

森林で覆われた斜面の地形、土層構造及び土の物理的性質 ——奈良県明日香村花崗岩の場合——

園田美恵子・奥西 一夫・吉岡 龍馬・川村 悟史

TOPOGRAPHY, TOPSOIL STRUCTURE AND PHYSICAL SOIL PROPERTIES ON THE FORESTED HILLSLOPE ——THE RESIDUAL SOIL OF GRANITE IN ASUKA VILLAGE, JAPAN——

By Mieko SONODA, Kazuo OKUNISHI, Ryuma YOSHIOKA and Satoshi KAWAMURA

Synopsis

The authors found several presumptive evidence concerning subsurface soil movement and mass movement of topsoil on the forested hillslope, by practices of topographic survey, trench, simplified cone penetration test, physical analysis of soil and X-ray diffraction.

The thickness of topsoil increased and then decreased along the slope. It should mean that soil is moving along the slope. At the upper part of topsoil, soil pipes were found. Some of them contribute to soil particle transfer. At the lower half of the upper slope, slip failure was found. And at the middle slope, loose soil was observed. Topsoil is thought to be failing at about 60cm. in depth. Clay content in the soil varied according to the locations on the slope and in the soil profile. Fine material are considered to be moving with subsurface water.

1. はじめに

地形の成因を探る一つの方法は、現在見られる地形変化の内容を知ることである。温暖湿潤気候のもとでは、地形の年間変化量は、侵食深にして 10^0 – 10^{-2} mm のオーダーであるといわれている。筆者らは、土砂の移動から、現在起こっている地形変化の内容を知るために、侵食速度が、ダムの堆砂量から求めた日本の山地の平均侵食深の 0.1mm/year に近い、花崗岩でできたスギ・ヒノキで覆われた山地小流域で土砂移動の調査をしている¹⁾²⁾。

森林で覆われた斜面では、裸地斜面と異なり、土層表面で動く土砂の量は少ないが、土層内部での土の移動³⁾⁴⁾、あるいは土層の全体または部分の移動⁵⁾が見られる。土層の移動については、斜面崩壊の研究が数多い。そして、崩壊部分だけでなく、斜面全体の理解を深める方向での研究⁶⁾があり、斜面形態の特質や土層構造または土質を斜面全体にわたって調べた研究⁷⁾⁸⁾がある。しかし、1つの斜面で、詳細にそれらを調べた例は見当たらない。

筆者らは、斜面崩壊など、ある程度規模・速度が大きい土層の動きに至らないまでの、小規模で緩慢な、かつ長期的には、地形形成上重要な土の動きがあると考えて調査を進めている。そこで、斜面上部から中腹部にかけての、斜距離約 30m の斜面で、約 2m 毎に、斜面形態、土層構造及び土の物理的性質を調べた。その結果、それらの中に、斜面の土の動きを示唆する証拠がいくつか見つかった。この論文では、それを報告する。

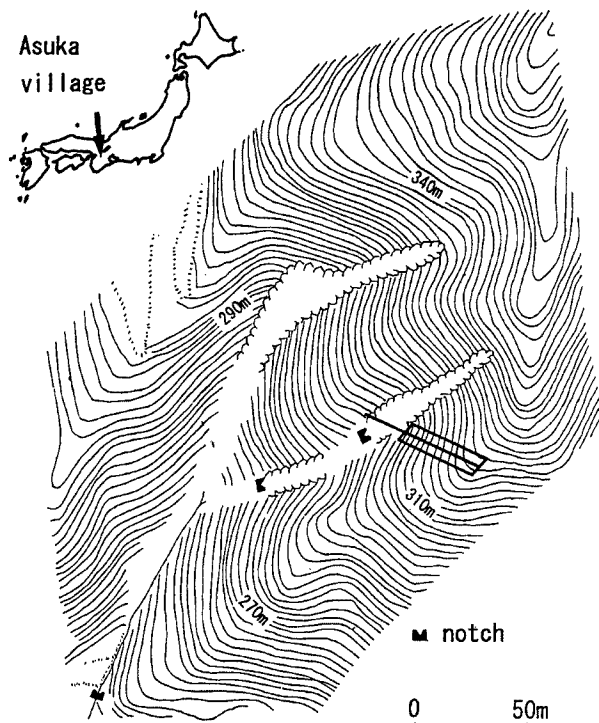


Fig. 1 Topographical map of the experimental basin. The parallelogram shows the experimental slope.

2. 研究方法と結果

2.1 斜面形態の測量

調査地は、奈良県高市郡明日香村細川にある小谷で、地質は領家式岩類の黒雲母角閃石花崗岩および細粒黒雲母石英閃緑岩⁹⁾であり、植生はスギ・ヒノキである。**Fig.1**は、試験地の地図で、建設省の国土基本図 (1/2500) による。ただし、現地調査により崩壊部分を修正した。この崩壊地形は、1982年に台風10号及びそれに伴う豪雨で、谷線部の堆積物が崩壊したもので、崩壊部分に裸地が出現したが、その後植林され、10年余りたって植生がほぼ回復している。調査した斜面は、図中の平行四辺形で囲んだ範囲である。

Fig. 2は、調査斜面の実測平面図である。斜面の下に測量の基準点を設け、そこから調査範囲 (水平距離で約38m, 幅10m) を測量した。測量は黒い丸印の地点について光波測量機で行い、その間の地点を斜面測量器¹⁰⁾で補い、等高線を1m毎に描いた。

斜面形態は、左上から右方向に尾根が伸びていて、等高線もそれに沿って斜めに走り、相対的に右側が尾根型の地形、左側が谷型の地形になっている。図の左下の崖は、崩壊時の崩壊部分の端部で、崖の下には径

