

2004年10月20日、台風23号の大雨により発生した 木曾山脈小黒川流域の土石流

明石 浩司*

A survey of debris flows at the Ogurogawa river basin in the Kiso mountain range, caused
by heavy rainfall of Typhoon No. 23 on October 20, 2004

Kohji Akashi*

*〒399-4598 長野県上伊那郡南箕輪村 8304 岐阜大学大学院連合農学研究所 (信州大学配置)

2004年10月20日に長野県南部を通過した台風23号により、木曾山脈を水源とする小黒川流域で崩壊や土石流が発生した。土砂流出は調査範囲の全ての支溪で確認され、谷の出口で氾濫原や沖積錐が形成されていた。本川では、新規の溪岸崩壊は著しいものではなかったが、堰堤の上下では側方侵食を受けて土砂が流出していた。小黒川本川の溪床には新しい堆積地形もあったが、溪床の拡幅や低下といった侵食作用も確認された。本川への土砂供給という点では、支溪の影響は著しいのではなく、本川の土砂は溪床堆積物が再移動したものが多くと考えられた。

キーワード 土石流、崩壊、台風23号、小黒川

1. はじめに

台風23号は2004年10月20日夜遅くに長野県南部を横断し、県内全域に水害および土砂災害をもたらした(『長野県気象速報』)。千曲川が氾濫し、交通寸断が多発した県北部・中部に比べると、伊那谷の被災状況は比較的軽微であった。しかし木曾山脈を水源とする小黒川流域では、ほとんどの支溪で土砂流出が確認された。特に西メツラ沢と大六沢の土砂量が膨大で、後者は谷の出口付近から土砂流となって小黒川キャンプ場の敷地で氾濫・堆積し、様相を一変させた。また、普段涸れている、あるいは水量が極めて少ない支溪でも土石流が発生していた。これらは谷の出口付近で沖積錐を形成したのもあった。しかし本川では堆積よりも侵食が卓越している印象をもった。幸い大きな災害にならなかったが、支溪で発生した土砂量は膨大であり、また前述のように今回の土砂移動現象は、規模や地形形成の面から様々な特徴を有していると思われた。そこで記録にとどめる必要を感じ、今回のイベントで起きた小黒川流域の土砂移動現象の特徴について調査することにした。

2. 調査地と調査方法および用語の確認

(1) 場所・範囲・地質・地形

小黒川は木曾山脈の将基頭山(2,720m)を水源とし、標高900m付近まで山間部を流れる。それより下流は小黒原と呼ばれる扇状地面を掘り込み、標高630m付近で天竜川に合流する。調査は、多くの支溪が合流する山間部で行った。調査範囲は西メツラ沢の合流部から信州大学農学部演習林の1,485m付近までとした(図1)。踏査は、本川と支溪の合流部、および本川の堰堤の上下を中心に行い、合流部間は断続的に行った。また、西メツラ沢では崩壊が発生していたという情報が得られたため、当支溪も崩壊地まで踏査した。また小黒川キャンプ場に土砂氾濫をもたらした大六沢にも入渓した。

松島・寺平(1984)によると、調査範囲は領家帯の変成岩類が分布している。細沢合流点より上流側と下流側左岸は、葦青石帯で砂岩・泥岩(粘板岩)からなる。細沢合流点より下流側右岸は黒雲母帯で砂泥質である。両帯ともチャート、緑色岩、石灰岩を含む。なお本川上流部では、標高1,700m付近からは木曾駒花崗岩となる。

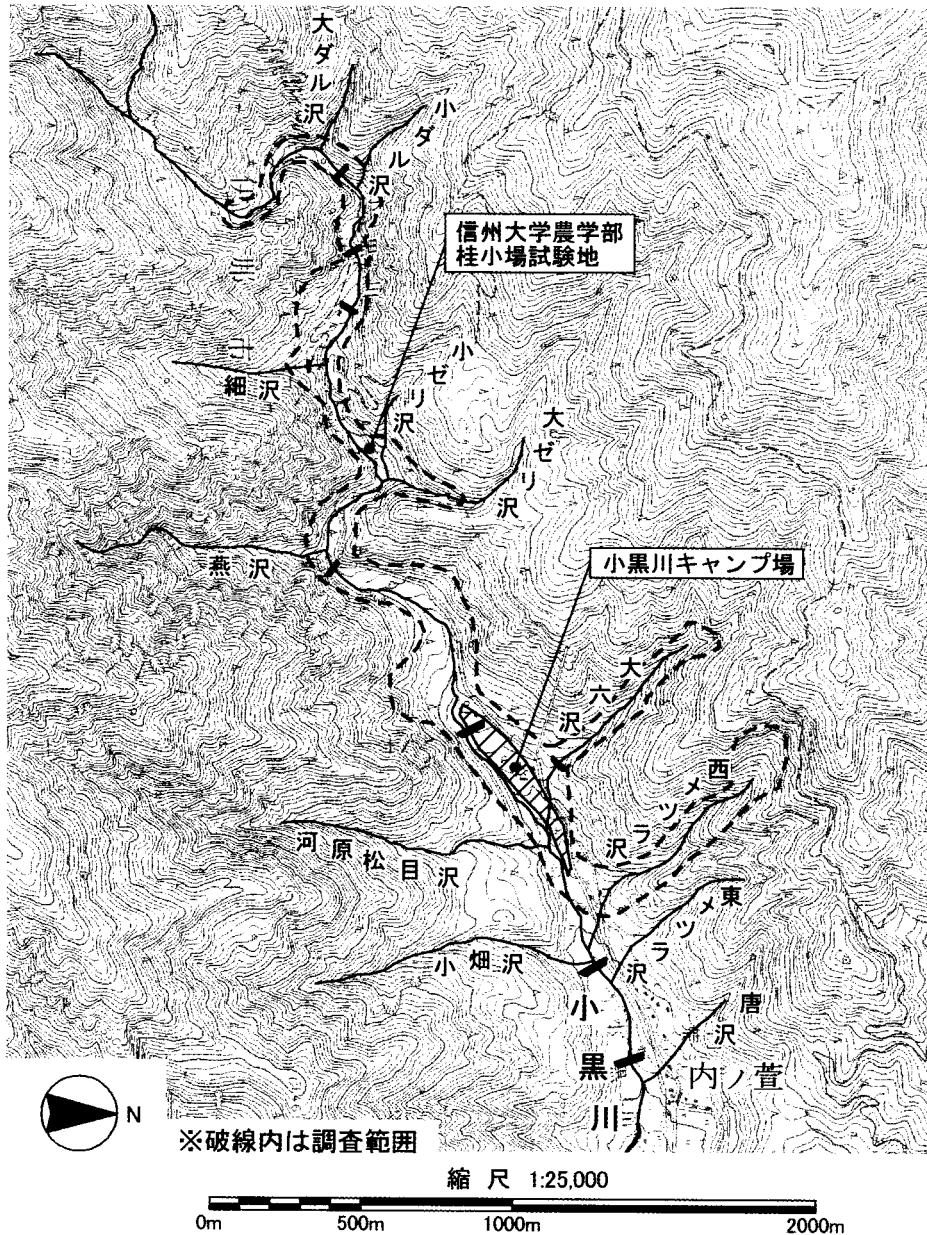


図1 調査範囲および支溪名称

調査地上流端では谷幅が狭く勾配が強い山岳渓流であるが、標高1,420m付近から下流は徐々に谷幅を広げ、谷底面が形成されている。特に、1,200m付近から小黒原扇状地に至るまでは幅が広く、地形図上でも確認できる。この地形面は、河道に向かって傾斜する緩斜面または平坦に近い段丘面で、山腹斜面および現河床から独立した地形面として分けられ、麓部緩斜面と呼ぶことにする。支溪の大半は、この麓部緩斜面を通過して本川と合流する。1,300m付近から下流では、右岸は不明瞭な崖線の段丘になっている。細沢合流点より

下流は流路が右岸に寄り、左岸が麓部緩斜面となる。燕沢より下流では、さらに谷底面の幅が広がる。麓部緩斜面には花崗岩礫をのせていることがあり、この地形面の形成は本川の影響も受けている。大六沢合流部付近から、右岸に比高50～100mの段丘が発達する。左岸は麓部緩斜面が上流から連続しており、明瞭な崖線がなく、右岸のような段丘は発達していない。小黒川最奥の集落である内ノ萱はこの左岸側麓部緩斜面にある。

(2) 調査方法

調査はルートマップの作成を目的とし、前述の範囲を踏査して土石流・崩壊・侵食が確認された場所を地図に記入した。礫径や比高はポールをあてて目測した。ただし大六沢は写真撮影のみで、ルートマップは作成していない。支溪の勾配や面積などは図上計測により算出した。現地の雨量データとして、標高 1,245m にある信州大学農学部桂小場試験地の観測記録を用いた。その他の気象データ等は伊那市議会経済委員会で配布された資料を参考にした。本川・支溪の砂防施設は、規格上堰堤とダムに分けられるが、本報告では堰堤で統一した。堰堤の名称は現地の銘板で確認した。

調査は 11 月下旬から 12 月上旬に行った。調査の一部には筆者の他、中村尊が加わった。また調査者の他、松島信幸、村松武、山住博信、信州大学農学部治山学研究室（北原曜教授、小野裕助手、その他学生）が巡検に参加し、意見交換を行った。

(3) 用語の確認

ここで、小黒川流域で発生した土砂移動現象に関し、用語の確認を行う。

流動によるマスマーブメントには、固・気混相流（なだれ、岩屑流、火砕流）と固・液混層流（泥流、浮遊砂流）に分けられ、土石流は後者に入る。土石流の発生は、勾配 15° 以上の場所で、大量の水が供給されて礫が移動することから始まる。しかし移動開始後の流

