HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	石狩川源流部における土砂石の移動に関する研究
Author(s)	藤原, 滉一郎
Citation	北海道大學農學部 演習林研究報告, 34(1), 43-68
Issue Date	1977-03
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/20973
Type	departmental bulletin paper
File Information	34(1)_P43-68.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

石狩川源流部における土砂石の移動に関する研究*

藤原滉一郎**

Studies on the Debris Movement of Slopes and Stream-beds in the Head Watersheds of the Ishikari River

By

Koichiro FUJIWARA

目　　次

はじめに …… 43
1. 石狩川源流部の荒廃の概況 …… 44
2. 黒岳沢の概況 …… 47
3. 山腹における土砂石の移動 …… 51
3-1 崩壊地の推移 …… 51
3-2 地すべり地 …… 53
4. 渓床における土砂石の移動 …… 58
4-1 渓床の洗掘と堆積 …… 58
4-2 1968年8月3日の土石流 …… 62
5. 土砂石の移動様式と防災対策 …… 63
5-1 豪雨時の移動様式と渓床堆積土砂 …… 63
5-2 防災工事の効果と限界 …… 65
むすび …… 66
参考文献 …… 67
Summary …… 68

はじめに

治山工事あるいは砂防工事の大きな目的の一つは，土砂石移動のコントロールである。これらの工事の計画の基礎となる山地河川の土砂石移動の機構にはまだ未知のことが多く，その究明が砂防工学の重要な課題の一つとなっている[22,23]。

筆者は，現在の知識の段階では，場所と時間を特定し，そこでの土砂移動の実態をできる

* 1976年4月1日受理

** 北海道大学農学部付属演習林中川地方演習林
Nakagawa Experiment Forest, the College Experiment Forests, Faculty of Agriculture, Hokkaido University.

だけ詳細に記載することが，課題へのアプローチの一つの方法であると考え，荒廃河川[27]の一例として，石狩川源流部をえらび，1967年以降観察を続けている。火山性の，そして高山性の荒々しい山腹斜面が土砂石移動にどのような役割を果しているかを把握したいと考えた。またこの地域は，1954年の15号台風によって風倒木が発生し，その搬出・跡地の造林等で急速に林地が変化した地域である。さらに国道39号線の開通・大雪ダムの建設など部分的には開発も進んでいる。これにともなって土石移動に起因する災害も多発していて，現実の防災面から土砂石の移動を位置づけてみることもこの研究の一つの目的とした。上述のことから，この地域で最も裸地斜面が多く，扇状地に層雲峡市街が形成されていて過去に度々災害の発生している黒岳沢を典型として選び，これを中心に観察を行なった。

今回の報告は，これまで日本林学会北海道支部大会等で発表したものをまとめて，黒岳沢を主にして，土砂石の一次的供給源の特性と流域内の不安定土砂石について，防災的立場からの位置づけを行なったものである。

この研究にあたり，北海道大学農学部砂防工学研究室の村井延雄前教授をはじめ研究室の各位，ならびに旭川営林局治山関係者の御指導・御援助をうけた。厚く謝意を表する。

1. 石狩川源流部の荒廃の概況

対象地域は，大雪山の東および北斜面に水源をもつ石狩川上流左岸の支流流域である(図-1)。調査は踏査と航空写真判読によった。調査流域の概要を表-1に，使用した航空写真を表-2に示す。

表—1　調査流域の概要

河川名	流域 面積 ((km²)	流域 起伏量 (m)	水路次数	水路総延長 (km)	主水路延長 (km)	主水路平均勾配 (%)	谷密度 (km/km²)	地すべり地数
ヌタプヤンベツ川	14.1	940	3	13.6	7.6	9	1.0	3
シヒナイ川	16.0	870	3	11.8	5.7	11	0.7	3
ヤンベタップ川	31.6	1,380	4	31.9	9.7	14	1.0	12
ホロカイシカリ川	29.0	1,330	4	42.3	10.0	12	1.5	0
滝の沢	4.8	1,070	3	8.4	3.6	21	1.7	0
赤岳沢	9.8	1,580	3	14.6	8.0	18	1.5	0
赤石川	11.6	1,580	3	12.4	9.6	14	1.1	0
黒岳沢	4.9	1,360	3	5.4	4.6	29	1.1	6
白水川	10.3	1,690	2	11.6	7.5	20	1.1	21
リクマンベツ川	11.4	1.610	3	15.8	7.9	18	1.4	7
テンマク沢	11.5	1,640	2	14.8	10.0	14	1.3	1
白川	38.3	1,820	4	49.8	16.8	10	1.3	10
ポンアンタロマ川	21.6	1,750	3	24.0	12.2	11	1.1	2

注．地形計測は1/50000地図上で行った。
水路延長は屈曲が消えて短く計測され，勾配，谷密度の数値にも影響している。

表—2　使用した航空写真

地区名	山番号	撮影年月	カメラ	撮影高度
北海道 IV	山 20	1955年7月,10月	RMK f: 210 mm	6,000 m
大雪山	山 443	1966年9月	RC 〃	5,500 m
第二大雪山	山 606	1971年5月	RC 〃	5,100 m

大雪山の標高1,600 m以上は，ハイマツと裸地で占められる。この地帯の凸部は，これまでの浸食で露岩となった部分と，比較的透水性に富む平坦な部分で占められる。凹部は夏期遅くまで残雪で覆われ，赤岳沢上流部のように雪食が主要な地形営力となっている場所もみられる。総じて，高山部は水系の発達が解析された山地の1/2～1/4であり，石狩川右岸の高山であるニセカウシュペ・武利岳等に較べても著しく谷の発達が悪く，これらの水路における土砂石の移動は少ないと考えられる。

したがって，土砂石の移動が問題となるのは，およそ標高1,500 m以下の地帯である。この地帯の崩壊地・地すべり地・渓床の縦浸食についてのべる。

崩壊地

この地域には，層雲峡熔結凝灰岩が広く分布しているが，地表面は平坦であり，崩れる場合は大函・小函に代表される垂直に近い壁をつくるので，崩壊地は少ない。また1955年・1966年の航空写真で裸地となっている場所も，裸地化の原因は1954年の風倒木集材作業によるものであり，現在はこの大部分がケヤマハンノキ等を主にした幼齢林に覆われている。

ヤンベタップ層・粘板岩の分布する黒岳沢・白水沢と，火山円礫層の多いテンマク沢・リクマンベツ川に崩壊地が多い。標高1,000 m～1,500 mの渓岸崩壊地と山腹崩壊地が主である。1955～1971年の間に新しく生じた崩壊地は少なく，またこの間に植生によって覆われ自然復旧した崩壊地も少ない。

地すべり地

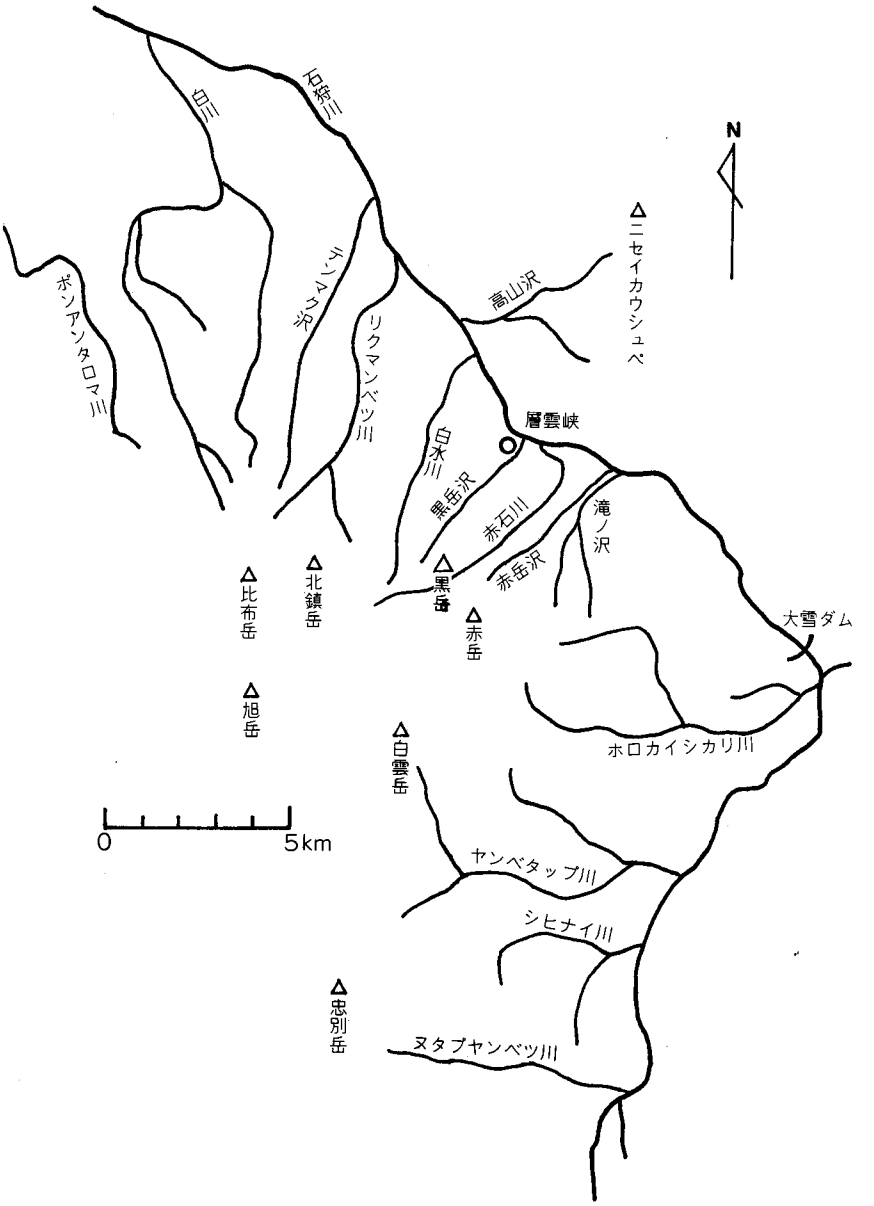
大雪山周辺の地すべり地は，粘板岩層地すべり地，ヤンベタップ層・カウンナイプロピライトなどの変質岩地域の地すべり地，崖錐地すべり地に3区分できる。

