

愛知県小原村周辺の山崩れについて (I)

——斜面形、土層構造と山崩れについて——

奥 西 一 夫・飯 田 智 之

STUDY ON THE LANDSLIDES AROUND OBARA VILLAGE, AICHI PREFECTURE (I)

——Interrelationship between Slope Morphology,
Subsurface Structure and Landslides——

By Kazuo OKUNISHI and Tomoyuki IIDA

Synopsis

Morphology and subsurface structure of slopes are investigated in Nishimikawa Mountains where small scale landslides occurred densely on granitic slopes in 1972. Geomorphological analysis using air-photograms and 1/25000 and 1/2000 topographical maps reveals that where landslides occurred most densely, valley walls are V-shaped consisting of several segments, and that where landslides were rare, valleys are U-shaped and the valley slopes are convex decreasing their declivity continuously upslope. It is suggested that difference in petrography tends to make difference in prevailing wasting agents on the mountain slopes under the same external conditions. Detailed investigation of subsurface structure of the slopes in a small drainage basin involving many landslides gives the informations about the critical depth of loose horizon for the occurrence of the slide. Thus, a quantitative examination of production, transport, and removal by landslide of loose material yields a general scheme of slope denudation accounting for creep, surface erosion and landslides.

1. これまでの研究成果と残された問題点

昭和47年7月12日夜半から13日早朝にかけて、愛知県西三河地区に総雨量約300mmの集中豪雨があり、花崗岩質の山地を中心にきわめて多数の山崩れが発生した。山崩れはその直接作用の他、土石流を誘発し、また河道を土砂で閉塞して洪水を激化させることによって、多くの人命を奪い、家屋、道路、耕地、山林などにも多大の損害を与えた。

これらの山崩れについての学術的な研究には、災害直後におこなわれた、文部省科学研究費の西三河地区災害調査班によるもの^{1)~4)}と、その2~3年後におこなわれた山崩れ研究グループ(代表者田中茂)によるもの^{5)~10)}などがある。これらの研究によって、この地域の山崩れの特性に関してはかなり詳細な知見が得られているが、一方ではまだ解明されていない点もあり、またこれまで漠然とした形で意識されて来た問題点が、新しい知見によってかなり具体的なものになって来た点もあり、本地域の山崩れ群は現在でもなお研究者の関心を集めている。

本地域のような花崗岩質の山地で多発する比較的小規模の山崩れはお互いに類似の特性を有し、また研究事例も多い。これらによると基岩の風化残積物(マサ土)の厚さの増大とせん断抵抗力の低下、および豪雨による流水の作用が基本的な原因である。山崩れの免疫性は顕著ではなく、むしろ周期性が示唆される場合がしばしばあることから、斜面形と土層構造の精査にもとづいて、風化の進行状況を把握し、それによって山

崩れの危険性を予測する試みがなされている^{7,12,13)}。また山崩れによっていったん安定化した斜面が、その後の風化作用や斜面内の物質移動によって、どれ位の時間で再び危険になるかについての研究も必要である。

この種の山崩れは単位面積当りの山崩れの数が多いので、その他の要因の効果についてもよく調べられている。例えば地形的要因や地質的要因の効果、水系分布や土地利用または植生状態と崩壊ひん度の関係、リニアメントによって代表される地質地形的特異性の影響などである。しかしながら、このような調査研究によって得られる統計的關係は場合によってかなり変化し、ユニバーサルな関係はほとんど得られていない。したがって各要因の効果を正しく理解するためには、山崩れ現象だけに注目するのではなく、それを含めた斜面の地形学的な進化の中で、それぞれの要因がどのように作用しているかを見きわめる必要があろう。

本地域の山崩れ群の最大の特徴は、同じく花崗岩質の岩石であっても、少し岩質が異なることによって、発生ひん度が著しく異なる¹⁾ことである。これは地形学で言うロックコントロールの一種であるが、基岩は山崩れ自体には関与していないので、風化のしかたや風化生成物の物性を通じて山崩れの発生をコントロールしているものと思われる。風化生成物の物性については定量的データに乏しいが、風化帯が厚く、風化程度も進んでいる方の岩質部分でむしろ山崩れが少ないという事実は、山崩れに対するロックコントロールがきわめて複雑な因果関係の中で生じていることを示唆する。羽田野ら¹⁰⁾によってまとめられた、異なる地質の部分における基岩の岩質、風化帯、地形、流出特性および山崩れの相異点は次の通りである（主要部分だけを示す）。

	卓越する岩型	角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (小原花崗閃緑岩 Gd)	含角閃石黒雲母アダムロ岩 (伊奈川花崗岩 Gb, アダムロ岩 Ga)
岩 質	粒 径 調 色 質 鉱 物 苦 鉄 質 鉱 物 化 学 成 分 比 重 断 裂 系	中 粒 中間的、灰～暗灰 15～40% 中性（やや酸性） 2.66～2.79 発達が著しくない	粗粒～著しく粗粒 優白質、淡灰 3～18% 酸 性 2.60～2.65 著しい、含粘土の断面多し、 節理が密
地 形	小 起 伏 面 遷 急 点 小谷の河床勾配 谷 底 面	保存が良い 落 差 大 小 幅が広いもの多く、水田化	あまり良くない 落 存 小 大 あまり見られない
風 化 帯	土 壤 と の 関 係 風 化 程 度 古 土 土 壌	漸 移 的 進んだもの多し 尾根部に赤色土多し	しばしば明瞭な不連続面あり 進んでいない 赤色土はほとんど見られず
流出特性	斜面の中間流出（推定） 流 域 の 流 出（推定）	遅い、小 遅い、ピークは鈍い	早い、大 早い、ピークは鋭い
崩 壊	密 度 崩 壊 源 の 位 置 " 規 模 " 傾 斜 崩 土 の 到 達 距 離 " 粒 径 " 崩 壊 時 の 粘 性 (推定)	小 崖端に多い 小 より大 小 より小（粘土分も多い） 大	きわめて大 谷頭部（谷ひだ） 大 やや小 大 より大（粘土分は少ない） 小

このように岩質の差異は山崩れに関係しそうな斜面の特性のすべてに影響している。しかしながら、岩質の相異による山崩れの起り方の相異の真の原因の解明のためには、上記のいろいろな相異点を地形発達の中で解釈して行くことが必要であろう。