動は、掃流（流水の作用により礫が河床面上を移動すること）や浮流（水中に浮いて移動すること）によるものではなく、礫の衝突で生じた分散力と重力による。このとき礫と水との間には相対速度がなく、固液一体となった流動をしており、このように粒子が運搬される形態を集合運搬という。やがて勾配が緩くなると、垂直方向への沈降が流下方向への分散力に勝り、大きな礫は堆積して土石流堆となる。残りの小さな礫は掃流により運搬され続ける。掃流により運搬されるものを土砂流といい、掃流や浮流による礫の運搬を各個運搬という（以上芦田，1992）。

既往の報告（高橋，1977；武居，1980；池谷，1980；芦田，1992）を参考に、土石流と土砂流の特徴を表 1 に、また土石流の発生要因を表 2 にまとめた。土石流と土砂流の違いは堆積構造に大きく現れる（表 1）。また、崩壊や地すべりが要因になっている場合と、溪床堆積物の流動化で発生する場合とがある（表 2）。

礫の大きさを表す用語は、一般に 2mm より大きいものを礫、小さいものを砂としている（公文ら，1998）。礫はさらに、2～4mm は細礫、4～64mm は中礫、64～256mm は大礫、256mm 以上は巨礫に分類される。本報告の調査方法は現地目測であるため、岩屑は一括して礫と呼び、粒度階区分を設置せず、大きさは cm や m で表すことにする。

表 1 土石流と土砂流の比較

種類	運搬作用・形態	堆積構造
土石流	慣性力・重力 集合運搬	<ul style="list-style-type: none"> ・先頭に巨礫が存在する。 ・横断面（特に先頭部）は、凸型である。 ・層理構造を持たない。 ・直進性を持ち、谷を出ても、出口幅をわずかに拡がる程度。
土砂流	掃流力 各個運搬	<ul style="list-style-type: none"> ・巨礫を含むものの、細粒物質が多い。 ・層理構造を持つ。 ・広く分散して堆積する。

表 2 土石流の発生要因

- ①溪床堆積物が、流水の増加によって流動化する場合。
- ②山腹崩壊土砂が流動化する場合。
- ③地すべり土塊が流動化する場合。
- ④天然ダムや氷河湖が決壊する場合。
- ⑤火山活動による場合。

3. 気象データ

(1) 総雨量

降り始めの19日8時から21日2時までのデータは、伊那市東春近（アメダス）158.0mm、同横山キャンプ場 275.0mm、伊那市役所 169.0mm、同西箕輪支所 190.0mm（以上伊那市農林振興課）であった。また20日から21日までのデータとして、小沢川上流（伊那建設事務所）では182.0mmだった。調査対象地内にある桂小場試験地では19日7時から21日4時までの

降雨で310.0mmを記録し、最も多い値となった。これは平地部の東春近や伊那市役所に比べて、倍近い値である。

木曾山脈北部に大雨をもたらしたのものには、近年では1983年（昭和58年）9月27～28日の台風10号がある。これは天竜川本川の周囲等に大きな被害をもたらし、「58災」と呼ばれている。宮崎（1989）によると、この時の総雨量は小黒川流域の大部分が総雨量250～300mmの範囲に入っている。今回の小黒川流域全体の降水量は、58災を超えている可能性が高い。

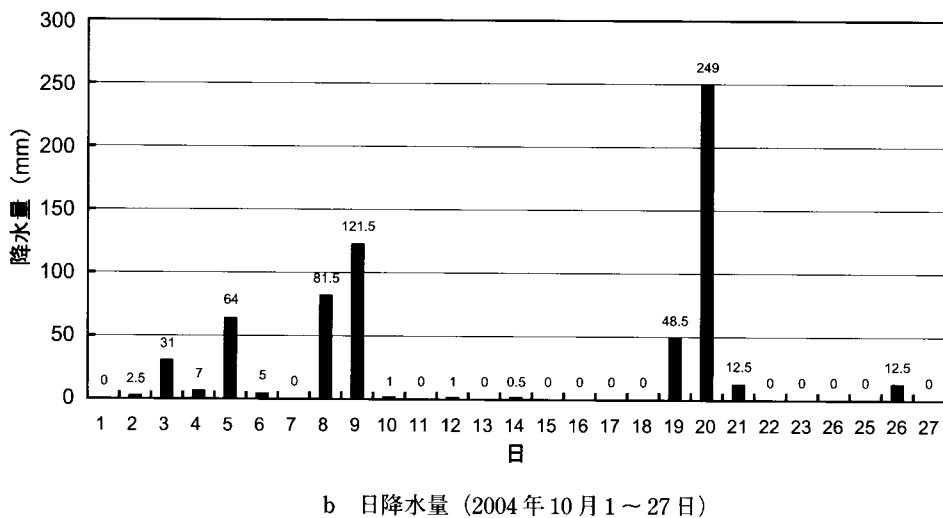
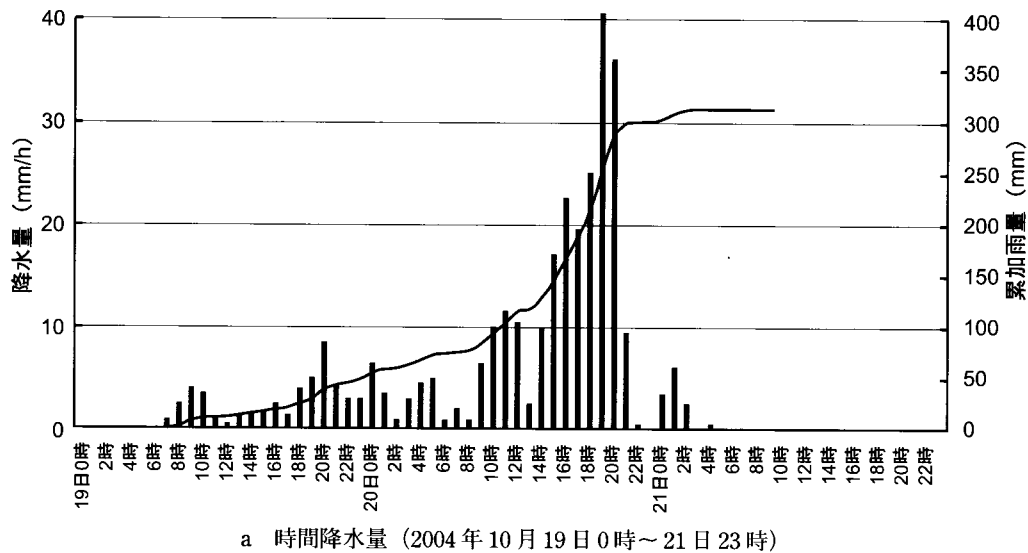


図2 桂小場試験地の降水量

(2) 台風 23 号の降雨特性と 10 月の降雨概況

桂小場試験地の時間降水量を図 2a に示した。19 日 7 時から降り始め、20 日 8 時までは最大 8.5mm/h で、4.0mm/h を上下しながら降りつづけた。この間だけでも連続 26 時間で 76.0mm 降った。20 日 9 時から増加し始め、15 時からさらに強まった。19 時にピークを迎え、40.5mm/h という強雨を記録した。しかし 21 時には急速に弱まり、23 時に一旦降雨が停止した。最終的には 21 日 5 時に停止した。激しく降った 20 日 15 時から 20 時までの 6 時間の降水は 160.5mm で、全体の 52% となった。

また、同試験地の 10 月の日降水量を図 2b に示した。『長野県気象速報』によると、秋雨前線と台風の影響で 10 月上旬も降雨日が多かった。特に 8 日朝から秋雨前線の影響で雨が降り出し、9 日夕方に伊豆諸島に上陸した台風 22 号の影響で大雨となった。この 2 日間だけでも 203.0mm 降っている。台風通過後も気圧の谷の通過や上空に寒気が入り込んだ影響などで、弱い雨が断続的に降った。その後、無降雨日 4 日間を経て台風 23 号の大雨となった。なお、長野では月降水量が 1889 年の統計開始以来第 1 位となった。

(3) 20・21 日のドキュメント - 気象情報と市の対応

20 日の 6 時 28 分に大雨・雷・強風・洪水注意報が発表された。11 時 45 分には大雨・洪水警報に変わった。桂小場試験地の 11 時 00 分までの累加雨量は 92.5mm だった。同試験地では 15 時から降雨がさらに強まり、16 時 10 分に暴風警報に変わった。21 時、伊那市災害対策本部が開設された。21 時 00 分までの同試験地の累加雨量は 287.5mm だった。23 時 34 分には強風注意報に変わり、雷注意報が解除された。21 日の 1 時 30 分に災害対策本部が解散、4 時 2 分には大雨・洪水注意報に変わった。9 時 55 分には洪水注意報が解除され、13 時 34 分に強風注意報が、17 時 48 分に大雨注意報が解除された。

4. 結果

(1) ルートマップの作成

踏査結果をルートマップにまとめ、付図 1～3、付表 1～4 に示した。ルートマップには、踏査により土石流や崩壊が確認された地点を番号で表した。土石流が発生した支溪は、無名の沢もあることから全てアルファベットで表記することにした。

