

阿武隈山地における二、三の土の力学的性質と崩壊に対する斜面の不安定性について

Measurements of Soil Properties and Slope Instability Analysis in Four Small Catchments with Different Bedrock Types in the Abukuma Mountains

寺田 憲一*・廣瀬 孝**・松倉 公憲***

Ken-ichi TERADA, Takashi HIROSE and Yukinori MATSUKURA

I はじめに

筆者等は、ここ数年、阿武隈山地の地質の異なる4つの小流域において、斜面水文学的研究を積み重ねてきた(廣瀬ほか, 1993; 金野ほか, 1993; Hirose *et al.*, 1994). それらの研究の最終目的の一つは、これら4流域における侵食速度(地形変化速度)の差異を明らかにすることである。ところで、流域からの侵食は流域を構成する斜面で生起する種々のプロセスによってもたらされる。したがって、我々は、それらの斜面形成プロセス(あるいはメカニズム)を明らかにしなければならない。

阿武隈山地の斜面においては、斜面崩壊の跡地(新鮮なものは少ないが、数年前や数十年前に起こったと推定されるような崩壊の跡地は稀に観察される)が散在する。そこで、本研究では、上述の「研究の最終目的」の視点にたち、斜面形成プロセスの中から、特に「斜面崩壊」を研究対象とする。すなわち、本研究の目的は、基盤地質の異なる各流域において、それらを構成する斜面が崩壊に対してどのような不安定性(不安定性)をもつか(すなわち、崩壊の発生

しやすさ、あるいはしにくさはどの程度なのか)について検討し、若干の考察を行うことにある。

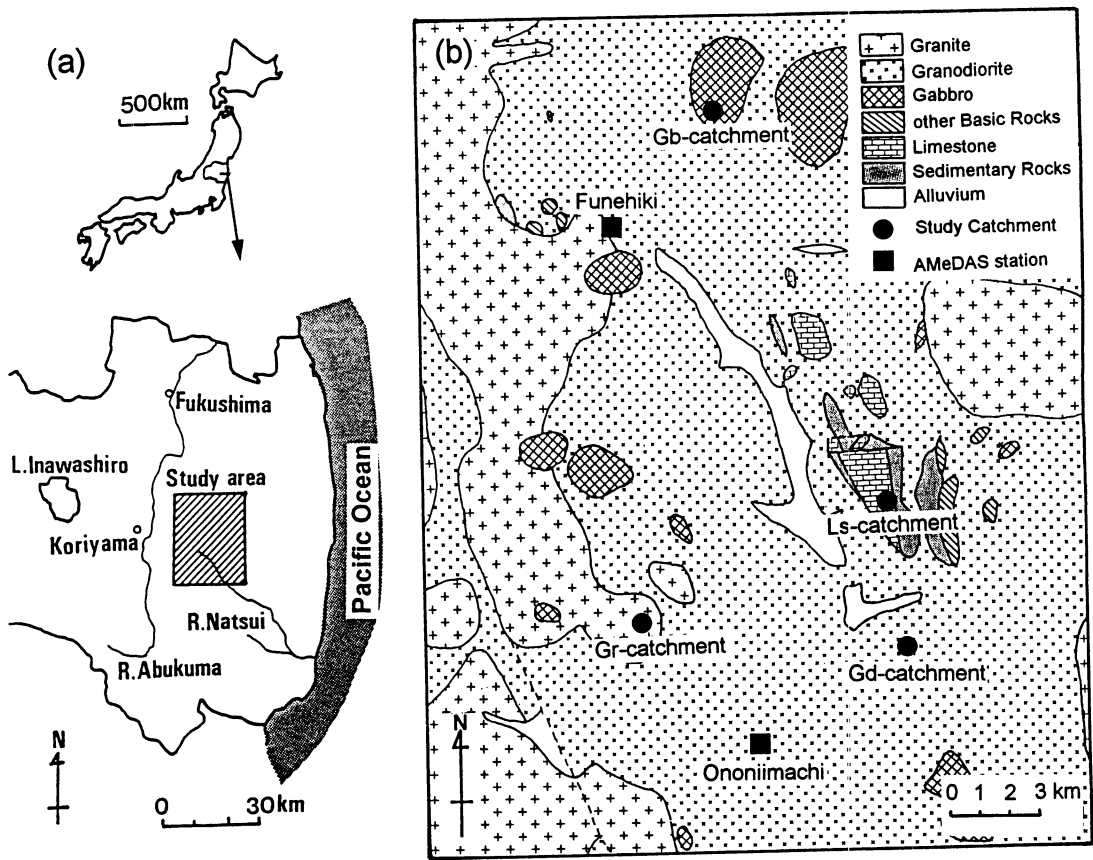
II 調査地域と調査・測定結果

1. 調査地域および調査流域

調査地域は阿武隈山地中部の田村郡小野町から船引町にかけての地域に位置している(第1図)。この地域は標高500m程のなだらかな丘陵面と、いくつかの孤立峰からなっている(小池ほか, 1968)。周辺の地質は主に花崗岩、花崗閃緑岩からなり、そのほかハンレイ岩、石灰岩などが分布している(第1図)。各岩石の生成年代は、花崗岩は白亜紀後期、花崗閃緑岩とハンレイ岩はジュラ紀であり、石灰岩は時代未詳の中・古生代である。なお、石灰岩は花崗閃緑岩の貫入を受けている(大野ほか, 1953; 小池ほか, 1968; 渡辺ほか, 1968)。

花崗岩、花崗閃緑岩、ハンレイ岩、石灰岩の各岩質ごとに1つずつ、調査対象の流域を選んだ(流域の位置を第1図に、流域の地形を第2図に示す)。これらの流域は標高、面積、植生、気象条件などが類似しており、ほぼ同じ条件下にある。

* 筑波大学第一学群自然科学類 ** 筑波大学大学院地球科学研究科 *** 筑波大学地球科学系



第1図 調査地域の位置および地質

ハンレイ岩流域や花崗岩流域では、比較的最近に形成された崩壊跡と明確に認められる斜面がいくつか見られる。調査対象の流域の中で、観察された崩壊跡地の位置は第2図中に示してある。これらはいずれも崩壊深が1m~2mほどの、いわゆる表層崩壊である。一方、花崗閃緑岩や石灰岩流域においては、明瞭な崩壊跡地形らしいものは認められない。

