

論文

火山山麓における災害ポテンシャルの評価
（八ヶ岳南麓切掛沢扇状地を事例として）

奥西 一夫*・諏訪 浩*

Assessment of Hazard Potential at the Foot of Volcanoes
-A Case Study: the Kikkakezawa Fan on the Southern Foot of Mt. Yatsugatake, Japan-

KAZUO OKUNISHI* and HIROSHI SUWA*

Abstract

Alluvial fans and cones on the foot of volcanoes have high hazard potential because of frequent inundation of debris flows and floods accompanying marked topographic changes. However, the social needs for the development of such lands are ever increasing, because of their high demand for recreational sites. Assessment of hazard potential and regulation of land use are thus urgent problems. This paper proposes fundamental principles for the assessment of hazard potential on the basis of a case study carried out at the Kikkakezawa Fan on the southern foot of Mt. Yatsugatake, central Japan. History of land use is summarized in Fig. 3. Existing villages are located below a major spring zone in the alluvial fan, which is fed by the groundwater in the volcanic body. Construction of a new road (PR) stimulated land developments along it and further upstream part of the fan. According to Kosaka (1992) the debris-flow deposits cover the fan in three geologically distinct ages (Fig. 5). The ages of the deposition of the debris flows in the new and middle ages are estimated according to a close examination of aerial photographs (Fig. 6) and a reconnaissance study of the microtopography (Fig. 7). It then enables an estimation of the frequency of the debris flow inundation in the future. The site-by-site assessment of hazard potential and risk of disasters is usually difficult because the past occurrences of inundation are not always recorded and a reliable estimation of its future possibility is hardly available. It is, therefore, essential to regulate land use for individual areas on the basis of the assessment of the hazard potential from the regional viewpoint using the data about the geomorphic processes of a large time scale. In Fig. 3, for example, it is obvious that the areas above the prefectural road (PR) constitute a zone of high hazard potential and high risk, among which the area of the planned extension of the golf courses (Gp) are extremely dangerous.

キーワード：開発，扇状地，火山，災害ポテンシャル，アセスメント

Key words : development, alluvial fan, volcano, hazard potential, assessment

* 京都大学防災研究所
Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University

本論文に対する討論は平成11年6月末日まで受け付ける。

1. はじめに

火山山麓扇状地は、地形変化が特に活発な火山地域の斜面プロセスと河川プロセスの間の遷移地帯である。斜面プロセスが活発な時期には大きな速度で堆積が起こり、扇状地地形が発達する。一方、河川プロセスにくらべて斜面プロセスが不活発になると、侵食が卓越して扇状地の開析が起こる。火山山麓扇状地における侵食・堆積過程の交代は火山活動の盛衰に影響されるので、一般の山麓扇状地よりもさらに複雑な時間的変化を呈し、その歴史は複雑な堆積構造として記録されていることが多い。すなわち、火山山麓扇状地は火山斜面と河川間の土砂輸送の緩衝地帯でもあり、地形変化が大きく、複雑なため、災害ポテンシャルが他の地域にくらべて格別大きいと考えられる。しかし、地形変化の少ない時期が続くこともある。火山活動が静穏化すると土砂流出が減少して扇状地の開析が起こり、河床は扇面よりもかなり低くなる。さらに豪雨があまり起こらないと、河床変動が不活発になる。このような時には、扇状地を開発して土地利用を高度化したいという強い社会的要求が生じる。その結果ふたつの災害問題が発生する。

ひとつは、火山活動が再び活発化したとき、火山山麓は土石流や火砕流、ときには溶岩流に襲われ、多数の死者を出す災害が発生することである。最近日本で起こった火山災害として有珠山と雲仙普賢岳の災害がその典型例であるが、いずれも火山活動の平穏期に山麓扇状地が開発され、人口の定着が起こっていたことが災害を大きくした社会的素因になっている。今一つの問題は、開発行為によって降雨流出率の増大などの変化が誘起され、それによって、自然状態では災害が起こらないような降雨や融雪などによって水害や土砂災害が発生することである。

著者は長野県富士見町の八ヶ岳南麓扇状地の開発に関する訴訟にかかわって、災害危険度の評価のための調査をおこなった。本論文では、この調査に基づいて奥西(1994)が裁判所に提出した意見書の内容に若干の追加・修正をおこない、さらに火山山麓扇状地の災害ポテンシャルの評価方法

および活用について、災害地形学的観点から考察する。

2. 地質と地形

事例として取り上げる地域は八ヶ岳南麓の切掛沢扇状地である。八ヶ岳の地質については河内(1977)の地質図および説明書にまとめられ、その後の研究成果が八ヶ岳団体研究グループ(1988)の報告などにまとめられている。

八ヶ岳はフォッサマグナの中に噴出した複数の成層火山が複合した火山群で、最も古い火山活動は約140万年前である。その後いくつかの活動期と休止期を経て現在に至っている。火山山麓に堆積している成層堆積物も溶岩流、火砕流、土石流、掃流の堆積物が互層している。その互層の最下位近くに有名な葦崎泥流堆積物がある(三村, 1982)。図1は切掛沢周辺の地質図(河内, 1977)で、切掛沢に沿う断面図(測線は平面図の中の折れ線)を貼り込んである。切掛沢扇状地は鼻戸屋という溶岩丘の北方に扇頂を有し、鼻戸屋の下流で広がり、三里原から下流にはほぼ一定幅となっている。この図に示されている地層のうち、赤石層群の堆積岩(Ak)は釜無川の南側の赤石山地に広く分布する中生代初期の堆積岩、葦崎泥流堆積物(Nmf)は古八ヶ岳期のはじめの大規模泥流の堆積物、鼻戸屋溶岩(H)、西岳溶岩(NI)、および信濃境溶岩(Ss)は古八ヶ岳期後期、編笠山溶岩(Ag)は新八ヶ岳期中期の溶岩である。扇状地堆積物はこれらの溶岩よりも新しいもので、山麓砂礫層(GI)としてまとめられているが、堆積厚は大きくない。

3. 陸水環境

火山体の透水性が高いと、火山体を刻む谷の密度は低く、枯れ沢が多い。そのかわり深い地下水が豊富で、顕著な湧水帯を形成し、そこから下流では安定した河流が存在するが、その上流では流況は不安定で、土石流が起こりやすい。八ヶ岳南麓もその例に洩れない(熊井, 1982)。この地域の水系と湧水点の分布は図2(丸井ほか, 1993による)に示すようである。丸井ほか(1993)は湧水を標高によって4群に分類している。また熊井

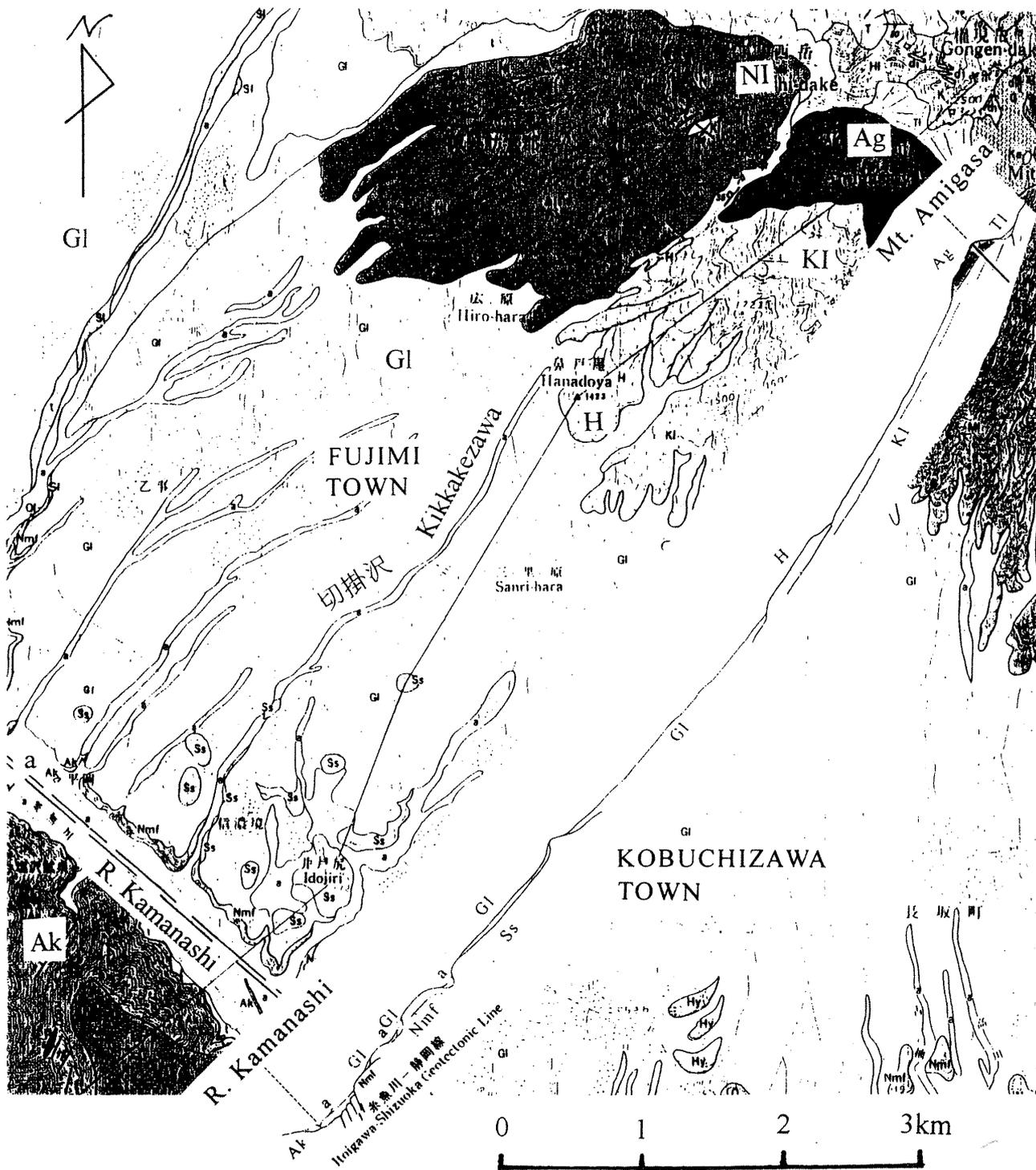


図1 ハヶ岳南麓の地質図および地質断面図 (河内, 1977; 凡例は主なものを抜粋)