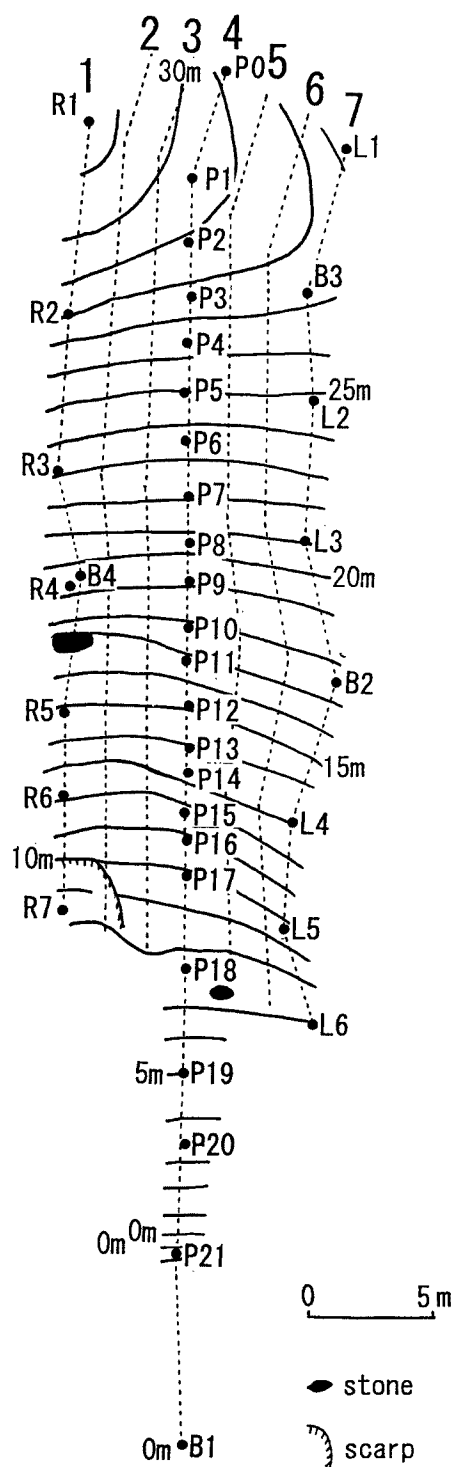


Fig. 2 Survey map of experimental slope. Broken lines represent longitudinal measure lines.

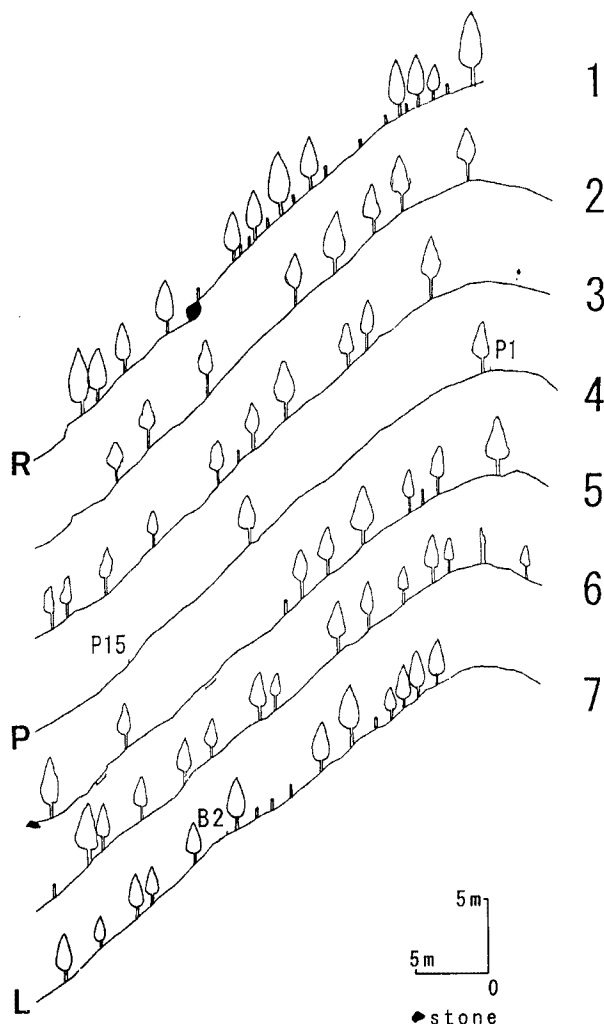


Fig. 3 Profiles of the slope along different measure lines. The height of trees are incorrect.

数 cm の礫が多数見られる。また、斜面の中程に径数 10cm の石が数個見られる。

Fig. 2 に点線で示した、P 測線に平行した 7 本の測線に沿う縦断面形を、Fig. 3 に示す。図中には、断面線から 50cm 以内（断面 1 と 7 については 1 m 以内）にある木の位置も記録した。高さは普通 10 数 m あるが、測定していない。胸高の幹の太さに比例した高さを図では書いている。観察によると、木の根元は周りの地表面よりも高くなっており、斜面の下流側の根が、土をさらわれて地表面に出ている場合が多い。斜面の縦断面形は、全般的には斜面の中程より上は、傾斜が緩い。測線 7 の B2 付近で、断面線が 2 つに折れ曲がっている。また、斜面の表面には、細かい凹凸、傾斜の緩急があり、それらのまとまりであるいくつかの波がある。

Fig. 3 の、P1 から P7 までの上部と、P8 から P17 までの中腹部では、全般的な地形の傾向が違い、それが斜面の傾斜に現れていると推察される。さらに、P17 から P21 までの部分は、それより上部に比べて傾斜が緩く、また別の地形傾向を示していると見られる。斜面上の位置と傾斜によって、この斜面を上部斜面（尾根を除いた部分の平均傾斜が 35° ）、中腹部斜面（谷型部分で 44° 、尾根型部分で 40° 、平均傾斜 42° ）と下部斜面（平均傾斜 32° ）に区分する。以下に述べる事実から、このような傾斜の違いは、斜面発達の傾向、即ち斜面プロセスの違いを反映したものと考えられる。