本研究では主として実験地形学的方法によって上記の問題点を少しでも解明することを目ざしている。

その第1報である本論文では昭和52年に本地域内の小流域で実施した土層調査の結果とその解釈を中心に述べる。

2. 本地域の地形特性

山崩れが多発したのは矢作川中流の主に右岸側の山地であるが、その位置と接峯面の形を Fig. 1 に、接

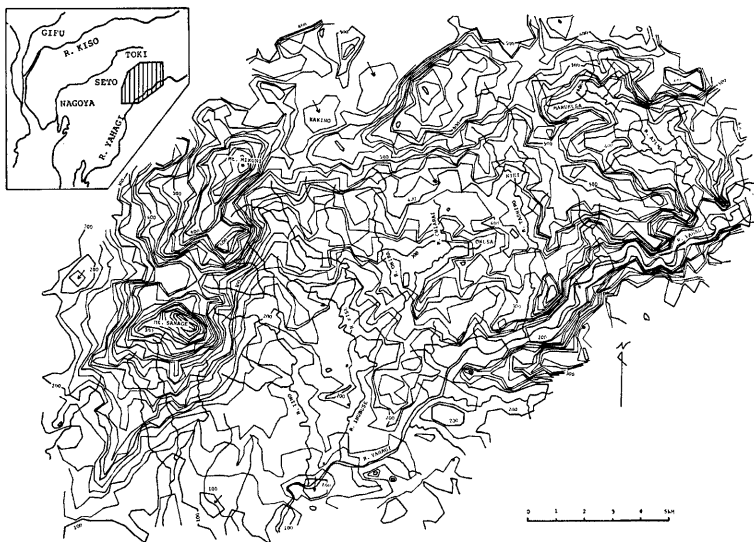


Fig. 1. Location of the study area and a contour map of the summit level in it. Contour interval is 20 m.

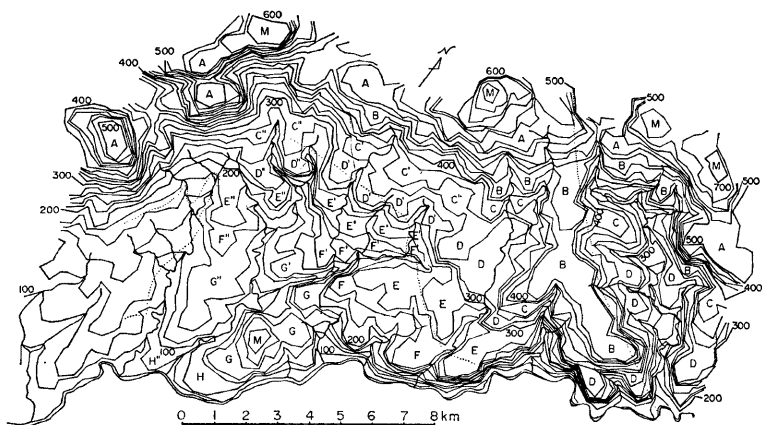


Fig. 2. A contour map of the river level in the study area. Flat surfaces are identified by different symbols. Contour interval is 20 m.

谷面の形を Fig. 2 に示す。本地域の西部には猿投山、三国山など 700m 級の山があるが、これは北東—南西方向の断層群に関連した地形である¹⁴⁾。図の西南部（藤岡村南部）には図の西北部の柿野盆地と共に矢田川累層の堆積によるフラットな地域がある¹⁴⁾。これらの部分では山崩れはほとんど発生していない。図の東

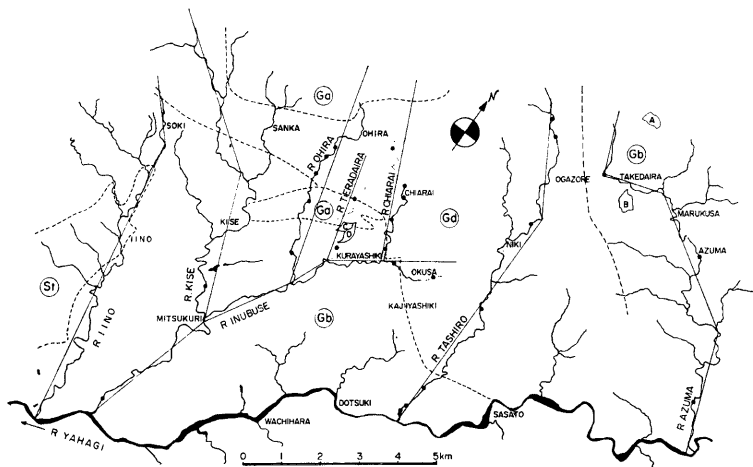


Fig. 3. Drainage pattern in the study area. The letters A~D indicate the experimental basins. Ga: Adamelite, Gb: Inagawa granite, Gd: Obara granodiolite, St: Sediment of Seto group.

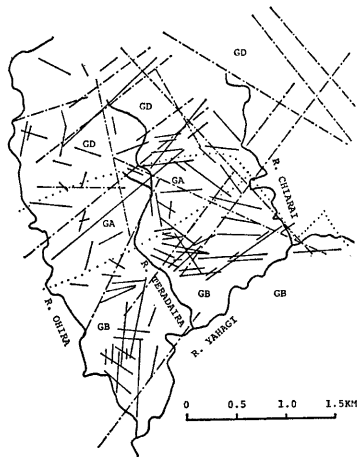


Fig. 4. Distribution of lineaments in a subarea. Chained lines represent macroscopic lineaments.

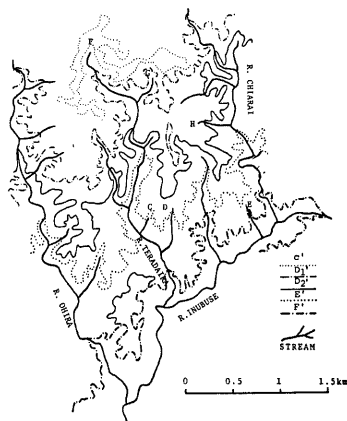


Fig. 5. The lines of abrupt change in slope angle dividing different flat surfaces defined in Fig. 2. Experimental basins are shown by the letters C~F.

