

石田川上流部の水文地形学的特性 (その3)

奥 西 一 夫・斉 藤 隆 志

HYDROGEOMORPHOLOGY OF THE UPPER ISHIDA RIVER BASIN, SHIGA PREFECTURE, JAPAN (3)

By Kazuo OKUNISHI and Takashi SAITO

Synopsis

Structure of topsoil horizons on a mountain slope in the Kamagatani Experimental Basin was investigated to estimate the predominant geomorphic processes on it. The soil profile on the gentle slope near the ridge represents a standard weathering sequence. In an old landslide scar, standard weathering sequence is overlain by colluvial material brought about through the secondary erosion of the landslide cliff. In newer landslide scar, exposed bedrock has been rapidly weathered. Sometimes it has been covered by the colluvial deposit. If the bedrock is covered as soon as it is exposed, the weathering becomes retarded. Measurement of particle size distribution revealed that the matrix part of deposit or weathered state is composed of silt particle with a mode at 11 to 16 micron and very little fractions of clay and fine sand throughout the depths of trench-cut cross sections. It suggests that all soil horizons have been brought about by the weathering of the bed rock. Some of topsoil horizons contain dispersed rock pieces and the content of rock pieces becomes greater downslope until the topsoil consists of pure pebble near the valley bottom. It suggests that the colluvial material loses fine particles due to surface wash as it migrates downslope by the repeated topsoil failure. Horizons of minimum cone penetration resistance were found within the bed rock. Though it suggests the possibility of rockslide or rockglide, current denudation through topsoil failures and subsequent rain wash seems to prevail over the speed of the growth of weak horizons within the bed rock.

1. ま え が き

本報告の第1報¹⁾と第2報²⁾では流出特性、水質形成機構、浮流物質の流出および土層構造について述べた。本報では前回に設けた土層調査の測線の一部で、トレンチカットによって、より詳細な調査をおこなった結果を述べ、それにもとづいて、この流域(釜ヶ谷実験流域)で起っている地形学的プロセスについて定性的な検討をおこなう。石田川流域の水文地形学的なプロセスを解明するに当たって検討すべき諸事項については、前二報でやや包括的に述べた。ここでは本報で取扱う範囲に限って簡単に述べる。

災害を引き起すような地形変化、例えば山崩れ、はかなり非日常的な現象である。被害を最小限に食い止めるためには、予測される現象の力学的、運動学的側面の定量的記述が不可欠であるが、経験にもとづいてこれをおこなうことは難しい。それではこれを理論的におこなおうとすると、斜面形と構成材料の物性が与えられても、生起する現象を正しく予測することはかなり難しい。まして構成材料に関する情報は極めて制限されるのがふつうであるから、仮定をおくことによって問題を限定しないと、解が得られないことが多い。しかし、このようにして予測される現象が本当に起るか、あるいは他の、より危険な現象が起るかどうかに

ついてはわからない。したがって、定性的ではあっても、今後どういう現象が起り得るかについての、ガイドライン的な知識が必要である。そのような知識は、主として歴史(時系列)的な分析と、異なる条件下の事例の対比あるいは要因分析から得ることができる。

石田川流域は野坂山地の西南部に位置するが、東郷³¹⁾によると、この山地には3つの異なる時期の顕著な地殻変動を反映する地形配列と断裂系が存在する(Fig. 1)。そして、おそらくこのことを反映して、石田川流域内にもいくつかの河道の遷急点があり、侵食前線を伴った非定常な削剝プロセスが働いている可能性がある(Fig. 2)。しかし、山腹斜面上では、尾根部の平坦面と河岸の急斜面を区切る傾斜変換線は認められるものの、田上山地⁴⁾で見られるような、侵食前線をなしていることが一見して明らかなような傾斜変換線は存在しない。そのため、地形情報だけから、削剝が集中的に起っている場所を決めることは困難である。また谷底は一般に急峻なV字形を呈しており、谷底堆積物を欠くので、堆積物の調査によって削剝が集中的に