表 3 土石流・崩壊が発生した支溪の概況

位置 右岸 左岸	流域 面積 ha	溪床勾配						土砂の到達	地形形成
		本川勾配		支溪内部					
		下流側	上流側	勾配0	勾配1	勾配2	勾配3		
P	92.8	10.2°	9.5°	-	14.6°	16.1°	21.1°	本川へ?	
O	56.2	9.1°	9.7°	-	23.0°	16.7°	22.2°	本川へ?	
N	1.5	6.1°	8.4°	12.3°	38.6°	-	-	麓部緩斜面まで	
M	3.4	8.4°	8.2°	16.3°	29.2°	-	-	麓部緩斜面まで	
L	5.9	9.1°	7.7°	15.9°	27.7°	34.3°	-	麓部緩斜面まで	
K	77.7	9.5°	5.9°	-	12.6°	17.9°	22.8°	橋梁・流路工が閉塞	流路の変更
J	29.2	7.5°	8.0°	11.2°	19.0°	18.8°	22.2°	麓部緩斜面まで	沖積錐
I	125.5	7.5°	8.0°	-	13.2°	13.1°	12.4°	土石流発生せず?	崩壊地
H	3.0	7.3°	7.8°	13.0°	41.2°	-	-	谷止で捕捉	
G	222.4	7.7°	7.0°	-	13.2°	15.8°	27.0°	本川へ	
F	16.9	6.9°	7.1°	12.9°	30.0°	18.3°	-	麓部緩斜面まで	沖積錐
E	13.8	6.2°	5.9°	9.5°	25.0°	29.3°	-	麓部緩斜面まで	沖積錐
D	9.8	6.2°	5.9°	12.7°	27.4°	-	-	大部分は麓部緩斜面まで	沖積錐
C	85.2	5.9°	5.2°	8.3°	12.4°	14.8°	19.3°	本川へ	氾濫原
B	99.5	5.5°	5.7°	-	11.6°	12.8°	15.9°	本川へ	
A	35.2	5.4°	5.5°	8.9°	11.6°	16.0°	31.7°	本川へ	氾濫原 崩壊地

※面積は谷の出口を流域境界として算出した。すなわち、麓部緩斜面は含まない。

※勾配の種類は以下のとおり。

〔本川勾配〕本川の勾配。支溪の合流点から 250m 区間分を算出。

〔勾配 0〕本川合流点から谷の出口まで、すなわち麓部緩斜面の勾配。

〔勾配 1・2・3〕4 点間（谷の出口・水平距離 200m 地点・同 500m 地点・同 1km 地点）の各区間勾配。

表4 支溪の土石流の特徴

分類	比率	支溪記号
a 水量による分類		
常時水が流れている,	56%	A B C G I J K O P
普段は涸れているか極めて少ない,	44%	D E F H L M N
b 土砂の到達範囲および堆積様式による分類		
本川へ流下 本川に達し, 麓部緩斜面にも氾濫原を形成,	13%	A C
氾濫原を形成していない,	31%	B G I O? P?
本川へ流下せず 谷の出口に沖積錐を形成, あるいは支溪内部に土石 流堆を形成,	44%	D E F J L M N
人工物により捕捉,	13%	H K
c 地形による分類		
谷の出口と小黒川本川との間に麓部緩斜面がある,	63%	A C D E F H J L M N
谷の出口が小黒川本川に接する,	38%	B G I K O P
d 堆積先端部付近の礫径による分類		
1cm以下の礫を多く含み, 砂やシルトが極めて多い,	13%	A C
1~30cmの礫が主体だが, 50~80cmの礫も混ざり, マトリックスを欠いた 浮石状になっていることもある, シルトなどの細粒物質は少ない,	75%	B? D E F H J K L M N O? P?
両者の中間	13%	G I

(2) 土石流が発生した支溪の状況

①全体の状況

土石流が発生した全支溪の概況について, 表3に示す。また表4では, 発生した土石流の特性ごとに支溪を分類した。

表3から, 流域面積に関係なく土石流が発生したことがわかる。また表4aに示したように, 土石流が発生した沢は普段涸れているか, 極めて水量が少ない沢も多かった。さらに, 地形図上で谷状の地形と認められる場所のほとんどで発生している。これらの点は今回のイベントの大きな特徴と言っていいだろう。

ただし土石流の規模には大きな差があった。本報告では具体的な土砂量を示すことはできないが, 形成された地形およびその範囲が規模の大きさの参考になるだろう。規模の大きい堆積地形は, 麓部緩斜面に広く形成された氾濫原(支溪A・C)があり, 規模の小さい堆積地形は谷の出口付近に形成された沖積錐や土石流堆(支溪D・E・F・J・L・M・N)がある(表4b)。

支溪A・Cでは, 支溪を出た岩屑は土砂流となって広く拡散し, 最大約1mの厚みで堆積している。また, 堆積物は支溪内部に比べ細粒である。支溪Aでは上流に新しい崩壊地が発生し, 溪岸・溪床の侵食も著しく, 膨大な土砂が供給された。この崩壊地は表3の「勾配3」の区間にあり, 他流域・他区間と比べ勾配が強い。支溪Aについては詳しく後述する。支溪Cは谷の出口に堰堤が設置されているにも関わらず, その下流の小黒

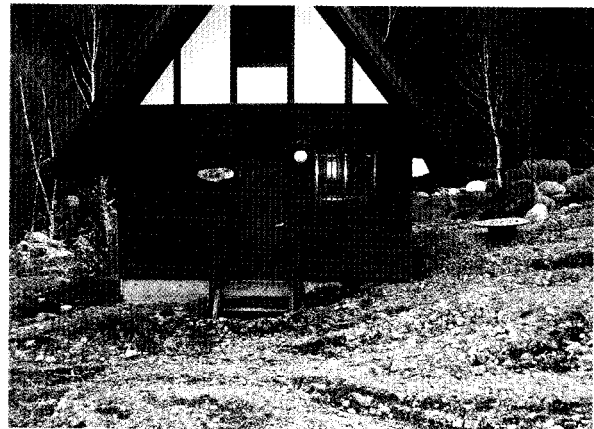


図3 コテージに押し寄せた土砂 (No.5)
写真右から左へ流下した。

川キャンプ場が氾濫原となり, 敷地が土砂で埋まった(図3)。支溪Cは踏査不十分のため, 崩壊地を発見するに至っていないが, 支溪内の溪岸・溪床とも, 著しく侵食されていた。

両沢と流域面積が同等またはそれ以上の支溪は勾配も同等であるが, 谷の出口が本川に接しており(表4c), 氾濫原は形成されなかった。支溪Gでは合流点に土砂が堆積していた(ルートマップNo.18参照。以下番号だけ記す。)が, 調査時ではすでに本川に大きく侵食されて, 段丘状になっていた。支溪Iは顕著な土砂堆積は見られず, 土石流が発生していない可能性がある。しかし侵食は著しく, 谷の出口付近に新しい崩壊(図4, No.25)が発生していた。滑落崖は数cmの

岩屑を主体としており、崩壊が起きた場所は古い土流に由来する沖積錐であろう。この崩壊土砂の大部分は本川の下流に流下したと考えられる。支溪 K は本線合流点付近で県道が横断し、そこから約 50m 上流まで流路工となっており、その上流端には谷止工が設置されている。支溪 K の土砂は県道横断部の橋梁下を閉塞し、流路工全体が埋まってしまった。これにより流路工右側壁の外側に流れを変え、右岸山腹は大きく侵食された。土砂は一旦県道上を流下し、広小橋まで達したが、流水はさらに県道の盛土部の路盤を突き破っている。



図 4 支溪 I の出口で発生した崩壊 (No. 25)

前述の支溪に対し、流域面積が 20ha に満たない小規模の流域では、土砂は本川に到達することはほとんどなく、麓部緩斜面に留まっていた。谷の出口に沖積錐を形成、または支溪内部に土石流堆を形成しており (表 3・表 4b)、その範囲は支溪 A・C の氾濫原に比べるとはるかに小さい。本川に達したのは支溪 D のみで、しかも土砂の大部分は麓部緩斜面で留まっていた。礫径は 1~30cm クラスが主体だが、50cm 以上の礫も見られ、このクラスの礫はマトリックスを欠いて浮石状に堆積していることもあった。これらの中で最も規模が大きかった沖積錐は支溪 E (No. 10) である (図 5)。これらの支溪は右岸に集中していた。溪床勾配は概して急で、麓部緩斜面との接点が遷緩点となっている (表 3)。支溪 D・E・F の沖積錐はこの谷の出口付近で形成されている。大きな沖積錐の形成に至っていない支溪 J・L・M・N でも、土砂が堆積する場所は同様であった (図 6)。これらの支溪が通過する麓部緩斜面の勾配は、氾濫原を形成した支溪 A・C の「勾配 1」の値とほぼ同等、またはそれ以上である。にもかかわらず、土砂は本川まで達せず、麓部緩斜面に留まった。



図 5 支溪 E の出口に形成された沖積錐 (No. 10)
強い勾配をもって堆積している。

②支溪A 西メツラ沢の状況

西メツラ沢では前述のとおり大きな崩壊が発生していた。その滑落崖には基盤岩の露出はわずかで、大部分は岩屑堆積物であった(図7, No. 67)。岩屑堆積物は40cm前後の礫を層状に含んでいたが、大部分は1~30cm大の不淘汰礫層であり、内部には粘土層も含まれていた。崩壊地はもともと古い崩壊土砂が堆積したものである可能性がある。ただし前述のように強い勾配をもっており、岩屑がどのように堆積したかは不明である。もとより岩屑がいつ、どのようにして生産されたのかも不明である。この崩壊地の下流(No. 65~66)の両岸には基盤岩が露出するが、著しく風化しており、ここも新たな崩壊地になっている。渓床も著しく侵食され、2~4mの滝がいくつか形成されている(図8, No. 64~66)。また断層粘土帯もみられた(図9, No. 64)。これらが示すように、土砂が生産される時点ですでに微細な礫径になっていることが大きな特徴である。このような風化帯や断層粘土帯の存在は、次に述べる支溪Cの大六沢でも確認できた。土砂の堆積はNo. 65付近から始まって、本川まで連続し、氾濫原の形成に至った。また流路近傍にあるスギの幹には、土砂の堆積面よりも高い位置にシルトが付着しており(図10)、これは広い範囲(No. 62~63付近)で見られた。



図6 支溪Nの出口付近に堆積した土砂 (No. 42)



図7 西メツラ沢の崩壊地 (No. 67)

基盤岩は手前左側にみられるのみで、大部分は岩屑堆積物である。



図8 挿入 西メツラ沢の溪床 (No.66)