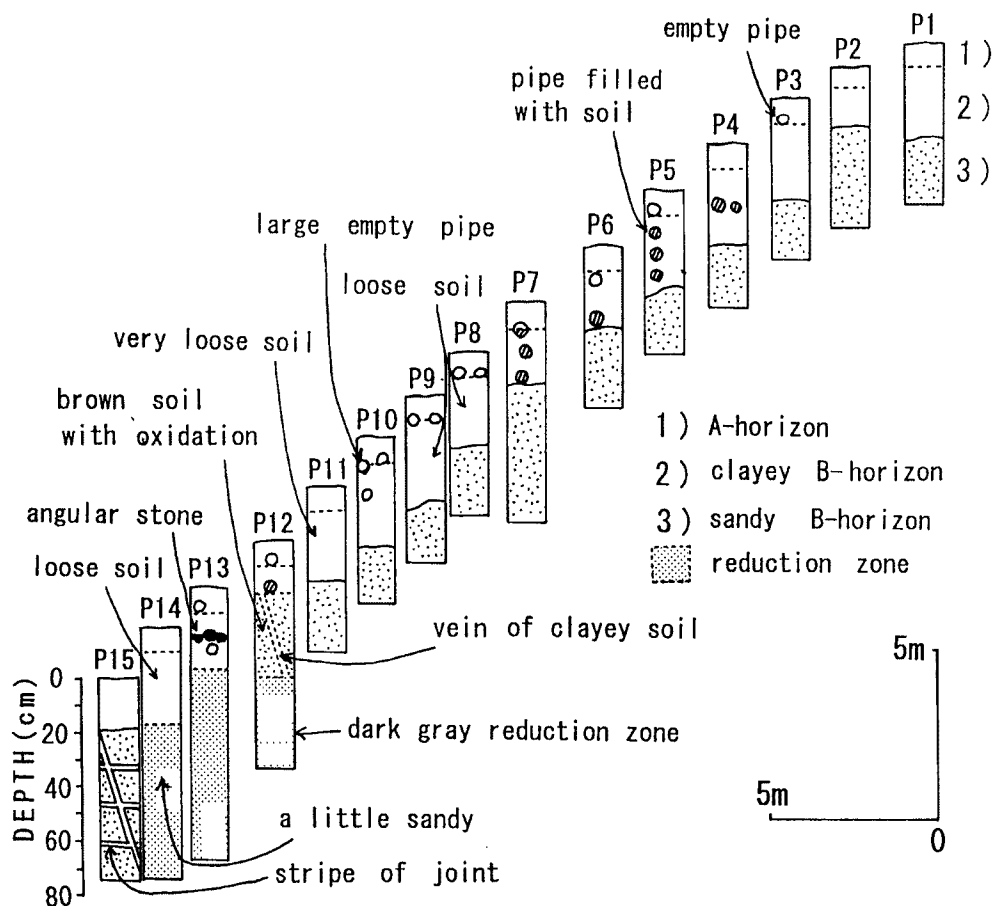


Fig. 4 Soil profiles at the trenches along the P-line in Fig.3.

2. 2 土壌断面の調査

Fig. 2 に記した上部斜面と中腹部斜面の P 測線に沿う 15 地点について、土壌断面を調べた。その結果を Fig. 4 に示す。下部斜面について調べなかったのは、試験的に掘った土壌断面で、そこに存在する物質が、粘土・礫混じりの土で、自然風化によってできた土層構造が見られないことから、崩積土であると判断したためである。

土層の最上部には厚さ数 cm の A 層が見られるが、これは、腐植と未分解の枯れ枝・枯れ葉が混じる黒色を帯びた層である。その下の茶色の B 層は上部の粘土質で土の団粒構造が発達している部分（粘土質 B 層）と、石英・長石の粒子が混じり、風化前の母岩の構造が残っている砂質の部分（砂質 B 層）に分かれる。この粘土質 B 層と砂質 B 層の境界は明瞭である。その下は、石英・長石・雲母の粒子が揃っている灰白色の BC 層または C 層である。B 層と BC 層または C 層の境界は不明瞭であるが、色と雲母の風化状況によって分類できる。

(1) 土壌パイプについて

この斜面の上部から中腹部にかけては、土壌パイプが土層の上の部分、即ち A 層から粘土質 B 層に分布する。A 層のパイプは、中が空洞であるが、粘土質 B 層のパイプは、中に土が満たされたものがある（以下これを土詰まりパイプとよぶ）。それらは、上部斜面の、P4 から P7 にかけて、および P12 で見られた。Fig. 4 の P1 及び P2 には土壌パイプが現れていない。しかし、P1 から B3 方向に、尾根に沿って 3 m 下がった地点の 20-30 cm 深に、夏の降雨後、土壌パイプが形成されて、20 cm 深までトレンチした断面に、水平方向よりも上向きに土が吹き出した跡が観察された¹¹⁾。また、測線 6 の尾根から 3 m 下がった地点（尾根

肩)で、20cm 深に空洞のパイプが何本もあるのが観察された。それゆえ、尾根から尾根肩の粘土質 B 層にも、パイプはある。B 層の土壌パイプは、木の根に沿って発達しているものが多く観察され、樹幹流が土層内に侵入して動く際に、土砂を移動させるためにできたものと推察された。この土壌パイプが、斜面の土の移動に対してどれだけの役割を担っているのか、また、土詰まりパイプと空洞のパイプの違いが何を意味するかについては、3. 1 で述べる。

(2) 土層の状態について

上部斜面の粘土質 B 層が団粒の発達した乱れのない構造をしているのに対して、中腹部斜面の粘土質 B 層は、相対的に砂質で細粒物質が少なく、かき混ぜられたような、ルーズな様子をしている。また、P13 の断面には、数センチの礫が含まれ、礫の下に空洞のパイプが見られる。

この斜面では、P14 から P15 にかけて比高約 1.5m の崖があり、その上流側の P12 から P14 にかけて土層が還元状態になっている。土を掘る際の感触では、この部分の土は柔らかい。また、P12 の土壌断面では、粘土質 B 層と同じ粘土質の土の部分か砂質 B 層の下にもう一度現れ、砂質 B 層の中の節理線と見られる脈状の部分でつながっている。そして、この砂質 B 層の下の粘土質の部分が、還元状態になっている。

一方、斜面全体を見渡すと、A 層と粘土質 B 層を合わせた土壌の厚さは、斜面の縦断方向に厚くなったり薄くなったりしている。薄くなるのは、尾根から順に、尾根肩 (P2)、尾根から約 14m 下流の (P7) (これはやや不明瞭)、その 10m 下流 (P12)、及びその下流 6m (P15) である。これが何を反映したものであるかは、3. 2 で検討する。

2. 3 貫入試験

基岩の表面から表土層までの風化状況を知るために、P 測線の 15 地点について簡易貫入試験を行った。

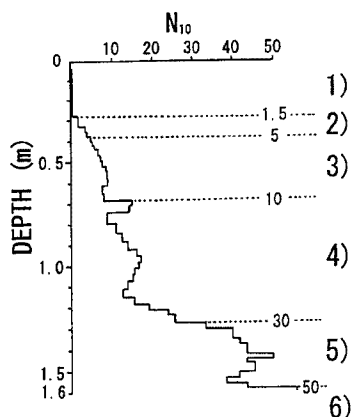


Fig. 5 Result of the simplified cone penetration test on the ridge (P1), and division of stratum. 1) particularly weak stratum (A-horizon and clayey B-horizon), 2) weak stratum (sandy B-horizon), 3) transitional stratum approaching to weak stratum (BC or C-horizon), 4) mechanical weathering stratum, 5) transitional stratum approaching to physical weathering stratum 6) fresh rock.