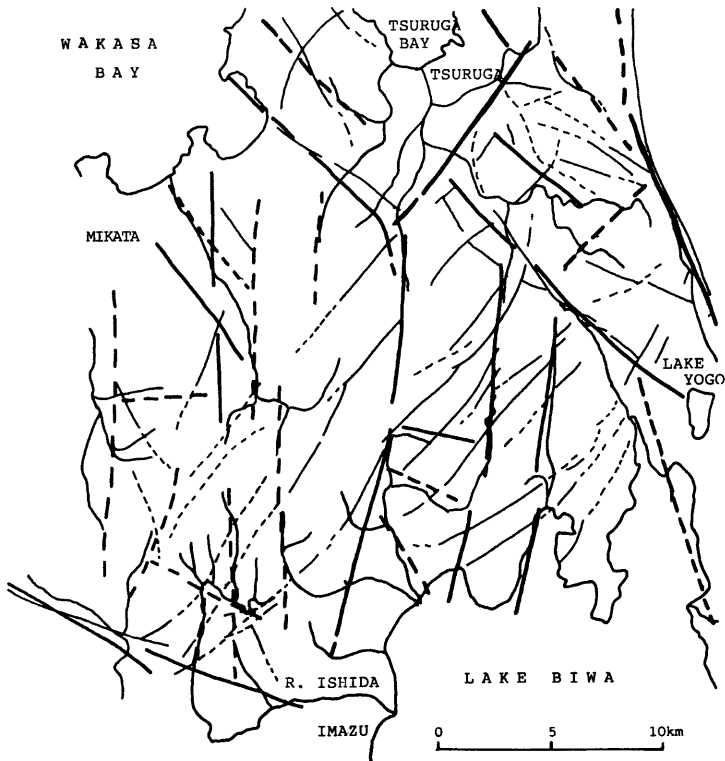


Fig. 1 Faults representing the tectonic movement in the Quaternary (after Togo³¹⁾). The thick and thin lines show the traces of the faults which created the dominant landform of the mountains, and the active faults in the newer age. The tectonic lines which occurred in the earliest age is not illustrated here. The Ishida River Basin is located at the south-western corner.

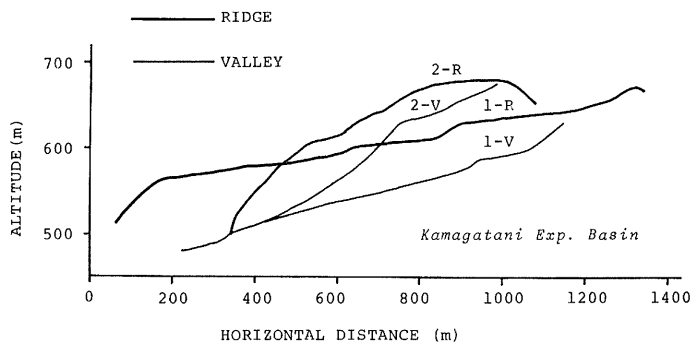


Fig. 2 Projected longitudinal cross section of the valleys and ridges in the Kamagatani experimental Basin.

起っている場所を推定することも困難である。

そこで我々は、斜面上の土層および風化岩の物性と構造を調べることによって、そこで生起している地形変化を調べようとしている。前報²⁾では、他の地域における調査結果⁵⁾からの類推によって、土研式簡易貫入試験による貫入抵抗値の鉛直分布を解釈した。しかし、各土層の性状や起源について未解明の部分があるので、補足的な調査をおこなった。すなわち、尾根部から河川急斜面の上部にかけて設けた測線に沿ってトレンチカットをおこない、粒度分布と土壌硬度を測定した。

2. 調査結果

調査測線は前報²⁾のB測線のB-1～B-4間に設定した。測点B-1ではB測線と一致するが、方向がごくわずかずれ、測点B-4では等高線方向に10mほど南寄りとなったので、T測線と呼ぶこととする。Fig. 3に

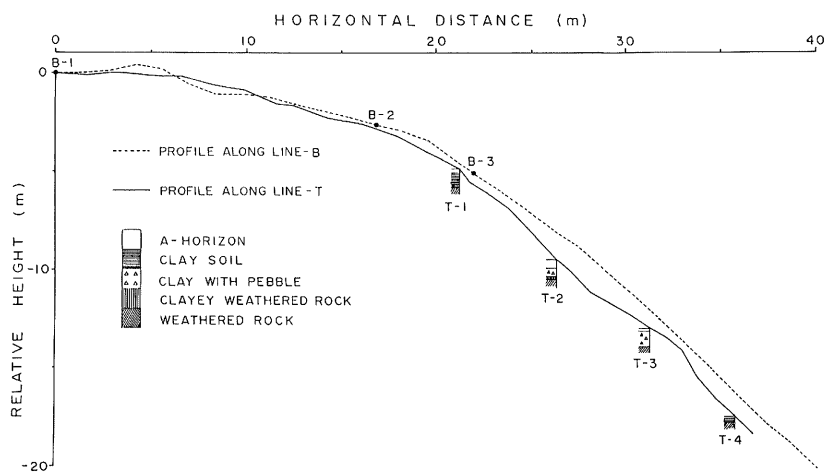


Fig. 3 Longitudinal profiles along the measure lines B and T, coinciding to one another at B-1 and about ten meters apart at T-4.