2. 野外調査

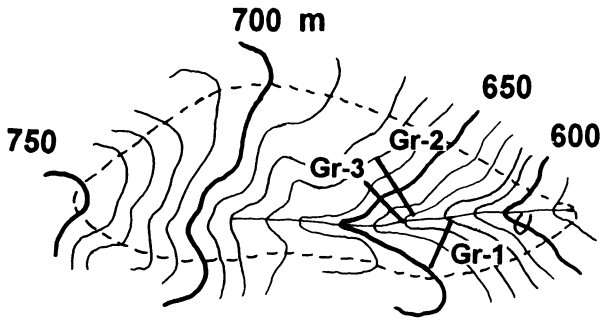
各流域において代表的と思われるいくつかの測線を選定し(測線の位置は第2図に示した)、斜面の縦断形の調査(東京リサーチ株式会社製、斜面測量器による)を行った。その測線の中から、各流域で1~2本の代表的な測線を選定し、そこで貫入試験(土研式簡易貫入試験器による)を行い、土層深の把握と、斜面物質試料の採取(100ccの採土管、お

よびハンドオーガーによる)などを行った。

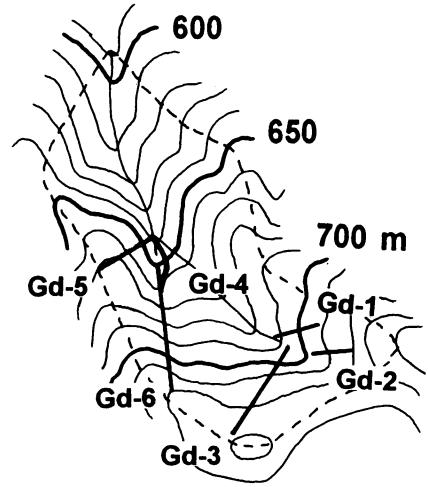
1) 斜面勾配

斜面の縦断形の計測結果を第3図~第6図に示した。縦断形を横切る道路(図中のP)や点在する巨礫(図中のR)、窪地(図中のH:一種のドリーネと思われる)などの起伏はあるものの、各斜面縦断形は比較的スムーズな直線上の形状をとるものが多い。そこで、計測結果をもとに各斜面の「平均勾配」と斜面の「代表勾配」を以下のようにして求めた。平均勾配とは、斜面測量器(1mあるいは2mスパン)によって得られた全測定点の勾配を、単純に平均して得られたものである。また、代表勾配とは、斜面の中から斜面上部の凸型部分(convex segment)や、斜面下部の凹型部分(concave segment)を取り除いた直線部分(rectilinear midslope segment)

花崗岩流域

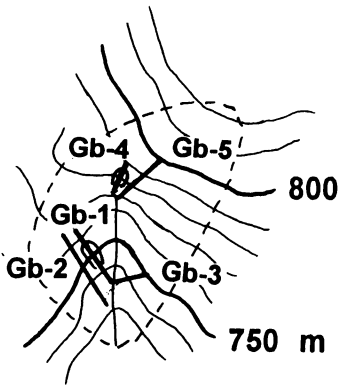
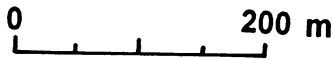


