

1984 年長野県西部地震に伴う御岳山の岩屑流堆積物

——とくに“岩屑しぶき”について——

地震研究所 {松田時彦
有山智雄*

(昭和 60 年 5 月 20 日受理)

要 旨

1984 年 9 月 14 日の長野県西部地震に伴って、震央の北西約 5 km の御岳山の南斜面が崩壊して岩屑流が発生した。その堆積物に対する観察結果を記述した。岩屑流は i) 空気を媒質としたなだれ状の流れであった、ii) 流下時に王滝川合流点付近より上流では強風を伴い岩屑をしぶき状に周辺にはねとばした (“岩屑しぶき”)。iii) 堆積物は中・上流部では地形の小起伏に無関係にうすく平行堆積しているが、下流部 (堆積域) では、低所にむかって再移動している。iv) この岩屑流の直後に山体から噴出した地下水によって水を媒質とした土石流が発生した。

1. ま え が き

1984 年 9 月 14 日午前 8 時 48 分頃、長野県の御岳山南東麓 (王滝村) を震央とする極浅発地震 (M 6.8) が起こった (気象庁地震予知情報課・地震津波監視課, 1985)。この地震に伴って御岳山頂上南側、伝上川源頭部、標高約 2550 m~1900 m の山腹が崩壊して岩屑流が発生した。この岩屑流は主に伝上川・濁川・王滝川沿いに流下し氷ヶ瀬貯木場付近 (標高約 950 m) に達した。

崩壊した斜面は、長さ約 1.3 km, 上端・下端の高度差約 700 m, 崩壊物の量は約 $3.6 \times 10^7 \text{ m}^3$ (長岡正利, 1984) であった。この崩壊は、斜面の下部からはじまり僅かな時間差をもって全体に及んだと推定されている (長岡, 1984, 松本盆地研木曾谷サブグループ, 1985)。崩壊した物質は新期御岳 (小林ほか, 1975, 小林武彦, 1985) あるいは王滝累層 (松本研木曾谷サブグループ 1985) の溶岩, スコリア, 火山灰などである。目撃者の談話などから崩壊は地震発生とほとんど同時におこり, 岩屑はその約 8 分後の 8 時 56 分頃約 10.5 km 下流の餓鬼ヶ咽付近に達した (平均時速約 80 km, 栗田ほか, 1984)。崩壊斜面から岩屑流堆積物のほぼ末端氷ヶ瀬付近までの距離 L は約 12 km, 高度差 H は約 1600 m, したがって H/L は約 0.13 であった。

堆積物の記載や流動・堆積機構についての考察は, 上述の文献のほか, 守屋ほか (1984), 信州大学自然災害研究会 (1985), 植原ほか (1985), 後藤ほか (1985) などにある。

筆者らは, 地震直後に岩屑流に対する空中視察などの予察を行ったが, 現地調査は主と

* 現在, 東京学芸大学附属高等学校

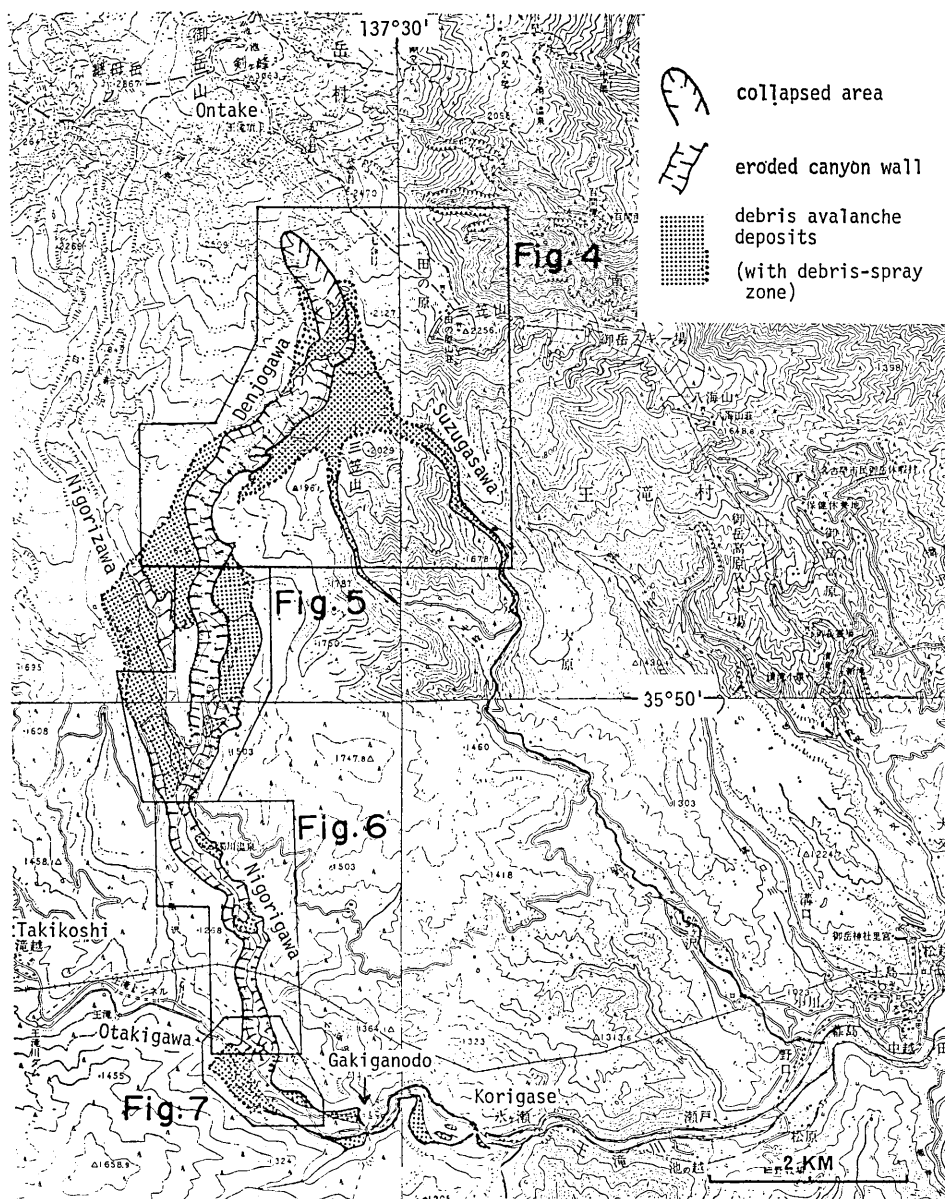


Fig. 1. Index map of the southern Ontake area, Nagano Prefecture.

して同年10月下旬と翌年(1985年)4月初旬のそれぞれ数日間に行った。本稿で、主として伝上川左岸の上流部・中流部および王滝川沿いの3地域での視察を記し若干の考察を行う。なお、地震断層の有無に関する調査結果は別稿(山科健一郎ほか, 1985)に記した。

野外調査に際しては、当時の状況を教えて下さった王滝営林署の方々、および一部現場に同行して下さった信州大学酒井潤一氏および東京大学地震研究所伯野元彦氏・山科健一

郎氏に大へんお世話になった。また、空からの現場視察は朝日新聞社(多喜実氏)と朝日航洋(株)(荒木春視氏)の御厚意によった。室内では、金沢大学守屋以智雄氏、富山大学小林武彦氏、地震研究所中村一明氏・荒牧重雄氏から有益な御教示をいただいた。

調査費用の一部は文部省自然災害特別研究(代表者愛知工大飯田汲事教授)によった。

以上の方々に厚くお礼申し上げる。

なお、この調査には主に朝日航洋(株)および中日本航空(株)の空中写真(いずれも9月17日撮影、前者は縮尺1:5000、後者は1:10,000)を用いた。また、本稿のFigs. 5, 7に用いた地形図は地震後に調製された国土地理院地理調査技術開発室(1985)の、5000分の1地形図であり、本稿の文中の標高もそれによった。

2. 岩屑流堆積物の主な形態と岩相

伝上川源頭部斜面からの崩落物は、主に伝上川の谷の中を流れたが、伝上川が屈曲するところでは、3ヶ所でその一部が谷壁をこえて、火山斜面上に溢れ、そこにうすい堆積物をのこした。第1の溢流は、崩壊斜面の正面の台地(伝上川左岸、小三笠山北方、標高2100~1800 m)を越え、その一部は鈴ヶ沢に入った。この地域(伝上川が南西流する部分)を伝上川上流部とよび第3章で記載した。第2の溢流は伝上川上流部が南西から南へむきを変える所で生じ、岩屑の一部は右岸(西側)の尾根を南西へ乗りこえて濁沢へ入った。第3の溢流は第2の溢流のやや下流で伝上川が南南東から南南西へ向きをかえるところで生じ、左岸側の火山斜面上を流下し、伝上川の東支谷を経て伝上川本谷に合流した。この伝上川の中流部(伝上川の第2の溢流部から濁沢合流点まで)について主に第4章で記した。この伝上川沿いの岩屑の流れ(岩屑流)は濁沢と合して濁川沿いに下って王滝川に入りその末端は餓鬼ヶ咽を経て氷ヶ瀬のすぐ上流部まで達した。濁川沿い(濁川地区)については主として空中写真の観察結果を記した(第5章)。濁川と王滝川の合流部付近から下流部(王滝川地区)については第6章と第7章で記した。

上流部および中流部で溢流した岩屑流の堆積物には、主として空中写真上で次のような、a, b二相が区別できる。a相は主に崩壊地の火山体を構成していた各種の火山岩塊・スコリア・火山灰などが帯状に堆積して顕著な縞模様を示す相であり、b相はa相の各種岩屑に、表土に由来する泥塊・樹木片などが多量にふくまれたもので色調は比較的一様(褐色)である。

a相は主に上・中流部に露出し、b相は中流部から下流に広くみられる。b相は、a相から漸移してその分布の先端~側縁部にみられる場合と、独立した岩屑流をなしてa相堆積物を不整合に被っている場合とがある。王滝川沿いの堆積域の岩屑流堆積物もb相を示す。流れ山(debris mound)は濁沢・濁川の谷底の堆積域(b相)や王滝川沿いの堆積域に多くみられる。

b相岩屑流堆積物の側縁部の形態と用語をFig. 2に示す。(A)は中流域の谷の中を流れた岩屑流の縁辺部の模式図である。本稿では岩屑に全面的に被われた地表を岩屑面(debris surface)あるいは岩屑流堆積面(debris avalanche deposits)、その上縁(外縁)の斜面に付着する堤防状~棚状の地形を岩屑堤防(debris levee)~岩屑ベンチ(debris bench)

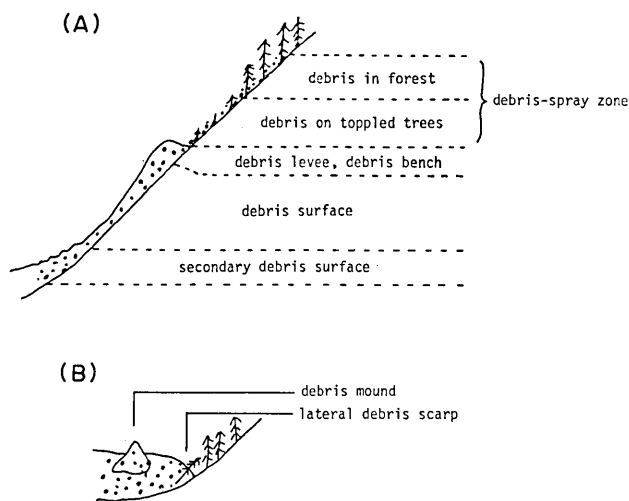


Fig. 2. Terminology of the surfaces of the debris avalanche deposits,
(A) features on the middle course,
(B) features on the lower course (depositional area).