この測線に沿う地形断面とトレンチカットによる土層構造の概略を示す。この付近には表層崩壊の跡地がいくつかあるが、B測線はそれらを避けて、やや尾根状の部分を通っている。ただし、水平距離 40 m あたりに位置する測点 B-4 は、B測線からT測線とは逆の方向へ、等高線方向にやはり 10 m ほど離れた崩壊跡地のほぼ中央にある。T測線は2つの崩壊跡地の中央部を通っている。滑落崖（あるいはそれが後退したもの）の地被状態から、上方のものはかなり古く、下方のものは地点 B-4 のまわりの崩壊跡地と同様、かなり新しいものと考えられる。

トレンチカット断面では、土層は肉眼的に次のように区分できる。A層は主として植物の未分解破片より成る A₀ 層と、暗褐色の細粒土より成る A₁ 層に分かれる。その下に均質な粘土質の土層または数 cm の大きさの角礫を含む粘土質の土層がある。後者では礫の含有率はかなり変化することもあるが、礫は分散しており個々の礫の間のつながりがあるようには見えない。その下位の粘土まじりの風化岩は、掘削すると礫と粘土の混合物になるが、原位置では礫の方向性（層理面なのか節理面なのかよくわからないが、ある面に沿う平板状の構造がある）が揃っている。そのため、礫は岩石の風化され残った部分と解釈した。風化岩は斑状または層状の粘土化した部分を含むが、粘土化した部分がやや多いものは粘土まじり風化岩と記載した。いずれにしても肉眼的に、基岩の表層部分であることが認識できるものである。スコップによる掘削では新鮮な基岩に達することができなかった。

トレンチカット地点 T-1～T-4 における肉眼観察による土層分類と、山中式土壌硬度計による土壌硬度 H₄ および土研式貫入試験器による N₁₀ 値の鉛直分布を Fig. 4 に示す。測点 T-1 には A₁ 層の下にかなり均質で無層理の黄褐色の土層がある。前報に合わせて B層とするが、コロイド質の集積は特に認められない。その下部の3つの層では、深くなると共に岩石部分の比率が増加し、N₁₀ 値も増加するので、風化程度の異なるものと考えられる。120 cm 以深では N₁₀ 値は低下し、180 cm あたりから再び増加するが、これは地層によって、あるいは節理密度の差によって、選択的な風化が起っているためと考えられる。このような N₁₀ 値の変化パターンは、前報²⁾ で b 型として分類したものと対応する。土壌硬度は、この地点では各深度で1回づつ（深さ 115 cm のみ2回）しか測定しなかったので、値にばらつきが大きい。なかでも深さ 85 cm と 95 cm で値が大きいのは、貫入コーンの先端がかくれた礫に当たったものと考えられる。また礫質の部分と粘土質の部分の混在している所では粘土質の部分を選んで試験をおこなっているが、風化岩では粘土質の部分の中に礫が分散することがないため、かくれた礫に当ることが少ない。このようなことを考慮すると、粘土質の部分の土壌硬度は、本質的に深度によらず一定であるとみなし得る。ただし A₀ 層から A₁ 層にかけては植物の作用により、土壌硬度の鉛直変化がある。B測線上の測点 B-1～B-3 の N₁₀ プロファイルは本質的に T-1 におけるものと同じであり²⁾、土層構造も本質的に同一とみなし得る。

測点 T-2 はやや古い崩壊地の中央部であるが、ここでの結果は測点 T-1 での結果とかなり類似している。しかし、粘土層を欠き、礫まじり粘土層の N₁₀ 値にばらつきが大きい。これは粘土中の礫がかなり硬いことを示している。礫の色も基岩のそれに近く、黒っぽい。このことから、この礫まじり粘土はこの位置での風化によって直接生成したのではなく、表層崩壊や2次的侵食に伴って、風化生成物と基岩表層の破砕された岩片が混合して堆積したものと考えられる。

測点 T-3 は崩壊跡地の下であるが、ここでは粘土まじり風化岩を欠き、礫まじり粘土の層は肉眼に上下2層に分けられる。これらの境界は不明瞭であるが、深さ 63 cm の所に色調の変化が見られるので、それを境界とした。しかし、土壌硬度や N₁₀ 値の分布から見ると、75 cm ぐらいを境界とすべきであったかも知れない。

測点 T-4 地点では A₀ 層の下に薄い均質の粘土層があるが、ち密で表面部分を除き硬度が高い。また N₁₀ 値も深さと共に急増している。この地点は新しい崩壊跡地の中央部にあり、表層崩壊によって表土が除去され、基岩が露出したあと、その表面が急速に風化したものと考えられる。前回調査した測点 B-4 は Fig. 3 の断面図上では T-4 とほぼ同じ位置にあるが、等高線方向に 20 m ほど離れた、やはり同じ程度に新しい崩