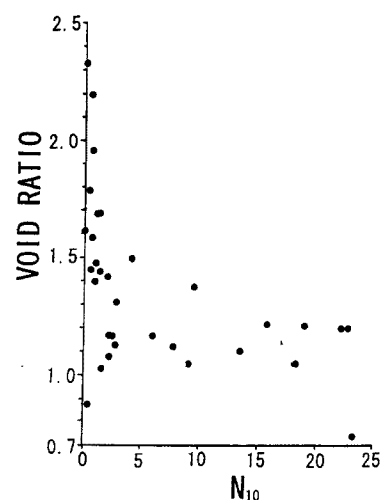


Fig. 6 Relation between void ratio of the soil and resistance values of simplified cone penetration test.

Fig. 5 は尾根付近 (P1) の例である。貫入抵抗値には、深さ方向に単調に増加する変化成分の他に、サイクリックな変化成分が見られるが、これは花崗岩の岩体にあらかじめ入っている節理線に沿ったものである¹²⁾。奥西・飯田¹³⁾、沖村・田中¹⁴⁾により、この斜面の貫入抵抗値、土層観察及び土の分析結果から土層と風化帯を分類した。土層部分の分類の基礎とした間隙比と貫入抵抗値の関係を、**Fig. 6** に示す。分類は、1) 特に軟弱な層 ($N_{10}=1.5$ 以下、間隙比 1.5 以上の粘土質 B 層および A 層)、2) 軟弱層 ($N_{10}=1.5-5$ 、砂質 B 層)、3) 軟弱層への漸移帯 ($N_{10}=5-10$ 、BC 層または C 層)、4) 物理的風化帯 ($N_{10}=10-30$)、5) 物理的風化帯への漸移帯 ($N_{10}=30-50$)、6) 基岩 ($N_{10}=50$ 以上) である。

Fig. 7 1), 2) に、上部斜面及び中腹部斜面の地表面の形、貫入試験結果及び N_{10} 値分布の斜面の縦断面形を示す。図中の P 番号は、測量杭の位置で、矢印で示したのは貫入試験位置である。 N_{10} 値の等値線は 5 本で、一つの断面に等値が繰り返してくる場合は、地表面に近い深さを示した。

(1) 風化層の厚さについて

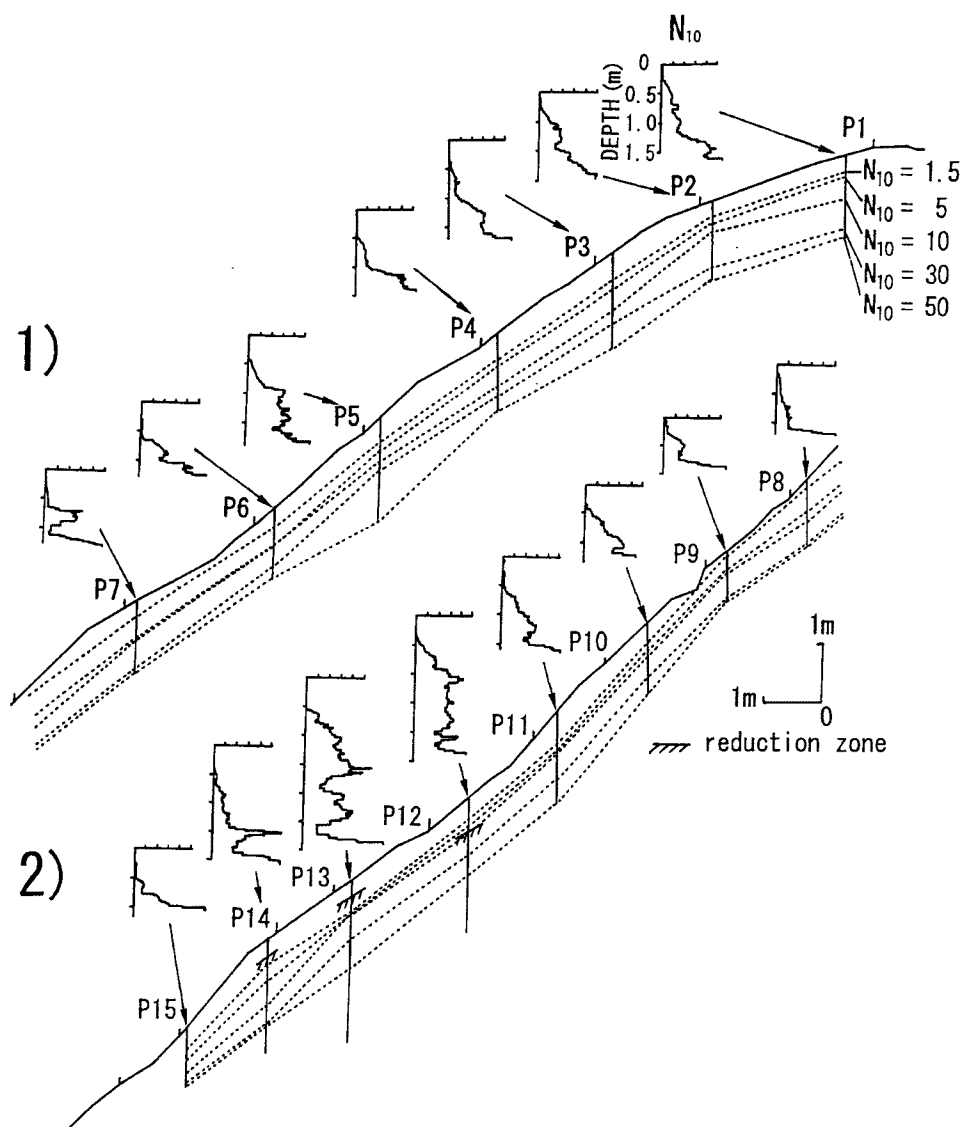


Fig. 7 Individual result and longitudinal cross section profiles on the slope by simplified cone penetration test; 1) upper slope, 2) middle slope.