崖錐地すべり地は，点在してかつ規模が小さいため，航空写真での判読はまだ裸地部分の多く残る地すべり地のみに限られ，黒岳沢と国道39号線の高山沢の近くに認められる。崖錐の発達の良い地域であるから，上記以外にも点在している可能性が大きい。

変質岩地域の地すべり地は，ヤンベタップ川・白水沢のヤンベタップ層の分布地域に集中していて，調査区域内では最も多い。調査区域内では，近年大きく動いた形跡は認められないが，ヤンベタップ川と高根ケ原を背にして接する忠別川流域にはいくつかの新しい移動の跡が判読できる。この地層のところでは，温泉の湧出や噴気があり，一方で水路の浸食が激しいので，舌端部や不安定な土塊は動き出す可能性を有している。動けば小規模ものでも10^5～10^6 m^3

以上の土砂石が供給され，土石流発生の源となることが予想される。1975年8月の天人峡温泉に被害を与えた洪水・土石流も，忠別川上流（敷島の滝約2kmの地点）で発生した地すべりが忠別川をせきとめていて，豪雨による出水で破れたことが原因の一つと推定される。

粘板岩地域の地すべり地は，国道39号線に押しだした1967年，1972年の地すべりなど，石狩川右岸の大雪ダム周辺に多いが，左岸にはみられない。



図—1　調　査　地　の　位　置

水路の縦浸食

大雪山の北面に当る白水沢からリクマンベツ川・テンマク沢・白川までの標高1,300～1500 m の源流部の渓床，南面に当るヤンベタップ川の源流部で最も縦浸食が激しい。滝の後退を主にして年々相当量の土砂石を生産している。これらの水路の縦浸食の激しいところでは滝の直下を除き上流部・下流部に大きな土砂石の堆積地帯があり，増水時には渓床の堆積土砂を下流に押し流すとみられる。これらの源流部で移動した土砂石は，一洪水で石狩川本流まで到達することは極めて可能性の小さいことであり，通常は一次水路の下部・二次水路の上部(標高1,000～1,200 m) に堆積する。ヤンベタップ川・テンマク沢には，このような顕著な堆積地帯があり，石狩川右岸の電気の沢・小函の沢などにも共通している。このような堆積地の大規模なところではケヤマハンノキ・ミヤマハンノキ・ダケカンバなどの幼齢林となっている場合が多い。しかし，老壮齢林のところはなく，一次水路下部や二次水路上部の堆積地帯では，20～30年位の間隔で大きな流出・堆積をくりかえしていると推察される。これより下流の二次水路下部や三次水路では，黒岳沢を除くすべての渓床に樹齢100年を越すと推定される大径木を含む河畔林が成立していて，ここでの堆積土砂石の移動は，渓床幅・流路長にくらべて相対的に局部的な移動と考えられる。

2. 黒岳沢の概況

地　　形

黒岳沢の5,000分の1地形図より求めた地形要素はつぎのような値である。

流域面積	480 ha	総水路延長	7,920 m
谷密度	1.52 km/km²	主水路延長	5,350 m
平均傾斜	40%	主水路平均勾配	23.7%
起伏量	1,360 m (最高点 1,948 m, 最低点 620 m)		

稜線附近と左岸の一部には比較的ゆるやかで規模の大きな斜面もあるが，一般に凹凸に富んだ急斜面が多い。図-3に渓床縦断と主水路の方向にほぼ等しいNE 45° の面に流域を投影したものを示した。尾根線と渓床にくらべて，主水路より200 m 離れた点を結んだ線に山腹斜面の凹凸の激しさが示されている。

地　　質[16,17]

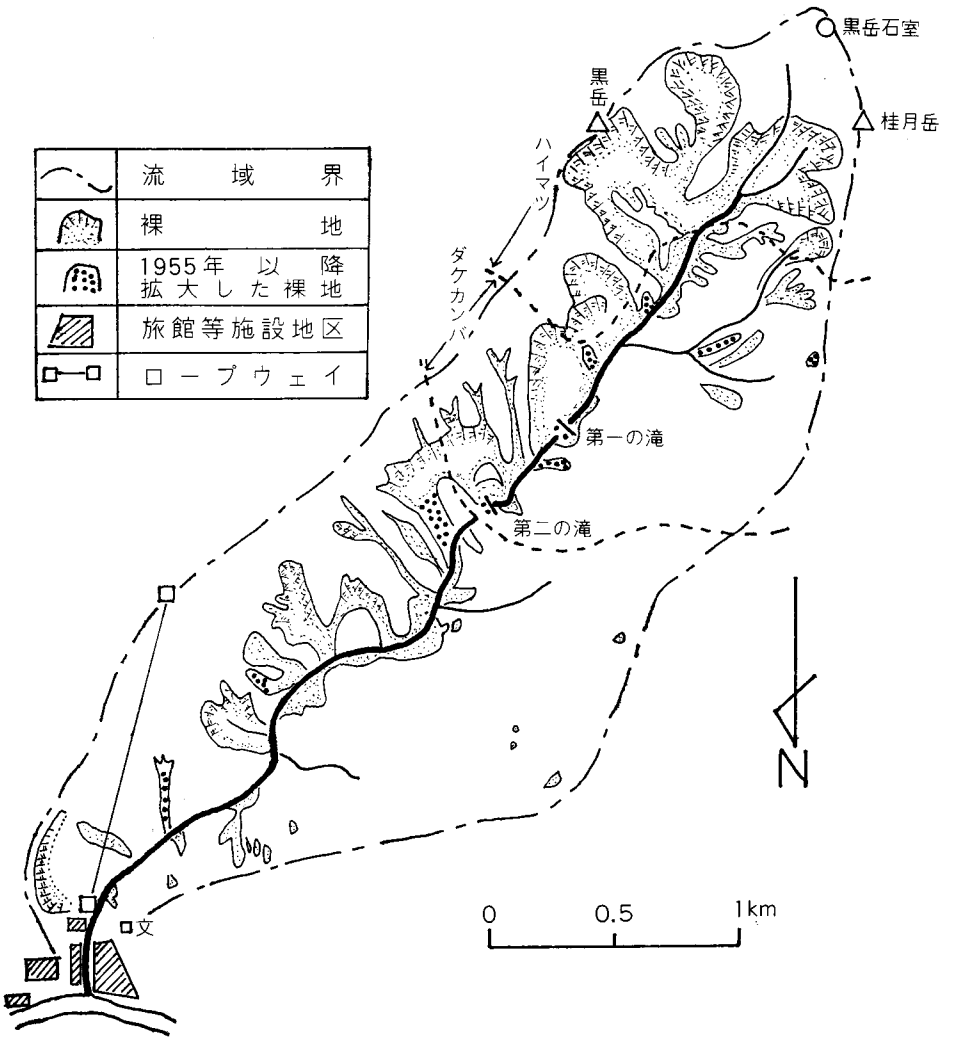
基底をなす先第三紀の粘板岩の上を火山岩類が覆っている。粘板岩は市街地の上部より標高1,000 m までの渓床・渓岸にみられる。沢の中流部では，この粘板岩の上にヤンベタップ層の変質火山岩類がのり，斜面の中腹を形成している。この上を古大雪熔岩が覆い，なだらかな稜線部に続く平尾根と絶壁に近い急崖をつくっている。層雲峡熔結凝灰岩は層雲峡市街の近くの稜線部に分布している。

植　　生

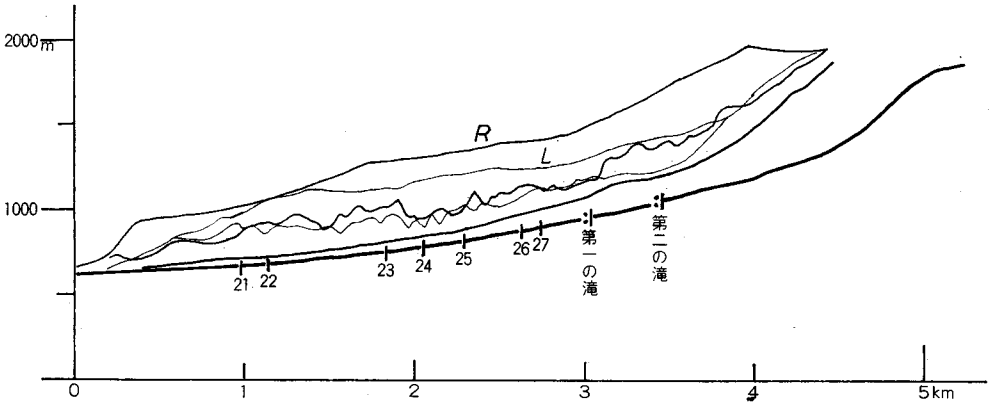
およそ1,600 m以上がハイマツ帯，その下に1,200 m位までダケカンバ・オガラバナなどのダケカンバ帯があり，その下部はアカエゾマツ・エゾマツ・トドマツにミズナラなどを混じえた針葉樹林帯となっている。中流部より下流の渓床・渓岸にはケヤマハンノキを主とする河畔林が僅かにみられるが老壮齢林はなく，扇頂部附近の流路沿いに幼稚樹の一斉林がみられるだけである。

降　雨　量

旭川気象台の望遠観測によれば，大雪山初冠雪は9月中旬～下旬，最終冠雪は8月中旬～下旬となっている。また，上川の初雪は10月下旬，終雪が5月上旬となっている。これらより黒岳沢の降雨期間は5～10月と推定される。層雲峡市街にある大雪営林署層雲峡治山事業所