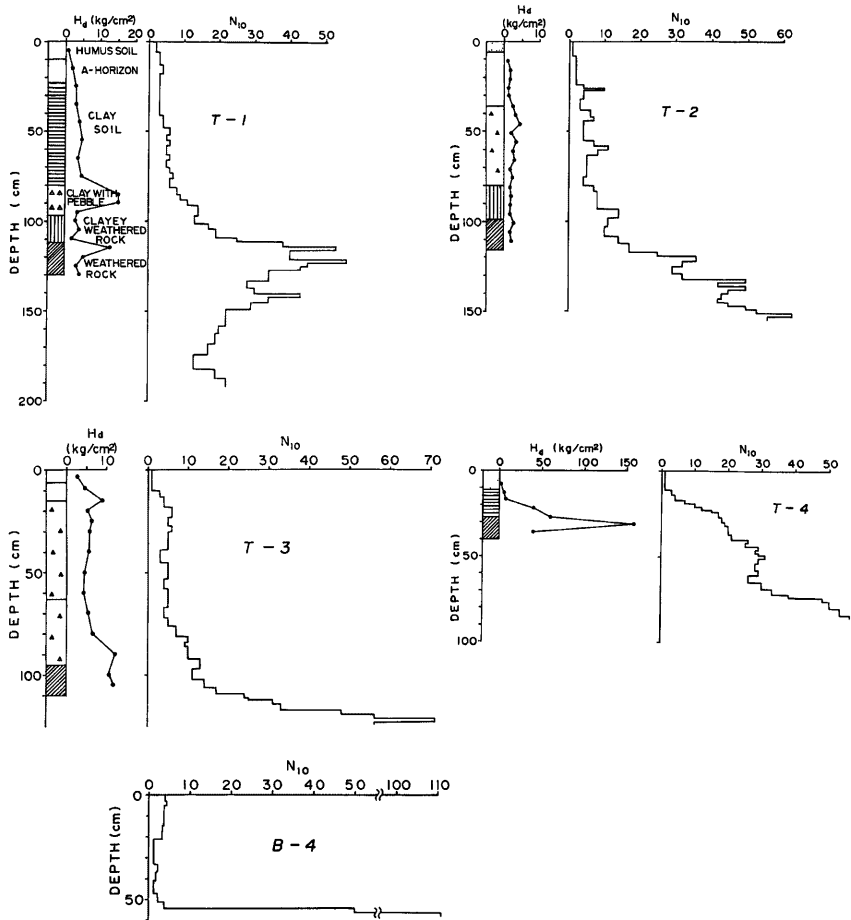


Fig. 4 Classification of topsoil horizons and the vertical distribution of the soil hardness (H_d) and the cone penetration resistance (N_{10}) at different trench-cut sites.

壊跡地の中央部である。ここでの N_{10} 値 (前報²⁾ の図を再掲) は、深さ 54 cm を境にして極めて不連続である。これはあるいは岩質または潜在的風化の条件の差によるものかも知れないが、もしそういう条件が本質的に同じであれば、基岩の露出状態の差が風化の違いとしてあらわれたものと解釈できる。すなわち、ここでは表層崩壊によって基岩が露出すると共に、さらに上方から供給された土砂で深く覆われたため、基岩の風化はほとんど進行しなかったものと考えられる。

このように考えると、測点 T-3 の礫まじり粘土の下部 15 cm ほどは、表層崩壊によって基岩が露出し、その表面部分が急速に風化してできたものであり、他の部分は、その後に斜面上方から運ばれて堆積したも