花崗閃綠岩流域

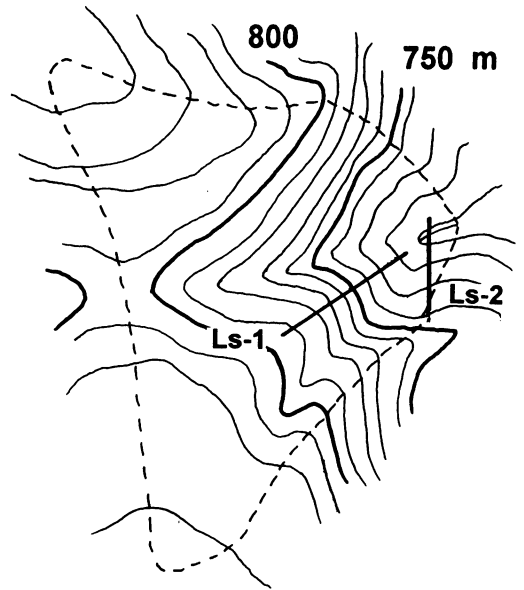


崩壊跡地

測線

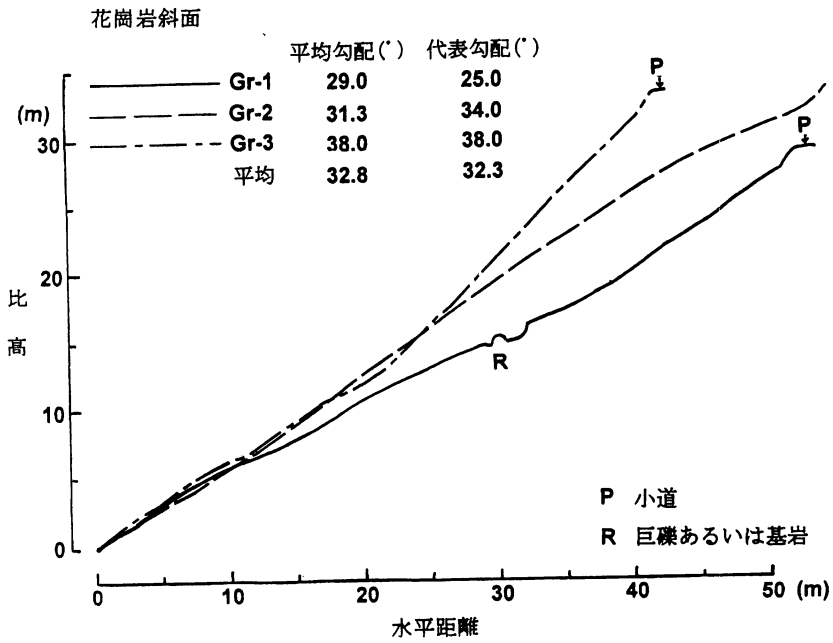


ハンレイ岩流域

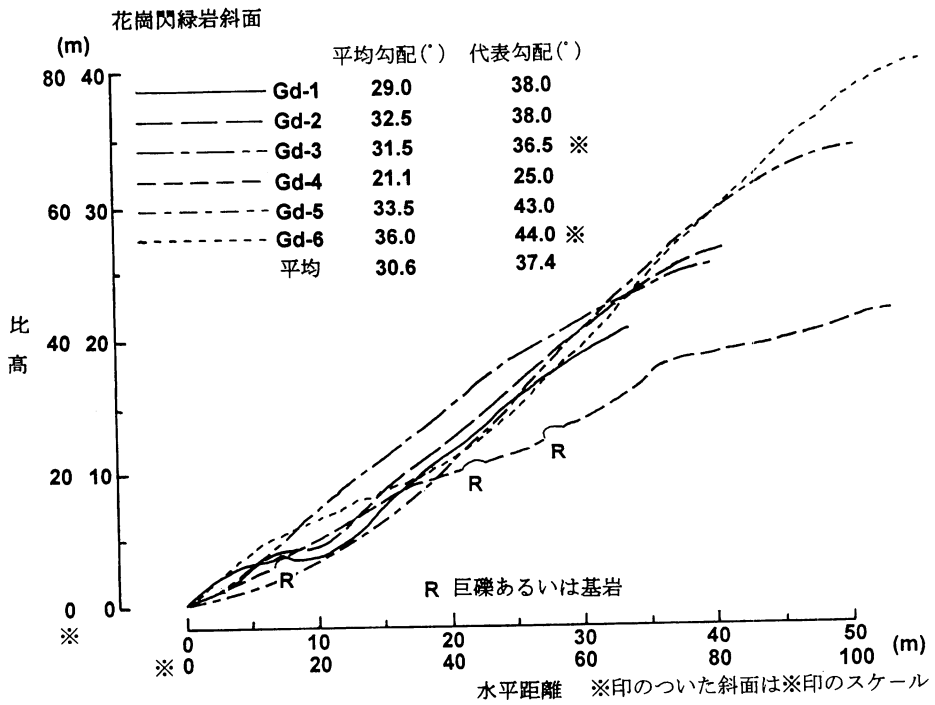


石灰岩流域

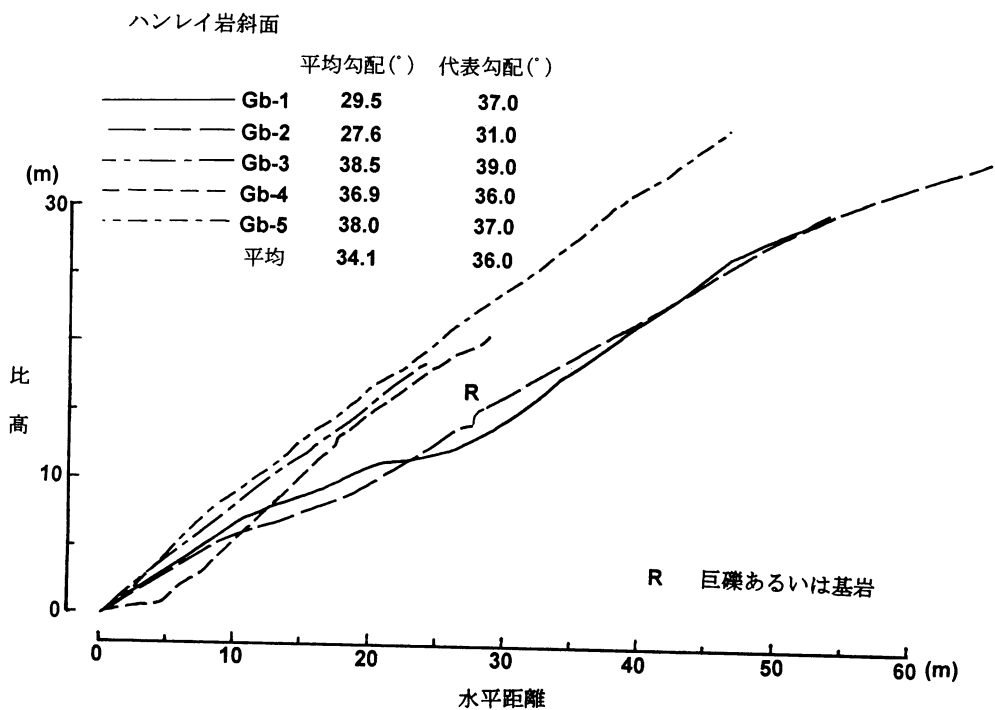
第2図 各流域の地形



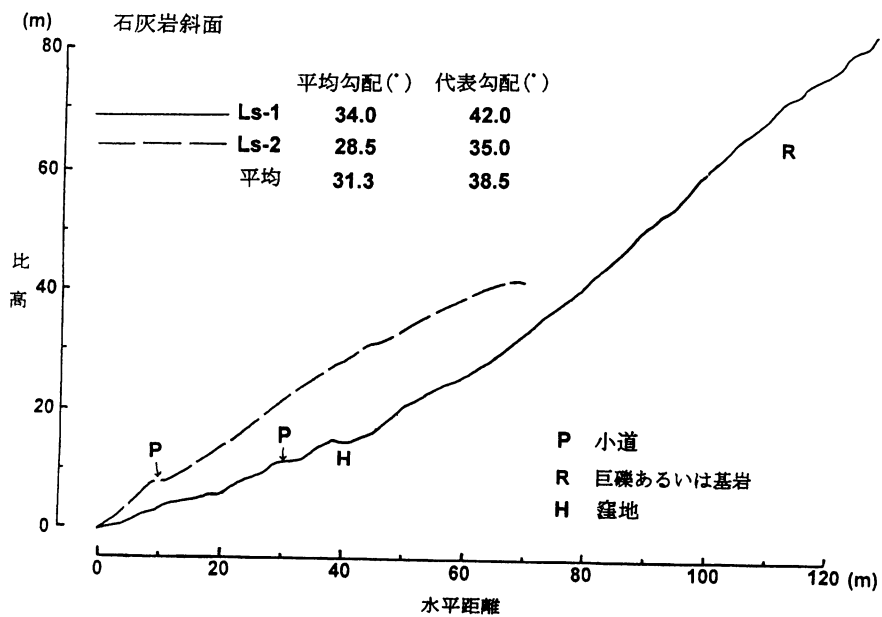
第3図 斜面の縦断形 (花崗岩斜面)