Fig. 1 Geology of the southern foot of Mt. Yatsugatake (Kawachi, 1977)

a: alluvial deposits, GI: Piedmont gravel, Ag: Amigasa-yama lava, H: Hanadoya lava, Ss: Shinanosakai lava, NI: Nishidake lava, Nmf: Nirasaki mudflow, Ak: Akaishi group (from newer to older sequence).

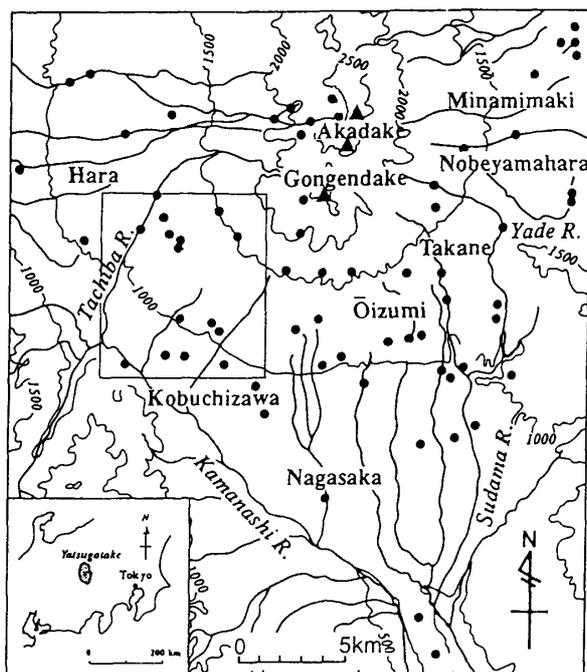


図2 ハケ岳南麓の水系と湧水点(ドット)の分布図(丸井ほか, 1993)

Fig. 2 Distribution of drainage net and springs (dots) on the southern foot of Mt. Yatsugatake (Marui et al., 1993). The rectangle shows the extent of Fig. 3.

(1982)も同様に標高による分類をしている。これらの研究によると、最も湧水量の多い湧水は標高1,000 m付近に集中している。またこの標高帯の湧水は湧水量の季節変化が少なく、年間を通じてほぼ一定量を保っている(丸井ほか, 1993)。この他に標高2,000 m以上, 1,500 m±200 m, 800 m以下に集中する3つの湧水帯があるが、湧水量は少ない。ハケ岳南部の湧水と地下水に関してはその後、滝沢(1994)、鈴木(1994)、垣内・丸井(1994)、風早・安原(1994)、安原・風早(1994)、檜山ほか(1996)の研究がある。

河川網は放射状の形態を示しているが、ハケ岳南西麓に限定すれば数本の河川がほぼ並行して流下し、富士川水系釜無川に注いでいる。ハケ岳に源を発する河川は、火山体を深く下刻し、地下水を集めて基底流出が比較的大きな川と、火山体をあまり深く下刻せず、狭い谷を作り、基底流出が少なく、上記の1,000 m帯湧水群よりも上流では常時はほとんど水流が見られない川(沢という呼

称が付せられていることが多い)に大別できる。前者は同規模以上の河川と合流する前に狭いながらも谷底に氾濫源を伴っているのに対し、後者はハケ岳の山麓部を取り巻くスカート状の複合扇状地を作っている。これらの河川では土石流が頻繁に発生しており、砂防指定地および土石流危険渓流になっている(富士見町, 1985)。本研究の対象地域を流れる切掛沢は後者に分類されるが、山体の下刻がやや多く、大きな扇状地を形成し、その扇状地を少し下刻している。

4. 土地利用

切掛沢扇状地とその周辺の土地利用状況を図3に示す。この図の位置は図2に四角の枠で示されている。切掛沢扇状地のうち、Dnとマークし、白抜きになった部分が後述の新时期土石流堆積範囲、

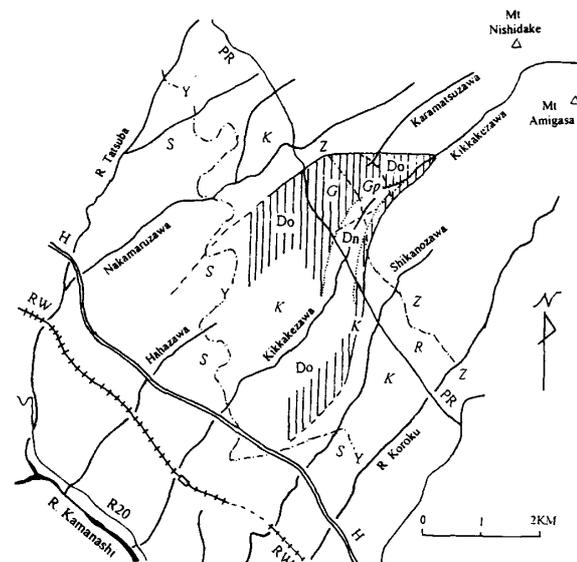


図3 切掛沢扇状地(ハッチ部分)と周辺の土地利用概略図

Fig. 3 Land use of the Kikkakezawa Fan (hatched part) and environs. S: the most upstream villages, Y: Major spring zone, K: forest zone, Do: depositional area of the old- and middle-age debris flows, Dn: depositional areas of the new-age debris flows, R: Sport grounds and resort residences, G: existing golf course area, Gp: planned extension area of the golf courses, PR: the new prefectural road, H: highway, RW: railway, R20: national road, Z: current development front.

Doとマークし、縦線でハッチした部分が中期および古期土石流堆積範囲である。但し扇状地下流部については境界を明示していない。Yとマークした一点鎖線は標高1,000 m付近の湧水帯(丸井ほか, 1993)である。この線から下流の地域は河川が常流河川であり、地下水も豊富なので、古くから農耕に利用され、集落(S)が点在し、旧石器時代の遺跡もある。したがってこの一点鎖線は古代から比較的最近まで、人間が居住ないし常時仕事をおこなう領域の限界、すなわち開発前線であったと考えられる。湧水帯から県道(八ヶ岳下久保線; PR)までのゾーン(K)はほとんどが人工のカラマツ林である。1947年撮影の米軍の空中写真では部分的に開墾されているが、その後の空中写真では次第に森林化している。これは第2次世界大戦の頃に部分的に開墾されたが、その後は食糧事情がよくなり、また土地が肥沃でなくて農耕にはあまり適さないため、未開墾地を含めて再植林されたものである。この部分は最近再び別荘地などに開発されつつある。県道から上流は国有林であったが、1970年以後は徐々にゴルフ場(G)やその他のスポーツ施設および別荘地(R)として開発されている。そして県道の約500 m上流のZと記した一点鎖線が現在の開発前線となっている。すなわち、開発前線は数十年の間に1~3 km前進したことになる。富士見高原ゴルフ場(G)はこの開発前線内にあるが、最近その上流のGpと記した区域に9コースの増設が計画された。周辺住民はその差し止めを求めて裁判所に提訴し、和解の結果、この増設計画は凍結されることになった。その理由は災害のリスク(洪水、土石流など)のほか、自然保護、地下水資源の量的・質的保全、経済性などである。

5. 土石流

火山山麓扇状地では土石流が頻繁に発生することが知られている。切掛沢についても例外ではなく、著者の調査に先だって多くの知見の集積がおこなわれていた。資料(富士見町, 1985)によると、富士見町内には16の砂防指定地と15の土石流危険渓流がある。切掛沢は砂防指定地でもあり、

土石流危険渓流にも指定されている。また明治以降の主要な水害9件のうち4件について、切掛沢で顕著な被害があったと記されている。この資料では水害と土砂災害が区別されていないが、被害区域が狭いにもかかわらず家屋の損傷が著しいなど、土石流が発生したことを推定させるような事例がいくつかあり、さらに切掛沢を含む八ヶ岳南麓の河川に土石流発生危険度が高いことが指摘されている。しかし、この資料には、切掛沢沿いの集落で過去に土石流災害が発生したことを明確に示唆する記述はない。以下に述べるような土石流発生状況と考え合わせると、これは、切掛沢流域では居住域や農耕域が土石流の流動・堆積域まで達していなかったため、実際には土石流が発生したものの、それによる被害がほとんどなかったため、土石流災害として記録されていないものと考えられる。

