

花崗岩斜面土層の発達過程と 安定性に関する研究

逢坂 興 宏

Process of the Development of Soil
Profile and their Stability
on Granite Slopes

Okihiro OHSAKA

Summary

A new classification of soil profile patterns was proposed to clarify the process of soil stratification. The distribution and stability of soil profile patterns was investigated on weathered granite slopes. The results are summarized as follows :

- (1) The simple dynamic cone penetration test was carried out at 156 points of weathered granite slopes in the northeast part of Aichi Prefecture. The soil profiles were expressed by N_c -value of the penetrometer. The soil profiles were classified into six patterns. The slope is classified and divided into nine slope units by contour line and slope position.
- (2) The thickness of soil horizons and the distribution of soil profile patterns was investigated on the test field. The results showed that divergent slope unit has residual soil profile patterns and middle and lower slope of convergent slope unit has deposit soil profile patterns.
- (3) A model that soil profile patterns are formed by creeping and deposition of soil and weathering of the underlaid materials on a unit slope was constructed. The process of soil stratification has four course and main course on each slope forms was presumed by the distribution of soil profile patterns.
- (4) The test field map was divided into 440 cells with $5m \times 5m$ quadrates. The subsurface water level of each cell was estimated by using a runoff model based on saturated-unsaturated DARCY's law. The safety factor of each cell was computed by the infinite slope stability model with equations of relationship between N_c -value and C , ϕ , γ_d . The result showed that the process of soil stratification was different with slope forms and middle slope of convergent slope unit has the cycle of slope failure.

目 次

Summary	1
1. 緒論	3
1.1 はじめに	3
1.2 過去の研究	3
1.3 本研究の目的及び構成	5
2. 調査地の概要及び研究の方法	7

平成5年10月15日受領

静岡大学農学部森林資源科学科

Dept. Forest Resources Sci., Faculty of Agric., Shizuoka Univ.

2.1	調査地の概要	7
2.2	土層断面の測定方法	8
2.3	土層断面の層位区分	8
2.4	土層断面のパターン分類	9
2.5	斜面微地形分類	11
3.	斜面土層断面の形成概念モデル	12
3.1	土層断面の形成機構の特徴	12
3.2	土層断面の形成概念モデル	12
3.3	土層断面の形成条件と土層構造パターン	13
4.	斜面微地形と土層断面の関係	14
4.1	測定結果の整理	14
4.2	結果及び考察	14
4.2.1	斜面縦断面の特徴	14
4.2.2	斜面タイプと土層厚の関係	16
4.2.3	斜面タイプと土層構造パターンの関係	19
4.2.4	限界土層厚について	21
4.3	まとめ	23
5.	斜面微地形と土層断面からみた土層の安定性	23
5.1	斜面土層の安定性解析の流れ	23
5.2	対象山腹斜面のメッシュ分割	23
5.3	浸透流解析及び土層構造を考慮した斜面安定解析モデル	24
5.3.1	斜面安定解析	25
5.3.2	浸透流解析	25
5.4	解析式のパラメーター	27
5.4.1	斜面安定解析式のパラメーター	27
5.4.2	浸透流解析式のパラメーター	28
5.5	結果及び考察	28
5.5.1	斜面安全率の経時変化	28
5.5.2	斜面微地形と土層の安定性	30
5.5.3	土層構造パターンと土層の安定性	31
5.6	まとめ	31
6.	斜面土層の発達過程の推定	32
6.1	土層構造の発達経路のモデル化	32
6.2	土層厚の経時変化に関する推定	33
6.3	土層構造の主要な発達経路の推定	34
6.4	土層構造の発達過程と土層の安定性	34
7.	総合考察	37
8.	結論	39
	引用文献	40
	謝辞	43
	摘要	43

1. 緒 論

1.1 はじめに

日本列島はユーラシア大陸の東側に位置する変動帯に属し、温暖湿潤多雨の気候により山地の地形は急峻で、多様性に富んでいる。風化・変質した脆弱な基盤をもつ急勾配の山腹斜面上では、たえず風化・侵食作用が働き、山地は解体されていく。山地の開析過程としての自然現象である斜面崩壊はしばしば災害を発生させ、人的にも大きな被害を与え、社会的に大きな問題となっている。斜面崩壊の中でも集中豪雨時に表層の風化堆積物が滑落する表層崩壊は、都市近郊や山村集落に接近した低起伏山地において発生することが多い。表層崩壊は規模は小さいが崩壊発生密度は高く、崩壊土砂は土石流化してしばしば甚大な災害をもたらしてきた。このため、土砂災害のなかでも表層崩壊の予知・予測は緊急の課題である。

近年、表層崩壊に関する研究において雨水の浸透・流出を3次元的に処理し、表層崩壊を3次元地形上で予知・予測する研究(沖村他、1985; 平松他、1990)がおこなわれ一定の成果が得られつつある。しかし、ここで最大の問題は数値シミュレーションにおいて、パラメータとして用いられる潜在崩壊物質の厚さ(土層厚)及び土の力学的性質(土質強度等)が斜面上にどのように分布しているかがわかっていないことである。この潜在崩壊土層の斜面上の分布の実態を明らかにし、地表面からの予測手法を確立することが課題となっている。

一方、表層崩壊に関する実態調査からは、崩壊は同じ場所で繰り返し発生すること(Shimokawa & Jitousono、1989)、崩壊跡地では表土の再形成が進行していること(Shimokawa、1984)などが報告されている。このように斜面上の土層厚は崩壊後経時的に増加し、地形とも関わりあって形成(山田、1955)され、層構造を形成していくと考えられる。さらに、凹型斜面(0次谷流域)で崩壊発生の頻度が高いこと(塚本他、1973; 片岡他、1976)、崩壊現象は谷の発達過程であること(塚本、1973)などが指摘されている。これらの事実は、崩壊跡地の斜面上の土層と未崩壊斜面上での土層では土層断面形成の履

歴が異なっていることを示唆するものである。地表面から土層断面を推定するためには微地形を考慮した斜面土層の形成過程を明らかにする必要がある。以上の事実を表層崩壊現象から整理してみると次のようになる。

表層崩壊跡地→潜在崩壊土層の形成[崩壊跡地→風化の進行、表土の移動・堆積→土層断面の形成・発達(斜面微地形関与)]→表層崩壊の発生[雨水の集中(斜面微地形関与)→斜面安全率の低下($F_s < 1$)→崩壊発生]→崩壊跡地

すなわち山腹斜面上の諸現象は「崩壊跡地→潜在崩壊土層の形成→崩壊発生→土層の再形成」のサイクルとして捉えられることができる。本論文は上記の観点に立ち調査、解析を行なうものである。このように斜面微地形～土層断面～土層の安定性の3者は斜面土層の発達過程を通して密接に関係しあっていると考えられる。この3者の関係については未解明の点が多く、これを明らかにすることが表層崩壊に関する研究の進展の上で重要と考える。

山腹斜面上の土層断面の実態を明らかにし、それを防災上で有効に利用するためには、迅速かつ簡便で多数の測定が容易にできる測定機が要求される。このため本研究では斜面調査において広く使用されている簡易貫入試験機を用いた。なお、本論文で使用する“土層構造”の用語は、簡易貫入試験の値(N_c 値)で数値表現された土層断面を指す。

1.2 過去の研究

本研究では表層崩壊現象を斜面上における潜在崩壊土層の形成、発達、消滅、再形成のサイクルとして捉え、この過程を通して斜面微地形の発達が行なわれているとみなして解析を進めた。表層崩壊に関する従来の研究を、本論文の主題である斜面微地形～土層断面～土層の安定性に関する研究を中心に整理すると次のようになる。

近年、表層崩壊の発生を物理機構に基づく数値シミュレーションによって予知・予測する研究が進んだ。これは豪雨による表層崩壊の発生機構は雨水の浸透、集中によって地下水位を発生、上昇させ、その結果として安全率が低下する物理現象と捉え解析している。沖村他(1985)は3次元メッシュ地形図上で雨水の集中効果を評価し、崩壊の発生場

を予測した。ここでは雨水の鉛直浸透過程は無視されたが、平松他(1990)は雨水の浸透・流下過程を飽和・不飽和浸透流解析によって再現し、さらに降雨波形が安全率の低下に及ぼす影響を評価した(平松他、1992)。これらの研究は山腹斜面中の雨水の浸透・流出過程に関する近年の水文学の成果を取り入れたものであり、窪田他(1987、1988)によって提案され、ハイドログラフ、水分量、地下水位発生位置等の良好な再現を可能にした3次元浸透流解析モデルの成果の流れを引き継ぐものである。

しかし、数値シミュレーションを行なうに当たって最大の問題は、地表面地形から斜面内部情報(土層厚、土質定数の鉛直分布等)を推定することが困難なことである。斜面の安定解析において、斜面傾斜角とともに土層厚は安全率の変化に最も大きな影響を与えることが感度分析等により知られている(沖村、1982)。現在、斜面微地形から土層厚を推定する研究がすすめられている(沖村、1989; 沖村・宮城、1991)が、地形発達史的な検討が必要である(小橋、1990)と指摘されているように、斜面微地形を考慮した土層断面の分布とその形成過程を明らかにする必要がある。

表層崩壊の実態を把握する調査・研究においては、しばしば統計的手法によって崩壊の要因分析が行われてきた。崩壊発生には斜面勾配が影響し、傾斜30°を境にして崩壊頻度が異なること(安江・大久保、1973; 志水、1977; 丸井、1981)、さらに急な斜面ほど崩壊が発生しやすい傾向があること(建設省土木研究所、1976)が報告されている。また、凹型斜面(0次谷流域)で崩壊発生の頻度が高いこと(塚本他、1973; 片岡他、1976)、そのため表層崩壊現象は谷の発達過程であること(塚本、1973; 宮城、1979)が指摘されており、表層崩壊は雨水の集中しやすい、急傾斜斜面において頻度高く発生するとまとめることができる。しかし、それは数値的な説明までには至っていない。

表層崩壊は同じ場所で繰り返し発生することが崩壊跡地の履歴調査によって指摘されている(Shimokawa、1984; 下川他、1989)。崩壊跡地での表土の再形成過程の存在は牧草の生産量を指標としての説明(Douglas &

Trustrum、1986)や樹木年輪による推定(Shimokawa、1984)などによって指摘されている。この表土の再形成過程は潜在崩壊物質の蓄積過程とみなすことができる。表土が定常状態の厚さに達するのに要する期間は花崗岩斜面で約250年(Shimokawa、1984)、シラスで約500年(下川他、1989)と推定され、これにより表層崩壊の周期性が明らかになってきた。

崩壊跡地では表土が形成されていく過程で、土の厚さの増大とともに性質の鉛直分布が変化すると考えられるが、上記調査(Shimokawa、1984; 下川他、1989)においては土層厚の測定のみであり、土層断面の性質は測定されていない。斜面土層断面の剪断強度の鉛直分布は深さ方向に変化することが、表層崩壊を起こしやすい花崗岩斜面で測定されている(丸井、1981)。また土壌層位が微地形と関係することは土壌断面調査で古くから知られている(山田、1955)。このように斜面土層断面の厚さと性質の分布は斜面上で3次元的に変化しているが、前述した数値解析(沖村他、1985; 平松他、1990)において、これらの斜面土層の分布特性を取り入れた解析を行なうための基礎試料がそろっていないのが現状である。斜面上の土層の厚さや性質を把握するためには多数の測定が必要となるが、面的なサンプリングは不可能である。山地の急斜面上の土層構造を迅速にかつ簡便に測定するためには小型、軽量の機器が好ましい。そのため山地斜面上での使用を目的とした簡易貫入試験機の開発が行われた(大久保・上坂、1971)。以降これは表層崩壊に関する調査、研究において多用されるようになった。その後、簡易貫入試験の値と土質強度定数等の対応関係を調べた研究(沖村・田中、1980)や、土層構造をパターン分類した研究(奥西・飯田、1978; 逢坂・塚本、1988)が行われた。また、簡易貫入試験機を用いて土層厚・土層構造の違いと崩壊の関係を論じた研究(恩田、1989)や、流出との関係を論じた研究(寺島・諸戸、1990)など斜面内部構造から崩壊、流出現象を説明する試みが行われてきた。しかし斜面微地形と土層断面の分布や崩壊との関係をこれ以上深く研究するまでには至っていない。

水の浸透・流出機構の解明は広い分野で進

展しつつある。森林水文学の分野でも流域における土層厚・土層構造の分布が降雨の浸透・流出の観点から重視され、山地斜面における降雨・流出機構を明らかにするための基本的測定項目になりつつある(塚本・太田、1984;野口、1985;窪田、1987;太田、1988)。表層崩壊の発生要因である雨水の浸透、流出機構を解明することは、崩壊発生の予知・予測の研究を行なっていく上で重要である。

以上のように表層崩壊現象に関する研究は崩壊の予知(主として時間、場所)、表層崩壊の周期性、崩壊斜面の微地形特性、斜面の土層特性などから進められているが、最も遅れているのが、斜面の土層断面の分布特性である。

1.3 本研究の目的及び構成

以上に述べた山腹斜面上の諸現象は、図1.1に示すように、斜面微地形と土層断面と土層の安定性の3つの因子が相互に密接に関係して生じていると考えられ、簡易貫入試験で数値表現した土層構造を用いて、この3者の関係を解析することに本研究の特徴がある。

3者の関係は次のようになる。斜面微地形は斜面物質の移動・堆積を支配し、その結果種々の土層断面が形成される。斜面微地形はまた、雨水の集中・拡散を支配しており、その結果崩壊発生に重要な要因としての地下水位の発生・上昇が生じ、土層を不安定にする。土層断面は土層の剪断抵抗力の鉛直分布を反映しており、そのため土層断面が異なれば安定性も異なることが推察される。

斜面上のある地点の土層は、この3者の相互関係により形成・発達していくと考えられ、この過程はすなわち崩壊発生を含めた斜面土層の発達過程とみなすことができる。

本研究の目的は、①風化花崗岩斜面における微地形を考慮した土層断面の分布の特徴及びその形成過程の推定と、②斜面上における土層の発達過程を「斜面微地形～土層断面～土層の安定性」の相互関係の解析を通して数値的に明らかにし、さらに表層崩壊の周期性について考察を加えることである。

本研究の対象とする斜面は、比較的短期間(10¹～10²オーダー年)に基盤の再風化および表層崩壊を含む表土の移動・堆積が進行していると考えられる風化花崗岩の森林山腹斜面である。

本論文の構成を述べる。

第2章では、調査地の概要、簡易貫入試験の測定結果にもとづく土層断面の層位区分、土層構造のパターン分類及び斜面微地形の分類の説明を行なう。

第3章では、斜面上では、斜面方向には表土の移動・堆積が起こり、鉛直方向には基盤の風化が生じることにより土層断面が形成されるとの考えにもとづく斜面土層断面の形成モデルを提示する。

第4章では、前述の調査地における結果にもとづき、斜面微地形と土層厚、土層構造パターンの関係を明らかにする。

第5章では、土層の安定性を斜面微地形と土層断面から考察するために、調査斜面をメッシュ地図化して解析する。また代表セルにおいて土の剪断試験等を行ない、Nc値と土質強度定数の関係を数式化する。引続いて浸透流解析および土層構造を考慮した斜面安定解析を行い斜面安全率を算出する。この安全率をもとに土層の安定性を考察する。

第6章では3章の斜面土層断面の形成モデルを基礎に斜面上における土層構造パターンの発達経路の推定を行なう。4章の結果の土層構造パターンの頻度分布より各斜面タイプにおける主要な経路を推定し、これに5章の結果の崩壊の可能性の検討を加え、表層崩壊の周期性を含めた斜面土層の発達過程を明らかにする。

第7章は斜面微地形～土層断面～土層の安定性の相互関係について総合考察を行なう。

第8章は結論である。

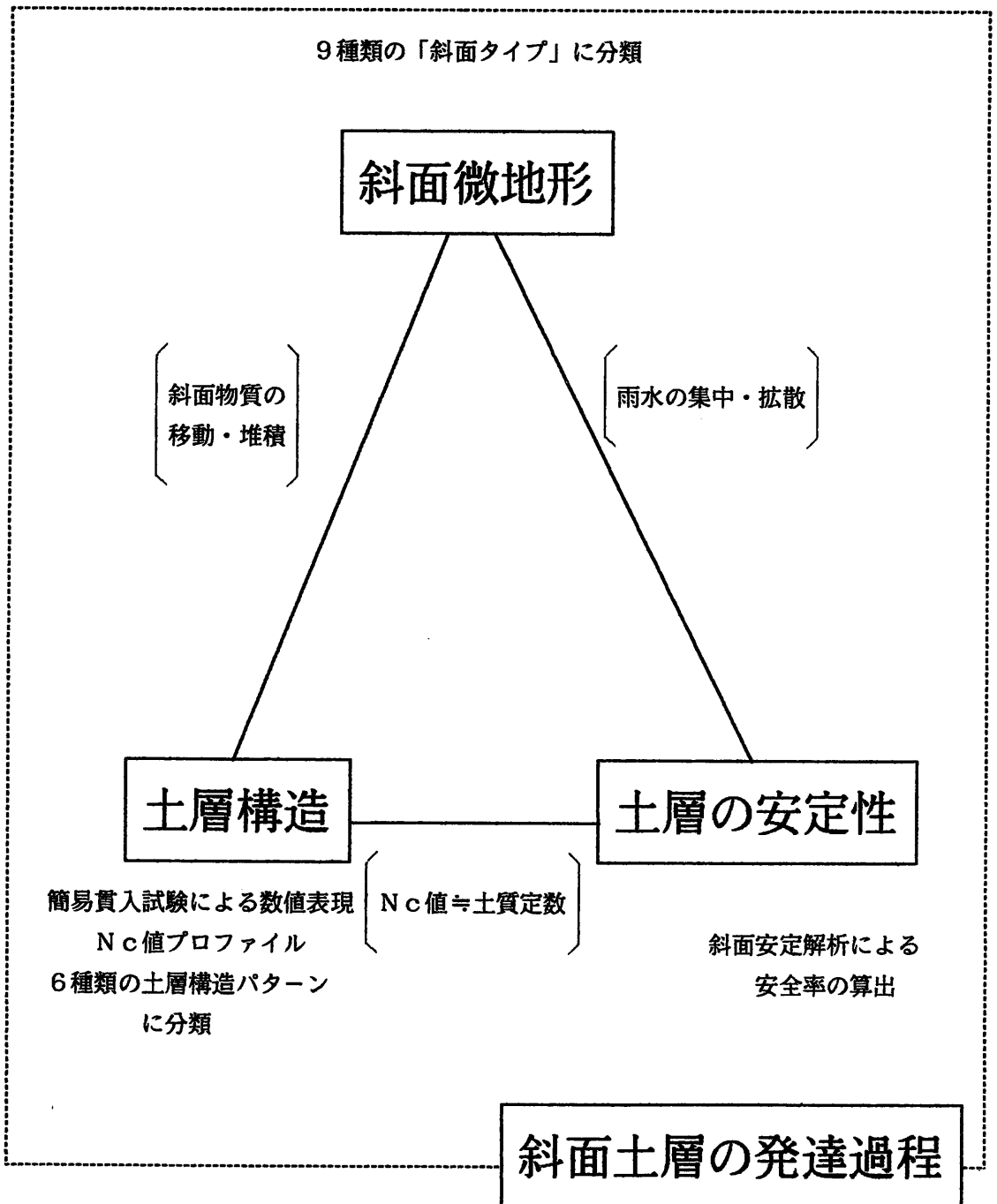


図 1・1 風化花崗岩斜面における斜面微地形～土層断面～土層の安定性及び土層の発達過程の相互関係

2. 調査地の概要及び研究方法

2.1 調査地の概要

調査地は図2・1に示す愛知県瀬戸市にある東京大学農学部附属愛知演習林(赤津研究林)内の森林斜面である。地形は標高335.2mの三角点を中心に標高差約50mの西向き斜面、北向き斜面、東向き斜面からなり、植生は西向き斜面にヒノキの幼樹の植林、北向き斜面にヒノキの幼齡林、東向き斜面にスギ、ヒノキの壮齡林、尾根部にアカマツ、また全

域に下層植生や広葉樹の中低木が生育する。西向き斜面下部は林道が接しており一部擁壁、崖が存在する。地質は粗粒角閃石-黒雲母花崗閃緑岩(仲井、1970)で、表層部はマサ化が進行している。

土層厚および土層構造の測定は簡易貫入試験機を用いた。測定は調査地の等高線形状が凹型、平型、凸型の斜面上において、ほぼ流線方向に傾斜変換点を含めて約5~10mの間隔で貫入試験を行なった。また等高線方向にも測線を設けた。測定地点を図2・2に示す。

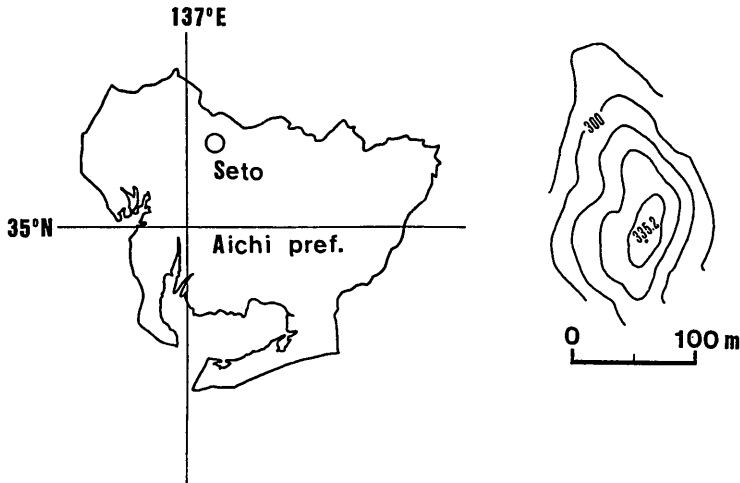


図2・1 試験地の概要

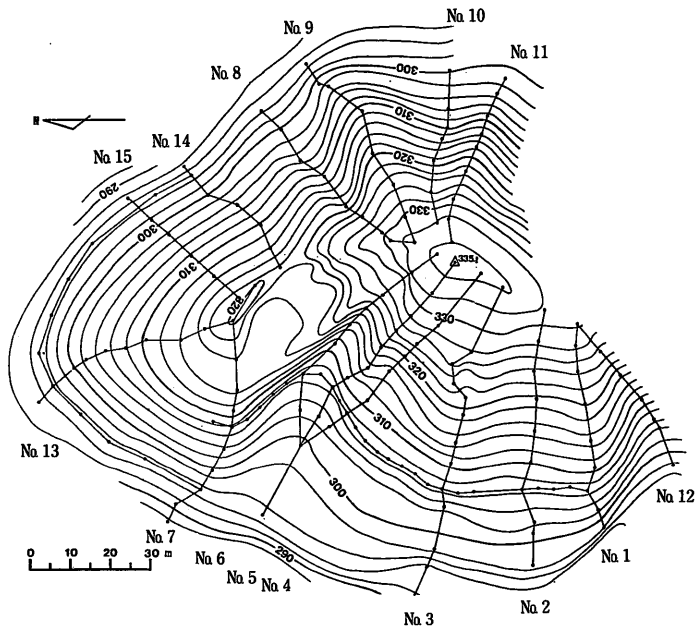


図2・2 測点の位置

以下の解析は凸型斜面が7測線、凹型斜面が6測線、平型斜面が2測線、等高線方向に2測線、合計156地点の簡易貫入試験の結果を用いて行なった。土層断面の観察は同演習林内において今回の調査時に7断面、過去の調査時(逢坂、1986、1988)に19断面行なっている。