$N_{10}=50$ 以下の風化層の厚さを見る。上部斜面の測点 P1 から P5 付近では、風化層の厚さは 1.6m とやや厚い。その下流、P6 から P10 までと P15 では、約 1.2m と相対的に薄い。即ち、上部斜面から中腹部斜面にかけて薄くなっている。また、P12 から P14 までの風化が深部に及ぶのは、深さ方向の節理線に沿って風化が進んだためであると見られる。

(2) 表土層の構造について

Fig. 7 1) の P2 の尾根肩の部分で、 $N_{10}=10$ までの土層が浅くなっている。ここは、尾根に浸透した水が排水する際に、水流が地表面近くに集中する所（深さ 20-30cm に土壌パイプが多数存在する）である。

P6 から P13 にかけては、 $N_{10}=10$ が約 60cm の深さに現れるが、 $N_{10}=5$ および 1.5 の現れ方は多様である。P6 と P7 では、 N_{10} 値 5 から 10 の部分がなく、軟らかい B 層から急に硬い層に変化する。逢坂ほか¹⁵⁾によれば、こうした変化は崩壊を示す場合が多い。P5 から P7 にかけての地表面は concave な形をしている、また、土層上部の土層構造は乱れていない。よって、P5 から P7 までは、 N_{10} 値 5-10 付近がすべり破壊した、slip によってできた地形であると判断される。付け加えて、P7 の 1.2m 深付近の風化が進んで軟弱層ができていたことが注目される（それは、下流側の P8 の断面には、P7 にある 60cm-1m 深の硬い層がなく、地表面から 1.2m 深付近まで軟弱層が続くことから、P7 の 60cm-1m 深の硬い層は、近い将来、1.2m 深における土層の破壊によって、崩れ落ちる可能性が推定される）。

また、P8、P9 では、 $N_{10}=1.5$ 以下の部分のごく薄い。P10 から P13 にかけては $N_{10}=1.5, 5, 10$ の線が接近して、60cm 深よりも上が $N_{10}=1.5$ 以下の特に軟弱な層になっている。この部分は、貫入抵抗値と観察による土層の区分が一致しない所である。即ち、砂質 B 層はあるが、土層密度は低い。また、粘土質 B 層では、かき混ぜられたような様子が見られる。つまり、土層の構造が壊れ、細粒物質は減少して、粗粒物質がルーズに積み重なった様子をしている。

以上のことから、土層の様子と地表面形を合わせて、P6 から P13 にかけての土の移動は、次のように推定される。P5 から P7 にかけて slip して出てきた土層が、P8、P9 で壊れて土砂化し、斜面の下方に移動した。P10 から P13 の部分は、現位置で風化した土層の上に、上方の斜面から出てきた土砂をかぶっている。また、60cm 深付近に $N_{10}=1.5, 5, 10$ の線が集中していることから、土層はこの深さで破壊している。

2. 4 土の分析

100ml の採土円筒で乱さない試料を採集して、三相分離、間隙比、粒子比重、強熱減量及び粒径分布の分析を行なった。まず、110℃ 炉乾燥の後、試料調整を行ない、乾燥ふるいにかけた。425 μ のふるい目を通したものについて、比重測定、800℃ で強熱した¹⁶⁾。また、水ふるいで粒径 63 μ 以下のものを、自然・遠心沈降式粒度分析装置にかけた。

土の分析結果の内容を **Fig. 8** の尾根 (S0 地点) の例で見る。1) の黒い丸印が試料を採集した深さで、数字は採土円筒（長さ 5cm）の上端の深さ（cm）を示している。砂質 B 層の表面はでこぼこしている。三相分離では、気相部分が 30-40% と大きい。固相部分に対する気相および液相部分の体積の比である間隙比は、岩石の風化以外に何も起こらなければ、地表面に近づくほど大きくなると考えられるが、この断面では 40-50cm 付近でその傾向が逆転している。腐植を分離していない土の粒子の比重は下部層では約 2.7 であるが、A 層では 1.3 と小さい。強熱減量は、B 層では 5-10%、A 層で 20% あった。粒径分布は、5 μ 以下の粘土粒径以下のものの比率は 10 数% 以下である。また、深さ 20cm の粘土質 B 層で粘土比率が最大であるが、これは上部の A 層から降下集積したものと判断してもよいであろう。

Fig. 9 1), 2) は、間隙比と粒径分布について、斜面上の分布状況が一見して分かるように並べたものである（地点番号の数字は、尾根からの距離を表す）。10 カ所の採集地点のうち 3 地点は、P 測線に沿う土壌断面（P7, P12, P13）であるが、7 地点は、P 測線から 1 ないし 3m 位置がずれている。土層構造に不均一性がある花崗岩の風化残積土の斜面¹⁷⁾では、10 地点の連続性が問題である。しかし、斜面の侵食地形が、斜面の上部においては、水流の落下方向に規則的に配列していると仮定して、尾根からの距離に基づいてこ

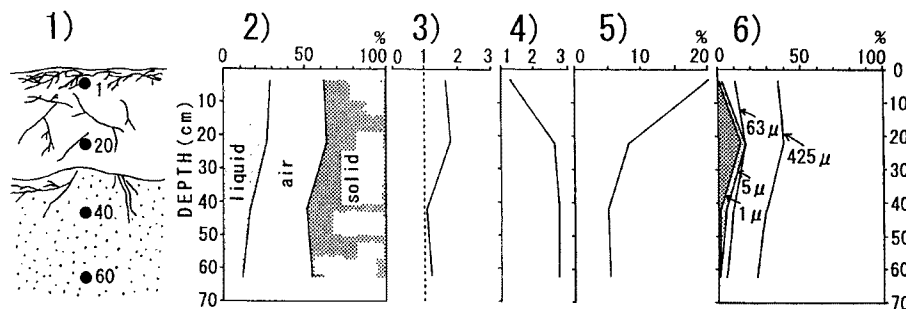


Fig. 8 Result of physical analysis of the soil on the ridge (S0); 1) soil profile, solid circles indicate the depth of soil sampling, 2) volume ratio of solid, liquid and air (%), 3) void ratio, 4) specific gravity of soil particle with humus, 5) ignition loss (%), 6) grain size distribution in weight (%).

これらの10地点を敢えて並べた。また、S14L, S22, S26 (P13) の3地点については、飽和透水係数も求めており、その結果をFig. 9 3) に示す。これらのデータをもとに、斜面の土の性質についていくつかの特徴を述べる。

(1) 間隙比の逆転

S0, S14, S20, S24, S26, S30 の断面には、間隙比の逆転がある。この原因については、Lumb, 末岡, 西田が花崗岩地域において、土層の再圧縮によるとしている¹⁷⁾。再圧縮が現れる間隙比は1.0-1.5 (間隙率50-60%) である。また、風化して間隙量が増大した土層に水が浸入した場合、水と土の結合様式の違いによってこのような異常が現れるとしている。また、不飽和土の移動について、suction の解放にその原因を求めた研究 (例えば丸井¹⁸⁾) がある。

当斜面の調査では、間隙比の逆転部分で細粒物質 (粘土・シルト分) の割合が特に小さくなっている場合が注目される (S20, S24, S30)。降雨流出時にその部分に飽和水流、または土粒子の表面を伝う水の流れがあった場合、細粒物質が水流に洗い流されるのであろう。