溪岸・溪床とも著しく侵食され、滝ができています。



図11 大六沢の状況

溪床最深部は、写真左の新しい堆積物よりも2mほど低い位置にあることから、溪床は著しく侵食されたと考えられる。



図9 西メツラ沢の溪床に現れた断層粘土帯 (No.64)

写真中央部、紅白ボールの右側。



図10 スギの幹に付着したシルト (No.62)

白く見えるのがシルト。写真右側が上流。土砂がぶつかる上流側だけ樹皮が削剥されているが、シルトは下流側にも付着している。付着部分は土砂の堆積面よりも50cmほど高い位置にある。

③支溪C大六沢の状況

大六沢は写真撮影のみで、また荒廃区間の上流端まで踏査しきれていない。現段階で得られている知見で概況を述べると、数箇所滝の形成が見られ、断層粘土帯があること、溪岸崩壊が連続していることなど、西メツラ沢の状況とよく似ている。大規模な山腹崩壊を確認していないが、大六沢の方が溪岸・溪床の侵食が著しかった(図11)。上流部では50~80cmほどの亜角礫が多くみられた。

④考察

以上のように支溪で発生した土石流は、出口付近から土砂流となって本川まで土砂が達したものと、土砂は支溪内または麓部緩斜面に留まったものに分けられる。前者では、流路が麓部緩斜面を通過する場合は氾濫原を形成していたが、谷の出口が本川に接している場合は顕著な堆積地形を残していなかった。後者は谷の出口付近で沖積錐または土石流堆を形成していた。

谷の出口と本川との間に麓部緩斜面がある場合、支溪と麓部緩斜面との接点は遷緩点として作用し、土砂が本川に達する前に一旦堆積させる場所となっている。特に支溪D・E・F・H・L・M・Nでは、「勾配0」と「勾配1」の差が大きく、土石流のエネルギー減衰に大きく寄与していると考えられる。前述したように麓部緩斜面の形成は本流の影響もあると考えられるが、支溪A・Cの出口付近は、むしろ支溪自体の扇状地形成作用が大きいだろう。

今回の調査で入渓した支溪はAとCのみである。Aでは、上流部に大きな山腹崩壊が発生していた。両支溪とも、ほぼ全調査区間で溪岸・溪床が著しく侵食されていた。流出した土砂は溪床堆積物だけではなく、新たに生産されたものが極めて多いと考えられる。すなわち土石流のタイプは表2の①と②が刻当するが、崩壊は山腹だけでなく溪岸も顕著であった。

2004年は豪雨災害が頻発した年だった。台風23号以外にも、新潟県、福井県、三重県、徳島県で豪雨災害があり、すでに速報が出されている(丸井ら, 2004; 野呂ら, 2004; 日浦ら, 2004; 林ら, 2004)。これらに共通する特徴は、局所的短期集中豪雨である。時間的には、ほぼ1日の間に集中している場合が多かった。また、支溪の土石流の発生は源頭崩壊または山腹崩壊がきっかけとなっていることが多かった。野呂らによる福井県の報告と、林らによる三重県の報告では、支溪の土石流は溪岸・溪床の侵食を伴っていることが報告されている。これらのことは、本調査で確認したことと共通している。

(4) 小黒川本川の状況

①堰堤の上下

堰堤の上下で側方侵食を受けていることが確認された。「発電所上砂防堰堤」の上(No.8)は小黒川キャンプ場の幕営地となっており、本川の洗掘により敷地の一部が流失した(図12)。「つばめ沢下堰堤」の上(No.18)は支溪Gの土砂の流入により堆積の方が卓越しているが、堰堤の下(No.17)では溪岸が侵食されていた。「上農寮前砂防堰堤」では、堰堤の上(No.44)で谷幅いっぱいに新規の土砂が堆積していたが、下流(No.43)では溪岸が侵食されていた。その上の名称未確認の堰堤(No.47)の上は蛇籠護岸により侵食を受けておらず、むしろ林道敷まで土砂が堆積している。この上流にある「桂小場砂防ダム」には2本のスリット(図13)がある。副ダム(No.53)は2003年の融雪増水の時に満砂しており、今回スリットを通過した土砂は副ダムで捕捉しきれず、土砂は副ダムの下で氾濫し(No.52)、No.48付近の屈曲部まで流下した。しかしこの氾濫土砂は下の名称未確認の堰堤までは達していない。No.47の林道敷に氾濫した土砂は、500mほど上流のNo.48で溢流したものに由来していた。つまりNo.52から氾濫した土砂の大部分は、下流の堰堤まで到達する前に、自然地形の屈曲部で堆積した。「桂小場砂防ダム」の上(No.54)では、左岸に新規の土砂が堆積していたが、右岸では反対に側方侵食を受けていた。



図12 発電所上砂防堰堤の上流側左岸(No.8)

堰堤の上は、谷幅いっぱいに流れが広がった形跡があった。キャンプ場の幕営地がある段丘は、側方侵食を受け敷地の一部が流失した。写真中央のカラマツ倒木はキャンプ場の敷地にあったもの。手前の積み石はキャンパーによる焚き火の跡。溪床には花崗岩(白く見える礫)が目立つ。

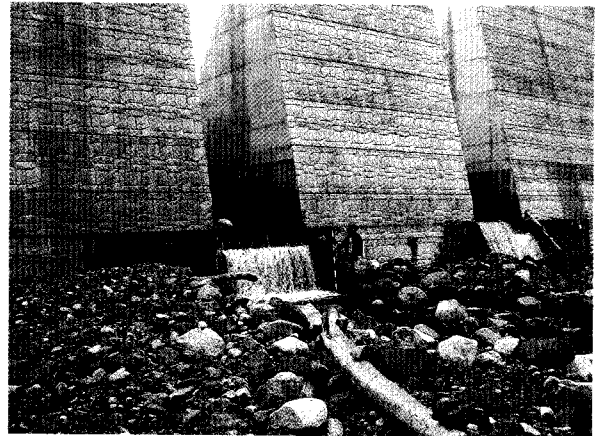


図13 桂小場砂防ダムの副ダムの土砂(No.52)

副ダムは2003年4月の融雪増水で一気に満砂した。このときの堆積面は平坦だったが、今回の土砂供給により勾配が生じた。しかし下流の堆積状況から、土砂のほとんどは下流に流下したと考えられる。

②堰堤の影響がない区間

堰堤の影響がない区間でも段丘の側方侵食が見られた。小黒川キャンプ場は支溪Cの氾濫原になったものの、No.3とNo.5のように本川の侵食作用も大きい。No.57は大きく侵食を受けて谷幅が著しく広がった。それだけでなく、これまで見られなかった3~4mの巨礫が露出していることから、溪床の低下も起きている。これは植生の残存状況からも判断できる(図14)。また、この場所以外でも溪床の低下が確認できた(図15)。本川を連続的に踏査すれば、箇所数が増えるかもしれない。段丘以外の侵食は、一部で溪岸崩壊も発生して

いたが、小規模であったり (No.50)、もともとあったものが拡大した (No.29) に過ぎない。このように侵食は広範囲に確認されたが、段丘の側方侵食が多く、支

溪 A・C のような、連続した大きな溪岸崩壊は発生していないことが特徴として挙げられる。

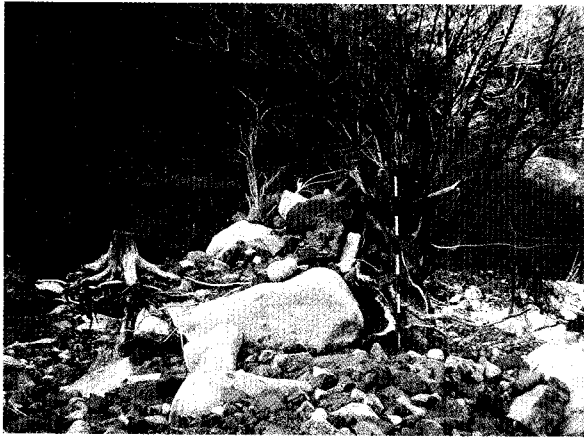


図14 溪床の拡幅と低下 (No.57)

流路は写真右の右岸側にある。植生や切り株 (浮いている) の存在から、写真中央部はかつて左岸と地続きだったと考えられる。またそれらの高さから、堆積面が低下していることもわかる。植生が礫を捕捉していることから、一旦土石流が氾濫し、その後大きく侵食されたと考えられる。

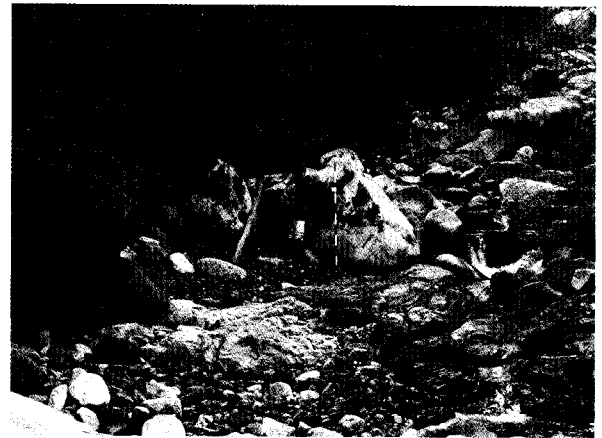


図15 溪床の低下 (桂小場試験地前の橋から撮影)

写真中央の礫に着生したコケの下端より下は、砂礫が堆積していたと思われる。このことから溪床が低下していることがわかる。左の大きな礫の下も洗掘されてノッチ状になり、手前溪床にも岩盤が現れている。



図16 本川の土石流堆フロント (No.13)

上流方向を見る。流路は写真左側へ湾曲するが、土石流は曲りきれず、攻撃斜面側に堆積した。堆積物は花崗岩円礫が多く、最前面に長径1mほどの礫が集中した。道路擁壁の積み石は磨耗され、白くなっている。特に手前側半分では、一番上まで白くなっている。この部分は県道へ土砂が溢流した場所である。ただし路面の土砂は支溪Fから路面上を流下したものと思われる。



