を採取した。指標個体は各区分の優占種で最大サイズのものとし、類似したサイズのものが多く見られる場合は、複数の個体（2～7 個体）を選んだ。

円板の場合は鋸かチェーンソーを用いて、年輪コアの場合は成長錐（内径 5 mm・錐長 40 cm・2 スレッドおよび 3 スレッド、Haglöf Sweden AB）を用いて、可能な限り地表面に近い位置（0.3～0.4 m）より採取した。現地で採取した年輪試料の内訳は、計 100 個体より採取した主幹および不定根の円板 45 個と年輪コア 148 個である。年輪コアについては幅 5 mm、深さ 2.5 mm の溝を掘った埋め木に木口面が上面となるように木工用ボンドで接着し、室内で十分乾燥させた。

各試料はベルトサンダーを用いて年輪境界が明瞭に見えるようになるまで表面を研磨し、実体顕微鏡を用いて年輪数を数えた。偽年輪や欠損輪を数えたことによる測定上のエラーは、リスト法（Yamaguchi, 1991）によるクロス・チェックを行い、ずれを修正することで回避した。

成長錐を用いて採取した年輪コア試料は、樹木年輪の中心部（髄）から外れる場合がある。また、心材部が腐朽している場合もある。このような試料では、髄までの正確な年輪数を計測することができない。そこで Duncan（1989）の幾何モデルを用い、年輪コアサンプルの一番内部の年輪から採取できなかった髄までの年輪数を推定した。最終的に、年輪コア試料で測定された年輪数に Duncan（1989）のモデルによって推定した年輪数を加えたものを樹木個体の樹齢とした。

3.1.4 沖積錐の堆積土砂量の算出

沖積錐や扇状地の堆積土砂量を算出する場合には、堆積地の形状を錐体に幾何近似するのが一般的である（Giles, 2010）。錐体の底面形状は、半円形や扇形など、各研究で対象とした沖積錐の実際の形状に近いものが選ばれている。一方で、土石流が谷出口に流出した際の堆積域を模型実験によって検証した芦田（1985）は、土砂の堆積域が谷出口から堆積土砂の先端までの距離を直径とする円形に近づくことを明らかにしている。

この芦田（1985）の実験結果を踏まえると、一回の土砂流出によって形成される沖積錐は、谷出口から沖積錐先端までの距離を直径とする円形に近似できると考えられる。そこで本研究では、沖積錐形成時の形状を円錐形に幾何近似して堆積土砂量を算出することにした。堆積形状を円錐形と仮定することによって、侵食作用を受けた沖積錐の初期の堆積土砂

量を推定することが可能になる。

図 3.3 に沖積錐の模式図と堆積土砂量の算出方法を示した。図中に示したように，沖積錐形成時の堆積土砂量（ V_{s0} , m^3 ）と調査時点における堆積土砂量（ V_s , m^3 ）は次式によって表される。

$$A_0 = \pi \cdot \left(\frac{l_2}{2}\right)^2 \quad \dots\dots (3.1)$$

$$V_{s0} = \frac{1}{3} \cdot A_0 \cdot h_2 \quad \dots\dots (3.2)$$

$$V_s = \frac{A}{A_0} \cdot V_{s0} \quad \dots\dots (3.3)$$

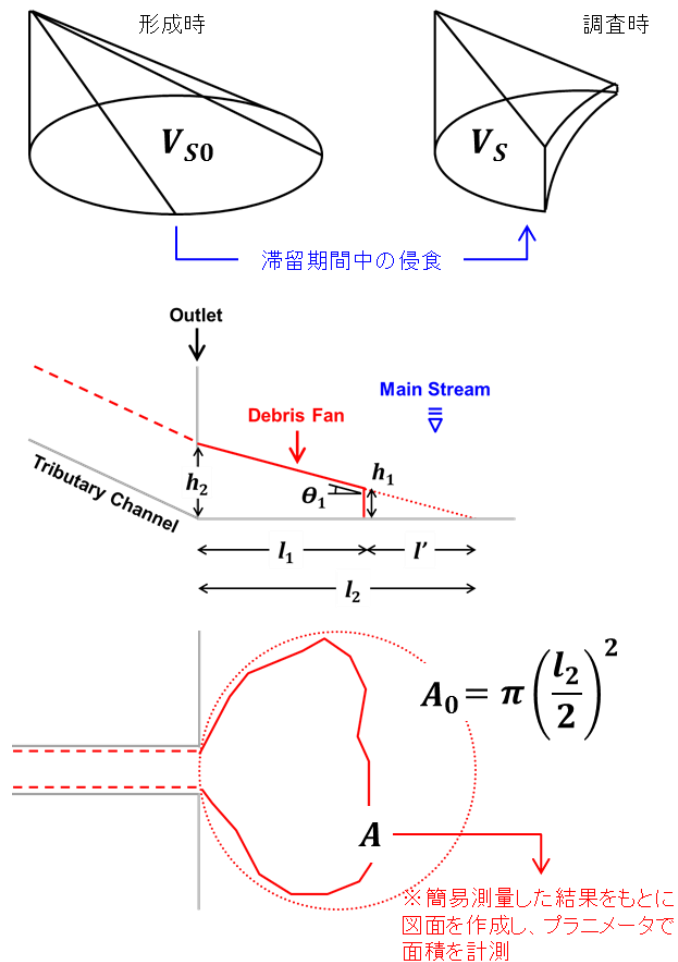


図 3.3 沖積錐の堆積土砂量の算出方法

Figure 3.3 Methods for calculating sediment storage volume of debris fans

式 (3.1), (3.2), (3.3) において, A_0 は沖積錐形成時の底面積 (m^2), l_2 は沖積錐形成時の堆積物長 (m), h_2 は沖積錐の比高 (m) であり, A は現地調査時 (2008 年) における沖積錐の底面積 (m^2) である (図 3.3)。

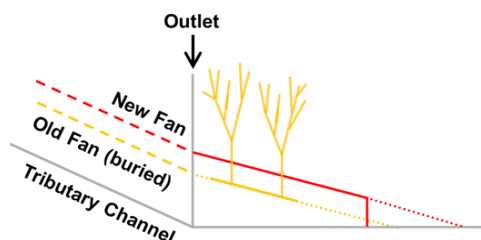
l_2 および h_2 は, 現地で計測した沖積錐先端までの水平長 (l_1, m), 本川河床と沖積錐の堆砂面との比高差 (h_1, m), および沖積錐の堆積勾配 ($\theta_1, ^\circ$) のデータを用いて, 次式より算出した。

$$l_2 = l_1 + l' \quad \dots\dots (3.4)$$

$$l' = \begin{cases} \cot \theta_1 \cdot l_1 \\ \text{or} \\ \frac{h_1}{\tan \theta_1} \end{cases} \quad \dots\dots (3.5)$$

$$h_2 = \tan \theta_1 \cdot l_2 \quad \dots\dots (3.6)$$

- 古い堆砂面が新しい堆砂面によって完全に埋没



- 古い堆砂面が埋没せずに残る

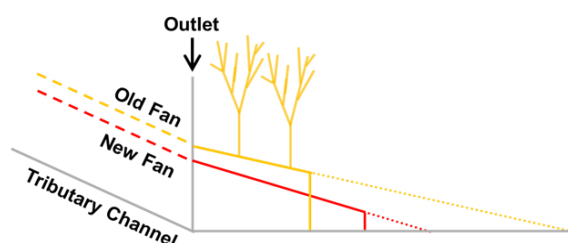


図 3.4 複数の沖積錐が複合している場合の堆積土砂量の算出方法

Figure 3.4 Methods for calculating sediment storage volumes of debris fan complexes

図 3.4 には、形成年代の異なる複数の沖積錐が複合している場合の堆積土砂量の算出方法を模式的に示した。ひとつの支川出口に形成年代の異なる沖積錐堆積物が残存している場合、新しい堆砂面と古い堆砂面の関係は、「古い堆砂面が新しい堆砂面によって埋没」するか、古い沖積錐が侵食された範囲に新しい沖積錐が形成されることで、「古い堆砂面が埋没せずに残る」かのいずれかに分けられる（図 3.4）。そこで、「古い堆砂面が新しい堆砂面によって埋没」していたものについては、沖積錐の堆積勾配 θ_1 は一定とすることとした。また、沖積錐の比高 h_2 については、流路が下刻した部分で新しい沖積錐の堆積層厚を計測し、新しい沖積錐の比高から堆積層厚を差し引いた値を用いた。「古い堆砂面が埋没せずに残る」ものについては、新しい沖積錐と同様に現地で計測した値を用いて算出した。

3.2 結果

3.2.1 支川出口における沖積錐の堆積形状と植生の分布

図 3.5 に現地調査時における沖積錐の堆積形状と植生の分布状況の写真 (No.14, No.15, No.19, No.20, PET, PAR の 6 支川) を例示した。調査した 13 支川では、2003 年豪雨時に新たに形成された沖積錐もすでに侵食を受けていた。侵食の程度は支川によって異なっていたが、全ての支川で堆砂面の下刻が始まっており、支川と本川をつなぐ流路が形成されていた。

沖積錐の侵食状況を支川間で比較すると、本川の侵食によって先端部はすでに消失し、谷出口に辺縁部のみが残存しているものと、先端部付近も残存し、本川河道に張り出しているものがあった。図 3.5 に示した 6 支川を例にとると、No.15, No.20, PAR は前者のタイプに該当し、No.14, No.19, PET は後者のタイプに該当した。本川による先端部の侵食が顕著なものほど、堆砂面の下刻も進行しており、堆積段丘状の地形を呈していた。

図 3.6 に各支川における沖積錐の堆積形状と植生の分布状況の平面図を示した。各支川で最も新しい堆砂面を比較すると、植生が未侵入の支川 (区分 I: PAS, No.13, No.14, No.20, No.21, No.22, PET, SKR の 8 支川) と、オノエヤナギやケヤマハンノキといった先駆種の稚樹が密生した支川 (区分 II: No.15, No.19, PER, No.30, PAR の 5 支川) があった。13 支川のうち 1 支川では、区分 II に該当する堆積地のみが残存していた (PAR: 図 3.5, 3.6)。残りの 12 支川では、区分 I または II のほかに、区分 III~V に該当する形成年代の古い堆積地が残存しており、新旧の沖積錐が複合した地形が形成されていた (図 3.5, 3.6)。

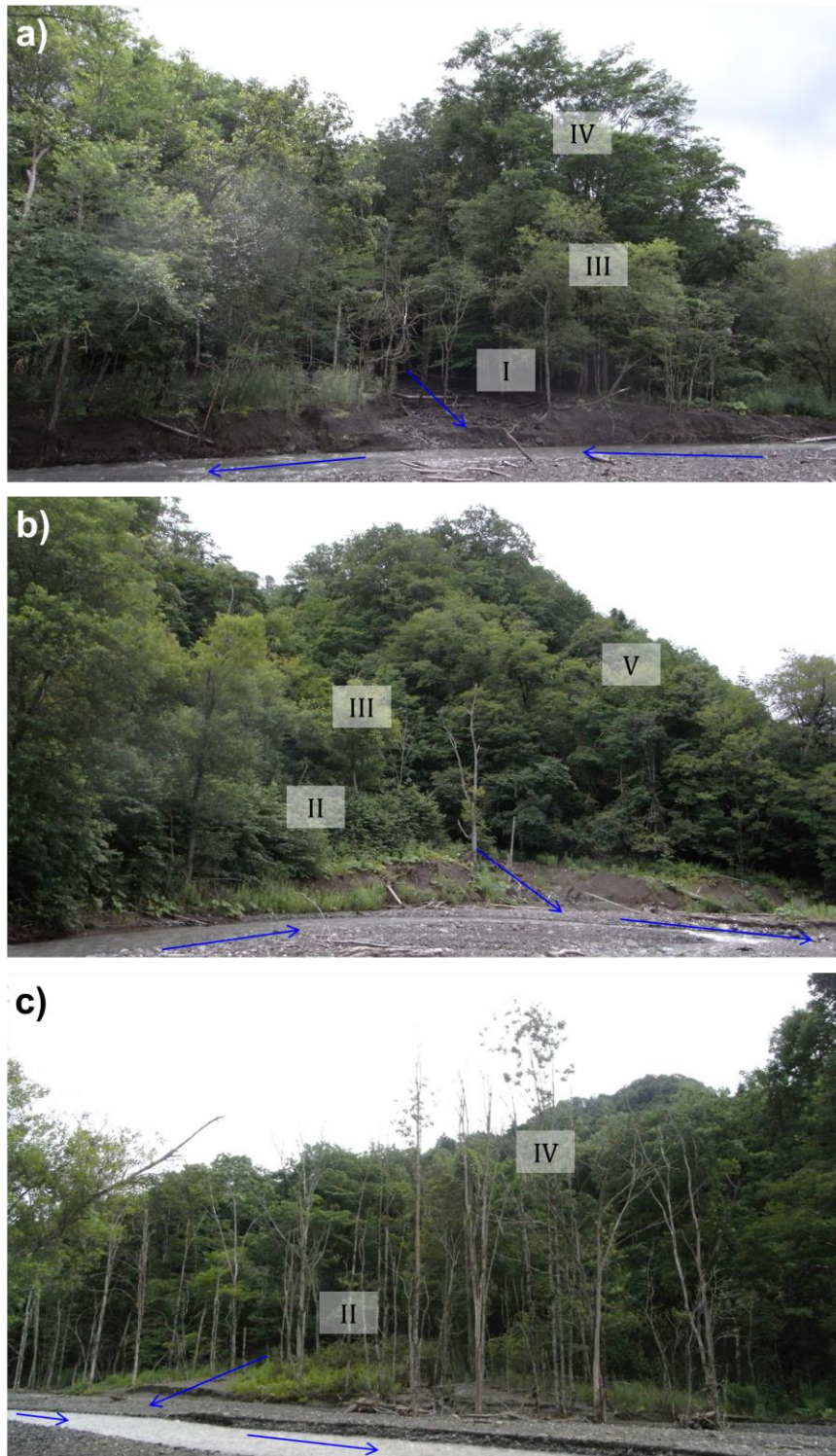


図 3.5 2008 年の現地調査時における沖積錐の堆積形状と植生の侵入状況：(a) No.14 支川, (b) No.15 支川, (c) No.19 支川

Figure 3.5 Debris fan forms and vegetation encroachment at the time of field observation (August 2008): (a) Tributary No.14, (b) Tributary No.15, (c) Tributary No.19

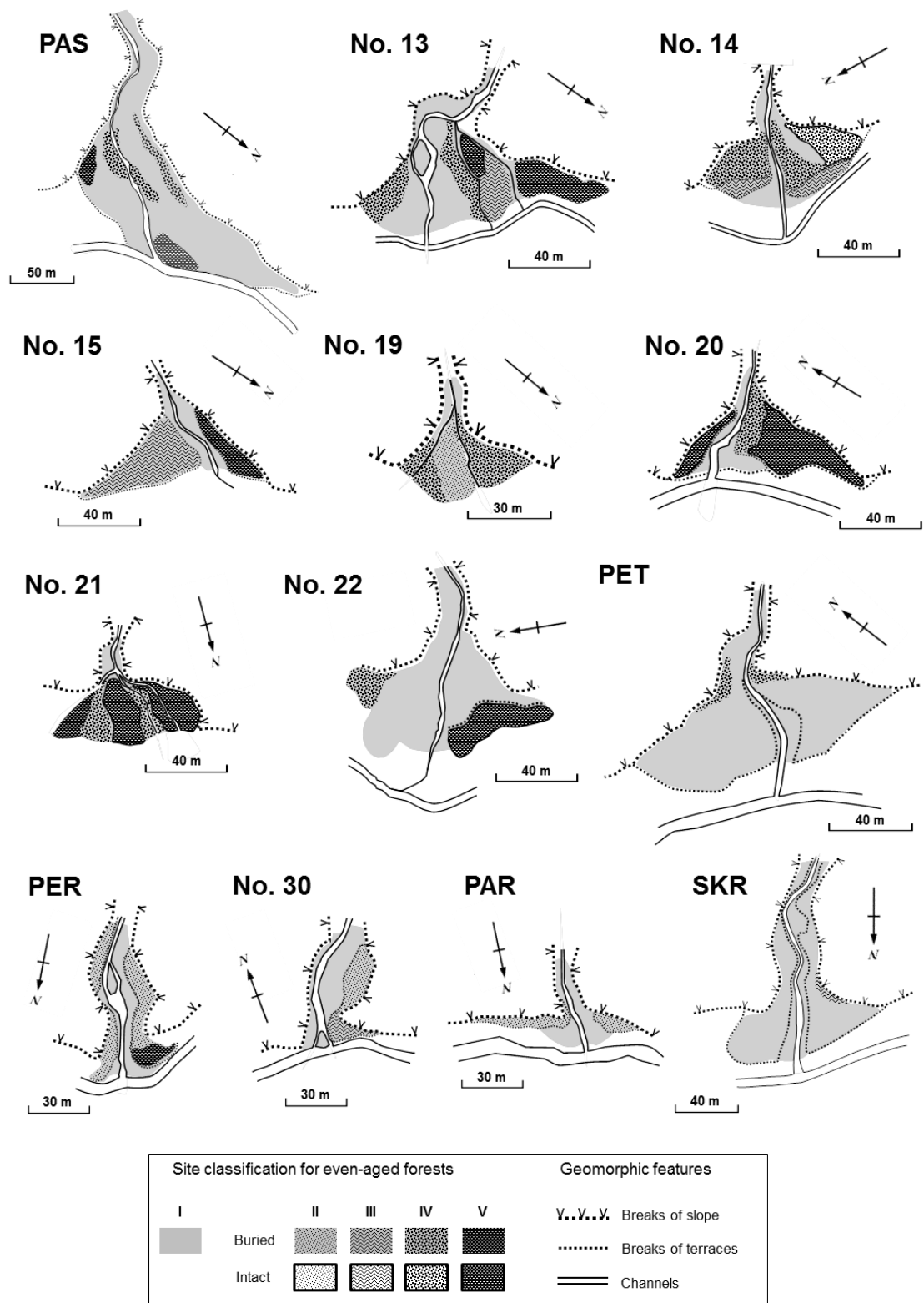


図 3.6 調査支川における沖積錐の堆積形状と植生分布図

Figure 3.6 Debris fan forms and vegetation encroachment at the time of the field observation in August 2008

Tributary	V	IV	III	II	I
PAS	●	●			○
No.15	●		●	○	
No.19		●		○	
No.21	●	●			○
PET		●			○
PER	●			○	
No.30		●	●	○	
SKR			●		○
No.13	△	●	●		○
No.14		△	●		○
No.20	○	●			○
No.22	○	●			○
PAR				○	

●, completely buried; △, partly buried; ○, intact

図 3.7 調査支川の堆積様式

Figure 3.7 Sedimentation patterns at outlets of the observed tributaries

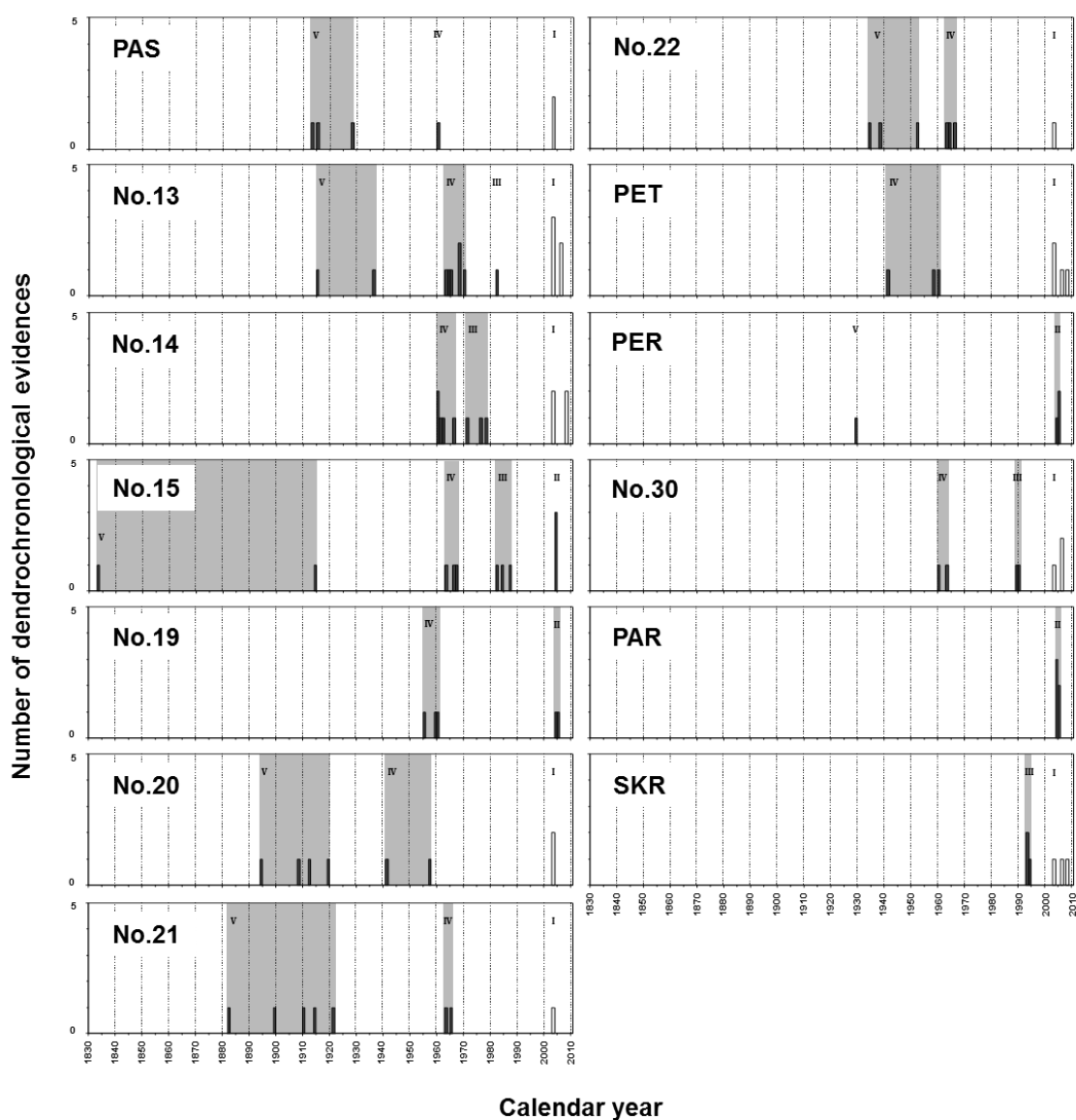
3.2.2 沖積錐の堆積様式

図 3.6 より、新旧の沖積錐が複合した地形は「古い堆砂面が新しい堆砂面の下に埋没」したものと、「古い堆砂面が埋没せずに残る」もののいずれかに分けられた。図 3.7 に古い堆砂面（区分 III～V）と新しい堆砂面（区分 I, II）の層序関係を整理した。12 支川のうち 8 支川（PAS, No.15, No.19, No.21, PET, PER, No.30, SKR）では、古い堆砂面が新しい堆砂面の下に埋没していた。そのため、古い堆砂面に定着した樹木に枯れ上がりが生じているところもあった（例えば、No.15, No.19, PET：図 3.5）。残りの 4 支川（No.13, No.14, No.20, No.22）では、古い堆砂面が埋没せずに残存していた。古い堆砂面の比高が新しい堆砂面より高かったことから（例えば、No.20：図 3.5）、古い沖積錐が侵食された箇所に新しい沖積錐が堆積したことが推察された。

3.2.3 沖積錐の形成年代と滞留期間

図 3.8 に各支川で試料採取した樹木の定着年、受傷痕の形成年、および不定根の発生年を示した。受傷痕の形成年、および不定根の発生年として 2003 年、2006 年、2008 年の 3 年代が得られた。また、樹齢幅は 173 年（1833～2005 年）に及んだ。

調査した 13 支川では、2003 年豪雨の被災調査図面で沖積錐の形成が確認されたため（図 3.2）、各支川で最も新しい堆砂面（区分 I, または II）は、2003 年に形成されたと判断した。13 支川のうち 9 支川（PAS, No.13, No.14, No.20, No.21, No.22, No.30, PAR, SKR）では、2003 年に形成された受傷痕が見つかった。また、5 支川（No.15, No.19, PER, No.30, PAR）の新規堆砂面（区分 II）には 2004～2005 年に定着した先駆種稚樹が密生していた。



Note: Black bars indicate ages of sampled trees, while the white bars indicate the other dendrochronological information (i.e., calluses and adventitious roots). Age range of each successional stage was shown as shaded zone. Roman numerals mean category names of successional stages summarized in Table 3.