図—2　黒岳沢の裸地分布



図—3 黒岳沢の縦断図

溪床縦断図とNE 45°の垂直面えの投影図 上は尾根線，下は溪床，中間は水路より200 m離れた斜面. R: 右岸，L: 左岸。

表—3 層雲峡の夏期の降雨量 (単位: mm)

年	月	層雲峡 月雨量	層雲峡 日雨最大量	層雲峡 時間雨最大量	上川 月雨量	上川 日雨最大量	旭川 月雨量	旭川 日雨最大量
1964	6	245	46	15			101	31
	7	205	51	21			120	29
	8	598	102	25			298	68
	9	(113)	19	18			90	28
	10	(36)	7				54	14
1965	6	238	61	24	140	33	111	27
	7	104	22	10	77	25	85	27
	8	226	48	22	127	35	73	14
	9	416	64	12	185	28	243	42
	10	211	74	11	97	16	57	10
1966	6	182	70	11	93	22	111	27
	7	156	52	20	116	30	97	25
	8	477	132	60	274	47	229	54
	9	262	44	18	161	45	186	55
	10	88	19	8	88	25	105	25
1967	6	233	51	8	164	39	123	36
	7	163	34	10	124	34	144	48
	8	36	16	14	55	18	24	4

注 層雲峡は層雲峡治山事業所の観測記録
上川，旭川は「北海道の気象」
( ) は欠測値を含む

で観測した値は，旭川・上川にくらべて，総雨量が多いだけでなく降雨強度も大きく，1時間60 mmの値が観測されている（表-3)。

崩壊地・崖錐等

1966年撮影の航空写真によれば，基岩露出部・崩壊地・野渓・地すべり地等の裸地斜面は約100 haで全流域面積の20%をこえている（図-2)。

一部の区域ではこれらの裸地斜面を区分することは可能であるが，最も裸地斜面の多い中腹より渓岸にかけての斜面では，基岩露出部・崩壊地・野渓・崖錐の夫々の境界をきめることは困難である。何かの原因で表土が剝落し，裸地斜面が生じた場合，そのなかの凹地や岩質の弱い部分が水みちとなり次第に野渓化し，その規模の大きい場合は下部に崖錐が形成される。裸地斜面の凸部は，風化・浸食の差により相対的に突出して基岩露出部になると考えられる。

小規模な崖錐は，先第三紀の粘板岩の裸地の下部にも形成されているが，中・上流部の古大雪熔岩の分布する地域の谷壁斜面には，最大斜面長300 mを越えるものも形成されている。崖錐の一部は，オオイタドリ・オオブキなどの草本類で覆われたり，ダケカンバ・ケヤマハンノキ・ミネカエデなどの幼・壮齢林に覆われている場合もあるが，不安定な土砂石の供給源である。

地すべり地

この流域には，4箇所の地すべり地がある（図-4)。

左岸上部の稜線に2段の滑落崖をもつ地すべり地（C）の移動方向は，隣接の白水沢に向いていて，地すべり土塊も白水沢流域に多い。1969年の踏査の時点では，近年動いた形跡は認められなかった。

右岸上部の地すべり地（B）は，地すべり地（A）と同じく，古大雪熔岩が崩落して形成した崖錐堆積物の地すべり地である。舌端部の黒岳沢の流水に接する部分で，一部泥濘化し泥土と巨礫を黒岳沢に押しだしているが，全体的にはケヤマハンノキ・ダケカンバなど直径10～15 cmの壮齢林で覆われ，近年大きく動いた形跡は認められない。

右岸下部の地すべり地（A）と左岸中流の地すべり地（D）については後述する。

災害[15]と治山事業

層雲峡温泉に関する最初の記録は1854年（安政4年）であり，温泉小屋の創設は1915年である。

1922年8月24日の豪雨（旭川65.5 mm・永山72.3 mm）の際，当時2軒あった塩谷（現層雲閣)・国沢旅館とも流出し，1941年9月6日に再び国沢旅館が流出している。

戦後は

1947年8月16日（上川74.3 mm・旭川99.6 mm)

1948年8月5日（上川104.0 mm・旭川49.8 mm)

1953年7月31日（上川121.8 mm・旭川92.1 mm)

の豪雨の際に，層雲峡地区に被害がでているが，詳細は不明である。

また，1955年8月17日の豪雨（上川114.7 mm・旭川184.2 mm）の際は，黒岳沢の土石流が石狩川の合流点まで流下し，石狩川本流を一時せきとめた。このため層雲閣ホテルも浸水の被害をうけた。

表—4　黒岳沢の治山事業（1971年まで）

工種	箇所数	工事量	経費（千円）
総工事費			292,433
治山ダム工	26	17,152 m³	261,131
護岸工	8	1,337 m²	7,538
山腹練積工	6	419 m²	3,483
水叩工	2	51 m³	1,021
水路工	1	163 m²	969
水制工	1	43 m³	291

1947年・1948年の災害を契機として，1949年以降旭川営林局によって治山工事が施工されている。1949～1971年の黒岳沢における旭川営林局による治山事業の工事量・経費を表-4に示した。

1955年以降も落石等による災害は発生しているが，黒岳沢の氾濫・土石の流入は著しく少なくなっている。

3.　山腹における土砂石の移動

3-1　崩壊地の推移

黒岳沢の裸地面を1955年・1966年・1971年の航空写真で対比した。1966年～1971年には新たな裸地面の発生はなく，1955年～1956年に8箇所あった。8箇所のうち崩壊地は2箇所で他の6箇所の内訳は下記のようになる（図-2・表-5）。

地すべり地の移動再開始	1
地すべり地滑落崖の表層崩壊	1
木材搬出に起因する野渓状の裸地	1
渓床洗掘によると思われる崖錐崩落	2
沢抜け状の新たな水路の形成	1

8箇所の新たな裸地面積の合計は2.8 haで地すべり地（A）の移動による裸地が2 haを占め，崩壊地は2箇所合せて約0.05 haである。

崩壊地は，崩壊の発生した跡地であり，崩落と植生の侵入によってたえず形を変え，長年月の間には全面が植生で覆われ崩壊地ではなくなる。筆者のこれまでの調査では，早いところでは発生後10年で自然復旧する[8,9]。しかし黒岳沢では，1955～1971年の16年間に1箇所も自然復旧していない。

黒岳沢の崩壊地等の特性をより明らかにするため，層雲峡市街より約3 km下流で石狩川に合流する右岸の小支流ニセイノシキオマップ川（通称高山沢）流域で，崩壊地の発生・復旧レートを調べた。崩壊地の量は箇所数と面積で表わし，黒岳沢と対比して表-5に示した。

崩壊地の発生レートは，黒岳沢では地すべりの移動を除くと，1箇所・0.21 ha km²/11年，

表—5 黒岳沢・高山沢の崩壊地

				黒岳沢	高山沢
流域面積			ha	480	896
水路総延長			km	7.9	19.1
水路次数				3	4
谷密度			km/km²	1.5	2.1
標高		最低	m	620	535
		最高	m	1,984	1,820
裸地面積 (1971)			ha	100	20
崩壊地	現存量	1971	数	44*	108
			面積 ha	51.2	5.1
	発生量	1955～1966	数	8	46
			面積 ha	2.8**	2.11
		1966～1971	数	0	24
			面積 ha		0.41
	自然復旧量	1955～1966	数	0	11
			面積 ha		0.52
		1966～1971	数	0	11
			面積 ha		0.45

注 * 崩壊地は大部分下部で連なっているので主観的数字
** 地すべり地2箇所2haを含む

0/km²/5年，高山沢では5箇所・0.23 ha/km²/11年，3箇所・0.04 ha/km²/5年となる。筆者等が調べた平取地区・浦幌地区の皆伐跡地80箇所・1.11 ha/km²/7年，25箇所・0.67 ha/km²/8年にくらべて小さく，林地の平取10箇所・0.23 ha/km²/7年，浦幌2箇所・0.05 ha/km²/8年とほぼ同じである[8,9]。地形が急峻で基岩の破砕・変質の進んでいるこの地域で，上記の崩壊地の発生レートは予想に反することであった。また，1954年の風倒ならびにその処理の崩壊の発生に対する影響も極めて小さいといえる。

高山沢で1955年以降発生した崩壊地は，中流部の谷壁斜面と上流部の野渓の渓岸に多い。1966年以降の発生地は，面積100～500 m²の小規模なものが大部分を占める。また1955～1966年に4箇所・1.5 ha，1966～1971年に3箇所・1.5 haの野渓で土石の流下があった。標高1,500 m附近の急斜面に発生・流下した土石の流れは，一部は高山沢の水路まで流入しているが，多くは標高1,000～1,200 mの崖錐堆積物と推定される緩斜面に堆積している。これらのことは，高山沢では下流部では横浸食が，上流部では縦浸食が優勢であり，上流部の山腹および水みちの土石移動は，下流部の水路の土石移動とは直結しないことを示し，黒岳沢を除くこの

表—6　高山沢の崩壊地の推移

崩壊地		1955年	1966年	1971年
1955年に存在した崩壊地	数	52	41	42
	面積 ha	5.1	4.2	3.4
この間に自然復旧した崩壊地	数	11	4	
	面積 ha	0.52	0.10	
1966年に存在した崩壊地	数	(41)	87	84
	面積 ha	(4.6)	6.3	4.6