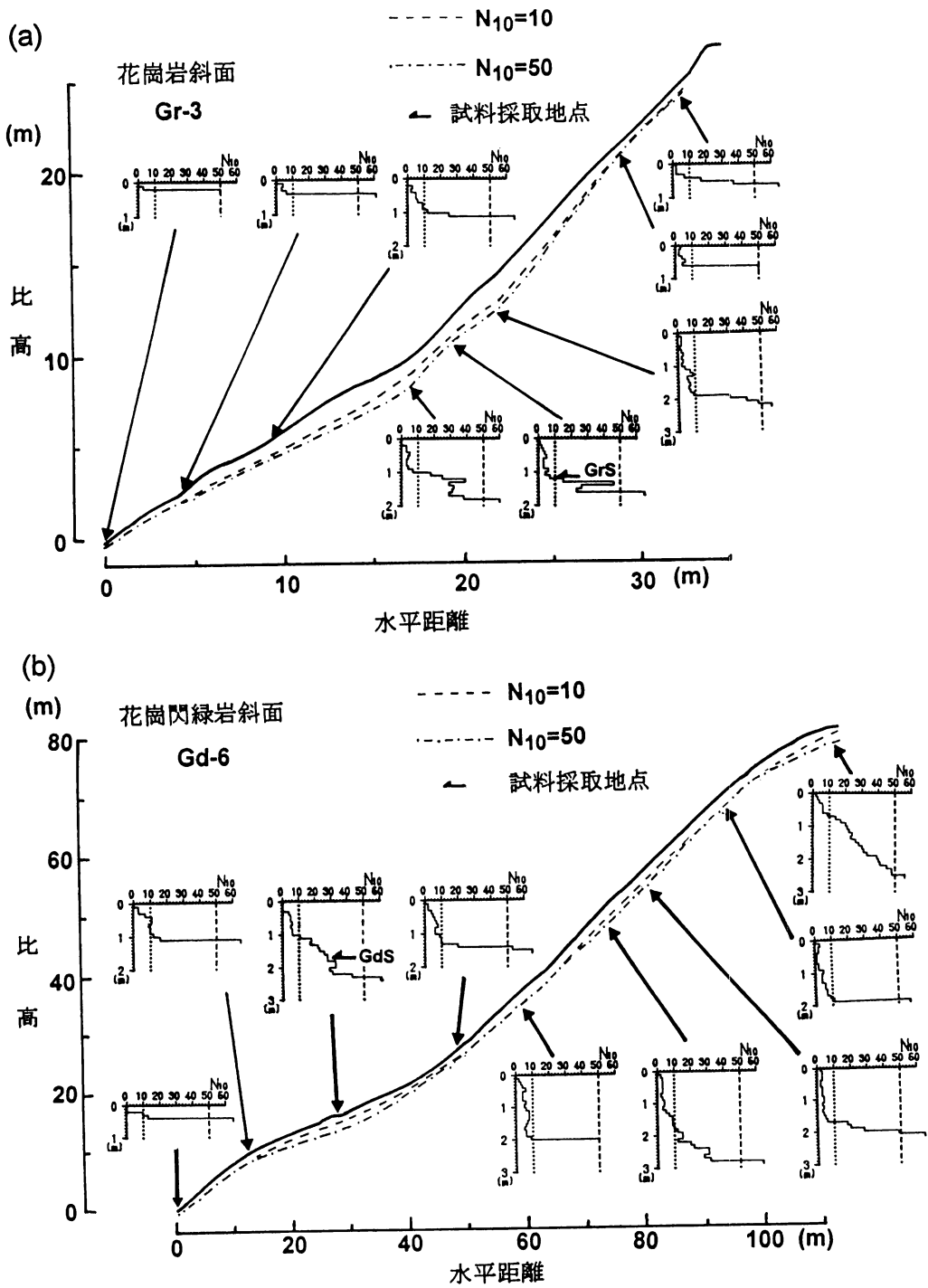
第4図 斜面の縦断形 (花崗閃緑岩斜面)



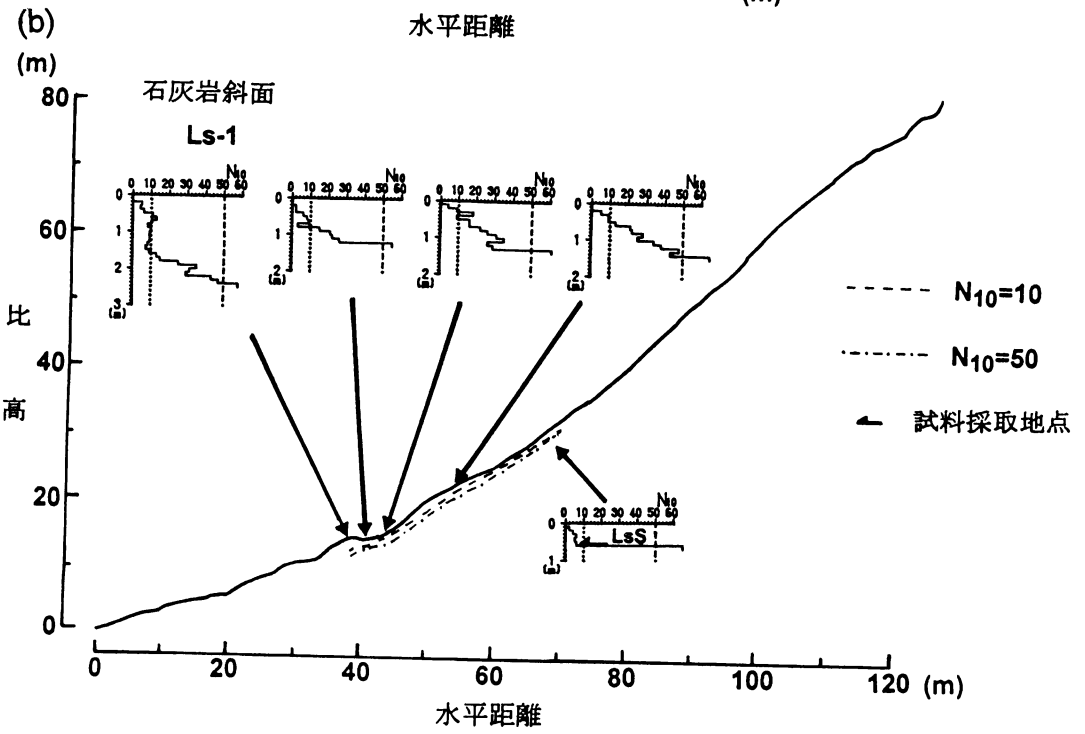
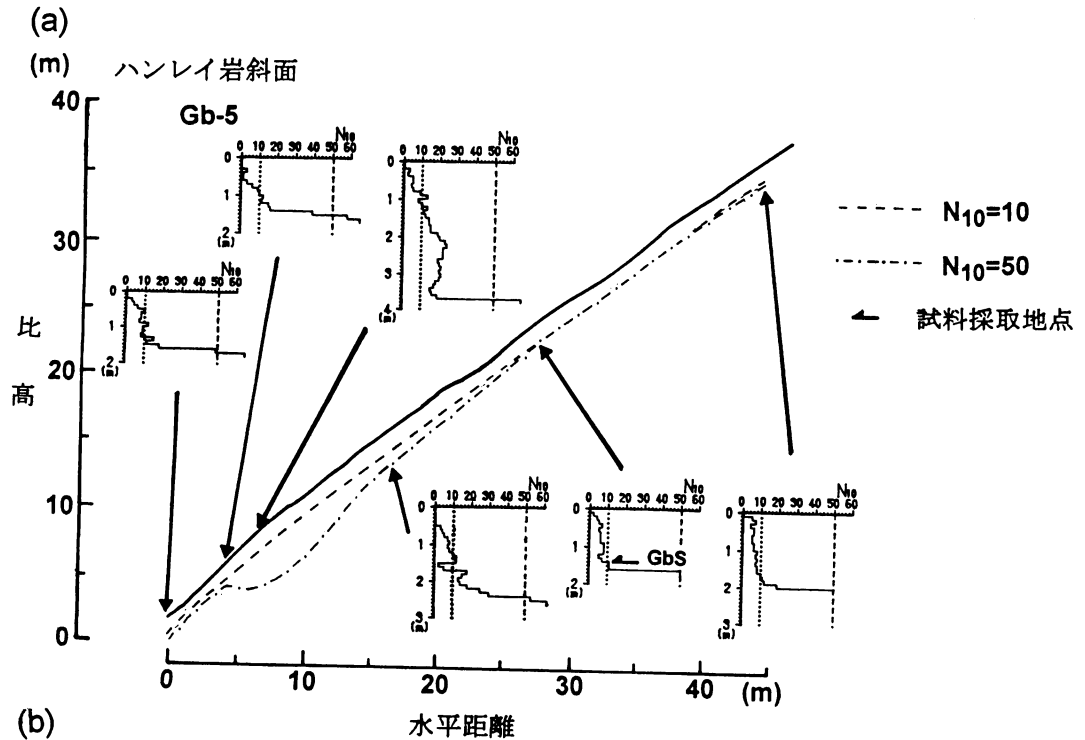
第5図 斜面の縦断形 (ハンレイ岩斜面)