とよぶ。岩屑堤防・岩屑ベンチは、岩屑流の表面がすくなくともその高さまでは達したこと、その後岩屑流の中心寄りの部分の表面が低下したことを意味している。岩屑堤防・岩屑ベンチをつくった流れは後述のように空気を媒質としていたと考えられるが便宜上その上端の高さを“水位”とよぶことがある。谷底部の岩屑面にはその岩屑流の大勢の流れの方向とは異なる方向へ岩屑が二次的に移動したと思われる形態が認められる（たとえば“水位”の低下に伴う谷斜面の最大傾斜方向への再移動の形態）。この部分を再移動面 (secondary debris surface) とよぶことがある。

岩屑面より上方の斜面にはしばしば樹幹や熊笹がある方向にそろって倒れその上に岩屑がうすく被覆ないし散在している地帯（“倒木帯”）があり、さらにその上方（外側）にはほとんど被害のない樹々の間に岩屑が散在している地帯がある。これらの地帯の岩屑は、岩屑流の本体から強風を伴って、しぶき状に飛来し落下したものであると考えられる。倒木帯と樹林中に岩屑の散在する斜面を合せて岩屑しぶき帯 debris-spray zone とよぶ。

岩屑流の末端に近い王滝川の谷底は岩屑の主な堆積地であるが、そこでは中流部とは反対に堆積面は谷底の中央部（流れの中心部）で高く側縁部にむかって低い (Fig. 2 の B)。岩屑流の側縁には谷の斜面側に面した比高 1~3 m の急崖（側縁崖 lateral debris scarp）があり、その崖と谷の斜面との間が溝状の低地となりそこに滞水していることもある。

上記の岩屑流は a 相も b 相も空気を媒質としたなだれ様の流れであったと考えられる。これらのほかに、明らかに水によって運ばれた土石流堆積物 (c 相) が王滝川沿いなどに分布する。

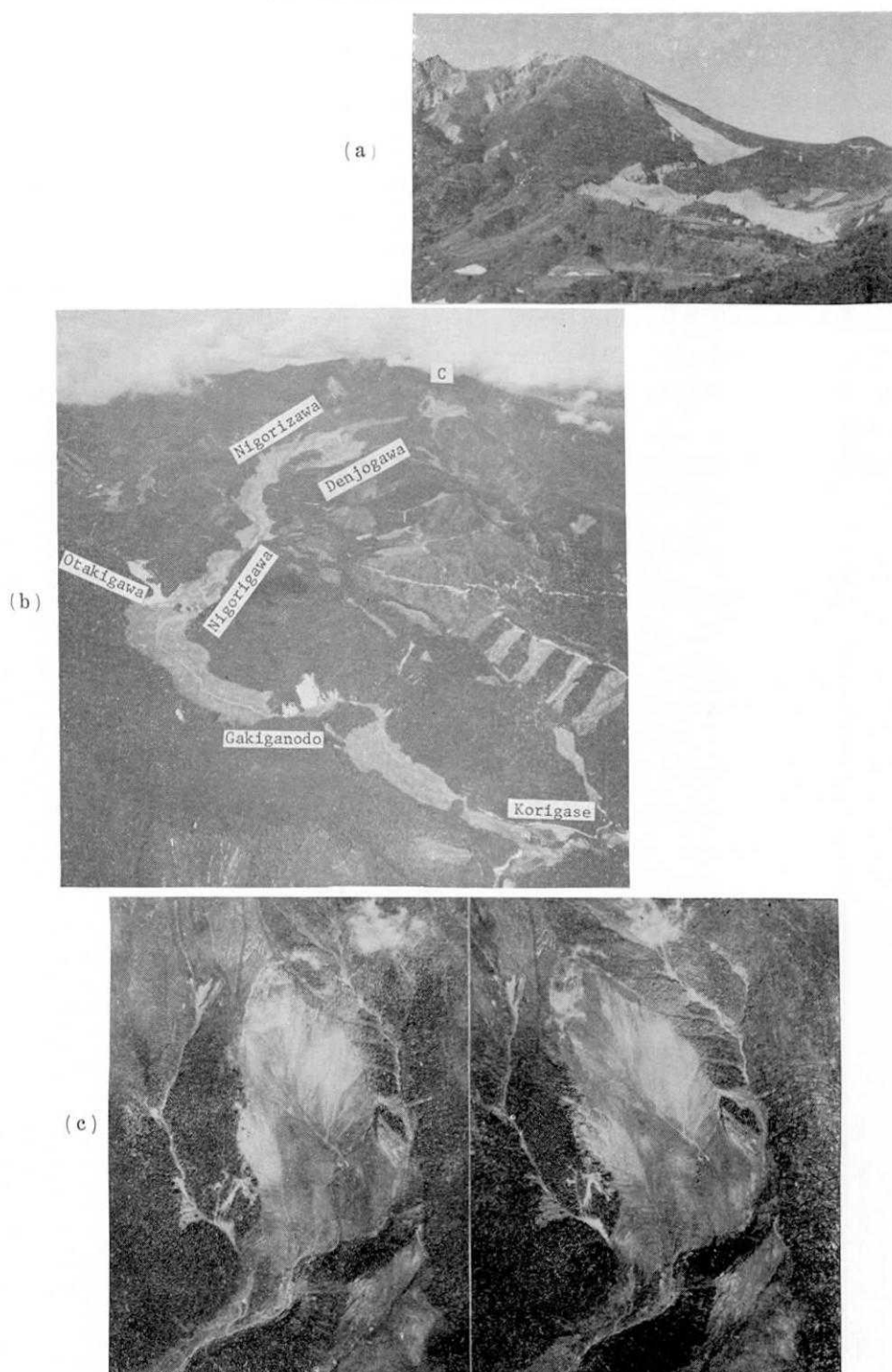


Fig. 3. The debris avalanche area. (a) looking from southwest. (b) looking from southeast. (c) collapsed area. (photos b and c by Nakanihonkoku Co.)

3. 伝上川上流部 (左岸, 小三笠山北方台地) (Fig. 4)

伝上川源頭部の今回の大崩壊斜面 (Figs. 3a, c, 8a) の南側に小三笠山北斜面につづく台地 (標高約 2100 m~1900 m) がある。崩壊した岩屑の一部は伝上川をこえてこの台地の上に乗り上げ、一部は鈴ヶ沢上流部の2つの谷に入り、他はやや下流で再び伝上川へ合した。台地の表面は浸食されその上を岩屑が一面に薄く被っている。(Fig. 8b)

その岩屑堆積物には、空中写真でみると白、赤褐、黄灰、暗灰などの多色の縞模様がある (Fig. 9)。これは灰白色~暗灰色の溶岩片、赤褐色のスコリア~火山灰、黄褐色の風化した火山灰などが帯状に配列して生じたものである。各色の帯は幅 1 m~数十 m 程度で長いものは空中写真上で 200~300 m 追跡できる。各帯はほぼ直線状あるいはそれがしばしば強く弯曲して上流に凸の馬蹄型を示している。また、より複雑な縞模様を示す部分もある。

縞模様の中では白色の帯が最も目立つ。Fig. 9b は比較的直線状に 200 m 以上つづく

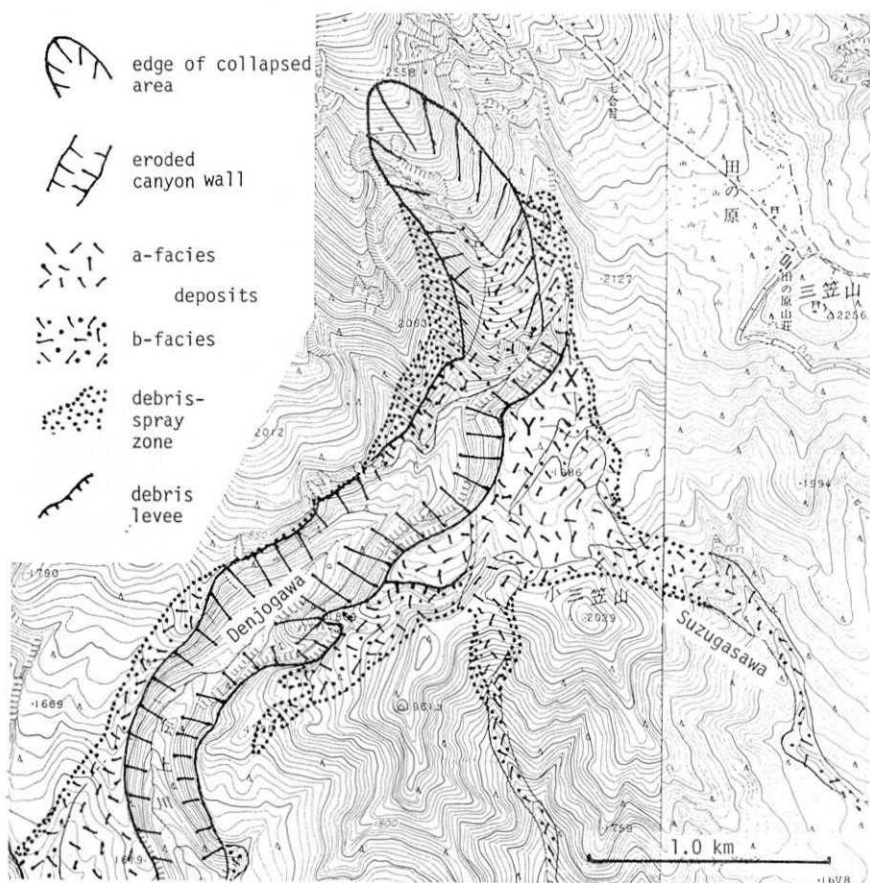


Fig. 4. Upper Denjogawa Canyon area.

白い帯 (Fig. 9a の X 付近, Fig. 4 参照) の 1 部である。それは板状節理の発達した灰白色の溶岩片 (厚さ数 cm, 径数十 cm 程度) が幅 1~2 m の帯状にならんたもので溶岩片はすべて同質であり, 各岩片間には細粒の基質を欠き空隙が多い。また各岩片は上流に偏平な面をむけて覆瓦構造をして重なっていて各岩片が最終的に定着するまえに地表を転動したことがわかる。

馬蹄型に弯曲した白色の縞模様はこの台地の西縁付近にいくつもみられる。馬蹄型の頂部 (最上流部の強い弯曲部) には堆積面上に突出した比較的大きな岩塊 (径 1 m~2 m) が座している。白色の溶岩片はその岩塊に進路をさまたげられたように, 岩塊の上流側でそれを取りまくように左右にわかれて 2 条となり, 全体として馬蹄型に連なって堆積している。その岩塊のすぐ下流側の地表にはその白色の溶岩片は分布せず風化した黄褐色の火山灰やその他の先着していた岩屑がその岩塊の影のように, 下流側へ細長く分布している。Fig. 9c はその様子を示したものである。この岩塊の上流側の表面にはしばしばその時の各溶岩片が衝突してできた白い傷痕が目立つ。その岩塊自身が一部碎かれてその破片が下流へ尾をひいて分布している例もあった。

この台地の岩屑流堆積物は極めてうすい (厚さ数 m 以内)。岩屑流堆積物を欠き基盤の火山灰層が露出しているところもあった。

このように, この台地での岩屑流堆積物は火山体の構造を一部のこした大きな岩体の集りとして到来し, その岩体が地表に沿って地表をこすりとりながら, 自らはくだけて岩片を落下させ地表の微地形に応じてその岩片を転動させながら, 通過していったと考えられる。なお, 守屋ら (1984) はこの台地で掘削調査を行いこの岩屑の縞模様の断面を観察している。

この縞状模様を示す岩屑分布地の縁辺部には, 縞状模様の不明瞭な黄褐色をおびた帯状の部分 (b 相) があり, さらにその外縁の正常な樹林との間に倒木が多く空中写真で明黄色を呈する部分 (“倒木帯”) がある。前者 (b 相岩屑) はこの台地の西南部の小谷の中や, その両側の斜面によく発達している。この b 相岩屑は a 相の縞模様を不整合状に被っていたり, a 相岩屑面との間に堤防状地形を伴っている。

4. 伝上川中流部 (Figs. 5, 10)

4.1. 左岸尾根の岩屑しぶきと強風 (標高 1625 m~1525 m 付近)

伝上川が南南東から南南西へ向きを変えるところ (標高約 1470 m) で左岸側の火山斜面上に岩屑流が乗り上げ北東方からのびてくる尾根を南へのりこえている (Fig. 5 の A 付近)。その東側に接して尾根の南北両側に, 半ば岩屑に被われ半ば植生が残っていて遠望すると明黄色にみえる斜面 (“岩屑しぶき帯”) がある (南北の長さ約 300 m, 東西幅最大約 100 m, Fig. 10a の A 付近)。

そこでは, i) 一面に生えていた熊笹の茎やその中に点在していたかん木は突風を受けたようにそって南側へ倒れていた (Fig. 11b), ii) その上に岩屑 (径 50 cm 以下) が散在していた, iii) 比較的大きな岩塊の落下による衝撃孔 (径約 30 cm) がある, iv) 熊笹中の樹や森林の縁の唐松などは多数, 地表から 2~5 m のところで折れて樹冠部が失われ

ていた (Fig. 11c). そのほか上流側 (北側) の小枝を失いあるいは樹皮に打撃による損傷を受けたもの, 樹冠部が空中写真にみえるように黄灰色を帯びているもの, 樹幹が南へ傾むくものなどがあった.