5.1 既往の調査結果と残された問題点

長野営林局(1984)がおこなった、切掛沢を含む区域の国有林の売却に関連した調査には切掛沢扇状地における土石流発生についての記述がある。この報告の土石流の部分の結論的な記述は次の通りである。また対応する地図を図4に示す。括弧内は著者の注釈である。

「切掛沢沿線には、古い土石流が残存していて、標高1,450 mの切掛沢に併進する地点には長さ約100 m、幅約15 mの岩塊があり、最大径360 cmの長蛇の列状となった礫は、土石流がかつて流下したことを示している。また、富士見高原ゴルフ場に近接した標高1,380 mあたりにも、土石流の先頭部と思われる礫塊が集合している(「岩塊」および「礫塊」とされているものは巨礫の堆積ユニットで、図7の中期土石流の堆積物に対応する)。」
「この他に土石流の先頭流跡が随所に見られる(図7の新时期土石流の堆積に対応)。これらの土石流は、空中写真で判読した結果、1961年の空中写真になく1966年に現われているので、この間に土石流が発生したものと思われる。」

「丁度対象地の付近が土石流の先頭流停止位置ということになる。このような土石流は、対象地を

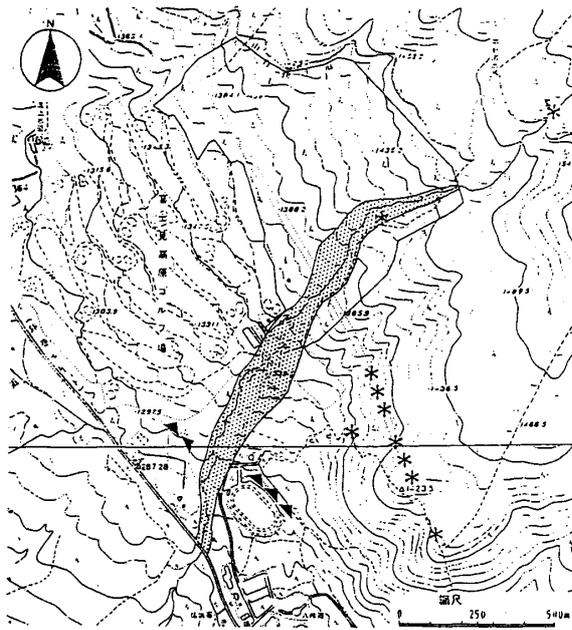


図4 土石流跡を示す微地形分布図（長野営林局，1984）（*印は露岩および岩塊，▲は火山灰の露頭）

Fig. 4 Distribution of microtopographic features of debris flows (Nagano Forestry Bureau, 1984). Meshed part: traceable inundation, *: naked rock and rock pieces, ▲: outcrop of volcanic ash.

開発しなくても予想されるものであって、対象地の開発とは関係ないにせよ、十分な配慮を必要とするが、このような土石流は平坦地になると停止するので、切掛沢沿線に造成されるゴルフ場は、土石流を分散させ、停止させる場となり、下流へ流下するのを防止する氾濫源として位置づけられよう。」

災害危険度の評価に限れば、この報告ですべてが尽くされているとも言えるが、3段目の記述にやや曖昧な点があり、ゴルフ場増設の是非をめぐる裁判での災害危険度評価をめぐる論争の焦点となった。富士見町（1989）の環境評価準備書（案）では、上記2段目および3段目に記述されている標高1,380 m付近の「岩塊」を露岩であって土石流堆積物ではないと誤解しているほか、計画地内で土石流が発生するおそれがないことを理由に、災害危険度を低く見積もっている。その結論は明確ではないが、

「ゴルフ場になると山崩れや土石流の発生（著者

注：ここでは流動が起こることを発生と記しているのであろう）が森林の場合より起こりやすい環境となる。したがって、十分な防災上の手だてを講じて安全性を確保しなければならない。計画地上部の礫は、（この後1行ほど脱落していると考えられる）土石流の発生に対して防災上導流堤、谷止工を施工すること、表流水を一挙に流下させないよう一時貯水する策を講じることである。このような万全の安全策をとることによって防災上の危険な事態は起こらないものと考えられる。」（原文のまま）

としている。そして、開発計画で万全の安全策が取られていないとの指摘に対しては、富士見町当局は、上記の長野営林局の報告の3段目を引用して、土石流が分散、停止するので、下流への影響はないと主張した。

このように、既存の調査結果の受け止め方に大きな問題があり、土石流の発生状況について、より詳細かつ総合的な調査が必要なため、数名の研究者に調査が依頼された。

5.2 ゴルフ場増設に関連しておこなわれた地質調査

上記の委託による切掛沢扇状地の詳細な地質調査とその防災科学的解釈が小坂（1992）によっておこなわれている。この中から土石流に関連する部分を要約すると次の通りである。

切掛沢扇状地を作る堆積物には、中期更新世のローム層に覆われているものとそうでないものがあり、扇状地表面の地形的な特徴から見ても、これらの扇状地が現在もなお、河川から運び出される土石流などの堆積物によって成長しつつあると言える。

扇状地堆積物の層序は、下位から観音平溶岩、西岳溶岩、銀銘溶岩・火砕岩、池袋溶岩、葛窪溶岩Ⅰ・Ⅱ、鼻戸屋溶岩、編笠山溶岩という南八ヶ岳の溶岩、火砕岩が下位にあり、その上に、下位から鹿ノ沢扇状地堆積物、唐松沢扇状地堆積物、切掛沢扇状地堆積物および千ヶ沢扇状地堆積物が載っている。これらの内、主要な溶岩については図1に分布が示されている。切掛沢扇状地堆積物

は現在の切掛沢扇状地の大部分の地表面を構成している。千ヶ沢扇状地堆積物は他流域に起源を持つもので、切掛沢扇状地ではその西縁部にのみ見られる。

切掛沢扇状地は標高約 1,600 m に扇頂部を持ち、釜無川によってその先端を切られている。扇端の標高は約 850 m, 平均勾配は約 5 度である。この扇状地は標高 1,350 m と 1,100 m 付近を境に上部、中部、および下部扇状地に分けられる。上部扇状地は扇頂部から県道 (図 3 の PR) 付近までの区域であるが、短い流路跡が多数あり、土石流の氾濫が頻繁に起こったことを示唆する。中部扇状地は既存のゴルフ場 (図 3 の G 部分) から林地を経て湧水帯に至るゾーンで、扇面に残る流路跡は比較的直線的で長い。その下流側の下部扇状地は耕地 (主に水田) や宅地になっており、地表面の人工改変が進んでいる。

切掛沢の上部扇状地の堆積物分布状況は図 5 (小坂, 1992 の図 7) に示すとおりである。土石流によると見られる流路跡は谷の開析度、谷地形の切りつ切られつの関係から、相対的に古期, 中期, 新期に分類されている。新期の土石流跡は標高

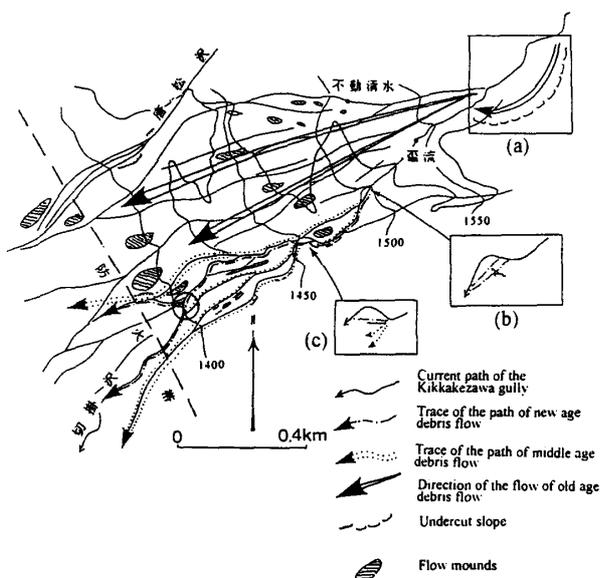


図 5 切掛沢の上部扇状地の堆積物分布状況 (小坂, 1992)

Fig. 5 Distribution of deposits and other fluvial features on the upper part of the Kikkakezawa Fan (Kosaka, 1992)

1,500 m から下流で現在の切掛沢の流路にほぼ沿っている。また拡大図 b, c に見られるように、ごく新しい時期の流路変遷ないし氾濫跡が見られる。また標高 1,410 m 付近で、現在の河道を大きく右岸側に逸脱した流路跡が見られる (図 5 に逸脱地点を円で囲んで示す)。中期の土石流跡は新期の土石流跡にくらべてやや氾濫範囲が広い程度である。古期の土石流跡は、ほぼ直線的に延びる数条の幅広の溝状地形を伴って上部扇状地の殆ど全域を覆っている。地表にはしばしば数 m を超えるような巨大な岩塊が散在し、ローム層によって覆われているようすが観察されないことなどから、更新世以降のかなり新しい時期の土石流が大きな流速をもって一気に押し出した可能性があるとしている。

5.3 空中写真判読による土石流および河川氾濫の履歴

著者はこれまでに撮影された 12 種の空中写真を判読して、切掛沢扇状地における土石流の流動の履歴をできるだけ詳しく把握することを試みた。これらの空中写真の一覧を表 1 に、また総括的な判読結果を図 6 に示す。奥西 (1994) はすべての空中写真の判読結果を記述しているが、以下では図 6 の基になった判読結果と後述の部分に関連する知見のみを記す。