図 3.8 調査支川における年輪年代指標の分布

Figure 3.8 Chronological distributions of tree ring informations obtained from the fan deposits

一方で、5 支川（No.13, No.14, PET, No.30, SKR）で見つかった 2006 年と 2008 年の受傷痕や不定根については、これと対応する明瞭な堆積地形がなかった。そのため、沖積錐の形成年代には含めなかった。

区分 III～V については、採取試料の樹齢にばらつきがあった。そこで、最高齢の樹木が定着した年の前年を沖積錐の形成年代とした。図 3.9 に植生区分ごとにまとめた年輪試料の齢構成と沖積錐の形成年代の分布を示した。区分 III, IV, V の樹齢幅は、それぞれ 19 年（1976～1994 年）、31 年（1941～1971 年）、134 年（1832～1965 年）で、区分 IV と V の間に 25 年（1941～1965 年）の重複があった。しかしながら、各区分に該当する沖積錐の形成

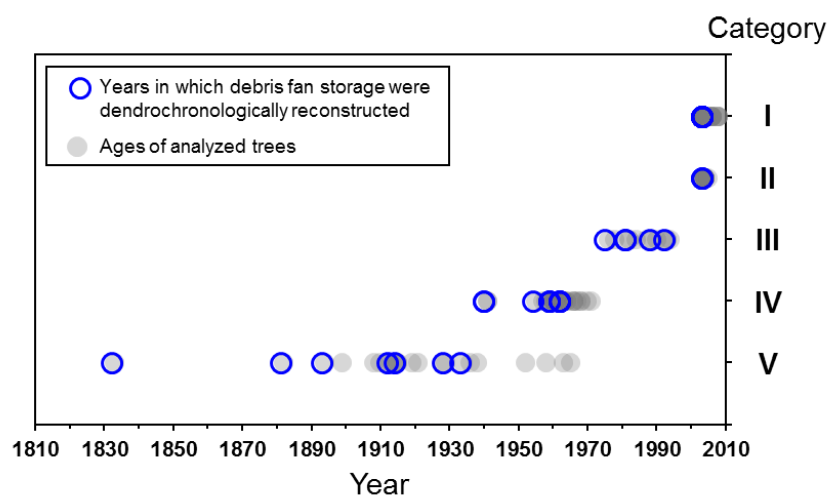


図 3.9 植生区分ごとにまとめた年輪試料の齢構成と沖積錐の形成年代の分布

Figure 3.9 Chronological distributions of age compositions and debris fan formation years for each vegetation category

年代は、区分 III で 1975～1992 年，IV で 1940～1962 年，V で 1832～1933 年となり，区分間の重複はなかった。

表 3.3 13 支川における沖積錐の形成年代と形成頻度

Table 3.3 Debris fan formation years and frequency for the observed tributaries

Tributary	NDFG	Years of debris fan growth †	RI	RTDF
			(years)	(years)
Panke-shukushunai (PAS)	3	1912, 1959, 2003	47, 44	96, 49, 5
No. 13	4	1914, 1962, 1981, 2003 [2006]	48, 22, 19	94, 46, 27, 5
No. 14	3	1959, 1975, 2003 [2008]	28, 16	49, 33, 5
No. 15	4	1832, 1962, 1981, 2003	130, 22, 19	176, 46, 27, 5
No. 19	2	1954, 2003	49	54, 5
No. 20	3	1893, 1940, 2003	63, 47	115, 68, 5
No. 21	3	1881, 1962, 2003	81, 41	127, 46, 5
No. 22	3	1933, 1962, 2003	49, 41	75, 46, 5
Penke-tobochibetsu (PET)	2	1940, 2003 [2006, 2008]	63	68, 5
Penke-runai (PER)	2	1928, 2003	75	80, 5
No. 30	3	1959, 1988, 2003 [2006]	29, 15	49, 20, 5
Panke-runai (PAR)	1	2003	n.a.	5
Shikarusunai (SKR)	2	1992, 2003 [2006, 2008]	11	16, 5

(Note) NDFG – Number of reconstructed Debris Fan Growth; RI – Recurrence Interval of debris fan growth; RTD – Residence Times of Debris Fan deposits. RIs and RTDFs were determined from the reconstructed fan growth year until the 2003 rainfall event.

† The events in 2006 and 2008, shown in square brackets, are reconstructed by calluses and adventitious roots. Due to the lack of distinguishable topography, these events are considered to result from reworking of sediment stored within debris fan by the 2003 storm.

表 3.3 に各支川における沖積錐の形成年代をまとめた。推定された沖積錐の形成年代は、No.15 における 1832 年が最古であった。これより、沖積錐の滞留期間は 2008 年時点で 5～176 年に及ぶことがわかった。

3.2.4 支川出口における堆積土砂量の累積変化

前節までに得られた沖積錐の形成年代の区分に基づいて、各支川で算出した堆積土砂量の累積変化を解析した。表 3.4 に算出した沖積錐の堆積土砂量をまとめた。図 3.10 には、各支川における沖積錐の堆積土砂量の累積値と現存する総堆積土砂量を示した。堆積土砂量の累積値について見ると、2008 年時点における累積土砂量 (ΣV_{S0}) は 1,515～73,518 m³ の範囲にあった。2003 年豪雨時に形成された沖積錐の堆積土砂量は 743～26,726 m³ で、累積土砂量の 10～100%を占めていた。現存する沖積錐の堆積土砂量 (ΣV_S) は 861～19,173 m³ の範囲にあり、累積土砂量のうち、すでに侵食された土砂量の割合は 4～80%と大きな隔たりがあった。

表 3.4 13 支川における沖積錐の堆積土砂量

Table 3.4 Sediment storage volumes of debris fans in the 13 tributaries

Tributary	Initial storage volume (V_{S0} , m ³)	Gross storage volume up to 2008 (m ³)	Storage volume at 2008 (m ³)	Ratio of sediment volume eroded up to 2008 (%)
Panke-shukushunai (PAS)	21,907～26,726	73,518	19,173	73.92
No. 13	3,589～8,133	24,242	7,183	70.37
No. 14	1,459～6,849	15,042	4,238	71.83
No. 15	2,269～12,177	24,184	7,972	67.04
No. 19	752～1,139	1,515	1,448	4.42
No. 20	8,566～22,250	41,577	10,830	73.95
No. 21	743～1,890	4,090	3,411	16.60
No. 22	1,466～8,897	16,804	10,542	37.26
Penke-tobochibetsu (PET)	9,106～13,453	22,559	9,968	55.81
Penke-runai (PER)	1,166～1,725	2,891	861	70.22
No. 30	1,695～6,492	13,909	2,748	80.24
Panke-runai (PAR)	2,193	2,193	1,100	49.84
Shikarusunai (SKR)	5,692～10,036	15,728	6,591	58.09

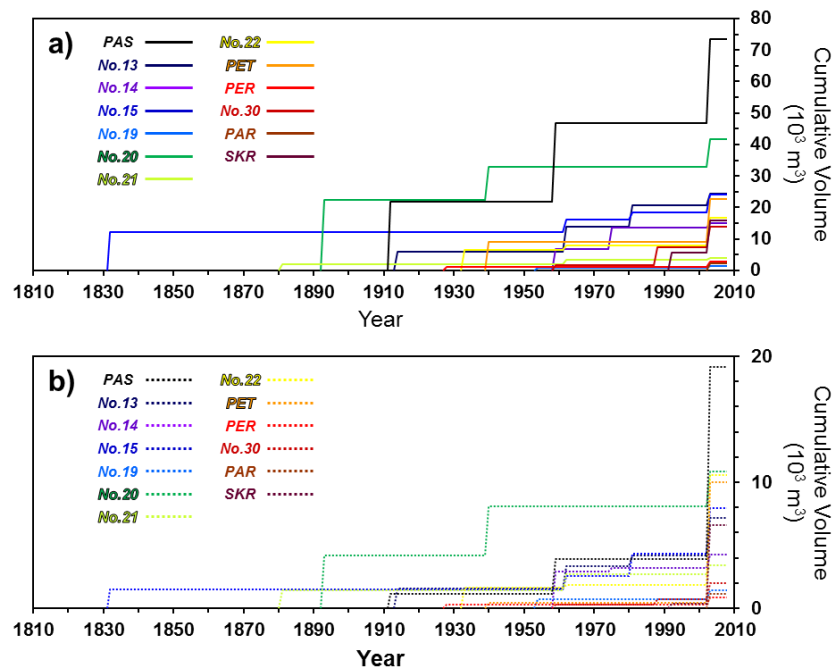


図 3.10 調査支川における沖積錐の堆積土砂量の累積値と現存する総堆積土砂量：(a) 累積土砂量，
(b) 総堆積土砂量

Figure 3.10 Temporal changes in sediment storage volume at each tributary: (a) cumulative volume and (b) gross volume of fan-forming sediment

3.3 考察

2003 年豪雨時の土砂流出によって、宿主別川の本川河道に流入する 54 支川のうち、34 支川で沖積錐が形成されていた（図 3.2）。本章では、このうち 13 支川における沖積錐の形成と植生侵入状況を調べた。現地調査は豪雨から約 5 年が経過した 2008 年に行ったが、各支川の沖積錐はすでに侵食を受けていた。本川による先端部の侵食が顕著なものほど、堆砂面の下刻も進行しており、堆積段丘状の地形を呈していた（図 3.5）。その一方で、1 支川を除く 12 支川では、豪雨前に形成された沖積錐が残存していた。新旧の沖積錐の層序関係は、古い堆砂面が新しい堆砂面の下に埋没する場合と、古い堆砂面が埋没せずに残る場合があった（図 3.6, 3.7）。

これらの結果を踏まえると、山地流域の支川出口では、土砂流出による沖積錐の形成と形成後の侵食による段丘化を繰り返すことによって、形成年代の異なる沖積錐が複合した地形が形成されることが考えられる。笹（1978, 1979）は北海道内の火山山麓および荒廃溪流の谷出口に形成された扇状地上での土砂移動過程から、堆砂面の洗掘によって流路が固定されると、流路の下刻によって段丘化が進行することを指摘している。このことから、堆砂面の洗掘による段丘化は沖積錐や扇状地に共通した地形形成過程と見なせる。

図 3.11 には、堆積様式から推定される沖積錐の形成過程を模式的に示した。支川からの土砂流出によって形成された沖積錐は、本川による先端部の侵食と支川による堆砂面の

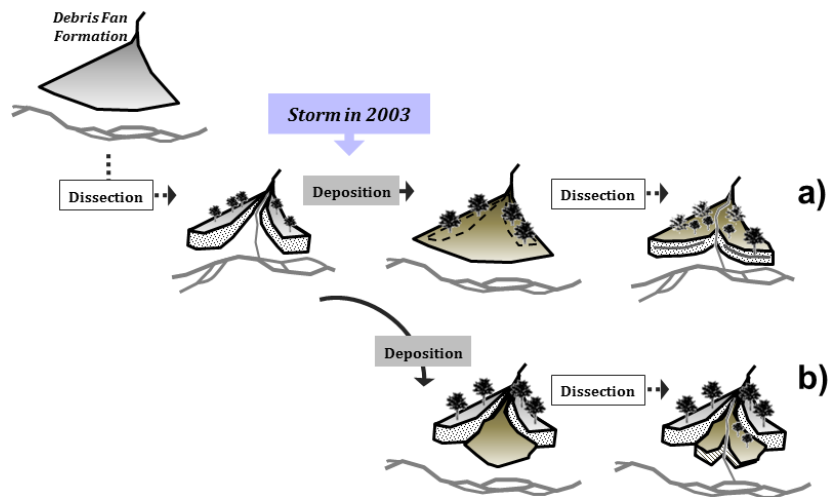


図 3.11 堆積様式から推定される沖積錐の形成過程の模式図：(a) 重合型，(b) 階状型

Figure 3.11 Schematic images of debris fan formation processes estimated from the sedimentation patterns:

(a) Accumulated form, (b) Terraced form

下刻を受け、段丘化する。その一方で、再び土砂流出が発生した場合、沖積錐の堆積様式は新旧の沖積錐の層序関係によって 2 つのパターンに分かれる。これまでに、沖積錐の堆積様式を類型化した研究事例は見当たらないものの、山麓平野に発達する扇状地については、斉藤（1998）が堆積構造に基づく区分を提示している。斉藤は、古い扇状地を埋積して新たな扇状地が形成された結果、扇状地が何重にも重なっている地形を「重合扇状地」、古い扇状地が下刻されてできた谷部（扇状地河谷）に新たな扇状地が形成された地形を「階状扇状地」とした。宿主別川流域で観察された沖積錐の堆積様式も斉藤による扇状地区分と対応する。そこで以下では、古い沖積錐を埋積して新たな沖積錐が形成された場合の複合地形を「重合型」、段丘化した沖積錐の侵食部分（流路）に新たな沖積錐が形成された場合の複合地形を「階状型」と呼ぶこととした。

次に、沖積錐の形成年代を推定した結果について考察する。調査した 13 支川では、2003 年豪雨の被災調査図面で沖積錐の形成が確認されたため（図 3.2），各支川で最も新しい堆砂面（区分 I，または II）は、2003 年に形成されたと判断した。5 支川の新規堆砂面（区分 II）には 2004～2005 年に定着した先駆種稚樹が密生しており、豪雨後 1～2 年以内に樹木が侵入していた（図 3.8）。その一方で、8 支川の新規堆砂面（区分 I）には、豪雨後 5 年以上の期間、樹木が侵入していなかった。この理由として、豪雨時に形成された沖積錐が不安定で、堆積土砂が再移動を繰り返していたことが考えられる。

区分 III，IV，V で得られた樹齢には、それぞれ 19 年，31 年，134 年の開きがあり、区分 IV と V の間に 25 年間（1941～1965 年）の重複があった（図 3.9）。樹齢より推定した沖積錐の形成年代についても、区分 III で 18 年，IV で 23 年，V で 102 年の開きがあった（図 3.9）。したがって、区分 III～V に該当する堆積地では、どの樹木から年輪試料を採取するかによって、10 年以上の誤差が生じる。

以上のような植生侵入のタイムラグや樹齢幅を考慮すると、年輪年代学的手法を用いて推定された沖積錐の形成年代を、実際の形成年代と完全に一致するものとして扱うことはできない。しかしながら、沖積錐上に樹木が定着していた期間であることには間違いのないため、滞留期間の最小値と見なすことは可能である。推定された形成年代より、沖積錐の滞留期間は 2008 年時点で 5~176 年に及んでいることがわかった（表 3.3）。

Dietrich and Dunne (1978) は、北アメリカ・オレゴン州沿岸部の山地流域（集水面積 16.2 km²）を対象とした土砂収支解析の結果、沖積錐の滞留期間を 33 年~87 年と推定している。調査支川における沖積錐の滞留期間は平均 77±46 年で、Dietrich and Dunne の推定範囲内にあるものの、3 支川（No.15, No.20, No.21）では、滞留期間が 100 年を超えることが示された（115~176 年：表 3.3）。

最後に、沖積錐の堆積土砂量を算出した結果について考察する。調査した 13 支川の支川出口には、2008 年時点における累積土砂量で 1,515~73,518 m³、2008 年の調査時点に現存する堆積土砂量で 861~19,173 m³ の堆砂があった（表 3.4, 図 3.10）。また、2003 年豪雨時に形成された沖積錐の堆積土砂量は 743~26,726 m³ であった（表 3.4）。村上ら（2005）は、本研究で対象とした宿主別川本川の 11.7 km 区間を含む 21 km 区間を対象に 2003 年豪雨後（2003 年 11 月）の河道堆砂状況を調べており、この豪雨による総堆積土砂量を 740,000 m³ と見積もっている。村上らの調査結果から、宿主別川本川における単位流路長あたりの堆積土砂量を 35,238 m³ km⁻¹ とすると、本研究で対象とした 11.7 km 区間には、412,286 m³ の堆砂があったと推定される。13 支川における沖積錐の堆積土砂量は計 90,276 m³ であり、この区間の総堆積土砂量の 22% に達する。2003 年豪雨後には、この区間に流入する 34 支川で沖積錐が形成されていたため（図 3.2）、宿主別川本川の堆積土砂量に占める沖積錐の割合はさらに大きかったものと考えられる。

3.4 まとめ

本章では、宿主別川流域の支川出口における沖積錐の分布を把握した上で、沖積錐の形成と植生侵入状況から沖積錐の堆積様式を明らかにし、調査支川ごとに沖積錐の滞留期間と堆積土砂量を推定した。その結果は、次のように要約される。

(1) 2003 年豪雨時に形成された沖積錐は、豪雨から約 5 年が経過した時点ですでに侵食を受けていた。本川による先端部の侵食が顕著なものほど、堆砂面の下刻も進行しており、堆積段丘状の地形を呈していた。その一方で、豪雨前に形成された沖積錐も残存していた。新旧の沖積錐の層序関係は、古い堆砂面が新しい堆砂面の下に埋没する場合と、古い堆砂面が埋没せずに残る場合があった。

(2) 堆積様式から推定される沖積錐の形成過程は、支川からの土砂流出による堆積と、侵食による段丘化の繰り返しで特徴づけられた。また、段丘化した沖積錐上に堆積するか（重合型）、段丘化により侵食された部分に堆積する（階状型）かの違いがあった。

(3) 沖積錐の滞留期間は5～176年に及んでいた。ただし、沖積錐形成後の植生侵入に5年以上のタイムラグがあることや、同一の植生区分内で得られる樹齢に10年以上の開きがあることを考慮すると、この値は滞留期間の最小値と見なす必要がある。

(4) 円錐形に幾何近似して算出した沖積錐の堆積土砂量は、2008年時点における累積土砂量で1,515～73,518 m³、現存する堆積土砂量で861～19,173 m³の範囲にあった。また、2003年豪雨時に形成された沖積錐の堆積土砂量は743～26,726 m³と、いずれの値も支川間で大きな隔たりがあった。

第4章 沖積錐の堆積土砂量と支川における土砂移動の関係

前章において、13 支川における沖積錐の形成と植生侵入の実態を調査した結果、2008 年調査時点における各支川の総堆積土砂量は $8.6 \times 10^2 \sim 1.9 \times 10^4 \text{ m}^3$ に及ぶことがわかった。このように、沖積錐の堆積土砂量に支川間で大きな隔たりがあったのは、各支川から産出される土砂量の違いが影響していると考えられる。

そこで本章では、2003 年豪雨時に形成された沖積錐に注目する。支川流域内における生産土砂量と、豪雨時における支川の土砂運搬能力を算出することで、各支川から産出された土砂量と豪雨によって形成された沖積錐の堆積土砂量の関係を明らかにすることを目的とする。

4.1 解析方法

各支川から産出された土砂量と沖積錐の堆積土砂量の関係を明らかにするために、生産源から沖積錐への土砂の移動経路を、支川流域内における土砂生産と支川から本川下流への土砂流出までの5つの過程に区分した。そして、各過程の移動土砂量に対する沖積錐の堆積土砂量の比率を解析した。以下にその方法を述べる。

4.1.1 土砂の移動経路

図 4.1 に、支川流域における土砂の移動経路を模式的に示した。支川流域から本川河道への土砂の移動経路は、次の5つの過程に大別される：

- ① 重力作用による斜面から支川河道への土砂移動（土砂生産）
- ② 支川河道における土砂移動（支川からの土砂流出）
- ③ 支川から本川河道への土砂移動
- ④ 支川出口での堆砂による沖積錐の形成（土砂の一時滞留）
- ⑤ 沖積錐の侵食（滞留土砂の侵食による本川下流への土砂流出）

支川出口に形成された沖積錐の堆積土砂（④）は、遡れば、支川流域内で生産された土砂（①）である。そのため、各支川における生産土砂量が沖積錐の堆積土砂量の支配要因の

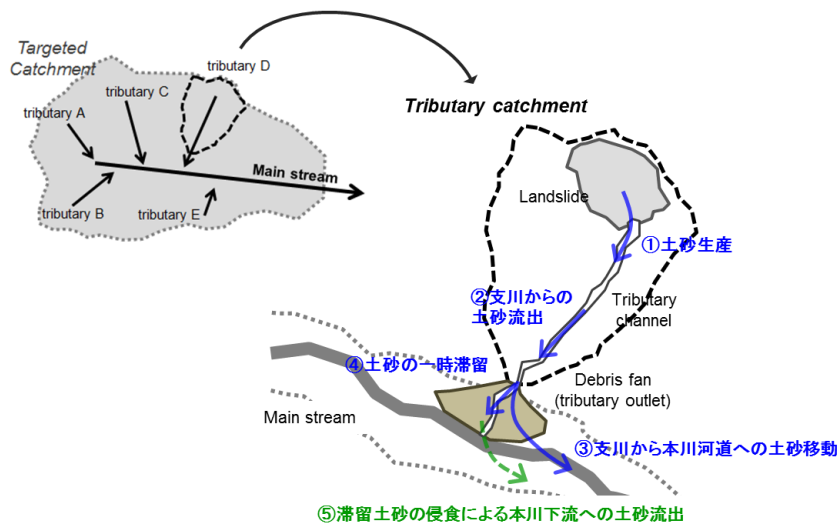


図 4.1 支川流域における土砂の移動経路

Figure 4.1 Sediment routing system within a tributary catchment

ひとつと考えられる ($④ = f(①)$)。一方で、流域内の斜面で生産された粗礫土砂は、直ちに支川から流出するのではなく、支川河道上で堆積と再移動を繰り返しながら、支川出口まで到達する (1.3.1 節)。したがって、一回の降雨出水によって形成される沖積錐の堆積土砂量は、支川流域の生産土砂量のみによって決定されるのではなく、支川河道における土砂運搬能力 (②) の違いにも影響を受けると考えられる ($④ = f(①, ②)$)。

支川出口における沖積錐の成因は、河道幅の拡幅と河床勾配の低下によって移動土砂の急激な堆砂が起こることが沖積錐の成因とされている (例えば, Blair and McPherson, 1994)。このことから、支川から本川への土砂移動過程 (③) において、土砂運搬能力がどの程度まで低下するかが沖積錐の形成 (④) に関与するものと考えられる (Harvey, 2002)。また、形成から時間が経過した段階における沖積錐の堆積土砂量には、形成後の侵食作用 (⑤) も大きく影響する。

本章では、①および②の過程 (支川流域における土砂生産・流出) における移動土砂量と沖積錐の堆積土砂量の関係を解析することで、沖積錐の規模の支配要因を明らかにしようとする。加えて、支川河道と本川河道における土砂運搬能力を評価することによって、③の過程が沖積錐の堆積土砂量に及ぼす影響を解析する。

なお、⑤の過程である沖積錐形成後の侵食作用については、次章に譲ることとした。

4.1.2 移動土砂に対する沖積錐の堆積率

次に、支川流域における移動土砂量と沖積錐の堆積土砂量の関係を解析する方法を述

べる。流域斜面における生産土砂量と、流域出口の沖積錐（扇状地）の堆積土砂量との比率は、その流域の土砂収支をあらわす指標値となる（小口, 1991; Whipple and Trayler, 1996）。

一方で、上述したように、一回の降雨出水によって形成される沖積錐の堆積土砂量は、生産土砂量のみによって決定されるのではなく、支川河道における土砂運搬能力の違いにも影響を受けると考えられる。そこで、次式を用いて、斜面における生産土砂量（①）および支川河道における運搬可能土砂量（②）と沖積錐形成時の堆積土砂量（④）の関係を解析することとした。

$$V_{S0} = sr \cdot \sum V_L \quad \dots\dots (4.1)$$

$$V_{S0} = sr' \cdot V_T \quad \dots\dots (4.2)$$

ここで、 V_{S0} は沖積錐形成時の堆積土砂量（ m^3 ）、 V_L は崩壊による生産土砂量（ m^3 ）、 V_T は沖積錐が形成された降雨時における支川河道の運搬可能土砂量（ m^3 ）である。 sr および sr' は式（4.1）、（4.2）の比例定数であり、それぞれが生産土砂量および運搬可能土砂量に対する沖積錐の堆積率（sediment storage ratio）となる。

仮に、各支川における生産土砂量、もしくは運搬可能土砂量のどちらかが、沖積錐の堆積土砂量の支配要因であるとすれば、両者の間に相関関係が認められ、支川ごとに算出した沖積錐の堆積率は一定の値に収束することが期待される。また、堆積率（ sr, sr' ）を算出することによって、沖積錐の形成による土砂の一時滞留が、支川から本川への土砂移動過程にどの程度の影響を及ぼしているかを定量的に把握することができる。