2.2 土層断面の測定方法

土層断面の調査・測定を行なう場合、山地斜面上においては機動性、簡易性を満たす小型軽量のものが要求され、従来から検土杖、動的貫入試験機が用いられてきた。検土杖は最も簡単な測定方法であり、短時間で多数の測定が可能なることから面的に表層土厚分布を求めようとする場合(例えば窪田、1987)、さらに測定する表土と基盤との境界が明瞭な土層断面では有効であるが、測定結果に個人差が生じやすいこと、表層から基盤までが漸变的に硬くなるような土層断面には適さない。斜面土層断面の測定には現在動的貫入試験機の種々のものが用いられている。

本研究においては土層厚及び土層構造の測定は簡易貫入試験機(筑波丸東製山地用簡易貫入試験機)を用いた。試験の行程は、質量5kgの重錘を50cmの高さから自由落下させ、その打撃エネルギーによりロッドの先端にある直径2.5cmの円錐コーンを地中に貫入させ、貫入深度と打撃回数より貫入抵抗を求めることを繰り返す。貫入抵抗は先端コーンを10cm貫入させるのに要した打撃回数である“Nc値”で表す。

$$Nc = 10 \times N / d \dots (1)$$

ここで、N：打撃回数(回)、d：貫入量(cm)である。

このNc値は土層の密度および間隙比と密接な関係にあることが室内実験により報告されている(大久保他、1971)。さらに貫入抵抗と土質強度または硬度の対応関係を求める研究も行なわれている(沖村・田中、1980；山寺他、1986)。また風化は一般に物質の密度を減少させる方向に働くので貫入試験の値によって風化度の指標とすることは妥当であると考えられている(野崎、1979)。

簡易貫入試験は山地斜面において比較的作業が容易であり、地盤中の強度、密度などの相対的な変化を連続的に知るうえで便利である(大久保・上坂、1971)。特に、調査深度が

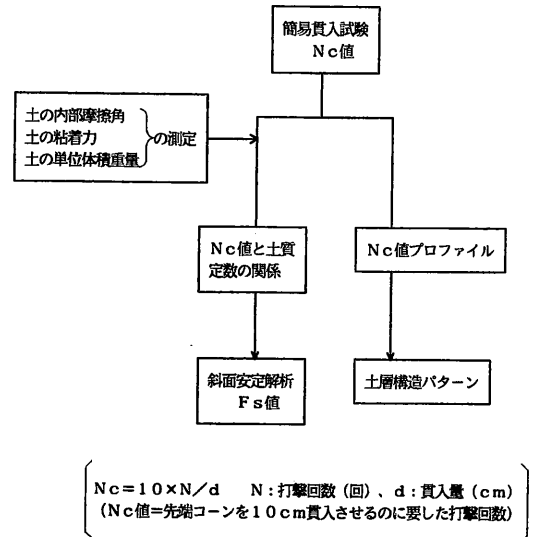


図2・3 Nc値を用いた解析のフローチャート

3mから4m程度の場合、表土と基盤の境界を求めるには有効な方法である。しかし測定装置が軽量のため調査深度が5mを超えるような場合、あるいは礫を多く含む地盤の場合では貫入抵抗値が土層断面を正確に反映しない場合がある(大久保・上坂、1971)。そのため測定にあたっては近傍でトレンチカットし、土層断面とNc値を比較対応させて確認しておく必要がある。

簡易貫入試験によるNc値を用いた解析の概要を図2・3に示す。各測点において測定したNc値からNc値プロファイル図を作成し、土層厚及び土層構造のパターンを決定する。土層断面の観察と同時に土の内部摩擦角、土の粘着力、土の単位体積重量を測定し、断面近傍において測定したNc値とこれらの関係式を求め、斜面安定解析に用いる。

2.3 土層断面の層位区分

簡易貫入試験機を用いた土層厚、土層構造の調査及び研究(大久保・上坂、1971；日浦他、1978a；奥西・飯田、1978；沖村・田中、1980；山寺他、1986；太田・鈴木、1986；逢坂・塚本、1988)においては、土層の層位区分の境界値にNc値5、10、20、30、50を採用したものが多く、過去の研究を表2・1に示す。その中で山寺他(1986)はNc値5以下を根系の伸長が良好な層とし、日浦他(1978)はNc値10を崩壊時のすべり面にあたる深さ(花崗岩斜面土層の場合)に相当するを見出している。

表2・1 過去の研究における簡易貫入試験による層位区分

研究者	Nc値	層位名	地質
大久保・上坂 (1971)	Nc < 5	表層	新第三紀黒色泥岩
	5 ~ Nc ~ 10	崩積土	
	10 ~ Nc ~ 20	強風化層	
	20 < Nc	強風化層	
奥村・飯田 (1978)	Nc < 10	軟弱層	花崗岩
	10 ~ Nc ~ 50	漸移層	
	50 < Nc	基盤	
沖村・田中 (1980)	Nc < 3	I A層	花崗岩
	3 ~ Nc ~ 7	II B層	
	7 ~ Nc ~ 25	III・IV C層	
	25 ~ Nc ~ 50	V D層	
山寺・福永 (1986)	Nc < 0.5	砂地、軟弱地	新第三紀層 関東ローム層
	0.5 ~ Nc ~ 5	普通土	
	5 ~ Nc ~ 10	硬質土	
	10 ~ Nc ~ 20	強風化岩、準軟岩	
	20 ~ Nc ~ 40	軟岩	
40 < Nc	硬岩		
太田・鈴木 (1986)	Nc < 3 or 5	表層土	新第三紀層
	5 ~ Nc ~ 10	崩積土ローム	
	10 ~ Nc ~ 20	御殿峠礫層上部風化部、ローム層深部	
	20 < Nc	御殿峠礫層弱風化部	

表2・2 本研究における層位区分

層位名	風化土層			
	土層		風化層	基盤
	表層土層	下層土層		
Nc層	Nc < 5	5 ≤ Nc < 10	10 ≤ Nc < 30	30 ≤ Nc

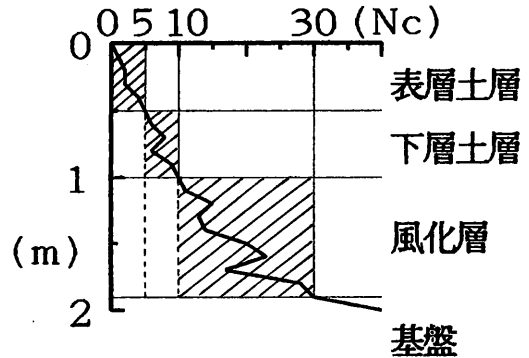


図2・4 Nc値プロファイルと層位区分の一例 (VI型土層構造パターンの例)
 図から「表層土層」は0~0.5m
 「下層土層」は0.5~1.0m
 「風化層」は1.0~1.8m
 と層位区分される。

本研究での土層断面の層位区分は過去の研究と同演習林内の土層断面の観察を参考として、表2・2のように区分した。

地表面から Nc 値 5 未満を「表層土層」、Nc 値 5 以上10未満を「下層土層」、Nc 値10以上30未満を「風化層」、Nc 値30以上を「基盤」とよぶことにする。

各層位の特徴をまとめると次の通りである。

「表層土層」は山寺他 (1986) が指摘するように、根系の密度が高く根の伸長が良好な層で、山中式土壌硬度計では25mm 以下を示すことが現地観察及び測定で確認された。

「下層土層」は根系の伸長は妨げられるが伸長は可能な層であり、山中式土壌硬度計では26~29mm を示す。Nc 値で層位区分した「下層土層」は現位置成の風化土層と礫の混在する土層の二つの場合がある。現位置成風化土層か礫混在土層かの区別は測定中に判断するようにしたが、区別の困難な場合が多い。現位置成の土層の場合は鉛直下方へ行くに従い Nc 値は漸増するが、礫混在性の土層の場合は礫が混在するため Nc 値は増減する傾向がある。

「風化層」は基盤の風化が進んだ現位置成の土層である。根系の伸長はほぼ不可能であるが、節理などの弱線沿いの硬度の小さい範囲に根系が分布することがある。

「基盤」は人力での掘削は非常に困難な層である。ここで定義した「基盤」は今回使用した試験機の精度及び耐久性を考慮して便宜的に Nc 値30以上を基盤としたのであり、花崗岩の風化分帯 (木宮、1975) で定義された未風化基岩ではない。

図2・4に Nc 値プロファイルと層位区分の例について、次節で述べるVI型の土層構造パターンの一例を示す。

本論文では、特に Nc 値による層位区分に従う層を指す場合は「土層」(Nc 値 0~10の層)と「」を付け、一般に断面としての土層を指す場合は「」を付けずに表記する。

2.4 土層断面のパターン分類

斜面上には Nc 値で層位区分された各層の厚さ及び重なり方の組み合わせによって種々の

土層断面が存在する。本論文では Nc 値によって数値表現した土層断面を土層構造と呼ぶことにする。

Nc 値プロファイルの分布によって土層断面のパターンを分類した研究には奥西・飯田 (1978)、逢坂・塚本 (1988) がある。

奥西・飯田 (1978) は Nc 値10未満の“軟弱層”の厚さと Nc 値10~50までの“漸移層”の厚さに着目して花崗岩斜面土層の Nc 値分布曲線を5つの基本パターンに分類し、斜面上の位置によって土層断面が異なることを示唆した (飯田・奥西, 1979)。しかし、奥西・飯田 (1978) は、「下層土層」(Nc 値5~10)を考慮に入れていないこと、各層厚を考慮していないこと、そのため分類基準が明確でないこと、さらに斜面微地形と土層断面の関係を論じていないことなど課題を残した。

本研究では同じ演習林内で行なった過去の調査・研究 (逢坂・塚本, 1988; 逢坂他, 1991) を参考として、前述した156地点の Nc 値プロファイルと比較、分類した。その結果、図2・5に示す6つのパターンに分類することができた。これを模式的に表わすと図2・6のようになる。「基盤」と「表層土層」の中間に位置する「下層土層」と「風化層」の厚さが薄いものを「急変型」、厚いものを「漸変型」とした。各土層構造パターンの分類基準とした各層厚を表2・3に示す。

簡易貫入試験の行程では10cm単位で測定すること、後述するように(4章2節) Nc 値0~30の土層厚の全測点の平均値は約2m程度であることから、各層の分類基準は機械的に0.5mとした。次に、各土層構造パターンの特徴は測定時の記録、断面観察等をもとにとりまとめると以下ようになる。

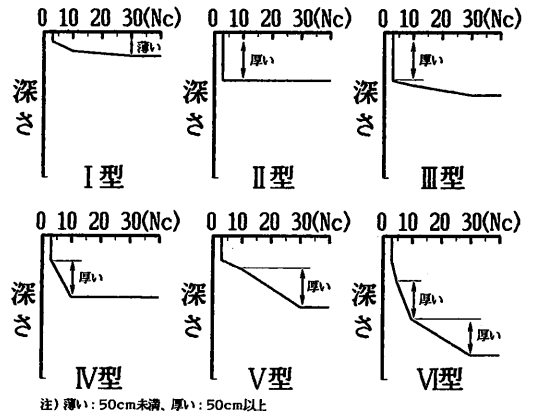
I型は「基盤」上に薄い「表層土層」(0.5m未満)が存在する土層構造を示し、一般に土壌は未熟である。I型の土層構造パターンは表土の剝離移動が激しい斜面や表層崩壊跡地に形成された未発達土層であり、土層の発達過程をみる場合の初期段階の土層断面である。

II型は「基盤」上に厚い「表層土層」(0.5m以上)が堆積した土層構造を示し、「表層土層」と「基盤」との境界はシャープである。I型土層上に崩積土が堆積した土層構造とみられる。

表2・3 土層構造のパターン分類基準層厚 (単位:m)

	I型	II型	III型	IV型	V型	VI型
表層土層 (Nc: 0~5)	0.5未満	0.5以上	0.5以上	○	○	○
下層土層 (Nc: 5~10)	×	×	0.5未満	0.5以上	0.5未満	0.5以上
風化層 (Nc: 10~30)	×	×	×	×	0.5以上	0.5以上

○: 厚さは基準としない, ×: 極端に薄い (0~0.3m程度)



注) 薄い: 50cm未満, 厚い: 50cm以上

図2・5 Nc 値プロファイルによる土層構造のパターン分類

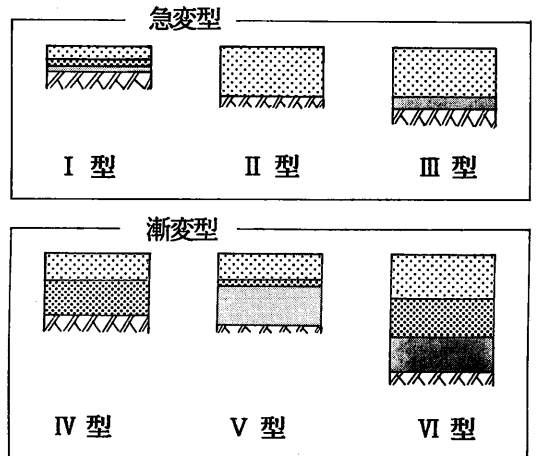


図2・6 土層構造パターン分類の模式図

III型は「基盤」上に薄い「風化層」あるいは「下層土層」が存在し、その上に厚い「表層土層」が堆積した土層構造を示す。I型土層上に崩積土が堆積したものあるいはその後基盤の風化が若干進行した土層とみられる。

IV型は「表層土層」の厚さに関係なく、厚い「下層土層」が存在する土層構造を示す。このタイプの土層は、礫が混在した土層構造とみられる。

V型は「表層土層」の厚さに関係なく、「下層土層」が薄く、「風化層」が厚い土層構造を示す。現位置風化土層あるいはVI型土層の崩壊後、崩積土が堆積した土層構造と考えられる。

VI型は「表層土層」の厚さに関係なく、「下層土層」、「風化層」が厚い土層構造を示す。この土層は表層崩壊が長期間起こっていない安定した条件下で風化が進んで発達した土層構造とみられる。

2.5 斜面微地形分類

斜面地形は雨水と斜面構成物質の移動を規定する。これらと地形との関連を考察する研究が過去において幾つか行なわれた（小出、1952；山田、1955；竹下、1961）。竹下(1961)は山腹斜面の地形を等高線方向と流線縦断方向の組み合わせによって9種類に形態的に分類し、これらを谷型斜面と尾根型斜面に大別した。塚本(1987)は等高線形状と流線形状の組み合わせによる地形と雨水及び風化物の集中・拡散の関係を整理し、斜面の頂部から脚部までを一つの単位と考え、地形図上では等高線形状によって凹型斜面、凸型斜面、平型斜面の3つの斜面単位に分類できることを示した。

斜面の頂部から脚部までの斜面流線形状の標準型は、斜面上部より凸形、直線形、凹形を呈する場合が多いので、凸形が斜面上部、直線形が斜面中部、凹形が斜面下部に相当することになる。そこで本研究では斜面地形を視覚的に表現するために、鈴木(1977)の分類図をもとに図2・7のように斜面地形を斜面等高線形状と斜面流線方向上の位置によって9種類に分類し、それぞれを斜面微地形の単位とした。本論文ではこれらを「斜面タイプ」とよぶことにする。

ここで斜面微地形とは主として地殻変動後における山地の風化、侵食作用により形成さ

れた地表面の形態（山田、1955）を指し、5万分の1～2万5千分の1の地形図上では表現されない（門村、1981）微細な地表面地形を指す。本研究で対象とする斜面は、水平距離50～90m程度の範囲にあるため、斜面流線方向の斜面長を3つに区分すると15～30m程度となり、これが単位微地形の斜面規模となる。

斜面上の位置の境界は斜面上の構成物質の安定性を規定する傾斜角によって区分することが適当と考えられるため、ここでは調査地における斜面微地形と堆積状態の観察から便宜的に傾斜角30°を基準にして区分を行なった。

斜面崩壊の統計的研究及び調査においては傾斜30°を境にして崩壊頻度が異なること（安江・大久保、1973；志水、1977；丸井、1981）、さらに急な斜面ほど崩壊が発生しやすい傾向があること（建設省土木研究所、1976）が報告されている。すなわち傾斜30°未満は崩壊が少なく、30°以上で急に崩壊頻度が増加する。このことから境界値の30°は崩壊しやすい斜面部位と崩壊しにくい斜面部位の境界値を意味すると考えられる。

		等高線形状		
		凸型	平型	凹型
斜面上 の位置	上部			
	中部			
	下部			

図2・7 「斜面タイプ」分類（鈴木、1977を一部改変）

「斜面上部」：斜面上部の傾斜30°未満の地点

「斜面中部」：斜面中腹の傾斜30°以上の地点

「斜面下部」：斜面下部の傾斜30°未満の地点

傾斜30°未満の斜面の上部を「斜面上部」、30°以上の斜面の中腹部を「斜面中部」、30°未満の斜面脚部を「斜面下部」と呼ぶことにした。実際には斜面の中腹部において部分的に30°未満の地点が出現する場合もあるが、斜面位置の縦断測線上の連続性を考慮して「斜面中部」に入れた。また凸型斜面の脚部で傾斜が30°以上ある場合は定義に従えば「斜面中部」の分類となり、「斜面下部」が出現しない場合もありうる。

本論文では、特に「斜面タイプ」で分類した斜面上の位置を指す場合は「斜面上部」、「斜面中部」、「斜面下部」のように「」を付け、一般に斜面上の位置を表す場合は「」を付けないで表記する。

3. 斜面土層断面の形成概念モデル

3.1 土層断面の形成機構の特徴

風化花崗岩斜面における潜在崩壊物質としての力学的強度の低い土層は、斜面表土の移動を考えない場合には図3・1のように基盤が地表で再風化され、それに植生の作用が加わり形成される。

新鮮な岩石と地表との間には多数の層(ゾーン)が出現し(Ollier, 1971)、いわゆる風化残積土(西田, 1986)が形成される。種々の傾斜をもつ山腹斜面上では斜面構成物質は主として重力の作用で移動・堆積し、いわゆる残積土、匍行土、崩積土(竹下他, 1960)が形成されると考えられている。斜面物質の運動様式はVarnes(1979)により運動の形態と移動物質の種類によって分類されたが、ここでは移動速度に関する要素が欠けていた。一般に斜面上では、急速な移動現象として斜面崩壊があり、緩慢な移動現象として匍行、ソリフラクションがあるが(町田, 1984)、ソリフラクションは主に周水河地域で凍結・融解により表層物質が移動する現象として知られている(小畔, 1983)。Saunders & Young(1983)は土壤匍行とソリフラクションの間には明確な区別はないとして、土壤匍行とソリフラクションの過去の文献をまとめて気候区ごとに移動速度を整理した。それによると移動速度は水分状態及び斜面傾斜と相関があることを示した。

裸地斜面上では雨滴の衝撃と表面流により土粒子が下方へ運搬される(Knapp, 1979)

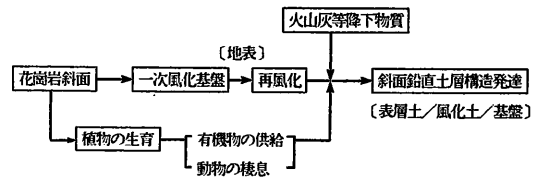


図3・1 土層の形成過程の概念図(表土の移動がない場合)(花崗岩基盤の場合)

ことが知られているが、森林植生斜面上においても表層物質に斜面流線方向の移動のあることが報告されている(塚本, 1989)。この場合でも雨水の作用による移動が示唆されている。また崖錐は斜面物質が運搬された結果として形成され、層状の堆積を成す場合がある(吉永他, 1989)。

以上の事実より、斜面土層は、基盤の風化と表土の移動・堆積により形成されると考えることができる。すなわち、風化は表土の厚さを増大する方向で、表土の移動は厚さの増大と減少の両方向に作用する。その結果、土層断面は地表から基盤までの間に性質の異なる層構造を形成することになる。

3.2 土層断面の形成概念モデル

斜面土層の形成を次のように概念モデルで表わした。

斜面の土層断面は鉛直方向に「表土(s)」、「風化土(w)」、「基盤(r)」の3種類に分けることができると仮定する。sは移動可能(崩壊を含む)な範囲の土層であり、wは現位置性の風化した土層であり、rは基盤とする。

単位期間に、鉛直方向には「基盤」の風化による土層厚変化量 Δr 、「風化土」の風化による土層厚変化量 Δw の変化が各土層で起こるものとする。また斜面方向の「表土」の移動では次の連続式が各部分斜面、単位期間に対して成立する。

$$\Delta q = i - o \quad \dots (2)$$

ここで、 Δq は部分斜面の「表土」の変化量、 i と o はそれぞれ単位期間における部分斜面への「表土」の流入量と流出量である。

「基盤」の風化と「表土」の移動を考慮した斜面の土層形成過程を概念的に示したものが図3・2である。単位期間における斜面土層の厚さの変化量を図3・2をもとに表示すると表3・1となる。

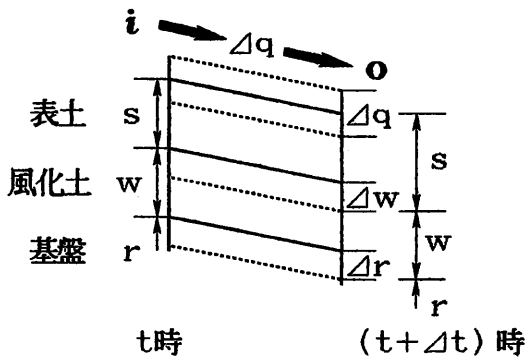


図3・2 斜面土層断面形成の概念モデル

表3・1 斜面土層断面形成の概念モデルの構成

時 間	土 層 厚		
	基 盤	風 化 土	表 土
t 時における	r_0	w	s
Δt	風化による変化量	Δr	Δw
	移動・堆積による変化量		Δq
(t + Δt) 時	$r_0 - \Delta r$	$w + (\Delta r - \Delta w)$	$s + (\Delta w + \Delta q)$

*ただし、 Δr 、 Δw 、 Δq は深さに換算する。

Δq は斜面上の位置に支配され、 Δq が正・負・ゼロの場合、次のように説明することができる。

$\Delta q < 0$ は「表土」の剝離・移動が卓越することを示し、土層断面は主として「風化土」によって形成される。この典型として残積成土層が形成される。

$\Delta q = 0$ は上部斜面からの流入と下部斜面への流出が平衡を保ちつつ、「表土」は常に移動していることを示し、いわゆる匍行成土層が形成されると考えられる。

$\Delta q > 0$ は上部斜面から運搬された「表土」の堆積が卓越することを示し、崩積成土層が形成される。

風化による土層の変化量 (Δr 、 Δw) と「表土」の移動・堆積による変化量 (Δq) の関係を表3・1を基礎に整理すると次のようになる。

「表土」厚は ($\Delta w + \Delta q$) > 0 のとき増大し、($\Delta w + \Delta q$) < 0 のとき減少する。「風化土」厚は ($\Delta r - \Delta w$) > 0 のとき増大し、($\Delta r - \Delta w$) < 0 のとき減少する。($\Delta r - \Delta w$) < 0 かつ ($\Delta w + \Delta q$) < 0 の条件下で「表