南部では矢作川の下刻作用のために兩岸に急崖が作られている。図の東北部には高度 600m 余りの定高性のある侵食平坦面があり、そこから矢作川にかけて一連の階段状の起伏平坦面群が続いている。これらの平坦面は、接峯面よりも接谷面図においてより明らかに認識されることや後で述べることから、侵食作用によって作られた可能性が考えられるが、一方では各平坦面を区切る急崖部がかなり直線的な走行を示し、その方向がリニアメント（精査¹⁰⁾がなされた部分ではほとんどは小断層である）の方向とほぼ一致することから、ひとつの平坦面が断層階になった可能性も考えられる。Fig. 2 には各平坦面に高度別の分類記号が付してあるが、今の所これが地形面を特定するものと考えすることはできない。

Fig. 3 には本地域の水系パターンと地質区分などを示す。本地域内の河川は大むね高度 600m 程度の山地から矢作川に向かって南北方向にお互いにほぼ平行して流れている。地形的にはかなり大きな谷であっても川はきわめて貧弱で、2 万 5 千分の 1 地形図に記載されていない場合がしばしばあるが、そういう場所では今回の災害の際に激甚なはんらんが起っている。そのような川の一部は Fig. 3 に点線で示されている。黒の丸印は比較的大きい河道遷急点を示す。

干洗川から大平川にかけての部分のリニアメント分布を Fig. 4 に示す。ここに 8 千分の 1 空中写真の実体視によって発見できるリニアメントは実線で示され、空中写真を斜めに透かして見ることにより発見されるような、比較的規模の大きい構造に対応すると思われるリニアメントは一点鎖線で示されている。Fig. 5 は同じ部分について、Fig. 2 に示した平坦面を区切る山腹斜面上の遷急線を示す。この遷急線が川を横切る

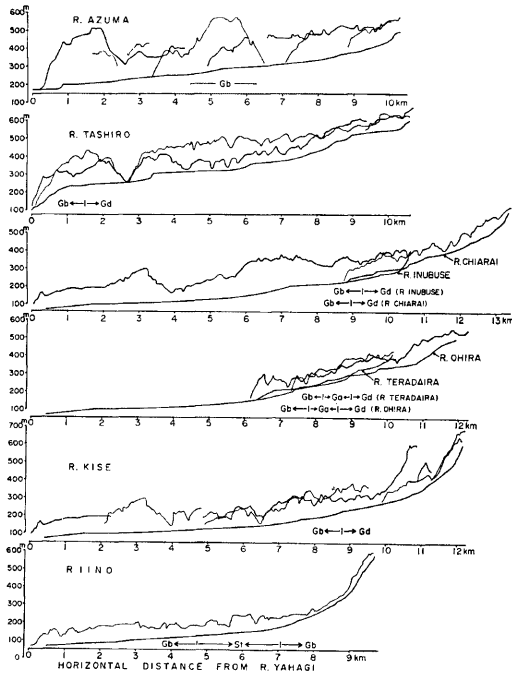


Fig. 6. Longitudinal profiles of the river bed and the ridges along the general course of the rivers as shown in Fig. 3. Where two ridge lines are illustrated for single channel, the bold line represents the ridge on the right side.

所は河道逕急点である。これぐらいのスケールにおいては平坦面の構造に対する断層（リニアメントから推定される）の影響はよくわからなくなる。

Fig. 6 は 河床と、各河川をへだてる尾根の、Fig. 3 で折れ線で近似した河川流向に沿う投影縦断面を示す。

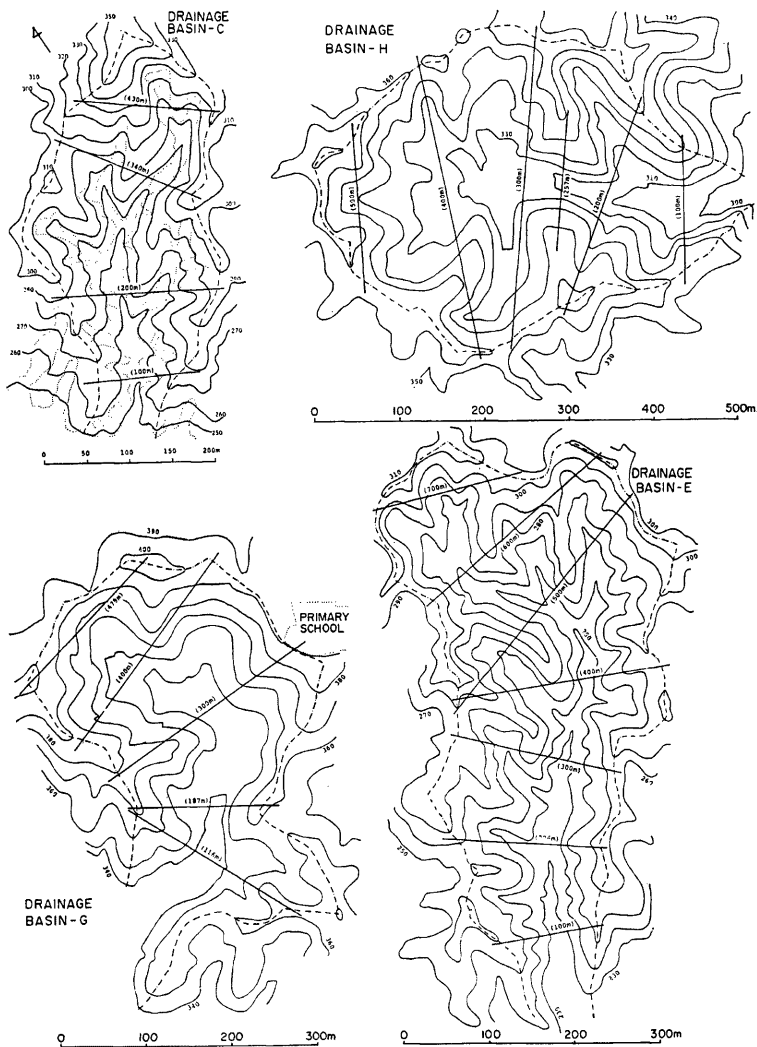


Fig. 7. Plans of the small experimental basins representative of different density of the landslides (contour interval is 10 m). Straight lines indicates the transverse cross section in Fig. 8.

これは2万5千分の1地形図上の計画にもとづくものであるが、河道遷急点付近などの形は空中写真の観察によるスケッチである。河道の縦断形は遷急点部分を除外せねばならぬ。尾根は数十mの比高を保ってこれにほぼ平行し、したがって河道と平衡に近い関係にあることが示唆される部分もあるが、全般的にはかなり不規則な縦断形を呈している。尾根が河床面とほとんど同じ高度まで低下している所がいくつかあるが、これは直線的なみぞ状構造が谷を横切っているものである。この構造は方向が Fig. 4 に示すようなリニアメントの卓越方向のひとつと一致するので、断層破砕帯であろうと考えられる。このような構造を境にして、下流側の方が持ち上げられたような形が2, 3 見られる(空中写真を観察するとさらにはっきりする)が、これも上記の不規則性の大きな要素である。河道遷急点はこのようなみぞ状構造が横切る部分の少し上流の、岩石が比較的マッシュな場所が存在することが多い。しかし、Fig. 5 に見られるように、河道遷急点につながる山腹斜面上の遷急線は、のみ1段下流のみぞ状構造の所で尾根に連していることが多いので、両者を単純に結びつけて考えることはできない。