注　崩壊地数の増減は，二つの崩壊地が連なったりあるいは一つの崩壊地が数個に分離するので差が生じる。

地域の小流域の斜面形成の過程を示す好例である。

黒岳沢の場合，裸地面積が多くかつ個々の裸地面積が大きく，急峻な地形のため，航空写真で裸地の拡大・縮少を測定することは，誤差が大きくなり適切でないが，高山沢の例を表-6に示した。現存量の約15%の崩壊地が拡大していて，この大部分は先第三紀の粘板岩地域内にある。残りは朝陽山集塊岩の占める樹木限界以上の高所にあり，積雪期が長いうえ積雪の移動が激しいことなど自然復旧が困難になる条件が加わるので，地質の特性とはいえないが，中下流部の崩壊地の拡大傾向は粘板岩と関係するとみてよい。

この粘板岩は，複雑な褶曲や構造運動をうけ，また剥離面が発達している。表層の風化土層が崩落して露出した場合，乾湿による収縮・膨脹，層理面に入った水の凍結・融解などによる剥落をうけ易い岩質である。

黒岳沢でも上流の熔岩の露出している急崖を除く，標高1,000 m附近の山腹斜面から下流の谷壁斜面の裸地はこの粘板岩の占める地域であり，何らかの原因で表土層を失なった斜面が長い年月の間に除々に拡大して現在のように大きな裸地面となったと考えられる。前述のように1954年の台風の影響は少なく，より古い時代に生じた裸地面と推察される。

裸地化すると自然復旧に長年月を要することも事実であるが，1955～1971年の16年間の経過をみると崩壊発生レートは小さく，土砂石の一次的供給源としての役割は小さい。

3-2　地すべり地

左岸中流の地すべり地 (D)

治山工事用索道の中継点を中心に上方・下方とも小支渓に囲まれた約40 haの地すべり地である（図-4)。稜線部に数カ所の滑落崖があり，その一部は裸地となっている。滑落崖の下はハンモック地形となって黒岳沢の渓岸に達している。

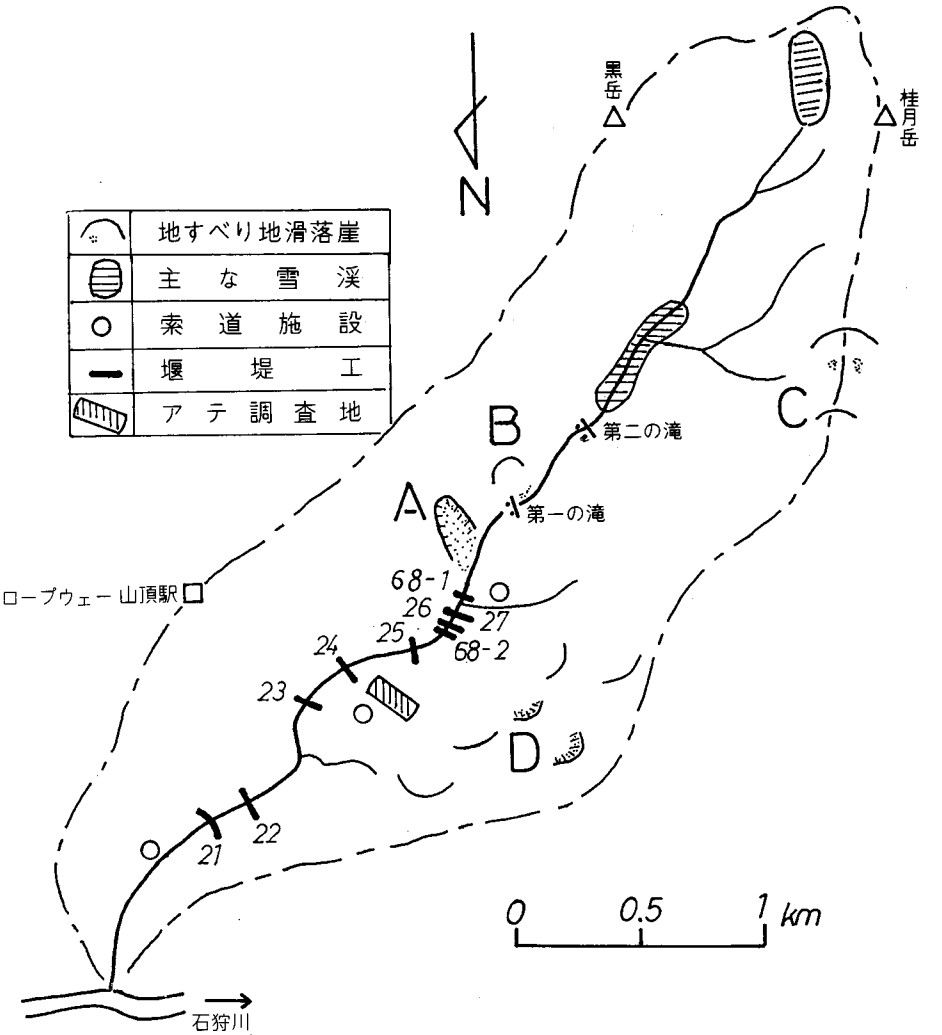
滑落崖は古大雪熔岩で，移動土塊にはヤンベタップ層の変質した凝灰岩があり，舌端部は粘板岩の風化層である。山腹・渓岸には，硫気の吹き出すところ，温水の湧くところが数箇所あり，火山活動の続いている地域を含んでいる。滑落崖より渓岸までのハンモック状の山腹斜

面は，この地域では数少ない1954年の台風の風害をまぬがれたところであり，アカエゾマツ・トドマツ等の大径木で覆われ，下層にはオオカメノキ・シロバナシャクナゲ・コヨウラクツツジ・クマイザサ等が生えている。

また，滑落崖の下や標高1,000～1,100 mの山腹上部には，ミズバショウ・エゾノリュウキンカ・スゲ類などの優占する湿地が介在しているが，地すべり地塊内には常水のある水みちはない。

この地塊の下部で，アカエゾマツ・トドマツの大径木が乱雑に傾いていて，地すべりの移動が近年あったことを想定させるような部分がある。この地塊の一部で1969年に生倒木・枯立木より円板を採取し，樹齢・アテの発生状況を調べた[11] (表-7)。

9本の資料のうち最も古いものは大凡570年生であり，この附近に生えているアカエゾマ



図—4　黒岳沢の地すべり地　堰堤工位置図

表—7　黒岳沢地すべり地 (D) の樹木のアテ (1969)

No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
樹種	エゾマツ	トドマツ	トドマツ	アカエゾマツ	アカエゾマツ	アカエゾマツ	エゾマツ	トドマツ	トドマツ
生枯	生倒	枯	生倒	枯	枯	枯	枯	枯	生倒
胸高直径 (cm)	86	20	17	86	84	72	54	38	42
樹高 (m)	30	8	8	28	28	31	25	22	23
採取円板高 (m)	3.3	0.3	0.3	0.8	0.8	0.8	0.6	0.4	0.3
同上年輪数	497	182	114	407	550	293	280	165	183
年数加算*		0		2	3	3	3	4	
顕著なアテのある年	1859 1842～1836 1787 1689～1684 1640～1631	1929 1787	1962 1934	1941 1929 1894 1881 1859 1818 1784 1634	1828 1784 1703～1700 1638～1629 1521	1859 1849 1833	1913 1900 1890 1861 1849 1814	1883 1859 1839	1958 1892

注　* 枯死による年数の加算（ききとり推定値）。採取円板高までの年数は加えていない。

ツの大径木は，300～600 年生であることが判明した。アテは予想より少なく，地すべり移動に起因するとみられるアテは，1929 年，1890 年前後，1859 年に生じている樹木が多かった。また，どの樹にもアテの少ない期間は現在より 185～260 年前の間であり，330 年前頃に 3 本中 3 本ともアテが形成されていた。

滑落崖が裸地となっているところでも，その下部に胸高直径 60 cm 以上のアカエゾマツが生育していて，滑落崖の最も大きな侵入樹木の樹齢が 1969 年当時 13～15 年生であることから滑落崖の裸地化は地すべりの移動ではなく，表層剝落型の崩壊によるものであると判断された。

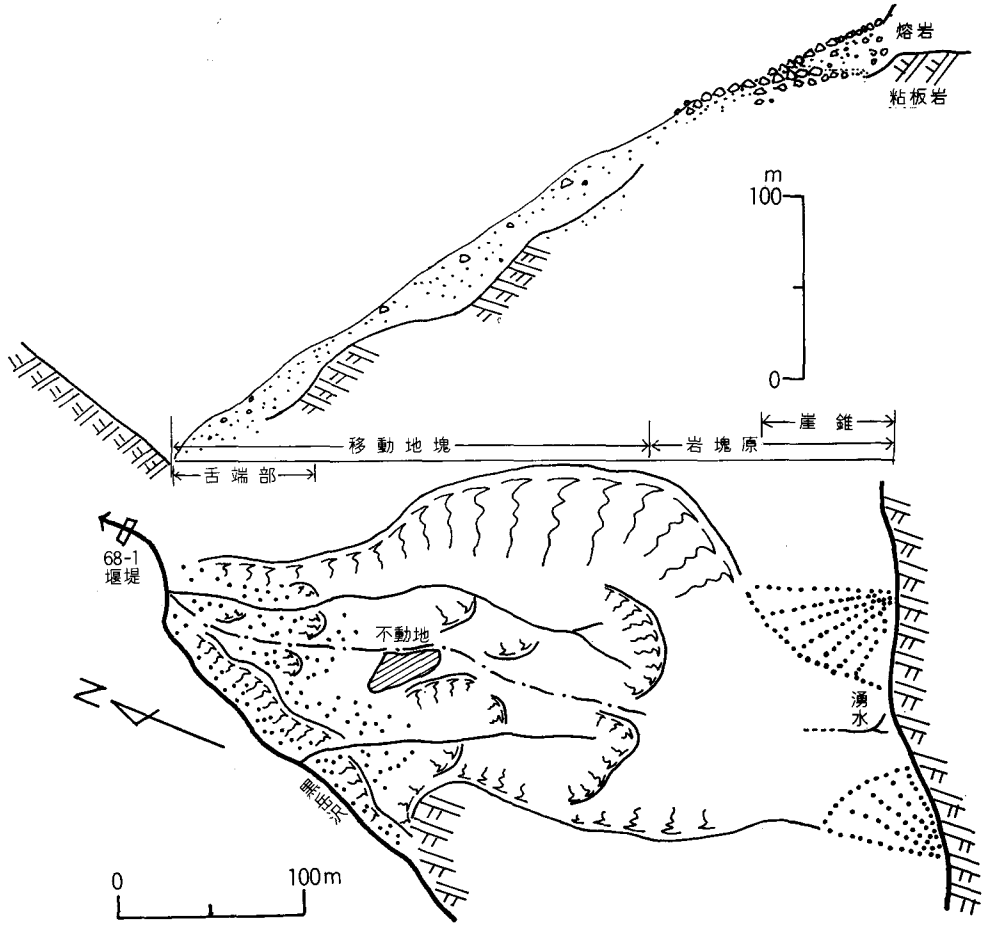
以上のことから，この地すべり地は，マクロにみれば 600 年間は大きな動きはなく，黒岳沢に対する近年の土砂供給量は問題にするほどの量ではないと考えられる。しかし，アテの発生状況をみると，地すべり地塊の小ブロックでは移動と休止をくりかえしていて安定している