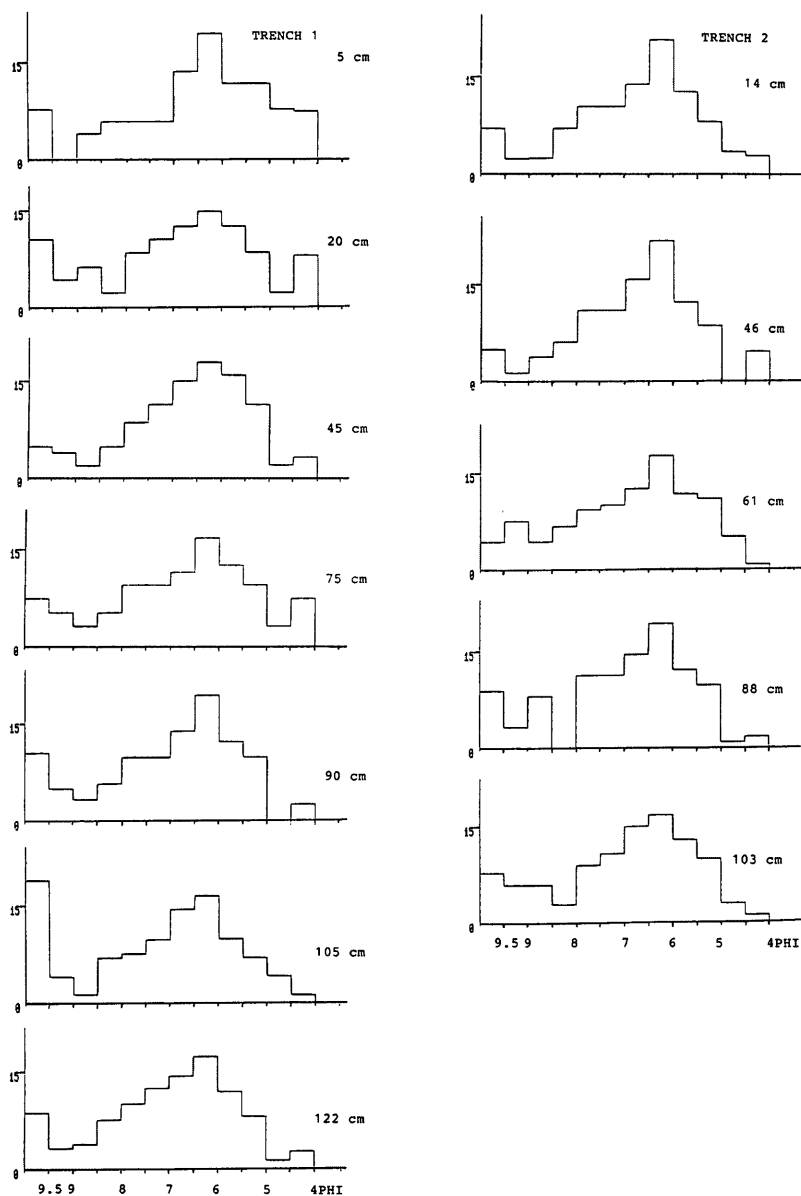


Fig. 5 Particle size distribution of the matrix part of the soil samples from different depths of different trench-cut sites.

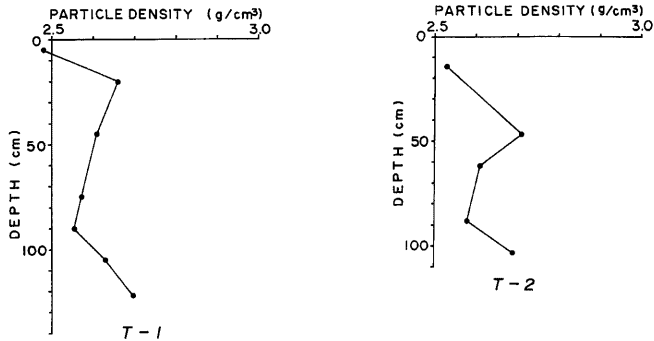


Fig. 6 Vertical distribution of particle density of the soil samples.

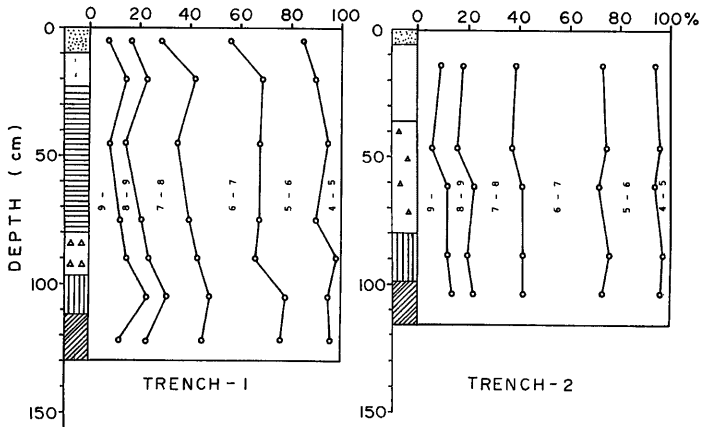


Fig. 7 Particle size constitution of the matrix part of different horizons. Particle size is expressed in the phi scale.