土」及び「風化土」厚は減少する。基盤の風化量 (Δr) が風化土の風化量 (Δw) よりも小さい条件下で $q < 0$ が繰り返し起こることによって $w \approx s \approx 0$ となる可能性がある。以上より単位期間における ($\Delta r - \Delta w$) と ($\Delta w + \Delta q$) の量的関係によって種々の土層断面が形成されるとみることができる。

なお、「基盤」の風化速度は斜面微地形とは関係なく全斜面上で一定と仮定して、今後は考察を進めた。

3.3 土層断面の形成条件と土層構造パターン

3.2でモデル化した土層断面の形成過程は図3・2及び表3・1における「表土」厚の変化量 ($\Delta q + \Delta w$) と「風化土」厚の変化量 ($\Delta r - \Delta w$) の量的関係により説明することができる。

($\Delta r - \Delta w$) と ($\Delta q + \Delta w$) はそれぞれ正・負 (ゼロは負に入れる) 2種の値を取ることが可能である。そのため土層断面の形成を支配する条件は両者の組み合わせにより、表3・2に示すように4通りの条件となる。

4通りの形成条件下における出現土層構造パターンを模式的に示すと図3・3のようになる。図ではI型の土層構造パターンが4通りの形成条件下でどのパターンになるかを示した。

表3・2 土層断面の形成条件

「表土」厚の変化量 ($\Delta q + \Delta w$)	「風化土」厚の変化量 ($\Delta r - \Delta w$)	土層構造の形成条件	土層構造のパターン型
≤ 0	≤ 0	①	I
≤ 0	> 0	②	V
> 0	≤ 0	③	II, IV
> 0	> 0	④	III, V, VI

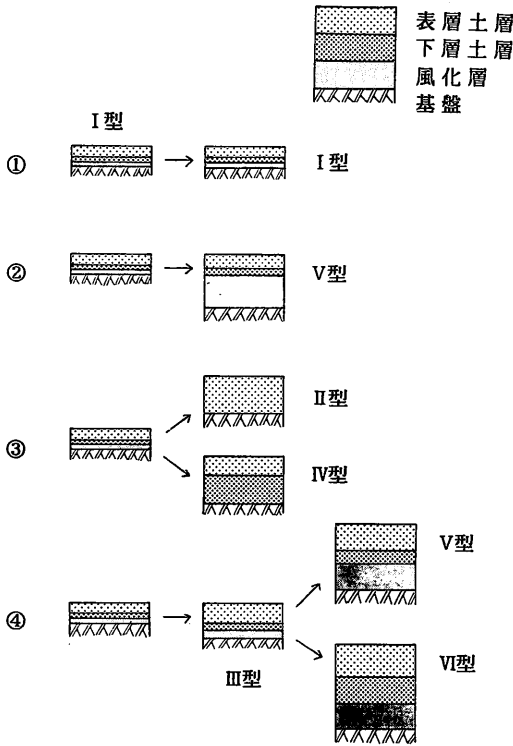


図3・3 土層断面の形成条件と土層構造パターン

4. 斜面微地形と土層断面の関係

4.1 測定結果の整理

風化花崗岩の森林山腹斜面における土層断面の実態を明らかにするため、前述の調査地における156地点の貫入試験の結果を用い、斜面タイプと土層厚・土層構造パターンの分布との関係を検討した。

各「斜面タイプ」ごとの測点数は次の通りである。

凸型斜面上部・・・24測点	} 凸型斜面 : 7 測線
凸型斜面中部・・・43測点	
凸型斜面下部・・・13測点	

平型斜面上部・・・2 測点	} 平型斜面 : 2 測線
平型斜面中部・・・19測点	
平型斜面下部・・・5 測点	

凹型斜面上部・・・8 測点	} 凹型斜面 : 6 測線
凹型斜面中部・・・32測点	
凹型斜面下部・・・10測点	

合計 156測点 15測線

4.2 結果及び考察

4.2.1 斜面縦断面の特徴

山腹斜面上の土層断面がどのように分布しているかを測線の縦断面図から概観した。各測線の縦断面図を図4・1・1～図4・1・15に示す。ここでは測点間の土層厚は直線的に変化すると仮定し、図では測定地点における地表からNc値5、10、30の深さを斜面方向に直線で結んだ。図から以下の特徴が整理できる。

① Nc値0～5の「表層土層」厚分布は斜面下部の堆積地と凹型斜面の急傾斜地点を除くと、ほぼ同じ厚さを保つ、あるいは斜面下方へ向かってやや増加する傾向を示す。

② Nc値0～10の「土層」厚分布も上記の「表層土層」厚分布と同じ傾向を示す。Nc値10～30の「風化層」厚は「土層」厚に比べて全斜面を通じ薄く分布するが、斜面「上部」と凸型斜面の「上部」から「中部」にかけてはやや厚く分布する傾向がみられる。

③土層厚の分布をみると斜面上部において厚い風化殻(木宮、1981)は調査地においてはみられない。このことは調査地周辺が過去にハゲ山裸地が広く分布していたこと、崩壊跡地がみられることなどから、調査地斜面は比較的短い崩壊、侵食の繰り返しを受けて形成されたとみられる。

④ Nc値30で定義した基盤面はほぼ地表面の形状に対応して、すなわち地表面の縦断形が上に凹型であれば基盤面の縦断形もほぼ凹型の形状を示すことがわかる。このことから基盤面の地形は地表面の地形とほぼ相似することを示しており、従来から指摘されているように凹型斜面は雨水の集中がおりやすい斜面であり、その結果として基盤面に沿った飽和中間流の発生(飯田、1984)がおけると推察される。

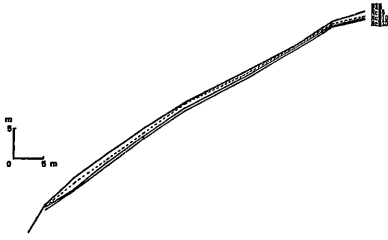


図 4・1・1 No.1 (凸型斜面) の縦断面図

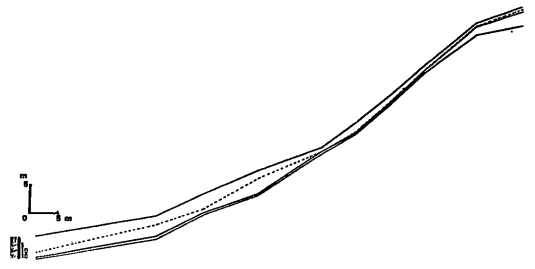


図 4・1・6 No.6 (凹型斜面) の縦断面図

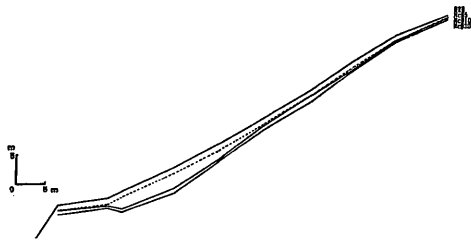


図 4・1・2 No.2 (凹型斜面) の縦断面図

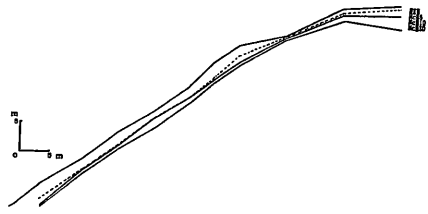


図 4・1・7 No.7 (凸型斜面) の縦断面図

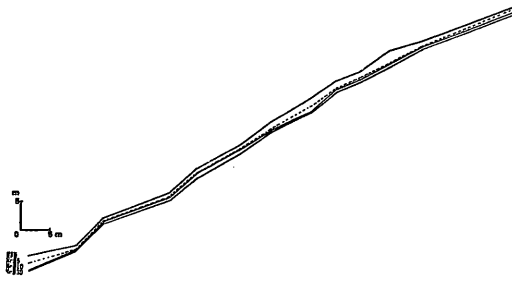


図 4・1・3 No.3 (凸型斜面) の縦断面図

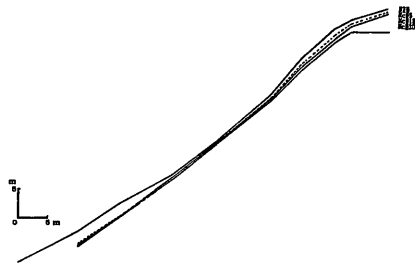


図 4・1・8 No.8 (凹型斜面) の縦断面図

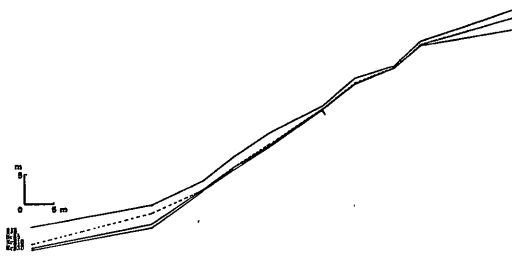


図 4・1・4 No.4 (凹型斜面) の縦断面図

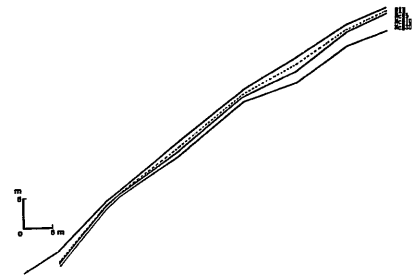


図 4・1・9 No.9 (凸型斜面) の縦断面図

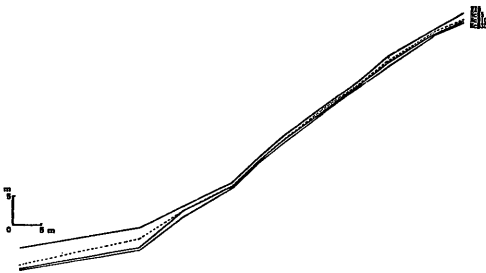


図 4・1・5 No.5 (凸型斜面) の縦断面図

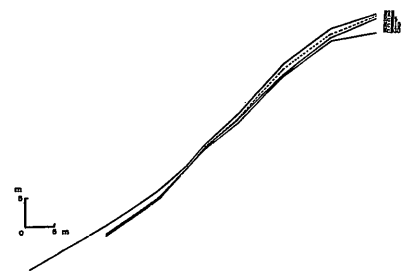


図 4・1・10 No.10 (凹型斜面) の縦断面図

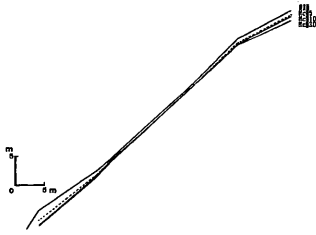


図 4・1・11 No.11 (凹型斜面) の縦断面図

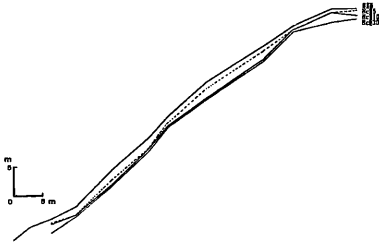


図 4・1・12 No.12 (凸型斜面) の縦断面図

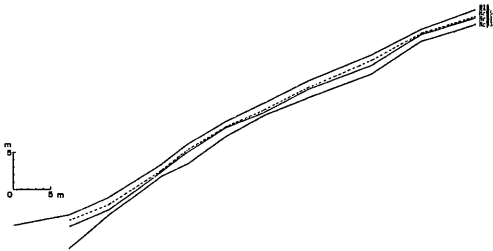


図 4・1・13 No.13 (凸型斜面) の縦断面図

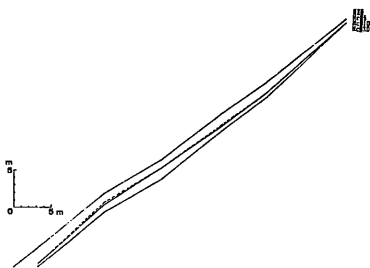


図 4・1・14 No.14 (平型斜面) の縦断面図

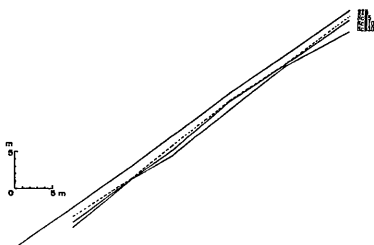


図 4・1・15 No.15 (平型斜面) の縦断面図

4.2.2 斜面タイプと土層厚の関係

土層厚の頻度分布が「斜面タイプ」とどのように関係するか、すなわち斜面上の土層厚が斜面微地形とどのように関係して分布するかを検討した。土層厚は0.5m単位で整理した。

1) Nc値0～10の「土層」厚の出現頻度と「斜面タイプ」との関係を図4・2・1～図4・2・9に示す。図より以下のことを考察した。

①斜面型にかかわらず、「土層」厚の分布は「斜面上部」から「斜面下部」にかけて厚くなる傾向を示す。このことは「斜面上部」では「表土」の剝離・移動が卓越し ($\Delta q < 0$)、「斜面下部」では堆積が卓越する ($\Delta q > 0$) ことを示していると考えられ、3章で示したように Δq は斜面上の位置に規定されていることが推察できる。

②「凹型斜面中部」の「土層」厚の頻度分布をみると土層厚が増加するに従って出現頻度は小さくなっている。このことは次のように説明することができる。土層厚は崩壊後の経過年数とともに増大(下川, 1983)し、限界土層厚(4.2.4で述べる)に近づくに従い崩壊確率が増加する(飯田・田中, 1992)と考えれば、土層厚の厚い地点ほど崩壊する確率は高いことになり、土層厚の増大とともに出現頻度は低下していくと推察される。

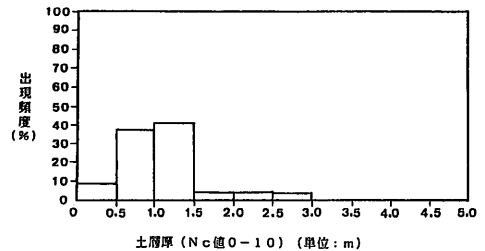


図 4・2・1 土層厚頻度分布 (凸型斜面上部)

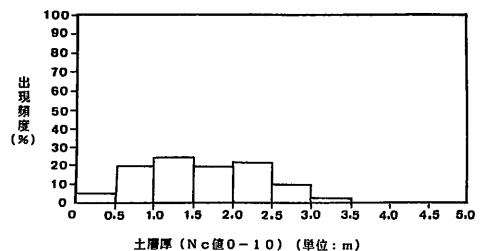


図 4・2・2 土層厚頻度分布 (凸型斜面中部)

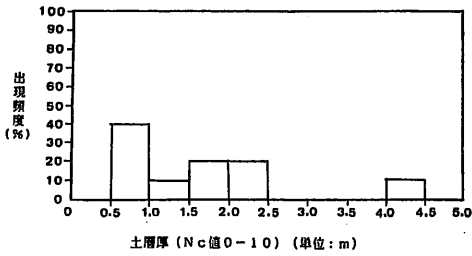


図 4・2・3 土層厚頻度分布 (凸型斜面下部)

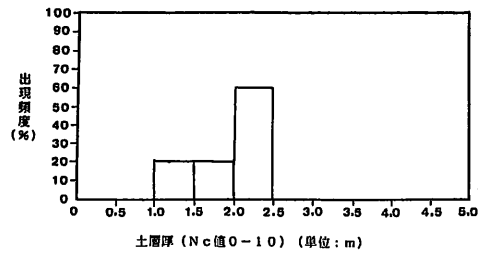


図 4・2・6 土層厚頻度分布 (平型斜面下部)

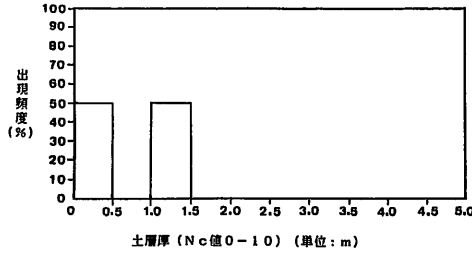


図 4・2・4 土層厚頻度分布 (平型斜面上部)

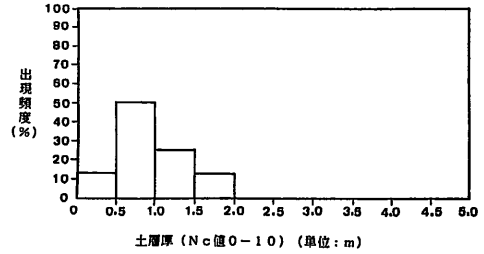


図 4・2・7 土層厚頻度分布 (凹型斜面上部)

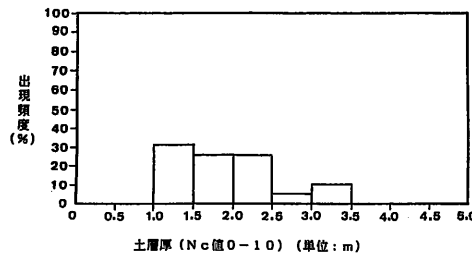


図 4・2・5 土層厚頻度分布 (平型斜面中部)

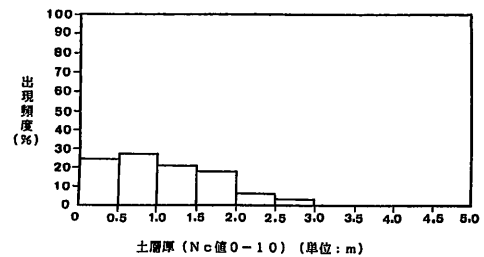


図 4・2・8 土層厚頻度分布 (凹型斜面中部)

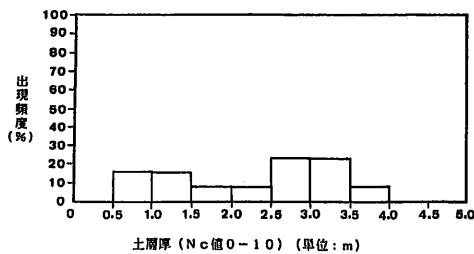


図 4・2・9 土層厚頻度分布 (凹型斜面下部)

2) Nc 値10~30の「風化層」厚の出現頻度と「斜面タイプ」との関係を図 4・3・1~図 4・3・9 に示す。

①全「斜面タイプ」を通じて「風化層」の厚さの頻度は0.5m未滿が最も高くなっている。「凹型斜面中部」においては0.5m未滿が圧倒的に多く、1.0m以上が分布しない。「風

化層」は基盤の風化によって形成されたとすれば、「風化層」厚は崩壊または侵食後の安定した期間の長さを表しているものとみることができる。本調査地は全斜面を通じて過去において崩壊または侵食が盛んであったこと、特に「凹型斜面中部」と「凹型斜面下部」で活発であったことが推察される。凸型斜面と

「斜面上部」は比較的「風化層」の厚い地点が多く出現することは相対的に安定した斜面位置であることを示している。

②「基盤」および「風化土」の風化速度は「斜面タイプ」に関わらず一定と仮定すれば、「風化土」の厚さは「斜面タイプ」にかかわらずほぼ一定になるはずである。しかし、「凹型斜面中部」の「風化層」(Nc値10~30)の厚さ

が他の「斜面タイプ」に比べて極端に薄いことは、「風化土」厚の増加割合に比べて、「風化土」の風化による「表土」厚の増加割合が大きいことを示していると考えられる。このことより、「表土」の削剝およびそれに伴う「風化土」の減少が、比較的短期間に繰り返していることと推察できる。

3) 「斜面タイプ」と土層厚の平均値との関

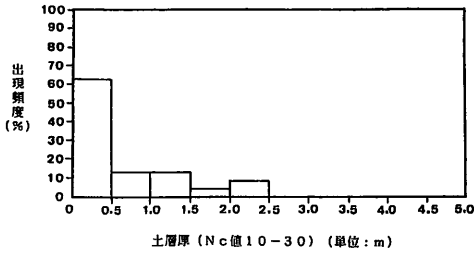


図4・3・1 土層厚頻度分布 (凸型斜面上部)

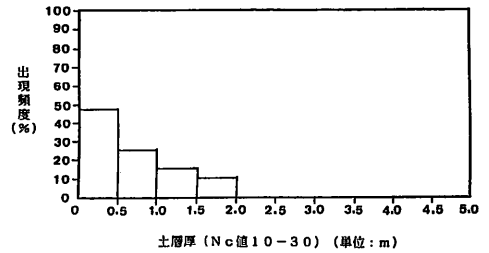


図4・3・5 土層厚頻度分布 (平型斜面中部)

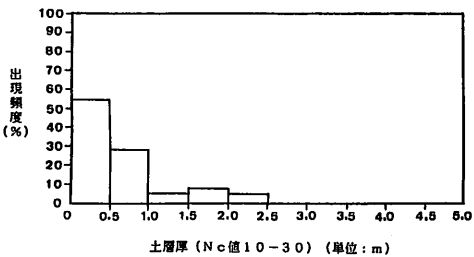


図4・3・2 土層厚頻度分布 (凸型斜面中部)

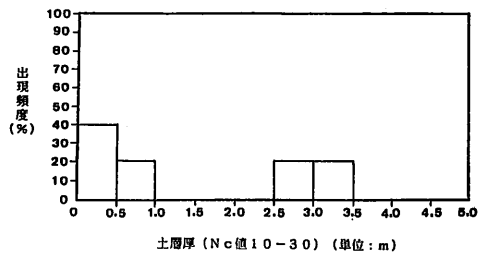


図4・3・6 土層厚頻度分布 (平型斜面下部)

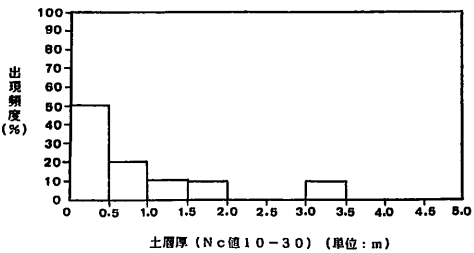


図4・3・3 土層厚頻度分布 (凸型斜面下部)

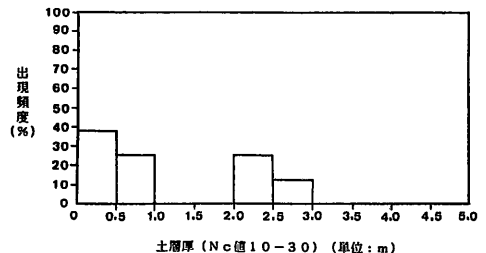


図4・3・7 土層厚頻度分布 (凹型斜面上部)

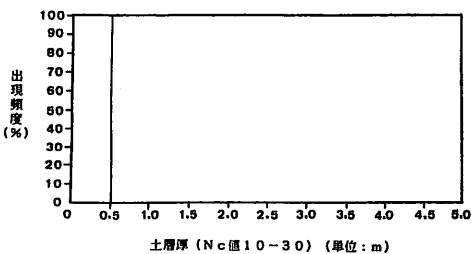


図4・3・4 土層厚頻度分布 (平型斜面上部)

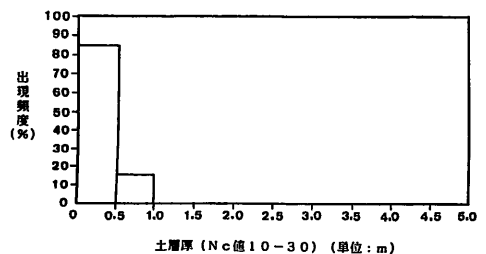


図4・3・8 土層厚頻度分布 (凹型斜面中部)