4.2 生産土砂量の算出

前節では、本章の解析方針として、各支川における生産土砂量（ $\sum V_L$ ）および運搬可能土砂量（ V_T ）に対する沖積錐の堆積率（ sr, sr' ）を算出することを述べた。これを受けて本節では、各支川における生産土砂量（ $\sum V_L$ ）を算出する方法を述べる。

4.2.1 斜面における土砂移動の形態

山地流域の斜面における土砂移動の形態は、表面侵食、山崩れ（斜面崩壊）、地すべり

の3つに分けられる(塚本・小橋, 1991)。まず, 塚本・小橋(1991)の記載に沿ってそれぞれの特徴を述べる。

表面侵食は, 地表の浸透能を上回る降雨で表面流が発生した際に, 表面流が地表の土粒子を剥離し, 運搬する現象を指す。植生被覆のある斜面では, 植生によって表面流の発生が防がれるため, 表面侵食は起こりにくい。その一方で, 地下浸透水の作用によって斜面崩壊や地すべりが起こる⁶。斜面崩壊は, 斜面上の風化土層や基盤岩層が脆性破壊を受けて, 崩落する現象を指す。地すべりは, 斜面の一部をなす土塊や岩塊が, 原形をある程度維持したまま, 「すべり面」と呼ばれる破壊面に沿って滑動する現象を指す。

斜面崩壊は, 崩壊深が基盤岩層に達するか否かによって表層崩壊と深層崩壊に区別されることがある。深層崩壊に区分されるものには, 「地すべり性崩壊」と呼ばれる, 地すべり土塊が滑動する過程で破壊される現象が含まれる。しかしながら, 土塊の運動が高速か緩慢かの違いを除けば, 地すべり性崩壊と地すべりの区別は難しい。また, 河道への流入土砂量という観点から見れば, 生産土砂が脆性破壊を受けて崩落するか, 原形をある程度維持したまま滑動し, 大部分は斜面上に残存するかの違いが最も重要になる。そこで, 本研究では, 生産土砂の破壊状態をもとに土砂移動の形態を「斜面崩壊」と「地すべり」に区分することにした。

土砂移動形態の違いは, 河道に流入する土砂量を左右する。山地流域では, 斜面と河道が接しているため, 斜面崩壊によって生産された土砂は直ちに河道へ流入する。これに対し, 地すべりは, 土塊の大部分が斜面上に残存する場合と, 土塊が流動化することで長距離移動する場合があります(例えば, Cruden and Varnes, 1996), 河道に流入する土砂量が大きく異なると考えられる。したがって, 実質的な生産土砂量として河道に流入する土砂量を算出するためには, 地すべりの規模だけでなく, 土塊の流動性を考慮しなければならない。

しかしながら, 土塊の流動性を考慮に入れて生産土砂量を算出するためには, 個々の地すべり土塊の状態や, 実際に河道への流入量を把握する必要があるため, 広域的・長期的な調査が難しい。そこで次節では, 既存の地すべり災害事例の記録をもとに, 地すべり土塊が流動化した事例の発生頻度と土塊の到達域を明らかにすることで, 確率論的な観点から, 地すべりによる生産土砂量の大きさを検討する。

4.2.2 地すべりによる河道への土砂移動

臼杵ら(2005)は, 地すべりの流動性を表す指標として移動係数(Tr)を提案している

⁶ 斜面崩壊や地すべりは, 降雨や融雪の地下浸透水の作用のほか, 地震や火山活動が誘因となって起こることもある。基本的には, 誘因にかかわらず, 地下の潜在破壊面において駆動力が抵抗力を上回ることによるせん断破壊と考えられている(例えば, 松倉, 2008)。

(図 4.2)。移動係数 (Tr) は、地すべり発生域の斜面長 ($L1$) と土塊末端部の移動距離 ($L2$) との比率である。斜面末端が河道と接する山地流域では、地すべりの移動係数が、おおむね斜面で生産された土砂量に占める河道への流入土砂量の比率と見なすことができる。

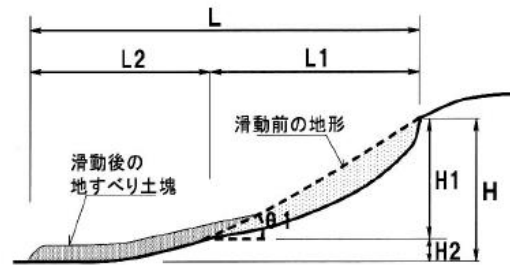


図 4.2 地すべり土塊の到達距離と移動係数 (Tr) の計測方法 (臼杵ら, 2005)

Figure 4.2 Methods for measuring travel distance and traveling ratio (Tr) of landslide mass (Usuki et al., 2005)

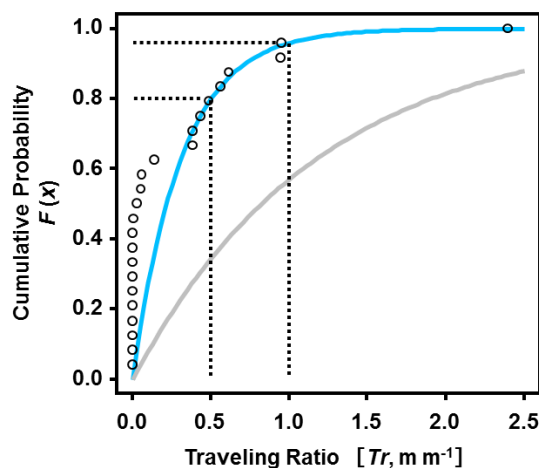


図 4.3 国内で発生した地すべり災害事例の移動係数 (Tr) の累積頻度分布と指数分布による近似 (Kimura et al. (2014) の図を一部修正)

Figure 4.3 Exponential distribution curves fitted to cumulative distributions of the landslide traveling ratios obtained from an inventory of the past landslide disasters in Japan (Partly modified, - Kimura et al., 2014)

Kimura et al. (2014) は、日本国内で 1947 年から 2012 年の期間に発生した地すべり災害事例のうち、地すべり発生箇所と地すべり土塊の到達域に関する詳しい情報が得られた 76 事例を対象に、地すべり土塊の移動経路の地形的特徴と移動係数の関係を解析している。Kimura et al. (2014) は、各事例の土塊の移動経路を「平野 (floodplain)」, 「斜面 (slope)」, 「溪流 (headwater channel)」の 3 つに区分し、区分ごとに移動距離と移動係数の累積頻度分布と超過確率の推定している。山地流域で発生する地すべりの末端は、ほとんどの場合、河道と接しているため、ここでは、「溪流」に区分された 28 事例にしぼって、移動係数の累積頻度分布と超過確率の推定結果を述べる。

図 4.3 に、「溪流」に区分された地すべり事例の移動係数の累積頻度分布を示した。なお、「溪流」に区分された 28 事例のうち 13 事例では、地すべり土塊の末端部が土石流となって流下していたため、土石流での移動区間を除いた場合の移動係数を計算した。その結果、移動係数が 1 以上となる頻度は 0.04、0.5 以下となる頻度は 0.80 と推定された。すなわち、山地流域内の河道に接する斜面で地すべりが発生した場合であっても、地すべり土塊が全て河道に流入する確率は 4%、全体の 50%以下しか流入しない確率は 80%と解釈できる。

この値を宿主別川流域における生産土砂量を算出に直接適用することはできないが、地すべりによる生産土砂の半分以上は河道に流入せず、その後の再滑動や土塊末端部の侵食によって、徐々に河川へ流入していく可能性が高い。そこで、「斜面崩壊」と「地すべり」による総生産土砂量と、「斜面崩壊」のみによる生産土砂量を算出し、各土砂量と沖積錐の堆積土砂量の関係を解析することとした。

4.2.3 支川流域における生産土砂量

流域内で発生した斜面崩壊と地すべりの規模から生産土砂量を算出するため、1963、1974、1983、1993、2003 年の 5 年代を対象に空中写真の判読を行った。使用した空中写真の諸元を表 4.1 にまとめた。なお、2003 年の空中写真は 9 月に撮影されていたため、2003 年豪雨によって発生した斜面崩壊や地すべりが判読可能であった。

表 4.1 解析に用いた空中写真の諸元

Table 4.1 Summary of aerial photographs used for the analysis

Year	Date of the photography	Average flight height (m a.s.l.)	Scale	Ground resolution of orthoimages (m)
1963	30 May; 17, 19, 28 Jun.	5,200	1:20,000	0.5
1974	21 Aug.	5,200	1:20,000	0.5
1983	29 Sept.; 8, 19, 21 Oct.	4,700	1:16,000	0.4
1993	6, 8 Jul.; 31 Aug.; 2, 15, 17 Sept.	4,700	1:16,000	0.4
2003	16 Sept.	4,500	1:16,000	0.4

(Note) All photographs were supplied by the Forestry Agency, The Ministry of Agriculture, Forestry and Fisheries of Japan.

各年代の空中写真スキャン画像を、画像解析ソフト（EARDAS IMAGINE®, Hexagon Geospatial）を用いて幾何補正した後、GIS ソフト（ArcGIS 10.0®, Esri）上で流域内の斜面で発生した全ての土砂移動現象（斜面崩壊、地すべり）をポリゴン化した。ポリゴン化にあたって、まず発生箇所における移動土塊の残存状況から、斜面崩壊か地すべりに区分した。斜面崩壊の場合は、崩壊によって裸地化した範囲をトレースした。地すべりの場合は、滑落

崖と移動土塊を含む範囲をトレースした。完成したポリゴンの投影面積から個々の崩壊面積を計算した。図 4.4 に、空中写真上で視認された斜面崩壊および地すべり発生箇所を例示した。

斜面崩壊や地すべりの崩壊面積から崩壊土砂量を算出する方法として、両者を回帰した累乗関数を用いる方法が提案されている(奥田, 1984; Guzzetti et al., 2009; Larsen et al., 2010)。

$$V_L = b \cdot A_L^a \quad \dots\dots (4.3)$$

ここで、 V_L は崩壊土砂量 (m^3)、 A_L は崩壊面積 (m^2) であり、 a と b が式のパラメータである。

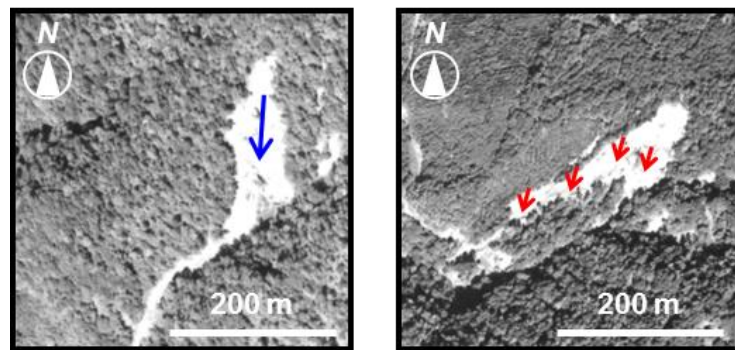


図 4.4 空中写真判読による斜面崩壊（左）と地すべり（右）の区分
Figure 4.4 Classification of slope failure (left) and rock/debris slide (right)

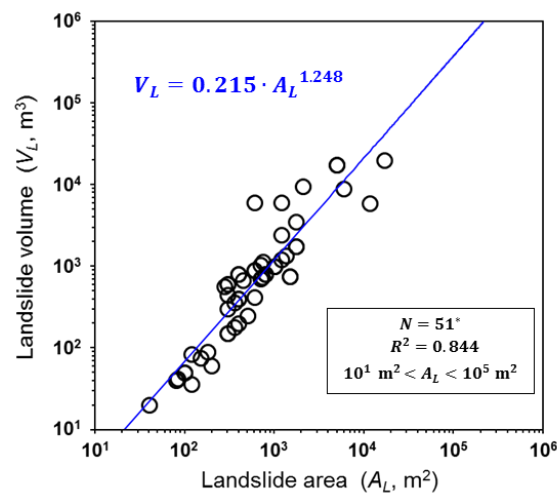


図 4.5 2003 年豪雨で発生した崩壊の面積と生産土砂量の関係
(北海道開発局室蘭開発建設部 (2004) の宿主別川流域での実測データを解析)
Figure 4.5 Relationship between the area and volume of landslides induced by the 2003 storm

宿主別川流域で 2003 年豪雨後に行われた被災状況調査では、計 51 箇所の崩壊地の崩壊面積と崩壊土砂量が測量されている（北海道開発局室蘭開発建設部, 2004）。この調査データ（崩壊面積： $4.0 \times 10^1 \sim 1.7 \times 10^4 \text{ m}^2$ ，崩壊土砂量： $2.0 \times 10^1 \sim 2.0 \times 10^4 \text{ m}^3$ ）を、式（4.3）に回帰した結果、決定係数 R^2 が 0.844 と説明力の高い回帰式が得られた（図 4.5）。このときのパラメータ値は、 a が 1.248, b が 0.215 となった。

そこで本章では、これらのパラメータ値を用いて、式（4.3）より個々の斜面崩壊および地すべりによる崩壊土砂量を算出した。

4.3 土砂運搬能力の算出

前節に続いて、本節では、各支川における運搬可能土砂量（ V_T ）と支川から本川への土砂運搬能力の変化率を算出する方法を述べる。宿主別川流域では、流砂観測の実績がないため、各支川の流出土砂量と沖積錐の堆積土砂量の関係を解析することは難しい。そこで、各支川における降雨時の流量から、河道での運搬可能土砂量や流水の土砂運搬能力を水理学的手法で算出し、得られた値を流出土砂量の代わりとした。

以下では、支川および本川河道における土砂移動の形態を整理した上で、支川河道における運搬可能土砂量と支川から本川への土砂運搬能力の変化率を算出する方法を述べる。

4.3.1 支川から本川への土砂移動

山地流域内を流れる急勾配河川においては、砂礫の集合運搬と各個運搬による土砂移動が発生する（高橋, 2006）。図 4.6 に、土砂災害対策等に用いられる河床勾配による土砂移動形態の区分を示した。この図より、河道区間の平均的な河床勾配から、その区間で集合運搬による土砂移動（土石流）が卓越するか、各個運搬による土砂移動（掃流砂）が卓越するかの判別が可能である。

宿主別川流域の場合、調査した 13 支川の河床勾配は $10 \sim 23^\circ$ ($0.17 \sim 0.39 \text{ mm}^{-1}$) で土石流の発生・流下区間に該当するのに対し、本川の河床勾配は $1 \sim 2^\circ$ ($0.01 \sim 0.03 \text{ m}^{-1}$) で掃流区間に該当する。このことを踏まえ、以下の方法で支川から本川への土砂運搬能力を算出することにした。

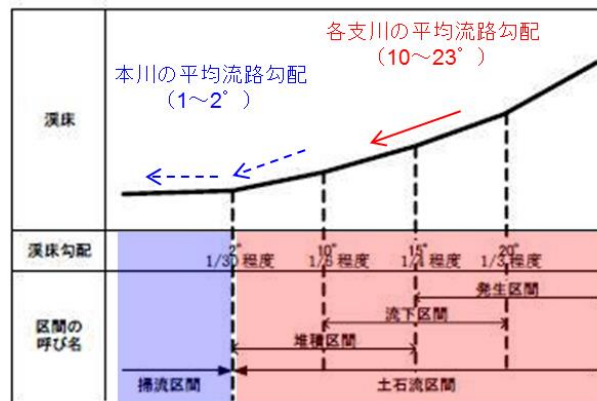


図 4.6 河床勾配による土砂移動の形態の区分

(国土技術政策総合研究所 砂防研究室 (2007) の図を一部修正)

Figure 4.6 Classification of mass transport types based on channel inclination

(Partly modified, National Institute for Land and Infrastructure Management MLIT, 2007)

4.3.2 支川河道における運搬可能土砂量

土石流の発生・流下区間に該当する河道において、ある任意の降雨量で流出する可能性がある土砂量を推定するために、次の水理式が提案されている。

$$V_T = \frac{10^3 \cdot R_d \cdot A}{1 - \lambda} \cdot \left(\frac{C_d}{1 - C_d} \right) \cdot f_r \quad \dots\dots (4.4)$$

ここで、 V_T (m^3) は、降雨時の土石流による運搬可能土砂量、 λ は空隙率、 C_d は流砂濃度、 R_d は日降雨量 (mm day^{-1})、 A は各支川の集水面積 (km^2)、 f_r は各支川の流出補正率である。

式 (4.4) における流出土砂の空隙率 λ および流砂濃度 C_d は、流出土砂の粒径組成や間隙流体の飽和度によって異なると考えられる。しかしながら、過去に発生した土砂流出現象に対してこれらのパラメータを得ることは困難である。そこで、空隙率 λ は、一般値として用いられることの多い 0.4 に設定した (国土技術政策総合研究所 砂防研究室, 2007)。流砂濃度 C_d は、土石流の場合、0.20~0.54 の範囲の値をとるとされているため (高橋, 2006)、その中央値である 0.37 を用いた。

流出補正率 f_r は次式によって求められる。

$$f_r = 0.05 \cdot (\log A - 2.0)^2 + 0.05 \quad \dots\dots (4.5)$$

ここで、 A は各支川の集水面積 (km^2) である。ただし、 f_r は 0.5 を上限、0.1 を下限とし、

A が 0.1 以下の場合は f_r は一律 0.5 が与えられ、 A が 10 以上の場合は f_r は一律で 0.1 が与えられる（建設省河川局砂防部砂防課, 1999）。

4.3.3 支川から本川への土砂運搬能力の変化

支川から本川にかけては、河床勾配が大きく低下することで、土砂移動の形態が変化する区間になる（図 4.6）。土砂移動の形態が変化する区間において、ひとつの水理計算式で移動土砂量を算出することは難しい。そこで、支川から本川にかけての土砂運搬能力は、流水の仕事率をあらわす水理指標の単位ストリームパワーを算出することにした。単位ストリームパワー ω (W m^{-2}) は次式によって算出される。

$$\omega = \frac{\rho \cdot g \cdot Q_p \cdot S}{W} \quad \dots\dots (4.6)$$

ここで、 ρ は水の密度 (1.00 g cm^{-3})、 g は重力加速度 (9.81 m s^{-2})、 Q_p は降雨出水時のピーク流量 ($\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$)、 S は河床勾配 (m m^{-1})、 W は河道幅 (m) である。

河床勾配 (S) と河道幅 (W) は、2010 年に実施された航空レーザー測量データ（表 4.2）を基に構築した 1 m メッシュ DEM を用いて、GIS ソフト（ArcGIS 10.0®, Esri）上で測定することとした。測定区間は、支川河道が支川出口から上流 200 m 区間、本川河道が支川出口を中間地点とする 200 m 区間に設定した。河床勾配は各区間における上下流端の標高差より測定した。河道幅は、河道の両側の斜面末端にある遷緩線の間の距離を 20 m 間隔で測定し、その平均値を用いた。

表 4.2 解析に用いた航空レーザー測量の諸元

Table 4.2 Summary of airborne LiDAR data used in the analysis

Year	Date of measurement	Point density	DEM size	Source
2010	8, 13, 26 Jun.; 2 Sept.; 11, 20 Oct.	1.70 points m^{-2}	1-m	Ministry of Land, Infrastructure, Transport and Tourism Hokkaido Regional Development Bureau.

降雨出水時のピーク流量 Q_p については、次の合理式（篠原, 1975）を用いて算出した。

$$Q_p = \frac{1}{3.6} \cdot f \cdot r \cdot A \quad \dots\dots (4.7)$$

ここで、 f は降雨出水の流出係数、 r は降雨期間における各地点の平均降雨強度 (mm h^{-1})、 A はピーク流量を求める地点の集水面積 (km^2) である。流出係数 f には、山地河川での値

とされている 0.75（篠原，1975）を用いた。各地点の平均降雨強度 r は次式で表される。

$$r = \frac{R_d}{24} \cdot \left(\frac{24}{T} \right)^{\frac{2}{3}} \quad \dots\dots (4.8)$$

ここで、 R_d は日降雨量 (mm day^{-1})、 T は各地点への雨水の到達時間 (hours) である。日降雨量 R_d には、2003 年豪雨時に宿主別川で観測された最大日降雨量の 388 mm day^{-1} を用いた。各地点への雨水の到達時間 T については、次式を用いて算出した。

$$T = \frac{l}{72 \cdot (h/l)^{0.6}} \quad \dots\dots (4.9)$$

ここで、 l と h は各地点からその流路の始点までの距離 (m) と比高差 (m) である。各地点の l と h は、上述の 1 m メッシュ DEM を用いて測定した。

次に、2003 年豪雨時における各支川の単位ストリームパワー (ω_{tr} , W m^{-2}) と支川出口における本川の単位ストリームパワー (ω_{ms} , W m^{-2}) を比較することで、支川から本川にかけて土砂輸送能がどの程度低下したかを解析した。この解析にあたって、支川から本川にかけての土砂運搬能力の低下率 (RSP , Reduction rate of unit Stream Power) を次式のように定義し、各支川における値を算出した。

$$RSP = 1 - \frac{\omega_{ms}}{\omega_{tr}} \quad \dots\dots (4.10)$$

式からわかるとおり、土砂運搬能力の低下率 RSP は、 ω_{ms} が ω_{tr} を上回らない限り、0 から 1 (0~100%) までの値をとる。値が 0 に近づくほど、支川から本川にかけての単位ストリームパワーの低下が小さく、支川出口に運ばれてきた土砂が、そのまま本川下流へと運ばれる可能性が高いと考えられる。

4.4 結果

4.4.1 支川流域における生産土砂量の累積変化

表 4.3 に新規の崩壊による崩壊地面積の推移を示した。1963 年時点において、流域内の総崩壊地面積は $204,448 \text{ m}^2$ あった。1963~1974 年と 1974~1983 年の期間に新たに発生し

た崩壊の総崩壊地面積は、それぞれ 58,693 m² と 6,737 m² であった。これより、1963 年以降の約 20 年間は崩壊の発生が減少する傾向にあったことがわかった。1983～1993 年と 1993～2003 年の期間に新たに発生した崩壊の総崩壊地面積は、それぞれ 84,030 m² と 389,019 m² であった。これより、1983 年以降の約 20 年間は、崩壊の発生が増加する傾向に転じていたことがわかった。1993～2003 年に新たに発生した崩壊の総崩壊地面積は、1963 年時点を含めて、解析期間中で最も大きかった（他の期間の 1.9～57.7 倍）。

表 4.3 宿主別川流域における新規崩壊地面積の推移

Table 4.3 Temporal changes in new landslide area within the Shukushubetsu River Catchment

Period	All landslides		Slope failures		Rock/Debris slides	
	Landslide area	Landslide density	Landslide area	Area ratio	Landslide area	Area ratio
	(m ²)	(slides km ⁻²)	(m ²)	(%)	(m ²)	(%)
Pre-1963	204,448	3.74	174,771	85.48	29,677	14.52
1963～1974	58,693	1.24	44,290	75.46	14,402	24.54
1974～1983	6,737	0.15	4,898	72.70	1,839	27.30
1983～1993	84,030	2.19	78,927	93.93	5,103	6.07
1993～2003	389,019	6.83	312,850	80.42	76,168	19.58

斜面崩壊と地すべりによる崩壊地面積の推移について見ると、1963～2003 年における発生の増減は、全体の傾向と一致していた。また、各期間の総崩壊地面積の 72.7～93.9%を斜面崩壊が占めており、期間を通じて斜面崩壊による土砂生産が多かった。

図 4.7 に式 (4.3) を用いて算出した各年代の生産土砂量を示した。崩壊地面積の推移（表 4.3）からも明らかのように、1963 年からの約 20 年間は生産土砂量が減少傾向にあり、その後の約 20 年間（1983～2003 年）は増加傾向に転じていた。1993～2003 年における生

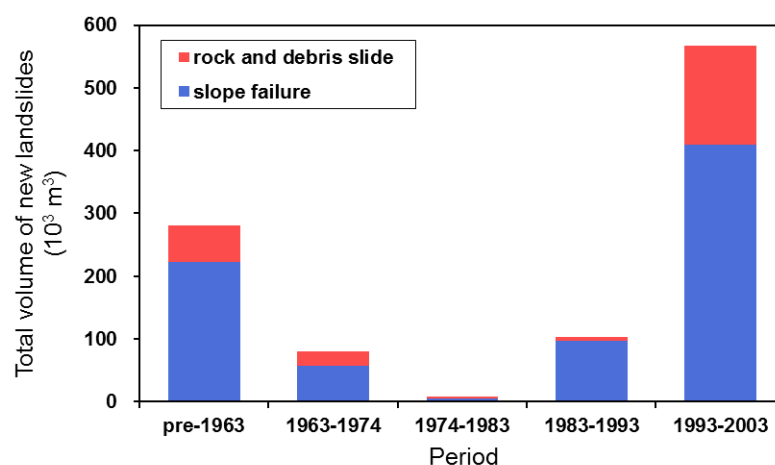


図 4.7 宿主別川流域における 1963～2003 年の生産土砂量

Figure 4.7 Sediment production between 1963 and 2003 in the Shukushubetsu River Catchment

表 4.4 調査支川における期間ごとの生産土砂量

Table 4.4 Sediment generation

Type †	Period	Sediment generated by landslides in each tributary catchment ($\times 10^4 \text{ m}^3$)												
		PAS	#13	#14	#15	#19	#20	#21	#22	PET	PER	#30	PAR	SKR
All	Pre-1963	5.33	0.07	0	0	0	0.49	0	0.24	2.91	0.40	0.94	0.29	0
	1963～1974	0.23	0	0	0	0	0	0	0.02	0.43	0	0.95	0.11	0
	1974～1983	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.19	0
	1983～1993	0.07	0	0.14	0	0	0	0	0.13	0.43	0.39	0.02	1.22	0.57
	1993～2003	2.09	0.21	0.40	0.48	0.35	3.00	0.21	0.18	2.74	1.70	1.98	1.91	5.34
Fa	Pre-1963	2.66	0.07	0	0	0	0.49	0	0.24	2.91	0.40	0.94	0.29	0
	1963～1974	0.23	0	0	0	0	0	0	0.02	0.43	0	0.95	0.11	0
	1974～1983	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.19	0
	1983～1993	0.07	0	0.14	0	0	0	0	0.13	0.43	0.39	0.02	1.22	0.57
	1993～2003	2.09	0.21	0.40	0.48	0.35	0.45	0.21	0.18	2.21	1.70	1.98	1.91	1.62
Sl	Pre-1963	2.67	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	1963～1974	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	1974～1983	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	1983～1993	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	1993～2003	0	0	0	0	0	2.55	0	0	0.52	0	0	0	3.72

† All – All landslides occurred in each period; Fa – Slope failure type landslides; Sl – Rock/debris slide type landslides.