のと解釈できる。

T-1 および T-2 のトレンチカット面の各深度から採取した土壌サンプルの粒度分析の結果を Fig. 5 に示す。試料は $62\mu\text{m}$ の網ふるいでふるい分けたが、残留物は礫または植物破片であったため、 $62\mu\text{m}$ 以下の粒径のものを全量とした。つまり、風化岩を含めて、地層中のマトリックス部分の粒度分析をおこなったことになる。その試料は $44\mu\text{m}$ の網ふるいでふるい分け、通過分を沈降分析に供した。沈降分析に際して、粒子の密度をピクノメーターで測定した。その結果を Fig. 6 に示す。A層で密度が低く、風化岩中の粘土の密度が高いのは当然と言えるが、中間的な深さで下方に向かって密度が減少している傾向については説明が困難である。

さて、Fig. 5 は粒度分布が3つの母集団に分けられることを示している。量的に圧倒的に多いのは $6\sim 6.5\phi$ (粒径 $11\sim 16\mu\text{m}$) にモードを持つ、シルト径のもので、対数正規分布としてはやや歪んでいる。これ以外の成分、すなわち 9ϕ 以上 (粒径 $2\mu\text{m}$ 以上) と 5ϕ 以下 (粒径 $31\mu\text{m}$ 以上) の母集団は、粒度特性はくわし

く把握できなかったが、量的に少なく、顕微鏡写真(前報)によると、粒度範囲は狭い。同じデータを積算グラフにし、鉛直分布をわかりよくしたものが Fig. 7 である。これによると、粘土分は深くなる程増えているが、それだけ細砂の部分が減っており、シルト分には系統的变化は見られない。測定 T-1 の A₀ 層からのサンプルでは、他の深度からのサンプルにくらべてシルト部分も粗粒側に寄った分布になっているが、有機物が多く含有されているため、粒子密度が小さく出ており、そのために見掛上粗粒化しているように見えるだけかも知れない。また細砂部分については、細かい粒子が有機物によってセメントされて団粒化したものという疑いもある。

粒度分析の結果は、A 層から風化岩までを通じて、マトリックス部分の粒度は本質的に同一であり、表土の基本材料である粘土質(粒径としてはシルト)のものは、他地域から運ばれて来て堆積したものではなく、その位置の基岩が風化してできたものであることを示唆する。土層構造に関する他のデータもこの解釈と矛盾しない。

測点 T-1 および T-2 では Musgrave 型浸透計による浸透試験をおこなった。これは土層の透水性を手軽に評価するためにおこなったもので、T-2 では A₁ 層の、T-1 では B 層のそれぞれ表面部分を水平に切り取り、その上から直径 20 cm の鉄製円筒を打込んだ。打込み時の土の攪乱を少なくするため、二重円筒にはし

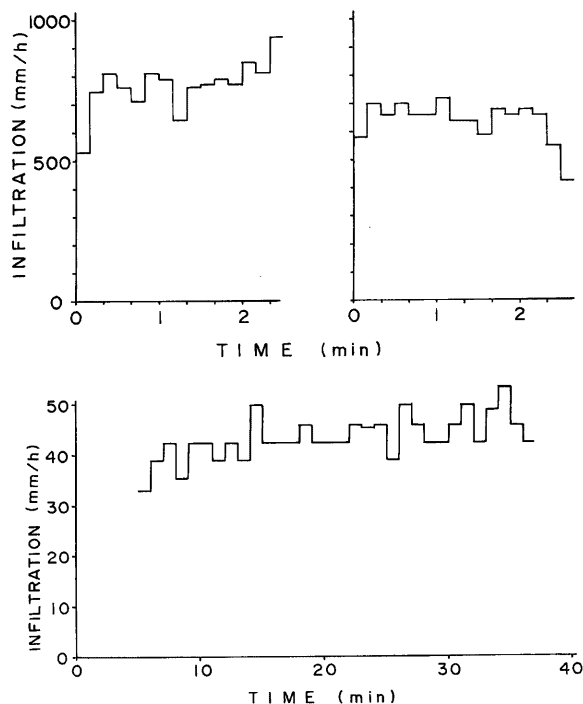


Fig. 8 Results of the measurement of infiltration rate by a Musgrave type infiltrometer on the cut-off surface of A₁ horizon at site T-2 (top) and B horizon at site T-1 (bottom).

なかった。給水は二重マリOTTサイフォンによっておこない、平均湛水深を 1 cm 程度に抑えた。測定結果を Fig. 8 に示す。上段は測点 T-2 における A₁ 層の値で、短時間のうちにマリOTTサイフォンの水がなくなったので、2 回続けて測定をおこなった。2 回目はやや浸透率が下がっているが、それでも 500 mm/h という高い値である。下段は測定 T-1 における B 層の値で、一般的傾向とは逆に時間と共に浸透率が増加しているが、はば 40 mm/h の値である。これは豪雨時の降雨強度にくらべて十分大きいとは言えないが、この上に 100 mm 程度の雨水を貯留できる A₀ 層および A₁ 層があることを考えると、かなりの豪雨でも、B 層の表面で浸透水がさえぎられて飽和帯が形成されることはないであろうと考えられる。