とはいえない。また，舌端部の接する渓床は，縦浸食の激しいところであり，大きく崩れれば規模が大きいだけに土石の移動量も大きくなることが予想され，防災上今後の観察の必要な地すべり地である。

右岸下部の地すべり地 (A)

この地すべり地は，27号堰堤の直ぐ上流右岸に位置し現在も舌端部は移動中である。図-5に示すように，最上部は陥没したように凹地となり，熔岩層と粘板岩との間から湧水している。この湧水は，好天が続いても渇れることはないといわれ，湧水地点でロープウェイ山頂駅の用水として一部採水されている。

湧水地点より約200 m の間は平坦で，表面には径0.5～10 m の大小の熔岩塊が堆積している。ここには，ダケカンバ・ナナカマドなどの胸高直径20～40 cm の樹木が傾斜して僅かに残っているが，岩塊原の大部分は，ケヤマハンノキ・ヤナギ類・ダケカンバ・エゾマツなどの幼樹で覆われている。地すべり地塊は，この部分より下方で左右2つの地塊に分れ，渓流に向っ



図—5　右岸地すべり地 (A) (1968)

て滑り落ちている。この両地塊の間に凸出した尾根状の地塊があり，胸高直径 20 cm 以上の樹木が生えていて不動地点と推定される約 500 m² の地域が含まれている。

右地塊には 2 段の滑落崖があり，左地塊には上部の大きな滑落崖と下部に数段の小さな滑落崖がある。滑落崖と水路の部分では，下部の粘板岩が露出して灰白色～褐色を呈し，その一部には青色～褐色の粘土化した部分もみられる。黒岳沢に接する幅約 100 m の舌端部は，大部分が熔岩の細粒化したもので，水を含んで泥状になり黒岳沢に洗われている。

湧水は，湧水点より約 30 m は地表水として流れ，岩塊原で伏流し，左右の地塊の最上部の滑落崖の中央部で地表水となり，小さな水路を形成して黒岳沢に流入している。

この地すべり地は，1961 年に発見され治山工事が計画されたが実行されていない。この治山計画図，1966 年撮影の航空写真ではその形状は図-5 とほぼ同じである。1955 年撮影の航空写真では，左地塊の上部の側壁の一部が裸地になっているが，林相・地形とも現状とは著しく異なっている。左地塊の部分はケヤマハンノキを主とすると思われる樹高約 10 m の密な壮齢林に覆われ，ゆるやかな凹地形で黒岳沢に続き，形状は地すべり地形を呈している。右地塊は現在の不動点や隣接の斜面にみられるダケカンバ・エゾマツ等の混交林と同じ林相で，最上部の熔岩層の崖の下より平滑でゆるやかな斜面が続き，黒岳沢に接する部分は，この地すべり地の上流にみられるような数 10 m の急傾斜面 (約 50°) となっている。現在の湧水している部分は，上部の崖から続く野渓の一部として僅かに凹地形をなしているが，地表水の存在は判読できない。

また，この地すべり地の接する黒岳沢の渓床は，現在のような V 字型ではなく，渓床幅 30 m 位の堆積地帯である。その下流 (27 号堰堤と 68 年 1 号堰堤との間) には，落差約 10 m の滝が認められる。この滝の消滅とこの地すべり地の移動の再開とは無関係ではないと考えられるが，まだ因果関係を示唆するものは知られていない。

この地すべり地内に生育している幼樹の樹齢を調べると，1968 年で表-8 のようになり，最も古いもので 9 年生であった。これらのことから，この地すべり地は 1958 年頃より激しく動き出し，舌端部を除く大きな動きは 1961 年頃までに終り，現在に至っていると考えられる。

表—8 黒岳沢地すべり地 (A) の侵入樹木の樹齢 (1968)

樹種	根元径 (cm)	樹高 (m)	樹齢 (年)	場所
ケヤマハンノキ	3	2	6	左下方側壁
〃	3	3	7	左地塊中央部
バッコヤナギ	4	5	8	同 上
ケヤマハンノキ	4	4	7	尾根地塊上部
バッコヤナギ	3	4	5	岩塊原
ダケカンバ	4	4	9	同 上 (直伸枝)
ケヤマハンノキ	6	5	9	右下方側壁

この地すべり地には，舌端部のみで約10万m^3の不安定な土石があり，豪雨の度に泥状になって黒岳沢に流入して黒岳沢をせきとめ，土石流の発生源となって下流に大規模な土石移動をひきおこす直接的原因となっている。

4.　渓床における土砂石の移動

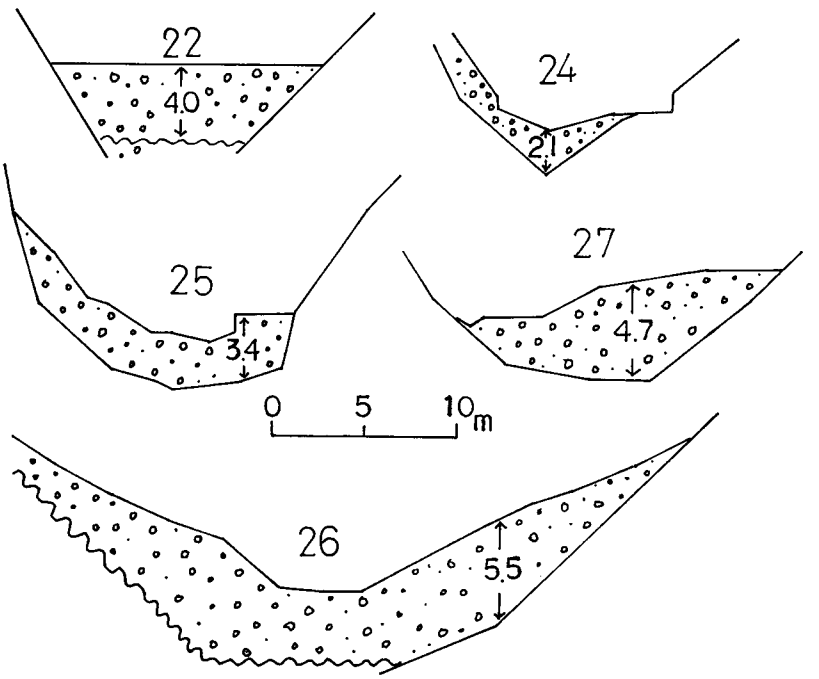
4-1　渓床の洗掘と堆積

アーチ堰堤（21号堰堤1956～1957年施工）より下流の渓床は，流水部を除き1968年当時5～10年生のケヤマハンノキが一斉にはえている。ここは床固工などが階段状に設けられているので大きく洗掘されることは考えられない。

また，標高1,200 m以上の渓床（第2の滝の上）には，越年する雪渓がある（図-4)。

1967年以降の夏期の調査でも毎年認められ，1955年9月26日撮影の航空写真では，約200 mに及ぶ雪渓が認められ，1966年10月6日撮影の航空写真でも長さ約500 mの間の渓床を埋めている雪渓が認められる。このことから標高1,200 m附近の渓床では，毎年新雪が積る時期まで雪渓でおおわれていると考えられる。

夏期には，流水の流下する部分は径3 m位のトンネルになって上流まで続いているが，この状態でも，トンネル以外の渓床の土砂の流下を抑止する役割を果している。さらに，ここから上流にかけて多くなる両岸の崖錐に対しては，根どめの役割をなしている。したがって，土砂移動の問題となるのは，第2の滝より下流・アーチ堰堤までの間である。



図—6　堰堤工床掘図

23号堰堤より上流は，堰堤の効果の及ぶところはまだ部分的で，68年2号堰堤より上流と同じように渓床土砂は不安定とみなければならない。床掘図（図-6）よりみると，数mの厚さで土砂石が堆積している。

堆積を生じた場所は堆積する以前の状況を把握していなければその事実を知ることは難しいが，洗掘された場所はいろいろな現象から間接的にも知りうる。この流域で洗掘されたことを知りうるのは下記の現象である。

①： 谷壁斜面（渓岸）の礫層もしくは礫群流木等の存在。

②： 渓岸の岩盤あるいは渓床の大転石の流水痕。岩盤に流水が1年間位接すると水表面に当る部分に赤褐色の縞が形成され，垂直な面やオーバーハングの面には相当長期間残存する。とくに粘板岩の岩盤では明瞭に付着する。