産土砂量は $566,390 \text{ m}^3$ と見積もられ、その他の期間における生産土砂量の 2.0～70.1 倍に達した。

表 4.4 に調査支川における期間ごとの生産土砂量を算出した結果をまとめた。この結果をもとにして、1963～2003 年の約 40 年間に於ける支川ごとの生産土砂量の累積変化を算出した (図 4.8)。調査支川のうち、全ての期間に土砂生産があったのは 1 支川 (PAR) のみで、その他の 12 支川は 10 年以上の休止期間を挟む間欠的な土砂生産様式をとった。また、1993～2003 年に生産土砂量の急激な増加がみられる点も共通していた。

地すべりの発生について見ると、1963 年時点に 1 支川 (PAS : 生産土砂量 $26,676 \text{ m}^3$) で地すべりの発生が確認できたほか、1993～2003 年の期間に 3 支川 (No.20, PET, SKR : 生産土砂量 $5,240 \sim 37,221 \text{ m}^3$) で地すべりが発生していた。各支川で発生した地すべりは、いずれも 1 箇所または 2 箇所に過ぎなかったが、総じて崩壊の規模が大きかったため、各期間の生産土砂量に占める割合は 18～85%に及んだ。

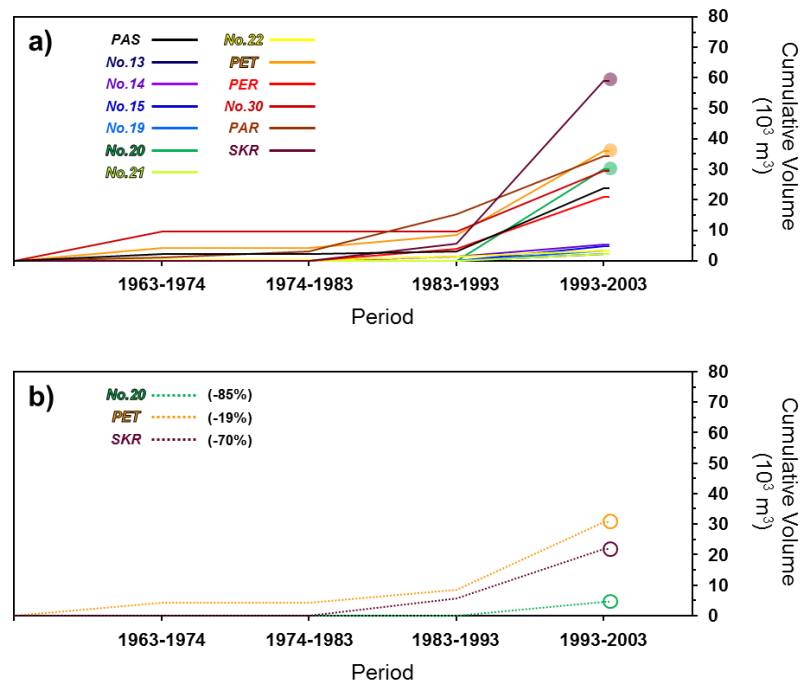


図 4.8 調査支川における生産土砂量の累積変化：(a) 全崩壊，(b) 斜面崩壊のみ

Figure 4.8 Cumulative changes in sediment production for each tributary: (a) all landslides, (b) slope failures

4. 4. 2 生産土砂量に対する沖積錐の堆積率

図 4.9 に 2003 年豪雨時に形成された沖積錐の堆積土砂量 (V_{S0}) と支川流域内での生産土砂量 (ΣV_L) の関係を示した。この解析では、1993～2003 年の約 10 年間の生産土砂量と、1963～2003 年の約 40 年間の累積生産土砂量に対する沖積錐の堆積率 sr を算出した。また、

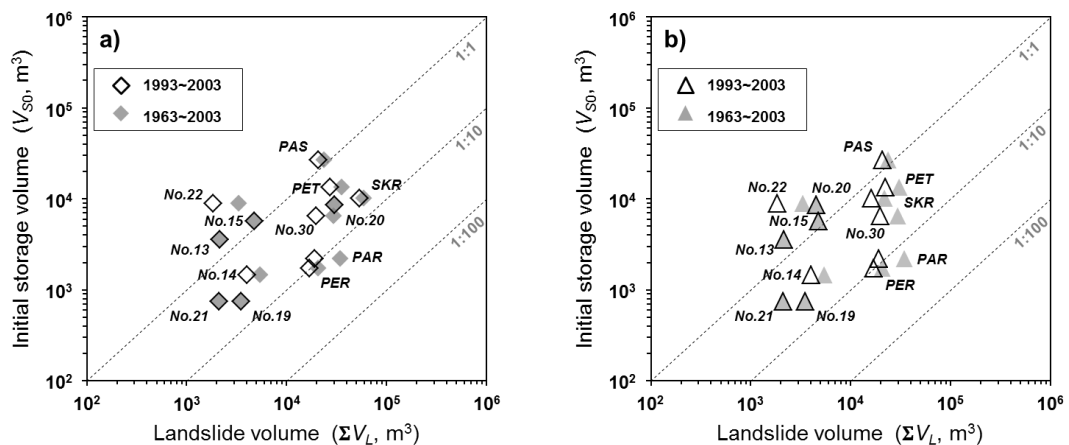


図 4.9 2003 年豪雨時に形成された沖積錐の堆積土砂量と支川流域内での生産土砂量の関係：

(a) 全崩壊による生産土砂量，(b) 斜面崩壊のみの生産土砂量

Figure 4.9 Relationships between fan-forming sediment storage and sediment production within the tributaries:

Sediment production by (a) all the landslides and (b) only the slope failures during the 2003 rainfall event

1993～2003年に地すべりが発生した3支川（No.20, PET, SKR：表4.4）については、斜面崩壊のみの生産土砂量との比較も行った。

1993～2003年の生産土砂量に対する沖積錐の堆積率 sr は0.10～4.82の範囲にあり（平均 0.87 ± 1.29 ）、生産土砂量と堆積土砂量との間に有意な相関は認められなかった（ $r=0.42$, $P=0.15$ ）。4支川（PAS, No.13, No.15, No.22）では、堆積率 sr が1を上回っており（ $sr=1.19 \sim 4.82$ ：図4.9a）、生産土砂量と堆積土砂量の相関が低いことの要因となっていた。

1963～2003年の累積生産土砂量に対する沖積錐の堆積率 sr は0.06～2.67の範囲にあり（平均 0.67 ± 0.78 ）、累積生産土砂量と堆積土砂量の相関係数 r は0.38（ $P=0.20$ ）と有意ではなかった。また、過去40年間の累積生産土砂量と比較した場合にも、4支川（PAS, No.13, No.15, No.22）の堆積率 sr が1を上回っていた（ $sr=1.12 \sim 2.67$ ：図4.9a）。

1993～2003年の生産土砂量から地すべりによる生産土砂量を差し引いた場合、3支川（No.20, PET, SKR）の堆積率 sr が1.2～6.6倍に増加し（No.20：0.29→1.90, PET：0.49→0.61, SKR：0.18→0.62）、平均で 1.04 ± 1.28 となった（図4.9b）。1963～2003年の累積生産土砂量は平均で 0.81 ± 0.83 となり、5支川（PAS, No.13, No.15, No.20, No.22）の堆積率 sr が1を上回っていた（ $sr=1.12 \sim 2.67$ ：図4.9b）。堆積土砂量と間の相関は、1993～2003年の生産土砂量で $r=0.49$ （ $P=0.09$ ）、1963～2003年の累積生産土砂量で $r=0.36$ （ $P=0.22$ ）という結果になった。

4.4.3 降雨出水時の運搬可能土砂量に対する沖積錐の堆積率

図4.10に2003年豪雨による運搬可能土砂量（ V_T ）と2003年に形成された沖積錐の堆積土砂量（ V_{S0} ）の関係を示した。運搬可能土砂量に対する沖積錐の堆積率 sr' は0.009～0.258の範囲にあり、平均で 0.09 ± 0.07 となった。運搬可能土砂量と堆積土砂量の間には、生産土砂量と堆積土砂量の関係よりも高い正の相関があった（ $r=0.50$, $P=0.08$ ）。

図中のデータの分布から、2支川（PER, PAR）の堆積率 sr' が0.01以下で残りの11支川と比べて明らかに小さいことがわかった（図4.10）。そこで、この2支川を除き、残りの11支川の運搬可能土砂量と堆積土砂量の関係をみると、決定係数 R^2 が0.85と説明力の高い回帰式（ $V_{S0}=0.10 V_T$, $P<0.001$ ）が得られた（図4.10）。

4.4.4 支川から本川への土砂運搬能力の変化が沖積錐の堆積率に及ぼす影響

表4.5に調査支川における支川河道および本川河道における単位ストリームパワーを算出した結果をまとめた。支川河道および本川河道の単位ストリームパワーは、それぞれ

8.08~23.55 W m⁻² (平均 15.53±4.92 W m⁻²) と 1.10~12.77 W m⁻² (平均 4.06±4.05 W m⁻²) の範囲にあった。

図 4.11 に 2003 年豪雨時の運搬可能土砂量に対する沖積錐の堆積率 sr' と支川から本川への単位ストリームパワーの低下率 (RSP) の関係を示した。図中のデータの分布から、堆積率 sr' が 0.01 以下と小さかった 2 支川 (PER, PAR) は、単位ストリームパワーの低下率が 0.31~0.37 に過ぎなかった。この値は、他の支川の低下率が 0.54~0.94 であったのと比較して明らかに小さかった。

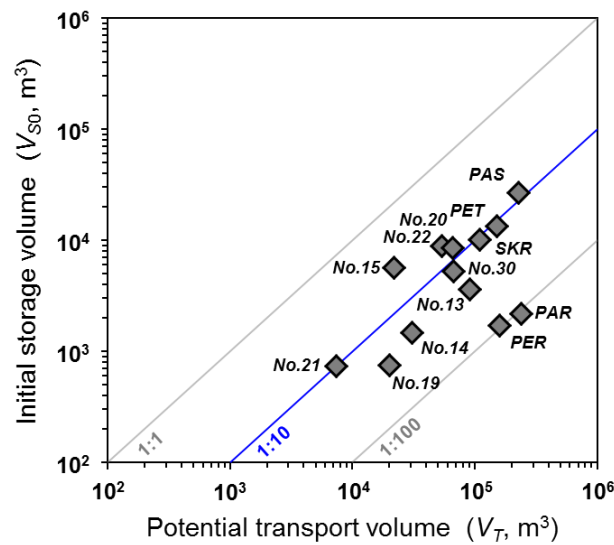


図 4.10 2003 年豪雨時に形成された沖積錐の堆積土砂量と支川河道における運搬可能土砂量の関係
Figure 4.10 Relationships between fan-forming sediment storage and sediment transport capacity within the channels of the tributaries

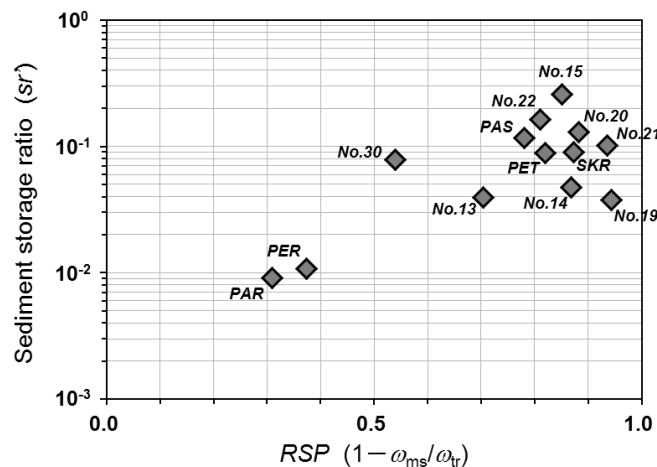


図 4.11 2003 年豪雨時の運搬可能土砂量に対する沖積錐の堆積率と
支川から本川への単位ストリームパワーの低下率の関係

Figure 4.11 Relationships between sediment storage ratio in the 2003 rainfall event and reduction rate of unit stream power for each tributary

表 4.5 調査支川の単位ストリームパワー

Table 4.5 Unit stream power in the tributaries

Tributary	Tributary channel				Main stream channel			
	ω_{tr} (W m ⁻²)	A_{tr} (km ²)	S_{tr} (m m ⁻¹)	W_{tr} (m)	ω_{ms} (W m ⁻²)	A_{ms} (km ²)	S_{ms} (m m ⁻¹)	W_{ms} (m)
PAS	13.61	4.09	0.101	22	2.99	11.99	0.026	62
No.13	8.08	0.94	0.100	19	2.39	17.23	0.014	49
No.14	15.50	0.19	0.137	6	2.04	18.21	0.016	63
No.15	21.05	0.12	0.144	5	3.15	18.52	0.021	54
No.19	19.38	0.11	0.164	8	1.10	28.34	0.011	107
No.20	12.91	0.57	0.116	11	1.51	28.36	0.012	84
No.21	23.55	0.03	0.209	3	1.52	29.21	0.012	83
No.22	8.40	0.43	0.111	11	1.59	29.29	0.015	97
PET	10.02	2.08	0.052	12	1.80	29.89	0.017	96
PER	17.81	2.28	0.116	18	11.14	37.33	0.026	24
No.30	19.50	0.60	0.196	15	8.97	39.67	0.022	26
PAR	18.48	4.47	0.119	24	12.77	41.21	0.027	21
SKR	13.61	1.27	0.121	15	1.74	48.82	0.015	90

4.5 考察

宿主別川流域における新規崩壊の発生は、1963 年以降の約 20 年間に渡って減少していたが、1983 年以降、2003 年豪雨までの約 20 年間は増加に転じていた（表 4.3）。流域内で林地転換が行われたのは 1961～1986 年のため（2.2.2 節）、土地利用が崩壊の発生に及ぼした影響は小さかったと考えられる。

1993～2003 年に発生した崩壊地の面積は、他の期間の 1.9～57.7 倍に達しており（表 4.3）、生産土砂量も最大となった（図 4.7）。また、期間を通して斜面崩壊による土砂生産が地すべりを大きく上回っていた（表 4.3）。村上ら（2005）が、宿主別川流域を含む 384 km² の範囲を対象に 6 年代（1955, 1978, 1993, 1998, 2002, 2003 年）の崩壊地判読を行った結果によると、1993～1998 年に崩壊地面積率が 1.3 倍（0.32%→0.43%）になったものの、1998～2002 年は変化せず、2002～2003 年には崩壊地面積率が 3.5 倍（0.43%→1.53%）に急増していた。したがって、宿主別川流域における 1993～2003 年の土砂生産は 2003 年豪雨による斜面崩壊の発生に集中したと考えられる。

宿主別川流域における 1951～2009 年の年最大日降水量に注目すると、2003 年（388 mm day⁻¹）に次ぐ大きな降雨が 1959 年（335 mm day⁻¹）にあった（図 2.6）。その他の年の年最大

日降水量は、2001 年の 227 mm day^{-1} が最大であったことから（図 2.6）、1959 年と 2003 年の雨は、この地域に稀な規模の豪雨であったことがわかる。1963 年時点の崩壊地面積が 1993～2003 年に次いで大きかったことから（表 4.3）、1959 年の豪雨によって斜面崩壊が多数発生していた可能性が高い。

以上より、宿主別川流域における過去 40 年間の土砂生産は、稀な規模の豪雨による斜面崩壊の発生に集中していたと考えられる。各支川における土砂生産もこのパターンを反映しており、1993～2003 年に生産土砂量が急増していた（表 4.4, 図 4.8）。ただし、3 支川（No.20, PET, SKR）では、1993～2003 年に発生した地すべりが期間生産土砂量の 18～85% を占めていた。

1993～2003 年の生産土砂量と 2003 年豪雨時に形成された沖積錐の堆積土砂量との相関は低かった（ $r=0.42$, $P=0.15$: 図 4.9a）。また、4 支川では、1963～2003 年の累積生産土砂量を上回る量の土砂が堆積していた（ $sr=1.19\sim4.82$: 図 4.9a）。地すべりによる生産土砂量を差し引いた場合には、5 支川の堆積土砂量が 1963～2003 年の累積生産土砂量を上回った（ $sr=1.12\sim2.67$: 図 4.9b）。このように、支川における生産土砂量と沖積錐の堆積土砂量との間に直接的な関係は見つからなかった。木村ら（2012）が各支川における崩壊の発生時期と沖積錐の形成時期を比較した結果によれば、2003 年豪雨時を除いて、沖積錐の形成時期は、新たな崩壊発生の有無とは一致していなかった。このことから、土砂生産の時期や規模は、沖積錐の形成の支配要因ではなかったと考えられる。

2003 年豪雨時の運搬可能土砂量と沖積錐の堆積土砂量との間には、比較的高い正の相関があった（ $r=0.50$, $P=0.08$: 図 4.10）。堆積率が 0.01 以下と他より明らかに小さい 2 支川（PER, PAR）を除くと、残りの 11 支川の堆積率は 0.1 に収束した（ $V_{50}=0.10 V_T$, $R^2=0.85$, $P<0.001$: 図 4.10）。すなわち、沖積錐の堆積土砂量は、降雨量から推定される各支川の運搬可能土砂量の 10%程度であった。

また、堆積率が小さい 2 支川では、支川から本川への土砂運搬能力の低下率が 31～37% に過ぎないことがわかった（図 4.11）。この 2 支川の流入位置は狭窄部にあり、河床勾配も比較的急であったため、本川河道の土砂運搬能力が高かった（表 4.5）。その結果、支川から流出した土砂の堆積が起りにくく、沖積錐の堆積土砂量は、各支川の運搬可能土砂量の 1%以下に減少したと考えられる。

2003 年豪雨時に形成された沖積錐の堆積土砂量は、各支川における生産土砂量よりも、運搬可能土砂量との相関が高かった。これは、支川河道に滞留していた土砂の二次生産源としての寄与が大きかったためと考えられる。特に、1963～2003 年の累積生産土砂量を上回る土砂の堆積があった 5 支川（PAS, No.13, No.15, No.22, No.20, ただし、No.20 は地すべりによる生産土砂量を差し引いた場合）では、過去 40 年以上に渡って支川河道に滞留していた土砂が流出したことが示唆される。

4.6 まとめ

本章では、2003 年豪雨時に形成された沖積錐に注目し、支川流域内における生産土砂量と、豪雨時における支川の土砂運搬能力を算出することで、各支川から産出された土砂量と豪雨によって形成された沖積錐の堆積土砂量の関係を解析した。その結果は、次のように要約される。

(1) 宿主別川流域における過去 40 年間の土砂生産は、2003 年豪雨による斜面崩壊の発生に集中していたと考えられた。各支川における土砂生産もこのパターンを反映しており、1993～2003 年に生産土砂量が急増していた。

(2) 1993～2003 年の生産土砂量と 2003 年豪雨時に形成された沖積錐の堆積土砂量との相関は低かった。また、5 支川では、過去 40 年間の累積生産土砂量を上回る量の土砂が堆積しており、支川における生産土砂量と沖積錐の堆積土砂量との間に直接的な関係は見つからなかった。

(3) 2003 年豪雨時の運搬可能土砂量と沖積錐の堆積土砂量との間には、比較的高い正の相関があった。堆積率が 0.01 以下と他より明らかに小さい支川が含まれていたが、残りの支川の堆積率は 0.1 に収束した。

(4) 他より堆積率が小さい支川は、支川から本川への土砂運搬能力の低下率が 31～37%に過ぎなかった。そのため、支川から流出した土砂の堆砂が起こりにくく、沖積錐の規模が小さくなったと考えられた。

以上の結果より、2003 年豪雨時の形成された沖積錐の堆積土砂量は、降雨量から推定される各支川の運搬可能土砂量の 10%程度になるが、支川から本川への土砂運搬能力が半減しない場合（低下率 31～37%）には、この比率が 1%以下まで減少することがわかった。また、5 支川では、2003 年豪雨時に 1963～2003 年の累積生産土砂量を上回る土砂流出が発生しており、過去 40 年以上に渡って支川河道に滞留していた土砂が流出したことが示唆された。

第5章 沖積錐の侵食速度と滞留期間の関係

前章において、2003 年豪雨時に形成された沖積錐の堆積土砂量と、各支川から産出された土砂量の関係を解析した結果、沖積錐形成時の堆積土砂量が、降雨出水時における支川の運搬可能土砂量にある程度比例することが示された。沖積錐の形成時の堆積土砂量に加え、形成後の侵食過程が明らかになれば、支川出口における堆積土砂量の経年変化や、土砂が完全に流出するまでの期間を推定することが可能になる。しかしながら、既存の研究では、沖積錐の侵食過程をモデル化するまでには至っていない。

そこで本章では、沖積錐の堆積土砂量と滞留期間の関係を明らかにすることで、沖積錐形成後の侵食過程をモデル化することを目的とする。

5.1 解析方法

沖積錐の侵食速度をモデル化するにあたって、侵食速度の説明変数を明らかにし、パラメータ値を推定する手順を踏む。はじめに、解析に用いる侵食モデルを導入する。次に、沖積錐の侵食速度の算出方法を述べる。最後に、宿主別川流域で得られた沖積錐の侵食速度に対するモデルの適合性を検証する方法を述べる。

5.1.1 解析に用いる侵食モデル

沖積錐の侵食を、支川から本川への土砂移動過程として捉えた場合（4.1.1 節における過程⑤）、侵食速度は各支川の掃流砂量によって決まると予想される。一方で、沖積錐の形成過程が侵食による段丘化の繰り返しで特徴づけられたことを踏まえると（第3章）、河道堆砂面の洗掘過程を表した侵食モデルを適用できる可能性がある。

そこで本章では、2つの侵食モデルを仮説として立て、これらのモデルの適合性を検証することによって、沖積錐の侵食過程のモデル化を試みる。図5.1に指数減衰型の侵食モデルにおける堆積土砂量の経年変化および堆積土砂量と侵食速度の関係を模式的に示した。以下、数学的記述に基づいてモデルの導入をする。