さて、ここで崩壊率の著しく異なる2種類の岩質の部分で地形特性がどのように異なるかが問題であるが、Fig. 1-Fig. 6 に示すような地形解析からは、前節の表にまとめられている以上のものは何も出て来ない。しかしながら、空中写真を観察し、現地で地形を見ると、さらにそれ以上の大きな差異があることが感じられる。したがってもっと小規模な地形に主な差異があるのではないかと考えられる。そこで Fig. 5 にカバーされる範囲内で小原花崗閃緑岩 Gd の部分と伊奈川花崗岩 Gb (一部 Ga を含む) の部分を代表する。

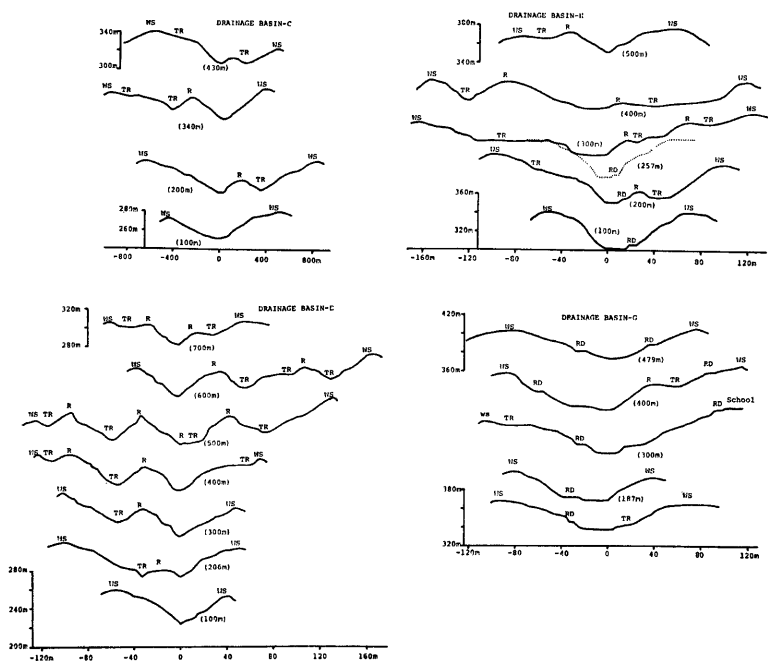


Fig. 8. Profiles of valley walls at different location in different basin shown in Fig. 7. Each profile is shifted upward in proportion to the distance along the main valley. Watersheds, other ridges, tributary valleys and roads are denoted by the letters WS, R, TR and RD, respectively.

形状と面積がほぼ等しい 2 つずつの小流域を選び出して、地形特性を比較する。

Fig. 7 は国立防災科学技術センター作製の 2 千分の 1 地形図から各小流域を抜き出したものである。図中には谷底に沿って大むね 100m ごとにとった横断線が直線で示されているが、この線に沿う谷壁斜面の断面形を Fig. 8 に示す。地質区分は流域 C が Ga (一部 Gb), 流域 E が Gb, 流域 G および H が Gd である。Gd の流域では小谷の底が幅が広くて U 字形をなし、水田または水田跡になっている。縦断勾配は小さい。斜面の脚部は急傾斜で、谷床面と山腹斜面の境界は明りょうである (ただし人工が加わっている可能性がある)。斜面形はなめらかで、遷急線の位置ははっきりしない場合が多い。尾根は幅が広く、起伏はあまり大きくない。一方、Gb または Ga の流域では谷壁斜面は V 字形を呈し、谷底にはフラットな部分がほとんどない。谷壁斜面上の傾斜変換線は顕著であり、それらの間の部分は縦断形がコンケーブである。尾根はとがって幅がせまく、また小支谷の頭部が尾根部に食い込んでいるので、その部分は低下し、尾根の定高性が損なわれている。等高線の屈曲のようすからわかるように、谷密度は Gb および Ga 流域で大きく、Gd 流域で小さい。

これらの差異は各流域内での地形発達に対する外部条件の影響に起因するとは考え難い。すなわち流域 C と流域 H は流域幅は若干異なるが、流域面積と全比高がほぼ等しく、同じ高度帯 (Fig. 2 の分類による) に属している。また流域 E は谷の上流部分の約 500m の集水域をとれば、流域 G と同じ条件下にあるとみなし得る。ただし高度は Fig. 2 の分類で 2 段階異なるが、階段状地形の中であるから、接谷面および接峯面に対する相対関係が同じであれば、境界条件は同一と見なし得よう (Fig. 6 参照)。したがって上述の差異は各流域における地形学的プロセスに対する内部的特性の相異に起因すると考えられる。また斜面形の質的な差異は、そこで起っているプロセスが量的に異なる (例えば侵食速度の差異) というよりも、むしろ質的な相違 (例えば卓越する侵食営力の種類が異なるなど) に基くことを示唆している。

3. 土層調査の結果

各小流域における地形学的プロセスのために、斜面形と土層構造の精査をおこなっているが、今までに流域 C における調査だけが完了しているので、以下これについて述べる。調査した測線の位置を Fig. 9 に示すが、ここで丸の中の数字は斜面番号を、記号 L および T はそれぞれ縦断測線 (ほぼ落水線方向) と平面図上でそれに直交する横断測線を示す。また図中の点線は崩壊源および崩土の流動・堆積域を一括して示す (Fig. 7 の原資料による)。

各測線での調査結果の中から 4 つの例を Fig. 10 および Fig. 11 に示す。おのおのの図は断面図と各測点における貫入試験の結果より成っている。貫入試験には土研式簡易貫入試験器を用いた。これは 5kg のおもりの 50cm の自由落下による衝撃で直径 3cm の円錐抵抗体を地中に貫入させるもので、地表より 10cm ごとの貫入に要した打撃

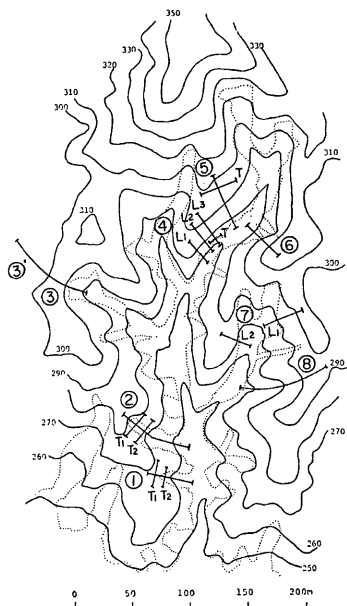


Fig. 9. A plan of basin-C showing the location of the cross section for subsurface sounding by a cone-penetrometer. Dotted line indicates the limit of the area affected by landslides.