このような岩屑と植生の混在する地区から西側の b 相岩屑流に近づくと岩屑の占める割合が急にふえ全面岩屑流堆積物に被われる. また, 上述の植生の倒れた方向はこの岩屑しづき帯の外縁に平行しているが, 西側の b 相岩屑流の縁辺とはやや斜交している.

上記のような諸性質は, 岩屑がしづき状に飛び散る部分が b 相岩屑流の縁辺部に付随していたこと, そしてその岩屑しづきには強風が伴っていたことを示している. とくに上述の性質 i), iv) は, 付近に散在する岩屑が比較的少量であることから岩屑の打撃による効果だけでは説明困難であり, 衝撃的な風の効果を考える必要を示している.

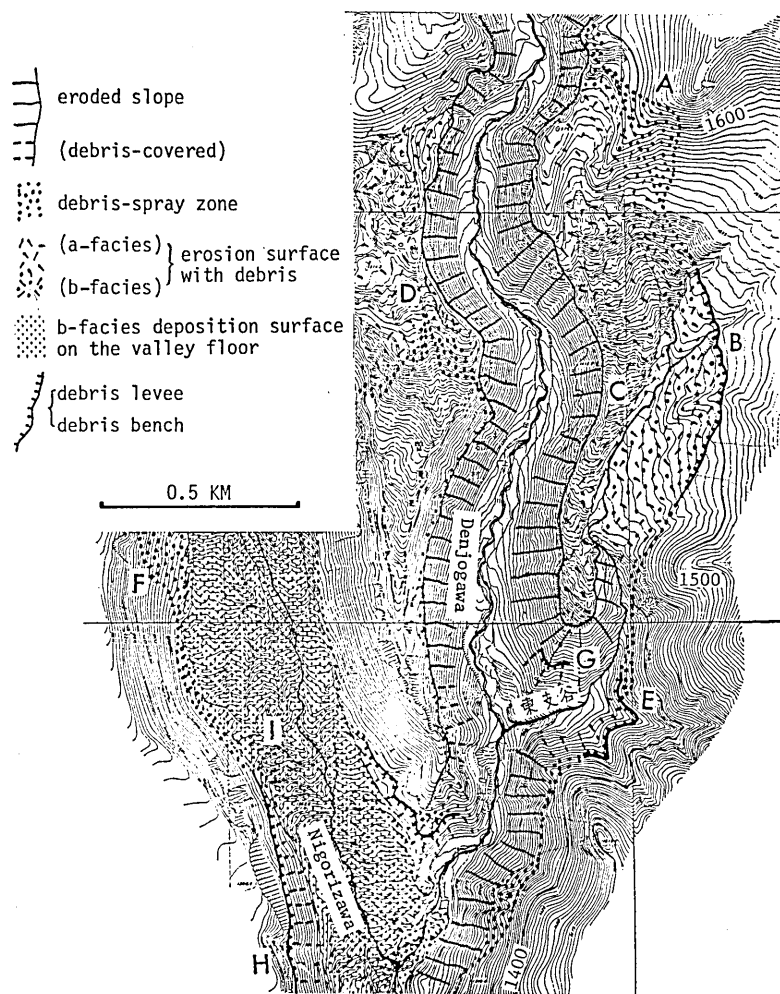


Fig. 5. Middle Denjogawa Canyon area.

この岩屑しぶき帯の上限は尾根を乗り越えるところで最も高く（標高約 1620 m）、付近の伝上川谷底からの比高は 150 m~200 m に達している。

4.2. 岩屑流の平行堆積と岩屑堤防（標高 1500 m 付近）

上述の岩屑流（b 相）の東縁は標高 1490 m 付近で北東からの小さな谷（周囲の火山緩斜面と谷底の比高 3~5 m, 幅十数 m）をほぼ直角に横切っている（Fig. 5 の B 付近）。谷底にも谷斜面にも岩屑が堆積しているがいずれも薄く（1 m 以下）谷地形はそのまま保たれている。このように岩屑が凹地にもその両側の斜面にもほぼ等しい厚さで堆積している点は降下堆積物に似ている。

この沢のやや北方から南方まで約 700 m の間の火山緩斜面上では、この岩屑流の東縁に高さ 1~2 m の、岩屑の集積による堤防状地形（岩屑堤防）ができています（Fig. 13c）。この岩屑堤防は、万里の長城のように地形の小起伏（5~10 m）に応じてその高度を変え流下方向につづいている。しかし、その平面形はその小起伏の等高線と関係なくほぼ直線状に岩屑流の外縁をふちどっている（Fig. 10b）。堤防に接している唐松は岩屑のために半ば埋れ押されて外側へ傾いている。岩屑堤防の外縁は明確で、その外側の地表に岩屑しぶきはみられない。この岩屑流は標高 1400 m 付近で伝上川東支谷の中に流れ込み後述のようにその谷壁にも堤防様の地形を残している。

4.3. 左岸尾根上の a 相岩屑流堆積物（標高約 1500~1400 m）

上述の b 相岩屑流の西側の、伝上川左岸に沿う細長い尾根（Fig. 5 の C 付近）に縞模様のある岩屑流堆積物（a 相）がある（Fig. 13a, Fig. 13b）。その縞模様は巨視的にはこの尾根上で岩屑流の流下方向と大きな角度をなしてほぼ斜面の走向方向につづいているが、微視的には上流側あるいは下流側へはり出した弧ないし馬蹄型が連なった波状を呈している。この縞模様はそのように配列した同じ色の岩屑の列とそれに平行する溝状の凹凸地形によってつくられたものである。その凹凸地形の比高は 1~2 m, 波長は 1~10 m 程度である。上流に凸の馬蹄型構造の頂部（最上流部）にはしばしば尾根上のもとの地形の微高地あるいは先着した岩屑流堆積物による微高地があり、岩屑流がその微高地を避けるようにその両側へ流下したことを示している。縞状構造が不明瞭で凸凹が不規則な場所ではこの岩屑流の表面は大型トラクターが岩屑だらけの土地を全面的に掘りおこした荒地に似ている。

この岩屑流の表面に座している大型の岩塊の上には、比較的細かい岩石や泥塊が積み重なって、高さ 1 m 以上の尖塔をつくってまわりの堆積面上に突出している場合もあった（Fig. 13b）。このことは、その大きな岩塊が動きを止めてから後にも、なお他の岩屑がその上に落下・定着したことを示している。

4.4. 伝上川・濁沢間尾根上の a 相と b 相堆積物（標高 1500 m 付近）

上述の左岸尾根の対岸の、右岸尾根の上には濁沢へ越えた岩屑流堆積物がある（Fig. 5 の D 付近）。この岩屑流の尾根上での末端部（標高約 1500 m 以下）には、空中写真（Fig. 12a）によると、樹林に接して a 相から漸移して褐色にみえる泥質の岩屑（b 相）が、粉体の表面のようなこまかい凸凹をもち吹きだまり状にうずたかく積っている。僅かに残った樹の幹は斜面の下流側へ倒れ、孤立している樹はその上流側の枝を失っている

(Fig. 12c). その下流側にある森林はおよそ 100 m の間、樹冠が黄色を帯びている。

この尾根上では上記のほか a 相がその側縁部で b 相に漸移しているところ (この尾根の上部西側部分など) もあるが、a 相を明瞭に不整合に被う b 相堆積物もある (標高 1520 m 付近など, Fig. 12a). 上述の吹きだまり状末端近くにも伝上川から僅かに溢流した b 相があるが (標高 1500 m 付近), それは上述の吹きだまり状部を被覆している。

これらの性状から、岩屑流は流下時に比較的重い岩屑からなる部分 (a 相) の先端～側縁部に泥質塊の多い部分 (b 相) をしぶき状に伴っていたこと、流下に伴い両相が分離する傾向があり b 相は a 相の堆積後も運動をつづけ a 相の上を整合～不整合状に被ったことがわかる。

4.5. 谷の穹入部に入りこんだ岩屑流とその外側谷壁での岩屑しぶき (標高 1350 m 付近)

伝上川左岸尾根上の小谷は標高 1400 m 付近から下流で深い谷 (以下これを伝上川東支谷とよぶ) となり、1200 m 付近で伝上川本谷に合する。既述の b 相岩屑流は上流の緩斜面からこの谷に入り、谷壁の下半部はその岩屑で薄く (0.3~0.5 m) 被われている。伝上川本谷との合流点の上流 (東方) 約 250 m 付近にはこの東支谷の左岸に東から小さな沢が入り、そのため東支谷の谷壁に東への穹入部がある (Fig. 5 の E 付近)。上述の支谷中を流下した岩屑流はその穹入部へ入りこみ、その岩屑がうすくその斜面が被っている (Fig. 10b)。

その分布の上限は穹入部のどこでもほぼ同じ高さ (標高約 1350 m) であり、そこに岩屑がベンチ状に付着している (幅 0.5 m)。岩屑に被われた穹入部斜面には杉の木が残っていて、その幹には斜面上のベンチとはほぼ同じ高さまで泥痕がついている。岩屑が被う斜面の一部には、岩屑がはげてもとの地表が露出している所があるがそこには植生 (草) がのこっていた。ベンチより高い部分の斜面は植生に被われているが、その中に岩屑はない。

このような性質からこの岩屑流はこの穹入部へその斜面の表土を浸食することなく、また周縁に岩屑しぶき帯をつくらずに、比較的静かに入りこみ、そして去っていったことがわかる。このような性質 (とくにほぼ等高線に沿って支沢に入りこむこと) は、この岩屑流の標高 1500 m 付近での性質 (既述) と明らかに異なっている。

この穹入部の谷底部には比較的厚く岩屑が残っている。その表面には上流側に凸のゆるい弧状を呈する深さ 0.5 m 程度の溝が、波長 1~2 m 間隔で多数生じている。これは岩屑流がこの穹入部から流れ去る時の下方への岩屑の移動による引張り形態であると考えられる。