③： 治山設計図の渓床縦断面図，床掘図など。

この中で時間を明確に知りうるのは③の治山設計図のみであるが，①，②も過去の渓床面を示すものとして洗掘の指標となる。①，②を指標とした観察の主な例を示す。

(1) 第2の滝上部の渓床： 粘板岩の岩盤で構成されているが，1967～1969年間に約3m後退した。

(2) 第1の滝の上流左岸： 現渓床より8mの高さまで幅2mで流木を含む礫層が残っている。

(3) 23号堰堤と24号堰堤の中間の滝： 現在は落差3mであるが滝壺の壁に赤褐色の縞が3層残っている。最下層の段が現渓床の流水面より60cmの高さに，その上1.8mおよび4.8mの高さにある。

(4) 22号堰堤と23号堰堤の中間曲流部右岸： 現渓床より10mの高さのところに礫層が部分的に残っている。

図-7・8は，1961年以降の渓床縦断図を比較したものの一部分である。図に記入してある年度は，設計図の年度で測量はその前年の秋に実施している場合が多い。また，水平距離は測点のとり方で差を生ずるから，そのときの平面図の測点の位置と構造物の位置を参考にして修正し合わせた。

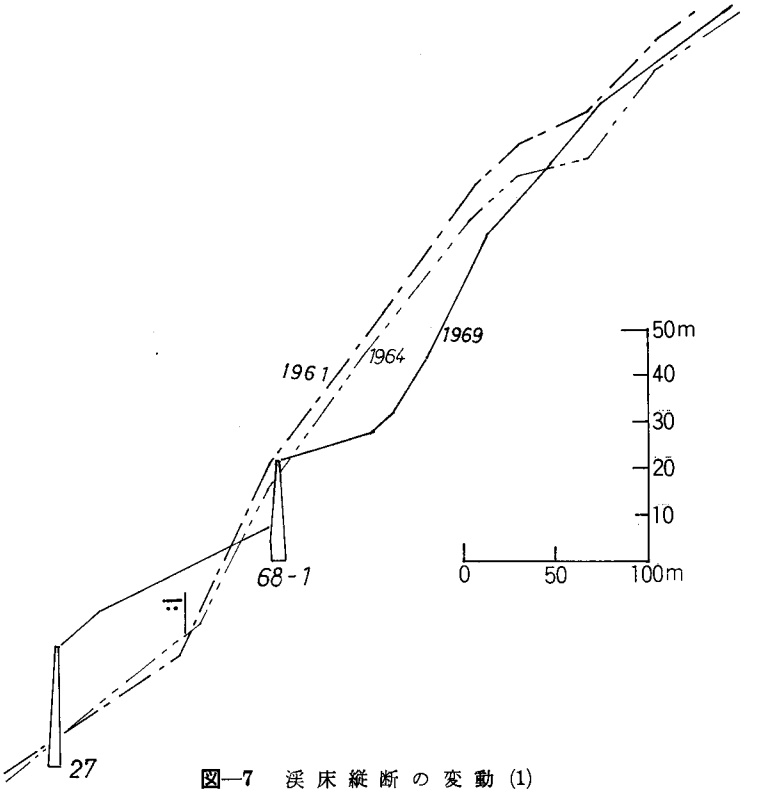
図-7は，右岸地すべり地（A）の下流端およびその下流である。この上流には堰堤はないから構造物築設による洗掘の影響はない。

27号堰堤と1968年1号堰堤との間には1955年9月撮影の航空写真では落差10mの滝が判読されたが，1961年の縦断図には認められない。筆者等の1967年以降の踏査でも，その痕跡をみい出すことはできなかった。

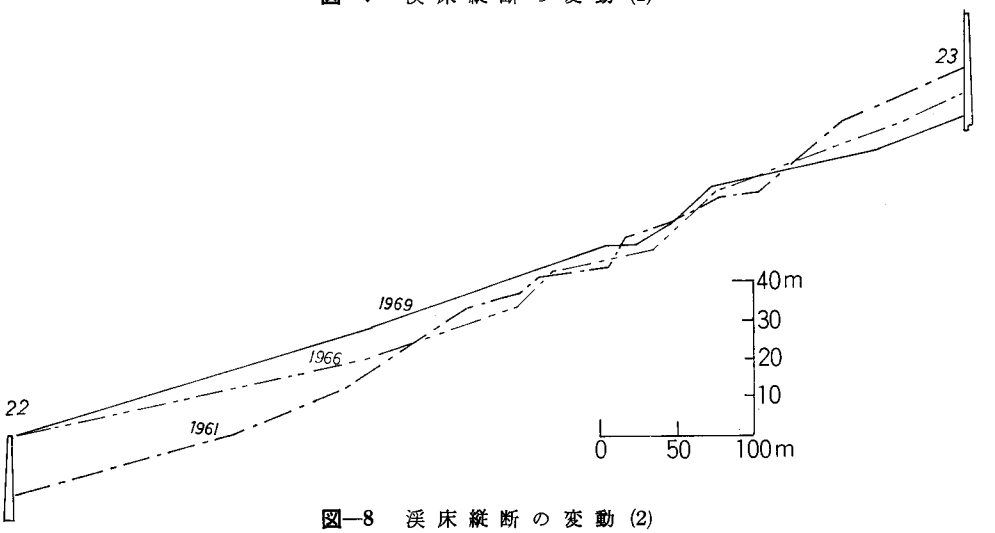
1968年1号堰堤の上流では8年間に約10m洗掘され，この洗掘は地すべり舌端部の上流端まで続いている。少なめに見積っても，この間の延長は200mあり平均幅を10mとすれば地すべり舌端部の移動量を除いて洗掘された土量は20,000 m^3に達する。

図-8は，22号堰堤と23号堰堤の間の縦断図である。23号堰堤築設（1965年着工，1966年完成）後の洗掘も著しいが，前記(4)のことを合せて考えると，堰堤築設以前にも洗掘のはげしい場所とみられ，この間で1961年以降の洗掘土砂量は20,000 m³に達すると推定される。

一方この流域では堆積についての徴候はきわめて少なく，主な堆積地帯は下記の地帯である。



図—7　渓床縦断の変動(1)



図—8　渓床縦断の変動(2)

表—9 黒岳沢堰堤の貯砂量 (1969)

堰堤 No.	築設年度	有効高 (m)	堆砂距離 (m)	堆砂勾配 (%)	貯砂量 (1,000 m³)
22	1961～62	10.0	340	5.7	26
23	1965～66	12.0	100	3.0	9
24	1966～67	9.5	90	6.0	7
25	1967	9.0	120	7.7	8
26	1964	5.0	55	8.4	2
27	1963～64	8.0	90	7.0	9
68-1	1968	6.0	60	7.5	3
68-2	1968	6.0	25	2.0	1
計		65.5			65

アーチ堰堤より下流は，流域全体からみると扇状地もしくは氾濫原で，現在ケヤマハンノキ，ヤナギ類やオオイタドリなどの大型草本に覆われている部分も含めて大量な土石を堆積している。ケヤマハンノキなどの樹齢から推定すると，1962年の土石流下の際，上流側の一部分に堆積しているが，その後の大きな堆積はなく，20箇以上の床固工が設けられたことも加わって，近年は流水部では堆積よりも洗掘の傾向が強い。

22号堰堤より上流では，堰堤工・床固工の貯砂区域外で比較的新しい（植生の侵入が少ない）堆積地は，右岸地すべり地 (A) と第1の滝との中間の曲流拡幅部（延長 120 m，幅 30～50 m）のみである。

ここより下流で最近移動した土砂石は，石狩川本流に達したのは別にして，大部分は堰堤の上流に堆積している。図-7の27号堰堤，図-8の22号堰堤はその中でも貯砂量の多いものである。これらの貯砂断面を台形として求めた貯砂量を表-9に示す。

22号堰堤より上流では総体で 65,000 m³ になるが，このうち過半は渓流の洗掘によるものと推定される。

上述のように洗掘のはげしい理由としてつぎのことが考えられる。

(1) 渓床勾配が急であること。主水路全体の平均勾配は 23.7% であり，土砂石の主な供給源である22号堰堤より第1の滝までをとった場合の平均勾配 14%，1968年までの堰堤の総有効高 65.5 m を差し引いてもなお 10.6% の急流である。22号堰堤より石狩川合流点の間の平均勾配は 7.5% で，床固工のおおよその有効高の合計 50 m を差し引くと 3.5% となる。

(2) 火山活動の影響で岩石は粗粒のものが多く，また，堆積岩類は変質したものが多く細粒化し易いこと。

(3) 降雨量が多いこと。この流域は山岳地帯にあるため降水量が多く，また水源は雪渓であるから常時流水があること。

上の(2)(3)は現在人為的に変えることは不可能であり，(1)の勾配の緩和も技術的には不可能ではないが実現は困難であろう。例えば，22号堰堤より第1の滝までの区間を平均5%の勾配にするには，有効高100mの堰堤を必要とする。したがって，この渓流の洗掘の傾向は今後とも弱くなることは期待できない。

4-2　1968年8月3日の土石流

筆者等は，流下直後の8月6日に現地に入り，流下後の生々しい移動痕跡を観察することができた。

8月3日も含めて5月中旬より10月下旬までの治山工事施工期間の渓流の状況については，工事関係者より写真や資料の提供を受けた。これらのことから，1968年の土石の移動は，8月3日に最も激しく行われたものであることが確認された。

8月2日に約40mmの降雨があり，翌3日に129mmの降雨があった。3日の降雨は，15時～20時の間にとくに降雨強度が大きく，この間に90mmに達した。1968年1号堰堤では，16時頃より1～2mの洪水波が押しよせ，土のうの仮締切りが16時30分に破れた。この増水は17時30分頃より減水しはじめたが，20時過ぎ轟音をともなって土石流が流下し，工事用資材の多くが流出した。この土石流の痕跡を表-11に示す。流下高は，1968年1号