数 N_{10} を図に示してある。実際には適当回数の打撃の後の貫入深を測定し、内挿で N_{10} を求めた。10回の打撃で 2cm 未満の貫入しか得られない時 ($N_{10} > 50$ に相当) に試験を打ち切ったが、その深さを図中に横向きの矢印で示した。オーガー孔やトレンチなどで断面形が観察できる場合には花崗岩の組織が残っている土層を縦の矢印で示した。断面には地表面を実線で、 N_{10} が 10 となる深さ (複数ある時は深い方) を破線で、 $N_{10} > 50$ に相当する矢印 (上述) の深さを一点鎖線で示す。逆三角形のマークは崩壊部分の上端または側端をあらわす。地表面に斜めハッチを入れた部分は崩壊面に岩盤 ($N_{10} > 50$) が露出しているもの、水平ハッチは赤褐色の土層を示す。この赤褐色土は、花崗岩質ではあるが、斜面の傾斜とはほとんど無関係に、ほぼ水平な層理が認められるので、過去に河川によって運ばれ、堆積した地層であると考えられる。これは本地域の高度 200~300m の部分では谷型斜面にアバットした形で常に見出される。

N_{10} 値からみた土層構造の分析のために、 N_{10} 値のプロフィールを類型化すると Fig. 12 のような基本パターンが得られる。A 型は N_{10} が深さと共に直線的に増加するもので、尾根付近に多く見られる。B 型はその上に $N_{10} < 10$ の土をかぶったようなパターンで、尾根より少し下った所に多く見られる。C 型は $N_{10} > 50$ の岩盤の上に $N_{10} < 10$ の土層ののっているもので、谷型斜面の中腹部から下部にかけて多く見られる。D 型は途中で N_{10} 値の顕著な落ち込みがあるもので、いろいろな場所で散見される。E 型はパターンは A 型と同じであるが、 $N_{10} < 50$ の層が 50cm 未満のもので、斜面の肩の部分で見られる。典型的な斜面では尾根部から斜面脚部にかけて、A 型、E 型、B 型、C 型の土層が見られることになるが、Fig. 10 の斜面⑥は B 型土層の部分が見出されていないことを除けば典型的な斜面といえることができる。この斜面では $N_{10} < 10$ の土層は斜面上部でうすく、ある点より下部で急に厚くなっている。一方 N_{10} が 10~50 の土層は逆に斜面上部で厚い。両者を合わせた $N_{10} < 50$ の土層は斜面の肩の部分で極小となり、ネック状を呈している。このような特徴は程度の差はあるが、すべての斜面で見られる。またホンコンの花崗岩斜面でも報告されている¹⁰⁾。横断測線においては、土層構造は縦断測線にくらべて、より一様ではあるが、本質的には同じ傾向を示している。

本地域の山崩れは小原花崗閃緑岩の部分を除けば、ほとんど谷型斜面にのみ発生しているが、土層構造的には $N_{10} < 10$ の層 (以下ではこれを軟弱層と呼ぶ) が一定以上の厚さを有している場合に発生するといえることができる。このことは他の山地の同タイプの山崩れについても認められている^{7,15)}。またこのことは無限長斜面の力学的安定の観点からも支持される。すなわち、傾斜角 i の斜面上に内部まさつ角 ϕ 、粘着力 c 、飽和密度 ρ_s の飽和した土層がある時、斜面が安定であり得る最大土層厚 L_{cr} は、

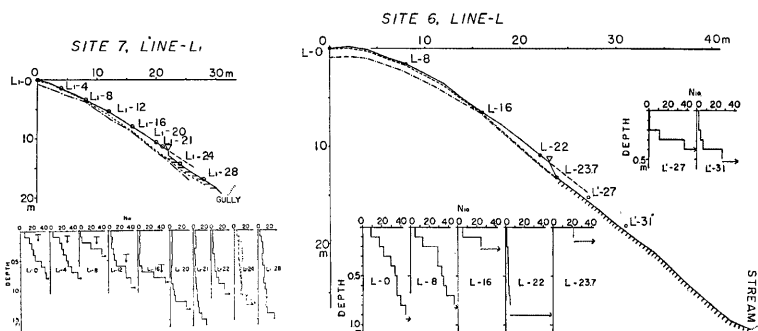


Fig. 10. Examples of the result of the subsurface sounding along the longitudinal lines. The quantity N_{10} represents the number of impact (50 cm-fall of a weight of 5 kg) for penetration of each 10 cm. Broken lines and chained lines shows the depth where N_{10} exceeds 10 and 50, respectively.

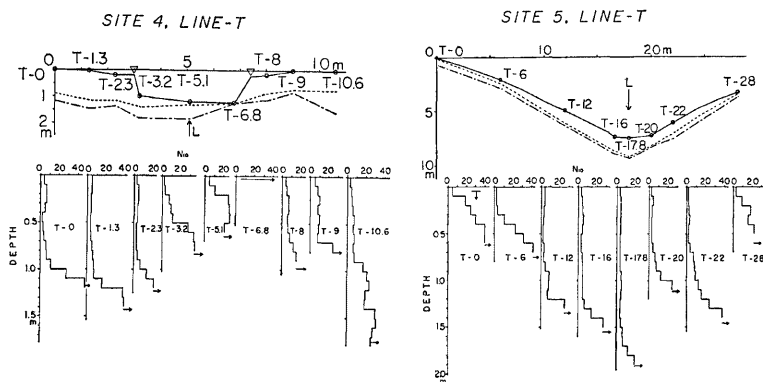


Fig. 11. The same with Fig. 10 but for transverse cross section. The triangles indicate the limit of landslide.

$$L_{cr} = \frac{c}{\rho_s g \tan i - (\rho_s - 1) \tan \phi / \rho_s} \frac{\sec^3 i}{\dots} \dots \dots (1)$$

となる¹⁷⁾。実際この小流域で得られた崩壊深と斜面傾斜角の関係（赤褐色土のある斜面は除外）は Fig. 13 のようであって、(1) 式が適合するような傾向を示す。実際には (1) 式で仮定されているように土層が均一に飽和するわけではなく、斜面の形や位置によって水の量は異なる。この効果を考慮した崩壊予測式は羽田野によって提案されている¹²⁾。

この小流域内の山崩れは、花崗岩質の風化残積土の部分と上述の赤褐色土の部分では起り方がかなり異なるようである。すなわち、赤褐色土の部分では軟弱層 ($N_{10} < 10$) がかなり厚くても、その表層だけが滑落し、大部分は斜面上に残る。そのために崩壊後のリル侵食はげしい。それに対して風化残積土の場合は軟弱層は崩壊によってほとんどすべて除去されている。このような相異は粘土分の含有量や粒子配列の相異などによる土の物性の相異と関連していると考えられるが、今の所詳細な議論はできない。