3. 考 察

斜面の形態から斜面上における地形学的プロセス、特に斜面崩壊の発生状況を知る試みは以前からおこなわれて来た⁹⁾。しかし、表面形態のみではデータとして不十分であり、斜面の微地形を作った地形学的プロセスを正しく推定するためには、土層構造の調査が必要である^{7,8)}。このような観点から上述の調査結果をふり返ると、本試験地に多く見られる微細な凹地形は斜面崩壊によるものであり、そのような凹地内とその周辺の土層構造は、表層崩壊とそれに引続く加速侵食のようすを如実に反映していると言うことができる。斜面上でこのような崩壊地形が卓越するということは、表層崩壊がかなり頻繁に起っていることを示唆する。もっとも、崩壊の発生頻度を定量的に評価することはできないが、崩壊跡地の地形的特徴が土壌クリープや表面侵食によってかき消されるまでに次の崩壊が起る程度に、表面崩壊が頻発しているということはある。このような微地形は、1/5000 森林基本図からは読み取ることができない。これは空中写真では、植生の下で微地形を発見し難いためである。

本実験流域では N₁₀ 値が深さと共にジグザグに増減するケース（前報²⁾で b 型としたもの）が比較的多い。測定 T-1 において、このようなゾーンは基岩の中にあることがわかった。また T-1 から T-4 までを通じて、基岩表面の N₁₀ 値は 20 以下であるから、このような N₁₀ 値の変動はすべて基岩内であると見なし得る。このような基岩中の強度が低い部分がひとつの面を形成していると、基岩すべり（rock slide または rock glide）が発生する可能性がある。しかし、今までの所、b 型の N₁₀ プロファイルは散発的に見られるに過ぎない。しかも、このような強度が弱い部分が次第に深い層に及んで行く速さが、表層崩壊などで地表面が削削される速さよりも大きいかどうかを判定するためのデータも、今の所はない。したがって、石田川流域で基岩すべりが発生する可能性が高いということとはできない。

竹下は九州地方の斜面の地形と土層構造、特に斜面下部の堆積構造の調査にもとづき、斜面形の発達史と土壌の形成年代の関係について考察している⁹⁾。ここでは、斜面崩壊の発生状況は単純な形に模式化されている。田中・井上・野村は兵庫県南部の山麓に発達する麓斜面について、火山灰による編年をもとに、斜面プロセスの第四紀における変遷を論じている¹⁰⁾。しかし、ここでは斜面上・中部における土砂生産は直接には取扱われていない。釜ヶ谷実験流域では 1972 年から 1974 年にかけて、雑木林の伐採と杉の一斉植林がおこなわれたが、1975 年に 1/8000 カラー空中写真が撮影された後、1982 年 12 月に水文観測を開始するまでの間に、山腹斜面の中ほどから下部にかけて、10 箇所ほどの表層崩壊が発生した。また 1984 年春の大量積雪の融解後、斜面下部に数箇所、ごく小規模の表層崩壊が見られた。前者は土砂がだれに近い土砂の堆積状態を残しているが、崩土の大半が崩壊源から 20 m 以内の部分に、かなり分散した形で堆積している。後者はスラブスライドまたはスランプの形を呈するが、面積、深さとも極めて小さい。また崩土の移動距離も最大数メートルであり、河道への土砂流出はほとんどなかった。また両者の間に位置的な関連性は認められなかった。このような状況から、本実験流域内では、表層崩壊は、斜面内のランダムな位置で発生していると考えられる。もちろん、発生頻度はどの位置でも一様ではなく、水文条件、傾斜、崩壊し得る土砂の量のいずれを考えても、斜面下部ほど発生頻度が高いと考えられる。したがって、ある時点では確率的に、古い崩壊が斜面上部に、新しい崩壊が斜面下部に位置することが多いことになる。

表層崩壊によって表土が除去され、基岩が露出すると、その表面部は急速に風化する。石田川流域では河川水中の HCO_3^- イオンの濃度は低く、炭酸塩化作用による風化はあまり著しくないと考えられるが、活発な地殻運動の影響を受けて岩石の破砕が進んでおり、潜在的風化がかなり進んでいるようである。実際、岩石はかなり新鮮に見えるものでもかなり割れやすく、軟質である。測点 T-4 では、このようにして風化が急速に進んで生成したと思われる粘土層はかなり赤味を帯びていて、酸化作用が風化作用に関与したことを示唆している。一方、測点 T-1 の粘土まじりの風化岩のように、深い位置でゆっくり風化したと思われる風化帯は赤〜黄緑の多様な色の着色斑を有し、部分的には浸透雨水によって酸化されるとしても、大部分は還元的な雰囲気の下で風化が進行したことを伺わせる。風化生成物がその深さを増し、植物の根の影響などでさらに強度を減じ、豪雨によって浸透水が増加すると、表層崩壊が発生する⁵⁾。その時に風化土だけでなく、基岩表面部も角礫に分解されて崩土の中に取り込まれて行くようである。1 回の崩壊による移動距離が比較的短かいので、崩土は何回もの表層崩壊を経験した後に谷底の河道に到達する。その間に角礫を取り込み、細粒部分を wash によって取り去られるので、斜面下部では、しばしば観察されるように、マトリックスを欠いた砂礫層が形成される。