表—10　層雲峡の1967年9月～68年9月の日50mm以上の降雨

年　月　日	降雨時間	降雨量 (mm)	備　考
1967　4.22	3～24	55	
10.14	4～24	59	
11. 6			観測終了
1968　4.23			観測開始
5. 7	12.30～24	88	
7.22	6～13	50	
7.24	11～24	56	
8. 2	12～14.30	38	
3	14.30～24	129	土砂流発生
9	9～14.30	82	
9.21	0～12	70	
9.30	5.30～24	97	

(大雪営林署・層雲峡治山事業所観測)

表—11　1968年8月の黒岳沢堰堤の堆積状況

	堆砂距離 (m)	平均堆砂勾配 (%)	上流堰堤との距離 (m)	8月3日の土石流，洪水の流下高 (m)
地すべり地上流	100	14.8	160*	1
27号	90	7.0	120	7
26号	55	8.4	55	4
25号	120	7.7	290	1
24号	90	6.0	190	1
23号	100	3.0	220	0.5
22号	340	5.7	680	0.5

注　* 第一の滝よりの距離

堰堤で約5m，27号堰堤上流部が最大で約7m，以下流下するにつれて水位は低下している。26号堰堤を約4mの高さで流下し，この25m下流（高低差10m）で施工中の1968年2号堰堤に直接落下し大きな被害を与えた。土石の多くは，1968年1号と26号堰堤との間（約180m平均勾配8.3%）に堆積した。1968年2号と25号堰堤（1967年施工）堆砂部との間約170mの渓床は，粘板岩の函状の水路で滝が連続した平均勾配20%の部分であるが，この間で洪水の高さは4mより1mに低下している。25号堰堤堆積部に達したときは，堆積地に生育している樹木や渓岸の草本類の状況より，土石流の性格は消えて洪水波になっていたと判断される。

25号堰堤より22号堰堤までは，水位0.5～1mの洪水による洗掘と堆積が行われ，堰堤の上流部では堆積し，下流では洗掘が行われている。23号堰堤下流約100mは，とくに洗掘が著しく，ここで渓岸の崖錐や渓床から，数千m^3の土石が供給されている。この土石の大部分は，22号堰堤に堆積し，土砂の細粒部分や流木などはさらに下流まで流下した痕跡があるが，20号堰堤より下流部では流水部が全般的に洗掘されている。

土石流の発生地点を明らかにするため，渓床を雪渓が埋めている第2の滝の上流から，1968年2号堰堤までの間の流下痕跡や土石の堆積状況について調べた。1968年1号堰堤より上流20mから約180mの間は，右岸は地すべりの舌端部で左岸は渓岸崩壊地なので流下痕跡は明らかでないが，1箇所のみ左岸に堆積部分があり，ここでは高さ3m，断面25m^2であった。地すべり地のすぐ上流は1年前にくらべて数10cm洗掘されているが大きな変化はない。この上流部に曲流と急な渓床拡幅によると考えられる堆積地帯（堆積土砂約5,000m^3）があり，ここでは，タニウツギ・ヤナギ類などの低木が埋没されながらも生き残っていて，これより8月3日には，数100m^3の土石がここで堆積したと推定される。第1の滝右岸で小さな崩壊があり，流路は前年と変っている。また，第1の滝上部右岸の渓岸地すべり地（B）の下部では，地すべり状の小規模な動きがあり，倒伏している樹木などもある。しかし，第2の滝より地すべり地（B）の上部までは大きな土石移動の行われた痕跡はなかった。

上記のことから，この土石流は，1968年1号堰堤上流右岸の地すべり地（A）の土砂石が渓流をせきとめ，発生したものであると考えられる。

5. 土砂石の移動様式と防災対策

5-1 豪雨時の移動様式と渓床堆積土砂

黒岳沢の山腹斜面の積雪状況は，吹溜りの生ずる沢の中は多いが斜面はそれほど多くはない。急傾斜をなす基岩露出部や裸地斜面の突出部などは，積雪期にも露出していたり，氷板に覆われている場合が多い。当初，このような裸地面，とくに先第三紀粘板岩の個所では，凍結・融解による落石が多いと想定した。しかし，渓床の残雪上の落石を二冬期観察しても，夏期の落石より少ない量であった。また，裸地斜面の下に形成されつつある小さな崖錐数箇所でその堆積状況を測定したが[14]，年間10cm前後であり，斜面全体の平均浸食深にするとmmの

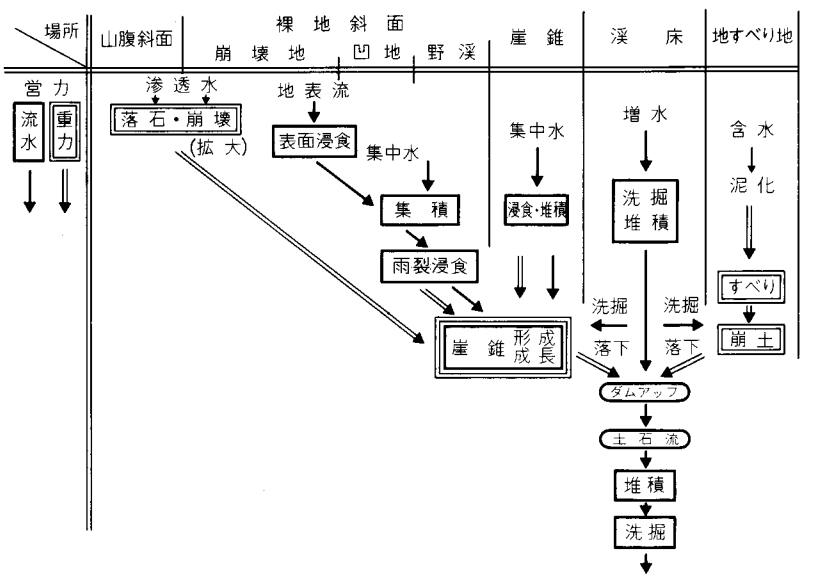
オーダーであった。

筆者等は，1968年8月9日の82 mmの降雨，9月30日の97 mmの降雨のとき，たまたま現地でこれらの裸地斜面の動きを観察する機会をえた。豪雨時には，裸地斜面に集中水が生じ斜面上にあった不安定な小石や土砂が移動しはじめる。崖錐では雨裂浸食が生じ，濁水が黒岳沢に流入する。しかし，この機会に，崖錐や野渓を降雨前，降雨後に普通写真で撮影し，比較を試みたが著しい変化は認められなかった。

一方，渓床では，降雨とともに増水がはじまり，水深が10 cm増すとこれまで渓床で安定していた人頭大の石礫が動きはじめる。平常水深20 cmのところで，倍の40 cmに達すると濃い濁水となり，ほぼ全面的に底質の移動が行なわれるようになった。

図-9は，これまでの観察をもとに，豪雨時の土砂移動の様式を模式化したものである。最も主要な役割は流水と渓床堆積土砂が果している。

黒岳沢では，1967～1970年の間に，毎年1回以上の土石流が発生している。いづれも夏期の豪雨時に，右岸下流の地すべり地（A）の舌端部が発生源となっている。この間に発生したものは，長いもので600 m，短いもので300 m流下する間に，殆んどの土石を堆積している。このあとは洪水流となって小規模な洗掘，堆積をくりかえし，流下する。筆者の観察は，流下前・流下後の洗掘，堆積の最終的表面形態をみるだけであるが，土石流，洪水流の流下中には，最終的洗掘・堆積の結果以上に，大幅な底質の移動・入れ換えがあることが予想される。集中水が流下し，前述したように，渓床に堆積土砂があれば，流下距離の長短はあっても，洗掘・堆積がくりかえされる。土砂石は堰堤等である程度までコントロールできるが，このような渓流で，流量をコントロールすることは，技術的には不可能でないが，現実的にはとりえない工法



図—9　豪雨時の土砂石移動の模式図

である。

上記のことから，防災的にみて最も問題なのは，渓床の堆積土砂であり，防災対象に近いところ（1km 以内）の渓床堆積土砂のコントロールが課題となる。

1でもふれたように，他の渓流をみても，一次的土砂の生産源は上流部の縦浸食が量的には最大であり，滝の後退があった場合は一時的に大量の土砂石が動く。そして，これらの土砂石は土石流として流下する。しかし，流域も小さく流量も少ないために，このような上流部の土砂石が直接石狩川本流に達することは極めてまれであると判断される。他の渓流でも，渓床堆積の土砂が豪雨時に移動し，災害をもたらす。このような様式は羊蹄山など他の荒廃渓流でも同様である[2,5]。落石，崩壊，地すべりなど山腹の土砂石の移動が直接災害に結びつく場合もあるが，ほぼ恒常的に，防災の対象となるのは渓床の堆積土砂であり，このコントロールがさし当たっての砂防，治山の最も優先すべき課題である。

5-2 防災工事の効果と限界

石狩川上流部における各支渓からの土砂の流入が，石狩川河川計画にどのように位置づけられるかは，河川計画全体の課題であるので，ここでは治山，砂防上の課題についてふれてみたい。各支渓とも，開発の進行にともなって，軽重の差はあっても防災上の位置づけがなされる。これらの支渓の中で扇状地が層雲峡市街となっている黒岳沢に焦点をあててのべてみる。

層雲峡市街の中心部は，地形的にみると，石狩川本流が形成した河岸段丘を黒岳沢の流水が浸食し，その上に黒岳沢の扇状地が形成されている。ロープウェイーの下のステーションを扇頂として，石狩川本流と山に囲まれた約 4 ha の扇状地は，現在は一部流水敷を残すのみで，商店，旅館等の観光地の施設となっている。1955 年の航空写真では，全体的に整地が進行中であるが，現流路の他にも博物館のところより左折し山沿いに流れて石狩川に連る凹地があり，かつての流路と推定され，土石流があれば乱流していたものと思われる。この両水みちの間の小高い所に，国有林担当区事務所，警察の駐在所，郵便局などの新しい施設を主に，10 棟前後の建物がみられるのみである。