上述以外の土層調査としては、この小流域と Fig. 3 に示した流域 A で、オーガー孔への注水による透水試験¹⁸⁾をおこなった。これは半径 r のオーガー孔の中の水面が深さ z まで低下した時、浸透水による浸潤前線の半径を r_f 、水面位置の透水係数を $k(z)$ とし、水面低下速度を $v(z)$ とすると、

$$\frac{\partial^2 v}{\partial z^2} = \frac{2k(z)}{r^2 \log(r_f/r)} (=P) \dots \dots (2)$$

となることを利用したものであるが、ふつう r_f の値がわからないので、(2) 式の値を透水性指数

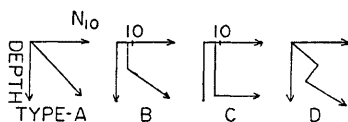


Fig. 12. Typical profiles in N_{10} .

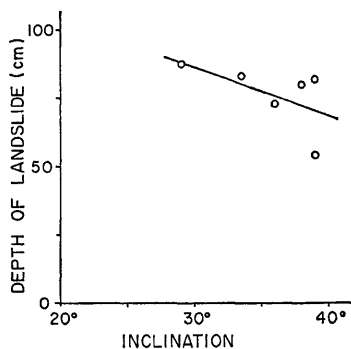


Fig. 13. Depth of landslide versus slope angle for the slopes consisting of the residual soil of the weathered granitic rock in basin-C.

P として透水係数のかわりに表示する。試験データの解析に際しては $\partial v / \partial z$ の値を z に対してプロットし、これを折れ線で近似して、区間ごとの P 値を求める。

流域 C の斜面①，測線 T_2 における N_{10} と P の値を Fig. 14 に示す。この斜面の下部は赤褐色土でおおわれているが，図の T とマークした位置でトレンチした結果，この部分の土層は風化残積土であることがわかった。透水性指数の値は層によって強いコントラストを示している。最上層部は水面低下速度がきわめて大きくて測定できないのでブランクになっているが，崩壊面では透水性の大きい表面部分が除去されていることがわかる。 N_{10} は各層を特徴づけるような変化を示していないので，崩壊による除去は N_{10} が 20 あたりになる部分に反映されているのみである。

Fig. 15 には流域 A（他の報告⁸⁾ では竹平 NW 地区と呼ばれている）における注水試験の結果と，注水試験のためのオーガー孔から堀り出した土の色調を示す。試験をおこなった場所は別途⁸⁾ 弾性波探査と貫入試験をおこなった谷型斜面に近接した所で，山ひだの頭部の浅い谷型斜面の横断線上の谷底部と尾根部である。透水性指数と土の色調の間に一意的な関係を見出すのは困難であるが，尾根部と谷底部の土層構造は本質的に同じであることがわかる。軟弱層がこの図のどの部分に対応するかは明らかではないが，流域 A にくらべると尾根部分の残積土が比較的厚く，谷底部との差異があまり大きくないように思われる。

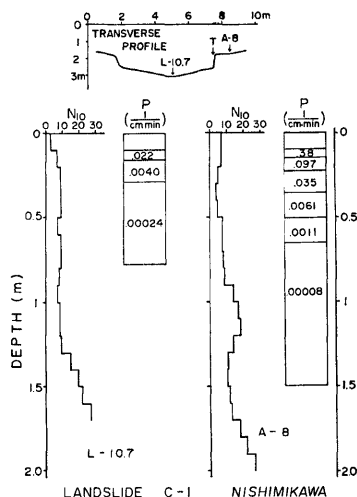


Fig. 14. Permeability index P as defined in Eq. (2) and penetration resistance N_{10} in the transverse cross section T_2 on the slope ①.

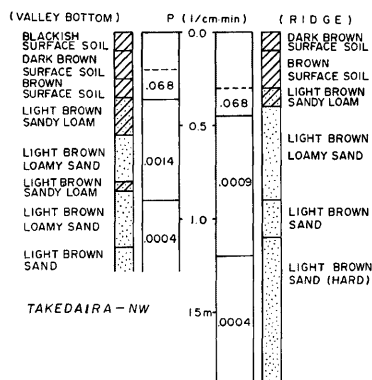


Fig. 15. Permeability index P as obtained on the same transverse line of a shallow valley in basin-A (see Fig. 3 for its location).

4. 定性的な解釈

土層調査において軟弱層と呼んだ部分では母岩の組織が保存されていないが，これは風化程度が著しいことその他，クリープなどによる緩慢な移動によって粒子の配列が乱されたことにもよると考えられる。実際 Fig. 10 に見られるように，コンベックスな部分ほどこの層が薄い傾向があるが，クリープによる物質輸送が斜面の勾配に対して比例的であるとする，コンベックスな部分ではフラックスが発散的であるから，土

層が薄くなるということは理にかなっている。またコンケーブな部分では逆に物質の集積が起るはずであるが、実際にもそうになっている。このことから、軟弱層は斜面のどの部分でも風化作用によって作り出されているが、クリープなどによって移動し、また層厚が限界値を越えると崩壊し、除去されるものと考えられる。その他急傾斜部では流水による表面侵食の効果も大きいであろう。このような解釈によって、従来花崗岩地域のひん発小崩壊について言われている、谷頭部分で崩れることが多い¹⁹⁾ことや山崩れが特定の範囲の傾斜角の斜面に集中する²⁰⁾ことがうまく説明される。

この解釈の他に、本地域がかつてははげ山地帯であった²¹⁾ことの影響があげられる。すなわち、はげ山現象は尾根部分で顕著であったから、そこでは表面侵食がはげしくて、表土が失なわれ²⁰⁾その影響が現在の土層構造に影響しているという解釈である。この解釈では尾根部分の土層構造は説明できるが、その他の部分の土層構造は説明できない。したがってこのような効果を全く無視することはできないであろうが、前節で述べたような土層構造を産み出す主要な要因であるとは言えない。