第6図 斜面の縦断形 (石灰岩斜面)



第7図 斜面の土層構造 ((a) 花崗岩斜面, (b) 花崗閃緑岩斜面)



第8図 斜面の土層構造 ((a) ハンレイ岩斜面, (b) 石灰岩斜面)

の勾配をとったものである。これらの平均勾配と代表勾配の値は、それぞれ図中に示した。

それぞれの流域における斜面の平均勾配は、ハンレイ岩斜面が最大(34.1°)で、次いで花崗岩(32.8°)、石灰岩(31.3°)、花崗閃緑岩斜面(30.6°)の順に小さくなる。また、代表勾配は花崗岩、花崗閃緑岩、ハンレイ岩、石灰岩斜面でそれぞれ、32.3°、37.4°、36.0°、38.5°となっている。

2) 斜面の土層構造

貫入試験によって得られた各斜面の土層構造を第7図および第8図に示す。飯田・奥西(1979)に従い、貫入値(N_{10} 値)が10未満($N_{10} < 10$)の層を軟弱層、 $10 \leq N_{10} < 50$ の層を漸移層、 $50 \leq N_{10}$ の層を基岩と呼ぶ。軟弱層と漸移層を合わせて風化層とみなすことにする。

各斜面の土層構造は、以下のようにまとめられる。花崗岩斜面では、軟弱層が良く発達しており(斜面中央部で最大約190cm)、漸移層が比較的薄く、すぐ基岩となる。花崗閃緑岩斜面では、尾根部においてやや厚い漸移層が発達しているものの(約170cm)、斜面中部から下部にかけては漸移層はあまり発達せず、軟弱層が良く発達している(40~200cm)。また、ハンレイ岩斜面では軟弱層が良く発達している(測定斜面全域で100cm以上)。石灰岩斜面では、漸移層が比較的発達しており(斜面中部で40~90cm)、また、軟弱層の発達はあまり良くない(測定斜面全域で約50cm程度)。以上のことから、石灰岩斜面のみが多少漸移層を発達させているが、他の岩質の斜面(特に斜面中部)では漸移層があまり発達せず、軟弱層の発達が顕著であるこ

とがわかる。

3. 室内試験

斜面の安定解析を行う場合、潜在崩壊面(崩壊が発生するとすれば、この面で崩壊する可能性が最も高いとされる面)の物性を把握する必要がある。一般に花崗岩の斜面などで生起する表層崩壊の潜在崩壊面は、基岩の直上の軟弱層中(特に N_{10} 値が10以下の層)で発生することが多い(たとえば、田中・沖村、1976; 日浦ほか、1977; Matsukura and Tanaka, 1983)。このことは、深度方向の安全率をとると、風化土層の最下部(すなわち基岩直上)付近においてそれが最小になることから説明される(Matsukura, 1984)。したがって、ここでも N_{10} 値が10前後を示す風化土層の最下部付近から試料を採取して、その物性(物理的性質と力学的性質、特にせん断強度など)を計測することにした。実際の試料採取地点およびその深さについては第7図~第8図中に示した。