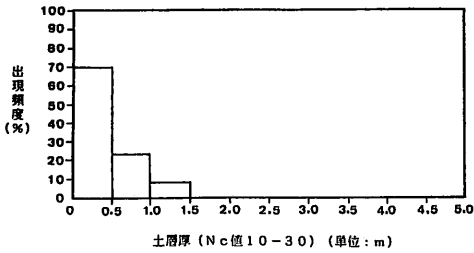


図4・3・9 土層厚頻度分布 (凹型斜面下部)

係を表4・1に示す。

- ①土層厚の頻度分布と同様に、「表層土層」(Nc 値0~5)および「土層」(Nc 値0~10)の厚さは斜面型に関わらず「斜面上部」から「斜面下部」にかけて厚くなっている。このことから「表層土層」と「下層土層」を合わせた「土層」は斜面上の位置に規定され、移動しやすい土層と考えられ、3.2で概念的に示した「表土」はNc 値で区分した「表層土層」と「下層土層」を合わせた「土層」の領域に相当することを示している。
- ②「土層」(Nc 値0~10)の厚さの平均値は「斜面上部」では斜面型に関わらず約1 mであるのに対して、「斜面中部」と「斜面下部」では凹型斜面と凸型斜面で異なっており、「凸型斜面中部」では約1.6m、「凹型斜面中部」では約1.1m、「斜面下部」では「凸型斜面下部」では約1.8m、「凹型斜面下部」では約2.3mとなる。このことは「表土」厚の移動と集積による増加割合が等高線形状に支配されている

表4・1 斜面タイプと平均土層厚の関係 (単位: m)

		風化土層					測点数	
		土層		風化層		風化土層		
		表層土層 Nc0-5	下層土層 Nc5-10	風化層 Nc10-30	土層 Nc0-10	風化土層 Nc0-30		個数
凸型斜面	上部	0.8	0.3	0.7	1.1	1.8	24	
	中部	1.2	0.4	0.5	1.6	2.1	43	
	下部	1.1	0.7	0.8	1.8	2.6	13	
平型斜面	上部	0.8	0.1	0.2	0.9	1.0	2	
	中部	1.5	0.4	0.6	1.8	2.4	19	
	下部	1.5	0.5	1.4	2.0	3.3	5	
凹型斜面	上部	0.7	0.3	1.2	1.0	2.2	8	
	中部	0.9	0.1	0.2	1.1	1.3	32	
	下部	1.3	1.0	0.3	2.3	2.6	10	
全体の平均		1.2	0.4	0.6	1.6	2.2	156	

ことを示すものと考えられる。「斜面上部」の等高線形状は凸型斜面と凹型斜面では大差ないため、「土層」厚の平均値はほぼ等しくなったとみられる。等高線形状からは凹型斜面は凸型斜面に比べて「表土」厚の集積による増加割合が大きいと推察される。しかし、調査斜面で凹型斜面の「土層」厚の平均値のほうが小さくなったことは、表層崩壊あるいは侵食が凸型斜面よりも頻度高く発生していることを示していると考えられる。「斜面下部」では等高線形状による集積速度の違いが土層厚の違いとなって顕著に現れたと考えた。

③凹型斜面の「斜面中部」及び「斜面下部」の「風化層」(Nc 値10~30)の厚さは「斜面上部」に比べて、また他の斜面型に比べて極端に薄い。このことは凹型斜面の「斜面中部」及び「斜面下部」において過去に表層崩壊の発生あるいは強度の侵食が繰り返された結果「風化層」が薄くなったことを示していると考えられる。

4.2.3 斜面タイプと土層構造パターンの関係

1) 「斜面タイプ」と土層構造パターンの関係

土層構造パターンは「下層土層」と「風化層」の厚さを判断基準にすると「急変型」土層(I型、II型、III型)と「漸変型」土層(IV型、V型、VI型)に2分できる。「斜面タイプ」と土層構造のパターンの関係を表4・2に示した。表より以下の点を考察した。

表4・2 斜面タイプと土層構造パターンの関係 (単位: 測点数)

斜面タイプ	土層構造	急変型			漸変型			小計
		I型	II型	III型	IV型	V型	VI型	
凸型斜面	上部	2	3	7	3	7	2	24
	中部	2	5	9	7	14	5	42
	下部	1	1	3	0	1	4	10
平型斜面	上部	1	1	0	0	0	0	2
	中部	0	6	2	1	6	4	19
	下部	0	1	1	0	1	2	5
凹型斜面	上部	1	2	0	0	4	1	8
	中部	8	15	4	1	3	2	33
	下部	0	3	1	5	2	2	13
小計		15	37	27	17	38	22	156
比率		0.10	0.28	0.17	0.08	0.21	0.16	1.0

①「急変型」土層は「表層土層」と「基盤」の境界層が比較的薄い土層であり、特にII型の土層は「基盤」上に比較的ルーズな「表土」が堆積した崩積成の土層とみなすことができる。それに対して「漸変型」土層は「下層土層」、「風化層」が比較的厚いため、特にV型、VI型の土層は現位置で風化及び土壌化した残積成の土層とみなすことができる。

②凸型斜面では「斜面上部」から「斜面下部」まで「漸変型」土層が半数以上を占め、特にV型、VI型の土層が多い。凹型斜面では「斜面中部」で「急変型」土層が圧倒的に多く、特にII型の土層が多い。

このことから凸型斜面は残積成の土層構造を形成しやすい条件をもつ斜面とみることができ、III型、V型、VI型の土層が形成される可能性が高いと考えられる。

一方、凹型斜面の「斜面中部」は崩積成の土層構造を形成しやすい条件をもつ斜面とみることができ、その結果、II型あるいはIV型の土層が形成される可能性が高いと考える。

③凹型斜面「中部」ではV型、VI型の「漸変型」の土層が33地点中5地点存在し、この土層構造は、図4・1・2、6、8、10の斜面上方の遷急点付近でみられる。現地観察より、表層崩壊源頭部にあたる崩壊から取り残された、いわゆる谷頭部（田村、1974）といわれる地点と考える。

④平型斜面「中部」の土層は、「急変型」土層と「漸変型」土層の出現頻度から判断すると、凸型斜面と凹型斜面の中間的な分布を示す。これは斜面型の区分時に、凸型斜面と凹型斜面に区分することが困難な中間的な斜面型を平型斜面として区分したことによると考える。

2) 斜面タイプと各土層構造パターンの土層厚の関係

土層の発達過程は土層厚の増加過程とも見ることができ（下川、1983）ため、「斜面タイプ」毎に土層構造と土層厚の関係について検討した。「斜面タイプ」と各土層構造パターンの土層厚の関係を図4・4・1～図4・4・9に示す。図より以下の点を考察した。

測点の少ない「斜面タイプ」と凹型斜面と平型斜面の「斜面中部」を除いて、Nc値0～30の土層厚はI型からVI型にかけてほぼ増

加する傾向が見られる。

図4・4・1及び図4・4・2から凸型斜面「上部」と凸型斜面「中部」においてはI型、III型、V型、VI型の順に土層厚の上限値と下限値がともに増加することがわかる。

以上より、「風化土」と「表土」がともに増加する条件下での土層の形成過程は、I型→（III型→）V型、VI型の順に発達していくことが土層厚の分布から推察された。

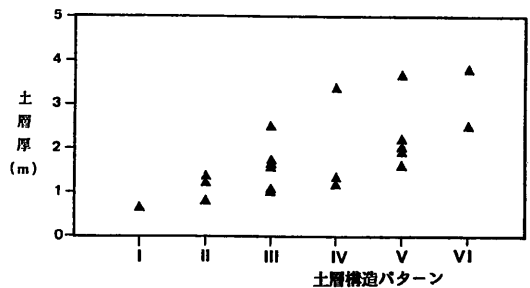


図4・4・1 各土層構造パターンと土層厚（Nc値0～30）の関係（凸型斜面上部）

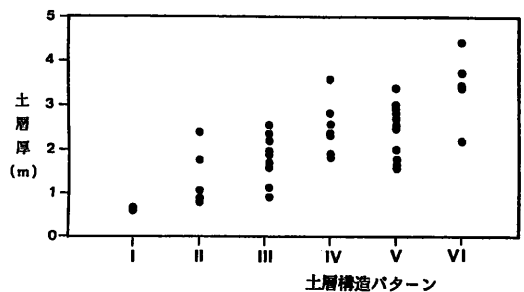


図4・4・2 各土層構造パターンと土層厚（Nc値0～30）の関係（凸型斜面中部）

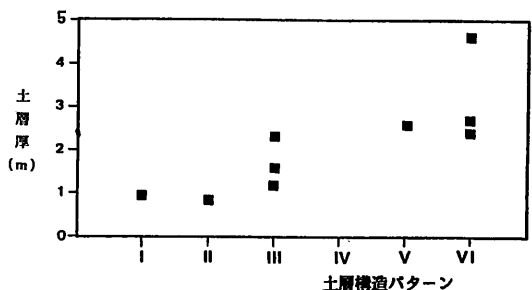


図4・4・3 各土層構造パターンと土層厚（Nc値0～30）の関係（凸型斜面下部）

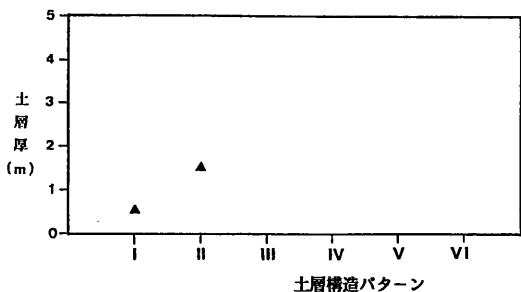


図4・4・4 各土層構造パターンと土層厚 (Nc値0-30) の関係 (平型斜面上部)

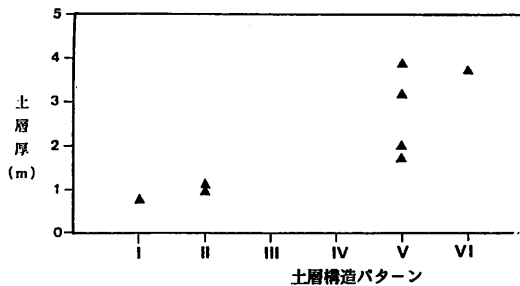


図4・4・7 各土層構造パターンと土層厚 (Nc値0-30) の関係 (凹型斜面上部)

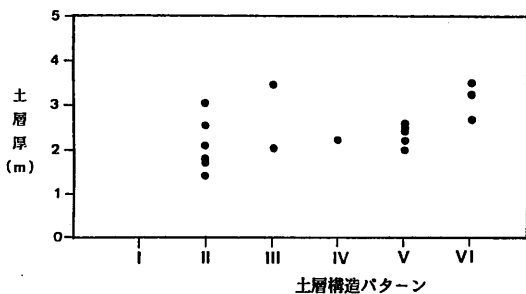


図4・4・5 各土層構造パターンと土層厚 (Nc値0-30) の関係 (平型斜面中部)

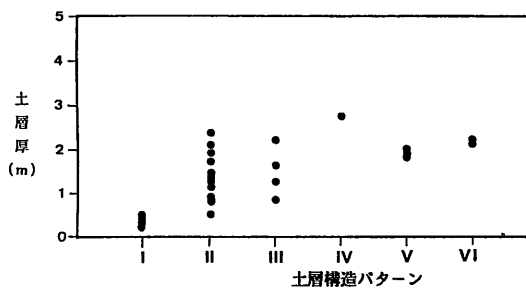


図4・4・8 各土層構造パターンと土層厚 (Nc値0-30) の関係 (凹型斜面中部)

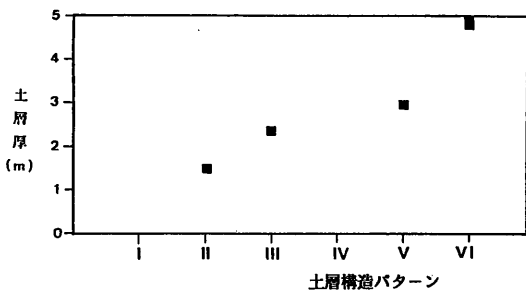


図4・4・6 各土層構造パターンと土層厚 (Nc値0-30) の関係 (平型斜面下部)

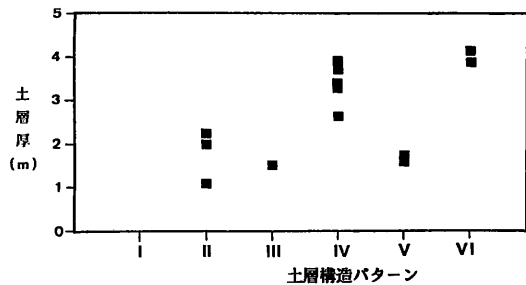


図4・4・9 各土層構造パターンと土層厚 (Nc値0-30) の関係 (凹型斜面下部)

4.2.4 限界土層厚について

斜面土層の発達過程は土層厚の増加過程として認識されている。Shimokawa (1984) は花崗岩斜面において崩壊後の経過年数と土層厚の経年変化を示した。それによるとほぼ250年で土層厚の最大値は定常状態に達すると見られ、土層は崩壊に対する条件が整ったことになる。下川他 (1989) は、しらす急斜面において表層土の生成過程と表層崩壊の周期性について調査・研究した。その結果斜面崩壊は斜面の同じ場所で繰り返し発生し土層の再形成が行なわれていることを明らかにした。一方、渡部・田中 (1976) は傾斜角に対する限界土層厚の存在を示唆した。限界土層厚と

いう考え方は無限長斜面の安定解析式からも導くことができる。土質条件が一定として傾斜角と土層厚の関係をみると安全率1未満になる土層厚の上限値は傾斜の増加とともに減少する。

156地点の土層厚 (Nc値0-10) を傾斜角に対してプロットしたものを図4・5に示す。なおここでは、土層厚は斜面に垂直方向の厚さに変換してある。図より土層厚がゼロに収斂する斜面傾斜角は約60°とみられたのでこの角度を基準にして上限値を直線で結ぶとほぼ30°~50°の範囲で傾斜角に対応する上限値が存在する。30°~50°の範囲にある点の上限値だけを取り出して直線で推定すると、各傾

傾斜角に対する限界土層厚 (Nc 値 0 - 10) は表 4・3 に示すように、30°で3.4m、40°で2.3m、50°で1.1m となった。

実際斜面では土層は限界土層厚以下の厚さで斜面上に存在することになる。

図より30°未満の傾斜角度の地点では土層厚の上限値はほぼ一定の約3.4mを示す。しかし、他の地質をみてもわかるように(例えば泥炭地、阪口、1989)、花崗岩が深層風化すればこれより厚くなり得ることは明らかである。このことから、緩傾斜地点の土層厚には限界土層厚の考え方は適用できないと考える。

30°以上の急傾斜地点においては、傾斜角に対する限界土層厚の存在が確認されたことにより、土層厚の経時的増加の上限値も傾斜角に対して存在すると見られる。傾斜角に対する限界土層厚及び土層厚の経時変化の概念図を表 4・3 をもとに図示すると図 4・6 のようになる。

対象山腹斜面における限界土層厚がわかれば、ある斜面位置における土層の発達段階を推定することができ、簡易に崩壊発生の可能性を判定する場合に有効であると考えられる。

近年表層崩壊の予知・予測において重要な土層厚の面的情報を得るために地表面地形(主に傾斜角、斜面流線方向の位置)から土層厚を推定する試みが行なわれている(沖村、1989)が、図 4・5 からわかるように、一義的に土層厚を特定できない。地形要因と土層の厚さの関係は複雑であり地形発達史的な

検討が必要(小橋、1990)との指摘も妥当な見解と考えられる。

微地形区分と土層厚の関係を明らかにする研究(沖村・宮城、1991)が行なわれ始めた。しかし、ある地点の斜面土層が現在の発達過程にあるのかを地表面地形より推定する方法が確立されない限り土層厚の正確な推定は困難と考える。

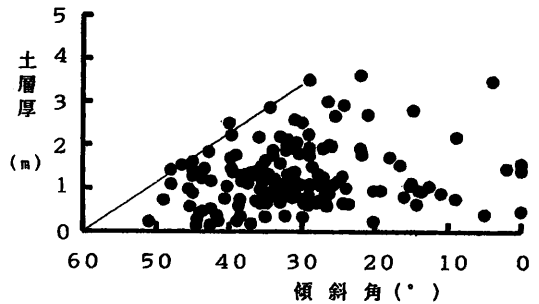


図 4・5 傾斜角と土層厚 (Nc 値 0 - 10) の関係

表 4・3 調査地における限界土層厚

傾 斜 角 (°)	限界土層厚 (m)
50	1.1
40	2.3
30	3.4

注) 60°で土層厚は 0 m と仮定した

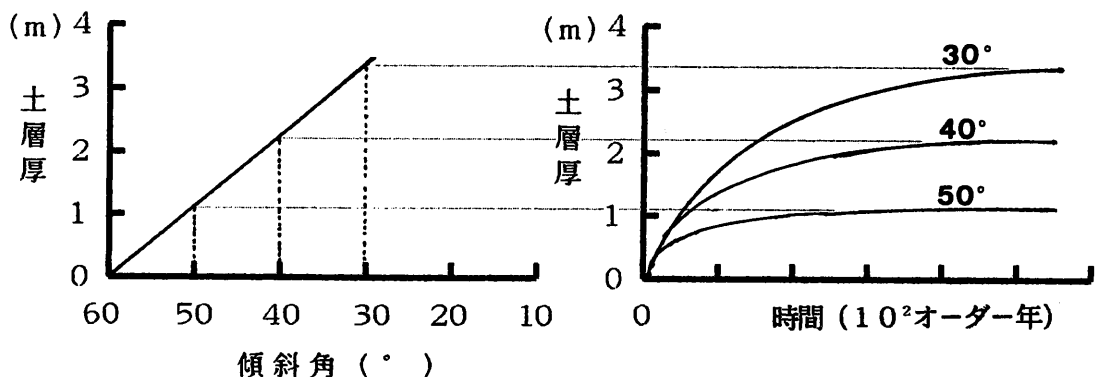


図 4・6 傾斜角に対する限界土層厚の経時的変化の概念図

4.3 まとめ

本章では風化花崗岩斜面において測定した156地点の貫入試験の結果を用いて、斜面微地形と土層断面の関係について明らかにした。結果をまとめると次のようになる。

1) 調査地においては地表面にほぼ平行して基盤面が存在し、基盤地形は地表面地形と相似する。そのため雨水の集中及び拡散は地表面地形からほぼ推定することができ、すなわち凹型斜面は集水斜面、凸型斜面は拡散斜面とみなすことができる。

2) 風化花崗岩斜面上の「土層」(Nc値0~10)の厚さは斜面型に関わらず、「斜面上部」から「斜面下部」にかけて増加する傾向がみられ、3章2節で概念的に示した斜面上を移動しやすい「表土」はNc値で区分した「土層」に相当すると判断した。

3) 等高線形状(凸型、凹型)は集積による「表土」厚の増加速度を支配することを指摘した。

4) 凹型斜面「中部」の土層断面は、崩壊発生による土層の形成過程をもつことが、土層厚の頻度分布から推察された。

5) 土層構造パターンの出現頻度は斜面タイプによって異なる。凸型斜面の土層断面は残積性の土層構造の分布が多く、凹型斜面「中

部」の土層断面は基盤との境界が比較的シャープな崩積性の土層構造の分布が多いことが分かった。

6) 斜面土層は傾斜角に対する限界土層厚をもつことが実測によって証明された。これをもとにして傾斜角に対する土層厚の経時変化の概念図を示した。

5. 斜面微地形と土層断面からみた土層の安定性

5.1 斜面土層の安定性解析の流れ

斜面微地形と土層断面から土層の安定性を考察するため、対象地をメッシュ地図化し、斜面安定解析によってセル毎に安全率を求めこれと斜面タイプ、土層構造パターンとの関係を検討した。図5・1に斜面土層の安定性解析のフローチャートを示す。

5.2 対象山腹斜面のメッシュ分割

計算対象斜面は前述の東大愛知演習林内の風化花崗岩斜面である。

斜面の微地形による雨水の集中効果により地下水面が上昇することを考慮した斜面安定解析法を用いる場合、対象斜面の地形を精度よく判読し、計算に取り入れる必要がある。小橋(1990)はシミュレーションを行なう場合のメッシュの大きさを崩壊規模と地形図の

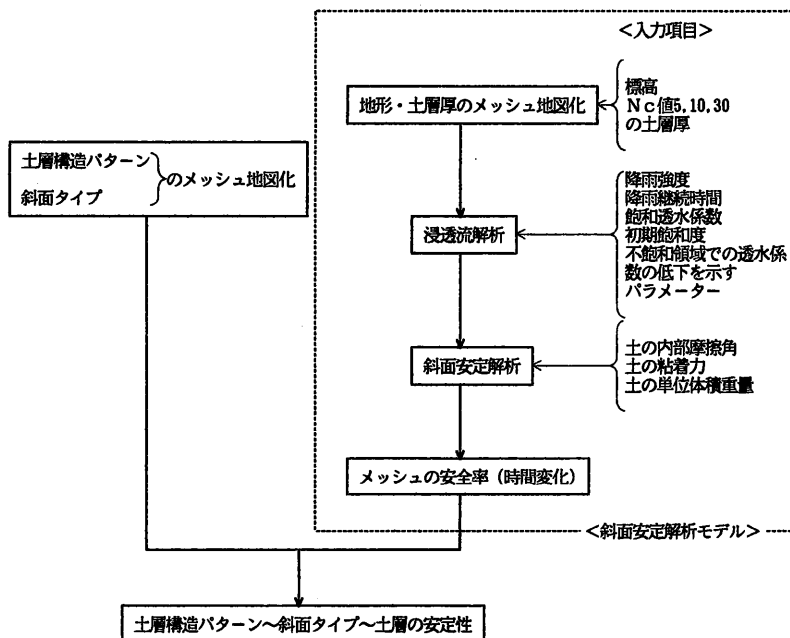


図5・1 斜面土層の安定性解析のフローチャート

精度から議論した。平松（1991）は崩壊規模と地形の再現性の点から検討し、25mメッシュを用いた。一般に表層崩壊は、崩壊長で25m以下、崩壊面積で200m²以下のものの頻度が大きいこと（丸井、1981）を考慮するとセルの大きさは最低25m×25m以下が必要と考えられる。一方、沖村他（1991）はメッシュ間隔の違いによる崩壊予測規模の違いについて検討した結果、3m～9mの間では大差無いとした。本研究では現地測量により1/500の地形図を作成し、図面上を5m×5mメッシュに分割し、単位セルとして解析を進めることとした。セル数は440個である。図5・2にメッシュ分割した地形図を示す。

作業は次のようにおこなった。

- ①まず各セルを囲む4つの交点の座標を用いて各セルの平均標高、傾斜、方位を求める。
- ②次に各セルを等高線形状と現地観察をあわせて凹型斜面、凸型斜面、平型斜面の3つの斜面型に区分する。図5・3に斜面型の区分図を示す。
- ③次に各セルの斜面上の位置を傾斜によって斜面上部、斜面中部、斜面下部の3つに区分する。
- ④各セルの土層厚、土層構造は次の手順で求めた。