5. 軟弱層の生成と除去

ここでは前節の考察にもとづいて、軟弱層の形成と山崩れおよびその他の営力による除去およびその結果起る土層厚の変化を定量的に取り扱う。

軟弱層の生成は植物の作用、浸透雨水の作用、温度変化などによって起ると考えられるが、これらの効果の定量的評価は十分なされていない。そこで風化について一般に仮定されている²²⁾ように、軟弱土層の生成速度 v_w は斜面上に存在する軟弱土層の厚さ L と共に指数関数的に減少し、

$$v_w(L) = Ae^{-kL} \dots\dots\dots (3)$$

と仮定するのが妥当であろう。ここに A と k は正の定数である。

次にクリープや表流水による侵食など、山崩れが何十年またはそれ以上のオーダーの回帰期間を持っているのにくらべると、定常的に起っていると見なし得るような営力による軟弱層の除去速度を v_e^* とおく。集積の方が多い場合には v_e^* は負になる。山崩れは L が L_{cr} になり、かつ豪雨がもたらされれば生じると考えられるが、後者の回帰期間は山崩れの回帰期間 T よりも十分短いと考えられるから、 $L = L_{cr}$ になると直ちに山崩れが起り、軟弱層はすべて除去されると仮定する（ここでは赤褐色土の崩壊は考慮しない）。そこで山崩れによる平均侵食速度を $\bar{v}_e$ とし、上記のすべてを考慮した正味の侵食速度を $\bar{v}_e$ とすると

$$\bar{v}_e = v_e^* + \bar{v}_e = \bar{v}_e^* + \frac{L_{cr}}{T} \dots\dots\dots (4)$$

また軟弱層の厚さ L の時間変化は、

$$\frac{dL}{dt} = v_w - v_e^* = Ae^{-kL} - v_e^* \dots\dots\dots (5)$$

で与えられる。ここで v_e^* が時間的に変化しないと仮定するとこの式は容易に解けて、 $t=0$ で $L=0$ とすると、

$$v_e^* = 0 \text{ の時} \quad t = \frac{1}{Ak} (e^{kL} - 1) \dots\dots\dots (6a)$$

$$v_e^* \neq 0 \text{ の時} \quad t = \frac{1}{kv_e^*} \left\{ \log \frac{A - v_e^*}{Ae^{-kL} - v_e^*} - kL \right\} \dots\dots\dots (6b)$$

定常状態は $0 < v_e^* < A$ の時に起り得るが、定常厚を L_{st} とすると、

$$L_{st} = -\frac{1}{k} \log \frac{v_e^*}{A} \dots\dots\dots (7)$$

しかし、 $L_{cr} < L_{st}$ の時または定常状態が起り得ない場合は $t=T$ で $L=L_{cr}$ となって山崩れが発生し、再び $L=0$ となる。したがって (6a) および (6b) より、

$$v_e^* = 0 \text{ の時} \quad T = \frac{1}{Ak} (e^{kL_{cr}} - 1) \dots\dots\dots (8a)$$

$$v_e^* \neq 0 \text{ の時 } T = \frac{1}{kv_e^*} \left\{ \frac{A - v_e^*}{Ae^{-kL_{cr}} - v_e^*} - kL_{cr} \right\} \dots\dots\dots (8b)$$

となる。ここで、

$$\alpha = e^{-kL_{cr}}, \quad \beta = \frac{v_e^*}{A} \dots\dots\dots (9)$$

とにおいて (8a), (8b), (9) の各式を (4) に代入すると、

$$\beta = 0 \text{ の時 } \frac{\bar{v}_e}{A} = \frac{\alpha \log 1/\alpha}{1-\alpha} \dots\dots\dots (10a)$$

$$\beta \neq 0 \text{ の時 } \frac{\bar{v}_e}{A} = \frac{\beta \log \{(1-\beta)/(\alpha-\beta)\}}{\log \{\alpha(1-\beta)/(\alpha-\beta)\}} \dots\dots\dots (10b)$$

となる。またこの関係を図示すると Fig. 16 のようになる。

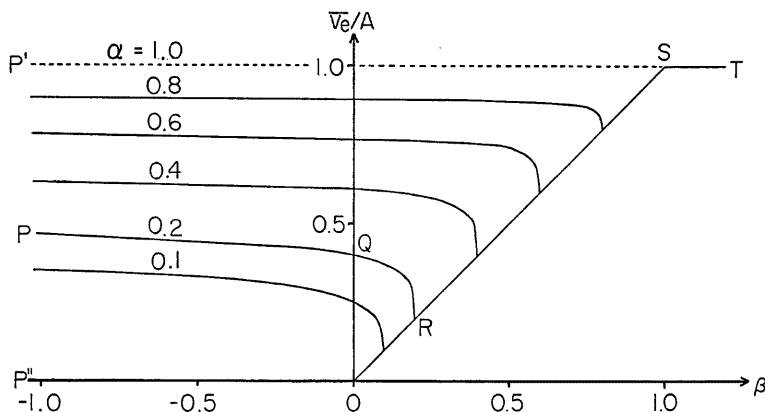


Fig. 16. A general representation of Eqs. (10a) and (10b) illustrating the dependence of the net rate of wasting $\bar{v}_e$ including the effect of landslide on the weathering characteristics (A and α) and on the rate of removal v_e^* by steadily active agents.

この図で $\alpha = 0.2$ を例にとると、区間 TS では $v_e^* \geq A$ であるから軟弱土層は存在し得ず、岩石の直接侵食または風化しただけ侵食される、weathering limited process²³⁾ となる。図には後者の場合が示されている。区間 SR は定常状態が存在する場合で、(7) 式からわかるように、軟弱層厚 L_{se} は v_e^* が小さいほど大である。また崩壊は起らないので $\bar{v}_e$ は v_e^* に等しい。区間 RQ は定常的な除去と山崩れによる除去の両方が起る場合であるが、 v_e^* が減少すると $\bar{v}_e$ はむしろ増加する (R 点付近で特に顕著) ことが注目される。これは $\bar{v}_e$ は平均風化速度に等しいわけであるから、山崩れによって軟弱層が除去されることにより (3) 式の v_w が増加することの効果である。区間 QP は常時は軟弱土の集積が起る場合であるが、この場合も v_e^* が減少 (集積速度が大) するほど $\bar{v}_e$ は大きい。区間 PR では軟弱層厚は振動的に変化し、その周期 T は v_e^* が大きい程長い。しかし十分長いタイムスケールで見ると定常状態であるということができよう。

パラメーター α は崩壊のしやすさをあらわし、一般に α が大きい (L_{cr} が小) ほど $\bar{v}_e$ は大きい。 $\alpha = 1$ は $L_{cr} = 0$ に対応するが、これは急崖など、斜面上にルーズな物質が存在できないような特殊な場合をあらわす。また $\alpha = 0$ は軟弱土層がいくら厚くとも安定であるような緩斜面に対応する。