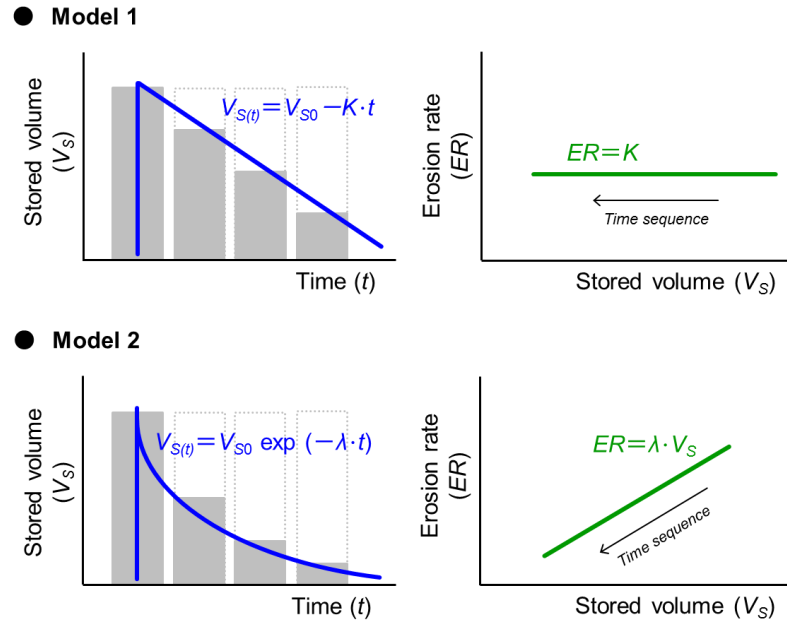


図 5.1 解析に用いる 2 つの侵食モデルにおける堆積土砂量の経年変化および堆積土砂量と侵食速度の関係：（上）モデル 1—侵食速度が一定，（下）モデル 2—侵食速度が堆積土砂量に依存

Figure 5.1 Numerical model of debris fan erosion

Dietrich and Dunne (1978) は、沖積錐を経由した支川から本川への土砂移動過程をモデル化する際に、沖積錐の堆積土砂量が一定で維持されることを前提とした。この場合、沖積錐の侵食速度は支川から沖積錐に供給される掃流砂量に一致する。Dietrich and Dunne は、各支川の年掃流砂量を、集水面積を説明変数とした累乗関係式を用いて算出し、沖積錐を形成する土砂が全て入れ替わるのに要する期間を滞留期間として算出している。

その一方で、山地流域を構成する小規模な支川 ($\leq 10^1 \text{ km}^2$) からの土砂流出は間歇的に起こることを考慮する必要がある (Benda and Dunne, 1997a, b)。仮に、大規模な土砂流出によって沖積錐が形成された後、堆砂につながる規模の土砂流出が休止するとすれば、次の土砂流出が発生するまでの間、沖積錐の堆積土砂量は侵食速度にしたがって減少し続ける。

この過程において、沖積錐の侵食速度 ($ER, \text{m}^3 \text{ year}^{-1}$) は滞留期間 (RT, years) を通じて一定の値 (K) をとるため (式 (5.1)), 沖積錐の堆積土砂量 ($V_{S(t)}, \text{m}^3$) は、経過年 (t, years) にしたがって線形的に減少する (式 (5.2))。

$$ER = K \quad \dots\dots (5.1)$$

$$V_{S(t)} = V_{S0} - K \cdot t \quad \dots\dots (5.2)$$

ここで、経過年 $t=0$ 、すなわち、沖積錐形成時の堆積土砂量が V_{S0} 、経過年 $t=RT$ のときの堆積土砂量が V_S になる。

堆砂面の洗掘が進行する過程では、堆積土砂量や堆砂地の面積が指数的に減衰することが報告されている (Graf, 1977; 眞板, 1988; Simon, 1992; Nakamura et al., 1995; Nakamura and Kikuchi, 1996; Simon and Thorne, 1996)。これらの研究事例を踏まえると、沖積錐の侵食による堆積土砂量の減少にも、指数的減衰によって表すことができる可能性がある。

沖積錐の堆積土砂量 V_S の指数的減衰の過程は、次の微分方程式で表される。

$$\frac{dV_S}{dt} = -\lambda \cdot V_S \quad \dots\dots (5.3)$$

ここで、 λ は減衰の速さを表すパラメータ (崩壊定数) である。経過年 t のときに減少する堆積土砂量を $V_{S(t)}$ として、式 (5.3) の微分方程式を解くと、沖積錐の堆積土砂量は次の指数関数によって表される。

$$V_{S(t)} = V_{S0} \cdot \exp(-\lambda \cdot t) \quad \dots\dots (5.4)$$

式 (5.4) では、式 (5.2) と同様に、 V_{S0} が沖積錐形成時 ($t=0$) の堆積土砂量、 V_S が経過年 $t=RT$ のときの堆積土砂量になる。したがって、新たな堆砂による堆積土砂量の増加が起らず、堆積土砂量が崩壊定数 λ にしたがって指数的に減衰していく場合、侵食速度 ER と堆積土砂量は次の比例関係をとる。

$$ER = \lambda \cdot V_S \quad \dots\dots (5.5)$$

ところで、Nakamura and Kikuchi (1996) は、一回の洪水によって侵食された氾濫原堆砂地の面積比率が、その堆砂地の形成年代にしたがって指数的に減衰していたことを明らかにし、平衡状態の土砂移動を仮定した連続方程式のパラメータ値を実測した侵食面積比率に基づいて推定する手法を提案している。Lisle and Church (2002) は、この報告を参照して、堆砂地面積の減衰を表すパラメータ値を、指数関数に置換した関数方程式を導いている⁷ (Equation (16), p.1-9)。沖積錐の侵食過程においても、侵食速度が経時変化するのであれば、式 (5.3)、式 (5.4)、式 (5.5) における λ の値の変化を考慮する必要がある。宿主別川流域における沖積錐の侵食速度にモデル 2 を適用した場合に、 λ の値が一定と見なせるか否かにつ

⁷ Lisle and Church (2002) が氾濫原堆砂地の侵食過程を表す関数方程式を導いた方法について、概略的に記載しておく。まず、Nakamura et al. (1995) の連続方程式を前提に、堆砂地面積の経年変化を次式で表す： $\partial a_{(x,t)} / \partial t = -\partial a_{(x,t)} / \partial x - c \cdot a_{(x,t)} \dots (13)$ 。ここで、 $a_{(x,t)}$ は t 年経過時点で年齢 x 年の堆砂地の面積であり、 c は単位面積あたりの年間侵食量である。式 (13) において、 c は堆砂地の年齢にかかわらず一定のため、各年齢の堆砂地が形成された時点の面積 $a_{(0,t-x)}$ は次式で表される： $a_{(0,t-x)} = a_{(x,t)} / \exp(-c \cdot t) \dots (14)$ 。式 (14) は次式に変換可能である： $a_{(x,t)} = a_{(0,t-x)} \cdot \exp(-c \cdot t) \dots (15)$ 。その一方で、Nakamura and Kikuchi (1996) が指摘したように、年間侵食量 c が指数的に減衰 ($c = \alpha \cdot \exp(-\beta \cdot t)$) するのだとすれば、式 (15) における c を指数関数に置換することで、侵食速度の減衰を考慮した堆砂地面積の関数方程式である次式が得られる： $a_{(x,t)} = a_{(0,t-x)} \cdot \exp\left\{\frac{\alpha}{\beta} [\exp(-\beta \cdot t) - 1]\right\} \dots (16)$ 。

いては、次節の解析結果を踏まえて考察する。

5.1.2 侵食速度の算出

第3章の調査結果から、沖積錐の滞留期間 (RT , years) と、形成時および調査時の堆積土砂量 (V_{s0} , V_s , m^3) が得られている。したがって、個々の沖積錐に対して、滞留期間中の平均年侵食土砂量を算出することができる。本研究では、この値を沖積錐の侵食速度 ($\overline{ER}$, $m^3 year^{-1}$) として、以下の式より求めた。

$$\overline{ER} = \frac{(V_{s0} - V_s)}{RT} \quad \dots\dots (5.6)$$

5.1.3 モデルの適合性の検証

次に、モデルの適合性を検証する方法を述べる。

モデル1において、支川ごとの沖積錐の侵食速度は一定であり、集水面積を説明変数とした累乗関係式によって算出できる。そこで、支川の集水面積と侵食速度の関係を次の累乗関数に回帰することで、モデル1の適合性を検証した。

$$\overline{ER} = a \cdot A^b \quad \dots\dots (5.7)$$

ここで、 A は各支川の集水面積 (km^2)、 a および b は累乗関数のパラメータである。

モデル2において、侵食速度と堆積土砂量は比例関係をとる (式 (5.5))。そこで、沖積錐形成時の堆積土砂量を侵食速度の説明変数とする単回帰分析を行うことで、モデル2の適合性を検証した。単回帰分析には、比例定数を c 、定数項を 0 とする次式を用いた。

$$\overline{ER} = c \cdot V_{s0} \quad \dots\dots (5.8)$$

5.2 結果

5.2.1 沖積錐の侵食速度

計算の結果、沖積錐の侵食速度は $1 \sim 2,289 \text{ m}^3 \text{ year}^{-1}$ の範囲にあり、全データの平均値と分散は $286 \pm 460 \text{ m}^3 \text{ year}^{-1}$ となった。計算結果を支川ごとにまとめたものを表 5.1 に示した。

表 5.1 各支川における沖積錐の侵食速度

Table 5.1 Erosion rate of debris fans at each tributary outlet

Tributary	Drainage area (km ²)	Residence time † (RT, years)	Eroded sediment volume (m ³)	Erosion rate (ER, m ³ year ⁻¹)
Panke-shukushunai (PAS)	4.09	5~96	$2.2 \times 10^4 \sim 2.7 \times 10^4$	216~2,289
No. 13	0.94	5~94	$5.9 \times 10^2 \sim 6.4 \times 10^3$	46~215
No. 14	0.19	5~49	$4.0 \times 10^2 \sim 6.5 \times 10^3$	79~196
No. 15	0.12	5~176	$5.2 \times 10^2 \sim 1.1 \times 10^4$	19~392
No. 19	0.11	5~54	$1.0 \times 10^1 \sim 5.8 \times 10^1$	1~2
No. 20	0.57	5~115	$5.8 \times 10^3 \sim 1.8 \times 10^4$	101~1,164
No. 21	0.03	5~127	$5.0 \times 10^0 \sim 4.9 \times 10^2$	1~4
No. 22	0.43	5~75	$2.2 \times 10^2 \sim 4.8 \times 10^3$	26~64
Penke-tobochibetsu (PET)	2.08	5~68	$3.9 \times 10^3 \sim 8.7 \times 10^3$	128~775
Penke-runai (PER)	2.28	5~80	$8.8 \times 10^2 \sim 1.2 \times 10^3$	11~231
No. 30	0.60	5~49	$1.4 \times 10^3 \sim 5.8 \times 10^3$	28~1,050
Panke-runai (PAR)	4.47	5	1.1×10^3	218
Shikarusunai (SKR)	1.27	5~16	$3.8 \times 10^3 \sim 5.4 \times 10^3$	334~757

† The residence times indicate periods from the fan formation year until 2008.

図 5.2 に支川の集水面積と沖積錐の侵食速度の関係を示した。支川の集水面積は $0.09 \sim 4.47 \text{ km}^2$ の範囲にあり、集水面積の大きな支川ほど侵食速度が増加する傾向が見られた（図 5.2a）。しかしながら、集水面積が同程度の支川であっても、侵食速度に 1 桁以上のばらつきがあった。累乗関数に回帰した場合の決定係数 R^2 は 0.396 となり、モデル 1 によって説明される沖積錐の侵食速度のばらつきは全体の約 40%に止まった。

図 5.2b には、各支川における侵食速度の平均値および最大・最小値の分布を示した。これより、同一支川における侵食速度にも一桁以上の違いがあることがわかった。平均侵食速度を累乗関数に回帰した場合、決定係数 R^2 は 0.564 となり、モデル 1 によって説明される侵食速度の平均値ばらつきは全体の約 56%に止まった。

以上の結果から、各支川における沖積錐の侵食速度は一定と見なせず、宿主別川流域におけるモデル 1 の適合性は低いと判断された。

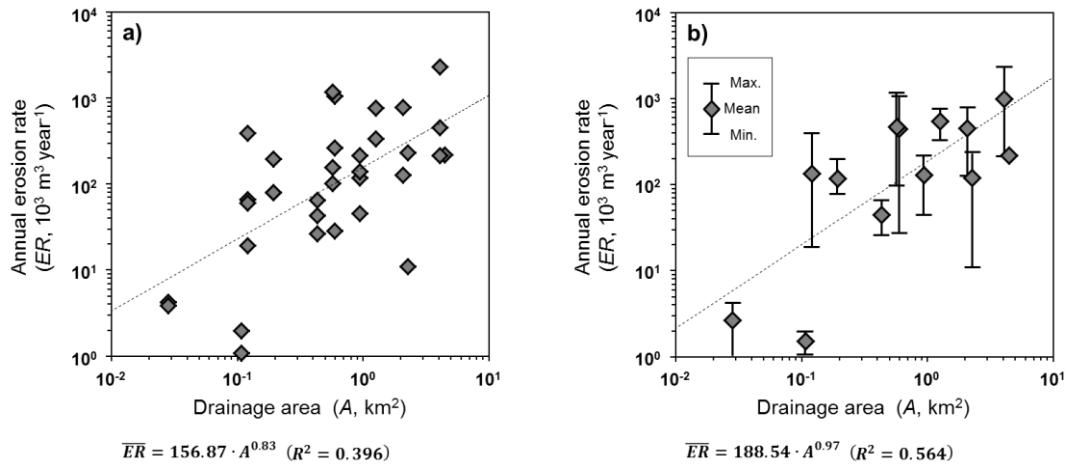


図 5.2 支川の集水面積と沖積錐の侵食速度の関係：(a) 全地点，(b) 支川ごとの平均値

Figure 5.2 Relations of drainage area and erosion rate of debris fans: (a) all data, (b) averaged value and range of each tributary

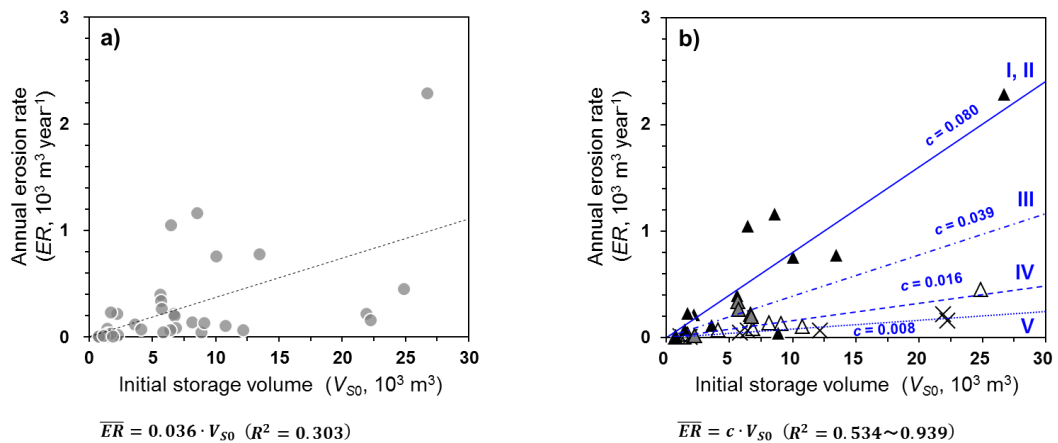


図 5.3 沖積錐形成時の堆積土砂量と侵食速度の関係：(a) 全地点，(b) 植生区分ごとの回帰

Figure 5.3 Relations of initial storage volume and erosion rate of debris fans: (a) all data, (b) regression of each vegetation category

5.2.2 沖積錐の堆積土砂量と侵食速度の関係

図 5.3 に沖積錐形成時の堆積土砂量と侵食速度の関係を示した。図中の点の分布からは、堆積土砂量の増加に伴って侵食速度のばらつきが大きくなる傾向が見られた（図 5.3a）。両者の関係より得られた単回帰式の決定係数 R^2 は 0.303 となり、モデル 2 によって説明される沖積錐の侵食速度のばらつきは全体の約 30%に止まった（図 5.3a）。

本章の解析では、「滞留期間中の平均年侵食土砂量」を侵食速度（ $\overline{ER}$ ）としたため、

全データの堆積土砂量と侵食速度の比較では、滞留期間の違いを無視している。そこで、滞留期間が異なる植生区分（ⅠおよびⅡ、Ⅲ、Ⅳ、Ⅴの４区分）ごとに侵食速度の単回帰分析を行ったところ、比例定数 c が $0.008 \sim 0.080$ の単回帰式が得られた。これらの回帰式の決定係数 R^2 は $0.534 \sim 0.939$ となり、全体で回帰した場合よりも説明力の高い回帰式が得られた（図 5.3b）。

表 5.2 にモデル 2 による単回帰分析の結果をまとめた。得られた回帰式の比例定数 c は、 $I, II > III > IV > V$ の順（ $0.080 > 0.039 > 0.016 > 0.008$ ）に小さくなっており、滞留期間が長期化するにつれて比例定数 c の値が減衰することが示された。したがって、この比例定数 c の減衰を考慮することで、モデル 2 の適合性が高まる可能性がある。

表 5.2 沖積錐の堆積土砂量と侵食速度の単回帰分析の結果

Table 5.2 Results of linear regression analysis for the relations of storage volume and erosion rate of debris fans

Category	Residence time † (RT, years)	Number of data	Coefficient value (c)	R^2 ‡
All	5~176	35	0.037	0.303 <i>n.s.</i>
I, II	5	13	0.080	0.786 ***
III	16~33 [27]	5	0.039	0.534 **
IV	46~68 [48]	10	0.016	0.939 ***
V	75~176 [94]	7	0.008	0.898 ***

† The residence times indicate periods from the fan formation year until 2008. The median RT value of each category is shown in square bracket.

‡ Statistical significance: *n.s.* $P > 0.05$; ** $P < 0.05$; *** $P < 0.01$; **** $P < 0.001$

5.3 考察

宿主別川流域で得られた沖積錐の侵食速度に対する 2 つのモデルの適合性を検証した。その結果、沖積錐形成時の堆積土砂量と侵食速度の間に一定の比例関係は認められなかった（図 5.3a）。その一方で、植生区分ごとに沖積錐の侵食速度をみると、形成時の堆積土砂量との比例関係が明瞭になり、説明力の高い回帰式が得られた（図 5.3b）。また、回帰式の比例定数は滞留期間の長い区分ほど小さくなっていた（表 5.2）。これらの結果から、滞留期間の長期化にともなう比例定数 c の減衰を考慮することで、モデル 2 の適合性が高まる可能性があると考えられた。

そこで、各植生区分における滞留期間の中央値と比例定数 c の関係を、次の指数関数によって回帰した。

$$c = \alpha \cdot \exp(-\beta \cdot t) \quad \dots\dots (5.9)$$

図 5.4 にその結果を示した。データ数は 4 点と限られているが、決定係数 R^2 が 0.948 と説明力の高いモデルが得られた。このときのパラメータは α が 0.077, β が 0.025 となった。

このように、沖積錐形成時の堆積土砂量と侵食速度の比例関係（モデル 2）は、滞留期間が長期化するにつれて、比例定数 c が指数的に減衰する特徴をもつことが明らかとなった。そこで次に、パラメータ c を式 (5.9) の指数関数に置換することで、沖積錐の侵食過程を推定するモデル関数を導いた。沖積錐の侵食速度 ER については、式 (5.5) より、

$$ER_{(t)} = \alpha \cdot \exp(-\beta \cdot t) \cdot V_{S(t)} \quad \dots\dots (5.10)$$

となる。同様に、沖積錐の堆積土砂量 V_S については、式 (5.4) より、

$$V_{S(t)} = V_{S0} \cdot \exp\left\{\frac{\alpha}{\beta} [\exp(-\beta \cdot t) - 1]\right\} \quad \dots\dots (5.11)$$

となる。式 (5.11) は、Lisle and Church (2002) が導いた関数方程式 (Equation (16), p.1-9) における氾濫原堆砂地の面積 ($a_{(x,t)}$, $a_{(0,t-x)}$) を堆積土砂量 ($V_{S(t)}$, V_{S0}) に置換したものと見なせる。

式 (5.10) および式 (5.11) によって、侵食速度が堆積土砂量と滞留期間に依存して減

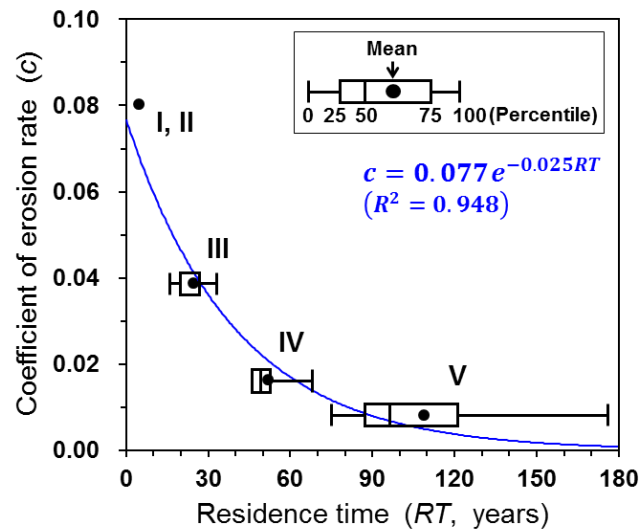


図 5.4 各植生区分における滞留期間と比例定数 c の関係

Figure 5.4 Relations of residence time and proportional constant c of each vegetation category

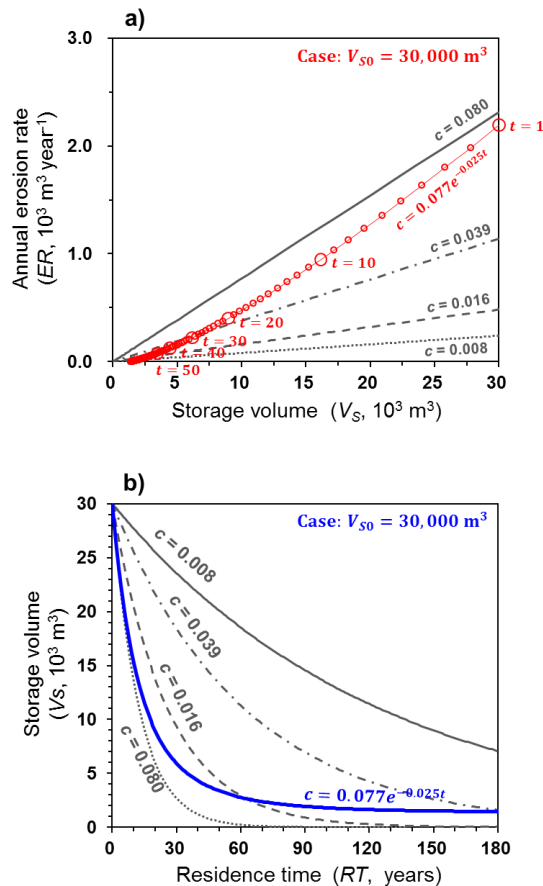


図 5.5 沖積錐の侵食過程のモデル計算結果：(a) 堆積土砂量と侵食速度の関係、(b) 堆積土砂量の経年変化（沖積錐形成時の堆積土砂量 V_{s0} を $30,000 \text{ m}^3$ として計算した結果を例示した）

Figure 5.5 Calculation results of Relations of sediment erosion processes of debris fans:
(a) relations of storage volume and erosion rate, (b) temporal changes in storage volume

衰する特徴をもった侵食過程が表される。また、沖積錐の侵食速度と堆積土砂量の経年変化を推定することができる。図 5.5 には、これら 2 つの式を用いた計算結果を例示した。初期値 (V_{s0}) には、宿主別川流域における沖積錐の最大規模に相当する $30,000 \text{ m}^3$ を与えた。侵食速度と堆積土砂量の関係について見ると、式 (5.10) の計算結果は、区分 I, II の侵食速度より小さい値をとる一方で、20 年以上が経過するまで区分 III の侵食速度より大きい値を維持することがわかった（図 5.5a）。堆積土砂量の経年変化について見ると、区分 I, II の侵食速度から外挿した場合、沖積錐は形成後 60 年でほぼ消失するのに対し、式 (5.11) の計算結果は減衰傾向が小さく、100 年以上に渡って残存することがわかった（図 5.5b）。