この穹入部の岩屑ベンチは伝上川東支谷に直接面している谷壁 (穹入部の上流側) にも同様の形態ではほぼ同じ高さでつくづく。ベンチの下方の斜面は穹入部斜面よりも岩屑に乏しくところどころに基盤 (火砕物質) が露出している。ベンチより上方の斜面は上述の穹入部の斜面とは異って、ベンチよりも約 20 m 高いところまで熊笹、かん木、杉の巨木などがその場で根付きのまま下流側へなぎたおされその上に小石、泥塊・岩塊 (灰黒色の溶岩片など、径 30 cm 位まで) がまだらにのっている (Fig. 14a, b)。さらに上方の林の中にもいくつかの岩屑、青い杉枝、磨耗した木材片などが、林の下限から約 5 m 奥までとびこんでいる。

この岩屑しぶき帯では、熊笹などのほか枝葉をつけた樹が根付きのまま下流方向に倒れていること、その上にのっている岩屑は少量であること、樹皮がほとんど傷んでいない太い倒木があること、立っている大きな樹の高所（地表から 8 m 付近）の枝が折れていたりあるいはちぎれた枝がひっかかっていること、などの特徴がみられた。これらは飛来した岩屑の打撃によって生じたものではなくて、むしろ強い風によるものであることを示していると思われる。その強風は、同じ方向（下流）へそって倒れた植生の上に岩屑がのっていることから、岩屑の降下（しぶき）の直前（またはほとんど同時）であったと思われる。

4.6. 浸食斜面と b 相岩屑面

前述の、東支谷左岸に岩屑ベンチをのこした b 相岩屑流は、同じ谷の右岸（Fig. 5 の G 付近）の浸食斜面上にもほぼ同じ高さ（標高 1300 m 付近）に岩屑ベンチをのこしている（Figs. 8c, 14c）。この岩屑ベンチより下方の斜面は b 相岩屑にうすく（0.5 m 以下）被われていて、遠望するとベンチより上方の斜面よりも濃い暗褐色にみえる。この斜面には林道があったが、そのごく一部をのぞいて全く拭き払われて地形にのこっていない。

この浸食斜面の上の尾根上には既述（4.3）の a 相岩屑流堆積物があることから、この浸食斜面はその岩屑流がその尾根から流下した時につくられたものと考えられる。すなわち、a 相岩屑流がこの斜面を最大傾斜方向に流下し斜面を削削した後、b 相岩屑流がこの支谷の中をほぼ水平に通過していったことがわかる。

この東支谷の b 相岩屑流は伝上川本谷との合流点では、その上流側斜面にも岩屑をうすく残している。

4.7. 濁沢・伝上川合流点付近の岩屑流の“高水位”と岩屑堤防

上述の岩屑ベンチはさらに下流まで断続してみられる。その高さは濁沢・伝上川合流点付近の濁沢左岸では標高 1300 m 以下、同右岸（Fig. 5 の H 付近）では 1330 m 以上であり、下流部分の方が高い。これは伝上川を流下した上述の岩屑流の正面に濁沢右岸の谷壁があり岩屑流の“水位”がそこでせきとめられるように一時高くなったためである。この“水位”上昇部の濁沢右岸（Fig. 15）には滝越からの鈴ヶ沢林道があり、その路面上にこの岩屑流の岩屑堤防がある。その堤防は植物片を多く含んだ泥塊や各種の岩塊が積み重なったもので堤防の高さは 1~2 m、外側斜面の勾配は 40° 位ある。この岩屑の一部は道路のガードレールを谷側から押しつけ、かん木がその間にはさまっている。しかし、これらには岩塊などの打撃による損傷はみられない。岩屑表面より僅かに高所にあるガードレールの谷側の塗装面にはその正面（東方）から飛来した泥しぶきが一面に付着していた。また、付近の鉄柱は高さ 3 m 以上まで泥水のしぶきで汚れていた。空中写真によると付近の樹の梢部分が黄色になっているものがあり、この合流点付近では岩屑面より 10 m 以上も高く泥水のこまかいしぶきが飛んだと思われる。

4.8. 再流動の表面構造

岩屑堤防の高さは濁沢の上流へ向って低くなり、濁沢の谷底の 1280 m 付近で、伝上川から尾根をのりこえてきた濁沢の岩屑流と接している（Fig. 5 の I 付近）。両者の境界に

は大きな水たまりがあり、その上流と下流で表面の流動形態が異なる (Fig. 15). 下流から逆流した部分の表面には中央部が陥没しその中に上流に凸の弧状の小崖が幾重にもできている。これらの崖地形はこの逆流部分が逆流後再び下流へ流動した時に生じた引張りの構造であると考えられる。

この濁沢・伝上川合流部の谷底の岩屑面にはいくつかの大きな岩屑塊 (流れ山) が突出している。濁沢右岸斜面の下部にある流れ山の谷斜面側のふもとには、その反対側のふもと (谷の中心部側) に比べて岩屑が厚く堆積している。これは“水位”低下に伴って谷壁斜面をその最大傾斜方向に下ってきた岩屑がこの流れ山に妨げられてその前面 (谷壁側) に多くとどまったためと思われる。また、流れ山をつくる白色の岩屑の一部が流れ山の下流側に尾をひいたように長く分布している。このことも周囲の細かい岩屑の二次的流れに対して大きな岩塊 (流れ山) はその場にとどまる傾向があったことを示している。

5. 濁川地区 (濁沢合流点—王滝川合流点間) (Fig. 6)

5.1. 岩屑堤防の高度分布

この区間 (濁川区間) では岩屑流は谷の中を下流し谷壁を浸食したが、その上限 (森林のあるところでは森林の下限) の高度は、谷のいくつかの狭さく部 (Fig. 6 の Q, R, S, T 付近) で急変する (30~70 m 急低下する)。しかし、上述の各狭さく部にはさまれた区間では、その高度はほぼ一定あるいはやや下流が高い (10~20 m)。またこれらの狭さく部の上流側谷底には流れ山をふくむ相岩屑の堆積面がある。これらのことは、上記の狭さく部が岩屑の流れに対して障害として働いたことを意味している。

岩屑堤防は、濁川温泉左岸支沢の湾入部のほか上述の各狭さく部の下流側の谷斜面凹部に断続的にみられる (Fig. 6)。各岩屑堤防は数十 m~200 m 以上つづくが、その間、高度はほぼ一定である。上流側の狭さく部に近づくと、谷壁の浸食面の上限は急に高くなるが、岩屑堤防は上流へほぼそのままの高さでその浸食面上につづく (Q, R, S の各狭さく部の下流側右岸斜面、ただし狭さく部までは達しない)。このような浸食斜面を横切る岩屑堤防の存在はこの岩屑堤防をつくった岩屑流の通過に先だって、狭さく部の高所までを浸食していった先駆の流れがあったことを示している。

この岩屑堤防の標高は、Fig. 6 にみるように、濁沢合流部正面 (右岸) で約 1300 m、濁川温泉付近で 1230 m、R 狭さく部下流側斜面で約 1180 m、S 狭さく部下流側斜面で 1140 m、T 狭さく部下流側斜面で 1100 m である。この岩屑流はさらに下流でそのまま、王滝川合流点の尾根 (約 1100 m) に達しそれをのりこえている。この岩屑流が今回発生した岩屑流の主流であったと思われる。

なお、S 狭さく部の下流右岸斜面では上述の岩屑堤防よりも低い位置に別の岩屑堤防が断続してみとめられる。これは数 m の高度差をもつ複数の列にわかれていること、この

Fig. 6. Nigorigawa Canyon area, showing changes in height of the outer margin of the eroded canyon wall. Arrows in (a) indicate sudden decreases in the height at narrows Q, R, S and T. Numbers in meters. In (b), the height on the right bank of the canyon is projected on N-S plane.

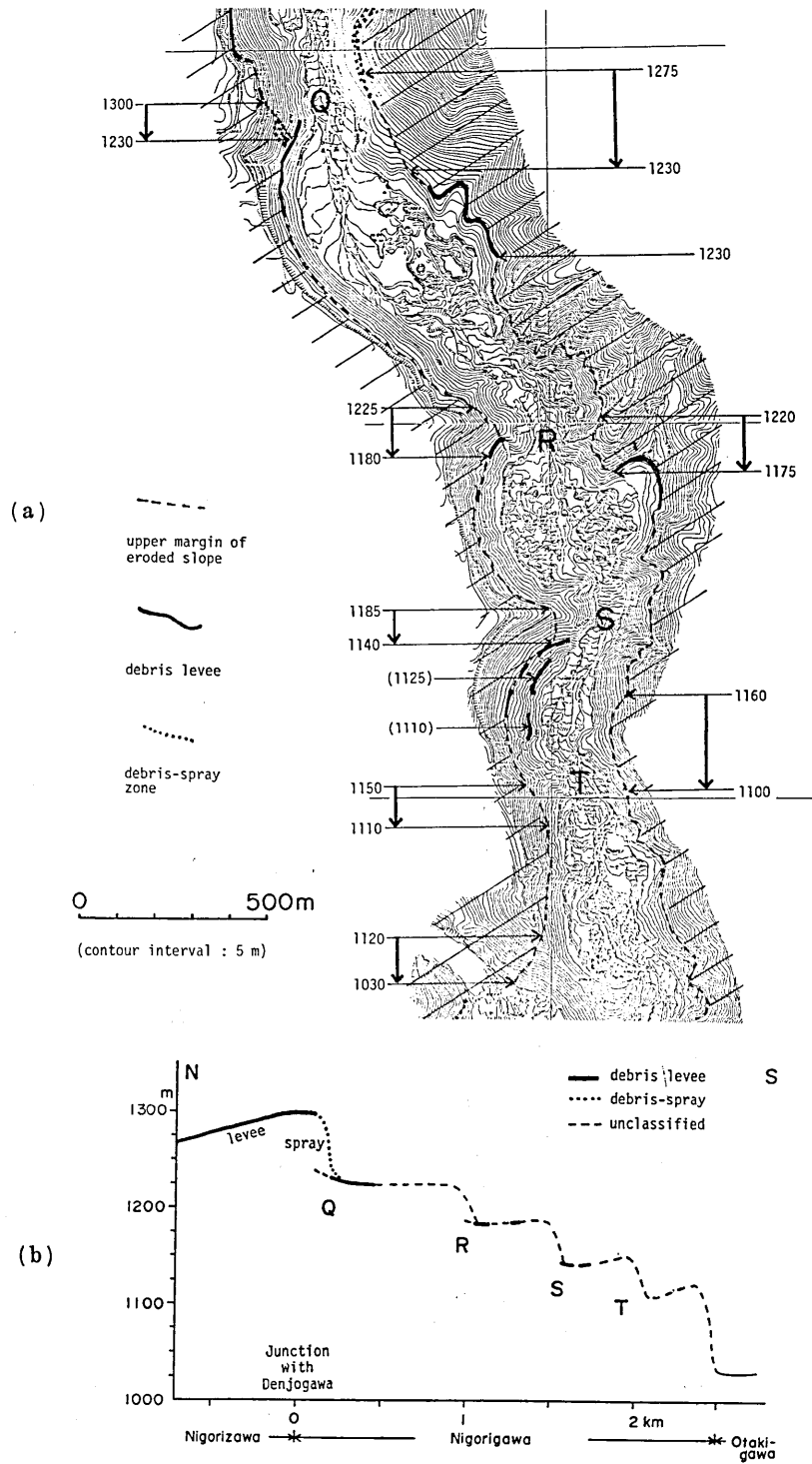


Fig. 6

付近でしかみとめられないことなどのことから、上述の主流の岩屑流の“水位”が低下してゆく過程でこの付近で一時的な低下の停滞があったことを示すものと思われる。

5.2. 流れ山上流斜面の“吹きだまり”

濁川温泉（今回の岩屑流で流失，Fig. 6 の Q-R 間）付近（空中写真，朝日航洋 9468-69）およびその下流（R-S 間，9466-67）の谷底の堆積面にはいくつもの流れ山が突出している。その流れ山の上流側斜面に泥塊に富む褐色の岩屑が上流側にエプロンをかけたように堆積している。下流側にはそれがない。これはそれらの流れ山の流動中またはその直後により速い上流から下流へむかう横なぐり状の岩屑しぶきがかったことを示している。なお、これとは別に前述のような谷斜面から最大傾斜方向に流れ下った再移動ないし崩落の跡もその付近でしばしばみられる。