しかし、間隙比の逆転部分で細粒物質の割合が多い場合 (S0, S14, S26) もある。これは、粘土・シルト分が多い部分の下位または下流に当り、上位または上流からの移動により、細粒物質の量が多くなったために間隙比が小さく出ているのであろう。又、S0 は、土層の再圧縮の説明とも調和的である。

(2) 透水係数

Fig. 9 3) は、S14L, S22, S26 地点の試料について、定水位式で飽和透水係数の測定をした結果である。A 層 B 層通じて、その値の多くは 10^{-2} cm/sec のオーダーである。西田¹⁷⁾によると、風化残積土の場合、飽和透水係数の値は間隙比0.9付近で極大で、それよりも下部では未風化で空隙が少ないために値は小さく、上部では風化による粘土の生成のためにやや小さくなる。ここでみられる結果も同じであるが、粘土およびシルト分の比率によって変化が出ている。

S14L では、A 層よりも B 層の方が透水係数が大きい。これは1例だけなので一般的なものではないかもしれないが、A 層には保水性がある、または、鉛直方向の透水性が B 層よりも小さいのかもしれない。また、粘土質 B 層は粘土比率が他の部分に比べて多いにもかかわらず透水性が良い。これは、土壌が団粒化し、空隙が大きいことによる。また、局所的に大きな水圧が加わると、土の構造の一部が容易に破壊して材料が移動し、空隙 (大きいものは土壌パイプ) が拡大することによって考えられる。また S14L では、深さ 37.5cm, 間隙比 1.2 の砂質 B 層のところで透水係数の値が小さくなっている。これは、石英・長石粒子の割合が多いために、変形の自由度が小さい砂質 B 層に細粒物質が侵入した場合、土層中に目詰まりを起こし、透水性が低下したものと考えられる。

S26 の土壌断面では、還元層の部分で、透水係数の値は 10^{-3} cm/sec のオーダーで、他の部分よりも 1

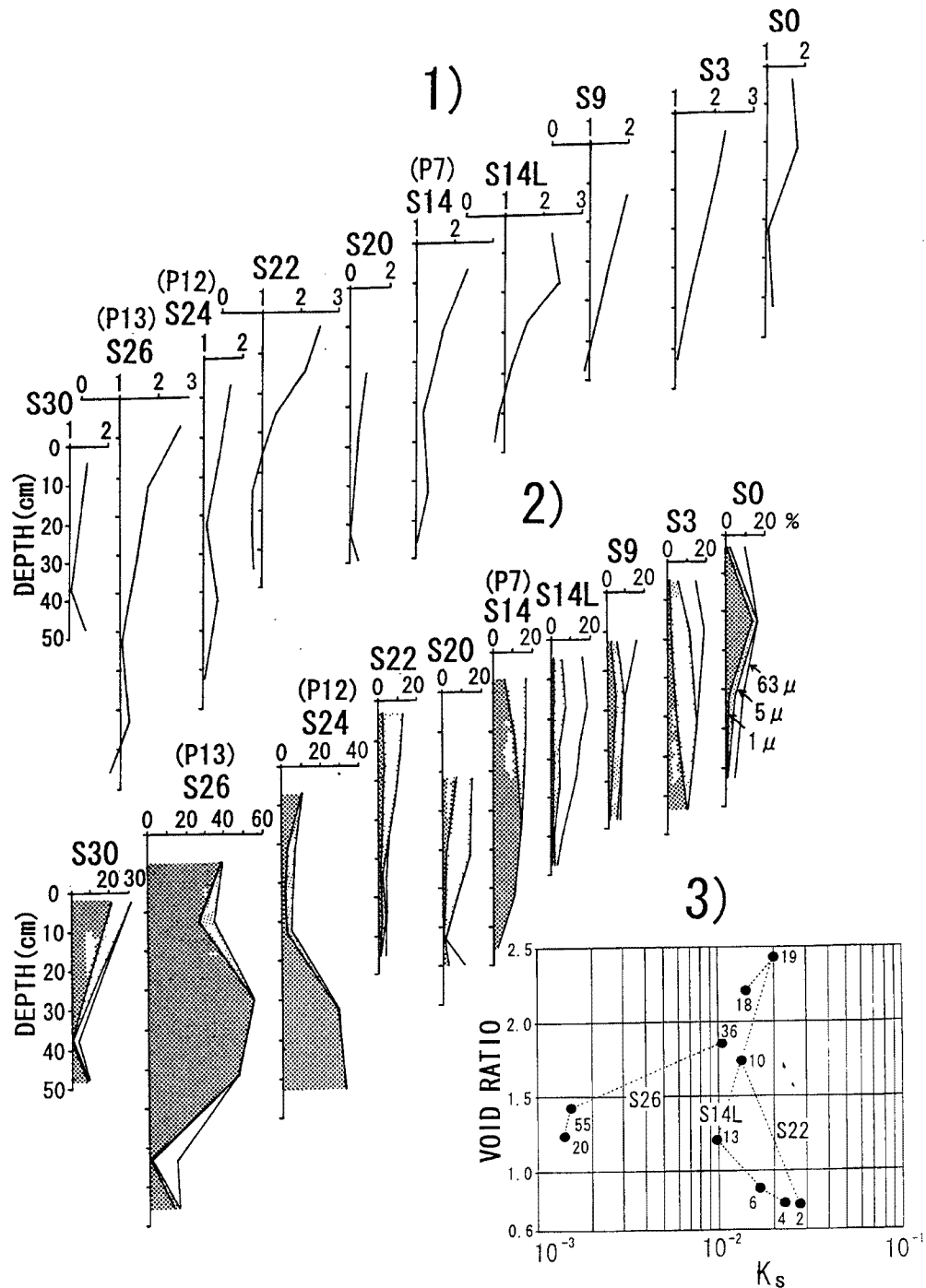


Fig. 9 Distribution of physical soil properties on the slope; 1) void ratio, 2) rate of clay and silt, 3) relation between saturated hydraulic conductivity, void ratio and rate of clay and silt, the numbers in figure represent the rate of clay and silt. The numbers of sampling point indicate the distance from the ridge of the slope.