(1) 1947 年 11 月撮影の空中写真

現在のゴルフ場から下流約 2 km の範囲の土石流氾濫を示唆するパターンが明瞭に認められる。切掛沢と唐松沢の上流部の急斜面が裸地化しているのが認められ、斜面崩壊が発生したことを示唆する。これらの斜面はその後の空中写真では植生が回復している。但し、1975 年の空中写真に基づくと思われる富士見町発行の 5,000 分の 1 地図には、これらの崩壊地のごく一部が崩壊地として示されている。また切掛沢上流の西岳南斜面には多数の小崩壊が認められるが、そのほとんどは現在も崩壊地として存続する。この写真では、切掛沢の上部および中部扇状地 (小坂, 1992 の定義に従う) は樹木で覆われている。また現在のゴルフ場の北西側とその下流は、林地の開墾がモザイク状にな

表1 本研究で使用した空中写真の一覧

Table 1 The aerial photographs used in this study

撮影年月 date	概略縮尺 scale	種類 kind	写真整理番号 code number	撮影機関 agent
Nov. 1947	1/40,000	B/W	M662	U.S. Army
Nov. 1961	1/17,000	B/W	山-241	林野庁
May 1962	1/19,000	B/W	山-255	林野庁
May 1966	1/20,000	B/W	山-434	林野庁
Apr. 1971	1/20,000	B/W	山-595	林野庁
Oct. 1973	1/20,000	B/W	CB-73-7Y	国土地理院
Sept. 1975	1/20,000	B/W	山-719	林野庁
Nov. 1976	1/15,000	Color	C CB-76-10	国土庁
Oct. 1980	1/16,000	B/W	山-900	林野庁
May 1985	1/16,000	B/W	85-15	長野県
Oct. 1988	1/20,000	B/W	CB-88-1Y	国土地理院
Nov. 1990	1/16,000	B/W	90-17	長野県

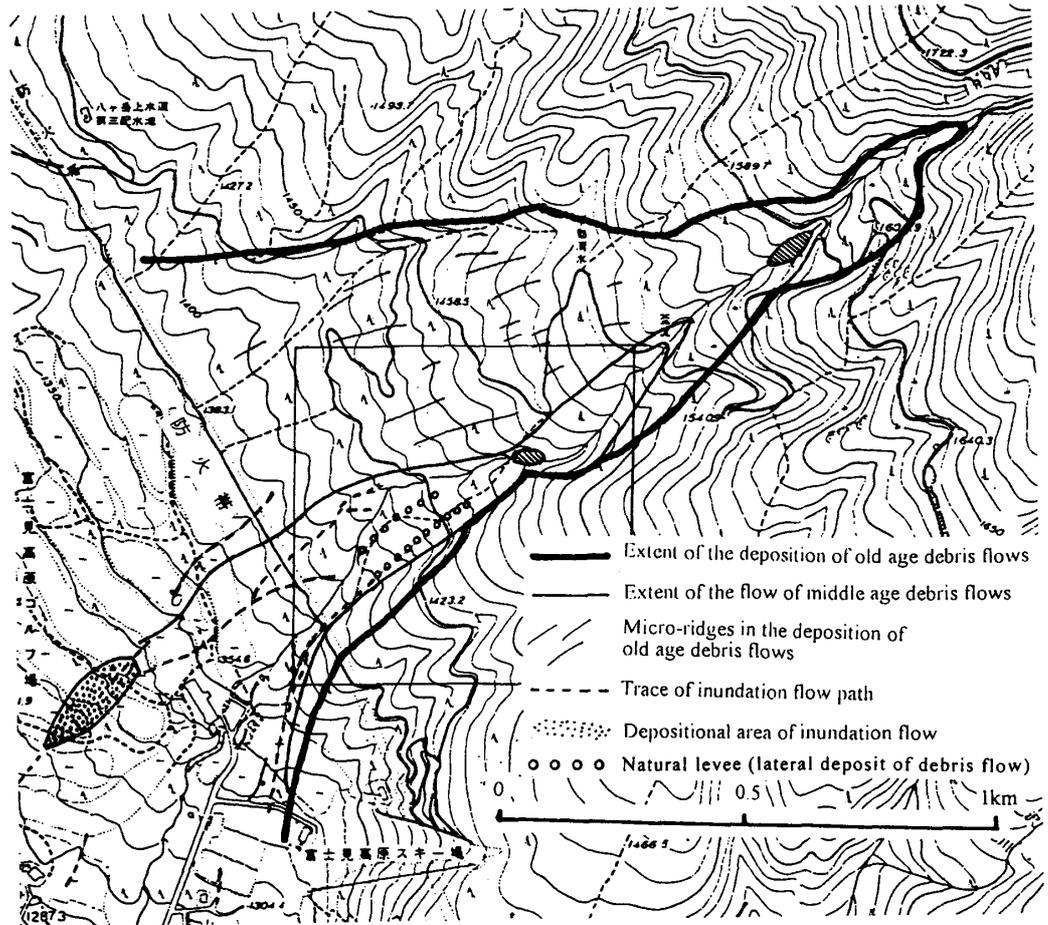


図6 空中写真判読結果の概要図

Fig. 6 Major results of the air-photo interpretation

されていて、上石氾濫の跡を判別し難い。

(2) 1961年11月撮影の空中写真

植林のための伐採の直後に撮影されており、地表面の様子がよくわかる。しかし色調が単調なため、微地形がわかりにくい点もあり、その後の空中写真の判読結果に基づいて、この空中写真の判読困難な部分を補った。この空中写真から、小坂(1992)の古期・中期・新期の土石流堆積地形の区分が妥当であることが確認できる。古期土石流堆積当時は、現在残っている堆積範囲よりも広く堆積していたが、その後隣接の沢から土砂流入があり、下流部の境界は不明瞭になったと考えられる。中期土石流の流動・堆積範囲は現在の切掛沢の河道を含む浅い谷状地形の部分に限られている。但し、標高1,430 m付近から下流では、現在の河道の右岸側に大きくふくらんでいる。古期土石流堆積域は標高1,520 m付近の微妙な傾斜変換線によって、その上部の沖積錐地形と、下部のやや平坦な波状地形に分けられる。

切掛沢の流路と周辺には他の時期の空中写真のどれよりも幅の広い裸地部分が見られ、時期不明ながら、その直前に切掛沢が荒廃したことを示唆する。明瞭な氾濫跡は標高1,410 m付近から右岸側に土石氾濫が起こったことを示唆する裸地で、氾濫地点から西南西方向にほぼ直線的な氾濫跡が100 mほど追跡でき(その左岸側が特に明瞭)、その下流にやや不明瞭な氾濫跡が約300 m続いている。氾濫地点の右岸には黒い直線が認められ、氾濫した切掛沢の流路を復旧する工事がおこなわれたことを示唆する。この他、1,430 m付近から氾濫したらしい流路跡が右岸側に見られる。これらの部分を写真1に示す。上記2つの氾濫地点は円で囲って示してある。

(3) 1966年5月撮影の空中写真

1961年や1962年の空中写真と比べると、伐採地の植生がかなり回復して、地表面を直接見ることはできないが、土砂堆積によって白く写っている部分を区別することがむしろ容易になっている。切掛沢の河道は1961年および1962年の写真よりも長い距離にわたって白く写っており、土砂移動が活発であったことを窺わせる。土石流が現河

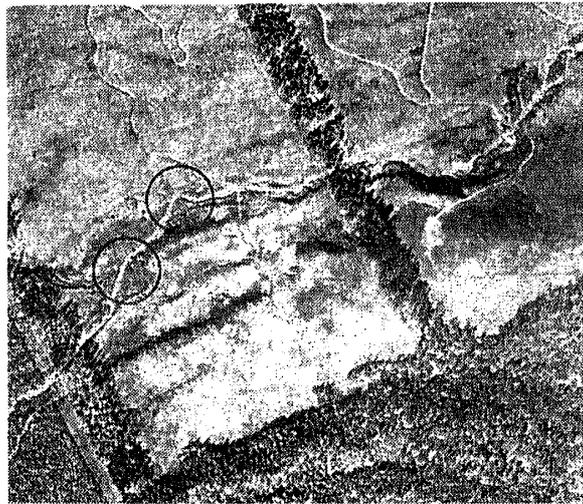


写真1 1961年撮影の空中写真の一部(図6の四角枠の範囲)。

Photo 1 A part of an aerial photograph taken in 1961. The scope is shown in Fig. 6 with a rectangle.