斜面崩壊を誘発する最大の要因は斜面流であるが、本実験流域における斜面流の実態は必ずしも明らかではない。従来、風化分帯の発達した急峻な山腹斜面では、風化分帯ごとの透水性の違いにより、鉛直下方に透過しようとする浸透水の一部は、それぞれの風化分帯の上面で遮ぎられて側方流を形成すると考えられて来た。実際、斜面のトレンチカットによって、そのような側方流の存在が実証されている¹¹⁾。定量的解析としては、特性曲線法によって理論式を解いたり¹²⁾、タンクモデルを用いてシミュレーションをおこなったりして¹³⁾、雨量から斜面流の流量を計算し、さらに斜面崩壊を予測する試みもおこなわれている。本実験流域でもタンクモデルによる流出解析¹⁾とキネマティックウェーブ法による直接流出の解析¹⁴⁾がおこなわれている。しかし、これらの解析結果は、流出特性を完全に説明できるものではないし、必ずしも斜面流の実態を説明できるものではない。これまで述べてきたことから、本実験流域の風化帯は、地表面に供給される雨水や融雪水を透過させるのに十分な透水性を持っていると考えられる。したがって、最近一部の実験流域における観測成果にもとづいて提案されている¹⁵⁾ように、表土層は水理的には単一層と考えてもよく、浸透水はすべて、表土層の下部を、基岩表面に沿って流下している可能性がある。この点については次報で詳細な解析をおこなう予定であるが、この場合、土層の厚さにくらべて斜面長は 2 桁ほど大きいので、斜面の上部から下部にかけての透水性の変化を考慮する必要があるだろう。

本研究を遂行するに際して、滋賀県、今津町ならびに近江鉄道株式会社より多大の御協力をいただいている。ここに記して謝意を表する。

参 考 文 献

- 1) 奥西一夫・斉藤隆志・吉岡龍馬・奥田節夫：石田川上流部の水文地形学的特性(その1)，京大防災研年報，第27号 B-1，1984，pp. 425-444.
- 2) 岡本俊策・奥田一夫：石田川上流部の水文地形学的特性(その2)，京大防災研年報，第28号 B-1，1985，pp. 533-542.
- 3) 東郷正美：琵琶湖北岸・野坂山地の変動地形，地理学評論，第47巻第11号，1974，pp. 669-683.
- 4) 松田博幸・奥西一夫：田上山地の禿山の地形学的特性，京大防災研年報，第13号A，1970，pp. 541-555.
- 5) Okunishi, K. and T. Iida: Investigation of topsoil horizons of mountain slopes as a basis of experimental geomorphology, Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., Vol. 31, Part 3, 1981, pp. 131-150.

- 6) 奥西一夫：崩壊・土石流と地形，地すべり・崩壊・土石流（武居有恒監修）第8章，鹿島出版会，1980，pp. 231-262.
- 7) 沖村 孝：土層構造と山くずれ，山くずれと地質・地形構造の関連性に関する研究（科研費報告書，A-51-4），1978，pp. 27-32.
- 8) 沖村 孝：花崗岩地域における表層崩壊発生予知の一システム，新砂防，第35巻第4号，1983，pp. 14-20.
- 9) 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，第6巻第4号，1985，pp. 317-332.
- 10) 田中真吾・井上 茂・野村亮太郎：杉原川流域の山麓緩斜面の形成機構ならびに形成年代について，地理学評論，第55巻第8号，1982，pp. 525-548.
- 11) Atkinson, T.C.: Techniques for measuring subsurface flow on hillslopes, Hillslope Hydrology (ed. M.J. Kirkby), Chapter 3, John Wiley & Sons, 1978, 73-120.
- 12) 高棹琢馬：出水現象の生起場とその変化過程，京大防災研年報，第6号，1963，pp. 166-180.
- 13) 鈴木雅一・福嶋義宏・武居有恒・小橋澄治：土砂災害の危険雨量，新砂防，第110号，1979，pp. 1-7.
- 14) 吉田 透：釜ヶ谷流域におけるキネマティックウェーブ法を用いた流出解析（昭和59年度京大理学部課題研究報告），1985.
- 15) 田中 正・安原正也・丸井敦尚：多摩丘陵源流域における流出機構，地理学評論，第57巻第1号，pp. 1-19.