6. 濁川・王滝川合流部付近（柳ヶ瀬付近）(Figs. 7, 16)

6.1. 尾根を越えた岩屑流の厚さ（標高約 1100 m）

岩屑流による浸食面の上限の高さは上流から濁川右岸の東へ突き出た尾根 (Fig. 7 の J)

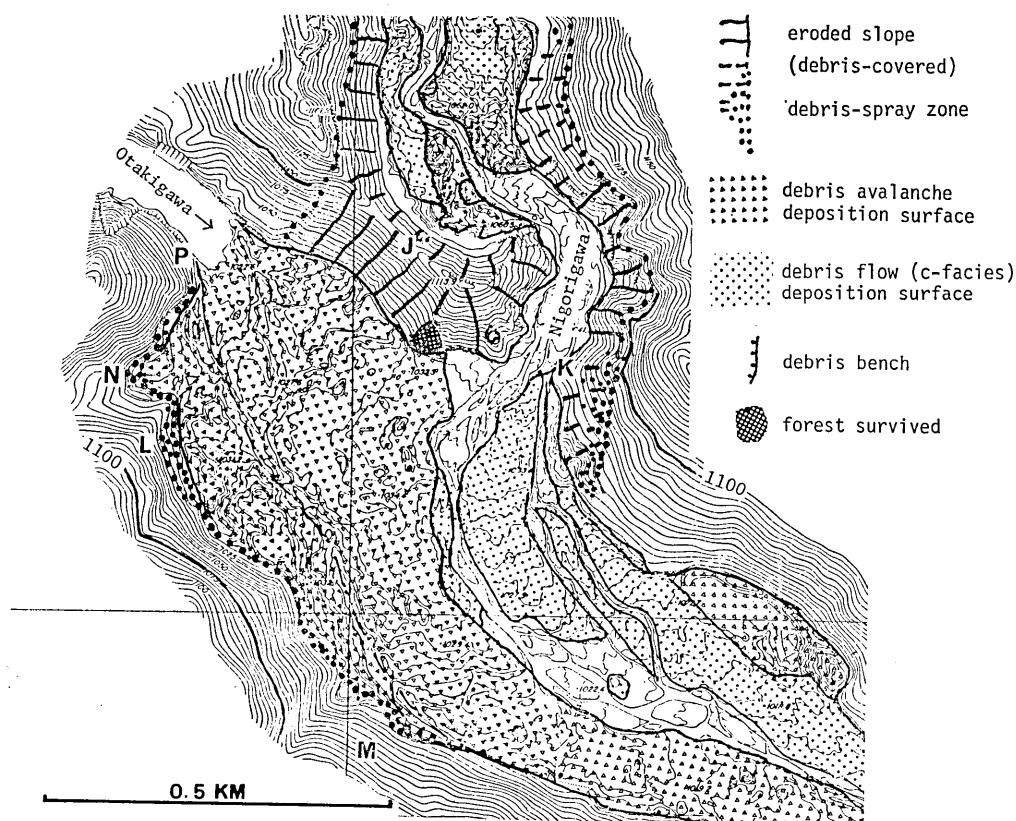


Fig. 7. Junction area of Nigorigawa Canyon and Otakigawa River.

に近づくとも南北 200 m の間に約 10 m 高くなり尾根の崖では標高約 1120 m になる。この尾根の高さは 1095~1115 m であるから、それをのりこえた時の岩屑流の上限はこの尾根の上方およそ 10~20 m 程度であったと思われる。

この尾根の下流側（南側）斜面の下部の 2ヶ所に樹林が残存している（Fig. 17c）。両樹林ともこの斜面上の小さな尾根上に位置していることから、斜面を流下してきた岩屑流はこの斜面上の高まりを避けて通ったと考えられる。そのことは空中写真に認められる岩屑流の流向を示す線状模様が、樹林の小さな尾根を避けるように樹林の上方の斜面でその最大傾斜方向に沿って左右にわかれていたことに示されている。このこともこの尾根を乗り越えた岩屑流が比較的薄かったことを示している。

6.2. 尾根の両側斜面につづく岩屑の列

上述の東西に長い尾根の斜面上に、その上流側から下流側へほぼ直線状に尾根を横切って続く白色の板状溶岩片の列やそれにほぼ平行する赤褐色などの岩屑の配列がある（Figs. 17a, b）。このような線状模様ののびの方向は尾根の上流側斜面でも下流側斜面でも斜面の最大傾斜の方向である。そのうち、すくなくとも上流側斜面上でその方向は濁川の岩屑流の流下方向（この付近での岩屑流浸食面の上限の走向）とは明らかに斜交している。したがってそれは高速で流下してきた岩屑流によって直接つくられた流動模様ではなく、岩屑流の“水位”の低下に伴ってあるいはその後生じた岩屑の斜面傾斜方向への再移動ないし崩落によるものと思われる。

6.3. 狭さく部左岸の岩屑しぶき

濁川が王滝川に合流する所に濁川の狭さく部がある。その左岸の斜面（Fig. 7b の K 付近）には岩屑流が通過時に基盤を削った擦痕状の地形的線構造や堆積物の流理による線状地形（下流側へ伏角 40° 以下、空中写真に明瞭）がある（Fig. 16）。この斜面上での岩屑分布の上限はその斜面の標高 1115 m 付近（現河床からの比高約 80 m）にあり（Fig. 18a）、下流側へむかって急に高度を下げこの狭さく部の出口で王滝川をうめた岩屑の堆積面下に没している。すなわち上述の線状構造をつくった流れが王滝川の谷底に達した後、その流れに不調和に王滝川谷底を広くうめた岩屑流堆積面が形成された。

この狭さく部左岸の岩屑で被われた斜面の上縁には岩屑堤防はなく、斜面を被う岩屑が次第にまばらになり林間の植生ある地表に移化していた（林間の岩屑散在帯の幅は 5~7 m、岩屑の岩塊の径はおよそ 0.5 m まで）。その漸移部には倒木が多い。残って立っている樹の幹には狭さく部に面した側に地表から 5 m の高さまで石の打撃による樹皮の損傷や脱落あるいは石片の樹幹へのめりこみ（Fig. 18b）、泥塊や角礫の付着などがみられた。これらのことは、斜面を被う岩屑のすくなくとも樹林に近い部分と樹間の岩屑はこの狭さく部を通過した流れからしぶき状に飛来したものであることを示している。

なお、この狭さく部に面した右岸側尾根の斜面下部に残存している前述の孤立した樹林はその下部を浸食され失われているが（Fig. 17c）、その位置からみて、その下部の樹林を持ち去った流れは尾根をのりこえてきた流れではなくこの狭さく部を通過した岩屑流によるものと考えられる。したがって、狭さく部を通過した岩屑流の上限は右岸側ではその左岸にくらべて 30 m 以上も低かったことになる。左岸側斜面が濁川沿いに流下した岩屑流

の攻撃斜面にあたっていたためであろう。

6.4. 王滝川右岸の岩屑しぶき帯

王滝川の谷底は、岩屑によって厚く広く埋められているが、王滝川・濁川合流点の南方、王滝川右岸の斜面下部にはその堆積面より高いところに岩屑しぶき帯がある (Fig. 7 の L 付近)。その斜面では現地にあった大きな樹木の倒木が多い (Fig. 20)。立ったまま地表上 1~2 m 付近で折損し上部が失われている樹も少なくない。岩屑の堆積が薄いため大きな樹の折れた根元部分や小さな崩落部では元の斜面が露出している。このような岩屑に被われた斜面の上限は谷底を埋める岩屑堆積面よりも最高 10~15 m 高い。しかし、後者が高いところ (合流する濁川の正面, Fig. 7 の M 付近) では、両者の高度差はほとんどない。岩屑しぶき帯の上限の高さは数 m の範囲で変化するが、濁川狭さく部の西南西にあたる場所 (L 付近) で最も高く標高約 1050 m に達している。岩屑の分布範囲の上限が斜面の比較的緩いところ (L と M の中間付近) で浜辺をかけ上った波の形のように山側へ凸の馬蹄型を示すところもあった。岩屑分布の上限は岩屑斜面の上縁の樹林中にあり、そこでは 5~15 m の間、樹間に岩屑が散在している (たとえば Fig. 7 の N の沢の入口右岸の小尾根付近)。これらのことはこの斜面の岩屑が密な集団として空中を斜めに飛行してきて堆積したものであることを示している。このことはさらに、樹間の地表に以前からあった大きな石の表面 (地表より約 50 cm 高い) にも積雪のように細かい岩塊・泥塊の層がのっていること (Fig. 19)、その付近の樹幹の地表から数 m 高いところまで谷に面した側に岩屑の打撃や泥塊のこすりによる樹皮の脱剥や泥塊の付着がみられること、岩屑散在部の一部の樹の梢が立ったまま黄色を帯びていること (空中写真による)、地形的に突出した尾根の蔭や支沢 (N および M の北) の入口の奥まったところでは岩屑の分布上限高度が低い (一定の“水位”を示さない) こと、などに示されている。このほか、岩屑が散在する部分の樹には岩屑斜面に面した側の高いところの小枝が失われているもの、他の樹からきた枝がいくつも谷側の根元部分にからみついているもの (Fig. 21、その枝の末端は樹幹との付け根で引き裂かれた形をしている。その上に岩屑がのる)、倒れた木の上に薄く岩屑がのっていて岩屑到着前に樹が倒れたと思われるもの (Fig. 20e)、などが見られた。これらはこの岩屑のしぶきに強い風が伴っていたことを示すものと思われる。

この王滝川右岸の岩屑しぶき帯の上限が濁川狭さく部へ面した側の斜面で高いこと、王滝川に入る南側からの支沢 (N) に入りこんで堆積している岩屑の分布の長軸方向が濁川狭さく部の方向 (東北東) に一致していること、岩屑の打撃で傷ついた部分の樹幹もその方向に面していることなどの事実は、この岩屑しぶきをもたらした岩屑流の主流は濁川合流部の尾根をこえてきたものではなく、その東側の狭さく部から流れ出たものであることを示している。

6.5. 堆積域での再移動構造

濁川合流部付近の王滝川の谷底を埋めた岩屑流の堆積面の上にはいくつもの弧状の凹凸地形があるが (Fig. 16)、その様子は Fig. 7 の M から北北西、王滝川滞水域南辺 (Fig. 7 の P 付近) に至る線を境にしてやや異なる。この境界線の位置は埋没以前の王滝川の右岸の段丘の縁にはほぼ一致している。この境界線の北東側の広い堆積面上には空中写真に



Fig. 8. (a) Head of the collapsed area.



(b) Stripped volcanic slope with thin veneer of debris on the left of the upper Denjogawa Canyon. The surface features are shown in Fig. 9.



(c) Middle Denjogawa Canyon, looking above the junction of the Denjogawa Canyon (in the center) and the Nigorizawa Canyon (on the left). (photo by Asahi-koyo Co.)



Fig. 9. A-facies deposits on the volcanic slope in the Upper Denjogawa Canyon area to the south of the collapsed slope (*cf.* Fig. 4).

(a) vertical aerial photograph
(Nakanihonkoku Co.)



(b) imbricate structure of platy lave fragments which form a white band near X in Fig. 4 (the debris came from the upper-left).



(c) uncovered narrow "shadow" (brown) behind a large block (on the right). downstream to the left. loc. Y in Fig. 4.

(a)
A: debris-spray zone



(b)



Fig. 10. Middle Denjogawa Canyon area (photos by the Nakanihonkoku Co.) *cf.* Fig. 5.