道の近くで氾濫した跡の一部がはっきり認められるが、その一部は、5.1に引用した長野営林局(1984)報告の1段目と2段目の記述に対応する土石流堆積物である。

(4) 1975年9月撮影の空中写真

中期土石流の堆積範囲内に、昔の切掛沢の流路跡が明瞭に判読できる。但し流路跡が直接見えるのではなく、その部分の植生回復が周囲よりも遅い。2列のやや比高の大きい、土石流の側方堆積を図6に丸を連ねた線で示すが、この流路跡はこれらの側方堆積の間を通っている。

図6で、太い実線とやや太い実線はそれぞれ古期および中期の土石流堆積範囲を示す。その定義は小坂(1992)に従っているが、判読結果にはわずかの相違がある。斜線でハッチした部分は1961年~1966年の空中写真に見られる氾濫跡地形で、氾濫水は最終的に切掛沢に戻っているものである。破線は切掛沢に戻らない氾濫跡およびそれに関連した流水跡である。面的な氾濫跡と1947年の空中写真で見られる堆積地を、それぞれ網かけとハッチで示してある。

5.4 現地調査および判読・調査結果の解釈

奥西(1994)は開発予定地とその周辺の地形ユ

ニットごとに現地調査による知見を報告しているが、ここでは切掛沢に限定してその概要を記す。

(1) 切掛沢上流部

扇状地に流入するまでの切掛沢を上流部とするが、切掛沢は西岳と編笠山の間を源を発し、深い谷を刻んで流下し、標高 2,050 m 付近の滝を経て扇頂に至っている。1947 年の空中写真にはこの滝の上流に 3 つのやや大きい崩壊地と 2 つの小さい崩壊地が写っている。その後、斜面崩壊が増加、拡大したことが、それ以後の空中写真や 1/25,000 地形図から読みとれる。現地調査では、1947 年の空中写真に崩壊跡として写っている斜面でなお土砂流出が盛んであることが確認された。このことから、このような土砂流出の状況が新期土石流の背景になっていると考えられる。いっぽう、現在観察される斜面崩壊の全土量をもってしても古期土石流の堆積量にはとても及ばないので、古期土石流が発生した時期には、最近 50 年間とは比較できないほど、この流域が荒廃していたと考えられる。中期土石流の堆積地はまとまった形をなしていないので、堆積土砂量を推定し、それに基づいて上流山地の状況を推定することは困難である。

(2) 切掛沢扇状地

小坂 (1992) の定義による上部扇状地 (標高 1,350 m 以上の部分) の古期土石流堆積範囲を踏査した。この扇状地は全般的に横断方向に緩やかな波状地形を呈している。林道に沿って深さ 1 m 程度の断面を観察したが、最大 3 m 程度の巨礫が含まれていた。巨礫はほとんどが地表に出ているものもある。巨礫どうしが噛み合って堆積する石礫型土石流特有の堆積ローブは見られないので、土砂流または泥流型土石流として流動し、堆積したものと考えられる (奥田ほか, 1968)。堆積厚 (平均値は 3 m 以上, 10 m 未満と推定される) は大きくないが、堆積面積が広く、堆積土量は 100 万 m³ を超えるものと考えられる。このような量の土石が一度に流動したと考えれば、小規模な火山活動または大規模崩壊を想定しなければならないが、それを支持するような地形的な痕跡が見当たらない。最も想定しやすいことは、過去のある時期に上流で斜面崩壊が頻発し、そこからの土砂

流出が多いために、上流からの土石流が土砂流または泥流型土石流として、現在の切掛沢扇状地の全域に、薄く広く氾濫・堆積したという経過である。古期土石流の堆積は薄いので、当時の河床は現在の扇面に近く、現在よりも 30 m ほど高かったと考えられるが、そのためには現在よりもかなり大きな土砂流出が継続していなければならない。

(3) 切掛沢中流部

上記の上部扇状地を横切る現在の流路およびその周辺 (標高約 1,350 m~1,600 m の範囲) を踏査した。図 6 に斜線のハッチで示した土砂氾濫の跡は 1966 年までの空中写真では明瞭に認められるが、現在は不明瞭であり、これらの場所では新たな土砂氾濫は起きていないものと考えられる。標高 1,430 m の所で切掛沢は「くの字」状に曲がっているが、ここでは右岸に高さ 2 m 程度の段丘状の平坦面があり、その中に浅い谷状微地形があって、空中写真で判読される流路跡につながっている。この付近には土石流の堆積を示すものは見当たらないが、谷状部の中央近くに人頭大の礫が直線的に配列し、上記の流路跡に向かって土砂氾濫が起こったことを示唆する。5.3 節 (2) で述べた標高 1,410 m 付近の地点 (写真 1 参照) には現河道を横切る幅 3 m 程度の V 字形の谷地形があり、壁状に築かれた自然石の空石積みで塞がれている。

ほぼ写真 1 の範囲の切掛沢左岸側の踏査結果の概要を図 7 に示す。ここでは切掛沢の現河道に沿って石礫群が 2 つ見られた (図 7 の網線メッシュ)。このうち下流側のもの (②) には巨礫が直径 20cm 弱の樹木の幹を傷つけて止まっているものがある (写真 2)。樹齢の正確な推定は困難であるが、この土石流が長野営林局 (1984) の報告のように、1961 年~1966 年の間に起こったものと考えられる。そうだとすると、巨礫が停止する寸前であったために、樹木は折れ曲がり、傷ついたが、枯死はしなかったと考えられる。現在見られる傷は生々しいものではなく、傷口が結合組織で充填された、いわゆる「アテ」である。この巨礫群は石礫を多く含むタイプの土石流、すなわち石礫型土石流の堆積物によく見られる。石礫型の土石流

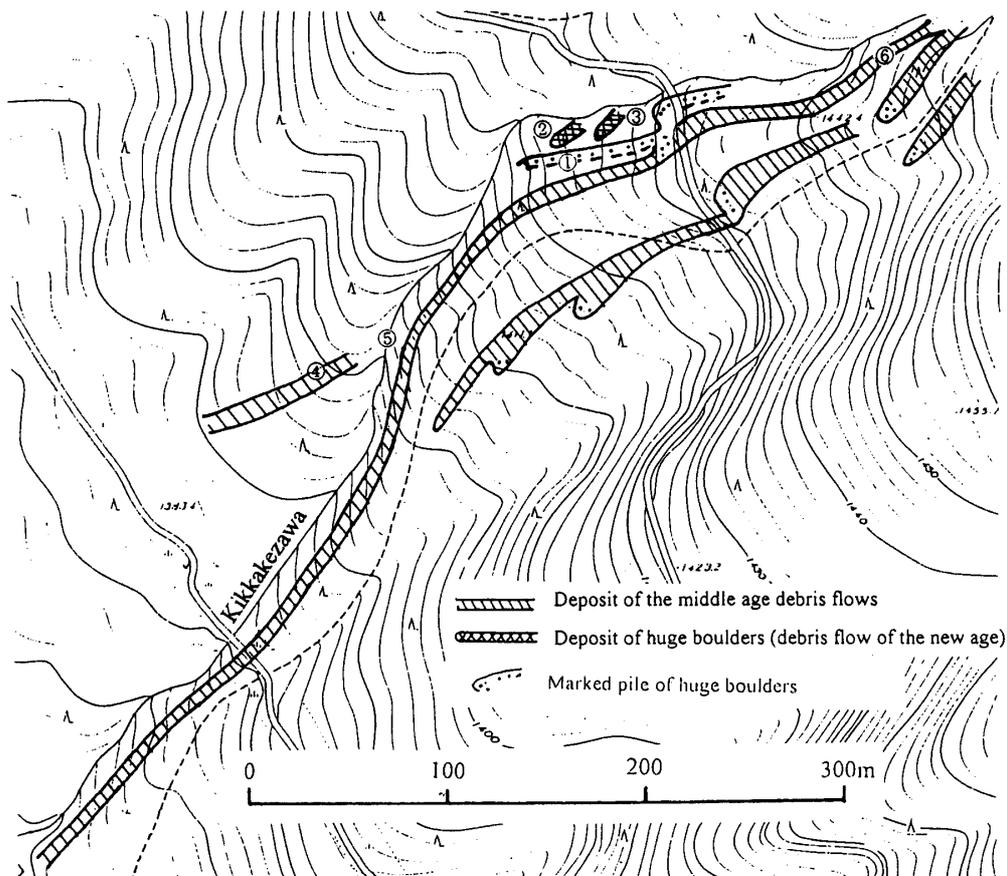


図7 切掛沢に沿う土石流堆積地形踏査結果の概要図(図の範囲を図6に四角枠で示した)
 Fig. 7 Major results of the reconnaissance of the deposits of debris flows along the Kikkakezawa gully within the rectangle in Fig. 6.



写真2 1960年頃と考えられる最も新しい土石流堆積物(先頭部を構成していた巨礫が樹木を傷つけて止まっている。この木は当時は幼木であったと考えられる)

Photo 2 A tree damaged by a huge boulder with a diameter of about 3 m which constituted the frontal part of the debris flow which deposited in the fan around 1960.