図17 本川の土石流堆 (No.16)

写真左の木の根元に礫がのっており、この付近の溪床は上昇したと考えられる。花崗岩が多く、溪床が白く見える。



図18 屈曲部の土砂堆積 (No.58)

一方、新規の土砂堆積も堰堤堆砂地以外で認められた。堆積物は花崗岩の大きな円礫がほとんどで、長径1m前後のクラスが多く、最大1.5mほどである (No.13, 16)。特にNo.13 (図16) では明瞭なフロントを形成しており、大きな礫が先頭に集中すること、横断面が凸型であること、層理が見られないことなど、土石流堆特有の堆積構造 (表1) をしている。これらの礫は、緩い屈曲部の攻撃斜面側に堆積していた。No.16では、植生の高さから溪床が上昇していると思われた (図17)。これらの発生源は不明であるが、上流の「つばめ沢下堰堤」の上下 (No.17, 18) に1mクラスの礫の堆積がないことから、これより下流の土砂が移動したのだろう。No.13と16の堆積物をもたらした土石流は、大部分が花崗岩円礫であること、およびこの付近に目立った山腹崩壊がないことから、溪床堆積物が流動化して発生したものであろう。

ただし、これらを土石流堆として扱うことには注意が必要である。本川の調査区間は、土石流発生勾配とされる15°よりも緩い勾配である。水山 (1980) は、土石流の流動域よりも緩い区間で、上層部が水流、下層部が集合流動という2種類の流れが生じることを実験で確認し、このような状態を掃流状集合流動とした。しかしNo.13とNo.16は、土石流によるものか、掃流状集合流動によるものか、断定することは難しい。ここでは堆積構造に基づき、土石流堆として扱うことにする。

No.58は屈曲部かつ狭窄部である。ここには下流よりも礫径の大きいものも多く、比較的強い勾配をもって堆積している (図18)。狭窄部の出口の下に位置す

るNo.57は、谷幅が広く、両岸に段丘が発達し、言わば谷底氾濫原である。本来は堆積が卓越する区間と思われる。しかしNo.58で堆積が卓越したためか、その下流のNo.57の段丘堆積物は著しく侵食され、溪床が拡幅・低下した (図14)。No.57で発生したと思われる土砂は、前述のようにスリットダムを通過し、次の屈曲部で堆積した (No.52)。礫径はNo.13やNo.16よりも小さく、堆積面の起伏も小さいことから、土砂流またはそれに近いものだったと考えられる。

③考察

No.13およびNo.16の土石流堆、および倒木によって捕捉されたNo.32の礫径から、今回のイベントにおける移動礫の最大サイズは1.5mほどと考えられる。本川が運搬した礫のサイズから、支溪から本川に流入した土砂は速やかに流下されてしまったと考えられる。そもそも土砂が本川に達していない支溪も多い。つまり支溪で生産された土砂は、本川に著しい堆積をもたらしていない。実際、土石流堆の主体は花崗岩の円礫である。花崗岩は支溪に由来するものではなく、本川にもともとあった河床礫である。以上のことから、本川への土砂供給という点では、支溪の影響は小さかったといえる。また本川に面する山腹も、大規模な崩壊は起きていなかった。本川の新規堆積土砂は、溪床堆積物が再移動したものが多いと考えられる。

堰堤堆砂地では、土石流堆を構成している1m前後の礫はほとんどなかった。堰堤は、調査地域のような山岳溪流では本来存在し得ない砂礫川原を形成しているといえる。この堰堤上流部では溪岸が侵食されてい

ることが多かった。堰堤の上流では、溪床勾配が緩く固定され下方侵食が弱められている反面、河床断面は横に広がり、側方侵食が強くなっていることが考えられる。

5. まとめと課題

台風 23 号の降雨は、1983 年の 58 災に匹敵する、または上回るものと思われた。今回の降雨は、短期間に集中した強雨であった (20 日 15 時から 20 時までの 6 時間の降水で 160.5mm)。2004 年には、このような局所的短期集中豪雨が各地でも発生した。

今回のイベントの特徴は、流域面積に関係なく調査範囲の全ての支溪で土石流が発生したこと、およびそれらの一部が氾濫原や沖積錐を形成するほどの規模だったことが挙げられる。しかし本川に到達した土砂は、本川の移動礫径と比べると細粒であるため、多くは堆積せずに流下したと考えられた。また土砂が本川に達していない支溪も多かった。

麓部緩斜面は、支溪の土砂を一旦堆積させる場所になっていた。土砂が本川に達した場合も、大量の土砂が麓部緩斜面で氾濫・堆積していた。

本川では、堰堤堆砂地以外では著しい土砂堆積は屈曲部に限られたが、1m 前後の花崗岩が多かった。堰堤堆砂地では堆積の他、側方侵食による土砂流出も確認された。

これらのことから、本川への土砂供給という点で、支溪の影響は小さいと考えられた。また本川の堆積土砂も、新規の土砂供給よりも溪床堆積物が再移動したものが多いと考えられた。本川は全般に堆積よりも、溪床の拡幅・低下等、侵食の方が卓越していると考えられた。

本報告は簡易調査のみなので、得られた知見はまだ予察的で不明な点が多い。定量的なデータが得られた上で、あらためて考察したい。

謝辞

信州大学農学部治山学研究室の小野裕先生には、桂小場試験地の貴重な観測データを貸していただきました。美博学芸員の村松武さんには校正をお願いしました。美博顧問の松島信幸先生と村松さんには、現地でも有益な意見を聞くことができました。また、中村尊さんと山住博信さんの情報提供が今回の調査のきっかけ