4章で解析に用いた簡易貫入試験の156地点と解析に用いなかった25地点の測点をメッシュ地形図上にプロットする。図5・4に簡易貫入試験の測定地点を示す。測定値をセル内の平均土層厚とし、Nc値5、10、30の深さを3枚のメッシュ地形図にそれぞれ記入する。未測定セルの土層厚は流線方向のセルの平均値または等高線方向のセルの平均値として求める。次に各セルの各層位の厚さから単位セルの土層構造パターンを決定する。

5.3 浸透流解析及び土層構造を考慮した斜面安定解析モデル

斜面上のセルの安定性が斜面微地形とどのように関わっているかを比較、検討するため土層構造を考慮して斜面安定解析を行なった。表層崩壊の発生は豪雨時の雨水集中によって引き起こされることが経験上また室内実験、数値実験により明らかになっている。この雨水の集中による斜面安全率の低下を評価するためには、雨水の浸透・流下過程を3次元地形上で精度よく再現する必要がある。

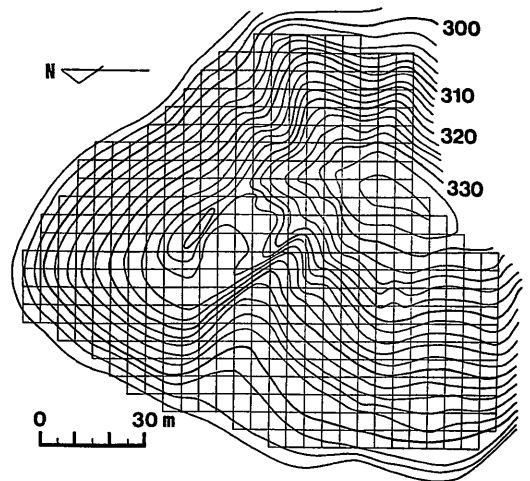


図5・2 メッシュ分割図

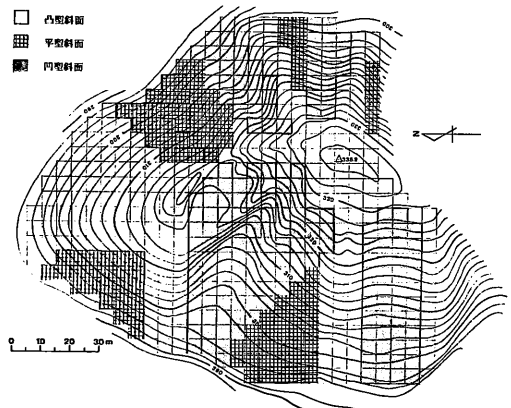


図5・3 斜面型（凸・平・凹）の区分図

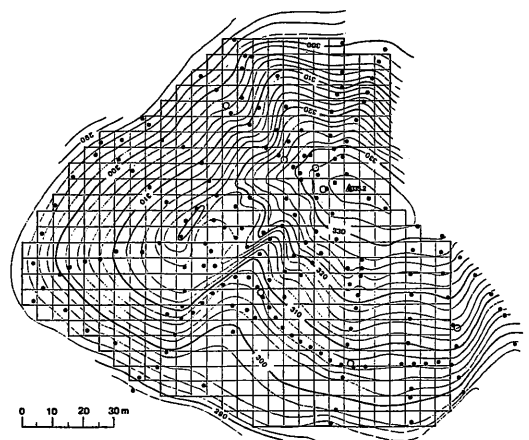


図5・4 簡易貫入試験の測点（●印）及び剪断試験、土のサンプリング地点（○印）

近年、雨水の浸透・流下過程を飽和・不飽和浸透理論により解析し、流域内の水分状態と流出ハイドログラフを良好に再現できるようになった(窪田他、1987)。飽和・不飽和浸透流解析は表層崩壊発生予測のための数値シミュレーションに取り入れられるようになり、その結果降雨波形の影響を評価することができるようになった(平松他、1991)。しかしながら、計算ではすべり面を仮定し、土質強度を一定としているため、土層構造の違いが斜面安定に与える影響を評価するまでにはいたっていない。本研究では土層構造が斜面安定に与える影響を斜面微地形との関わりで評価する方法を新しく取り入れた。セルの土層構造を各層位ごとに土の強度定数と関連づけて斜面安定解析を行ない、それを飽和・不飽和浸透流解析とカップリングすることによって斜面安全率の計算を行なった。

5.3.1 斜面安定解析

本研究の崩壊は表層崩壊を対象としている。表層崩壊の特徴は形状が一般に崩壊深に比して崩壊長が大きく、すべり面が直線的なものが多いことである(丸井、1981)。また、4章で示したように調査地斜面では斜面長に対して土層厚が十分小さい。そのため、安定解析には無限長斜面の安定解析式を用いた。

本研究では5 m×5 mのセルを用いているのでセル内では土層厚と傾斜は一樣と仮定し、各セルに無限長斜面の安定解析式を適用することにより各セルの安全率を求めた。各セルの安全率を相対比較することにより、斜面微地形と土層断面の違いが土層の安定に与える影響を評価することを試みた。

無限長斜面における安定解析式を以下に示す。本モデルの構成を図5・5に示す。

$$F_s = \frac{c' + (\gamma_s \cdot z - h') \cdot \cos^2 \theta \cdot \tan \phi'}{\gamma_s \cdot z \cdot \sin \theta \cdot \cos \theta} \quad \dots (3)$$

ここで、 F_s ：安全率、 γ_s ：土の飽和単位体積重量、 z ：すべり面の鉛直深さ、 h' ：水面がすべり面より上にあるときの水深(h)とすべり面との差、 θ ：すべり面の傾斜角である。

野外測定により求められた N_c 値と c 、 ϕ 、 γ_s の関係式を求め、 N_c 値プロファイルから c 、 ϕ 、 γ_s の推定を行なう。ここでは各セルの深さ方向の安全率を10cm毎に計算し、最も

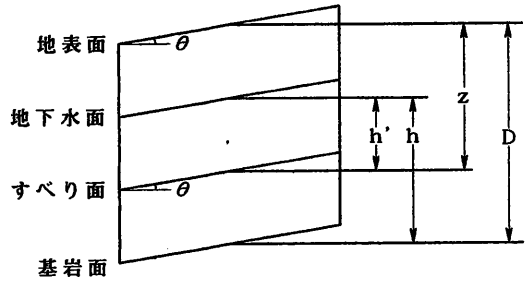


図5・5 斜面安定解析モデルの構成

D：土層厚

z：すべり面の深さ

h：水深

h'：すべり面と水深の差

θ ：すべり面の傾斜角＝地表面の傾斜角＝基盤面の傾斜角

小さい安全率をセルの安全率とし、この時の深さがすべり面の深さ z となる。また θ は地表面の傾斜と平行であると仮定し地表面傾斜を用いた。

各セル毎に上記の無限長斜面における安定解析式を適用した。水深 h を求めるために、次に示す浸透流解析を行なった。

5.3.2 浸透流解析

浸透流解析のモデルとしては、窪田ほか(1987、1988)による不飽和浸透理論を考慮した水移動モデルを用いた。このモデルは3次元地形を考慮した雨水の浸透・流下過程を再現するために、対象地をメッシュ分割して雨水の移動を追跡するもので、本研究の解析目的に最も適した方法である。この方法により各セルの土壌水分量の変化、地下水位発生位置、および流域のハイドログラフが良好に再現できることが滋賀県琵琶湖東南部の田上山地の花崗岩流域で確認されている。以下に窪田他(1987、1988)を引用してモデルの説明を行なう。

窪田他(1987)は、傾斜の大きい山腹斜面土層中における水移動は次の運動および連続の式で近似できることを示した。

$$q = K_s \cdot S^{\beta} \cdot \sin \omega \cdot d \quad \dots (4)$$

$$w \cdot d \cdot \frac{\partial S}{\partial t} = \frac{\partial q}{\partial x} \quad \dots (5)$$

ここで、 d ：土層厚、 q ：斜面長方向の流量、 t ：時間、 x ：斜面長方向、 S ：単位セルの平均飽和度、 K_s ：飽和透水係数、 β ：不飽和領域での透水係数の低下を示すパラメー

ター、 ω ：基岩傾斜角、 w ：間隙率である。

窪田他（1987、1988）は対象斜面を平面的にメッシュに分割して上記の（4）、（5）式を3次元に展開して流域モデルとした。

モデルの構成を図5・6・1～図5・6・3に示す。まず対象山腹斜面を平面的にメッシュで分割し（メッシュ長 L ）（図5・2）、土層厚（ D ）を高さとするセルを計算の基本要素とする（図5・6・1）。このとき D 及び L は図5・6・2に示すようにそれぞれ鉛直

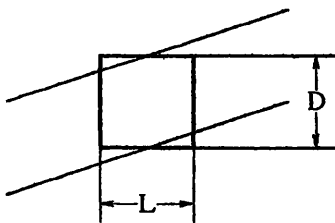


図5・6・1

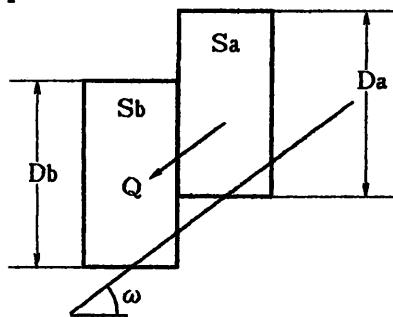


図5・6・2

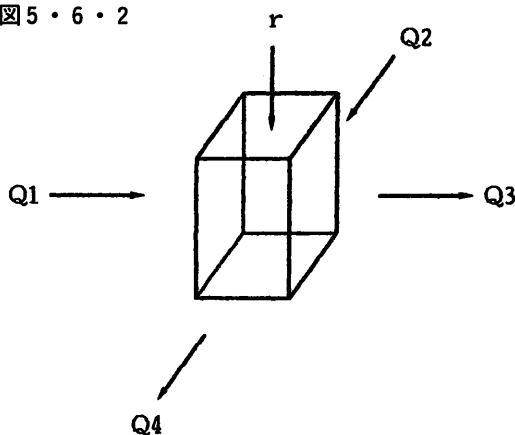


図5・6・3

図5・6・1～3 浸透流モデルの構成（窪田他、1987より）

D ：土層厚、 L ：メッシュ長、 Q ：境界面の通過流量（断面あたりの流量）、 ω ：基岩傾斜、 S ：セルの飽和度、 $Q_1 \sim Q_4$ ：側方境界面の通過流量、 S 、 D の添字 a 、 b はセル a 、 b の量であることを示す。

及び水平方向の長さである。セルは一辺の長さ L の正方形を底面とする高さ D の直方体である。

次に、セルの側面の境界を通過する流量、すなわち土層内の水移動量について述べる。図5・6・2に示すように隣り合うセル a 、 b とその間の境界面を通過する流量 Q を考える。図5・6・2のようにセル a の基岩面（セルの底面）がセル b に比べて高い位置にある場合、流量 Q は

$$Q = K_s \cdot S_a^\beta \cdot \sin \omega \cdot D_a \cdot L \quad \dots (6)$$

となる。

Q ：境界面の通過流量（断面あたりの流量）、 L ：メッシュ長、 ω ：基岩傾斜、 S ：セルの飽和度、 D ：土層厚、 β ：不飽和領域での透水係数の低下を示すパラメーター、 ω ：基岩傾斜角、 S 、 D の添字 a はセル a の量であることを示す。

D ：土層厚、 L ：メッシュ長、 Q ：境界面の通過流量（断面あたりの流量）、 ω ：基岩傾斜、 S ：セルの飽和度、 $Q_1 \sim Q_4$ ：側方境界面の通過流量、 S 、 D の添字 a 、 b はセル a 、 b の量であることを示す。

さらに、飽和度がある値を超えると地下水が生じ、飽和度と地下水位の間には直線的な比例関係が存在すると仮定する。

$$h = D \cdot \frac{S - S_c}{1 - S_c} \quad \dots (7)$$

ここで、 D ：土層厚、 h ：水深、 S_c ：地下水発生限界飽和度である。

すなわち、セルからの流出量は、飽和透水係数 K_s と水深 h により定まる飽和した部分からの流出量と不飽和部分からの流出量との和とする。

$$Q_i = \left\{ K_s \cdot \frac{S - S_c}{1 - S_c} + K_s \cdot S_c^\beta \cdot \left(1 - \frac{S - S_c}{1 - S_c} \right) \right\} \cdot D_i \cdot \sin \omega \cdot L \quad \dots (8)$$

（6）あるいは（9）式に従って各セルの飽和度、水深、土層厚および隣り合うセル間の基岩面の高さの差（傾斜）に応じて、すべての境界面を通過する流量が求められる。

（5）式を3次元に拡張して各セルにおける連続条件を図5・6・3に従って示すと次式となる。

$$S_{t+\Delta t} + \frac{\Delta t}{D \cdot L^2 \cdot W} (Q_1 + Q_2 - Q_3 - Q_4) + \frac{\Delta t}{D \cdot W} \cdot r \dots (9)$$

S：セルの飽和度、 $Q_1 \sim Q_4$ ：側方境界面の通過流量、 t ：計算単位時間、 D ：土層厚、 L ：メッシュ長、 W ：間隙率、添え字 t 、 $t + \Delta t$ は、 t 時、 $t + \Delta t$ 時であることを示す。 r ：雨量強度、 $Q_1 \sim Q_4$ は (6) あるいは (9) 式で求めた土層内の水移動量である。

なお、斜面安定解析の際に必要な水深 h は、(7) 式によって求まる h を用いることとする。

5.4 解析式のパラメーター

5.4.1 斜面安定解析式のパラメーター

斜面安定解析時に必要な入力パラメーターは土層厚、土質強度、土の単位体積重量、傾斜角である。ここで傾斜角については地形図上で容易に入手することができるが、内部情報としての土層厚、土質強度、土の単位体積重量については面的に現地測定を行なうことは困難であるので、なんらかの方法により推定値を用いることになる。従来、表層土層厚については一定土層厚を用いた方法(沖村・市川、1985)が多かったが、最近では簡易貫入試験を面的に行なって等表土層厚線図を作成し、各セルごとに土層厚を設定する方法(平松他、1990)が行なわれるようになった。

土質強度については沖村・田中(1980)が土層断面層位ごとに土質強度を測定した研究があるが、シミュレーションではすべり面を決めて一定の土の粘着力 c 、土の内部摩擦角 ϕ 、土の単位体積重量 γ を用いる方法(沖村他、1985；平松他、1990)がほとんどであった。

本研究では土層構造の違いが安全率に対してどれくらい影響するかを比較検討するため、 N_c 値プロファイルをもとに近似的に各セルの土質強度、 γ を推定しようとするものである。

計算対象斜面内で簡易貫入試験とせん断試験を同一場所で行ない、 N_c 値と土の強度定数である内部摩擦角 ϕ 、粘着力 c および土の乾燥単位体積重量 γ_d の関係を求めた。

試験地内の 7 地点において、簡易貫入試験を行なって N_c 値の鉛直プロファイルを測定

した後、トレンチカットを行ない、剪断試験と採土による乾燥単位体積重量の測定、山中式土壌硬度計による測定を行なった。剪断試験と乾燥単位体積重量の測定はなるべく N_c 値の分布が偏らないように考慮して、各地点で 2～6 層について、剪断試験は合計 20 層について、乾燥単位体積重量の測定は合計 43 層について行なった。測定地点は図 5・4 の地形図上 (○印) に示した。

1) 剪断強度について

剪断試験は、海堀・佐々(1981)が試作した現場一面剪断試験機と同型で 1984 年より市販が開始された現場一面剪断試験機(マルイ製作所、モデル MIS-233-7)を使用した。

この現場一面剪断試験機は表層崩壊の対象となるような 1 m 前後より浅い土層に対して、各深度ごとにその深度に相当する拘束圧のもとで土の強度を求めることを目的として製作されたもので、以下のような特徴をもつ。
① 100gf/cm² より小さな拘束圧のもとでも正確に試験を行なうことができる。
② 持ち運びが可能であり、現場で剪断試験及びその結果の解析が行なえる。
③ 試料箱が大きいので多少大きな礫が入っていても試験が可能である。
④ 飽和試料での剪断試験が可能である。
⑤ この試験機で得られる強度定数は標準砂を用いて行なった改良型一面剪断試験機(三笠式)、単純剪断試験機の結果と比較しても充分信頼できる(丸井、1981)。

測定は 7 地点で行ない、 N_c 値の値を考慮しながら層区分を行なって測定した。同一層から 3～5 個のサンプルを採取して完全水浸状態で剪断を行なった。その際、現実の上載荷重を考慮した低拘束圧下の試験を行なった。それらのピーク強度の直線回帰よりその層の強度定数を求めた。

次にこの 7 地点での測定結果をもとに、 N_c 値と土の粘着力 c 、土の内部摩擦角 ϕ との対応関係について検討した。

N_c 値と内部摩擦角 ϕ の関係は図 5・7 のようになる。 N_c 値と ϕ との関係はかなりのばらつきがあるものの、 N_c 値の増加とともに ϕ が増加し、一定の値に収束していく傾向がみられる。日浦他(1978b)によると花崗岩では風化の進んでいるものほど内部摩擦角は小さな値を示すように、本解析の結果は妥当

と考えた。内部摩擦角 ϕ と Nc 値の関係は (10) 式に示す対数近似を行なった。

$$\phi' = 29.6 + 9.20 \cdot \ln(Nc) \quad \dots (10)$$

次に Nc 値と土の粘着力 c の関係は図 5・8 のようになる。Nc 値と c との関係はばらつきが大きく、一定の傾向がみられない。 c は根系の有無や土の不均質性によって大きく変化する上、マサ土のような砂質土では c の

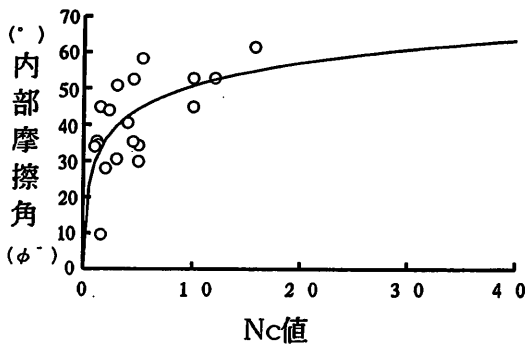


図 5・7 Nc 値と内部摩擦角 ϕ の関係

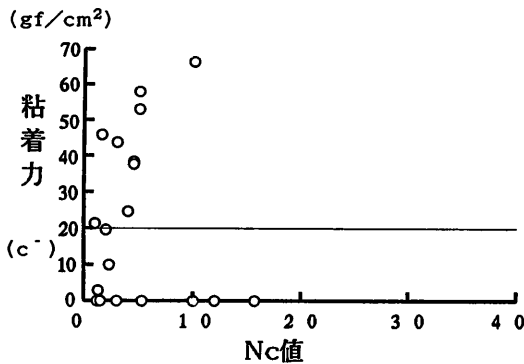


図 5・8 Nc 値と土の粘着力 c の関係

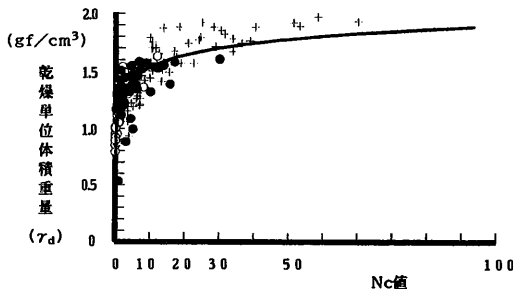


図 5・9 Nc 値と乾燥単位体積重量の関係

- ：今回測定 of データ
- ：過去の測定データ (同演習林内)
- ＋：文献から引用したデータ
田中他 (1976, 1977)、沖村他 (1980)

値そのものが大きくないと考えられる。そこで後述する斜面安定解析では Nc 値にかかわらず土の粘着力 c は一定とし、 20 gf/cm^2 の値を採用した。

2) 土の単位体積重量について

Nc 値と土の単位体積重量 γ_d との対応関係を検討するため、今回の測定結果のほかに、同じ愛知演習林内の過去の測定データ (逢坂、1986) や他の風化花崗岩山地における既存のデータ (田中・沖村、1976；田中・沖村、1977；沖村・田中、1980)、と合せて検討を行なった。Nc 値と γ_d との関係を図 5・9 に示す。図より比較的良好な相関関係がみられ、次のような対数関係式で近似することにした。

$$\gamma_d = 1.19 + 0.15 \cdot \ln(Nc) \quad \dots (11)$$

5.4.2 浸透流解析式のパラメーター

浸透流解析式に用いるパラメーターは、本研究の対象地が田上山地と同じ風化花崗岩であったことから、窪田ほか (1987, 1988) と同じ値を採用した。すなわち飽和透水係数 $K_s = 0.1 \text{ (cm/sec)}$ 、 $\beta = 6.0$ 、 $S_c = 0.4$ である。また土層厚 D は Nc 値 30 までとした。

計算条件としては初期の飽和度をすべての単位セルで 0.4 として、降雨強度 20 mm/hr 、降雨継続時間 24 時間、計算時間は 48 時間行なった。

計算単位時間 Δt は 1 時間を基本とし、入出力は 30 分単位である。

5.5 結果及び考察

5.5.1 斜面安全率の経時変化

斜面安全率が 1 未満になるセルの分布が時間とともにどのように変化していくかをみた。降雨開始後 6 時間、12 時間、18 時間、24 時間、25 時間経過時の安全率の分布を図 5・10・1～図 5・10・5 および表 5・1・1～表 5・1・5 に示す。

①図より安全率 1 未満のセルの分布は概略凹型斜面の急傾斜地点とその周辺地点で出現し、斜面下方へ増加していく。北向きの規模の大きい凸型斜面では安全率 1 未満のセルは出現せず、規模の小さい東向き凸型斜面の急傾斜地点および西向き凸型斜面の下方地点で出現する。

②表より安全率 1 未満のセルは「斜面上部」ではほとんど出現せず、「斜面中部」で出現頻度が高く、特に凹型斜面「中部」で多く出現する。

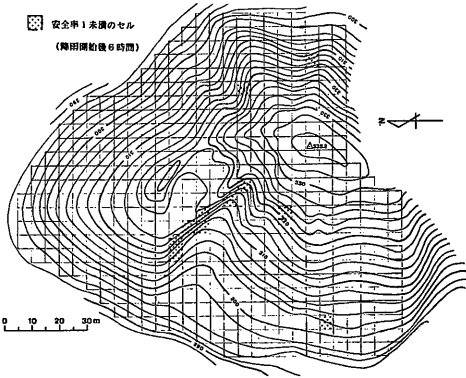


図5・10・1 安全率1未満のセルの出現分布 (降雨開始後6時間)

表5・1・1 安全率1未満のセルの出現分布 (降雨開始後6時間)

斜面タイプ	土層構造	急変型			漸変型			小計
		I型	II型	III型	IV型	V型	VI型	
凸型斜面	上部	0	0	0	0	0	0	0
	中部	0	0	0	0	0	0	0
	下部	0	0	0	0	0	0	0
平型斜面	上部	0	0	0	0	0	0	0
	中部	0	0	0	0	0	0	0
	下部	0	0	0	0	0	0	0
凸型斜面	上部	0	0	0	0	0	0	0
	中部	0	8	0	0	2	1	11
	下部	0	0	0	0	0	0	11
小計		0	8	0	0	2	1	11