Fig. 11. (a) Surface of the debris avalanche deposits (south of loc. A in Fig. 10a).



(b) Toppled and topped trees in the debris-spray zone near loc. A in Figs. 5 and 10(a). On the yellowish slope debris are scattered partly covering the surface of low striped bamboo. Dark surface on the left is covered completely with debris.



(c) Debris scattered on low bamboo, which was blown down by the preceding wind (loc. same as (b)).

(a)



Fig. 12. Debris avalanche deposits and damaged forest on the slope near loc. D in Fig. 5.

(a) fold-patterned a-facies deposits are covered unconformably with structureless b-facies deposits (on the right). Looking west beyond the Denjogawa Canyon. (photo by Asahikoyo Co.).

(b)



(b) and (c) damaged trees at the margin of the debris-covered surface on the slope shown in (a).

(c)





(a)

Fig. 13. Surface features of the deposits on the slope on the left of the Denjogawa Canyon.

(a) a-facies deposits (south of loc. A in Figs. 5 and 10a). The left of the figure is upstream. (photo by Asahikoyo Co.)



(b)

(b) Debris cone resting on a large block in the deposits.



(c)

(c) Debris levee along the margin of the b-facies deposits.

(a)



Fig. 14. (a), (b) Toppled trees and scattered debris in the debris-spray zone on the left wall of East-branch Canyon (loc. E in Fig. 5).

(b)



(c)



(c) Debris bench on the eroded slope (loc. G in Fig. 5).



Fig. 15. Debris-covered slope and canyon floor of the Nigorizawa Canyon at the junction with Denjogawa Canyon (loc. H-I in Fig. 5). (photo by Asahikoyo Co.). The upper edge of the deposits decreases in height upstream (to the right), indicating a temporary upstream flow. Debris surface on the valley bottom represents the back-flow (downstream flow) after the movement of temporary upstream flow. A pond (near the right end) was formed between the upstream flow from the left and downstream flow along the Nigorizawa Canyon from the right.

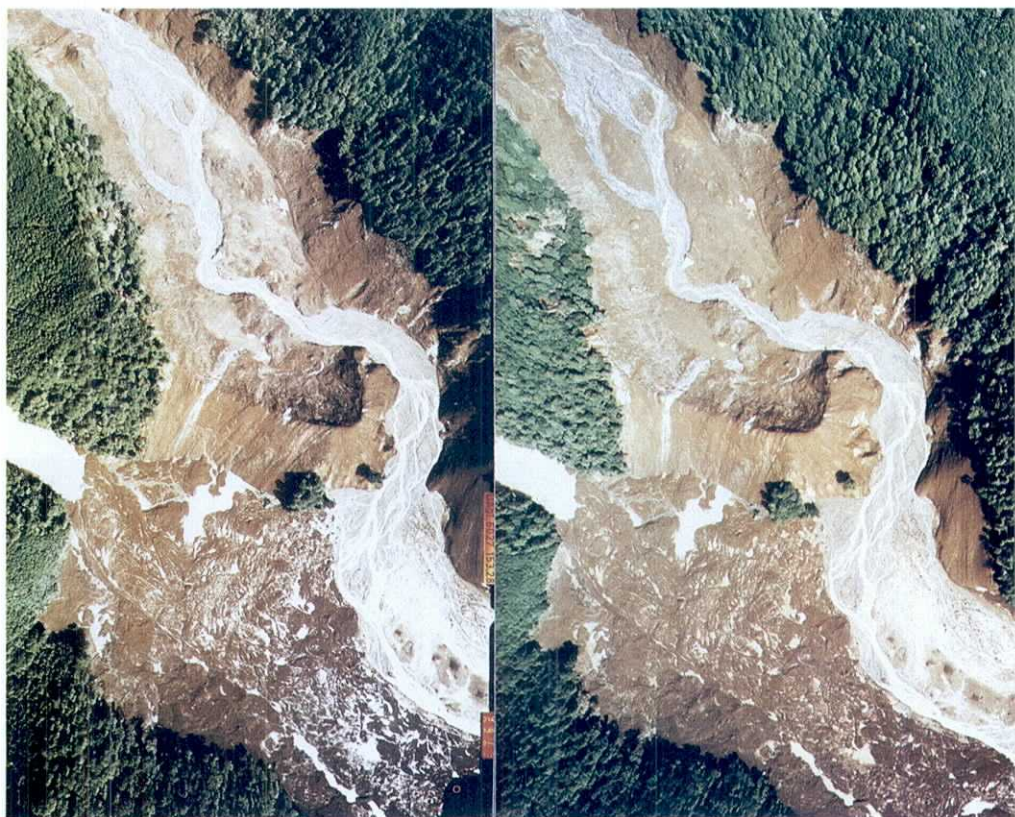


Fig. 16. Vertical view of the junction of the Otakigawa River and the Nigorigawa Canyon. cf. Fig. 7.

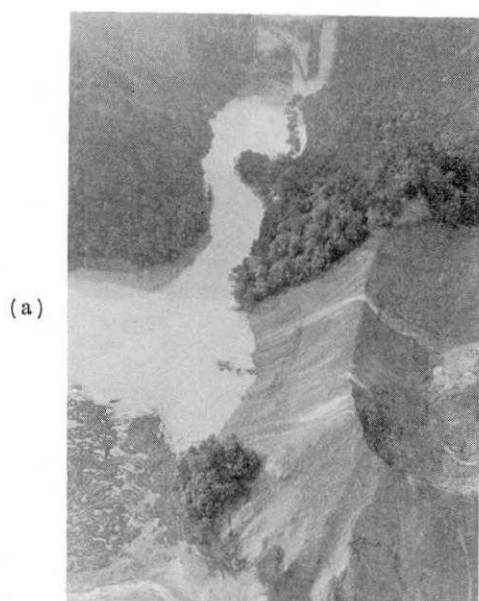
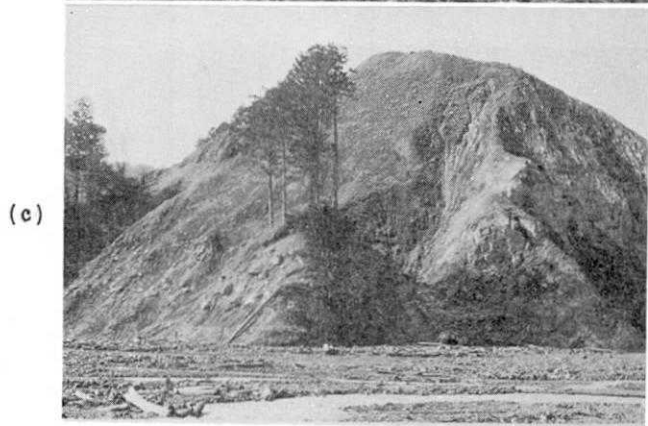


Fig. 17. A small ridge over which debris spilled to the Otakigawa valley floor (loc. J in Fig. 7).

(a) looking from east. The Otakigawa River is dammed by the debris. The white band of debris on the ridge consists of lava fragments.



(b) close up of the white band on the ridge.



(c) trees still standing on the downslope of the ridge.

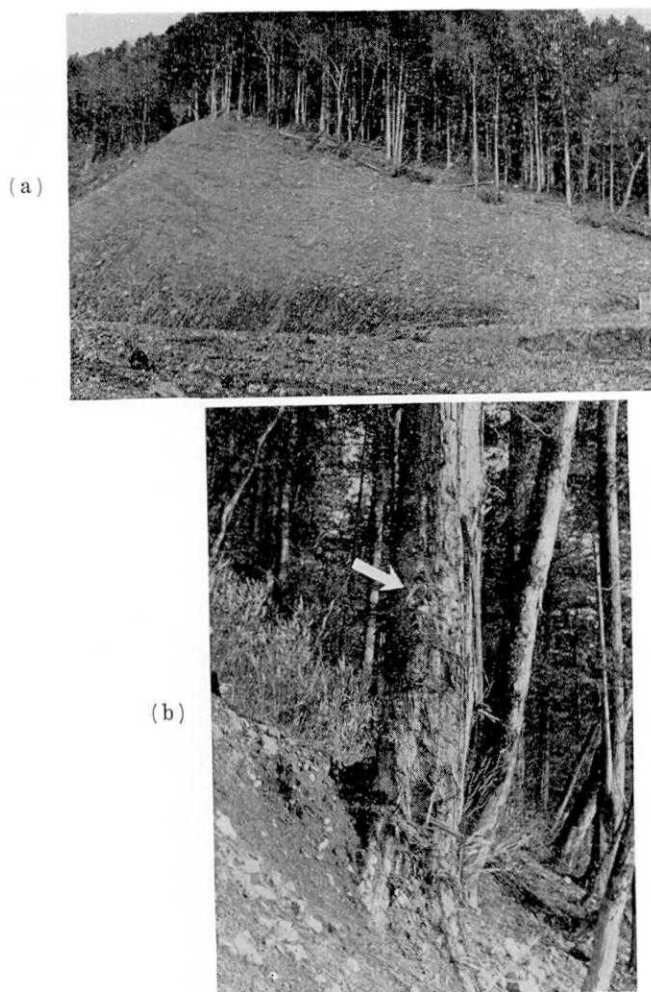


Fig. 18. Debris-covered slope with the debris-spray zone (loc. K in Fig. 7).
 (a) looking east. The avalanche passed through from the left.
 (b) stones stuck into a trunk by the debris spray.



Fig. 19. Scattered debris in the forest in the debris-spray zone. Note the debris accumulated on a boulder in the forest (loc. L in Fig. 7).

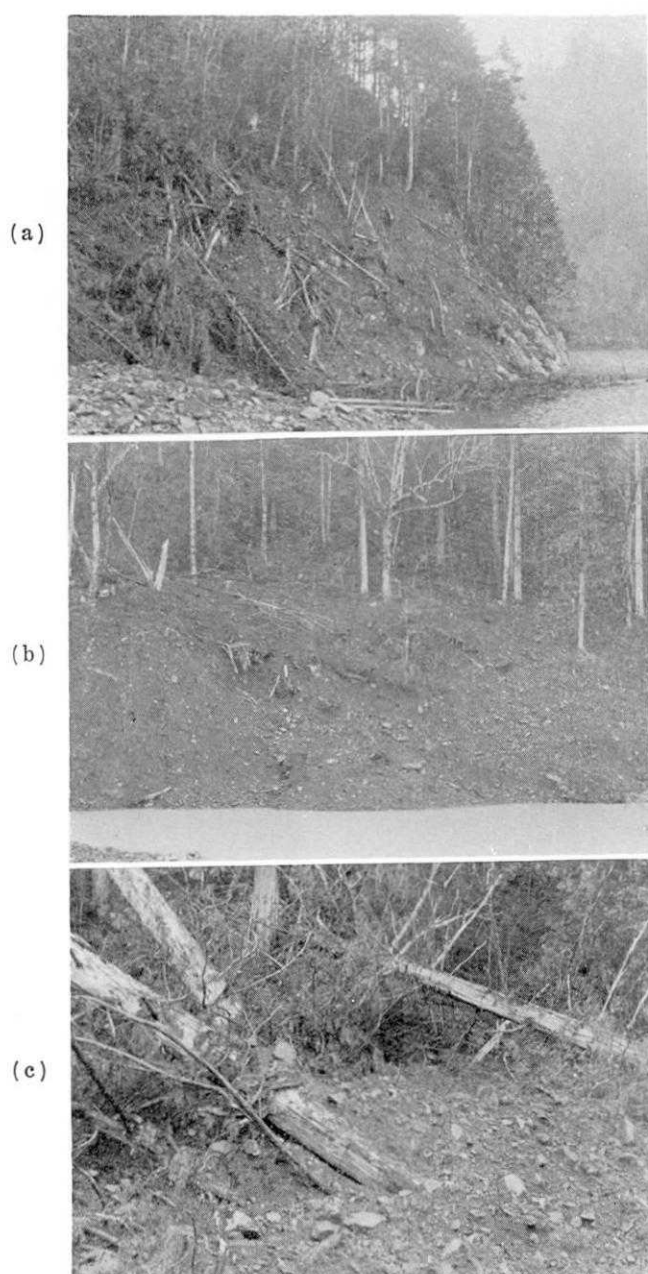


Fig. 20. Debris-spray zone on the right slope of Otakigawa River.
 (a) toppled trees and debris (loc. P in Fig. 7).
 (b) toppled trees covered with debris (near loc. L in Fig. 7).
 (c) same as above (northwest of loc. M in Fig. 7).