オーダー小さい。透水試験は、2分ずつ3回（透水時間の合計約12分）行った（図に示している値は、いずれも3回目の値である）。S26の80cmの深さの試料では、1回目に対して3回目では透水係数が71%低

下したので、砂質 B 層が目詰まりしたと考えられる。粒径分布を見ると、この部分で目詰まりしているのは、粘土よりもシルト分であると言える。

(3) 還元層

S24, S26 の断面では、B 層下部で粘土の比率が 30-55% と大きく、還元状態にある層が深部まで続いている。粒度分析では、土壌中の約 50% が 1μ 以下の細粒物質であった。これを過酸化水素水で処理後、X 線回折した。また、上部および中腹部斜面の一般的な粘土と比較するために、S14L の粘土も分析した。

結果は、Fig. 10 に示したように、S14L では黒雲母が風化したバーミキュライトが多く、カオリン鉱物がそれに次ぐ。バーミキュライトの判定には、エチレン・グリコールと、 300°C 、 500°C の強熱処理をした。また、カオリン鉱物の判定には、塩酸で煮沸処理をした¹⁹⁾。

それに対して S26 では、カオリン鉱物が多い。次いでバーミキュライトが少量ある。そして、この試料については、粘土と水を分離することが非常に困難であった（粘土の分別の際、遠心分離器で他のものは 2000 回転/min. で 10 分間、数回でできたのに対して、この部分の試料は、4000 回転/min. で 30 分間、数回繰り返してやっと、同定可能な量の粘土を分別収集した）。また、粒径 0.25μ から 3.8μ までの物質で、遠心分離器で分離し難い成分があった。これをフィルター (0.25μ と 3.8μ) で濾して X 線回折したところ、カオリン鉱物であると判断された。この鉱物が、遠心分離器で分離されなかったのは、この試料の中に、腐植コロイドが多く含まれていたからと推定される。

この結果からすると、この部分の還元層の原因は、土層目詰まりのため透水性が低下し、新しい水の供給が不十分になって、目詰まり層以下の土層が酸欠状態に陥ったことにあると考えられる。

(4) 腐植と土の比重

腐植を含んだ土の比重の測定と強熱減量は、土粒子に付着している腐植の量を知る目安として行った。強熱減量後の土の比重測定も併せて行ったが、それらはすべて 2.5-2.8 の値で大差なかった。しかし、腐植を含んだ土の比重は、1.3 から 2.8 付近まで変化する。よって、現実の斜面に存在する土の粒子の比重は、主として鉱物質の粒子の周りに付着している腐植などの量が変わるために、場所によって変化する。腐植量の多い所は、土層の上部で、降雨の鉛直浸透の盛んな、水はけの良い所である。斜面における腐植の分布は、土層の深さ方向に減少する。しかし、縦断方向の変化については明確でない。

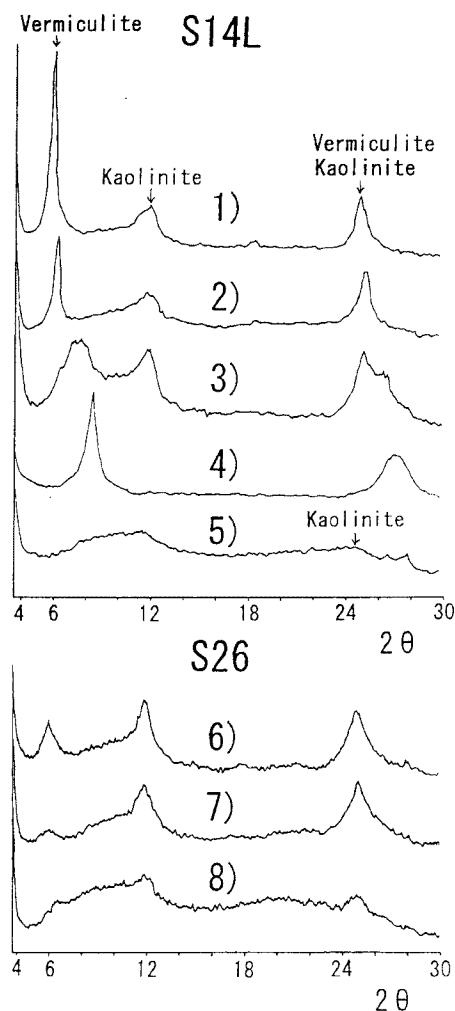


Fig. 10 X-ray diffraction pattern at S14L and S26 (P13), 17cm and 60cm in soil depth respectively. S14L; 1) at room temperature, 2) ethylene glycol treatment, 3) 300°C heat treatment, 4) 500°C heat treatment, 5) HCL treatment. S26 (P13); 6) at room temperature, 7) ethylene glycol treatment, 8) materials of 0.25μ - 3.8μ diameter filtrated through 0.25μ and 3.8μ filter.

3. 討 論

森林斜面の表土層で見られる土の移動形態は、いくつかある。それらについて述べ、その重要性について議論する。ここでは、冬季の凍結・融解の影響を受ける A 層の移動は除き、B 層以下の移動を問題にする。

3.1 土壌パイプによる局所的な土の移動

調査斜面の上部及び中腹部の粘土質 B 層には Fig. 4 に見られるような土壌パイプがあった。2. 2 で述べたように、パイプを通じて土が動いていることは確実である。パイプの出口の土の堆積や、パイプの中の土はそれを示している。また、この部分のパイプは、固定的なものではなく、できたり、壊れたり、土が詰まったり、抜けたりしている¹¹⁾。パイプ形成の原動力は、樹幹流起源で土層内に侵入する水流および上流からの斜面流であろう。それが土層中を動くときに、土を破壊し移動させると推察される。

空洞のパイプと土詰まりパイプの違いは、水流の運搬力と土砂供給の関係の違いであろう。Fig. 4 の P4 から P7 にかけては、土詰まりパイプが分布するが、この部分は slip 地形の部分で、土層の変位がパイプ内の土砂収支に影響しているのかもしれない。P10、P13 のパイプは空洞であるが、水の流速が大きいことと、土の供給が少ないことの両方が考えられる。

樹冠で閉塞した森林斜面では、雨水の土層内への侵入は、かなりの部分が、樹幹流起源のものであろう。また、土層上部を通る斜面流も想定される。してみれば、斜面の上部および中腹部においては、このような土壌パイプが、土層上部の土の移動に果たす役割は大きいであろう。

3.2 マスムーブメントによる土層の骨格物質の移動

土層の厚さは、斜面の縦断方向に厚くなったり、薄くなったりしている。これは、A 層と B 層の全体について言える。厚くなったり、薄くなったりしているのは、土が動いていることを示唆している。土層のどの部分が、どのように動いているかについては、土の動きを示す直接的なデータがないと議論できない²⁰⁾。