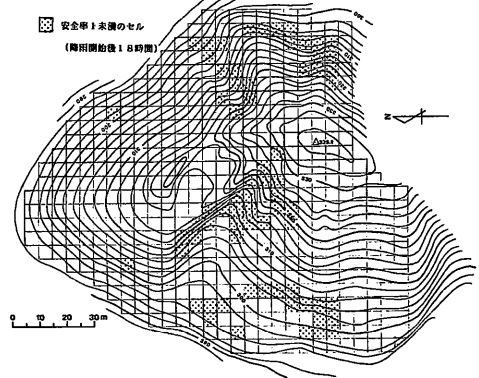


図5・10・3 安全率1未満のセルの出現分布 (降雨開始後18時間)

表5・1・3 安全率1未満のセルの出現分布 (降雨開始後18時間)

斜面タイプ	土層構造	急変型			漸変型			小計
		I型	II型	III型	IV型	V型	VI型	
凸型斜面	上部	0	0	0	0	0	0	0
	中部	0	5	3	3	0	1	12
	下部	1	0	1	0	0	3	5
平型斜面	上部	0	0	0	0	0	0	0
	中部	0	3	3	0	0	0	6
	下部	0	0	2	0	0	1	3
凸型斜面	上部	0	0	0	0	0	0	0
	中部	1	25	5	1	6	0	38
	下部	0	0	0	1	1	3	5
小計		2	33	14	5	7	8	69

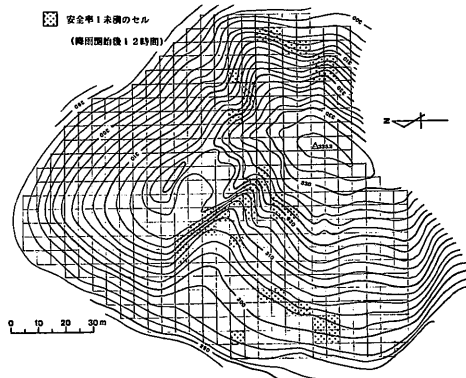


図5・10・2 安全率1未満のセルの出現分布 (降雨開始後12時間)

表5・1・2 安全率1未満のセルの出現分布 (降雨開始後12時間)

斜面タイプ	土層構造	急変型			漸変型			小計
		I型	II型	III型	IV型	V型	VI型	
凸型斜面	上部	0	0	0	0	0	0	0
	中部	0	4	1	0	0	0	5
	下部	0	0	1	0	0	3	4
平型斜面	上部	0	0	0	0	0	0	0
	中部	0	1	3	0	0	0	4
	下部	0	0	1	0	0	1	2
凸型斜面	上部	0	0	0	0	0	0	0
	中部	0	17	3	0	2	0	22
	下部	0	0	0	0	0	0	0
小計		0	22	9	0	2	4	37

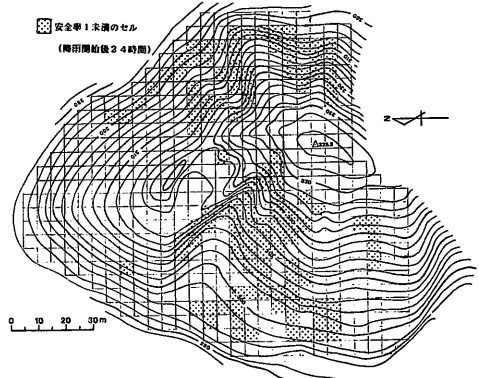


図5・10・4 安全率1未満のセルの出現分布 (降雨開始後24時間)

表5・1・4 安全率1未満のセルの出現分布 (降雨開始後24時間)

斜面タイプ	土層構造	急変型			漸変型			小計
		I型	II型	III型	IV型	V型	VI型	
凸型斜面	上部	0	0	0	0	1	0	1
	中部	0	7	3	3	2	2	17
	下部	1	0	1	0	0	3	5
平型斜面	上部	0	0	0	0	0	0	0
	中部	0	8	6	0	5	0	19
	下部	0	1	3	0	0	5	9
凸型斜面	上部	0	0	0	0	0	0	0
	中部	1	34	9	2	15	1	62
	下部	0	2	1	2	1	3	9
小計		2	52	23	7	24	14	122

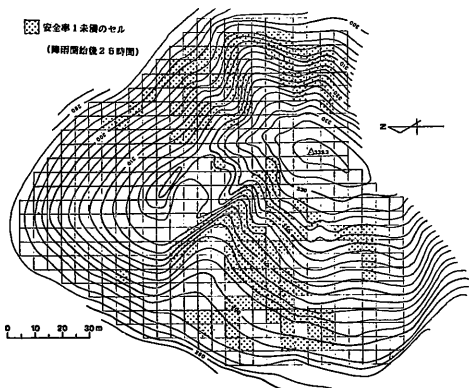


図5・10・5 安全率1未満のセルが最大個数の時の出現分布 (降雨開始後25時間)

表5・1・5 安全率1未満のセルが最大個数の時の出現分布 (降雨開始後25時間)

斜面タイプ	土層構造	急変型			漸変型			小計
		I型	II型	III型	IV型	V型	VI型	
凸型斜面	上部	0	0	0	0	1	0	1
	中部	0	7	3	3	2	2	17
	下部	1	0	1	0	0	3	5
平型斜面	上部	—	—	—	—	—	—	—
	中部	0	8	8	0	10	0	26
	下部	0	1	3	0	0	5	9
凹型斜面	上部	0	0	0	0	0	0	0
	中部	1	35	11	2	13	1	63
	下部	0	2	1	2	1	3	9
小計		2	53	27	7	27	14	130

以上の結果は、崩壊発生頻度は斜面型では凹型斜面、斜面傾斜角では30°以上の地点で高いという過去の表層崩壊の調査、解析の結果と一致する(塚本他、1973；片岡他、1976；志水、1977；丸井、1981)。

③表より安全率1未満のセルはII型の土層構造をもつ地点で降雨開始後早くから出現し、その増加割合も大きい。II型の土層は「基盤」と「表土」の境界がシャープな土層断面を呈するため、地下水位の発生による剪断抵抗力の低下が顕著に現れたと考えられる。

④安全率1未満のセルが最大個数になる時間は降雨開始後25時間経過時(降雨終了後1時間)、すなわち総降雨量480mmで、440セル中130セルが出現する。安全率1未満のセルを崩壊発生斜面と仮定し、崩壊面積率に換算すると29.5%になる。

過去の研究において崩壊面積率は、流域面積に対して数%(丸井、1981)、崩壊しやすい凹型斜面の面積に対して十数%(塚本他、1976)と報告されている。実際斜面上での崩壊発生はある程度の広がりをもつこと、計算結果の安全率1未満のセルが必ずしも崩壊し

ないことなどから判断すると、本解析における安全率1未満の全セルのうち、1/2～1/5程度が実際に崩壊すると考えられる。

以後の解析は、安全率1未満のセルが最大個数に達した降雨開始後25時間経過時の結果を用いて進めることにする。

5.5.2 斜面微地形と土層の安定性

1) 傾斜角と安定性

傾斜角と安全率の関係を土層構造パターンによって整理したものを図5・11に示す。図によると安全率の上限値は傾斜角の増加と共に小さくなる。このことは斜面傾斜角が安全率に最も影響する因子であり(沖村、1989)、傾斜が大きくなるほど安全率の範囲が小さくなることを示している。また、傾斜角が小さくても安全率が1未満になる地点がみられ、図からIV型、VI型の土層構造であることがわかる。これは表5・1・5から「斜面下部」であると判断され、傾斜が小さくても「斜面下部」の雨水の集中が発生する地点では崩壊の危険性があることを示している。

2) 斜面タイプと安定性

従来の山崩れに関する研究において、豪雨による表層崩壊の多くが山ひだ、あるいは0次谷と呼ばれる凹型斜面でよく発生することが知られている(塚本他、1973)。これは等高線形状で区分した斜面型(凹、平、凸)が雨水の集中と拡散に深く関係しており、凹型斜面では雨水の集中により地下水位の上昇が起

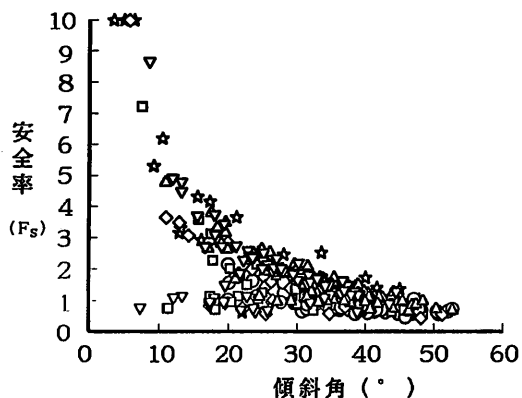


図5・11 土層構造パターンごとの傾斜角と安全率の関係

☆：I型、○：II型、◇：III型
△：IV型、□：V型、▽：VI型

こりやすく(飯田、1984)、その結果崩壊しやすいためである。

「斜面タイプ」と安全率の関係を図5・12に示す。

凸型斜面は203セル中23セルが安全率1未満となり、他の「斜面タイプ」に比べてその割合が小さいことがわかる。

凹型斜面は159セル中72セルが安全率1未満となり、特に「斜面中部」で105セル中63セルが安全率1未満となり約60%と割合が高いことがわかる。

平型斜面は78セル中35セル(44.9%)が安全率1未満となり、比較的割合が高くなったのは、「斜面上部」のセルが今回の区分上存在しなかったためと考えられる。

以上、斜面微地形要因(傾斜、「斜面タイプ」)が土層の安定性に与える効果を検討した結果、過去の崩壊調査結果と照しあわせても矛盾はなく、本解析結果は、使用した浸透流解析及び斜面安定解析の妥当性を示すものである。

5.5.3 土層構造パターンと土層の安定性

斜面タイプ、土層構造パターン、斜面安全率の関係を表5・2に整理した。

「斜面上部」では斜面型に関わらず安全率は大部分1を大きく上回り、斜面の安定性は高い。一方、「斜面中部」の安全率は凸型斜面と凹型斜面で異なり、平均値は凸型斜面で1.33、凹型斜面で0.97となり、凹型斜面で安全率は低い。

斜面の安定性が低い「斜面中部」の凸型斜面と凹型斜面の安全率の平均値を比較すると

表5・2 斜面タイプ、土層構造パターンごとの安全率

		I型	II型	III型	IV型	V型	VI型	
凸型 斜面	上部	1.71	1.24	1.35	1.05	0.95	1.73	0.95
		4.66	1.95	2.86	3.37	2.44	3.18	2.87
		9.99	2.93	9.99	7.22	4.78	8.66	9.99
	中部	1.14	0.69	0.79	0.69	0.75	0.64	0.64
		1.59	1.03	1.15	1.14	1.39	1.50	1.33
		2.52	1.70	1.71	1.57	2.08	2.19	2.52
下部	—	—	—	1.18	—	0.66	0.66	
	0.62	1.03	0.76	(1.98)	—	1.09	1.19	
	—	—	—	2.15	—	2.26	2.26	
平型 斜面	上部	—	—	—	—	—	—	—
		—	0.66	0.57	1.05	0.74	1.17	0.57
		—	0.85	0.91	(1.19)	1.08	1.43	1.08
	中部	—	—	0.57	1.14	—	0.71	0.57
		—	0.85	0.76	(1.31)	—	0.97	1.03
		—	—	0.91	1.51	—	1.14	1.51
凸型 斜面	上部	2.52	1.57	1.38	—	—	—	1.38
		4.67	(2.76)	(1.49)	—	—	—	3.74
		9.99	3.67	1.59	—	—	—	9.99
	中部	0.97	0.47	0.58	0.64	0.65	0.93	0.47
		1.25	0.80	0.93	1.15	1.00	1.34	0.97
		1.71	1.29	1.31	1.47	1.62	1.69	1.72
下部	—	0.95	—	0.74	0.96	0.70	0.70	
	—	1.15	0.90	1.70	1.50	2.35	1.90	
	—	1.74	—	3.60	1.99	4.92	4.92	
平均値		2.98	1.06	1.31	1.45	1.50	1.84	1.57

(凡例) 最小値
平均値
最大値

凸型斜面では、II型<III型≒IV型<V型<VI型<I型となり、凹型斜面では、II型<III型<V型<IV型<I型<VI型となる。

雨水の集中が起こりにくい凸型斜面では、ほぼII型<III型<IV型<V型<VI型<I型の順になっている。このことを土層構造のパターン分類からみれば、II型土層からVI型土層の順に「下層土層」および「風化層」の厚さの増大に対応して、II型からVI型の順に安全率が大きくなると考えられる。また、I型土層の安全率の平均値が最も大きいことは土層が薄いためと考えられる。

一方、雨水の集中が起こりやすい凹型斜面ではI型を除くと、「下層土層」の厚さが安全率の低下に対し抑制効果を持つという結果となった。

5.6 まとめ

本章では風化花崗岩斜面の土層の安定性を次の方法で検討、評価した。調査地をメッシュ分割し、セルを単位として雨水の浸透流解析

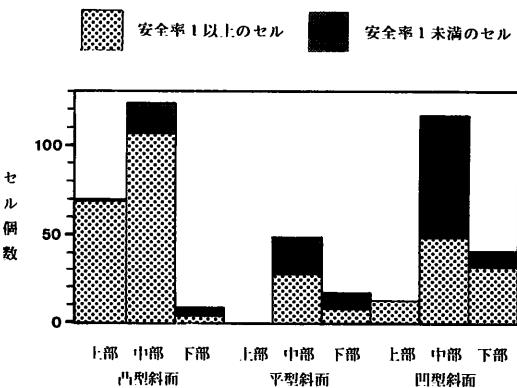


図5・12 斜面タイプと安全率1未満のセルの出現頻度

表 6・1 土層断面の形成条件と土層構造の発達過程

発達経路	「表土」厚の 変化量 ($\Delta p + \Delta w$)	「風化土」厚 の変化量 ($\Delta r + \Delta w$)	土層構造の発達過程 I型土層構造から始まった場合の発達過程	生起する斜面位置 Δq		
				< 0	= 0	> 0
				斜面上部	斜面中部	斜面下部
①	≤ 0	≤ 0	I → (Fs < 1) → I	○	△	×
②	≤ 0	> 0	I → V → (Fs < 1) → V → $\langle \Delta q < 0 \rangle$ → I	○	△	×
③	> 0	≤ 0	I → II, IV → (Fs < 1) → I	○	○	○
④	> 0	> 0	I → III → (Fs < 1) → I ↓ V, VI → (Fs < 1) → V → $\langle \Delta q < 0 \rangle$ → I ↑	○	○	○

注) ○：可能性があるもの
△：可能性が少ないもの
×：可能性が無いもの

注) (Fs < 1)とは安全率が1未満になった場合、すなわち表層崩壊が発生することを意味する。
 $\langle \Delta q < 0 \rangle$ とは表面侵食等の「表土」の削剝が短期間に繰り返し発生することを意味する。

及び土層構造を考慮した斜面安定解析を行なった。土層の安定性は安全率で評価し、斜面微地形と土層断面から考察した。結果のうち主要なものを記すと次のようになる。

1) 安全率1未満のセルの分布の経時的变化は凹型斜面「中部」の崩積成の土層断面(II型)をもつ地点を中心にして降雨と共に増加・拡大していくことがわかった。

2) 土層断面のパターン分類は崩壊に対する抵抗性の評価に有効であることが示された。崩壊発生危険が高い凹型斜面「中部」では安全率の小さい順に土層断面パターンを並べると、「表層土層」と「基盤」の間の層が薄い「急変型」の土層断面から、「下層土層」と「風化層」が厚い「漸変型」の土層断面の順になった。特に「下層土層」の厚さが崩壊に対する抵抗効果をもつことがわかった。

6. 斜面土層の発達過程の推定

6.1 土層構造の発達経路のモデル化

3.3で示した4通りの土層断面の形成条件下において、6つの土層構造パターンが順次どのように出現するかを、表層崩壊の発生が生じる場合を考慮して経路を示すと、表

6・1のようになる。

山腹斜面上の土層断面の形成過程をI型の土層構造パターンから始まる場合について考察をおこなう。

I型は表層崩壊跡地斜面やハゲ山の裸地斜面にみられ、土層形成の初期状態とみなし、土層断面の形成過程のスタートとする。

なお、この発達経路ではNc値による層位区分の「表層土層」と「下層土層」がモデル上の「表土」の層位に相当するため、Nc値プロフィールで分類した土層構造のII型、IV型土層構造は同一に扱った。また同じ理由のため、V型、VI型土層構造は同一に扱った。

①の条件では($\Delta r - \Delta w$) ≤ 0 で「風化土」厚の増加がなく、($\Delta q + \Delta w$) ≤ 0 で「表土」厚の増加がないことを意味する。このため土層厚の発達はない。土層構造の発達はい型から変化することはないであろう。

②の条件では($\Delta r - \Delta w$) > 0で「風化土」厚は増加し、($\Delta q + \Delta w$) ≤ 0 であるから「表土」厚の増加はないことを意味する。このためI型の構造で「風化土」厚が増加することになりI型からV型に移行する。この場合「表土」の発達がなないので表層崩壊(「表土」の崩

壊)は起こり難いが、崩壊発生があった場合も構造上V型にとどまることになる。その後「風化土」が繰り返し風化・侵食されるとI型となることが考えられる。

③の条件では $(\Delta r - \Delta w) \leq 0$ で「風化土」厚の増加はなく、 $(\Delta q + \Delta w) > 0$ であるから「表土」厚が増加することを意味する。「風化土」の増加がないため、I型からII型またはIV型の土層構造が形成されることになる。崩壊発生があるとI型に戻ることになる。

④の条件では $(\Delta r - \Delta w) > 0$ で「風化土」厚は増加し、 $(\Delta q + \Delta w) > 0$ で「表土」厚も増加することを意味する。「表土」と「風化土」が共に増大するのでI型からIII型に変化し、更にIII型からV型あるいはVI型に変化する過程をとるものと考えられる。III型土層で表層崩壊が起こるとI型に戻る。V型あるいはVI型土層が崩壊するとV型土層になる。その後「風化土」が繰り返し風化・侵食されるとI型となることも考えられる。

斜面上のある地点での土層形成プロセスは、気候変動など外的営力(侵食営力)が不変とした場合、その地点における Δq の大きさは斜面上の位置に支配される。「風化土」の風化量 Δw が斜面上の位置に関係なく一定値と仮定すれば、「表土」厚の変化量 $(\Delta q + \Delta w)$ は Δq に支配されて決まる。 Δq は斜面上の位置によりその正・負が決まるので上記①~④の条件が斜面上のどの位置で起こり得るかの概略を表6・1の右の欄のように Δq の符号により分類することができる。

6.2 土層厚の経時変化に関する推定

土層厚(Nc値0-30)の経時的变化を前述した各発達経路ごとに考察すると次のようになる。

①の経路の場合、各層の厚さの増加割合の関係は、「基盤」の風化速度(「基盤」の風化によって形成される「風化土」の厚さの増加速度) $<$ 「風化土」の風化速度(「風化土」の風化によって形成される「表土」の厚さの増加速度) $<$ 「表土」の削剝速度(「表土」の侵食による「表土」厚の減少速度) となっているため、「表土」厚及び「風化土」厚を合わせた土層厚は増加しない。これに該当する斜面は「表土」の集積速度よりも削剝速度が圧倒的に大きい場所と考えられ、花崗岩のハゲ山のような表面侵食が激しい、裸地状態の「斜

面上部」及び「凸型斜面中部」地点に相当すると考えられる。「表土」が増大しないため表層崩壊は発生しない。

②の経路の場合、各層厚の増加速度の関係は、「基盤」の風化速度 $>$ 「風化土」の風化による「表土」の形成速度、「風化土」の風化による「表土」の形成速度 $<$ 「表土」の削剝速度となっているため、「表土」厚は増加せず、「風化土」厚が増加していく。土層厚は①の経路に比べて「風化土」厚に相当する厚さだけ増加していく。これに該当する斜面は表面侵食が激しい①と同じ斜面位置と考えられる。

③の経路の場合、各層の風化速度の関係は、「基盤」の風化速度 $<$ 「風化土」の風化速度、「表土」の集積速度 $>$ 「表土」の削剝速度となっているため、「風化土」厚は増加せず、「表土」厚のみが増加していく。これに該当する斜面は「表土」の削剝速度よりも集積速度が大きい場所、あるいは「基盤」の風化速度よりも「風化土」の風化速度が大きい場所が考えられ、植物が侵入・成長しやすく、「表土」が集積しやすい条件の斜面位置と考えられる。それは斜面物質及び雨水が集中しやすい凹型斜面中腹部から山脚部にかけてと考えられる。一方、森林植生斜面では「表土」の移動速度は小さいと考えられるため、上部あるいは周囲が裸地斜面であることが必要である。「風化土」厚が極端に薄いことは、「風化土」厚の増加速度に比べて表層崩壊のサイクルが短いことが推察される。以上の点から、土層厚の増加は②の経路に比べて速いと考えた。

④の経路の場合、各層の風化速度の関係は、「基盤」の風化速度 $>$ 「風化土」の風化速度、「表土」の集積速度 $>$ 「表土」の削剝速度となっているため、「風化土」厚、「表土」厚ともに増加していく。「風化土」厚が増大するためには③の経路に比べて土層が長期間安定している必要があり、一方「表土」厚の増大は表層崩壊に対する準備過程(下川、1983)と考えられることから、③に比べて「表土」厚の増加速度は小さいと考えられる。これに該当する斜面は比較的早く植物が定着する、あるいは周囲を森林植生で囲まれた「斜面上部」または凸型斜面の「中部」から「下部」にかけてと考えられる。以上の点から、土層厚の

増加は②の経路に比べて早く、③の経路に比べて遅いと考えた。

以上の考察をもとに概念的に表示すると図6・1のようになると考えた。

6.3 土層構造の主要な発達経路の推定

表6・1で示した土層構造の発達経路と実際斜面での測定結果を合せてみることにより、斜面型及び斜面上の位置によって土層構造の発達経路はどの経路をたどるものが多いのか、すなわち土層構造の発達経路の主要経路を推定することができる。表4・2をもとにして作成した土層構造の推定発達経路を図

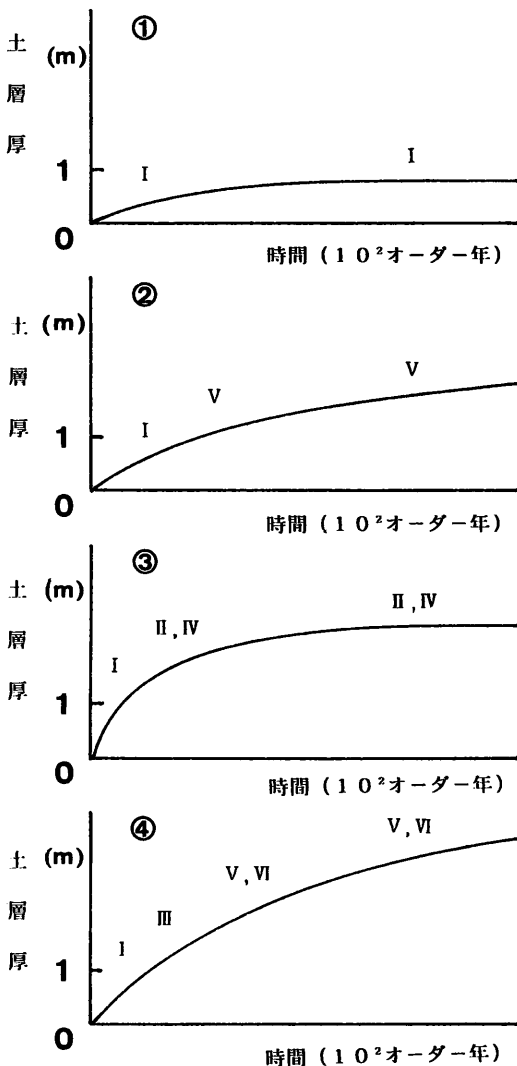


図6・1 各経路における土層厚 (Nc 値 0 - 30) の経時変化の概念図 (ローマ数字は土層構造のパターン型)