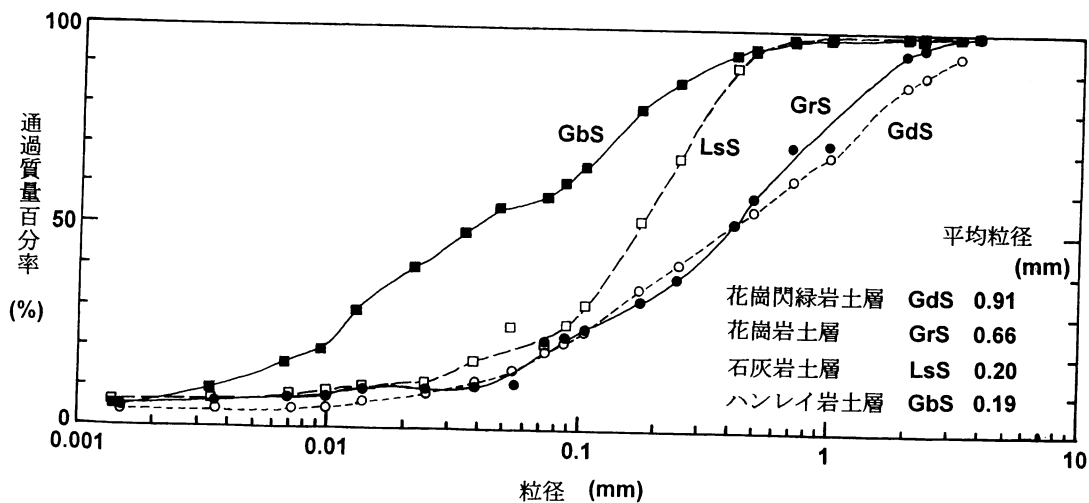
1) 物理的性質

土質試験法に従って斜面物質の物理的性質を調べた。その結果を第1表に示した。真比重はハンレイ岩土層が2.87と最も大きく、花崗岩、花崗閃緑岩土層は2.67、2.70と比較的小さい。乾燥密度は花崗岩(1.51 g/cm³)、花崗閃緑岩(1.51 g/cm³)土層では大きく、ハンレイ岩(0.77 g/cm³)、石灰岩(0.80 g/cm³)土層では小さい(第1表参照)。

粒度分析の結果を第9図に示す。粒径加積曲線をもとに平均粒径($(\phi_{84} + \phi_{16})/2$ (ϕ を粒径とする))を求めた。ハンレイ岩土層の平均粒径は0.19mmと最も細かく、次に石灰岩土層(0.20mm)、花崗岩土

第1表 斜面構成物質の物理的・力学的性質

試料名	花崗岩土層	花崗閃緑岩土層	ハンレイ岩土層	石灰岩土層
	GrS	GdS	GdS	LsS
深さ (cm)	115-130	110-130	145-155	40-50
真比重	2.67	2.70	2.87	2.75
間隙比	0.77	0.79	3.71	2.45
乾燥密度 (g/cm ³)	1.51	1.51	0.77	0.80
自然含水比 (%)	7.6	23.6	81.1	46.1
飽和密度 (g/cm ³)	1.94	1.95	1.40	1.51
粘着力 c' (kgf/cm ²)	0.223	0.563	0.182	0.065
せん断抵抗角 ϕ' (°)	42.1	48.0	38.6	42.0



第9図 粒径加積曲線

層 (0.66mm), 花崗閃緑岩土層 (0.91mm) の順に粗くなっている。

2) 力学的性質 (せん断強度)

一般に表層崩壊は豪雨時に発生することから、かなり含水比の高い状態での土のせん断強度を知る必要がある。そこで、ここでは飽和状態でのせん断強度を計測した。具体的な試験方法は以下のようにした。(1) 直径6cmのせん断箱に詰めるときに自然状態の密度になるように試料重量を取る。(2) 水を加えてよくかき混ぜたのちせん断箱に詰める。(3) 4種類の垂直荷重 (0.3, 0.6, 0.9, 1.2kgf/cm²) をかけ、所定の体積になるまで待つ。(4) せん断速度 1.0mm/minのひずみ制御とし、せん断変位が約8mmに達するまでせん断する。

得られた結果は以下のようになった。せん断強度定数である粘着力 c' 、せん断抵抗角 ϕ' は、花崗閃緑岩土層で $c'=0.563\text{kgf/cm}^2$ 、 $\phi'=48.0^\circ$ 、花崗岩土層で $c'=0.223\text{kgf/cm}^2$ 、 $\phi'=42.1^\circ$ 、石灰岩土層で $c'=0.065\text{kgf/cm}^2$ 、 $\phi'=42.0^\circ$ 、ハンレイ岩土層で $c'=0.182\text{kgf/cm}^2$ 、 $\phi'=38.6^\circ$ であった。 ϕ' の値を比較すると花崗閃緑岩土層が最も大きく、次に花崗岩、石灰岩、ハンレイ岩土層の順に小さくなっており、平均粒径の大きさの順と対応している。これは、土層を構成している粒子の物理的な噛み合わせが、力学的強度定数 ϕ' に反映されていることを示してい

るのであろう。

III 斜面の安定解析

1. 安定解析の式

(1) 調査対象の斜面縦断面形の多くがほぼ直線上であること、(2) 二、三の崩壊跡地の観察から、それらの崩壊面が斜面とほぼ平行であること、などの理由から、Skempton and DeLory (1957) の安定解析を用いることにする。