森林斜面において、肉眼で認識できる微地形は、マスムーブメントによってできているものが多いと考えられる。この内容を示す証拠が、貫入試験やトレンチによって知られる土層構造の中に現れている。貫入試験では、この斜面の土層の約 60cm 深で破壊が起こっていると推定される。上部斜面の下半分では破壊面よりも上の土層の構造が乱れていないので slip であると判断される。それに対して、中腹部斜面では、土層の構造が乱れているので、崩壊または creep であると判断される。このような土層の動きの内容を明らかにすることが、斜面の微地形を解明するために必要である。

3.3 水流に伴う細粒物質の移動

斜面における粘土含量の分布 (Fig. 9) を見ると、深さ方向にも縦断方向にも不均一である。これは、原位置風化だけでは説明が難しく、粘土が動いたと考えざるを得ない。粘土の動きの原因には、水の流れも関係していると考えられ、土層内の水流と共に動いている粘土が集積したと思われる所がある。S14、S26 などがそれに当たる。

次に、土層および土の移動と粘土含量との関係について見る。この斜面の上部及び中腹部の上半分の土層の土の粘土含量は 15% 以下で、粘着性に乏しい砂質土である。土層の破壊が起きていると推定される 60cm 深付近は特に粘土含量が少ない場合が多い。また、中腹部斜面のルーズな土層 (P20、P22) の部分は粘土含量が少ない。粘土含量は土のせん断強度を変化させる。全体的に粘土含量の少ない土層の中で、相対的に粘土含量が少なく、せん断強度が小さいところで土層の破壊が起きているということになる。

4. まとめ

以上、斜面の土の動きを示唆する証拠について議論したことをまとめると、次のようになる。

(1) 斜面上の位置と傾斜によって分けた上部斜面、中腹部斜面、下部斜面について、谷型斜面と尾根型斜面の形態は、上部斜面においてはよく似ているが、中腹部斜面においては、かなり違っている。これは、斜面プロセスの現われ方の違いによるものであろう。

(2) 上部斜面と中腹部斜面の土層上部には、土壌パイプが存在する。土壌パイプには、土詰まりパイプと空洞のパイプがあり、それらの一部は土の移動に関係している。

(3) 斜面の土層の厚さは、縦断方向に厚くなったり、薄くなったりしている。これは、土が動いていることを示唆する。

(4) 上部斜面の下半部に、slip 地形があり、破壊面は60cm 深付近に推定される。また、中腹部斜面には、ルーズな土層が分布しており、同じく60cm 深付近で破壊していると推定される。

(5) 粘土比率の分布は非常に不均一であり、水に伴って斜面の土層内を移動していると考えられる。それが、中腹部斜面下部の還元層の原因にもなっていると考えられる。

(6) X 線回折によると、この斜面の上部および中腹部の土に含まれる粘土の中では、細粒のものであるカオリン鉱物が動きやすい。またそれは、腐植コロイドなどと強く結び付いている。

謝 辞

この研究を進めるに当たって、討論及び指導、または便宜をはかってくださった諏訪浩助教授、斉藤隆志助手、横山康二技官、中村行雄技官に感謝します。また、京都大学大学院生 焦春萌さん、建設省国土地理院 岩橋純子さん、その他多くの方々に調査を手伝っていただきました。お礼申し上げます。また、筆者の一人園田は、この分野に研究を導いてくださった水山高幸先生、あらゆる助力をくださった石井孝行先生、助言をくださった多くの先生方に深く感謝します。最後に、試験地を使わせてくださった地元の方々に感謝いたします。

参考文献

- 1) 園田美恵子：山地小流域における土砂流出の季節変化，地形，14-1，1993，pp.53-70.
- 2) 園田美恵子：山地小流域における土砂移動に関する観測の一例，日本地形学連合10周年記念大会予稿集，pp.11-14.
- 3) Sassa, K.: Monitoring of a Crystalline Schist Landslide —Compressive Creep affected by “Underground Erosion”—, The proceedings of international symposium on landslides, Toront, 1984, pp.179-184.
- 4) 寺島智巳・佐倉保夫：花崗岩山地谷頭部の地形変化に及ぼす斜面浸透水流の作用，地形，14-4，1993，pp.365-384.
- 5) 竹下敬司：森林山地での土層の生成を考慮した急斜面の生成過程に関する考察：地形，6-4，1985，pp.317-332.
- 6) 竹下敬司：地形的災害と斜面の微地形に関する森林立地学的研究—福岡県下における崩災と森林土壌調査を中心にして—，福岡県林業試験場時報，13，1961，116p.
- 7) 田中耕平：三重県松坂市阪内川源流部における斜面の構造と崩壊の関係，地形，15-1，1994，pp.17-38.
- 8) 山田周二：札幌近郊，定山溪周辺の山地における斜面の縦断面形と土層構造，北海道地理，67，

- 1993, pp.35-38.
- 9) 明日香村史刊行会：明日香村史「地理・風土編」, 1979, 285p.
- 10) Ishii, T.: Microforms and slope processes of the Ashio Mountain in Central Japan, Trans. Japan. Geomorph. Union, Vol.2, 1981, pp.279-290.
- 11) 園田美恵子・水山高幸・吉岡龍馬：山地小流域の土砂移動, 地形, 12, 1991, pp.301-302.
- 12) 奥西一夫・斉藤隆志・園田美恵子：滋賀県大谷川源頭部斜面にみられる微起伏の成因に関する研究 第1報, 京都大学防災研究所年報, 36, B-1, 1993, pp.207-218.
- 13) 奥西一夫・飯田智之：愛知県小原村周辺の山崩れについて (I)。一斜面形, 土層構造と山崩れについて。京都大学防災研究所年報 21, pp.297-311.
- 14) 沖村 孝・田中 茂：一試験地における風化花崗岩の土層構造と崩壊発生深さに関する研究, 新砂防, 116, 1980, pp.7-16.
- 15) 逢坂興宏・田村毅・窪田順平・塚本良則：花崗岩斜面における土層構造の発達過程に関する研究, 新砂防 Vol.45 no.3 (182), 1992, pp.3-12.
- 16) 土質工学会：土質分析法, 1969.
- 17) 西田一彦：風化残積土の工学的性質, 鹿島出版会, 1986, 189p.
- 18) 丸井英明：自然斜面における表層崩壊の研究 京都大学学位論文, 1981, 119p.
- 19) 吉岡龍馬・高谷精二：兵庫県一宮町崩壊地の水質と粘土鉱物, 京都大学防災研究所年報, 21, B-1, 1978, pp.313-322.
- 20) Sonoda, M. and Okunishi, K.: Downslope soil movement on the forested hillslope with granite bedrock, The proceedings of International Symposium of Forest Hydrology, 1994.