6・2に示す。なお平型斜面は凸型斜面と凹型斜面の両者の発達経路をもつと考え、考察から省いた。

図中の太線は主要経路を示し、点線は可能性の小さい経路を示した。出現率は表4・2における土層構造の出現個数とその斜面位置の全測定個数で割ったものに100をかけたものである。

1) 「斜面上部」についてみると、凸型斜面、凹型斜面ともにI型、III型、V型、VI型土層構造の出現率が6割以上を占めるため、④の経路を主要経路と考えた。これは「風化土」と「表土」がともに増大する条件であり、その結果残積成の土層が形成される。

2) 「斜面中部」についてみると、凸型斜面ではI型、III型、V型、VI型が6割以上を占めるため、④の経路が主要経路と考えられる。凹型斜面ではI型、II型、IV型土層構造が多く出現するため、③の経路が主要な経路と考えられる。これは「風化土」厚が増大せず、なおかつ「表土」厚が増大する条件であることを示す。ここでI型は24.2%出現するので①の経路も比較的多いように見えるが、これは③の経路をたどって、II型、IV型の土層が崩壊した結果のI型土層が多く含まれているのではないかと解釈できる。またIII型、V型、VI型が27.3%出現するため④の経路も比較的多いとみられる。

3) 「斜面下部」では測定個数が少ないものの、凸型斜面ではIII型、V型、VI型の出現頻度が多いため、④の経路が主要経路と考えた。凹型斜面ではII型、IV型の出現頻度が61.5%と多いため、③の経路が主要経路と考えた。

以上は現地測定結果の出現頻度をもとに斜面タイプ毎の土層構造の主要な発達経路を推定したが、各斜面タイプ及び土層構造パターンの安定性を検討することにより、I型土層から始まった土層の形成過程上で、例えばII型土層が崩壊することにより再びI型の土層構造に戻るといった土層の再形成過程、すなわち表層崩壊の周期性を明らかにすることができると思われる。

6.4 土層構造の発達過程と土層の安定性

5章の安定解析結果による斜面タイプと土層構造の出現個数を表6・2に示す。下段が全個数であり、上段が安全率が1未満 ($F_s <$

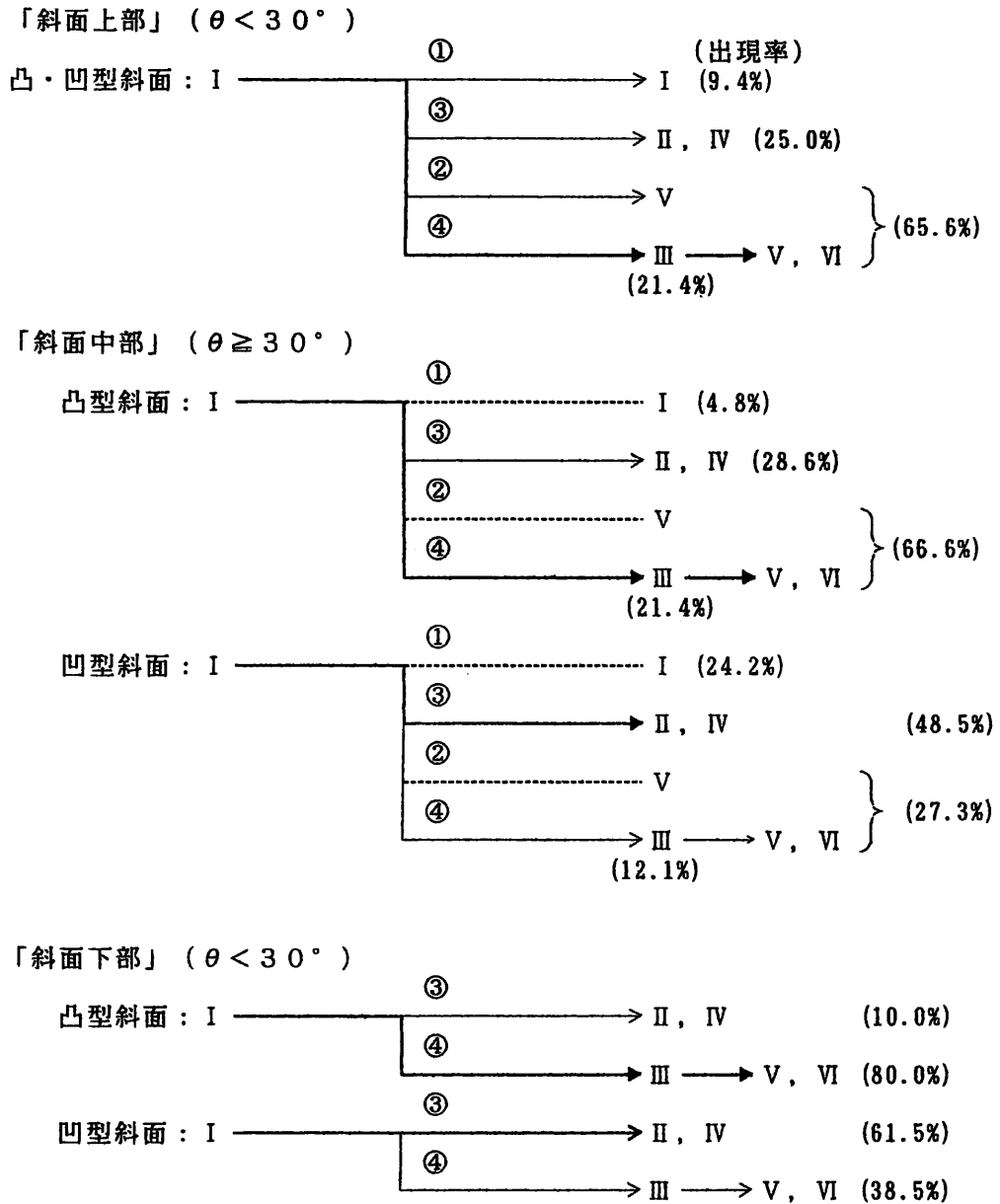


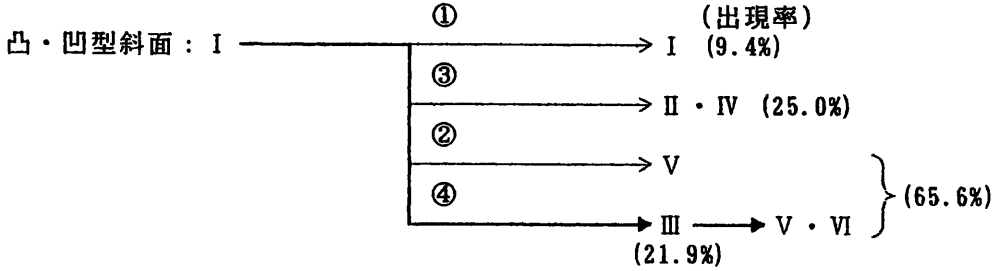
図6・2 実測による土層構造の主要な発達経路の推定 (表4・2をもとに作成)

1) になる個数である。これにより各斜面タイプ、各土層構造の安定性 (各「斜面タイプ」上の全セルの個数に対する各土層構造パターンの安全率が1未満になるセルの個数) がわかる。ここで安全率1未満になったとき、表層崩壊が発生すると仮定すると、図6・1で示した土層構造の発達経路に崩壊発生の可能性を加えることになり、各斜面タイプにおけ

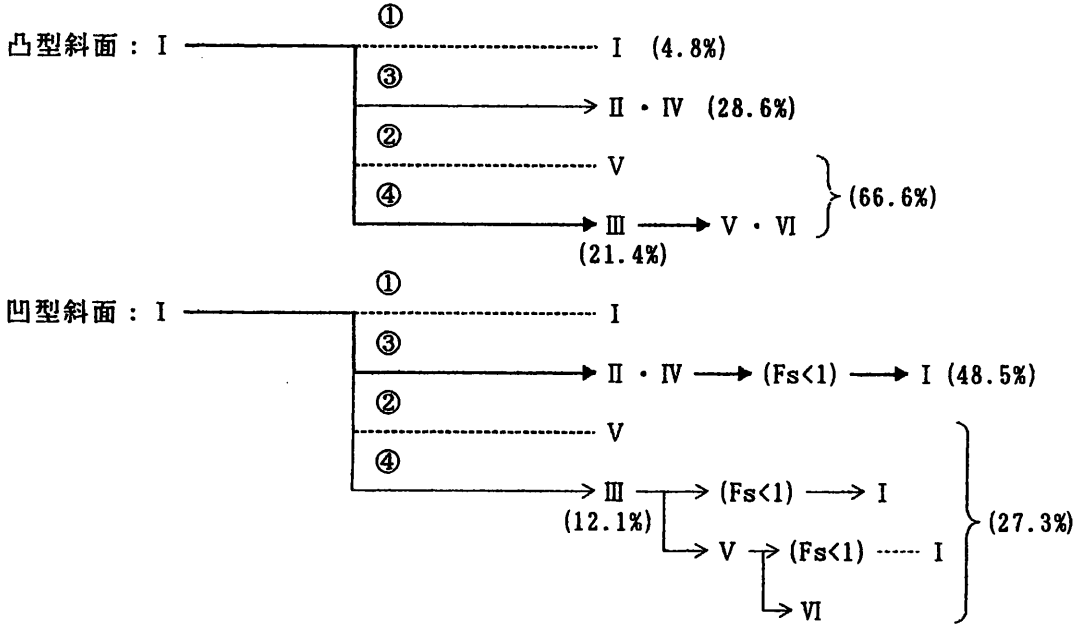
る土層構造の形成過程、さらに崩壊発生による土層の再形成過程を検討することができ、斜面土層の発達過程の全体を明らかにすることができる考えた。

以上をまとめると図6・3のようになる。発達的主要な経路と考えられるものを太い矢印で示し、可能性の少ない経路を点線で示した。() 内の%は図6・2で示した各経路の

「斜面上部」 ($\theta < 30^\circ$)



「斜面中部」 ($\theta \geq 30^\circ$)



「斜面下部」 ($\theta < 30^\circ$)

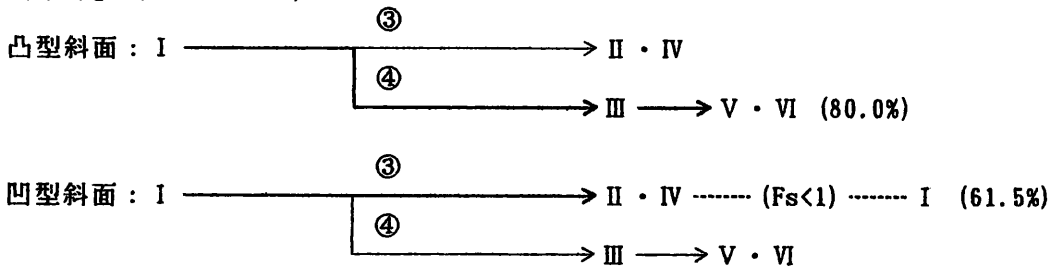


図6・3 花崗岩斜面における土層構造の発達過程の推定 (図6・2、表6・2をもとに作成)

出現割合である。

1) 「斜面上部」では凸型斜面、凹型斜面ともに安全率が大きいため、崩壊による土層の再形成過程は考えにくく、I型→III型→V型、VI型の経路をたどり、現位置での風化、土壌化によって残積成の土層が発達していくとみられる。このため、I型あるいは「表土」の薄いV型の土層が存在する場合は、裸地化に

よる表面侵食の結果形成されたと推察される。

2) 「斜面中部」では、凸型斜面と凹型斜面では異なる土層の発達経路を考える必要がある。表6・1より①と②の発達経路をたどることは少ないため、③と④の経路を考察する。

凸型斜面では④の経路が主要な経路とみられ、「斜面上部」とほぼ同様の土層の発達経路

表6・2 安全率1未満のセルの出現割合

		I型	II型	III型	IV型	V型	VI型	合計
凸型斜面	上部	$\frac{0}{8}$	$\frac{0}{8}$	$\frac{0}{10}$	$\frac{0}{3}$	$\frac{1}{28}$	$\frac{0}{13}$	$\frac{1}{70}$
	中部	$\frac{0}{4}$	$\frac{7}{14}$	$\frac{3}{14}$	$\frac{3}{14}$	$\frac{2}{47}$	$\frac{2}{31}$	$\frac{17}{124}$
	下部	$\frac{1}{1}$	$\frac{0}{1}$	$\frac{1}{1}$	$\frac{0}{2}$	—	$\frac{3}{4}$	$\frac{5}{9}$
平型斜面	上部	—	—	—	—	—	—	—
	中部	—	$\frac{8}{9}$	$\frac{8}{11}$	$\frac{0}{2}$	$\frac{10}{28}$	$\frac{0}{11}$	$\frac{26}{61}$
	下部	—	$\frac{1}{1}$	$\frac{3}{3}$	$\frac{0}{5}$	—	$\frac{5}{8}$	$\frac{9}{17}$
凸型斜面	上部	$\frac{0}{8}$	$\frac{0}{3}$	$\frac{0}{2}$	—	—	—	$\frac{0}{13}$
	中部	$\frac{1}{11}$	$\frac{35}{39}$	$\frac{11}{18}$	$\frac{2}{13}$	$\frac{13}{19}$	$\frac{1}{5}$	$\frac{63}{105}$
	下部	—	$\frac{2}{6}$	$\frac{1}{1}$	$\frac{2}{10}$	$\frac{1}{4}$	$\frac{3}{20}$	$\frac{9}{41}$
合計		$\frac{2}{32}$	$\frac{53}{81}$	$\frac{27}{60}$	$\frac{7}{49}$	$\frac{27}{126}$	$\frac{14}{92}$	$\frac{130}{440}$

$F_s < 1$ 個数
全出現個数

をとると考えられる。

凹型斜面では③の経路をたどるものが多いとみられる。II型、III型、V型の土層構造が現れた場合にはそれぞれ89.7%、61.1%、68.4%の割合で安全率が1未満となる。そのため③の経路ではI型→II型→(表層崩壊の発生)→I型、④の経路ではI型→III型→(表層崩壊の発生)→I型、あるいはI型→III型→V型→(表層崩壊の発生)→V型→(強度の表面侵食)→I型の経路で土層の再形成がおこなわれていることになる。以上から凹型斜面「中部」上のI型土層(出現頻度24.2%)は、表層崩壊の発生によって形成されたと推察される。

3) 「斜面下部」では表6・1より①と②の発達経路の可能性は無いため、③と④の経路のみ考察する。

凸型斜面では④の経路が、凹型斜面では③の経路が主要と考えられる。

凹型斜面ではII型土層構造が現れた場合には33.3%の割合で安全率1未満となるため、I型→II型→(表層崩壊発生)→I型の経路で土層の再形成が行なわれていることになる。

以上、表6・1で提示した土層構造の発達

経路を、実測による出現頻度から推定した発達経路(図6・2)上で土層構造の安定性を検討することにより、崩壊発生による土層の再形成過程、すなわち表層崩壊のサイクルがありえることを推察した。

7. 総合考察

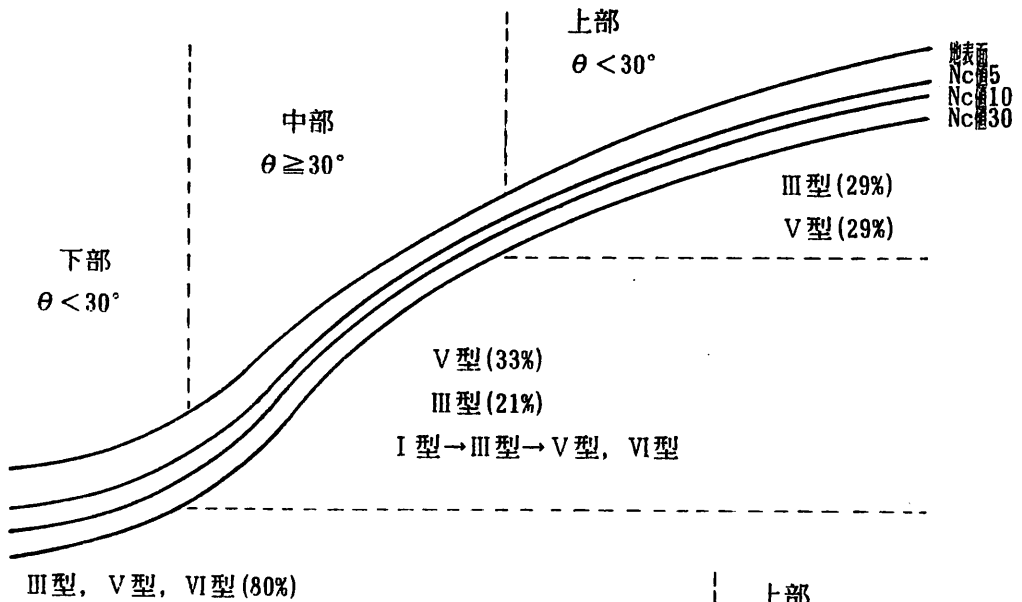
本章では4章、5章、6章の結果をもとに本研究の目的である斜面微地形～土層断面～土層の安定性の相互関係について総合的に考察を行なってみる。典型的な斜面微地形である凸型斜面と凹型斜面について、土層構造パターンの分布と表層崩壊発生の可能性等について考察を行なうと次のようになる。

1) 凸型斜面(等高線形状が凸型を呈する斜面)

i) 凸型斜面「上部」ではIII型とV型の土層構造が出現する割合が合計約58%と最も高く、土層構造の主要な形成過程は、「風化土」厚と「表土」厚がともに増大する条件下にあるため、表6・1の④の「I型→III型→V型、VI型」の経路をとり、残積成の土層が形成されると考えた。斜面安定解析の結果より安全率は大部分が1を超えるため、表層崩壊の起こりうる可能性はほとんどないことになる。この地点での測定の結果「土層」(Nc値0-10)の厚さが薄く、同時に「風化層」の厚さが厚い場合は、過去に裸地であったために表面侵食が発生し、「土層」が薄くなったと考えられる。しかし、いったん植生が侵入した後は、人為的に裸地化しない限り、土層厚は増大し続けていくと考えられる。

ii) 凸型斜面「中部」ではIII型とV型の土層構造が出現する割合が合計約55%と最も高く、土層構造の主要な形成過程は凸型斜面「上部」と同じく、「I型→III型→V型、VI型」の経路をたどると考えられた。安定解析の結果からはIII型、V型の安全率は平均値として1以上であり1未満のセルの出現頻度は92セル中7セルで約8%と低いため、安定性は高いことになる。II型の土層構造の出現頻度は約12%と低い。しかし、安全率1未満のセルの出現は14セル中7セルと高いことから、凸型斜面「中部」で測定によってII型の土層が現れた場合、安定性が小さいため崩壊発生に注意が必要な土層構造のパターンであると考え

(1) 凸型斜面 (等高線形状が凸形)



(2) 凹型斜面 (等高線形状が凹形)

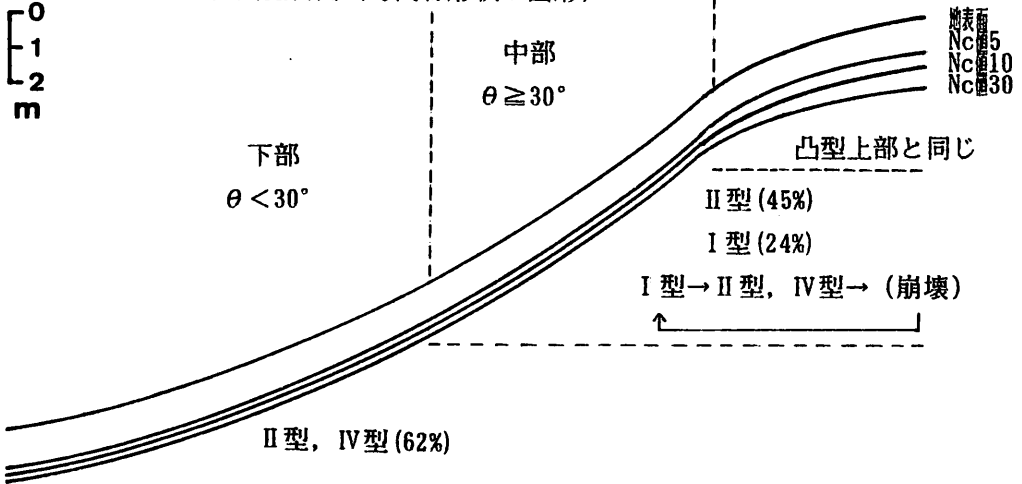


図7・1 斜面微地形～土層断面～土層の安定性の相互関係

られる。土層厚 (Nc 値 0 - 10) の頻度分布をみると 3 m 以上は出現しないことから、3 m 以上の土層は崩壊の危険性が高いと考えられる。

iii) 凸型斜面「下部」ではIII型、VI型の土層構造の出現頻度が合計約70%と最も多く出現し、土層構造の形成過程は④が主要な経路と考えられた。安定性についてはセルの出現数が少ないため確実ではないが、安定性が高いと判断されたVI型の土層構造において安全

率1未満のセルが出現した。

2) 凹型斜面 (等高線形状が凹型を呈する斜面)

i) 凹型斜面「上部」はメッシュ分割したセル出現頻度の低いことが示すように、斜面上の分布が小さいため測点数は少ない。凹型斜面「上部」は雨水の集中と「表土」の集積の点からみると「凸型斜面上部」と大差ないとみられるため、凹型斜面「上部」の土層構

造は凸型斜面「上部」と同じと考えてよい。

ii) 凹型斜面「中部」ではI型とII型の土層構造の出現頻度は合計約70%と最も高く、土層構造の主要な形成過程は「風化土」は増大せず、「表土」のみが増大する条件下のため表3・2の③の「I型→II型、IV型」の経路をとり崩壊あるいは匍行成の土層が形成されると考えた。安定性についてはII型の土層構造の安全率は39セル中35セルが1未満となり、安定性は極めて低いと考えた。また、土層厚(Nc値0-10)の頻度分布をみると、土層厚が増加するほど頻度は減少し3m以上はみられない。③の経路に従えば、II型の土層は崩壊によりI型土層に戻るといふ土層の再形成過程、すなわち表層崩壊の周期性を指摘した。よって、凹型斜面「中部」上でII型の土層構造が出現した場合、その土層厚(Nc値0-10)が3mに近いほど崩壊発生の可能性が高い危険な地点であると判断することができる。