このモデル関数の特徴を、第 3 章で示された沖積錐の形成過程と比較する。本研究では、山地流域内の本川河道上に形成された沖積錐を対象とした。沖積錐の堆積域は本川河道によって制約されるため、堆積域が広く、堆積土砂量の大きい沖積錐ほど本川流路との接触が大きくなり、本川による侵食作用の影響も大きくなる。その一方で、沖積錐の侵食によって段丘化が進行すると、支川と本川のどちらからも侵食されにくい辺縁部のみが残される。

その結果、侵食速度は段丘化の進行にともなって小さくなると考えられる。

沖積錐の侵食過程における、堆積土砂量と侵食速度の関係は上述のように説明される。したがって、本章で得られたモデル関数の特徴は、現地で観察された沖積錐の堆積様式と、そこから推定される沖積錐の形成過程とも調和的なものと考えられる。

5.4 まとめ

本章では、沖積錐の堆積土砂量と滞留期間の関係を明らかにすることで、沖積錐形成後の侵食過程のモデル化を試みた。その結果は、次のように要約される。

(1) 沖積錐形成後の侵食速度は、同一支川においても一桁以上の違いがあり、侵食速度が一定であることを仮定したモデル 1 の適合性は低いと判断された。

(2) 沖積錐形成時の堆積土砂量と侵食速度の間に一定の比例関係は認められなかった。その一方で、植生区分ごとにみると、両者の比例関係が明瞭になり、説明力の高い回帰式が得られた。また、回帰式の比例定数が滞留期間の長い区分ほど小さくなっていた。このことから、比例定数の減衰を考慮することで、モデル 2 の適合性が高まる可能性があることがわかった。

(3) 滞留期間の長期化にともなう比例定数の減衰は指数関数によって近似できた。そこで、モデル 2 における定数を指数関数に置換した。

以上より、沖積錐形成後の侵食過程において、侵食速度が堆積土砂量と滞留期間に依存して減衰するモデル関数を導いた。

第6章 総合考察

本章では、はじめに、前章までの調査および解析で得られた知見の意義を述べる。次に、第5章の解析によって導かれた侵食モデルを用いて、支川出口における堆積土砂量の経年変化をモデル計算し、支川からの土砂流出履歴を推定する。そして、推定された土砂流出履歴をもとに、支川からの長期土砂流出を考慮した水系砂防計画を策定するための留意点を考察する。最後に、沖積錐の形成と支川からの土砂流出の関係を解明するための今後の研究課題を整理する。

6.1 本研究で得られた知見

本研究では、北海道沙流川水系・宿主別川流域を対象として、支川出口に形成された沖積錐の堆積様式、滞留期間、堆積土砂量の調査および解析を行った。その結果、次のような知見が得られた。

(1) 第3章で、沖積錐の形成と植生侵入の実態を調査した結果、沖積錐の形成過程が、支川からの土砂流出による堆積と、侵食による段丘化の繰り返しで特徴づけられることが示された。また、段丘化した沖積錐上に堆積するか（重合型）、段丘化により侵食された部分に堆積する（階状型）かの違いがあることがわかった。年輪年代学的手法を用いて推定した沖積錐の滞留期間は5～176年に及ぶこと、円錐形に幾何近似して算出した堆積土砂量は、2008年時点における累積土砂量で $1.5 \times 10^3 \sim 7.4 \times 10^4 \text{ m}^3$ 、現存する総堆積土砂量で $8.6 \times 10^2 \sim 1.9 \times 10^4 \text{ m}^3$ 、2003年豪雨時に形成された沖積錐の堆積土砂量で $7.4 \times 10^2 \sim 2.7 \times 10^4 \text{ m}^3$ と、いずれの値も支川間で大きな隔たりがあることがわかった。

(2) 第4章では、2003年豪雨時に形成された沖積錐に注目し、各支川から産出された土砂量と豪雨によって形成された沖積錐の堆積土砂量の関係を解析した。その結果、豪雨時に形成された沖積錐の堆積土砂量は、各支川の生産土砂量よりも、運搬可能土砂量と相関が高く、降雨量から推定した運搬可能土砂量の10%程度になること、支川から本川への土砂運搬能力が半減しない場合（低下率31～37%）には、この比率が1%以下に減少することがわかった。また、5支川では、2003年豪雨時に過去40年間の生産土砂量を上回る土砂流出が発生しており、支川河道に滞留していた土砂の二次生産源としての寄与が大きかったことが示唆された。

(3) 第5章で、沖積錐の堆積土砂量と滞留期間の関係を解析した結果、同一支川においても沖積錐の侵食速度に一桁以上の違いがあって一定ではないことがわかった。沖積錐形成時の堆積土砂量と侵食速度の間にも一定の比例関係は認められなかったが、植生区分ごとには説明力の高い回帰式が得られることがわかった。得られた回帰式の比例定数は滞留期間の長い植生区分ほど小さくなっており、指数関数によって近似できた。これらの結果より、沖積錐の侵食速度が、堆積土砂量と滞留期間に依存して減衰するモデル関数を導いた。

そこで以下では、既存の研究との比較から、本研究で得られた知見の意義を考察する。

6.1.1 支川からの土砂流出による沖積錐の形成過程

これまでに、山地流域の支川出口に形成された沖積錐を調べた研究事例としては、沖積錐の分布と土石流の発生頻度との関連性が検討されているが（例えば、May and Gresswell, 2003, 2004）、河川の侵食による沖積錐の地形変化を調べた研究はきわめて少ない。したがって、河川の侵食作用を伴った沖積錐の形成過程は、支川から本川への土砂移動過程を理解するための基礎的な知見となる。宿主別川流域の支川出口における沖積錐の堆積様式を調査した結果、沖積錐の形成過程が、支川からの土砂流出による堆積と、侵食による段丘化の繰り返りで特徴づけられることが示された（第3章）。

堆砂面の洗掘による段丘化は、笹（1978, 1979）が火山山麓や荒廃溪流の扇状地上での土砂移動履歴を調べた研究での侵食過程と類似しており、沖積錐や扇状地に共通した地形形成過程と見なせる。その一方で、笹は、土砂の再堆積によって流路が埋積され、数年から数十年の頻度で流路変動（首ふり現象）が起こる場合には、段丘化が進行しないことを指摘している。

本研究において、土砂の再堆積や流路変動による地形形成が認められなかった要因として、沖積錐の堆積域に地形的な制約があり、本川による侵食作用が大きくなったために、支川流路と本川流路の連結が速やかに起こったことが挙げられる。笹をはじめ、上述した既存の研究が、数百 m の堆積長がある扇状地上での土砂移動過程を対象としている。これに対し、宿主別川本川に流入する支川出口では、沖積錐の堆積域（本川河道幅）が幅 20～110 m の範囲にあった（第4章）。したがって、堆積域長 100 m 付近を境界として、数年以内に沖積錐の段丘化が進行するか、少なくとも数十年に渡って流路変動が繰り返され、段丘化の進行が遅れるかの違いが生じている可能性がある。

沖積錐の侵食が、本川による側方侵食と支川による堆砂面の洗掘（支川流路の下刻）の2つの作用によって進行することを踏まえると、堆積域長に一定の境界条件を仮定することは、実際の土砂移動過程と矛盾しない。しかしながら、段丘化の進行を左右する条件を明ら

かにするためには、堆積域に対する地形的な境界条件だけでなく、沖積錐への土砂供給条件を考慮する必要があるだろう。

6.1.2 沖積錐の形成が山地流域の土砂流出過程に及ぼす影響

2003 年豪雨時には、宿主別川本川に流入する 54 支川のうち 34 支川で沖積錐が形成されており、調査した 13 支川の堆積土砂量だけでも、村上ら（2005）が推定した本川河道上の総堆積土砂量の 22%に達した（第 3 章）。これは、沖積錐の量的比率や面積比率を調べた既存の研究（May and Gresswell, 2003; Schott et al., 2003）と同じく、河道堆砂の中でも沖積錐が無視できない規模であることを示す事例のひとつになる。このように、沖積錐が堆積域として重要な役割を果たす山地流域において、流域全体の土砂動態の把握するためには、沖積錐の堆積土砂量が時間的にどのように変動するかを明らかにする必要がある。

支川から本川への土砂移動過程の時間的変動は、斜面の崩壊による間歇的な土砂生産（Benda and Dunne, 1997a）と、数十年以上に及ぶ河道での滞留（Dietrich and Dunne, 1978; 清水, 1998）を強く反映する。そのため、大規模な土砂生産が起これば、生産土砂の滞留によって、その後の数十年以上の土砂流出に影響が及ぶ場合もある（例えば、Koi et al., 2008）。これらのことから、中長期の流出土砂量を予測するためには、過去数十年以上に渡る生産土砂量の把握が必要になることが指摘されてきた。宿主別川流域においても、支川河道に滞留していた土砂が、二次生産源として、支川からの土砂流出に寄与していた。特に、2003 年豪雨時に形成された沖積錐の堆積土砂量が 1963～2003 年の累積生産土砂量を上回った 5 支川では、過去 40 年以上に渡って支川河道に滞留していた土砂が流出したことが示唆された（第 4 章）。この結果は、中長期の流出土砂量だけでなく、一回の降雨出水による短期の流出土砂量を予測するためにも、過去数十年以上に渡る生産土砂量の把握が必要になることを示している。

本研究では、多数の支川における沖積錐の堆積土砂量と滞留期間のデータを一括して解析することによって、沖積錐形成後の侵食過程を表すモデル関数とそのパラメータ値を得ることができた（第 5 章）。これまでに、荒廃溪流の河床変動に関する研究では、河道堆砂地の侵食過程が堆積土砂量の指數的減衰としてモデル化されてきた（例えば、眞板, 1988）。また、氾濫原堆砂地の地形変化を調べた Nakamura and Kikuchi（1996）は、一回の洪水による侵食面積比率が、堆砂地の形成年代にしたがって指數的に減衰していたことを明らかにし、平衡状態の土砂移動を仮定した連続方程式のパラメータ値を、実測した侵食面積比率から推定する手法を提案している。本研究で得られたモデル関数（式（5.11））は、Lisle and Church（2002）が、Nakamura and Kikuchi の報告をもとに導いた関数方程式（Equation (16), p.1-9）と一致する。これにより、氾濫原堆砂地の侵食過程を表す既存のモデルが、支川出口の沖積錐にも適用できることが示された。

Nakamura and Kikuchi (1996) は、降雨出水前後の二時期における地形変化を計測することで、氾濫原堆砂地の侵食速度を算出した。これに対し、本研究では、沖積錐の堆積形状が円錐形に幾何近似できることを踏まえて、形成時から現在までの地形変化量を算出した。その結果、現在の堆積地形と滞留期間という一時期の情報のみから侵食速度と堆積土砂量の経年変化をモデル化することができた。本研究の手法は、時系列変化の情報を必要としないため、汎用性が高いと考えられる。しかしながら、実測を伴わない堆積土砂量の算出には不確かさが残る。この欠点を補うためには、対象地域における実際の堆積形状を十分考慮し、その形状に最も近い算出手法を選択する必要がある。

既存の土砂動態モデルにおいても、支川出口における土砂の滞留過程（沖積錐の形成）が考慮されてきたが、支川出口から本川への土砂移動過程は、沖積錐が支川か本川のどちらか一方によって一定速度で侵食されるとの前提でモデルに組み込まれることが多かった（Dietrich and Dunne, 1978; Benda and Dunne, 1997b）。宿主別川流域では、間歇的な土砂流出によって形成された沖積錐が、支川と本川の両方の侵食作用によって段丘化しており（第3章）、侵食速度が堆積土砂量と滞留期間に依存して減衰するモデル関数が導かれた（第5章）。このような侵食過程は、既存の土砂動態モデルの前提とは異なっており、モデルにおける支川出口から本川への土砂移動過程を検討するための重要な知見となる。

6.2 沖積錐の形成による河道調節土砂量の算出方法の提案

山地流域における沖積錐の形成過程は、大規模な土砂流出による土砂の堆積と、その後の侵食による段丘化の繰り返しで特徴づけられた。支川流域からの土砂流出が間歇的であることを考慮すると（Benda and Dunne, 1997b）、沖積錐における堆積土砂量の経年変化を量的に把握することは、土砂流出履歴を推定する上で重要である。

そこで本節では、沖積錐形成後の侵食過程のモデル計算を行う。そして、モデル計算によって得られる推定値と現地調査で得られた実測値を比較し、残差の原因となる支川ごとの地質・地形要因について考察する。さらに、モデル計算で得られた堆積土砂量の経年変化をもとに、支川からの土砂流出履歴を推定する。

6.2.1 一回の降雨出水による沖積錐の堆積土砂量推定

第5章で得られた侵食モデルに、第3章で得られた沖積錐形成時の堆積土砂量（ V_{S0} ）と滞留期間（ RT ）を入力して、各支川出口における堆積土砂量の経年変化を推定した。

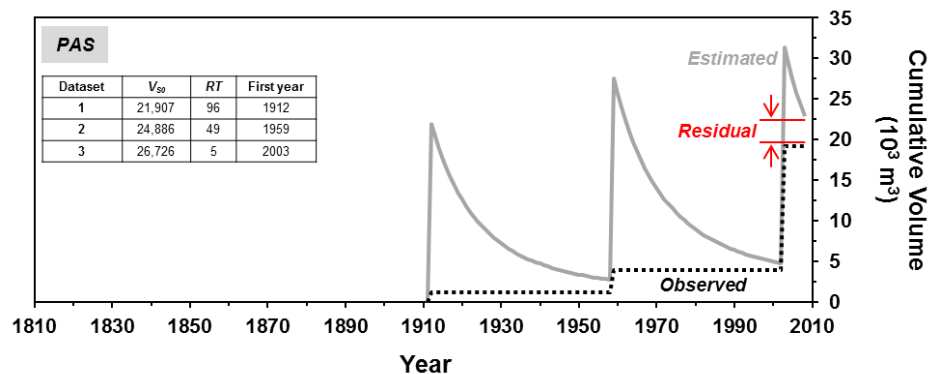


図 6.1 侵食モデルを用いた堆積土砂量の推定例（パンケシュクシュナイ沢）

Figure 6.1 Example of storage volume estimation using the erosion model (Panke-shukushunai Creek)

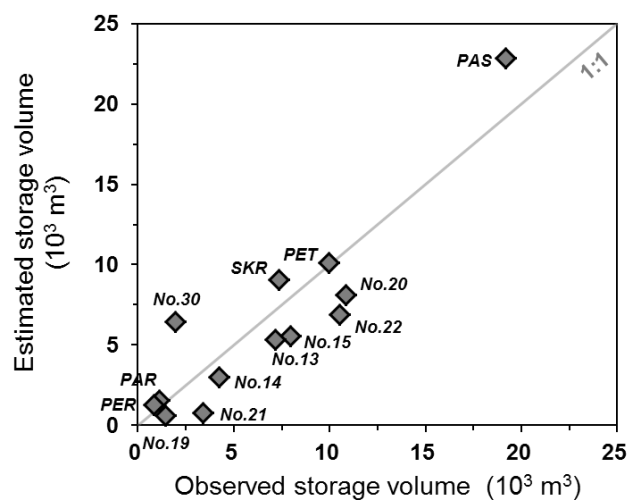


図 6.2 2008 年調査時点の総堆積土砂量とモデル計算で推定した堆積土砂量の比較

Figure 6.2 Comparison of sediment storage volume at the observation year (2008) and those estimated using the model calculation

6.2.2 沖積錐の侵食による堆積土砂量の経年変化推定

第 5 章で得られた侵食モデルに、第 3 章で得られた沖積錐形成時の堆積土砂量 (V_{s0}) と滞留期間 (RT) を入力して、各支川出口における堆積土砂量の経年変化を推定した。表 6.1 に各支川の入力値をまとめた。また、図 6.1 に推定結果を例示した。

表 6.1 調査支川の堆積土砂量推定に用いた入力値

Table 6.1 List of data sets for estimating storage volume in debris fans of the tributaries observed in this study

Tributary	Input data											
	data set 01			data set 02			data set 03			data set 04		
	$V_{S0} \uparrow$	RT	Year	$V_{S0} \uparrow$	RT	Year	$V_{S0} \uparrow$	RT	Year	$V_{S0} \uparrow$	RT	Year
PAS	2.19	96	1912	2.49	49	1959	2.67	5	2003	--	--	--
No. 13	0.58	94	1914	0.81	46	1962	0.67	27	1981	0.36	5	2003
No. 14	0.68	49	1959	0.67	33	1975	0.15	5	2003	--	--	--
No. 15	1.22	176	1832	0.41	46	1962	0.23	27	1981	0.56	5	2003
No. 19	0.08	54	1954	0.08	5	2003	--	--	--	--	--	--
No. 20	2.22	115	1893	1.08	68	1940	0.86	5	2003	--	--	--
No. 21	0.19	127	1881	0.15	46	1962	0.07	5	2003	--	--	--
No. 22	0.64	75	1933	0.15	46	1962	0.89	5	2003	--	--	--
PET	0.91	68	1940	1.35	5	2003	--	--	--	--	--	--
PER	0.17	80	1928	0.12	5	2003	--	--	--	--	--	--
No. 30	0.17	49	1959	0.57	20	1988	0.65	5	2003	--	--	--
PAR	0.22	5	2003	--	--	--	--	--	--	--	--	--
SKR	0.57	16	1992	1.00	5	2003	--	--	--	--	--	--

† Initial storage volume ($\times 10^4 \text{ m}^3$)

図 6.2 に、モデル計算で推定した 2008 年時点の堆積土砂量と、第 3 章で得られた 2008 年調査時点の総堆積土砂量 (ΣV_S) を比較した結果を示した。モデル計算による推定値は実測値とおおむね対応していた。しかしながら、各支川の残差に注目すると、実測値が推定値を上回る場合と下回る場合の両方が認められた。推定に用いたモデルのパラメータ値は、全ての沖積錐の侵食速度から得られたものであるため、平均的な沖積錐の侵食速度を表していると考えられる。したがって、実測値が推定値を上回る場合は、相対的に侵食速度の小さい支川と見なせる。これとは逆に、実測値が推定値を下回る場合は、相対的に侵食速度の大きい支川と見なせる。

調査した 13 支川のうち、7 支川 (No.13, No.14, No.15, No.19, No.20, No.21, No.22) は侵食速度が小さい群に、6 支川 (PAS, PET, PER, No.30, PAR, SKR) は侵食速度が大きい群に該当した。よって、この 2 群間では、沖積錐の侵食性に影響を及ぼす地質・地形要因が異なることが考えられる。表 6.2 にその可能性のある要因をいくつか列挙した。以下に、列挙した要因についての考察を加える。

支川間での地質や基盤岩の違いは、生産土砂の粒径組成や風化特性の違いを生むため、沖積錐の侵食性に影響を及ぼす要因のひとつになる。宿主別川流域の地質は、ジュラ紀後期－白亜紀前期の付加体（玄武岩ブロック、チャートブロックおよびメラングジュ基質）と白亜紀後期の堆積岩類（主に砂岩と泥岩）で構成されている（2.2.1 節）。村上・山下（2007）が

隣接する総主別川流域（集水面積 17.0 km² の 4 次谷河川）の支川で河道堆砂の状況と粒径組成を調べた結果、堆積岩領域の支川から産出される土砂は、スレーキング（乾湿風化）による細粒化の進行が早く、付加体領域の支川に比べて細粒成分が多かったことを報告している。このことから、堆積岩領域にある支川の沖積錐は、付加体領域に比べて砂礫が細かく、受食性が高いことが予想される。本研究の調査支川を地質で区分すると、8 支川（PAS, No.13, No.15, No.19, No.21, PER, No.30, PAR）が付加体領域、4 支川（No.14, No.20, No.22, PET）が堆積岩領域、残りの 1 支川（SKR）は上流部が付加体領域、下流部が堆積岩領域にあって、侵食速度で分けた 2 群と一致しない。したがって、2 群間の侵食速度の違いは地質構成のみに起因するものではないと考えられる。

調査した 13 支川のうち、侵食速度の小さい群の集水面積が 0.03～0.94 km² であったのに対し、侵食速度の大きい群は 0.60～4.47 km² と相対的に大きかった。支川の集水面積は、沖積錐の侵食速度を決定する支配要因ではなかったが（5.2.1 節）、支川からの流量を規定することで、侵食速度に影響を及ぼす要因のひとつとなっていたと考えられる。

表 6.2 沖積錐の受食性に影響を及ぼす支川の地質・地形要因

Table 6.2 Geological and topographic factors which influence on erosibility of debris fans

Estimation result	Estimated volume < Observed volume	Estimated volume > Observed volume
Residual †	Positive (+845～3,678 m ³)	Negative (–155～4,451 m ³)
Erosion rate	Relatively low	Relatively high
Probable factors	1. Composed of coarser materials 2. Low erosion rate of tributaries 3. Infilling by subsequent sediment discharge reduces net (apparent) eroion rate of tributary fans	1. Composed of finer materials 2. High erosion rate of tributaries 3. No substantial infilling since fan incision and head-cutting begin
Tributary ‡	n=7; <u>No.13, No.14, No.15, No.19, No.20, No.21, No.22</u>	n=6; <u>PAS, PET, PER, No.30, PAR, SKR</u>
Lithological/Geomorphological features	1. Both Accretionary complex and Sedimentary rock are included ^d 2. Low erosion rate of tributaries due to relativity small drainage area (0.03～0.94 km ²) ^c 3. Both of fans covered by category I and II are included (see Figure 3.7) ^d	1. Both Accretionary complex and Sedimentary rock are included ^d 2. High erosion rate of tributaries due to relativity large drainage area (0.60～4.47 km ²) ^c 3. Both of fans covered by category I and II are included (see Figure 3.7) ^d

† Residual = (Observed volume – Estimated volume)

‡ Tributaries shown by under bars indicate presence of debris fan deposits without vegetation coverage (Category I).

c Common features among the tributaries; d Different features among tributaries

本研究では、沖積錐形成時の堆積土砂量と調査時に残存した堆積土砂量との差分から、沖積錐の侵食速度を算出した（5.1.2 節）。侵食過程で土砂の再堆積があった場合、この方法で得られる侵食速度は、実際の沖積錐からの流出土砂量より過小な値となる。2003 年豪雨時に形成された沖積堆に樹木が未侵入だった 8 支川（区分 I : PAS, No.13, No.14, No.20, No.21, No.22, PET, SKR）では、豪雨以降に土砂の再堆積が起こっていた可能性が高く（3.2.3 節）、侵食速度が過小評価となっていることが予想される。しかしながら、これらの支川は 2 群に分かれており、侵食速度の大小との対応関係は明らかではなかった。

以上より、2 群間の侵食速度の違いを説明する要因としては、支川間での集水面積の違いがもっとも有力と考えられる。本研究では、沖積錐の侵食過程を推定するために侵食速度が堆積土砂量と滞留期間に依存して減衰するモデル関数を導いた。これは、氾濫原堆砂地に関する既存研究の知見に基づいたものだが、沖積錐にも適用可能なことがわかった。しかしながら、調査した支川の集水面積が 0.03~4.47 km² の範囲に及んでおり、堆積域の水理条件は一定ではない。したがって、集水面積の異なる支川に対して沖積錐の侵食過程を適用するためには、堆積域の水理条件の違いを考慮する必要がある。

6.2.3 沖積錐の形成による土砂の一時滞留を考慮した計画流出土砂量の予測

図 6.3 に推定された土砂流出履歴と堆積土砂量の経年変化を例示した。各支川の高位堆砂面を形成した土砂流出は、数十年以上の期間における最大規模の土砂流出量と見なせる。本研究の調査支川は、沖積錐の堆積様式によって重合型と階状型に区分された（第 3 章）。重合型の沖積錐が形成された支川では、2003 年豪雨時に、過去と同程度か上回る規模の土砂流出があったと考えられる。これに対し、階状型の沖積錐が形成された支川では、2003 年豪雨以前に既往最大規模の土砂流出があり、その後発生した土砂流出の規模は減少傾向にあったと考えられる。

第 5 章で得られた侵食モデルは、土砂供給がない条件下での沖積錐の侵食過程を表している。この場合、沖積錐は形成後すぐに段丘化が進行し、10 年経過した時点で堆積土砂量がほぼ半減する（式 (5.11) の半減期は 10.23 年）。言い換えれば、侵食による沖積錐の段丘化が進行しているか否かによって支川からの土砂流出の継続性を把握することができる。また、沖積錐の侵食による本川への流出土砂量は、各支川における基底の年流出土砂量と見なせる。