6. 考察と結論

前節で述べた正味侵食速度の表現を再び現実の斜面に適用して見ると次のようになる。Fig. 10 のような

谷型斜面については、斜面上部では Fig. 16 の SR 区間に対応するプロセスが生じているものと考えられる。斜面下方に向っては縦断方向のコンベックスな傾向が減じ、横断方向のコンケーブな傾向が強まるので、 v_e^* は減少し、軟弱層は次第に厚くなって、ある点より下方では山崩れがくり返し起る領域となる。この領域では任意の時点における軟弱土層厚は不定であるが、今回の調査地域では少なくとも過去 100 年ほどは今回のような山崩れが起っていない²⁴⁾ので、今回の山崩れの直前にはこの領域では軟弱土層が十分発達していたものと考えられる。さらに斜面下方では集水面積が大きくなって、表流水の効果の増大による v_e^* の増加のために Fig. 16 の SR 区間にもどり、土層厚は減少するものと考えられる。そのような例は Fig. 9 に示した調査斜面のうち今回崩壊しなかったものの中では③'、④、⑤および⑥において見られる。

Fig. 11 のような横断面についても上とほぼ同様のことが言えよう。すなわち、両側の尾根部では横断方向にコンベックスであるために常時侵食的であって軟弱土層の発達が悪く、山崩れが起らないが谷底に近づくにつれてコンケーブな傾向に転じるので、軟弱土層は厚くなり、山崩れが起りやすくなる。また谷底部と尾根部の比高が縦断方向の比高にくらべて十分小さければ、両者の間で A と L_{er} の値はあまり違わないであろうから、 $\bar{v}_e$ は谷底の方が大きいことになる。このことはいったん谷型の斜面ができはじめると、それは周囲よりも速く低下し、谷の発達が促進されることを意味する。谷型斜面のできはじめについては、本地域のそれに対応すると思われるような山崩れがリニアメントに沿って起る傾向が見られる¹⁰⁾ことから、リニアメント上のある場所が何らかの侵食を受けて低下すると、リニアメントに沿う強く風化された斜面物質がそこへ向かって滑落し、小みぞ状地形を作ることが考えられる。ある程度発達した谷型斜面内の山崩れは上述の自律的発達にしたがうらしく、リニアメントの直接的な影響はあまり受けていない。

次に防災的な面について考えると、従来の山崩れ対策は要するに L_{er} を大きくすることが中心であったが、風化作用は持続的に働くので、防止工事によって安定化した斜面もいずれそのうちに危険になる。しかもその時はより大規模な山崩れが起る。しかし Fig. 16 を見ると、もし斜面が QR 区間の R 点寄りに位置するような状態であれば、 v_e^* を少し増加させるだけで山崩れを防止できることがわかる。その方法として定期的に排土することはけ山化の原因になり得るし、そうでなくても激しい土砂流出による災害を惹起するので採用できない。したがって土地利用の変化（注意深い間伐など）によって表面侵食をコントロールすることが有効であろう。

本論文では対象地域の限られた部分については、山崩れの発生を地形学的な立場からかなり説明することができたが、風化過程や山崩れ以外の営力による削剥についてより具体的な議論が必要である。また崩壊がひん発しなかった岩質の流域についても調査研究を要する。

本研究の遂行に際しては小原村役場ならびに同森林組合の御援助を受けた。また討議と助言をしていた国土地理院の羽田野誠一技官、神戸大学の沖村孝講師、京都教育大学の水山高幸教授、大阪市立大学の平野昌繁助教授ならびに防災研究所地形土壌部門の諸氏に謝意を表す。

参 考 文 献

- 1) 矢山憲二・諏訪兼位・増岡康男：47.7 豪雨に伴う山崩れ、昭和 47 年 7 月豪雨災害の調査と防災研究（科研費報告書）、1973, pp. 92-101.
- 2) 植下 協・桑山 忠：47.7 豪雨による西三河地方の山地崩壊の実態調査、同上, pp. 104-107.
- 3) 河田五郎・片岡 順・綱本皓二：愛知・岐阜県における 47.7 災害の山地災害、同上, pp. 108-112.
- 4) 細井正延：愛知県小原村における山崩れについて、同上, pp. 113-115.
- 5) 奥田節夫・横山康二：水系分布と山くずれ、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）、1977, pp. 16-22.
- 6) 羽田野誠一：斜面形と山くずれ、同上, pp. 23-27.
- 7) 沖村 孝：土層構造と山くずれ、同上, pp. 27-32.
- 8) 田中真吾：リニアメントと山くずれ、同上, pp. 32-36.
- 9) 中西 哲：植生と山くずれ、同上, pp. 41-45.

- 10) 奥田節夫・中西 哲・田中真吾・奥西一夫・中川 鮮・羽田野誠一・大八木規夫・横山康二：愛知県小原村付近における山くずれの調査研究，同上，pp. 102-126.
- 11) 大八木規夫：花崗岩地帯における戦後の顕著な崩壊地域の分布，第13回自然災害総合シンポジウム講演集，1976，pp. 231-232.
- 12) 羽田野誠一：豪雨に起因する表層崩壊危険度調査の一手法，同上，pp. 3-4.
- 13) 網干寿夫・中田雅博：マサ土自然斜面の崩壊と自然試料のせん断強度について，第12回土質工学研究発表会概要集，1977，pp. 885-888.
- 14) 貝塚爽平・木曾敏行・町田 貞・太田陽子・吉川虎雄：木曾川・矢作川流域の地形発達，地理学評論，第37巻第2号，1964，pp. 89-102.
- 15) 日浦啓全・大手桂二・日置象一郎・村上公久：山地における生産土砂量の推定法について，昭和52年度砂防学会研究発表会概要集，1977，pp. 8-9.
- 16) Ruxton, B. P. and L. Berry: The weathering of granite and associated features in Hong Kong, Bull. Geol. Amer., Vol. 68, 1957, pp. 1263-1992.
- 17) 當山道三：土質力学，コロナ社，1958，pp. 235-237.
- 18) 奥西一夫：山腹斜面の表層土調査について，昭和52年度砂防学会研究発表会概要集，1977，pp. 14-15.
- 19) 塚本良三：豪雨型山崩れにみられる2, 3の特性について，第10回災害科学シンポジウム講演集，1973，pp. 303-306.
- 20) 柏谷健二・平野昌繁・奥田節夫：山腹崩壊と地形特性に関して，京都大学防災研究所年報，第19号 B, 1976，pp. 371-383.
- 21) 千葉徳爾：はげ山の文化，学生社，1973.
- 22) 松田博幸・奥西一夫：田上山地の禿山の地形学的特性，京都大学防災研究所年報，第13号 A, 1970，pp. 541-555.
- 23) Carson, M. A. and M. J. Kirkby: Hillslope form and process, Cambridge Univ. Press, 1972, pp. 104-110.
- 24) 小原村教育委員会：災害の記録，昭和47.7豪雨，1973，pp. 2-3.