一方、III型、V型、VI型の土層構造の出現頻度は合計約27%となり、「凹型斜面中部」上においても④の経路をたどり、残積成の土層が形成される場合があることがわかる。安定性についてみると、III型の土層構造の安全率は18セル中11セルが1未満となり、V型の土層構造の安全率は19セル中13セルが1未満となるため、III型の土層が崩壊するとI型土層に、V型土層の場合は崩壊後表面侵食の繰り返しによりI型の土層に戻ると推察した。

土層の安定性は「表土」の厚さが厚いほど不安定であり、「下層土層」の厚さが安全率低下に対する抑制効果をもつため、凹型斜面「中部」ではI型、IV型、VI型以外の土層構造は安定性が低く、崩壊発生による土層の再形成過程、すなわち表層崩壊の周期性が存在すると推察した。

iii) 凹型斜面「下部」ではII型とIV型の土層構造の出現頻度が約62%と最も多く、③の経路が主要と考えられた。安定性はセルの出現数が少ないため確実ではないが、II型の土層構造の安全率において6セル中2セルが1未満となり、IV型の土層構造の安全率でも10セル中2セルが1未満となるため、雨水の集中条件によっては、やや不安定な土層となることがわかる。

以上の関係を図にまとめると図7・1のよ

うになる。図は凸型斜面と凹型斜面の典型的な縦断形状を示し、土層厚は表4・1をもとに入れた。また、出現頻度が高い土層構造はその割合を%で示した。土層構造の発達経路は「斜面中部」を比較した。

本研究は風化花崗岩の山腹斜面上では、斜面微地形～土層断面～土層の安定性の3者が相互に密接に関連しているとの前提で解析を行なった。Nc値で数値表現した土層構造の6つのパターン分類を通して3者の関係を見ることにより、土層断面の分布と形成過程が斜面微地形に支配され、土層の安定性は斜面微地形と土層断面に支配されていることを数値的に評価することができ、これにより表層崩壊の周期性についても土層の形成過程と安定性から説明することができた。花崗岩斜面における表層崩壊の危険箇所を予測するための一つの手がかりを得ることができたと考える。

8. 結 論

本研究の成果をまとめると次のようになる。

1. 風化花崗岩斜面を対象に現地測量にもとづく地形図を作成し、156地点において簡易貫入試験を行ない、土層断面のNc値プロフィール図の作成を行なった。Nc値で数値表現した土層断面を土層構造と呼ぶことにした。Nc値を基準に土層断面は3つの層位に区分された。3つの層位区分をもとにして土層構造のパターンをI型からVI型までの6種類に分類することを提案した。

2. 斜面上の表土の移動・堆積および雨水と表土の集中・拡散を考慮して、斜面微地形を等高線形状と斜面上の位置によって9つの斜面タイプに分類した。

3. 土層断面は「表土」、「風化土」、「基盤」の3つで構成されると仮定し、斜面土層は「基盤」の風化と「表土」の移動・堆積の両作用により形成されるとする土層断面形成の概念モデルを作った。土層断面の形成条件は「風化土」厚の増加割合と「表土」厚の増加割合の組み合わせによって4通りあることを示し、この条件下で形成される土層断面と前述の6つの土層構造パターンを対応させた。

4. 前述の156地点の測定結果を用いて斜面タイプと土層厚・土層構造パターンとの関係

を整理した。その結果の主なものは次の通りである。

1) 「土層」(Nc 値 0~10) 厚の分布は斜面型に関わらず「斜面上部」から「斜面下部」にかけて一定あるいは増加する傾向を示した。

2) 凸型斜面では「表層土層」と「基盤」との境界に「下層土層」と「風化層」をもつ残積成の土層構造(V型、VI型)の出現頻度が高く、凹型斜面「中部」では「表層土層」と「基盤」との境界が明瞭な崩積成の土層構造(II型)が頻度高く分布した。

3) 傾斜30°以上の急勾配斜面上では、「土層」(Nc 値 0~10) 厚は傾斜角に対する上限値、いわゆる限界土層厚が存在することを推定した。傾斜60°の地点で土層厚を 0 m と仮定すると、30°で3.4m、40°で2.3m、50°で1.1 m の厚さとなった。

5. 斜面土層の安定性を斜面微地形と土層断面から検討するために土層構造を考慮した斜面安定解析を行ない、算出した安全率によって相対的な安定性を評価した。安定解析にあたっては土質定数のパラメーター(c、 ϕ 、 γ_d)を現地測定し、そのパラメーターと Nc 値との関係式を求め、土層断面の剪断抵抗力を Nc 値によって近似推定した。

解析結果の主なものは次の通りである。

1) 安全率 1 未満のセルの分布の経時的変化は凹型斜面「中部」の崩積成の土層断面(II型)をもつ地点を中心にして、降雨と共に増加・拡大していくことが分かった。

2) 土層構造のパターン分類は崩壊に対する抵抗性の評価に有効であることを示した。崩壊発生の危険が高い凹型斜面「中部」では安全率の小さい順に土層構造パターンを並べると「表層土層」と「基盤」の間の層が薄い「急変型」の土層断面から、「下層土層」と「風化層」が厚い「漸変型」の土層断面の順(II型、III型、V型、IV型、I型、VI型)となった。特に「下層土層」の厚さが安全率低下に対する抑制効果をもつことが分かった。

6. 4 通りの土層断面の形成条件の下で、I型土層構造から始まった場合 6つの土層構造パターンが順次どのように出現するかの発達経路を、表層崩壊発生の可能性を考慮して示した。

1) 斜面タイプ毎の土層構造の発達経路を

実測による出現頻度から推定し、その主要経路を決定した。土層断面の発達経路は斜面型と斜面上の位置によって異なることが示された。「斜面上部」では現位置成の風化土層が形成され、「斜面中部」では凸型斜面は現位置性の土層が、凹型斜面は崩積成の土層が形成され、「斜面下部」では崩積成の土層が形成されると推定した。

2) 安全率を指標として各経路における崩壊発生の可能性を検討し、斜面タイプ毎の土層構造の発達経路を完成させた。凹型斜面「中部」では表層崩壊発生の可能性が高いことが示され、その後土層の再形成がありえること、凸型斜面と凹型斜面「上部」では崩壊発生の可能性は小さく、その結果残積成の土層断面が発達することが数値解析より示された。

3) 以上の結果をもとに斜面微地形～土層断面～土層の安定性の相互の関係を典型的な斜面微地形である凸型斜面と凹型斜面について、斜面上の位置ごとに主要な土層構造パターン及びその発達経路と表層崩壊の可能性を示し、風化花崗岩斜面における土層の発達過程を考察した。

引用文献

- Douglas, G.B., Trustrum, N.A. (1986): Effect of soil slip erosion on Wairoa hill pasture production and composition. *New Zealand Journal of Agricultural Research* 29, 183~192.
- 平松晋也(1991): 山腹表層崩壊の発生予測に関する基礎的研究。愛媛大学学位論文, 1~99.
- ・水山高久・石川芳治(1990): 雨水の浸透・流下過程を考慮した表層崩壊発生予測手法に関する研究。新砂防43(1), 5~15.
- ・———・小川滋・石川芳治(1992): 降雨波形の山腹表層崩壊現象に及ぼす影響。新砂防44(5), 3~13.
- 日浦啓全・大手桂二・日置象一(1978a): 山地における土砂生産に関する研究(I)。京都府立大学農学部演習林報告22, 36~53.
- ・佐々恭二・大手桂二・武居有恒(1978b): 風化花崗岩類地帯における斜面崩壊に関する研究(1)ー風化度とセン断特性についてー。京都府立大学学術報告農学30,

- 47~57.
- 飯田智之(1984)：飽和中間流に対する斜面形状の効果の評価法。地形5(1), 1~12.
- ・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.
- ・田中耕平(1992)：簡易貫入試験による土層分布から見た斜面発達。平成4年度砂防学会研究発表会概要集, 14~17.
- 門村 浩(1981)：地形学辞典., 二宮書店, 510.
- 海堀正博・佐々恭二(1981)：砂防調査用現場一面セン断試験機の試作と崩壊調査への適用。京都大学農学部演習林報告53, 144~151.
- 片岡 順・竹田泰雄・飯田 修(1976)：凹地形斜面における崩壊に関する一考察。日本林学会誌58, 222~224.
- 建設省土木研究所(1976)：がけ崩れ災害実態について。土木研究所資料第1109号, 1~189.
- 木宮一邦(1975)：花こう岩類の物理的風化指標としての引張強度。地質学雑誌81, 349~364.
- (1981)：三河高原の風化殻とその形成時期。地質学雑誌87(2), 94~102.
- Knapp, B.J. (1979) : Elements of Geographical Hydrology. George Allen & Unwin Ltd., 57~66.
- 小畦 尚(1983)：周水河地域における物質移動。地形4, 189~203.
- 小橋澄治(1990)：崩壊発生位置の予測。「豪雨による土砂崩壊の予測に関する研究」文部省科学研究費報告書, 101~112.
- 小出 博(1952)：応用地質。古今書院, 1~175.
- 窪田順平(1987)：山地源流域の流出形成機構に関する研究。京都大学学位論文, 1~89.
- ・福島義宏・鈴木雅一(1987)：山腹斜面における土壌水分変動の観測とモデル化(I)。日本林学会誌69, 258~269.
- ・———・———(1988)：山腹斜面における土壌水分変動の観測とモデル化(II)。日本林学会誌70, 381~389.
- 丸井英明(1981)：自然斜面における表層崩壊の研究。京都大学学位論文, 1~119.
- 町田 貞(1984)：地形学。大明堂, 145~156.
- 宮城豊彦(1979)：仙台周辺の丘陵地における崩壊による谷の発達過程。地理学評論52, 219~232.
- 仲井 豊(1970)：愛知県三河地方の花崗岩類。地球科学24, 139~145.
- 西田一彦(1986)：風化残積土の工学的性質。鹿島出版会, 1~15.
- 野口晴彦(1985)：谷頭部における土層の構造と透水性について—多摩丘陵内の一例—。日本地下水学会会誌27(1), 17~28.
- 野崎 保(1979)：新第三紀層黒色泥岩の風化区分および風化機構。地すべり16(2), 28~33.
- 大久保駿・上坂利幸(1971)：簡易貫入試験機による地盤調査。土木技術資料13, 83~87.
- ・———・船崎昌継(1971)：簡易貫入試験機による地盤調査(2)。土木技術資料13, 403~409.
- 逢坂興宏(1986)：山地斜面土壌の水文特性。東京農工大学卒業論文
- 逢坂興宏(1988)：斜面型と風化土層の関係。東京農工大学大学院修士論文
- 逢坂興宏・沼本晋也・塚本良則(1991)：花崗岩斜面における斜面形と土層厚・土層構造の関係。102回日林論, 617~619.
- ・塚本良則(1988)：自然斜面における風化土層の特性—土研式簡易貫入試験機の結果—。99回日林論, 599~600.
- 太田猛彦(1988)：森林斜面における雨水の流出について。水文・水資源学会誌1, 75~82.
- ・鈴木隆司(1986)：山腹凹斜面における雨水移動機構の解析(第1報)—斜面の内部構造と飽和帯の形成—。東京農工大学農学部演習林報告22, 1~7.
- 沖村 孝(1982)：潜在崩土層分布を利用した表層崩壊発生位置に関する研究。新砂防35(1), 9~18.
- (1989)：表層崩壊予知モデルに用いる表土層厚推定法。新砂防42(1), 14~21.
- ・市川龍平・藤井郁也(1985)：表土層内浸透水の集水モデルを用いた花崗岩表層崩壊発生位置の予知のための手法。新砂防37(5), 4~13.
- ・前田 勉・森本功彦(1991)：メッシュ間隔の違いによる崩壊予測規模の違いについて。平成3年度砂防学会研究発表会講演集, 244~245.

- ・宮城豊彦 (1991) : 微地形区分と潜在崩土層厚分布. 砂防学会研究発表会概要集, 242~243.
- ・田中 茂 (1980) : 一試験地における風化花崗岩斜面の土層構造と崩壊発生深さに関する研究. 新砂防116, 7~16.
- 奥西一夫・飯田智之 (1978) : 愛知県小原村周辺の上崩れについて (I). - 斜面形、土層構造と上崩れについて -. 京大防災研究所年報21, 297~311.
- Ollier, C.D. (1971) : 松尾新一郎監訳「風化—その理論と実態」, ラテイス社, 167~186.
- 恩田裕一 (1989) : 土層の水貯留機能の水文特性および崩壊発生に及ぼす影響. 地形10, 13~26.
- 阪口 豊 (1989) : 尾瀬ヶ原の自然史. 中公新書, 1~229.
- Saunders, I., Young, A. (1983) : Rate of surface processes on slopes, slope retreat and denudation. *Earth surface processes and landforms* 8, 473~501.
- 志水俊夫 (1977) : 花崗岩地帯の斜面の安定性に関する統計的解析. 日本林学会誌59, 186~190.
- 下川悦朗 (1983) : 崩壊地の植生回復過程. 林業技術496, 23~26.
- Shimokawa, E. (1984) : A natural recovery process of vegetation on landslide scars and landslide periodicity in forested drainage basins. *The Symposium on the Effects of Forest Land Use on Erosion and Slope Stability*, 99-107.
- , Jitousono, T. (1989) : Land slide periodicity and prediction of potential landslide sites on Shirasu (Itopyroclastic flow deposits) steep slopes. *The Japan-China Symposium on Landslides and Debris Flows*, 283~289.
- 下川悦朗・地頭蘭隆・高野 茂 (1989) : しらす台地周辺における崩壊の周期性と発生場の予測. 地形10, 267~284.
- 鈴木隆介 (1977) : 地形断面図と斜面の形態的分類. 測量 7, 43~52.
- 竹下敬司 (1961) : 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壊と森林土壌調査を中心にして—. 福岡県林業試験場時報13, 1~116.
- ・中島康博・長浜三千治・樋口真一 (1960) : 微地形及び土壌とスギ (品種) の生長に関する森林立地学的研究 (第1報). 福岡県林業試験場時報12, 1~162.
- 田村俊和 (1974) : 谷頭部の微地形構成. 東北地理26, 189~199.
- 田中 茂・沖村 孝 (1976) : 自然斜面の土層構造と山くずれ深さの関係について. 第13回自然災害科学総合シンポジウム, 237~238.
- ・——— (1977) : 山くずれと地質・地形構造の関連性に関する研究. 文部省科学研究費自然災害特別研究成果 No. A-51-4.
- 寺島智巳・諸戸清一 (1990) : 花崗岩山地小流域における水流発生機構. 地形11, 75~96.
- 塚本次郎 (1989) : 林地斜面における表層物質の移動 (I) 細土の移動. 日本林学会誌71, 469~480.
- 塚本良則 (1973) : 侵食谷の発達様式に関する研究 (I) — 豪雨型上崩れと谷の成長との関係についての一つの考え方—. 新砂防25(4), 4~13.
- ・平松伸二・篠原斎四郎 (1973) : 侵食谷の発達様式に関する研究 (III) — 0次谷と上崩れとの関係—. 新砂防26(2), 14~20.
- (1987) : 樹木根系の上崩れ抑止効果に関する研究. 農工大演習林報告23, 65~124.
- ・太田猛彦 (1984) : 水管理のための森林施業序論. 水利科学28(3), 28~61.
- ・安住一生・三木伸夫 (1976) : 治山計画のための上崩れ土砂量を予測する一方法. 林業土木施設研究所報 5, 3~14.
- Varnes, D.J. (1979) : Slope movement types and processes. *Landslides, Analysis and control*, Special report 176, Transportation Research Board National Academy of Sciences, 地すべり対策技術協会訳・発行, 17~46.
- 山田昌一 (1955) : 微細地形解析に関する森林立地学的研究. 林野共済会, 1~276.
- 山寺喜成・塚本良則・太田猛彦・福永健司 (1986) : 切取法面跡地等裸地の植生復元に関する研究 (III). 道路緑化保全協会, 145~146.
- 安江朝光・大久保駿 (1973) : 急傾斜地上崩れによる災害の実態. 地すべり10, 42~47.

吉永秀一郎・西条潔・小岩直人 (1989) : 崖錘の成長からみた完新世における山地斜面の剝削特性. 地形10, 179~193.
渡部景隆・田中芳則 (1976) : 斜面崩壊の地質学的研究. 地学雑誌85(3), 1~20.

謝 辞

本論文をまとめるにあたり、東京農工大学農学部教授塚本良則博士には、終始懇切丁寧なご指導を頂いた。また、同教授安富六郎博士には数多くの貴重な御助言を頂いた。さらに、同助教授峰松浩彦博士には多くの御助言、御指導を頂いた。同教授中村浩之博士には有益な御助言、激励を頂いた。同助手窪田順平博士には、本研究の過程で常に御助言、御援助を頂き、同博士作成の浸透流解析モデルのプログラムの使用を快く許可して頂いた。

以上の方々に、深く感謝の意を表します。

本研究における現地作業は複数人数を要するため多くの方々の御協力を頂いた。東京農工大学農学部森林保全学研究室の学部生、大学院生の方々、特に田村毅氏(現建設省)、沼本晋也氏(現東大大学院)には現地調査時に常に協力して頂いた。ここに厚く御礼を申し上げます。

摘 要

本論文は表層崩壊が発生しやすい花崗岩斜面を対象にして、崩壊発生予測の基礎となる斜面土層の発達過程とその安定性について研究したものである。本研究の目的は花崗岩斜面土層の発達過程を「崩壊跡地→潜在崩壊土層の形成→崩壊発生→土層の再形成」という崩壊の周期性の中で捉え、斜面土層の特徴及びその形成過程と安定性を「土層構造～斜面微地形～土層の安定性」の相互関係の解析を通して数値的に明らかにすることである。

1. 斜面土層の層位区分、土層断面の分類について

1.1 試験地及び測定方法

調査地は愛知県瀬戸市にある東京大学農学部附属愛知演習林内の森林斜面である。地質は粗粒角閃石-黒雲母花崗閃緑岩で、表層はマサ化が進行している。

調査地の斜面上156地点で簡易貫入試験機を用い、土層断面の Nc 値分布の測定を行な

い、土層厚の推定と Nc 値プロファイル図の作成を行なった。調査地内で7箇所の断面観察と、現場一面剪断試験による土の粘着力、土の内部摩擦角の測定及び土のサンプリングによる単位体積重量の測定を行なった。Nc 値は土層断面パターン分類と土質定数の推定に用いた。

1.2 土層断面の層位区分と土層断面パターンの分類

簡易貫入試験の Nc 値 = 5、10、30 を基準にして、土層断面を地表から Nc 値 5 未満を「表層土層」、Nc 値 5 以上10未満を「下層土層」、Nc 値10以上30未満を「風化層」、Nc 値30以上を「基盤」に層位区分した。

前述の測定結果の Nc 値プロファイルと比較、検討し、6つのパターンに分類することを提案した。分類においては「基盤」と「表層土層」の間の「下層土層」と「風化層」が薄いものを「急変型」(I型、II型、III型)、厚いものを「漸変型」(IV型、V型、VI型)に分けた。「急変型」は表土の移動・堆積により形成された崩積成の土層とみなされ、「漸変型」は現位置風化により形成された残積成の土層と推定した。

2. 斜面土層構造の発達過程のモデル化

斜面土層断面を鉛直方向に「表土 (s)」、 「風化土 (w)」、 「基盤 (r)」 の3種類に分け、斜面土層断面は基盤の風化 (r) 及び風化土の再風化 (w) と斜面方向の表土の移動 (q) の3者の量的関係により形成されると仮定した。土層断面パターンは「表土」厚の変化量 (q + w) と「風化土」厚の変化量 (r - w) の形成条件により説明することができる。(r - w) と (q + w) の取り得る値の組み合わせにより4通りの土層断面の形成条件が考えられる。ここで区分した「表土」は Nc 値で区分した「表層土層」と「下層土層」を合せた「土層」に、「風化土」は「風化層」に相当するため、1. で分類した土層断面の6つのパターンをこの形成条件に対応させることができる。崩壊跡地上で土層が発達していく場合に、4通りの形成条件のもとで6つの土層断面パターンがどのように現れるかを崩壊発生を含めた斜面土層の発達過程の概念モデルを示した。

3. 斜面土層厚・土層断面と斜面微地形の関係

斜面微地形を等高線形状（凹型、平型、凸型）と斜面上の位置（上部、中部、下部）の組み合わせにより9種類の斜面タイプに分類し、前述の測定結果を用いて斜面タイプと土層厚・土層断面パターンとの関係を考察した。

- 1) 凹型斜面「中部」では崩壊跡地における土層の再形成が行なわれたことが土層厚分布と土層断面パターンから推察された。
- 2) 斜面土層断面のパターンの頻度分布は斜面タイプによって異なり、凸型斜面では残積成の土層断面パターンが多く分布し（V型）、凹型斜面「中部」では基盤との境界が比較的シャープな崩積成の土層断面パターン（II型）が多く分布することがわかった。
- 3) 斜面土層は傾斜角に対する限界土層厚をもつことが実測値から読み取れた。
- 4) 2.で提示した土層断面構造の発達過程の概念モデルを実測による土層断面パターンの出現頻度から推定し、その主要経路を決定した。土層断面の発達経路は斜面型と斜面上の位置によって異なることが示された。「斜面上部」では現位置成の風化土層が形成され、「斜面中部」では凸型斜面は現位置成の土層が、凹型斜面は崩積成の土層が形成され、「斜面下部」では崩積成の土層が形成されると推定した。

4. 斜面の安定性からみた土層の発達過程

斜面土層の安定性を評価するため、土層断面を考慮した斜面安定解析を行なった。崩壊発生の誘因となる地下水深を求めるため、3次元地形による雨水の集中・拡散効果を考慮した浸透流解析式を用いた。安定解析の際に土層断面のNc値プロファイルに対応したパ

ラメーターを用いるために、現地で剪断試験と土のサンプリングによる土質定数を測定し、Nc値との対応関係を数式化して解析に用いた。

解析は、まず調査地を5m×5mのメッシュ地図化し、各セル毎に現地測定及び推定した土層厚を入力し、各セルの土層断面パターンを決めた。次に降雨強度20mm/hr、降雨継続時間24hrで計算時間48時間の飽和・不飽和浸透流計算を行ない、各セルの地下水深を求めた。この水深とNc値から推定した土質定数を無限長斜面の安定解析式に入れて、経過時間毎の各セルの安全率を算出した。

- 1) 安全率1未満のセルの分布の経時的変化は凹型斜面「中部」の崩積成の土層断面（II型）をもつ地点を中心にして降雨と共に増加・拡大していくことがわかった。
- 2) 土層断面のパターン分類は崩壊に対する抵抗性の評価に有効であることが示された。崩壊発生の危険が高い凹型斜面「中部」では安全率の小さい順に土層断面パターンを並べると、「表層土層」と「基盤」の間の層が薄い「急変型」の土層断面から、「下層土層」と「風化層」が厚い「漸変型」の土層断面の順になった。特に「下層土層」の厚さが崩壊に対する抵抗効果をもつことがわかった。
- 3) 安全率を指標として土層断面構造の発達過程の概念モデルの各経路における崩壊発生の可能性を検討し、斜面タイプ毎の土層断面構造の発達経路を完成させた。凹型斜面「中部」では表層崩壊の後に土層の再形成がありえること、凸型斜面と凹型斜面「上部」では崩壊発生の可能性は小さく、残積成の土層断面が広く発達することが数値解析より示された。