となりました。これらの方々にはこの場を借りて厚くお礼を申し上げます。

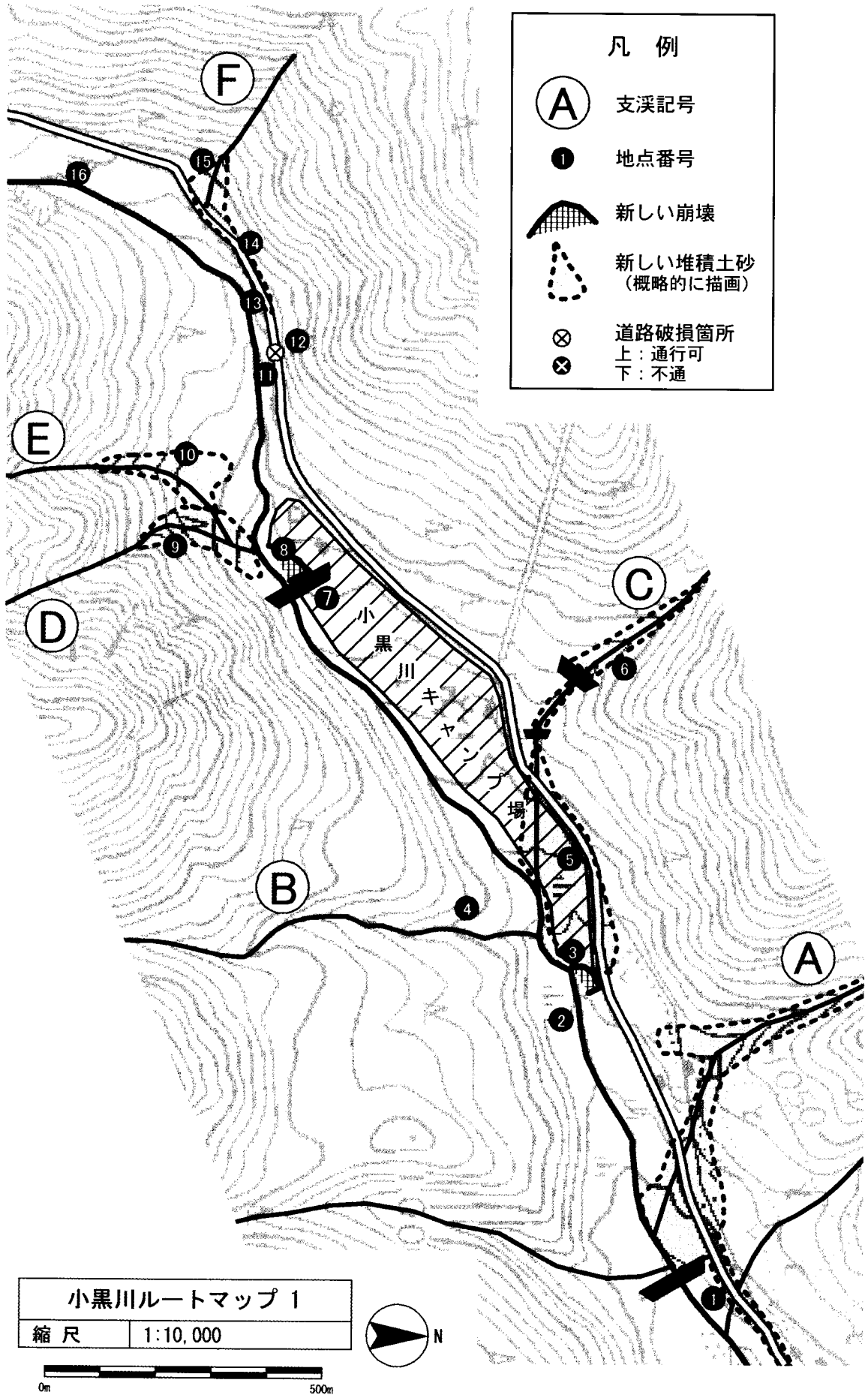
引用文献

- 芦田和男, 1992, 土石流概論. 新砂防, 44 (6), 41-47.
- 林拙郎・土屋智・近藤観慈・芝野博文・沼本晋也・小杉賢一朗・山越隆雄・池田暁彦, 2004, 2004 年 9 月 29 日, 台風 21 号に伴って発生した三重県宮川村の土砂災害 (速報). 新砂防, 57 (4), 48-55.
- 日浦啓全・海堀正博・末峰晃・里深好文・堤大三, 2004, 2004 年台風 10 号による徳島県木沢村と上那賀町における土砂災害緊急調査報告. 新砂防, 57 (4), 39-47.
- 池谷浩, 1980, 土石流災害調査法. 砂防・地すべり技術センター, 196 p.
- 公文富士夫・立石雅昭, 1998, 新版碎屑物の研究法. 地学団体研究会, 399 p.
- 丸井英明・渡部直喜・川邊洋・権田豊・井良沢道也・笹原克夫・中村良光・安田勇次, 2004, 2004 年 7 月新潟豪雨土砂災害調査報告 (速報). 新砂防, 57 (3), 53-59.
- 松島信幸・寺平宏, 1984, 天竜川上流域地質図. 社団法人中部建設協会.
- 宮崎敏孝, 1989, 伊那谷山岳部の降雨特性. 建設省中部地方建設局天竜川上流工事事務所, 38 p.
- 水山高久, 1980, 土石流から掃流に変化する勾配での流砂量. 新砂防, No. 116.
- 野呂智之・水野秀明・内田太郎・山越隆雄・西本晴男・藤沢和範・田中秀基・秋山一弥・小島伸一, 2004, 平成 16 年 7, 8 月新潟, 福井および徳島における土砂災害 (速報). 新砂防, 57 (3), 47-52.
- 高橋保, 1977, 土石流の発生と流動に関する研究. 京都大学防災研究年報, 20, B-2.
- 武居有恒, 1980, 地すべり・崩壊・土石流一予測と対策. 鹿島出版会, 334 p.
- (財) 日本気象協会長野支店, 2004, 長野県気象速報, 平成 16 年 10 月.

追記

なお、調査後に住民から支流 I 大ゼリ沢でも崩壊が発生し、土砂は谷を横断する送水管 (地形図にも記載されている) で捕捉されていた、という情報を得た。

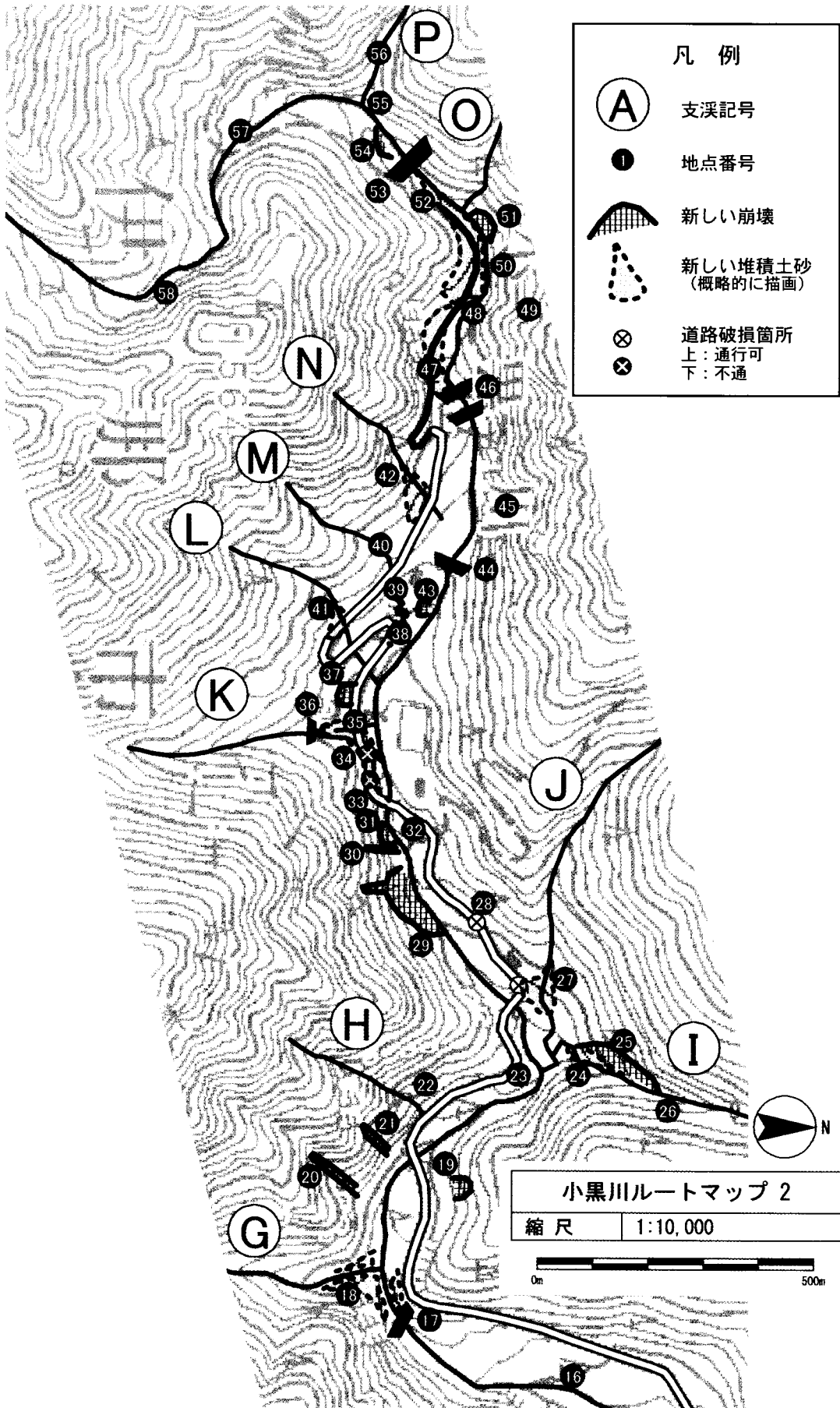
付図1 小黒川ルートマップ1



付表1 小黒川本川ルートマップ解説No.1~16

No.	記事/データ	(ルートマップの向きに合わせて下から上に並べた)
16	本川	緩く右折する屈曲部だが、土石流は曲がりきれず、左岸に比高1.5mのフロントを作って堆積、0.5~1.0mクラスの花崗岩の礫が主体で、最大長径1.8m。この土石流堆ある場所よりも流路側にヤナギ、ヤシヤブシ、ダケカンバなどの樹木が残っている。つまり段丘が侵食されて溪床が拡幅し、そのあとに土石流が堆積したと考えられる。
15	支溪F 県道	無名沢。谷地形であるが、普段ほとんど水が流れておらず、地図上の等高線の凹みも浅い。沖積錐を形成し、県道にまで達している。堆積物はホルンフェルスの亜角礫で、①60~80cmクラスの礫に、②10cm以下の礫や③1cm以下の礫が混じる。②は①よりも磨耗している。この支溪の出口付近には湧水があり、泥が堆積している。ここはニリンソウの群生地だった。したがって表流水はわずかでも、伏流水や地下水が常時流れていると考えられる。No.14の状況から、No.13付近まで県道上またはその側溝を土砂が流下したと考えられる。
14	道路	土石流の通り道となった道路側溝。山腹から小さな沢が合流するが、この沢の流路には土砂が溜まっていない。道路側溝の土砂供給源はNo.15の土石流と思われる。
13	本川 県道	本川は緩やかに右折し、左岸の県道に土砂流が溢流した。県道の路肩は護岸されているが、普段はここまで水が達することはない。護岸の積み石(花崗岩)が真っ白になっており、約40mにわたり洪水流が直接攻撃したことがわかる。下流側8m区間を除き、路面から下約50cmの範囲にはコケが残っている。したがって土砂流が溢流したのは下流側8m分である。溢流部の路面から川原までの比高は1.4m。また、左岸側の河原には土石流フロントが残っており、礫の最大径は1.5m。1.0m前後の礫が多いが、様々な礫径が混在している。これらの中には新しい流木が巻き込まれており、今回移動したものであることを示している。
12	県道	路肩崩壊。コンクリートを充填したトンパックで補強。通行可能。
11	本川	古い水制と溪床に突き出た基盤岩。
10	支溪E	無名沢。谷の出口に沖積錐を形成。水の流れは細いが、伏流していると考えられる。土石流は麓部緩斜面に留まり、本川に達していない。No.9よりも沖積錐の規模が大きく、膨大な土砂量である。細粒物質が少なく、礫の間に空隙が多く、歩くとガラガラする。下部堆積物は、①20~30cmの角礫~亜角礫、②5~10cmの亜角礫で、1cm以下の礫はきわめて少ない。上部流路付近の堆積物は③20cmの亜角礫、④10~15cmの亜角礫、⑤3~5cmの亜角礫、⑥1~2cmの亜角礫で、⑤と⑥が主体である。谷の出口は著しく侵食されている。
9	支溪D	無名沢。調査時点では流量がきわめて少ない細流である。土石流は、一部本川まで達しているものの、大部分は麓部緩斜面で堆積し、谷の出口付近に沖積錐を形成している。堆積物は①50~80cmの角礫、②10~30cmの亜角礫、③3~5cmの亜角礫~亜円礫、④1cm以下の礫で、②③が主体である。明瞭なフロントは無いが、①クラスの中礫が集中する場所もある。谷の出口は著しく侵食されている。
8	本川	No.7の上流側の堆砂地。左岸側は段丘で、カラマツ疎林の幕営地になっている。段丘は堰堤建設前からの古い堆積地と考えられる。現流路はこの段丘に沿って流れ、激しく侵食している。この上流では砂礫による小さい段丘ができていた。すなわち、堰堤直上では土砂は堆積よりも侵食が卓越し、それより上流で土砂が堆積している。
7	本川	「発電所上砂防堰堤」1977年10月竣工。長野県土木部。堰堤の下流側では、中洲の樹木がなぎ倒されている。新たな堆積地形は目につかず、土石流よりも洪水を受けたという印象の方が強い。
6	支溪C	大六沢。県道近傍に堰堤が設置されているが、土砂を捕捉しきれず、県道およびキャンプ場に氾濫した。氾濫した土砂はほとんど数cmの礫や1cm以下の礫だが、堰堤の上部にも同様な大きさの礫が多い。
5	本川 支溪C	小黒川キャンプ場。敷地が支溪大六沢の土砂流で埋まり、氾濫原となる。厚さは50cm~1m。一部のバンガローが直撃を受けたが、物損被害は軽微。大六沢はキャンプ場内を横断し、直線状の流路工が施されている。深さは約2mあるが、土砂流はこの断面では流下しきれず、キャンプ場に氾濫した。反対に本川は侵食の方が大きい。本川の溪岸崩壊が、「しらかば棟」の5m手前まで及んでいる。また、増水時の水際は、「かえで棟」の3mまで接近している。
4	支溪B	河原松目沢。未踏査。対岸からの目視観察。土石流が発生したが、土砂の大部分は本川に流下した模様。1m前後の礫が目立つ。
3	本川	小黒川キャンプ場の駐車場。県道近傍まで大きくえぐられている。L=50m。
2	本川	河原松目沢合流点の下流にできた大きな土石流堆積フロント。これにより、流路が左に折れる。流木も多量に堆積している。
1	本川	「伊那市内ノ萱上砂防ダム」1991年度竣工。1982年着工。高さ12m、長さ131m。以前から満砂状態だったが、今回も新規の土砂が谷いっぱい広がった。