では、流動中にその先端部分に石礫だけが集積した状態を既に出現させている場合が多く、さらに土石流が停止するとき、大きな石礫が集積した土

石流先端部から、水と細粒砂礫の混合物が分離して流れ去る過程が加わり、土石流の骨格を凍結したような形の堆積が残るものと考えられる

(Suwa and Okuda, 1983; 諏訪, 1996)。Hooke (1967) は、進行方向の下流端部分にこのように石礫だけが集積した堆積物ができるのは、扇状地へ流入する流れから水が急速に鉛直浸透で離脱し、流れが停止した結果であるとし、これを sieve deposit と呼んで土石流堆積物と区別した。しかしこれは適切ではなく、このような堆積こそ、多くの石礫型土石流の堆積物が有する典型的な特徴であると言える。これら2つの石礫群のうち、上流側のもの(図7の③, 写真3)は現存の樹木との衝突跡を残していないし、植栽された樹木に取り囲まれているものもあるので、下流側のものよりも古い時期の別の土石流の先端部堆積と考えられる。

これらの堆積ローブの左岸側には自然堤防状の高まりがあり、巨礫の集合からなっている(図7の①)。その左岸側は緩傾斜で低くなっているが境界線は明瞭ではない。さらに左岸側には2列の堤防状の巨礫群の堆積がある。これらを空中写真上で判読したものを図6の丸を連ねた線で示すが、実際には図7のハッチ斜線で示すように、⑥付近で現河床から離れて3つに分かれ、現河道沿いのものは下流方向に長く続いている。そのうち、小山のような盛り上がり呈する部分だけが図6に示されており、それ以外の部分は周囲との比高が小さい(写真4)。これらは全体的には一本の紐のような平面形を呈しており、古期土石流の堆積物が扁平な波状地形を呈するのに対して、幅が狭い。そのうち、より左岸側のものは、巨礫が集合した堆積ローブで盛り上がった後、その側方から上砂流が漏れだしたような微地形が続き、それを追跡すると盛り上がり再び顕著になり、ついには別の堆積ローブにつながるといったパターンの繰り返しになっている。現河道に近いものは土石流の側堆積であり、中期土石流が繰り返し通過した後に、その左岸側にできたものと考えられる。それはやや不連続ながらも、切掛沢の現河道に沿って標高1,350 m付近、つまり既設ゴルフ場のクラブハウス付近まで延びている。現河道の右岸側の林の中には、これと対応する右岸側の側堆積と考えられる巨礫列がある(図7の④)。これは空中写真



写真3 1960年よりも少し古いと考えられる土石流先端部分の巨礫堆積

Photo 3 A group of huge boulders which constituted the frontal part of a debris flow, presumably of 1950's.



写真4 中期土石流の側方堆積物と考えられる二列の石礫堆の一部(中央やや左の黒っぽい物。手前の部分は草に被われて不明瞭)

Photo 4 A part of the two rows of debris-flow deposits estimated to have constituted the lateral deposits of middle age debris flows (Exposed debris looks dark, but the frontal part is covered by weeds).

では樹木に覆われて見えないし、詳細な踏査をおこなっていないので、図7にはおおよその位置を示す。これは5.3節(2)で述べた、標高1,400 m付近から右岸側に延びる直線的な上石氾濫跡の左岸に相当する。したがって、中期土石流はしばしば、図の⑤付近から右岸側に流れていたものと考えられる。

図8に空中写真判読と現地調査に基づく、標高1,430 m付近の横断面形を模式的を示す。この図から、切掛沢は古期土石流の堆積以後、それを下

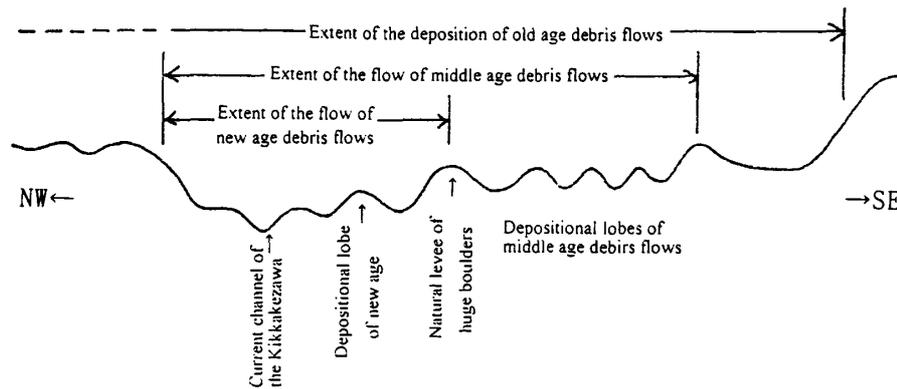


図8 標高1,430 m 付近の地形横断面の模式図

Fig. 8 Schematic transverse cross section of the topographic surfaces around the altitude of 1,430m.

刻しつつ、その途中で、上流からの土砂流出が多い時期には河床が上昇して中期土石流の氾濫が起こり、最近では河床上昇は伴わないが、土石流が現河床周辺の低地に氾濫した様子がわかる。この図には、土石流の堆積に起因すると思われる地表の微細な凹凸も模式的に示されている。

5.5 将来の土石流の危険度予測

切掛沢扇状地ではこれまでにオーダー的に規模の異なる土石流が起こっているが、過去に起こった土石流に対して、新期、中期、および古期という相対年代によって発生時期を特定せざるを得ない。そして「古期」は最も長く、絶対年代を決定することが難しいが、新期の土石流については発生時期をある程度特定することができる。ここでは上述の調査結果に基づいて、可能な限り明確な危険度予測を試みる。

古期土石流の時期は、土石流が活発に起こった時期と不活発であった時期の両方を含んでいたと考えるのが妥当であろう。そして、最も活発な時期には切掛沢の河床が現在よりも30 mほど高く、またこの河床高を維持できるような土砂生産が流域上流部で起こっていたと考えられる。将来このような土砂生産と土石流が再現する可能性は否定できないし、また八ヶ岳の火山活動の歴史を考えると、古期土石流よりも大規模な土石流や岩屑流、さらには火砕流、溶岩流の発生さえ否定できない。しかし、火山活動の活発化は何らかの前兆現象を

伴うであろうし、それが現在の、その可能性を差し迫った現実問題として考える必要はない。また古期土石流が再来するとすれば、それに先だって河床が上昇し、中期に起こった程度の土石流が何回か発生するであろうから、古期土石流のようなものが突然起こることは考えなくてもよいであろう。但し他の場所では、大地震に伴って、このような大規模土石流が突然発生した事例がある。

中期土石流は、古期土石流が作った切掛沢扇状地の中をある幅で左右に振りながら流下したものである(図6参照)。その堆積面は平均して現在の切掛沢の河道よりも10 mほど高い。したがって中期土石流程度の規模の土石流が将来上部扇状地で氾濫するとすれば、その程度の河床の上昇の後で起こる可能性が高い。焼岳上々堀沢扇状地の地形変化(Suwa and Okuda, 1983)に照らすと、扇頂部ではこの程度の河床上昇は新期土石流程度のものが数回起これば十分可能である。しかも、河床上昇がなく、土石流が上部扇状地で氾濫しない場合でも、下流部に到達してそこで氾濫する可能性がある。

中期土石流がいつ起こったかについては、かなり不明確であるが、空中写真の判読から、ある程度の推定が可能である。1947年空中写真ではいくつかの中期土石流の氾濫跡微地形が明瞭であるが、それから約40年経過した1970年頃の空中写真ではかなり不明瞭になっている。したがって、中期土石流の時期は1947年よりも前ではあるが、

例えば先史時代までさかのぼるとも考え難い。いっぽう、この扇状地にゴルフ場、住宅地、工場用地などが造成されると、その後は定住的、あるいは入れ替わりがあっても常時人がいるような土地利用が半永久的に継続すると考えるのが妥当であり、この継続期間内に中期規模の土石流が発生する可能性はあると考えるべきであろう。また、このクラスの土石流は既設のゴルフ場位置まで到達していることにも注意する必要がある。

新期土石流については、1947年以後に起こったか、1947年の空中写真に明瞭な痕跡をとどめているもののみを対象として考える。1947年の空中写真では上部扇状地の植生状態が良いので、そこで起こった土石流の流動については判読が困難であるが、中部扇状地の一部と下部扇状地は開墾されており、そこでの土砂氾濫のようすをある程度判読できる。これらの土砂氾濫は現在のゴルフ場内かその下流で起こっており、現河道から最大で250mの地点まで及んでいる。これらが土石流であったかは明らかでないが、第二次世界大戦前後のある時期に、切掛沢の上流部がかなり荒廃し、土砂流出が活発化したことは間違いない。奥田(1984)の総括によると、大規模な土砂流動ほど流送距離が長いので、その時期の土砂氾濫は、中・下部扇状地で顕著な土砂氾濫が記録されていない1947年以降の土石流よりも大規模なものであったと推測される。このような規模の土石流の頻度を予測することは困難であるが、切掛沢上流部で進行している斜面崩壊の増加・拡大が全面的なものにならない限りは、50年以下の周期で起こる可能性は低いと考えられる。しかし、ゴルフ場開発や住宅団地の建設など、半永久的または長期の土地利用を始めるに際しては、このような土石流が起こりうることを考慮する必要がある。

これに対して、1960年代に起こったと推定される土石流と同規模で、上部扇状地の現河道の近くで氾濫・堆積するようなものは、その発生環境が当時と現在で変化しているとは考えられないので、現在も起こり得る。その頻度を正確に推定することはできないが、過去30年程度の間1回発生していることから、豪雨の発生確率など、誘

因に関して格別の変化がない限り、今後も30年に一度程度の頻度で起こると考えられる。

6. 災害危険度のアセスメントのありかた

前章までに八ヶ岳南麓に計画されたゴルフ場の増設にかかわる災害危険度の評価の事例を述べた。本章ではこれに基づいて火山山麓扇状地の災害危険度を評価するやや一般的な方法について議論する。主なポイントは次の3点である。