Fig. 21



Fig. 22

Fig. 21. Torn-off branches which blew together around the base of the tree trunk in the debris-spray zone (near loc. M in Fig. 7).

Fig. 22. Debris resting on a drifted tree trunk protruding on the debris avalanche deposits (at Gagiganodo).

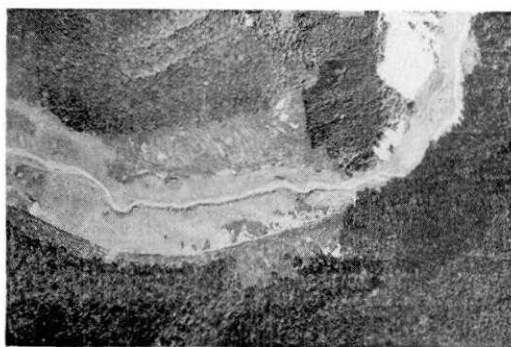


Fig. 23. Aerial view of the deposits at Gakiganodo. The darker, outer parts of the valley floor represent the debris avalanche deposits. The lighter central part along the stream represents surface of the water-saturated debris flow deposits.

みられるように波長数 m 以上の縄状の流理構造がある。その形態から、この大量の岩屑は濁川狭さく部を扇頂としてそれから北西方（王滝川の上流）へも広く流動したことがわかる。

上述の境界線の南西側の堆積面は北東側のそれより高いが、そこでも概して北西へ低くなっている。しかし、北東側にみられる再移動を示す縄状流理はみられない。それはこの部分には王滝川の河岸段丘が埋没していて基盤が北東側より高く岩屑流堆積物が比較的薄



Fig. 24. Debris mound covered with b-facies deposits (1 km west of Korigase).



Fig. 25. Surface of the water-saturated debris flow deposits (c-facies) near Gakiganodo. The rugged left part is of the b-facies deposits of the avalanche. Notice that the surface of the c-facies deposits is smoother than that of the avalanche deposits and that the drifted tree trunks are concentrated on the c-facies surface.

いために再移動がおこりにくかったためと考えられる。

6.6. 王滝川右岸の岩屑堤防

濁川対岸の王滝川右岸の比較的上流側の斜面には前述のような岩屑しぶき帯がある。しかし、その東側（下流側）に続く斜面（Fig. 7 の M 付近から東）には、岩屑しぶきがみられず谷斜面にアバットして岩屑堤防やベンチが付着している。したがってその高さまで、岩屑流の“水位”が達したこと、そののち、岩屑流の主体がより下流へ流れ去り、岩屑堤

防より 10-12 cm 低い現在の最終堆積面ができたことがわかる。

この岩屑で被われた谷斜面の樹は失われているが、岩屑ベンチ付近には直立したまま根元部分で 1 m 以上埋まっている樹もあった。その樹幹には岩屑面の上方 1-2 m まで軽微な樹皮の損傷や泥の付着がみられた。一部の木や草がベンチの岩屑に押されて山側へ倒れているが、一般にベンチや堤防の外縁部は地形的にも物質的にも明確でありその外側に岩屑は散在していない。このようにこの部分の岩屑流の縁辺では岩屑の動きは比較的静かであった（前述したような岩屑しぶき帯はこの斜面の下にかくれていると思われる）。

王滝川右岸斜面にみられる上述の堤防やベンチの標高は濁川出合正面の対岸で最も高い（約 1040 m）。これは濁川狭さく部を通過した岩屑流が王滝川の右岸斜面にさえぎられて一時的に高い“水位”が生じたことを意味している。この時の“水位”の上限をあらわす上述の岩屑ベンチなどは王滝川の下流側へ急勾配で低くなり標高 1020 m 付近で谷底の広い堆積面に連続する。

7. 餓鬼ヶ咽一氷ヶ瀬付近 (Figs. 1, 23)

7.1. 餓鬼ヶ咽付近の堆積面

さらに下流の餓鬼ヶ咽付近ではこの岩屑流の堆積表面は餓鬼ヶ咽狭さく部に接する右岸斜面で、その斜面との間に岩屑ベンチをつくり、かん木をその斜面に押しつけている。その高さは付近の王滝川堆積面の勾配から判断してわずかに (1~2 m) 高いだけであり、また他の狭さく部におけるような岩屑しぶき帯もみられない。さらに、河床を埋めつくした岩屑流堆積物の表面は谷の斜面寄りから谷の中央寄りにむかって数 m (右岸で約 5 m) 高くなっている。

この付近での岩屑流堆積面上に突き出た太い樹根の頂部（周囲より約 1 m 高い）には岩屑が 20 cm 以上の厚さでのっており (Fig. 22)、この付近でも岩屑流の流路上では最後まで岩屑のしぶき状落下があったことを示している。

なお岩屑流堆積物は観察できた表層から深さ 2~3 m の範囲では分級不良であり級化構造などの堆積構造はみえない。

また、この付近の岩屑流の堆積物中には、伝上川の中流部以下にしか露出していない“濃飛流紋岩”の明黄灰色の岩塊が、歩きながら視野の中に 1~2 ケが容易に見出される程度にふくまれている。このことから、この岩屑流が流下の途中で削りとった谷底~谷壁の岩塊が多量に、今回の岩屑流の末端（の表層部）までもたらされていることがわかる。

7.2. 岩屑流直後の土石流堆積物

現河流に近い部分に上述の岩屑流堆積物を一部浸食してそれを被う土石流堆積物 (c 相) がある。この堆積物の表面は岩屑流のそれと異なって多くの流木が表面近くに散在し概して極めて平坦であり、表面の広い部分を分級された細礫~砂が占めている (Fig. 25)。空中写真では b 相岩屑流よりも淡い褐灰色をおびて岩屑流堆積物から容易に識別できる。すくなくともその表面近く（約 1 m）の断面では堆積物の上方への粒径級化構造が明瞭である (Fig. 26)。これらの性質はこの堆積物が水に懸濁して移動し定着した泥流~土石流堆積物であることを示している。この土石流堆積物にはその周縁部に岩屑堤防も岩屑しぶきもみられない。堆積面の縁辺部には樹の幹の下部がこの堆積物に埋れているが、無傷で



Fig. 26. The smooth surface (middle horizontal line) and vertical size-grading of the c-facies debris flow deposits.

直立したままであった。空中写真にみるようにこの土石流堆積物と岩屑流堆積物の境界はどこでも明確であり、したがってこの土石流堆積物は岩屑流が流動を止めてからの堆積物である。

この c 相堆積物は空中写真で明らかなように氷ヶ瀬 (Fig. 1) で同貯木場の事務所を半ば埋めている。同事務所傍の王滝川を渡る林道の橋付近もこの堆積物によって埋没している。したがってこの c 相土石流堆積物はこの林道橋を流失させた土石流の堆積物でもある。この林道橋が流失したのは、それを目撃していた馬場達夫氏 (王滝営林署氷ヶ瀬貯木場勤務) の談話によると、地震の 20 数分後であった。すなわち同氏によると“地震の 10 分位あとに上流での異常を感じた誰かの「逃げろ」の声で貯木場から山へ一旦避難した。何事もおこらなかったのが 10 分位たってから貴重品をとり事務所にもどった。その時、土砂のためにドアは多少開けにくくなっていた。短時間で事務所をでて貯木場まへの自動車道路にでたとき、林道の橋がファッともち上って音をたてて折れて流れた”とのことである。これらのことから c 相土石流が氷ヶ瀬に達したのは地震後 20 数分であったと思われる。なお栗田ほか (1984) によると同貯木場の田口忠夫さんも地震の 20~30 分後に事務所が埋まりはじめたと述べていて、上述の推測に調和している。なお、同事務所の北東に置いてあった大量の木材が流出しつつあるのが報道関係のヘリコプターから撮影されたのは、さらにその数時間後 (正午すこし前) であり、その時の洪水堆積物 (d 相とよぶ) は空中写真上で前述の土石流堆積物 (c 相) とは容易に区別できる。

このように土石流 (c 相) が氷ヶ瀬付近に到着したのは地震後 20 数分後、すなわち、岩屑流が餓鬼ヶ咽付近に到着した 8 時 57 分頃 (栗田ほか 1984) におくれること十数分であった。したがって c 相土石流は岩屑流のすぐあとから発生しそれを追いかけてきたものと思われる。この土石流をつくった大量の水の起源は、岩屑流の浸食によってその直後に谷壁の各所に露出した地下水系の断面から急激に噴出したものと推測される。この c 相土石流の堆積物は空中写真によって氷ヶ瀬下流から伝上川中流部の伝上大滝 (標高約 1430

m) の上流まで追跡できる。途中で流れが大規模にせきとめられたりそれが決壊した様子はみられないが c 相堆積物の分布高度は狭さく部などで変化にともなそれが奔流をなして流下したことを示している。

8. まとめ——岩屑流の性質について

1. 岩屑流の堆積物には、主に崩壊地の火山体を構成していた多種の火山岩塊・スコリア・火山灰などからなり顕著な縞模様を示す部分 (a 相) とそれに表土の泥塊・樹木片などを多量に含む色調の比較的一様な部分 (b 相) とが区別できる。

a 相堆積物は主に上・中流部の溢流部台地上に、b 相は主に中・下流部に露出する。後者は a 相と漸移することもあるが、a 相を不整合に被う独立した岩屑流を形成していることもある。b 相は a 相および b 相自身による表層部の削剝作用によって、流下しながら自身の内部に岩屑をとりこんで生じたものと考えられる。

2. a 相堆積物は次のような性質を示していた。

2-a) 強く削剝された浸食面上にうすく (数 m 以下) 堆積している。

2-b) 同種の岩屑が線状に配列している。それらの同種岩屑は、同質の溶岩・火山碎屑物からなる大きな岩塊から流下中に順次分離脱落したものであろう。

2-c) そのような同種岩屑の配列は地表の微高地や先着の大岩塊 (高さ 1~2 m) を避けてその側方をまわって分布している。すなわち岩屑塊は地表に密着して移動し地表の小さな凹凸に支配されながら流下した。

2-d) 大岩屑から脱落した個々の岩屑は互に覆瓦構造を示して堆積している。すなわち、それらは大岩塊から脱落しながら地表を転動した後に定着した。

2-e) 大岩塊の上にはより細かい岩屑が周囲の堆積面から突出して堆積しており、大岩塊が運動を停止した後も小型の岩屑の落下・堆積があった。

2-f) a 相堆積物はその分布の先端部で b 相堆積物に移化していたり、b 相に不整合に被われている。すなわち a 相は流れの下部~核部を占め、b 相は縁辺相~後続相である。下流部では a 相は露出しないが、これは一部 b 相に被われたため、および削剝した泥塊などの増加によって a 相が b 相に変化したためであると思われる。

3. 谷がその向きを変える部分や谷の狭さく部などの地形的障害付近では谷沿いに流下してきた岩屑流本体の外側上方斜面に“岩屑しぶき帯”がとくによく発達している。そこでは岩屑流の流下に伴い強風とともに岩屑がしぶき状に飛び散り堆積している。以下にのべる性質のうち 3-e)、-d) は岩屑がしぶき状に空中を飛行してきて周辺の地表に落下したことを示し、3-a)、-b) は、その岩屑しぶきに強い風が伴っていたことを示している。また、3-e) は、その岩屑しぶきや強風の襲来方向が岩屑流全体の流下方向にほぼ平行するものであったことを示している。