以上のことを踏まえ、沖積錐を指標とした土砂流出履歴の推定に基づく調査の指針を述べる。図 6.4 に、推定の土砂流出履歴から得られる流出土砂量と集水面積の関係を示した。図 6.4a では、宿主別川流域の 100 年確率降雨（363 mm day⁻¹ : 2.2.1 節）による運搬可能土砂量と既往最大の堆積土砂量を比較している。図 6.4b では、各支川における基底の年流出土砂量の変動範囲を示している。水系砂防計画の策定にあたって、実績の流出土砂量が得ら

れない場合には、水理学的手法で算出した 100 年確率降雨による各支川の運搬可能土砂量が計画に組み込まれる (1.2.3 節)。この手法は、降雨時の流水が等濃度の土砂を含むことを仮定しているため、実際の流出土砂量よりも過大となる可能性が高い。各支川における既往最大の堆積土砂量からは、過去に運搬可能土砂量と同等かそれ以上の規模の土砂流出が発生していたかどうかを検討できる。また、運搬可能土砂量に匹敵する土砂流出があった支川は、流域内の不安定土砂量の現地調査を実施する必要がある支川と判断される。

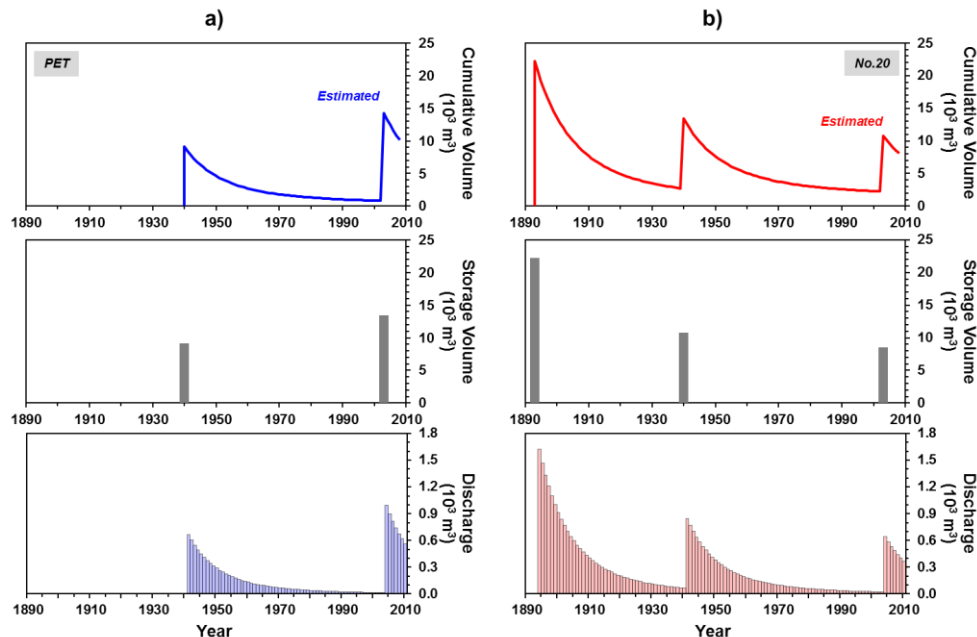


図 6.3 推定された土砂流出履歴と堆積土砂量の経年変化：

(a) 重合型（ペンケトボチベツ沢）、(b) 階状型（支川 No.20）

Figure 6.3 Examples of estimated sediment discharges and temporal changes in storage volume:

(a) accumulated form (Penke-tobochibetsu stream), (b) Terraced form (Tributary No.20)

一方で、計画区域内に配置した対策施設が、それぞれどのくらいの期間、土砂移動を制御する機能を維持するかといった時間尺度の情報が不足している実態を考慮すると (1.2.2 節)、各支川に設置する対策施設の工法選定や除石等の維持管理計画のために、中長期に渡る流出土砂量を予測する必要がある。中長期に渡る流出土砂量を予測するには、稀な規模の出水による短期の流出土砂量だけでなく、より頻度の高い中小規模の出水による土砂流出の寄与が大きくなると考えられる。沖積錐の段丘化が進行せず、土砂流出が継続している支川は、流砂観測を実施し、現在の流出土砂量や流出土砂量の経年変化を把握する必要がある支川と判断される。また、基底の流出土砂量の範囲を超える流出土砂量が観測される場合には、観測を継続し、流出土砂量の減衰に要する期間と総流出土砂量を把握することが重要になる。

このように、観測実績や土砂災害に関する記録のない山地流域においても、沖積錐を指標とした土砂流出履歴の推定によって、既往最大の土砂流出と過去数十年以上の期間に渡

る流出土砂量の規模を支川間で比較することが可能になる。沖積錐に捕捉される土砂量は支川からの流出土砂の一部であるため、これらの推定値をそのまま計画流出土砂量に用いることはできない。しかしながら、流域内の不安定土砂量の現地調査が必要な支川の選定や、流砂観測が必要な支川の選定と目安となる観測期間の設定ができる点で非常に有効な手法と考えられる。

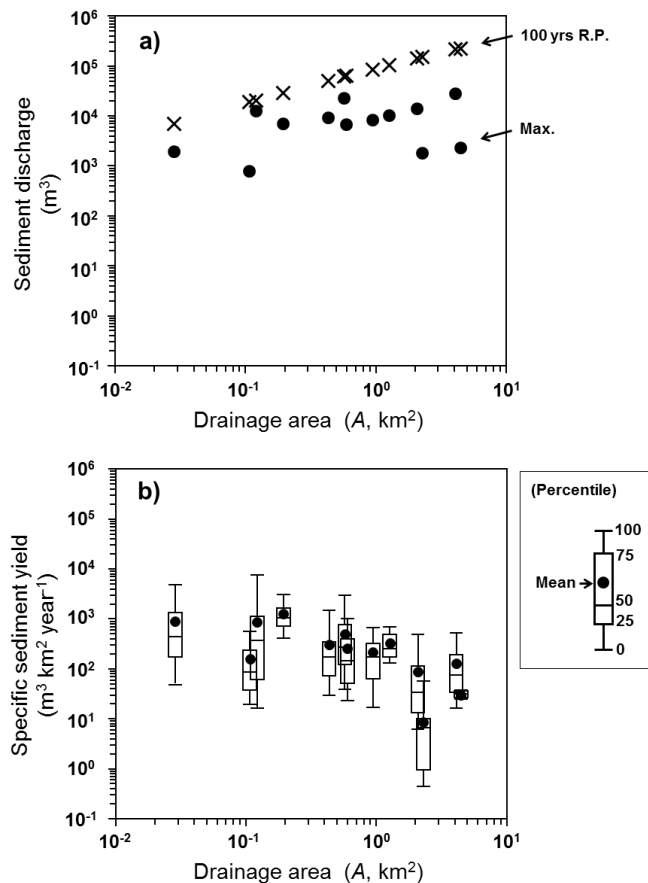


図 6.4 推定の土砂流出履歴から得られる各支川の集水面積と流出土砂量の関係：

- (a) 宿主別川流域の 100 年確率降雨による運搬可能土砂量と既往最大の堆積土砂量の比較,
- (b) 各支川における基底の年流出土砂量の変動範囲

Figure 6.4 Relations of drainage area and sediment discharge volume obtained from reconstructed sediment discharge history: (a) maximum value and (b) variation of annual base discharge for each tributary

6.3 今後の研究課題

前節までに、本研究で得られた知見を総合し、沖積錐を指標とした土砂流出履歴の推定を試みた。本研究で得られた沖積錐の滞留特性に関する知見は、多数ある支川の土砂流出履

歴を把握するのに有効であったが、更なる検討が必要な点も示された。以下では、山地流域における沖積錐の形成過程を、支川から本川への土砂流出と関連付けて理解するための今後の研究課題を整理する。

第一に、沖積錐の堆積および侵食土砂量を算出する手法の検討が挙げられる。本研究では、沖積錐の堆積形状が円錐形に幾何近似できることを踏まえて、形成時から現在までの地形変化量を算出した。しかしながら、実測を伴わない地形変化量の算出には不確かさが残る。この欠点を補うためには、実際の堆積形状に則した算出手法の選択が重要になる。沖積錐の堆積形状や堆積土砂量の把握には、レーザープロファイリングで捉えられた沖積錐の詳細な地形データの活用が有効になるだろう。

第二に、沖積錐の侵食性に影響を及ぼす支川の地質・地形条件の検討が挙げられる。本研究では、多数の支川における沖積錐の堆積土砂量と滞留期間のデータを一括して解析することによって、沖積錐の侵食過程を表すモデル関数とそのパラメータ値を推定した。その一方で、支川のデータを一括して扱う場合、支川間での地質・地形条件の違いが推定誤差に含まれる欠点がある。モデル計算で推定した沖積錐の堆積土砂量と実測値の残差からは、支川の集水面積に依存した侵食速度の違いが推定誤差の要因となっていることが示唆された。また、堆積域に対する地形的な制約（本川河道幅）が、沖積錐の段丘化の進行を左右する要因となっている可能性が考えられた。これらの要因が沖積錐の侵食速度や侵食過程に及ぼす影響の程度を明らかにするためには、支川間で比較可能な水理指標（例えば、ストリームパワー）を用いて、堆積域における支川および本川の土砂運搬能力を定量化する必要がある。本研究において、2003 年豪雨時のピーク流量をもと算出した支川から本川への土砂運搬能力の低下率（*RSP*）は、沖積錐の堆積率を説明するのに有効であった。その一方で、沖積錐形成後の侵食には、より頻繁に起こる中小規模の出水が大きく寄与するため、中小規模の出水の累積的な影響を定量的に評価する手法を検討することが課題となる。

第7章 結論

山地で起こる大規模な土砂移動現象を、土砂の生産源だけで制御するには限界があるため、水系砂防計画によって流域全体で土砂移動の制御することがますます重要になっている。しかしながら、現時点では、観測実績や土砂災害に関する記録のない地域において、多数ある支川からの流出土砂量を把握する技術がなく、合理的かつ効果的な計画が策定されているとは言い難い。

本研究は、観測実績や土砂災害に関する記録のない山地流域において、支川出口に形成される沖積錐が、その支川の土砂流出履歴を推定する有効な指標になり得るとの観点から、これまで不明な点の多かった沖積錐の滞留特性を明らかにすることを目的とした。

北海道沙流川水系・宿主別川流域で行った調査および解析の結果、山地流域の支川出口における沖積錐の形成過程が、支川からの土砂流出による堆積と、侵食による段丘化の繰り返しで特徴づけられることが明らかとなった（第3章）。2003年豪雨時に形成された沖積錐の堆積土砂量は、降雨量から推定される支川の運搬可能土砂量の10%程度になること、支川から本川への土砂運搬能力が半減しない場合、この比率が1%以下まで減少することが明らかとなった（第4章）。さらに、沖積錐形成後の侵食過程において、侵食速度が堆積土砂量と滞留期間に依存して減衰することが明らかとなったため、この過程での堆積土砂量と侵食速度（流出土砂量）の経年変化を表すモデル関数を導いた（第5章）。

以上の結果を踏まえて、各支川からの土砂流出履歴を推定した（第6章）。推定結果より、各支川における既往最大の土砂流出規模と、基底の流出土砂量の変動幅を明らかにすることができたため、支川からの土砂流出特性を把握し、不安定土砂量の現地調査や流砂観測が必要な支川を選定する上で、沖積錐が有効な指標になることが示された。

水系砂防計画における対策施設の配置や工法の選択は、モニタリングによって蓄積された流出土砂量データに基づいて決定されることが望ましい。それに先立って、多数ある支川からの長期的な土砂流出履歴を推定し、流出土砂量の観測を必要とする支川と、観測の時間スケールを明らかにすることが、合理的かつ効果的な水系砂防計画を策定する上できわめて重要になる。

謝辞

本研究は、文部科学省グローバル COE プログラム「統合フィールド環境科学の教育研究拠点形成」、公益財団法人河川環境管理財団河川整備基金（助成番号 22-1211-003「豪雨災害によって変化した滞留土砂の可動性の流域スケール解析：土砂流出予測手法の確立にむけて」分担研究者）、ならびに独立行政法人日本学術振興会「組織的な若手研究者等海外派遣プログラム」からの資金援助を受けて行った。

本論文を執筆するにあたり、北海道大学大学院農学研究院の丸谷知己特任教授、小山内信智特任教授、笠井美青准教授、ならびに矢島崇特任教授には、本論文を査読していただくとともに、懇切丁寧な指導をしていただいた。愛媛大学農学部の戎信宏准教授には、本論文で用いた解析手法を指導していただいた。オークランド大学環境科学科（School of Environment, The University of Auckland, New Zealand）の Gary J. Brierley 教授には、本論文の構成にあたって有意義な指導をしていただくとともに、同大学滞在期間中（2011 年 3 月～5 月）の研究活動をあらゆる面で支援していただいた。

元・筑波大学大学院生命環境科学研究科の眞板秀二博士（故人）、元・岐阜大学応用生物科学部の木村正信博士、石川県立大学環境科学科の柳井清治教授、三重大大学生物資源学研究科の山田孝教授、宮崎大学農学部の清水收教授、山形大学農学部の菊池俊一准教授、東京農工大学農学研究院の五味高志准教授、北海道大学地球環境科学研究科の布川雅典博士、ならびに国立研究開発法人土木研究所・寒地土木研究所の水垣滋博士には、本研究を進める上で有益な助言と励ましをいただいた。

北海道森林管理局日高北部森林管理署の職員の方々には、調査の便宜をはかっていただくとともに、調査地域における過去の森林施業および治山・砂防事業に関する情報を提供していただいた。国土交通省北海道開発局室蘭開発建設部の職員の方々には、2003 年台風第 10 号の被災調査資料および沙流川流域で行われた航空レーザー測量データを提供していただいた。本研究の野外調査においては、北海道大学流域砂防学研究室の学部生・大学院生に協力していただいた。解析作業においては、元・愛媛大学森林環境制御研究室の大木良磨氏に多大なる協力をしていただいた。

研究員として勤め始めてからの期間にも、多くの方々に支援をいただいた。国立研究開発法人土木研究所雪崩・地すべり研究センターでは、元・センター所長である野呂智之氏ならびに秋山一弥氏に、業務と私個人の研究との両立を支えていただいた。また、公益社団法人日本地すべり学会（山梨大学工学域・特別研究員）では、山梨大学大学院総合研究部の後藤聡准教授に、研究の進行のために特別の取り計らいをしていただいた。記して感謝の意を表したい。

最後に、本論文の執筆に費やした 7 年余りの期間に渡って、様々な面で支え、励ましてくれた家族や友人に、心よりお礼申し上げる次第である。

引用文献

- 天田高白 (1991) 5.4 砂防施設計画のたてかた (5. 流域の土砂移動とその制御対策) . 塚本良則・小橋澄治(編), 新砂防工学, 朝倉書店, 東京, 114-123.
- 新谷融 (1972) 溪床土石の移動過程調査の方法. 新砂防 83, 6-13.
- Aoto, K., Gomi, T., Hiraoka, M., Ishizuka, T., Morita, K., Issiki, H., Uchida, T. (2013) Examining the occurrence ages of deep catastrophic landslides using tephrochronological approaches. Proceedings of International symposium on sediment disasters under the influence of climate change and tectonic activity, 29-30.
- 青戸一峰, 五味高志, 平岡真合乃, 石塚忠範, 森田耕司, 一色弘充, 内田太郎 (2014) 北海道沙流川流域における深層崩壊発生履歴と地域的傾向. 平成 26 年度砂防学会研究発表会概要集, A34-35.
- Araya, T. (1986) A methods to investigate basin characteristics on debris movement by using indicators of plants and riverbed topography in the torrential rivers of Hokkaido, Japan. 砂防学会誌 39, 5-14.
- 有賀誠, 中村太士, 菊池俊一, 矢島崇 (1996) 十勝川上流域における河畔林の林分構造および立地環境—隣接斜面との比較から—. 日本林学会誌 78, 354-362.
- 芦田和男 (1985) 扇状地の土砂災害: 発生機構と防止軽減. 芦田和男(編), 古今書院, 東京, 224pp.
- Benda, L., Dunne, T. (1987) Sediment routing by debris flows. In Beschta, R.L., Blinn, T., Grant, G.E., Ice, G.G., and Swanson, F.J., (Eds.) Erosion and sedimentation in the Pacific Rim. International Association of Hydrological Science publication no. 165, 213-223.
- Benda, L., Dunne, T. (1997a) Stochastic forcing of sediment supply to channel networks from landsliding and debris flow. Water Resources Research 33, 2849-2863.
- Benda, L., Dunne, T. (1997b) Stochastic forcing of sediment routing and storage in channel networks. Water Resources Research 33, 2865-2880.
- Benda, L., Veldhuisen, C., Black, J. (2003a) Debris flows as agents of morphological heterogeneity at low-order confluences, Olympic Mountains, Washington. Geological Society of America Bulletin 115, 1110-1121.
- Benda, L., Miller, D., Bigelow, P., Andras, K. (2003b) Effects of post-wildfire erosion on channel environments, Boise River, Idaho. Forest Ecology and Management 178, 105-119.
- Benda, L., Andras, K., Miller, D., Bigelow, P. (2004a) Confluence effects in rivers: Interactions of basin scale, network geometry, and disturbance regimes. Water Resources Research 40, W05402, doi: 10.1029/2003WR002583.
- Benda, L., Poff, N., Miller, D., Dunne, T., Reeves, G., Pess, G., Pollock, M. (2004b) The network dynamics hypothesis: How channel networks structure riverine habitats. BioScience 54, 413-427.
- 平取町百年史編纂委員会 (2003) 平取町百年史. 平取町百年史編纂委員会(編), (株)第一法規出版, 東京, 1721pp.
- Blair, T.C., McPherson, J.G. (1994) Alluvial fan processes and forms, In Abrahams, A.D., Parsons, A.J., (Eds.) Geomorphology of Desert Environment. Chapman and Hall, London, UK, 354-402.

- Bollschiweiler, M., Stoffel, M. (2007) Debris flows on forested cones - reconstruction and comparison of frequencies in two catchments in Val Ferret, Switzerland. *Natural Hazards and Earth System Science* 7, 207-218.
- Brazier, V., Whittington, G., Ballantyne, C.K. (1988) Holocene debris cone evolution in Glen Etive, Western Grampian Highlands, Scotland. *Earth Surface Processes and Landforms* 13, 525-531.
- Bull, W.B. (1977) The alluvial fan environment. *Progress in Physical Geography* 1, 222-270.
- Caine, N., Swanson, F.J. (1989) Geomorphic coupling of hillslope and channel systems in two small mountain basins. *Zeitschrift Für Geomorphologie N.F.* 33, 189-203.
- Chiverrell, R.C., Harvey, A.M., Hunter (née Miller), S.Y., Millington, J., Richardson, N.J. (2008) Late Holocene environmental change in the Howgill Fells, Northwest England. *Geomorphology* 100, 41-69.
- Chorley, R.J., Kennedy, B.A., (1971) *Physical Geography: A Systems Approach*. Prentice-Hall, London, UK, 370 pp.
- Cruden, D.M., Varnes, D.J. (1996) Landslide types and processes, In: Turner, A.K. and Schuster, R.L. (eds.), *Landslides: Investigation and mitigation*, TRB National Research Council Special Report Vol. 247, National Academy Press, Washington D.C., pp. 36-75.
- Dietrich, W.E., Dunne, T. (1978) Sediment budget for small catchment in mountainous terrain. *Zeitschrift Für Geomorphologie, Supplementband* 29, 191-206.
- Dietrich, W.E., Dunne, T., Humphrey, N.F., Reid, L.M. (1982) Construction of sediment budgets for drainage basins. In Swanson, F.J., Janda, R.J., Dunne, T., Swanston, D.N. (Eds.) *Sediment Budgets and Routing in Forested Drainage Basins*, United States Department of Agriculture Forest Service Pacific Northwest Forest and Range Experiment Station General Technical Report PNW-141, 25-23.
- 土木学会水工学委員会 (2004) 平成 15 年台風 10 号北海道豪雨災害調査団報告書. 土木学会水工学委員会(編), 55pp.
- Duncan, R.P., (1989) An evaluation of errors in tree age estimates based on increment cores in Kahikatea (*Dacrycarpus dacrydioides*). *New Zealand Natural Sciences* 16, 31-37.
- Everitt, B.L. (1968) Use of the cottonwood in an investigation of the recent history of a flood plain. *American Journal of Science* 266, 417-439.
- Field, J. (2001) Channel avulsion on alluvial fans in southern Arizona. *Geomorphology* 37, 93-104.
- 藤原治, 柳田誠, 三箇智二, (2004) 日本列島の最近約 10 万年間の隆起速度の分布. 月刊地球 26, 442-447.
- 藤原治, 柳田誠, 三箇智二, 守屋俊文 (2005) 地層処分からみた日本列島の隆起・侵食に関する研究. 原子力バックエンド研究 11(2), 113-124.
- Fuller, I.C., Marden, M. (2010) Rapid channel response to variability in sediment supply: Cutting and filling of the Tarndale Fan, Waipaoa catchment, New Zealand. *Marine Geology* 270, 45-54.
- Garfi, G., Bruno, D.E., Calcaterra, D., Parise, M. (2007) Fan morphodynamics and slope instability in the Mucone River basin (Sila Massif, southern Italy): Significance of weathering and role of land use changes. *Catena* 69, 181-196.
- Giles, P.T. (2010) Investigating the use of alluvial fan volume to represent fan size in morphometric

- studies. *Geomorphology* 121, 317-328.
- Gilleland, E., Katz, R.W. (2011) New software to analyze how extremes change over time, *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, 92(2), 13-14.
- Gómez-Villar, A., García-Ruiz, J.M. (2000) Surface sediment characteristics and present dynamics in alluvial fans of the central Spanish Pyrenees. *Geomorphology* 34, 127-144.
- Gómez-Villar, A., Alvarez-Martinez, J., García-Ruiz, J.M. (2006) Factors influencing the presence or absence of tributary-junction fans in the Iberian Range, Spain. *Geomorphology* 81, 252-264.
- Gomi, T., Sidle, R.C., Swanson, D.N. (2004) Hydrogeomorphic linkages of sediment transport in headwater streams, Maybeso Experimental Forest, southeast Alaska. *Hydrological Processes* 18, 667-683.
- 五味高志, 青戸一峰, 平岡真合乃, 石塚忠範, 森田耕司, 一色弘充, 内田太郎 (2014) 深層崩壊発生頻度の定量化手法の開発. 平成 26 年度砂防学会研究発表会概要集, A20-21.
- Graf, W.L. (1977) The rate law in fluvial geomorphology. *American Journal of Science* 277, 178-191.
- Grant, G.E., Swanson, F.J. (1995) Morphology and processes of valley floors in mountain streams, Western Cascades, Oregon. In Costa, J.E., Miller, A.J., Potter, K.W. and Wilcock, P.R. (Eds.) *Natural and Anthropogenic Influences in Fluvial Geomorphology: The Wolman Volume*, Geophysical Monograph no. 89, American Geophysical Union, Washington, D.C., US, 83-101.
- Guzzetti, F., Ardizzone, F., Cardinali, M., Rossi, M., Valigi, D. (2009) Landslide volumes and landslide mobilization rates in Umbria, central Italy. *Earth and Planetary Science Letters* 279(3), 222-229, doi: 10.1016/j.epsl.2009.01.005.
- Hanks, T.C., Webb, R.H. (2006) Effects of tributary debris on the longitudinal profile of the Colorado River in Grand Canyon. *Journal of Geophysical Research* 111, F02020, doi: 10.1029/2004JF000257.
- Hammack, L., Wohl, E. (1996) Debris-fan formation and rapid modification at Warm Springs Rapid, Yampa River, Colorado. *The Journal of Geology* 104, 729-740.
- Harvey, A.M. (1984) Aggradation and dissection sequences on spanish alluvialfans: Influence on morphological development. *Catena* 11, 289-304.
- Harvey, A.M. (1997) The role of alluvial fans in arid zone fluvial systems. In Thomas, D.S.G. (Eds.) *Arid Zone Geomorphology: process, form and change in drylands*, John Wiley & Sons, Ltd., Chichester, UK, 231-259.
- Harvey, A.M. (2001) Coupling between hillslopes and channels in upland fluvial systems: implications for landscape sensitivity, illustrated from the Howgill Fells, northwest England. *Catena* 42, 225-250.
- Harvey, A.M. (2002) Effective timescales of coupling within fluvial systems. *Geomorphology* 44, 175-201.
- Harvey, A.M. (2007) Differential recovery from the effects of a 100-year storm: Significance of long-term hillslope-channel coupling; Howgill Fells, northwest England. *Geomorphology* 84, 175-201.
- Harvey, A.M. (2010) 6. Local Buffers to the Sediment Cascade: Debris and Alluvial Fans. In Burt, T.P. and Allison, R.J. (Eds.) *Sediment Cascades: an integrated approach*, John Wiley & Sons, Ltd., Chichester, UK, 153-180.