1954 年 2 月，厚生省は現層雲峡市街の全域を集団施設地区として設定し，この黒岳沢の扇状地は，公共施設区・商店区・旅館区として急速に整備が進んだ。なお，層雲峡小学校は 1958 年に開校している[15]。

1949 年以降，旭川営林局によって治山工事が行なわれているが，工法的に三期に区分できる。1949～1955 年は，一部山腹工も含むが扇状地部分の床固工，護岸工を主にし，どちらかといえば流路工に近い形で行なわれた。1956 年に市街地より 500 m 上流の地点に，土砂の貯溜を目的としたアーチ堰堤が施工され，以降 1968 年まで，中流の狭窄部に高さ 8～13 m の堰堤工を設け，土砂の貯溜，山腹の安定を主目的とする工法が続いた。1969 年以降は，アーチ堰堤の上下流の渓床幅の拡大した部分に低床固工群をつくり，上流からの土石流を分散・堆積することを主眼とする工法がとられている[10,12]。

1956年以降は，市街地まで土石が流入したことはなく，最大の災害は，1962年8月2日出水による一部地域の浸水である。この事実からも，土石流の流下に対しては，ほぼ，効果をあげているとみてよい。とくに1969年以降の低ダム群による工法は，従前にくらべて，経済的にも，施工上でもすぐれている。

しかし，土石流の発生はまだとめることはできないし，土石流の原因となる地すべりや崖錐に対して，直接効果のある工法は土木工学的には可能であっても，現実の工法として困難である。また，左岸地すべり地 (D) が大きく移動再開した場合を想定すると，現時点では，これを予知し，避難など消極的対策を効果的にとることさえも困難であろう。

流域内の荒廃状況と，その下流に形成された市街地の災害の関係は，従来のような治山工事を続けるならば毎年流下してくる小規模な土石流に対しては有効であるが，長年にわたって放置するならば土石流は市街地に達すると考えねばならない。また大規模な地すべりの移動，それに伴う大土石流の発生，流下に対しては，まだその効果はためされていない。

以上のようにみると，黒岳沢扇状地を集団施設地区の公共施設・商店区とした厚生省の1954年の指定に大きな問題点があり，公園・遊歩地区などとして利用すべきであって，今日でもその条件は変っていないと考える。

黒岳沢以外の渓流でも，火山性のそして高山性の荒々しい裸地斜面や急崖にとらわれがちであるが，土石移動の様式をとらえ，危険区域の利用を制限することが望ましい防災対策である。この地域は，観光，地熱利用などで，さらに急速な開発の予定される地域であり，計画の段階で慎重な防災的検討が要請される。

むすび

黒岳沢を主にして石狩川源流部における土砂石移動の実態について観察した。結果は下記のように要約できる。

山腹の急斜面には予想に反して，1955～1971年の16年間に新たな崩壊はほとんどなかった。この地域の基底をなす先第三紀の粘板岩の分布する斜面には崩壊地など裸地面が多いが，これは粘板岩が一度露出すると自然復旧しにくいことによるもので，崩壊の発生率の高いことに起因するものではない。また，1954年の台風15号による大量の風倒木の発生は，風倒木の搬出によるいくつかの裸地斜面を生じているが，山腹崩壊に対する顕著な影響は認められなかった。

黒岳沢流域には移動中の地すべり地があり，この舌端部が夏期の豪雨時に押し出して黒岳沢をせきとめ，土石流の発生源となっている。まだ舌端部には10万 m^3 をこえる不安定な土砂石があり，今後も当分の間この流域の最大の土砂石の供給源として位置づけられる。

地すべり地はヤンベタップ層の分布域に比較的多い。この中には現在移動中のものは認められないが，今後地熱開発等大規模な開発の予想される地域だけに，計画の段階で防災的観点

からの十分な検討が望まれる。

この地域の最も大きな土砂石移動は渓床の縦浸食によるものである。しかし，これらは支渓の上流部で最も盛んに行われ，土石流でも一洪水でこれらの土砂が直接石狩川本流まで到達することは少ないと考えられる。黒岳沢では毎年1回以上土石流が発生しているが，平均20%の急勾配の流路でも通常は数100 m流下してほとんどの土砂石を堆積し，その後は集中水として流下している。

現在の時点の土地利用の状況から，防災的に問題となるのは，渓床に大量に堆積している土砂石が，上記の集中水で洗掘・堆積をくりかえして流下する移動である。

黒岳沢で1969年以降施工されている低ダム群による工法は，このような地域の土砂石移動の特性をたくみに把えたものであり，防災的にも有効な役割を果している。

山腹から崩壊あるいは地すべりとして生産された土砂石が渓流においてどのような役割を果すかを把え，同じように現渓床の堆積土砂の由来を明らかにしようとするならば，上記のような土砂石移動の性格から，相当長期間の観察が必要なことを改めて確認した。黒岳沢のように土砂石の移動の激しい場所でも，少くとも数10年の精密な観測が必要と考えられる。

今後，このような研究の手法を確立するために努力したい。

参考文献

1) 安芸皎一：河相論．岩波書店．1951.
2) 新谷 融：荒廃渓流における土石移動に関する基礎的研究．北大演報，**28** (2), 1971.
3) 藤木忠美：北海道主部における最終氷期の河川地形変動．第四紀研究，**12** (4), 1973.
4) 藤原滉一郎・村井延雄：黒岳沢の土砂石の生産源と流出について (I) —流域の概況—．日林北支講，**16**, 1967.
5) 藤原滉一郎・村井延雄・小野寺宗昭：羊蹄山ガリーの土砂石の流下と堆積について．新砂防，**71**, 1968.
6) 藤原滉一郎・村井延雄：黒岳沢の土砂石の生産源と流出について (II) —1968年8月の土石流とその発生源—．日林北支講，**17**, 1968.
7) 藤原滉一郎・村井延雄：黒岳沢の土砂石の生産源と流出について (III) —渓床の洗堀と堆積—．日林講北支，**18**, 1969.
8) 藤原滉一郎：航空写真による林地崩壊に関する研究．北大演報，**27** (2), 1970.
9) 藤原滉一郎：航空写真による浦幌地区の崩壊地の推移．日林講，**81**, 1970.
10) 東 三郎：流動土石の分散処理に関する考察．新砂防，**75**, 1970.
11) 東 三郎・藤原滉一郎・新谷 融・村井延雄：樹木年代学からみた地すべり地の推移．北大演報，**28** (2), 1971.
12) 東 三郎：沖積扇状地の土石分散工法に関する研究．北大演報，**30** (2), 1973.
13) 北海道開発局：昭和36年度石狩川水系石狩川本流砂防事業調査報告書．1962.
14) 石川政幸・鈴木孝雄：北海道の凍結地帯における崩壊斜面の浸食過程．林試北支年報，1965, 1966.
15) 上川町：上川町史．1969.
16) 国府谷盛明・他：5万分の1地質図幅説明書 大雪山．北海道開発庁．1966.
17) 国府谷盛明・他：5万分の1地質図幅説明書 旭岳．北海道開発庁．1968.
18) 工藤哲也・村井延雄・若林 規：異常出水による土砂流出 —間寒別川支流清川1964～1965—．日林北支講，**14**, 1965.
19) 小出 博：日本の地すべり．東洋経済新報社．1955.
20) 町田 洋：姫川流域の一渓流の荒廃とその下流部に与える影響．地理学評論，**37** (9), 1964.

21) 村野義郎： 山地における砂石の生産に関する研究. 土研報告, 114, 1962.
22) 砂防学会シンポジューム： 生産土砂量と流砂量について. 新砂防, **66**, 1966.
23) 砂防学会シンポジューム： 土砂生産の連続性と周期性について. 新砂防, **68**, 1968.
24) 辰野良秋・堀内照夫・北沢秋司： 流域環境の変化と土石流災害について. 新砂防, **93**, 1974.
25) 塚本良則・平松伸二・篠原斉四郎： 浸食谷の発達様式に関する研究 (III) —0次谷と山崩れの関係—. 新砂防, **89**, 1973.
26) 土田豊治： 大雪山系の気象と天気俚諺 (1). 北海道の気象, **13** (7), 1969.
27) 鷲尾盤竜二： 荒廃河川処理の一例としての常願寺川改修計画. 新砂防, **6**, 1951.

Summary

The debris movement in the Kurodakezawa Branch of the Ishikari River was investigated by field observation and aerial photographic method. The area of non-vegetatives scars of landslides covered 100 ha in this branch (drainage area : 480 ha). Only little change was found in these scars for the period from 1955 to 1971. There were the new denuding movements of slopes and the successive vegetative recoverings at the lower reaches of the neighbouring Takayamazawa Branch for the same period (Tables 5 and 6).

There were four landslide sites in the Kurodakezawa Branch (Fig. 4). One of them yielded a large quantity of debris materials since 1958, especially from the toe of the landslide (Fig. 5). The stream was dammed up by the toe and the mud-flow followed after the dam breaking at each summer downpour. The compression wood pattern informed that another landslide on the left bank of the middle reaches, covered by a natural forest of 300–600 year old spruces, occured partially and intermittently.

The channel bed of the middle reaches of the Kurodakezawa was filled with a large quantity (more than several meters depth) of the material that was removed in a high frequency (Fig. 6, 7 and 8). The every mud-flow resulted the main deposition of materials at the down stream ranged from 300 to 600 m from each of its breaking site. At the further downstream reaches, material movements were repeated in forms of scour and deposition. A schematic pattern of the material movements at the summer downpour period was given in Fig. 9. In the Kurodakezawa Branch and the neighbours, the sediment yields from slope failure were estimated to be less than those from gully heads scour. To prevent some villages in Sounkyo District on the Kurodakezawa Fan from disaster due to sediment flood, it would be very important to control bed load movements in torrents rather than material movements on slopes.