3-a) 岩屑しぶき帯では岩屑の堆積は僅かで地表の全体を被うほどではないのに太い樹やかん木・熊笹がそろって下流側へ倒れている。

3-b) その付近の森林に、直立してはいるが幹の高所で折れ樹冠部が失われた樹や上流側の枝を失い、下流側の木の枝に他の枝がひっかかっている樹などが多数みられる。

3-c) そのような森林の縁辺部の樹幹に岩屑などがとびこんでいる。樹間の大きな岩の上にも岩屑が（降りつもって）乗っている。

3-d) 太い直立した樹幹に周囲の岩屑面よりも数 m 高い所まで岩屑の打撃跡や石片の突きささがみられる。

3-e) 岩屑しぶき帯の飛石や強風は樹冠部を奪いとり樹幹に石をくいこませるほど高速であったにもかかわらず、そのような効果は岩屑流全体の流下方向に直交する方向には急速に衰えて、数列背後（数 m～十数 m）の樹にはそのような被害はみられない。草木の倒れた方向も岩屑流の流下方向にはほぼ平行である。

4. b 相岩屑流の本体も、個々の岩屑がはげしく運動することによって生じた密なしぶき状の流れであったと考えられる。次の 4-a), -c), -e), -f) は堆積表面にある岩屑が空中から落下したものであることを示している。とくに 4-f) はその時下流への強い指向性があったことを示している。

4-a) b 相岩屑の堆積面は巨視的にしばしば流向を示す線状構造を示す。しかし、微視的には堆積面の表面に個々の岩屑が無規則に座していて、それによって堆積表面は小さな凹凸（多くは数 cm～数十 cm）で被われている。また、側方で岩屑しぶき帯へ漸移している。

4-b) 堆積物の表層部断面には、上流部でも末端堆積域でも上方に細粒化するなどの級化構造が全くみられない。

4-c) 中流部の緩斜面上では、b 相岩屑流は基底の小起伏（高さ数 m）を避けることなくそれを乗り越えてほぼ直線状に流走している。かつ、堆積物は起伏ある斜面に平行堆積している。

4-d) 岩屑流堆積物中にとりこまれた断片状の樹幹に石が突き刺さっているものがある（三村・星住，1985）。

4-e) 王滝川沿いの最下流部（餓鬼ヶ咽付近およびその下流）では、周縁に強風を伴った形跡はないが、岩屑流の表面に突出する大きな樹幹や狭さく部の谷斜面上に、岩屑が降りつもっている。

4-f) 濁川谷底に突出する流れ山ではその上流側斜面にのみ下流側にくらべて顕著に高いところまで b 相岩屑が付着している。

5. 次の諸性質は、このような岩屑流が巨視的には定着直前まで極めて流動性に富むものであったことを示している。

5-a) 中流部谷中の穹入部では、b 相岩屑流は等高線に沿って奥まで入りこみ、ほぼ水平の“水位”を示す岩屑ベンチを残した後、再び流れ去っている。

5-b) 岩屑流が地形的に一時流下を妨げられた箇所や狭さく部の手前では岩屑流の“水位”が上昇しさらに低い谷の上流側へ逆流もしている。そしてさらにそれが下流へ再流動した構造もみられる。

5-c) 岩屑流の主部が通過してその“水位”が低下するにつれて谷斜面の岩屑が最大傾斜方向へ再移動した形態がしばしばみられる。その際、流れ山がその再移動に対する障害物になっている例もある。

6. 上記の岩屑流の諸性質、とくに強風と岩屑しぶきを周縁に伴っていたこと、岩屑流

自体も上記の 4-a)~f) の性質をもつほか、岩屑堤防や側縁崖の外縁斜面が急傾斜であること、明らかに水を媒質とした土石流堆積物 (c 相) と性質が異なること、などから、この岩屑流の移動・堆積時に各岩屑間にあった媒質は水ではなくて空気であったと考えられる。そして、そのような岩屑流は 5 で記したような流動性に富むものであった。

7. 上記の諸性質から伝上川の岩屑流は次のようなものであったと推測される。岩屑流はその表面に指向性の強い岩屑のしぶきを伴っていたが、それは表面だけでなく、岩屑流自体もほぼ同様の、空気を媒質としたなだれ状の流れであった。このなだれの下部の岩屑はその通路にあった地表部分を削り取り、その岩屑を自らの“なだれ”の中にとりこみ、その表層部に多くの岩屑をしぶき状に飛ばしながら流下した。この流れが谷壁の屈曲部など障害物にあたった部分の上縁部では、とくに大きな岩屑しぶきが生じた。なだれに伴った強風のため樹や熊笹はなぎたおされ、その上に岩屑が降りそそいだ。岩屑流によって地表付近で割裂された泥塊や植物片は流下につれてその量を増し、いくつかの半ば独立した b 相の流れを形成して先行の重い流れがつくった浸食斜面やうすい堆積物を不整合に被って流下した。その岩屑の大部分は王滝川の谷に入ってから堆積した。しかしそこでもなお流動性に富み、低所への再移動があった。また、流動停止の直前まで流れの表面では空中からの小規模な岩屑の落下・堆積があった。

8. 上記の岩屑流の定着後約十数分後に水を媒質とした土石流 (c 相) が氷ヶ瀬を通った。この土石流堆積物は上流へ濁川をへて伝上川の中流部まで空中写真で追跡できる。これは岩屑流の直後に発生したと考えられることから、この土石流をつくった水は主として岩屑流の浸食によってその通路の谷壁から噴出した地下水であると思われる。

文 献

- 栗田泰夫・原山 智・遠藤秀典, 1984, 1984 年長野県西部地震の緊急調査報告, 地質ニュース, 364, 20-31.
- 地理調査部・測図部, 1984, 1984 年長野県西部地震による災害 (速報), 地理院時報, 60, 48-52.
- 後藤恵之輔・愛甲 敬・有沢雄三, 1985, 長野県西部地震における大規模土砂崩壊の発生・流下機構, 土木学会誌, 70, 12-19.
- 気象庁地震予知情報課・地震津波監視課, 1985, 昭和 59 年 (1984 年) 長野県西部地震. 地震予知連会報, 33, 116-122.
- 小林武彦, 1985, 長野県西部地震による崩壊と御岳火山の地質, 昭和 59 年度災害科学総合研究河川分科会シンポジウム (予稿集) 1-10.
- 小林武彦・大森江い・大森貞子, 1975, 御岳火山噴出物の化学的性質, 地調月報, 26, 497-512.
- 松本盆地研木曾谷サブグループ, 1985, 昭和 59 年長野県西部地震による地盤災害と御岳山南麓の第四系 (その 1), 地球科学, 39, 89-104.
- 三村弘二・星住英夫, 1985, 岩片が打ち込まれた樹幹と 1984 年濁川岩屑流, 地質ニュース, 368, 口絵
- 守屋以智雄・荒牧重雄・中村一明・小林武彦, 1985, 1984 年長野県西部地震時の御岳火山南腹の大崩壊と岩屑流, 日本地理学会予稿集, 27 (1985 春季大会), 18-19.
- 長岡正利, 1984, 長野県西部地震による災害状況, 測量, 405, 22-28.
- 信州大学自然災害研究会, 1985, 昭和 59 年長野県西部地震による災害. 1-148. 信州大学
- 植原茂次・田中耕平・井口 隆・木下繁夫・井元政二郎・幾志新吉・岩崎正樹, 1985, 昭和 59 年 (1984 年) 長野県西部地震災害調査報告. 国立防災科学技術センター, 主要災害調査, 25, 1-141.
- 山科健一郎・松田時彦・有山智雄, 1985, 1984 年長野県西部地震による地変, 地震研彙報, 60, 249-280.

*Debris Avalanche Deposits of Ontake Volcano, Caused by the 1984
Western Nagano Prefecture Earthquake
—on the Debris-Spray Zone—*

Tokihiko MATSUDA and Tomoo ARIYAMA

Earthquake Research Institute

A large debris avalanche, triggered by the Western Nagano Prefecture Earthquake of September 14, 1984, occurred on the southern slope of Mt. Ontake, a 3063 m high volcano in central Japan. The avalanche started from the slope, 2550 m~1900 m in elevation and travelled about 12 km down to Korigase, which is 950 m in elevation. The ratio of the difference in elevation H to the travel distance L was about 0.13. The collapsed material was reported to be about $3.6 \times 10^7 \text{ m}^3$ in volume, and the average velocity of the avalanche about 80 km/h.

The debris avalanche was similar to the snow avalanche in mode of the movement: the flow was "dry" and was accompanied with debris spray and strong wind. The debris avalanche scraped the ground surface during the movement and added the surface material inside.

The debris avalanche deposits include two facies, a and b. The a-facies is characterized with banded surface structures composed mainly of varicolored pyroclastics and fragments of lava which originated from the volcanic pile. The b-facies, on the contrary, has a more uniform, brownish surface containing much scraped material such as blocks of soil and pieces of timber as well as volcanic rock fragments similar to those in the a-facies. The a-facies deposits are exposed mainly on the volcanic slopes, on which the debris avalanche overflowed from the nearby canyon. The b-facies deposits are distributed mainly in the canyon in the middle and lower parts of the avalanche flow and are gradational laterally from the a-facies or lay unconformably on it.

The banded surface pattern of the a-facies consists of linear arrangements of the same colored debris which dropped from the larger sliding rock mass. The curved bands are formed by basal topographic obstacles such as local topographical high and large debris of an earlier arrival. Platy lava fragments in a linear band have an imbricated structure in arrangement which indicates that the blocks rolled before settling.

The b-facies deposits have the following features in the transverse section, from the upper slope to the valley bottom: i) debris-spray zone with wind, which is gradational downward to debris slope, ii) debris levee or debris bench which covers a-facies deposits or slope stripped by the preceding flows, iii) debris slope covered wholly with b-facies debris, iv) secondary debris surface on the bottom of the canyon.

The debris-spray zones are developed widely on the slope near bends of the course of the canyon along which main avalanche passed. In the debris-spray zone, debris are scattered in the forest or overlie the toppled trees and mowed grass, sometimes with impact craters on the ground, lodged stones on tree trunks, and detached branches on tall trees. Topped and toppled trees and mowed grass covered with little debris in the debris-spray zone suggest that the strong wind was accompanied with the debris spray. The direction of the wind and debris spray was subparallel to that of the main avalanche flow in the canyon.

The debris surface of the avalanche is very rugged due to individual debris blocks resting on the general depositional surface. The debris cover the basal topography with mantle bedding (parallel deposition to the slope) and sometimes rest on the larger blocks

in the deposits. There is no graded bedding at least in the upper part of the deposits. The debris levee has a steep outer slope abutting the valley slope with distinctive outer margin. These features indicate that the avalanche was "dry", that is, the interspace of blocks during the movement was not the water, but the air.

In the downstream canyon, the avalanche entered into the interior of the embankment of the canyon wall along the contour line of the slope or flowed upstream into the tributary from the valley junction. On the debris surface on the slopes and in the valley bottom, secondary gravitational flow structures are well developed, such as downstream-facing tensional scarps, compressional ropy ridges, and debris masses slid to the valley bottom from the upper valley slope.

The high mobility like viscous fluid and "dry" nature of the avalanche flow were retained even in the terminal area of deposition.

The avalanche was followed with a water-saturated debris flow, of which deposits (the c-facies) have a flat depositional surface and the vertical size-grading. The origin of the water was the ground water which came out from the canyon wall stripped by the preceding avalanche.