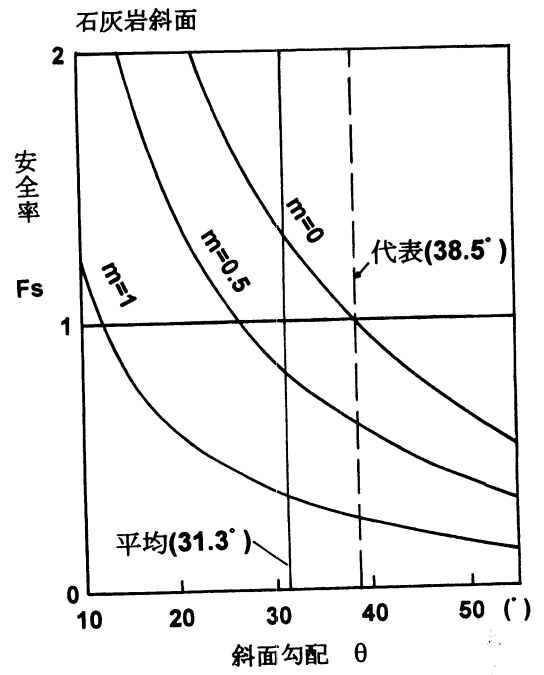
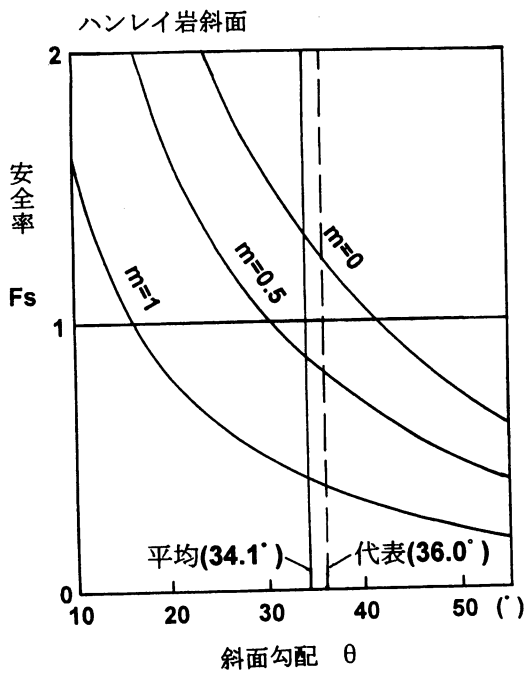
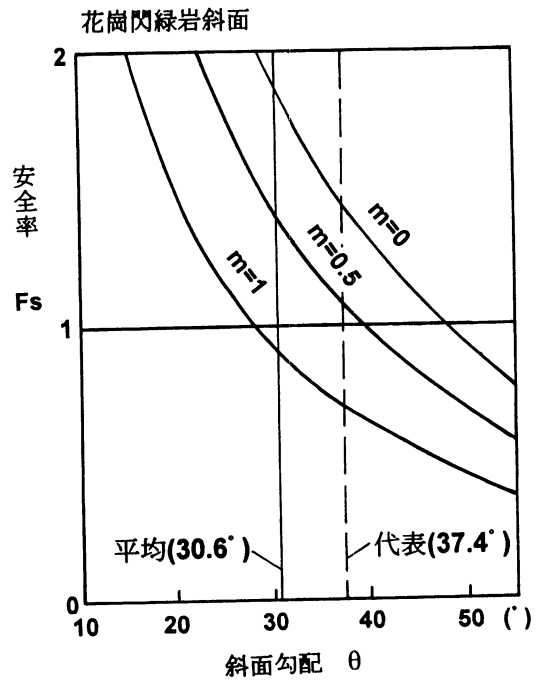
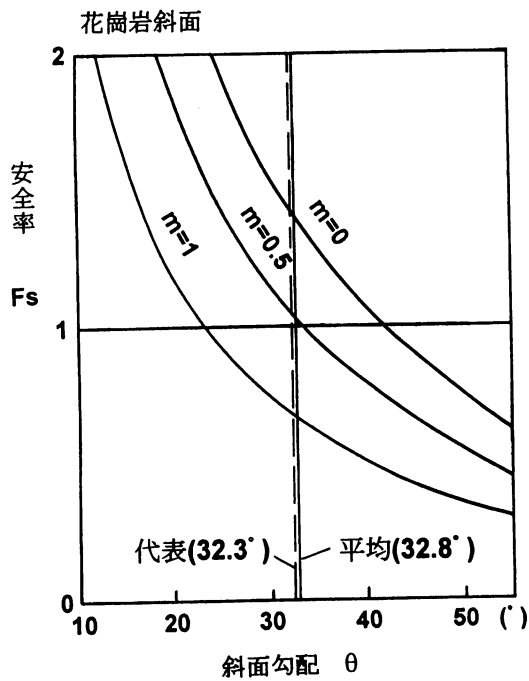
この解析によると斜面の安全率 (F_s) は次式で表される。

$$F_s = \frac{c' + (\gamma_{sat} - m\gamma_w)z \cos^2 \theta \tan \phi'}{z\gamma_{sat} \sin \theta \cos \theta} \dots\dots\dots (1)$$

ここで、 γ_{sat} は土の飽和密度 (g/cm^3)、 z は崩壊面までの鉛直深 (cm)、 θ は斜面勾配 ($^\circ$)、 γ_w は水の密度 (g/cm^3)、 c' と ϕ' はそれぞれ、土の飽和状態における粘着力 (kgf/cm^2) とせん断抵抗角 ($^\circ$) を示す。また、 m は地下水位を示すパラメーターで次のように定義されている。

$$m = 1 - \frac{z_w}{z} \dots\dots\dots (2)$$

ここで、 z_w は地下水面の鉛直方向の深さ (cm) を示す。地下水面が地表面に一致するときは $m=1$ であり、崩壊面に一致するときは $m=0$ である。(1)式において、分母は斜面下方へのせん断力を示し、分



第10図 斜面勾配と安全率との関係

子はそれに対する抵抗力を示している。したがって、 $F_s > 1$ のとき斜面は安定であり、 $F_s < 1$ のときに不安定となる。 $F_s = 1$ のとき斜面は限界安定状態であり、このときの斜面勾配は一般に限界安定斜面勾配（以下、限界勾配と略記する）と呼ばれる。

2. 解析に用いた値

各流域における土層プロファイルの測定結果（第7図～第8図）をもとに、潜在崩壊面の深さを、花崗岩斜面においては $z = 120\text{cm}$ 、花崗閃緑岩斜面においては $z = 120\text{cm}$ 、ハンレイ岩斜面においては $z = 150\text{cm}$ 、石灰岩斜面においては $z = 45\text{cm}$ と見積もった。また崩壊時に地下水位がどこまで上昇するかというデータは得られていないので、(1)式に m 値が 0, 0.5, 1 の3ケースを与えて安定解析を行うことにする。

3. 解析結果

各々の斜面における、安全率 F_s と斜面勾配 θ との関係の求めたのが、第10図である。このグラフからそれぞれの値において、花崗閃緑岩斜面の限界勾配 (48.0° ($m=0$), 39.0° ($m=0.5$), 28.5° ($m=1$)) が最も大きく、逆に、ハンレイ岩斜面では最も小さい (38.5° ($m=0$), 27.0° ($m=0.5$), 12.5° ($m=1$)) ことが読み取れる。

また、力学的性質以外の諸条件がほぼ一致している (z が 120cm で同じであり、 γ_{sat} もほぼ同じ) 花崗岩斜面と、花崗閃緑岩斜面についてみると、 c' 、 ϕ' が大きい花崗閃緑岩斜面のほうが、それぞれの m 値において花崗岩斜面より限界勾配が大きい。すなわち、土の力学的性質、特に ϕ' が大きい土からなる斜面においては限界勾配が大きい。花崗岩斜面と石灰岩斜面とを比較すると、 $m=0$ における限界勾配は 42° で同じであるが、 $m=0.5$ の条件においては、花崗岩斜面で 34.0° 、石灰岩斜面で 31.0° と花崗岩斜面の方が石灰岩斜面より限界勾配が大きくなり、 $m=1$ の条件になるとその差はさらに増大する (花崗岩斜面で 23.5° 、石灰岩斜面で 17.0°)。すなわち、石灰岩斜面は地下水位が上昇するほど限界勾配の減り幅が大きくなる。このことはハンレイ岩斜面についてもいえる。この原因として、斜面物質の間隙比の違いが考えられる。花崗岩、花崗閃緑岩