付図2 小黑川ルートマップ2



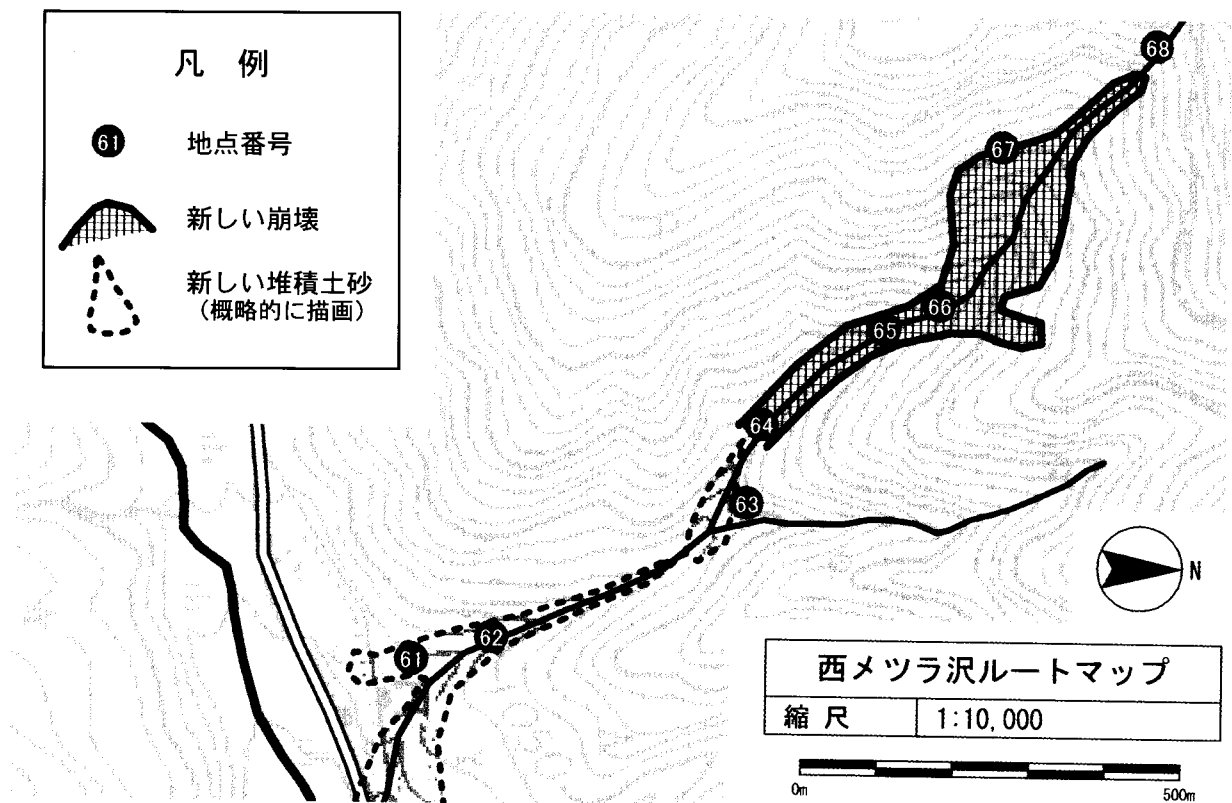
付表2 小黒川本川ルートマップ解説No.17~36

No.		記事/データ (ルートマップの向きに合わせて下から上に並べた)
36	支溪K	細沢。水量は豊富。橋の上は谷止工と流路工が施されている。谷止上流にも土砂が堆積するが、谷止下流に比べると少量で、谷止は土砂を捕捉しきれなかった。No.35の橋を閉塞し、副ダムと流路工内部は埋没した。
35	支溪K	県道の橋。橋下は土石流により閉塞し、No.34のような状況になった。
34	支溪K 県道	支溪Kの現在の県道横断部。旧河道が土石流により閉塞し、本川の下流側に流路を変える。県道は大きくえぐられ、通行不能。ここでは以前も土石流が発生しており、土石流堆積物の上に直接舗装して道路を復旧した。今回の土石流では舗装とその下の古い土砂の一部が流され、古いコンクリート舗装が再び現れた。路面には土石流堆が残る。堆積物は①40cmの垂角礫、②5~15cmの垂角礫と角礫、③1~5cmの角礫、④1cm以下の礫で、②③④が混ざったものが主体である。ただしフロントは60cmクラスでマトリックスを欠く。土石流の一部は直進して本川に向かうが、樹林によって捕捉される。これらの樹林はなぎ倒されていない。
33	県道	支溪Kから広小橋まで土石流の通り道となった県道。
32	本川	No.31の対岸。洗掘によりカラマツが流路へ転倒し、礫を捕捉している。この礫から判断すると、この付近の移動礫の長径は約1.0mだった。
31	山腹	山腹の斜面崩壊。岩盤が露出する。増水時は水衝部だったと思われる。
30	山腹	ガリー。線状崩壊というほどではないが、下部に土砂が堆積している。
29	本川	渓岸崩壊。もともと地形図上に崩壊地記号がついているが、下流側に拡大している。上部山腹に沢地形があり、小規模の蛇抜け状の崩壊が起きている。
28	県道	路肩崩壊。L=5m, W=1.2m, H=1.7m。この場所は本川の水衝部ではないが、横断溝の下にある。横断溝からは大量に水が流れた跡がある。
27	支溪J 県道	小ゼリ沢。信大演習林宿舎の裏を流れる。水は流れており、上流に「ぶどうの泉」がある。規模の小さい小沢に過ぎないが、こゝも土石流が発生し、信大の物置小屋を直撃した。土砂と水は県道に達している。水は側溝および路盤を浸食し、舗装が一部陥没している。氾濫した土砂は、他の支溪と比べ礫径が小さい。①10~30cmの垂角礫、②5cm以下の垂角礫、③1cm以下の礫といった構成で、比率は2:1:1。
26	支溪I	落差約11mの階段状の滝。1段目3m。2段目6m。3段目3m。4段目3m。延長約25m。
25	支溪I 山腹	大ゼリ沢の右岸で大きな崩壊が発生。崩壊したのは山腹ではなく、古い沖積錐である。ただし、山腹の信大の試験地ではドイツウヒ、メタセコイア、ストロブマツ、カラマツなどが植栽されており、主にドイツウヒが転倒している。崩壊の崖面を見ると、ほとんど数cmの礫と1cm以下の礫で構成され、20cm程度の礫が若干混じる。崩壊地はもともと土石流堆積物だったと考えられる。崩壊区間の上流には滝があり、岩盤が窪んで水路状になっている。これは右岸に向いており、その延長上に崩壊地が位置する。左岸は基盤岩が露出し、No.26の滝に連続する。
24	支溪I	大ゼリ沢。水量豊富。支溪出口は0.8~2mの円礫が累積する古い土石流堆となっている。幅は約35m。最大礫は4mの花崗岩円礫で本川由来。支溪の左岸にあった流路は、本川に合流する前に右に屈折して右岸に寄り、さらに左に屈折して土石流堆を乗り越える。これは支溪自身の土砂が古い土石流堆の上に堆積し、本川へ直進できなくなったためである。土石流堆の上流側は氾濫原になっている。これはNo.25の崩壊により、谷幅が拡張したことにより、氾濫・堆積したと考えられる。
23	本川	支溪Iの合流部。合流部の下流で本川は右直角に屈折し、屈折点付近では溪床勾配が強い。屈折点の上流、ちょうど支溪Iの合流点では溪床勾配が緩く、谷底面の幅も広がっている。すなわち、堰き上げ状態になっている。今回のイベントでも谷幅いっぱい流れ形跡がある。県道のカーブミラー付近に流木堆があり、路面より若干高い位置にある。その上流側の路肩擁壁についた痕跡から判断すると、洪水位は現在の水際から2.3mの高さにある。
22	支溪H	無名沢。鋼製谷止工。竣工年、事業主体とも不明。小規模の沢だが、わずかに水が流れている。礫は最大80cmの角礫で、砂はほとんどない。上部で岩盤崩落があったのか、路傍の集水升が完全に埋まり、土砂は県道に流出した。
21	山腹	蛇抜け状の線状崩壊。
20	山腹	岩盤崩落型の崩壊。
19	山腹	伊那市中央区の区有林。あずまの近くで、面状に発生した崩壊。カラマツ林。崩壊によって露出した岩盤は平らな面を持つが、これはへき開面である。わずかに谷地形になっており、岩盤の上に堆積した崩積土が再崩壊したものと考えられる。
18	支溪G	燕沢。常時水が流れている。燕沢からの土石流により、本川との合流部に土砂が堆積していた。これは本川と燕沢自身によって、すでに比高4mの段丘になっている。堆積物は大きく分けて3種類。①50~70cmの垂角礫で、平面部分が多い。②10~30cmの垂角礫。③2~5cmの垂角礫。③およびそれ以下のサイズは黒味が強かった。合流部を抜けて堰堤に達したものはこれより小さいものが多い。燕沢内部の堆積物は①よりも大きな礫も見られる。
17	本川	「つばめ沢下堰堤」1965年8月竣工。長野県土木部。堰堤下は副ダムではなく、水たたきになっており、著しく磨耗している。堤体には下部水抜き穴から天端まで貫通する縦のクラックが入っている。堰堤下流側では溪岸が侵食されている。上流側堆砂地ではNo.16のような大きさの礫や花崗岩は無く、大部分が10cm以下のホルンフェルスである。