- Harvey, A.M., Oldfield, F., Baron, A.F. (1981) Dating of post glacial landforms in the central Howgills. *Earth Surface Processes and Landforms* 6, 401-412.
- Harvey, A.M., Wigand, P.E., Wells, S.G. (1999) Response of alluvial fan systems to the late Pleistocene to Holocene climatic transition: contrasts between the margins of pluvial Lakes Lahontan and Mojave, Nevada and California, USA. *Catena* 36, 255-281.
- 日高町史編纂委員会 (1977) 第二節 災害と歴史の対応 (第六編 日高町の社会環境の進化・第四章 公安と防災). 日高町史編纂委員会(編), 日高町史, (株)総北海, 日高, 697-715.
- 東三郎 (1979) 地表変動と指標植物. 地表変動論—植生判別による環境把握—. 北海道大学図書刊行会, 札幌, 54-138.
- 北海道開発局室蘭開発建設部 (2004) 平成 14 年度沙流川総合開発事業・沙流川土砂生産調査検討業務報告書.
- 堀田紀文, 厚井高志 (2011) 山地からの土砂流出の変遷の実態—流域の土砂貯留量の変化に着目して—. 砂防学会誌 63, 52-61.
- Hupp, C.R. (1984) Dendrogeomorphic evidence of debris flow frequency and magnitude at Mount Shasta, California. *Environmental Geology and Water Sciences* 6, 121-128.
- Hupp, C.R. (1988) Plant ecological aspects of flood geomorphology and paleoflood history. In Baker, V.R., Kochel, R.C., and Patton, P.C. (Eds.) *Flood Geomorphology*, Wiley & Sons, New York, US, 335-356.
- 池田暁彦, 門馬直一, 堀内成郎, 山田利治 (1998) 滑川北股沢で発生する土石流について. 砂防学会誌 51, 31-38.
- 池田宏, 伊勢屋ふじこ, 小玉芳敬 (1993) 大井川上流の沖積錐における岩屑の流動・堆積. 筑波大学農林技術センター演習林報告 9, 149-173.
- 今村遼平, 坊城智広, 豊原恒彦, 中山政一 (1975) 富士山大沢崩れの土砂流出とその経年変化: モデルの設定について(I). 新砂防 95, 22-34.
- 磯望, 山川克己, 米澤宏, 松原敏子 (1980) 岐阜県高原川流域における土石流による岩屑供給と沖積錐の成長速度. 地理学評論 53-11, 699-720.
- 岩崎正吾, 平川一臣, 澤柿教伸 (2000a) 日高山脈エサオマントッタベツ川流域における第四紀後期の氷河作用とその編年. 地理学雑誌 109, 37-55.
- 岩崎正吾, 澤柿教伸, 平川一臣 (2000b) 日高山脈トッタベツ川源流域における第四紀後期の氷河作用とその編年. 地理学評論 73, 498-522.
- 地震調査研究推進本部 (2011) 地震動予測地図ウェブサイト全国版・北海道地方, Available at <http://www.jishin.go.jp/main/yosokuchizu/hokkaido/hokkaido.htm>.
- Kasai, M., Marutani, T., Reid, L.M., Trustrum, N.A. (2001) Estimation of temporally averaged sediment delivery ratio using aggradational terraces in headwater catchments of the Waipaoa River, North Island, New Zealand. *Earth Surface Processes and Landforms* 26, 1-16.
- Kasai, M. (2004) Sediment reworking in steep headwater catchments in Japan and New Zealand. Doctoral thesis, Macquarie University, New South Wales, AU, 197pp.
- Kasai, M., Marutani, T., Brierley, G.J. (2004) Channel bed adjustments following major aggradation in a steep headwater setting: findings from Oyabu Creek, Kyushu, Japan. *Geomorphology* 62, 199-215.

- Kasai, M. (2006) Channel processes following land use changes in a degrading steep headwater stream in North Island, New Zealand. *Geomorphology* 81, 421-439.
- 建設省河川局砂防部砂防課 (1999) 土石流危険渓流および土石流危険区域調査要領(案), 17pp.
- Kimura, T., Watanabe, S., Kim, S.W., Marutani, T. (2010) Characteristics of past flood behavior reconstructed from botanical evidence in a mountain gorge river system, *International Journal of Erosion Control Engineering* 3(1), 27-33.
- 木村 謙, 笠井美青, 戎信宏, 丸谷知己 (2012) 北海道の源頭部流域における扇状地の年輪年代解析に基づく土砂流出パターンの推定. *地形* 33(1), 61-81.
- Kimura, T., Hatada, K., Maruyama, K., Noro, T. (2014) A probabilistic approach to predicting landslide runout based on an inventory of snowmelt-induced landslide disasters in Japan. *International Journal of Erosion Control Engineering* 7(1), 9-18.
- 木村 謙, 畠田和弘, 桂真也, 丸山清輝, 秋山一弥 (2014) 2012 年積雪期に発生した国川地すべりの運動特性. *日本地すべり学会誌* 51(4), 132-142.
- 木村 謙, 桂真也, 丸山清輝, 石田孝司 (2016) 土塊が長距離移動した融雪地すべりの発生域・移送堆積域の地形特性. *日本地すべり学会誌* 53(2), 1-12.
- Knighton, D. (1998) *Fluvial forms and processes: A new perspective*. Hodder Arnold, London, UK, 383pp.
- 小嶋 尚 (1987) 山地・氷河. 日本第四期学会(編), 日本第四期地図, 東京大学出版会, 東京, 39-46.
- 厚井高志, 堀田紀文, 鈴木雅一 (2005) 航空写真を用いた最上川流域における砂防堰堤堆砂地への植生侵入の実態と侵入時期に関わる要因把握. *砂防学会誌* 58, 15-24.
- Koi, T., Hotta, N., Ishigaki, I., Matuzaki, N., Uchiyama, Y., Suzuki, M. (2008) Prolonged impact of earthquake-induced landslides on sediment yield in a mountain watershed: The Tanzawa region, Japan. *Geomorphology* 101, 692-702.
- 国土技術政策総合研究所 砂防研究室 (2007) 土石流・流木対策設計技術指針解説, 国土技術政策総合研究所資料 第 365 号, 78pp., Available at <http://www.nilim.go.jp/lab/bcg/siryou/tnn/tnn0365.htm>.
- 国土交通省 (2011) 水文水質データベース. Available at <http://www1.river.go.jp/>.
- Larsen, I.J., Montgomery, D.R., Korup, O. (2010) Landslide erosion controlled by hillslope material. *Nature Geoscience* 3(4), 247-251, doi: 10.1038/ngeo776.
- Lancaster, S.T., Casebeer, N.E. (2007) Sediment storage and evacuation in headwater valleys at the transition between debris-flow and fluvial processes. *Geology* 35(11), 1027-1030, doi: 10.1130/G239365A.1.
- Leeder, M.R., Mack, G.H. (2001) Lateral erosion (“toe cutting”) of alluvial fans by axial rivers: implications for basin analysis and architecture. *Journal of the Geological Society, London*, 158, 885-893.
- Lisle, T.E., Church, M. (2002) Sediment transport-storage relations for degrading, gravel bed channels. *Water Resources Research* 38, 1219, doi: 10.1029/2001WR001086.
- 眞板秀二 (1988) 破碎帯流域における荒廃渓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, 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 46, 19-28.
- Marutani, T., Kasai, M., Reid, L.M., Trustrum, N.A. (1999) Influence of storm-related sediment storage on the sediment delivery from tributary catchments in the upper Waipaoa River, New Zealand. *Earth Surface Processes and Landforms* 24, 881-896.
- 松倉公憲 (2008) 山崩れ・地すべりの力学—地形プロセス学入門. 筑波大学出版会, つくば市, 162pp.
- May, C.L. (2002) Debris flows through different forest age classes in the central Oregon Coast Range. *Journal of the American Water Resources Association* 38, 1097-1113.
- May, C.L., Gresswell, R.E. (2003) Processes and rates of sediment and wood accumulation in headwater streams of the Oregon Coast Range, USA. *Earth Surface Processes and Landforms* 28, 409-424.
- May, C.L., Gresswell, R.E. (2004) Spatial and temporal patterns of debris-flow deposition in the Oregon Coast Range, USA. *Geomorphology* 57, 135-149.
- 鵠川・沙流川治水史編纂委員会 (1995) 鵠川・沙流川治水史. 鵠川・沙流川治水史編纂委員会(編), (財)北海道開発協会, 札幌, 674pp.
- 村上泰啓, 中津川誠, 高田賢一 (2005) 豪雨による斜面崩壊で生産された土砂量の推定と河道における動態. 水工学論文集 49, 1081-1086.
- 村上泰啓, 山下彰司 (2007) 山地流域における地質成因に着目した土砂生産と河道堆積土砂の移動実態について. 水工学論文集 51, 919-924.
- Nakamura, F., Maita, H., Araya, T. (1995) Sediment routing analyses based on chronological changes in hillslope and riverbed morphologies. *Earth Surface Processes and Landforms* 20, 333-346.
- Nakamura, F., Kikuchi, S. (1996) Some methodological developments in the analysis of sediment transport processes using age distribution of floodplain deposits. *Geomorphology* 16, 139-145.
- Nakamura, F., Yajima, T., Kikuchi, S. (1997) Structure and composition of riparian forests with special reference to geomorphic site conditions along the Tokachi River, northern Japan. *Plant Ecology* 133, 209-219.
- 新冠町史編纂委員会 (1966) 第一節 新冠の災害 (第十一編 災害と保安・第一章 新冠の災害). 新冠町史編纂委員会(編), 新冠町史, (株)岩崎印刷, 札幌, 1103-1140.
- 日本河川協会 (2005) 国土交通省河川砂防技術基準 同解説・計画編. 国土交通省河川局監修, 日本河川協会(編), 山海堂, 東京, 230pp.
- 日本の地質増補版編集委員会 (2005) I 北海道地方. 日本の地質増補版編集委員会(編), 日本の地質 増補版, 共立出版, 東京, 1-47.
- 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), 25-39.
- Oguchi, T., Ohmori, H. (1994) Analysis of relationships among alluvial fan area, source basin area, basin slope, and sediment yield. *Zeitschrift für Geomorphologie* 38 (4), 405-420.
- Oguchi, T. (1997) Late quaternary sediment budget in alluvial - fan - source - basin systems in Japan. *Journal of Quaternary Science*, 12(5), 381-390.

- Oguchi, T., Saito, K., Kadomura, H., Grossman, M. (2001) Fluvial geomorphology and paleohydrology in Japan. *Geomorphology* 39, 3-19.
- 奥田節夫 (1984) 歴史的記録からみた大崩壊の土石堆積状態の特性. 京都大学防災研究所年報 27B-1, 353-368.
- 奥村武信 (1977) 砂防計画における流出土砂量推算に関する考察. 鳥取大学農学部演習林報告 10, 89-115.
- 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. 地理学評論 48, 1-26.
- Pelfini, M., Santilli, M. (2008) Frequency of debris flows and their relation with precipitation: A case study in the Central Alps, Italy. *Geomorphology* 101, 721-730.
- Phillips, J.D. (1991) Fluvial sediment budgets in the North Carolina Piedmont. *Geomorphology* 4, 231-241.
- Rice, S. (1998) Which tributaries disrupt downstream fining along gravel-bed rivers? *Geomorphology* 22, 39-56.
- 砂防・地すべり技術センター (2012) 平成 23 年 土砂災害の実態. 砂防・地すべり技術センター(編), 一般財団法人砂防・地すべり技術センター, 東京, 68pp.
- 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報告, 41 (1), 112-150.
- 笹賀一郎 (1978) 扇状地堆積物の再移動に関する研究—宝来沢扇状地・脊木の沢扇状地を中心として. 新砂防, 30, 1-8.
- 笹賀一郎 (1979) 扇状堆積地の土砂災害防止に関する基礎的研究. 北海道大学農学部演習林報告, 36 (2), 317-386.
- 斉藤亨治 (1998) 大学テキスト 日本の扇状地, 古今書院, 東京, 280pp.
- Schrott, L., Hufschmidt, G., Hankammer, M., Hoffmann, T., & Dikau, R. (2003). Spatial distribution of sediment storage types and quantification of valley fill deposits in an alpine basin, Reintal, Bavarian Alps, Germany. *Geomorphology*, 55(1), 45-63.
- Schweingruber, F.H. (1996) Tree rings and environment dendrochronology. Paul Haupt Publishers Berne, Stuttgart, Vienna, AT, 609pp.
- 清水収・長山孝彦・齋藤正美 (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), 115-136.
- 清水収 (1998) 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. 北海道大学農学部演習林報告 55, 123-215.
- 清水収 (2009) 山地流域における流木天然ダムの形成・破壊と流木の流出過程. 砂防学会誌 62(3), 3-13.
- シン技術コンサル (2004) 日高西部地区の洪水・水害【門別町・新冠町・静内町】. シン技術コンサル(編), 82pp.
- 篠原謹爾 (1975) 河川工学 (大学講座土木工学). 共立出版, 東京, 198pp.
- Sigafoos, R.S., Hendricks, E.L. (1961) Botanical evidence of the modern history of Nisqually Glacier, Washington. U. S. Geological Survey Professional Paper 387-A, 1-20.
- Simon, A. (1992) Energy, time, and channel evolution in catastrophically disturbed fluvial systems.

- Geomorphology 5(3), 345-372.
- Simon, A., Thorne, C.R. (1996) Channel adjustment of an unstable coarse - grained stream: opposing trends of boundary and critical shear stress, and the applicability of extremal hypotheses. *Earth Surface Processes and Landforms* 21(2), 155-180.
- Stoffel, M., Lièvre, I., Conus, D., Grichting, M.A., Raetzo, H., Gärtner, H.W., Monbaron, M. (2005) 400 Years of Debris-Flow Activity and Triggering Weather Conditions: Ritigraben, Valais, Switzerland. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 37, 387-395.
- Stoffel, M., Bollschweiler, M., Hassler, G.R. (2006) Differentiating past events on a cone influenced by debris-flow and snow avalanche activity - a dendrogeomorphological approach. *Earth Surface Processes and Landforms* 31, 1424-1437.
- Strahler, A.N., (1952) Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Bulletin of the Geological Society of America* 63, 1117-1142.
- Strunk, H. (1997) Dating of geomorphological processes using dendrogeomorphological methods. *Catena* 31, 137-151.
- 高橋保 (1977) 土石流の発生と流動に関する研究. 京都大学防災研究所年報 B. 20, 405-435.
- 高橋保 (2006) 第一章 土砂流出の実態と予測への道筋. 地質・砂防・土木技術者／研究者のための土砂流出現象と土砂害対策, 近未来社, 名古屋, 9-44.
- 竹田泰雄 (1991) 4.3.24 土石流の被害防止, 軽減対策 (4. 侵食の理論と土砂災害防止対策 4.3 土石流). 塚本良則・小橋澄治(編), 新砂防工学, 朝倉書店, 東京, 84-88.
- 竹内裕希子 (2006) 2003 年 8 月台風 10 号による北海道日高地方の水害—沙流川・鶴川の場合—. 防災科学技術研究所主要災害調査 第 39 号, 17-26.
- 塚本良則, 小橋澄治 (1991) 4. 侵食の理論と土砂災害防止対策. 塚本良則・小橋澄治(編), 新砂防工学, 朝倉書店, 東京, 27-96.
- 内田太郎, 鈴木隆司, 田村圭司 (2007) 地質および隆起量に基づく深層崩壊発生危険地域の抽出. 土木技術資料 49, 28-32.
- 臼杵伸浩, 田中義成, 水山高久 (2005) 移動距離の長い地すべりの実態. 砂防学会誌 57(5), 47-52.
- Yajima, T., Nakamura, F., Shimizu, O., Shibuya, M. (1998) Forest recovery after disturbance by the 1926 mudflow at Mount Tokachi, Hokkaido, Japan. *Research Bulletin of Experimental Forestry Hokkaido University* 55, 216-228.
- Yamaguchi, D.K., (1991) A simple method for cross-dating increment cores from living trees. *Canadian Journal of Forest Research* 21, 414-416.
- 柳井清治 (1989) 斜面変動の年代解析による土砂害危険地判別に関する研究. 北海道林業試験場研究報告 27, 49-83.
- 柳井清治, 新村義昭 (1990) 大規模崩壊地における土石流扇状地の発達過程. 地形 11, 349-362.
- Yoshida, K., Kikuchi, S., Nakamura, F., Noda, M. (1997) Dendrochronological analysis of debris flow disturbance on Rishiri Island. *Geomorphology* 20, 135-145.
- 吉永秀一郎, 西城潔, 小岩直人 (1989) 崖錐の生長からみた完新世における山地斜面の削剥特性. 地形 10, 179-193.

- Wells, S.G., Harvey, A.M. (1987) Sedimentologic and geomorphic variations in storm-generated alluvial fans, Howgill Fells, northwest England. *Geological Society of America Bulletin* 98, 182-198.
- Whipple, S.G., Trayler, A.M. (1996) Tectonic control of fan size: the importance of spatially variable subsidence rates. *Basin Research* 8, 351–366.

Summary

In recent years, heavy rainfall events repeatedly struck Japanese archipelago, and large number of slope failures, landslides and debris flows were induced by those events. Extensive amount of sediment production due to such mass movements can cause sediment discharge not just in the events but also in long time period after the events. Thus, long-term sediment transfer control is increasingly important. In Japan, long-term sediment discharge predictions and their controls are conducted according to guidelines for sabo master plan. As a conventional way to develop the plan, predictable amount of sediment discharge during the next approximately 100 years (period of sabo master plan) is calculated based on existing records of the past sediment-related disasters and probability rainfall intensity of target area or region. But practically, both magnitudes and timings of sediment discharges in short time period and negative effects of middle to long term sediment discharge on flood control works and/or water utilization should be taken into account. To conduct appropriate planning countermeasures with considerations of these points, it is not enough to calculate gross amount of sediment discharges, predictions of sediment discharge at wide-ranged time scale from single rainfall event to whole period of the sabo master plan is required. Particularly, in channel reaches where tributaries with steep slopes and channel beds inflow, mass movements (i.e., slope failures, landslides, debris flows) and following large-scaled sediment discharges intermittently occur and sediment discharge volumes widely fluctuate. Therefore, it is crucial to understand sediment transfer processes from tributaries to the main stream for developing practical and effective sabo master plans. However, measure for sediment discharge prediction which explicitly takes characteristics of these processes into account has not ever been established due to the difficulty of long-term monitoring of sediment transfer processes from dozens of tributaries in steep headwater catchments.

At tributary outlets in a headwater catchment, debris fans form by sediment discharges from tributary catchments. This thesis focused on the phenomenon that fan-forming sediment does not flush out immediately along the main stream channel, and temporally storage at outlets. Previous studies on sedimentation processes of debris fan were mostly targeted for those on piedmont floodplains and/or alluvial terraces, meanwhile there are few studies targeted for those on narrow valley bottom of steep headwater catchments. For this reason, volumetric scale of debris fans due to temporal storage of discharged sediment and subsequent erosion processes are less known. In the existing sediment budget models, sediment transfer from tributaries to the main stream (or higher order channels) via debris fans has been assumed to maintain steady-state of stored volume by balancing sediment delivery and erosion (discharge downstream). Moreover, sediment reaching tributary outlets assumes to flow down the main stream channel immediately in process of sabo master plan, thus, temporal sediment storage as debris fan at tributary outlets does not take into account.

In this thesis, a method for estimating residence time and storage volume of fan-forming sediment, which is based on morphology of existing debris fan deposits, succession phases of vegetation

encroached on fan surfaces and dendrochronology, were developed. On the basis of this methodology, following two subjects were analyzed to clarify sediment transfer processes from tributaries to the main stream: 1) scale of sediment storage as debris fan formed by single rainfall event and its controlling factors; 2) temporal changes in erosion rates of debris fan.

Shukushubetsu River Catchment of Saru River Basin, Hokkaido, which has a drainage area of 54 km², was selected as the study site of this thesis. This catchment was struck by a typhoon in August 2003, and large number of slope failures, landslides and debris flows were triggered by record-breaking heavy rainfall (hereafter, the 2003 rainfall event). Firstly, to know the distribution of debris fans along the main stream of Shukushubetsu River, a topographic map showing area affected by mass movements and sedimentation during the 2003 rainfall event was interpreted, and recognized that debris fans newly formed at 34 tributary outlets along the main stream. Field observation conducted in 2008 revealed that fan deposits still remained at all of the 34 outlets five years after the rainfall event. Succession phases of vegetation established on those fan surfaces were classified into following five phases: no tree sapling (unvegetated or sparsely covered with herbs and tree seedlings; class I), saplings of pioneer species such as willow and alder densely cover the fan surface (class II), pioneer species forming flat canopy layer, seemingly developed from class II (class III), adult trees of late successional species such as ash and elm are dominant (class IV), large-sized trees of climax species such as spruce and oak establish with sparse condition (class V) (Chapter 2 and 3).

According to these results, 13 tributaries, which differ from each other in succession phases and spatial distribution of vegetation established on fan surfaces, were selected, and formation years of debris fans were reconstructed using dendrochronological methods. Then, sediment storage volume were estimated with conic approximation of fan-forming sediment. As the results, 16 ages from 1832 to 2003 were obtained as formation years of the observed fans, and residence time of fan-forming sediment at the observation of 2008 ranged from 5 to 176 years. Meanwhile, estimated scales of fan-forming sediment were ranged from 1.5×10^3 to 7.4×10^4 m³ for the accumulated volume, from 8.6×10^2 to 1.9×10^4 m³ for the existing volume, and from 7.4×10^2 to 2.7×10^4 m³ for the volume stored by the 2003 rainfall event (Chapter 3).

Secondly, to clarify volumetric scale of sediment stored as debris fan at each tributary outlet by single rainfall event and its controlling factor(s), sediment volumes generated by slope failures and landslides within each tributary catchment during the 2003 rainfall event, sediment transport capacity of each tributary channel by debris flow and competences in tributaries and the main stream by stream flow (unit stream power) were calculated. Then, quantitative analyses of their relations were conducted. Results showed that sediment storage volume of the 2003 rainfall had positive correlation with sediment transport capacity of tributary channels, stronger than those with sediment production within the tributary catchments. Additionally, it is found that approximately 10% of sediment transport capacity estimated from sediment discharge equation with assumption of constant sediment density, and at channel reaches in which the unit stream power did not reduce by half from

tributaries to the main stream, this ratio reduced to less than 1%. From these results, correlation equation of debris fan storage volume to sediment transport capacity were derived (Chapter 4).

Besides, gross sediment production of the 13 observed tributaries in decadal time-scale were estimated based on the occurrences of slope failures and landslides in past 40 years between 1963 and 2003. 4 of the 13 tributaries, sediment volume stored during by the 2003 rainfall event exceeded the gross sediment productions during the past 40 years. This result suggests that estimation of gross sediment production over the past several decades is required to sediment yield predictions not only for medium- and long-term but also for short-term as a duration of single rainfall event (Chapter 4).

Thirdly, relation of initial storage volume at the time of debris fan formation and erosion rates during residence time was analyzed to clarify temporal changes in erosion rates of debris fan storage. Proportion of erosion rate to initial storage volume did not constant among the debris fans. Instead, by analyzing each succession phase separately for consideration of the differences in residence time, significant linear regression equation was obtained for every category. In addition, proportional constants of the equations reduced as vegetation succession progressed; this decreasing trend was approximated by exponential function. From these results, a functional model that is characterized by time- and storage-dependent change in erosion rate of was derived. The nature of the model could be an evidence that the exponential decay function model, which was used to date for prediction of sediment discharge associated with river bed fluctuation, was also applicable to prediction of temporal changes in storage volume of fan-forming sediment at tributary outlets (Chapter 5).

Based on the results mentioned above, it was clarified that the sediment transfer process from tributaries to the main stream could be characterized by three components which regulate storage volume and erosion rate. Finally, a new method for developing sabo master plan with appropriate consideration of temporal storage of sediment discharge from tributaries to the main stream during major rainfall events was proposed (Chapter 6 and 7).