(1) 災害危険度が顕在化していないときに、今後の災害危険度を評価するためには、まず潜在的な災害危険度である災害ポテンシャルを評価し、次いでその災害ポテンシャルの顕在化の可能性を検討して、災害危険度を評価する必要がある。

(2) 本事例では過去の土石流の証拠となる地形が残っており、その分析を通じて、今後どの程度の規模の土石流がどの程度の頻度で起こるかある程度定量化することができた。しかし、一般にはすべての開発予定地で過去に起こった災害の原因になる現象を十分検証することは難しい。このような場合に、災害危険度をいかに評価すべきかという問題が残る。

(3) 本事例では災害規模あるいは災害の原因となりうる自然現象の規模については具体的に考察しなかった。しかし、一般にはこの問題をマグニチュード-頻度関係として評価することが必要である。

以下ではこれらの点について考察する。

6.1 災害危険度と災害ポテンシャル

災害の問題を大きな空間スケールと大きな時間スケールで考察する場合、個別的な現象に立脚しつつも、巨視的な概念を用いることによって、全体的な問題を明確にすることが重要である。このような立場から災害ポテンシャルと防災ポテンシャルの概念が確立されてきている(例えば、河田, 1990)。奥西ほか(1993)は道路災害に特定して、道路際斜面の崩壊が災害ポテンシャルと、防災ポテンシャルの顕在的側面である防災力によって決まるとして、災害ポテンシャルを決める地形学的要因について考察した。しかしここでは、基本的な地形条件は不変であるとして、潜在的な災害の

可能性と顕在化した災害危険度を特に区別していない。本論文で扱った事例では、数十万年オーダーの時間スケールを持つと思われる過去の土砂堆積過程から今後百年ないし千年オーダーの時間スケールの地域開発計画の災害危険度を検討したが、このような場合はこのような取り扱いでは不十分である。

また社会条件の時間的変化の考慮のしかたも時間スケールをどのように考えるかによって変わってくる。社会的条件を考慮した災害危険度は特に災害リスクと呼ばれ、物理的な加害要因の大きさはハザードと呼んで区別される。ところが本論文で取り上げた事例のように、開発によって社会条件が大きく変化する可能性がある場合には、それを考慮せずに災害リスクを評価することはできない。まず起こりうるハザードを評価し、それによって災害が発生しないような開発または土地保全の計画が策定されなければならない。このような点を踏まえ、奥西(1994)の意見書は、計画されている防災対策によってリスクが回避できるかどうかを、ハザード予測にもとづいて検討した。ここでは災害ポテンシャルとハザードを特に区別して取り扱わず、ハザード評価の意味で災害危険度という表現を用いた。

土砂災害のように、その発生を規定する要因が多く、その寄与が複雑である場合、現在の地形と地質、およびその他の環境要因を調査するだけで、将来災害の原因になりうる現象をすべて予測することはほとんど不可能である。そのため、過去に起こった現象の分析が将来予測の最も有力な基礎になる。すなわち、過去に起こった現象の分析から、将来起こりうる現象の最悪の状況を推定することは可能であり、それを災害ポテンシャルと定義することが許されるであろう。

災害ポテンシャルをこのように定義し、評価すると、次の段階のハザード評価においては、災害ポテンシャルを構成する各種の自然現象について、それが再び起こるための環境条件を考察する必要がある。土砂氾濫の場合、過去に起こった大規模土砂氾濫が再現するかどうかを判断するためには、土石流の材料となる不安定土砂の生産および過去

の河床状態の再現の可能性を検討する必要がある。この問題については次項で具体的に議論するが、切掛沢扇状地のケースでは過去数十万年オーダーの現象をもとに災害ポテンシャルを評価しているので、どの程度の時間スケールで今後のハザードを評価するかが主要なポイントになる。

6.2 地域的な災害危険度の評価

火山山麓扇状地は過去に起こったいろいろな自然現象が扇状地堆積物として記録されている。しかし開発予定地ごとの災害危険度評価においては、必ずしもこのような記録を詳細に解読することができない。他の地形条件の地域、特に侵食的な地形変化を経てきた地域においては、このような困難がある。これを克服するひとつの方法として、開発予定地ごとではなく、当該地域で起こりうる最大の災害危険度を予測することが考えられる。これはすなわち、災害ポテンシャルの評価に他ならない。このように災害ポテンシャルを考慮して、市街化区域、市街化調整区域、保全区域などの線引きをおこない、これによる規制をクリアーした上で、開発予定地ごとの特殊性を考慮した土地利用が計画されるならば、過去の災害データがないというだけの理由で無謀な開発がおこなわれたり、逆にやみくもに災害をおそれて土地を有効に利用しなかったり of 不合理を防ぐことができる。

具体的に切掛沢扇状地を事例として、八ヶ岳南麓地域の災害危険度の評価を試みてみよう。図3と図6から切掛沢の土石流による災害危険度はかなり詳しく判定できる。隣接する溪流についても、過去の資料(富士見町, 1985)や地質調査(小坂, 1992)にもとづいて土砂氾濫の危険度が評価できる。これに対して、砂防ダムや土地の嵩上げによってこれらの地域も安全にできるという反論があり得るが、土砂の生産源は現在可能な砂防ダムや盛土よりもはるかに高いところに存在するし、河道は土砂に埋没して上昇しうる(切掛沢では過去数十年の間に部分的に約10mの河床上昇が認められている)ので、短期的にはともかく、このような対策に期待して災害危険度を低く見積もることはできない。

ややマクロに見ると(例えば図2を参照), この地域では八ヶ岳から流出する諸溪流は互いにほぼ並行に短い間隔で並んでいる。各溪流から流出する土砂の大部分は扇状地やその周辺で堆積するが, 堆積様式やその頻度, あるいは土砂堆積の規模は扇頂部からの距離の関数と見なせる(Suwa and Okuda, 1983)ので, 災害危険度の分布は大局的には山麓線に平行な等値線を持つ帯状分布と見なせよう。より詳細には, 土砂氾濫は河道に近いほど量的にも多く, 頻度も高いので, 災害危険度は河道からの距離にも依存する。しかし土石流扇状地上の河道は, いわゆる土石流の首振り現象によって大きく変遷するし, 土砂氾濫の幅は河川近傍の微地形にも依存する。そのため, 考察する時間スケールによってこのようなファクターの持つ意味が変わってくる。すなわち, 短い時間スケールで考えるときには, 現在の河道の位置や微地形を不変のものとして見なせるが, 長い時間スケール(例えば千年以上のオーダー)ではこれらのファクターはほとんど意味を持たない。前項(1)の考察に基づく, このような場合, 災害ポテンシャルを考え得る最も長い時間スケールに合わせて, 山麓線に平行に帯状分布するものとし, 災害危険度はこの災害ポテンシャルと, 考慮すべき時間スケールや空間スケールに即して河道からの距離やその他のファクターを考慮して個別に検討するのが適当と考えられる。

このような観点から切掛沢における災害ポテンシャルの空間分布を考える。図3に記号Yで示した古い開発前線から下流の部分(S)は昔から耕地, 宅地として利用されてきた部分である。ここでも河川氾濫による災害が繰り返されてきた(富士見町, 1985)が, 土石流氾濫の頻度は低いと考えられ, 災害ポテンシャルがやや低いゾーンと見なすことができる。また, 居住区域であるため, 歴史的に防災対策が整備されており, 災害危険度は低い。ただし, 上述の葛窪地区では地形的に土砂災害を受けやすいという問題が, まだ防災対策によって十分クリアーされていないなど, 部分的には問題がある。

その上流側, 県道(PR)までのKと記した部分

は現在おおむね森林に覆われている。この部分は第2次世界大戦の前後の開墾と, 最近の小規模な別荘地開発を除けば, あまり開発されてこなかった地域であり, それは災害危険度が高いと認識されていたからだとの推定もあり得るが, 単に水の便が悪かったからに過ぎないという解釈も可能である。ただ, 図3からわかるように, 溪流沿いではハザードが高いと考えられる。

県道(PR)に沿う部分では, 4. で述べたように, この道路の拡幅以後急速に開発が進んだ。最近の開発前線が平坦な扇状地をさらに上流に延びているため, 防災, 環境面から大きな問題を含んでいる。この道路は扇状地面と河道をいくつも横切っており, 若干の上り下りがある。しかし, おおむね土石流や土砂氾濫によって河道が高まり, 扇状地面との比高があまりないゾーンを通過している。このような地形条件は道路建設上は好都合であるが, 土砂氾濫の危険度が高い。さらにこの道路が, 上流への歯止めのない開発に拍車をかける形になっている。この道路から各扇状地の扇頂部までの部分は, 土石流の氾濫が頻発する部分である。扇状地が深く下刻されて化石化しない限り, 土石流氾濫によって新しい流路が形成されることがしばしばある。したがって, このゾーンでは, 流域の中で土砂災害のポテンシャルが最も高いと言える。この部分での土石流はまだ流速が充分落ちておらず, 破壊力が大きいので, 構造物等による防災力には限界があり, 高い災害ポテンシャルは直ちに高いリスクにつながる。

6.3 災害の規模-頻度関係の推定

災害の主要な要因となり得る自然現象のうち, 降雨や河川の出水など, 頻繁に経験され, 定量的測定が比較的容易なものについては, ある期間内の統計データから極値の確率分布関数とそのパラメーターが求められている。これは水文気象学的プロセスを定常ランダム過程と見なすものである。それに対して, 地すべり, 斜面崩壊, 土石流などの, 災害の原因となるカタストロフィックな土砂移動現象は, 同一地点での生起頻度が極めて少なく, 定量的な調査・観測の歴史が短いこともあ