付表3 小黒川本川ルートマップ解説No.37~58

No.	記事/データ (ルートマップの向きに合わせて下から上に並べた)
58	本川 溪岸に基盤岩が露出した屈曲部で、かつ狭窄部、屈曲部の内側は大量の土砂が埋積している。礫径もこれまでよりも大きなものが、比較的強い勾配をもって堆積している。上流からの礫はここで堆積して下流には及ばなかったため、No.57で侵食が卓越したのだろう。
57	本川 信大演習林ひのき小屋付近、大きく右に屈曲する。このあたりは溪岸は拡幅し、溪床も低下しているなど、土砂の堆積よりも流出の方が明らかに多い。信大演習林への木橋も流された。今回の土砂流出により、長径4・5mにおよぶ花崗岩の巨礫が露出した。この付近はもともと谷幅も広く、溪床勾配も緩い。地形的には氾濫原だが、今回のイベントでは侵食の方が卓越した。
56	支溪P 大ダル沢。出口は滝。滝上に土石流堆あり。水は常時流れている。
55	本川 左岸の段丘の上流端に土石流堆フロント (L=10m,W=12m 対岸からの目測による)らしきものあり。最大径2m。ただしこれは以前からあったもので、人為的に積み上げられた可能性もある。
54	本川 ダム上は流路が左岸に寄る。かつては右岸側が流路で、左岸側はダム建設残土があった。左岸には新しい段丘が形成され、谷幅いっぱいには新規の土砂が堆積しているが、右岸は大きく侵食されている (L=50m,H=2m)。
53	本川 「桂小場砂防ダム」2001年12月竣工(1996年7月着工)。長野県土木部。「平成13年国補荒廃砂防工事」による。高さ25m、長さ104m。2本のスリットあり。幅は約3m。副ダムは2003年4月の融雪増水のときに一気に満砂した。それまでは底が見えないほどの深いプールだった。今回も新規の土砂が堆積している。フロントのような土石流堆があり、最大径80cmで、30~50cmクラスの礫が多い(登山道からの目測による)。
52	本川 No.53の副ダムの下が林道の終点。土石流はここから溢流し、そのまま林道の流れ、No.48付近まで流下した。二つのダムの間は全区間、谷幅いっぱいには土石流が氾濫した。
51	支溪O 小ダル沢。出口は滝。土石流が発生したかは対岸からは確認できない。次の支流、No.56大ダル沢の状況から、小ダル沢も土石流が発生した可能性がある。水は常時流れている。
50	本川 左岸にできた新しい段丘 (L=40m,W=8m 対岸より目測)と、その上流側に溪岸崩壊が2箇所あり (W=15m,H=10mとW=5m,H=10m)。
49	本川 以前から大きく崩壊していた左岸の岩壁。今回も岩盤崩落型の崩壊があったようだが、規模は小さい。この付近の左岸側岩壁には約4mの高さまで水位が上昇した形跡がある。
48	本川 左岸の岩盤。水衝部であり、これにより増水時には右向きになったと考えられる。実際右岸にあるNo.47の林道敷の土砂はここから溢流したものだ。分流地点の水際と路面までの比高は約3m。
47	本川 ダム上は以前から満砂状態で、新規の土砂が溪床いっぱいに広がる。しかも右岸の林道敷まで溢れている。林道の土砂はダムアップではなく、上流のNo.48で溢流したものが流下したものだ。堆積物は支流と異なり、円礫を含む。林道に堆積したものは、①30~40cmの垂角礫~円礫、②10~20cmの角礫~円礫、③3~5cmの角礫~亜円礫、④1cm以下の礫で、②が主体である。8:2の割合でホルンフェルスの方が花崗岩より多い。
46	本川 地形図上では2段のダムになっているが、下は副ダムと思われる。上のダムには銘板が付いているものの、対岸にあるため確認できない。
45	本川 左岸の岩盤崩落。
44	本川 「上農寮前砂防堰堤」1968年12月竣工。長野県土木部。堰堤上流側は谷幅いっぱいには新規土砂が堆積した。最大80cmの礫があるが、より小さい礫と混ざりあっている。
43	本川 新しい溪岸崩壊。No.44の堰堤から100m下流。半月型で、H=1.8m、W=10m。
42	支溪N 無名沢。普段涸れている沢だが、ここも土石流が発生。支溪で発生した土石流の中で、最も角礫が多い。礫サイズは、①30cmの垂角礫、②5~15cmの垂角礫、③3~5cmの角礫と垂角礫で、②と③が主体。細流物質が少なく、礫の間に空隙が多いため歩くとガラガラする。
41	支溪L 県道 無名沢。わずかに水が流れる小さい沢だが、ここも土石流が発生し、道路に達した。礫サイズは支溪で発生した土石流の中で最も小さい。①10~15cmの垂角礫、②1~5cmの垂角礫、1cm以下の細礫と砂で、②と③が主体。ごくわずかに50cm大の礫もある。
40	支溪M No.39の上側。県道の山腹側に小さな谷止工が設置されており、道路際に集水升がある。谷止には土石流が堆積するが、集水升は空である。この沢は普段涸れているが、2003年4月の融雪増水の時に土石流が発生した。このときは集水升を埋め、土石流は県道上を流下するほどだった。しかし今回のイベントでは、土砂は暗渠も流路工も通過した。
39	支溪M No.38の上側。小さな谷止の上は蛇籠による流路工が設置され、その上の県道横断部は直径1mの暗渠になっている。これらの内部には土砂が堆積していない。
38	支溪M 県道 登りS字カーブのうち、下側のカーブ。道路に達した土石流。供給源は支溪M(無名沢)。①30~40cmの垂角礫、②5~10cmの垂角礫と角礫、③1~3cmの垂角礫で、②と③が多い。
37	山腹 (段丘) 県道 表層崩壊。本川の河床堆積物からなる段丘。W=8m、H=7m、D=0.8m。崩壊土砂の上には大きな木がなく、もともと古い崩壊の跡かもしれない。崩壊の上部は平坦に近い緩斜面で、湧水が出て湿地状になっている。植生はカラマツ林で、数本転倒している。

付図3 西メツラ沢ルートマップ



付表4 支溪A (西メツラ沢) ルートマップ解説No.61~68

No.	記事/データ (ルートマップの向きに合わせて下から上に並べた)
68	支溪A 左右岸の山腹に広がっていた崩壊地は沢に収束する。崩壊地上端の上はササ地で、周囲はカラマツ造林地
67	支溪A 大きな崩壊地。今回発生したもの。小黑川本流にまで達した膨大な土砂の発生源と考えられる。シルトが非常に多く、大きな礫が少ない。もともと古い崩壊土砂が堆積していた場所なのか。堆積物の礫径は①80cmの垂角礫、②30cmの垂角礫、③10~20cmの垂角礫、④2~3cmの礫、⑤1cm以下の礫、⑥シルトで、①は非常に少なく、⑤⑥が圧倒的に多い。崩落崖から湧水が出ている。礫層から湧出しているが、その上に硬い粘土層が乗っている。その粘土層には枝か根とのどちらかと思われる木片があった。
66	支溪A 約4mの滝。
65	支溪A 溪床勾配が緩いのに関わらず、大きな礫がまったく堆積していない。これより上流で生産される礫が小さいためであろう。No.66の滝にかけて、溪岸が連続して崩壊しており、高さ20mほどになる。基盤岩(粘板岩)が露出するが、著しく風化しており、手で崩すことができるほど脆い。
64	支溪A 溪床に岩盤が直接出ており、断層粘土が観察された。主断層と思われるものがN66W75NE、副断層と思われるものがN52W80NEで、この面には東へ5°落ちの条痕あり。
63	支溪A 支流の合流点。仮に西沢と東沢とする。西沢の方が、土砂量が圧倒的に多い。西沢からの土砂は堤防状の側方堆積を作り、東沢の流れを遮る。このため東沢は堰き上げしている。水量は両沢とも少ない。2:1で西沢が多い。西沢に少し入ったところに、約4mの巨岩が2個あった。表面は風化しておらず、今回移動したのと考えられる。
62	支溪A 土石流はスギ林の中を突き抜けた。No.63にかけて大量の土砂が堆積し、溪床の上昇により谷幅が広がった。流路近傍のスギの幹にはシルトが付着している。付着部分は、なぜか堆積面よりも50cmほど上にあった。
61	支溪A 土砂堆積の先端。土砂流状。礫径が小さく、明瞭なフロントはない。堆積物は①10~20cmの垂角礫、②1~5cmの垂角礫、③1cm以下の礫およびシルト。谷の出口に神社があるが、その後の小山により土石流は分流し、土砂が神社に直撃することはなかった。ただし壁にはシルトが付着している。