両斜面の斜面物質は、間隙比が $0.65 \sim 0.8$ と小さいのに対し、ハンレイ岩、石灰岩斜面の斜面物質は、 $1.5 \sim 3.7$ と大きい。そのため密度が小さく、地下水位上昇にともなう間隙水圧の増大による影響を受けやすいのであろう。

IV 考察およびまとめ

前述の解析では限界安定勾配を求めたが、ここでは斜面の平均勾配と代表勾配の、それぞれの平均値を用いて、斜面の安全率を求めてみよう。第10図中に、それぞれ、II-2で求めた各流域の平均勾配と代表勾配のラインを書き込んだ。 $m=0$ の条件においては、いずれの斜面においても平均勾配と代表勾配のどちらをあてはめても、それらの安全率は全て1以上であり、地下水面が崩壊面以下ならば全ての斜面が安定であることが分かる。また、 $m=0.5$ の条件においては、花崗岩および花崗閃緑岩斜面では、安全率が1以上であるが、ハンレイ岩、石灰岩斜面では平均勾配、代表勾配に対して、安全率は1を切る。 $m=1$ の条件になるとほとんど全ての斜面で安全率が1よりかなり小さくなり、斜面が不安定になることを示している。以上のように、第10図の全体の傾向を見ると、花崗閃緑岩斜面がもっとも崩壊に対して安定であり、次に花崗岩、ハンレイ岩・石灰岩斜面の順に不安定性が増加することが読み取れる。

前述したように、花崗岩とハンレイ岩の流域においては、崩壊跡と明確に認められるものがそれぞれ、1, 2ヶ所みられ (第2図)、花崗閃緑岩斜面にはみられない。解析で最も安定性の高いという結果を示した花崗閃緑岩の流域で崩壊が認められず、比較的安定性の高い花崗岩やハンレイ岩の流域で崩壊が発生しており、この3流域に限ると解析結果は野外の観察事実と調和的である。

これらの流域とは逆に、石灰岩の斜面は解析では不安定性が高いにもかかわらず、現地では崩壊は全く観察されない。その理由は以下のように考えられる。石灰岩の基盤は他の岩質に比較して、ジョイントやクラックが極めて多い。したがって石灰岩斜面では、土層を通過した水が基岩中の割れ目などに流

れ込みやすいと考えられる。事実、調査対象斜面でもドリーネらしき窪地が観察されている(第6図参照)。このように土層に水が貯留されにくいことから、地下水面が上昇しにくく、斜面の安全率が低下しにくくなるのであろう。石灰岩斜面の土層構造において、漸移層が比較的良く発達していることも、石灰岩の流域において、崩壊のような突発的マスマーブメントがほとんど発生しないという見解を支持するものであろう。

石灰岩斜面の事例をひもとくまでもなく、斜面上(風化土層中)の水の挙動が種々のマスマーブメントに与える影響は大きい。そこで筆者らも本調査地域において、通常の降雨時における斜面水文学的なデータの把握に努めている(廣瀬ほか, 1993; 金野ほか, 1993; Hirose *et al.*, 1994)。しかし、表層崩壊が発生するような豪雨時に、土層中の水の動き(地下水位の上昇)がどのようなかについての情報は得られていない。したがって本研究においても、水位に関するパラメーターの値を仮定して解析を行わざるを得なかった。今後に残された課題である。

また本研究では斜面形成プロセスの中から表層崩壊のみを取り上げて、斜面の不安定性を議論したに過ぎない。いずれの流域においても、崩壊以外の斜面プロセスによっても斜面の変化が起きているはずである。したがって斜面の長期にわたる発達を知るためには、どのような斜面プロセスがどのような頻度(比率)で生起しているかについて追求していかなければならないであろう。

謝 辞

野外調査においては、地球科学研究科の宮岡邦任、松谷 順、環境科学研究科の長井秀文、自然科学類の国方 亮、鈴木睦仁の諸氏に多大の協力をいただいた。せん断試験を行うにあたっては、大阪教育大学の水野恵司助教授に、種々のアドバイスをいただいた。以上の方々に深く感謝いたします。本研究の一部には、文部省科学研究費補助金(一般B, 課題番号: 05452340)を使用した。

文 献

- 飯田智之・奥西一夫(1979): 風化表層土の崩壊による斜面発達について. 地理学評論, **52**, 426-438.
- 大野勝次・砥川隆二・渡辺岩井・柴田秀賢(1953): 北部阿武隈高原東南地域の地質—阿武隈高原の地質学的岩石の研究(其の5)—. 東京教育大学地鉱教室研報, **2**, 79-89.
- 小池一之(1968): 北阿武隈山地の地形発達. 駒沢地理, **4&5**, 109-126.
- 金野 博・廣瀬 孝・恩田裕一・松倉公憲(1993): 阿武隈山地小流域における土砂流出について. 筑波大学水理実験センター報告, **18**, 99-104.
- 田中 茂・沖村 孝(1976): 自然斜面の土層構造と山崩れ深さの関係について. 第13回自然災害シンポジウム講演集, 237-238.
- 日浦啓全・大手桂二・日置象一郎・村上公久(1977): 山地における生産土砂量の推定法について(I). 昭和52年度砂防学会研究発表会概要集, 8-9.
- 廣瀬 孝・恩田裕一・松倉公憲(1993): 異なる基盤岩石からなる小流域の流出特性について. 筑波大学水理実験センター報告, **17**, 57-64.
- 渡辺万次郎・三本杉己代治・鈴木敬治・水戸研一(1968): 20万分の1 福島県地質図. 福島県.
- Hirose, T., Onda, Y. and Matsukura, Y. (1994): Runoff and solute characteristics in four small catchments with different bedrocks in the Abukuma Mountains, Japan. *Trans. Japan. Geomorph. Union*, **15A**, 31-48.
- Matsukura, Y. (1984): Soil slips of two grass slopes in Mino-Mikawa Mountains, central Japan. *Ann. Rep. Inst. Geosci. Univ. Tsukuba*, **10**, 59-62.
- Matsukura, Y. and Tanaka, Y. (1983): Stability analysis for soil slips of two grass-slopes in southern Abukuma Mountains, Japan. *Trans. Japan. Geomorph. Union*, **4**, 229-239.
- Skempton, A. W. and DeLory, F. A. (1957): Stabil-

ity of natural slopes in London Clay. *Proc. 4th
Int. Conf. Soil Mech. Found. Engng., London, 2,*
378—381.