て、発生確率を定量的に評価することが困難である。もっとも、空間分布が一様、あるいはランダムだと考えられる現象については、現象の空間的規模を介して、一定時間内の空間的発生密度から時間的な発生確率密度を求めるという ergodic な取り扱いが可能である(飯田, 1996)。また、発生頻度が大きい表層崩壊やそれに連動する土石流については、水文気象学的な統計データと水文地形学的な解析を組み合わせて、発生確率を定式化する試みが始められている(Dunne, 1991; 飯田, 1996)。

しかし、土砂災害の規模-頻度関係を豪雨や洪水のそれと同じ程度に詳細に評価した例は希有である。このような事情のために、土石流などのカタストロフィックな土砂移動現象の危険度評価は、間接的なデータを多く用いておこなわなければならないが、必然的に定性的で曖昧さを伴ったものになりがちである。奥西(1994)は、過去30年間に1度起こった現象の発生頻度を強引に30年に1度としている。しかし、小規模な土砂流出現象はその後の大規模な土砂流出によって痕跡が隠されるので、30年の期間に1回しか起こっていないという確かな証拠はない。そのため、このような推定は不正確のそしりを免れないが、通常はこれ以上の信頼度を求めることが困難である。また、起こりうる現象の規模は連続量の筈であるが、実際には離散的にしかデータが得られない。

ハザードの評価は防災機能によっても影響される。ごく単純に考えると、ある規模の土砂流出に対してハード的な防災対策が確立している場合は、それを越える規模の土砂災害のハザードだけを考えれば良い。しかし、現実にはかなりの問題がある。切掛沢扇状地の事例について言えば、長野営林局(1984)の報告は、土石流について「十分な配慮を必要とする」としているが、有効な防災対策を明示していない。ゴルフ場増設に伴う防災計画は具体的に示されているが、極めて貧弱なもので、災害ポテンシャル評価で想定した最も小規模な土石流に対しても、充分でも万全でもない(奥西, 1994)。1997年に発生した秋田県八幡平と鹿児島県出水市の土石流災害(佐々ほか, 1997; 下

川・地頭蘭, 1997)は、通常規格の砂防ダムが大規模な土砂流出に対しては限定された防災機能しか持たないことを明瞭に示している。このように、自然災害のハザード評価に際して、既存あるいは計画中の防災施設がどの規模までの自然現象に対して防災機能を発揮するかについては、慎重に検討する必要がある。

7. 結論

切掛沢扇状地の土石流災害危険度については、既往の調査によって、他の地域と比べると例外的に精度の良い事前評価がおこなわれているということができる。それにも関わらず、ここでのゴルフ場増設を巡って、行政当局と周辺住民の間で合意が成立せず、裁判においても水掛け論の様相を呈した。これには他の問題(洪水、地下水枯渇、水質汚濁など)も絡んでいるが、既存の土石流危険度の評価が定性的であるためにゴルフ場増設の是非を客観的に判断することが困難なことが最大の原因であった。そこで、著者はこのようなデッドロック状態を解消するために、災害危険度を可能な限り数量的に評価することを試みた。この評価には大きな誤差があり得るが、社会が正しい判断を下すのに必要な不偏推定値を提示することができたと考える。

しかし、開発予定地とその周辺の調査だけで上記のような災害危険度の不偏推定ができる事例はむしろ稀である。開発規模が小さくなるとその傾向がますます強まる。そのため、一般的には、広域的な調査に基づいて災害リスクを評価することが重要である。この場合、広域的な災害危険度と地点ごとの災害危険度を区別する必要があり、また考慮すべき時間スケールによって、どれだけの再現期間の現象を考慮すべきかも変わる。これは現象規模を決めることにもなるが、防災施設的能力等によって考慮すべき現象規模の下限が変わる。このようなことを正しく検討するためには、災害危険度という概念だけでは不十分である。地域的な観点から災害ポテンシャルの分布を評価することができるが、災害危険度(ハザード)は、災害ポテンシャルに加えて、地点ごとの自然条件や考

慮すべき時間スケールなどに対応して評価されなければならない。さらに災害リスクは、ハード的、ソフト的な防災力を考慮して評価される必要がある。本論文では、詳細な調査をおこなった切掛沢扇状地を含むハケ岳南麓の扇状地群地域について、このような評価方法をやや具体的に示した。この手順を他の地域に適用する場合はそれぞれの地域の特殊性を考慮する必要もあるが、基本的な考え方を提示できたと考える。

謝辞：信州大学の小坂共栄助教授には現地での地質についてお教えいただき、土石流堆積地形の解釈ならびに災害危険度の考え方などについて討論していただいた。また信州大学の北澤秋司教授からは既存調査資料についてご教示をいただいた。地元住民の方々には現地調査の案内等の便宜を図っていただいた。ここに感謝の意を表します。

参 考 文 献

- Dunne, T. (1991) Stochastic aspects of the relations between climate, hydrology and landform evolution, Transactions of Japanese Geomorphological Union (地形), 12, 1-24.
- 富士見町(1985) 河川総合整備基礎資料調査報告書, 143p.+巻末資料.
- 富士見町(1989) 富士見高原ゴルフコース9ホール増設計画に係る環境影響評価準備書(案), 395p.
- 檜山哲也, 安原正也, 丸井敦尚, 風早康平, 鈴木裕一 (1996) 南ハケ岳における湧水と地下水の水質. ハイドロロジー, 26 (4), 253-266.
- Hooke, R. L. (1967) Processes on arid region alluvial fans. Jour. Geology, 75, 438-460.
- 飯田智之(1996) 土層深頻度分布からみた崩壊確率. 地形, 17, 69-88.
- 垣内正久・丸井敦尚(1994) ハケ岳の湧水および地下水のトリチウム濃度. ハイドロロジー, 24 (2), 93-106.
- 河内晋平(1977) ハケ岳地域の地質, 5万分の1地質図および説明書(92p.), 地質調査所.
- 河田恵昭(1990) 防災ポテンシャルの評価法. 自然災害科学, 9, 1-16.
- 風早康平・安原正也(1994) 湧水の水素同位体比からみたハケ岳の地下水の涵養・流動過程. ハイドロロジー, 24 (2), 107-119.
- 小坂共栄(1992) ハケ岳火山, 西岳および編笠山南西麓の地質 - 特に切掛沢川流域における地形・地質の特徴と防災科学的に見た問題点 -, 裁判所へ提出された意見書, 11p.+巻末資料.
- 熊井久雄(1982) ハケ岳火山山麓の水理地質学的研究. 信州大学理学部紀要, 17, 31-115.
- 丸井敦尚・安原正也・風早康平・鈴木裕一・島野安雄・高山茂美(1993) 南ハケ岳の水文環境. ハイドロロジー, 23 (2), 91-103.
- 三村弘二・河内晋平・藤本丑雄・種市瑞穂・日向忠彦・市川重徳・小泉光昭(1982) 自然残留磁気からみた韭崎岩屑流と流山. 地質学雑誌, 88, 653-663.
- 長野営林局(1984) 広原国有林の処分等促進調査報告書, 395p.
- 奥田節夫・柳瀬 訓・横山康二(1968) 崩壊災害の地形的特性(1) - 昭和42年7月豪雨, 羽越豪雨に伴う崩壊 -. 京大防災研年報, 11A, 657-667.
- 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. 京大防災研年報, 27B-1, 353-368.
- 奥西一夫(1994) 長野県富士見町切掛沢扇状地の地形環境と災害ポテンシャル, 裁判所へ提出された意見書, 11p. + 11 figures + 21 photos.
- 奥西一夫・諏訪 浩・斉藤隆志・吉岡龍馬(1993) 道路災害の危険度予測のためのデータベースの作成と解析. 自然災害科学, 12, 11-26.
- 佐々恭二・柳沢栄司・伊藤 駿(1997) 秋田県鹿角市八幡平地すべり・土石流災害に関する調査研究, 第34回自然災害総合シンポジウム要旨集, 47-48.
- 下川悦郎・地頭蘭 隆(1997) 鹿児島県出水市針原川の土石流災害, 第34回自然災害総合シンポジウム要旨集, 49-50.
- 鈴木裕一(1994) ハケ岳の湧水および地下水の水温について. ハイドロロジー, 24 (2), 83-92.
- Suwa, H. and Okuda, S. (1983) Deposition of debris flows on a fan surface of Mt. Yakedake, Japan. Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Bd. 46, 79-101.
- 諏訪 浩(1996) 土石流堆積物と浸透堆積物の区別について. 平成8年度砂防学会研究発表会概要集, 157-158.
- 滝沢 茂(1994) 南ハケ岳火山山麓の地下地質 - 特に基盤岩の構造について -. ハイドロロジー, 24 (2), 73-82.
- 安原正也・風早康平(1994) ハケ岳の深層地下水の地球化学的研究. ハイドロロジー, 24 (2), 121-132.
- ハケ岳団体研究グループ(1988) ハケ岳山麓の地質概要. 地団研専報, 34, 1-13.

(投稿受理：平成9年12月9日)

訂正稿受理：平成10年6月2日)