

第5章 風倒木地とその周辺域における山腹表層崩壊機構

風倒木地とその周辺の強風の影響を受けた非風倒木地の崩壊は、強風による樹木の揺動に起因する山腹斜面の表層土の弱体化が原因であることを前章までに述べた。本章では、崩壊のメカニズムに関して既往の研究成果を整理し、一般的に用いられているメカニズムの評価を行う。さらに、1993年6月に大分県北西部の風倒木地とその周辺で発生した約4000箇所の崩壊地調査のデータを用い、さらに現地調査から得た知見に基づき、降雨の降下浸透が大きく関わる崩壊メカニズムに検討を加え、これらの崩壊を生じさせた支配降雨の特性を考察し、山腹表層崩壊メカニズムについて新しい概念を提案する（松村等 1999）。

5.1 表層崩壊に関する既往研究

山地流域における崩壊などの土砂生産現象の解明は、土砂災害を防止軽減する対策を立案する上で重要であり、これまでに数多くの研究者により、山腹崩壊機構やその生産土砂量について定性的・定量的に把握する試みが行われてきた。しかし、降雨に伴い裸地斜面で恒常的に発生する表面侵食を除き、山腹崩壊や地すべりは、時間・空間的に離散的でカタストロフィック的な現象である。さらに、これらの現象は豪雨時の山間部の広範囲で発生することが多く、解析に必要となる十分なデータ取得が一般的に困難である。

生起した崩壊現象の空間的分布は、豪雨後の現地調査や航空写真判読等により、把握することはできるが、その時系列的把握は非常に困難である。このようなことから、崩壊メカニズムに関する研究は、既に生じた崩壊現象の調査成果から、帰納的にそのメカニズムを想定しなければならない。つまり、現象発生に適合するメカニズムを実験や既往の研究成果・データから予め構築し、降雨等の外力の推定を行い、生起した崩壊現象と想定したメカニズムの整合性を観測データから検討し、この過程をフィードバックすることで精度を上げることが現在考えられる方法である。

過去に研究された斜面崩壊を推定する方法を、利用目的や用いる解析手法の違いにより、分類すれば以下のようなになる。

- ① 既往実績値、地形・地質分類別崩壊面積から推定する方法
- ② 降雨を指標とした統計的方法
- ③ 多変量解析・数量化解析の統計的手法
- ④ 確率過程理論を用いた手法
- ⑤ 土質力学に基づいた物理学的手法

上記の分類に関してその概要を以下に述べる。

5.1.1 既往実績や地形・地質分類別崩壊面積から推定する方法

建設省河川局の技術指針（（社）日本河川協会編 1977）では、地質別に崩壊土砂生産量の基準値を定め、砂防事業・計画立案の基礎としている。斜面崩壊の発生に関しては、斜面を形成する地質やその構造に大きく影響されることは、実際の現象の観察から容易に理解でき、この考えに基づいている。また、横田（1991）は、地質を詳細に分類し、それぞれの地質毎の崩壊面積率を既往調査結果から整理している。芦田等（1986）は、既往の崩壊データから、崩壊の発生する下限雨量および地形要素について検討している。

このような手法は、崩壊土砂量を概略的に検討する場合や、目安となる数値が必要な場合には便利である。しかし、降雨等の外力、および地形等の他の要因に対する評価ができない。また、崩壊現象は外力の大きさにより発生頻度や規模が異なることは、これまでの調査実績から確認されていることから、この手法では物理的評価ができない。

一方、塚本（1973 a, b, c）は、山地斜面の地形的特性に着目し、Holton の次数解析の定義を押し進め、地形図上では谷と認識されない山壁を「0次谷」と定義し、パイピング崩壊の発生の場合として重要であるとした。

5.1.2 統計的推定

これまでの崩壊に関する研究は、1980 年頃まで山腹表層崩壊を中心に行われ、崩壊現象は外力（主として降雨）の大きさに比例して生じる現象として扱われていた。例えば、村野（1965）は、1961 年の天竜川水系小渋川の災害時に発生した山腹の表層崩壊を調査し、降雨量と山腹表層崩壊の発生面積率の相関解析を行った。打荻（1968）は、村野の天竜川のデータに有田川と富士川水系の大武川等のデータを加え、素因としての斜面の起伏量、外力としての降雨に崩壊無効雨量の概念を加え、実用・利用面を考え、崩壊有効雨量（降雨量－崩壊無効雨量）と崩壊面積率の関係を 2 次曲線で近似し、統計的な解析を行った。端野等（1971）は、崩壊に対する流域の特性を均一なものと仮定し、降雨の流域貯留量を指標にした崩壊モデルを考え、有田川上流域において、推計学的立場から崩壊生産土砂量の推定を行っている。さらに、吉松（1977）は打荻のデータを用い、地形発達を熱力学モデルで説明し、外力としての降雨の強度係数を考慮した研究を発表した。

その後、さらに山腹崩壊には多数の要因が影響するとの考えで、重相関解析を適用した研究があり、さらに数値化できない植生、地質等の要因を数量化する判別解析手法の適用に関する研究がなされてきた（たとえば、小橋 1972）。

5.1.3 確率的推定

崩壊の現象を主たる発生要因である降雨との関係を調べると、降雨が大きくなれば崩壊の発生個数・面積は平均的に大きくなる関係は認められるが、同規模の降雨域の崩壊発生には斜面勾配や土層厚さ地被状態などの要因でばらつきがある。特に、降雨の大きい領域では、そのばらつきのレンジが大きくなる傾向がある（図 5.1）。統計的解析においては、各降雨レンジのデータの平均値を結ぶ回帰線は降雨の増大とともに崩壊が多く発生する結果となるが、レンジが大きくなることと崩壊の発生が降雨とともに大きくなることの意味の解釈は一義的ではない。

すなわち、崩壊現象は素因となる地形・地質（土質強度）、地質構造、地被状態により複雑に変化するが、それぞれの影響をそれぞれの斜面で把握し評価することは困難である。さらに、地形や標高の影響を受ける山地流域における降雨量の分布を正確に把握することも困難である。このように、山腹崩壊を生起させる様々な素因・誘因の分布はそれ自体ランダム性を有し、さらに、計測面から生じる不確定性があることから、崩壊現象はある種の確率現象として取り扱うことが考えられる。崩壊現象が単なる独立した離散的確率現象ではなく、すでに生じた現象の影響を受けながら生じる現象であるとするれば、崩壊は一種の確率過程の現象と考えられる。すなわち、ある限定された場における崩壊現象は制約があり、相対的に発生が容易な場から順次崩壊が生じ、すでに生じた現象の影響を受けながら、その後の現象が生じるとすれば、この現象は、確率過程を用いて説明することが可能であると考えられた。

このような考えから、大村（1981, 1982）は、崩壊現象の解析に確率過程を用い、豪雨による崩壊に関し、流域全体の平均的な崩壊発生時系列についてガンマー分布モデルを適用し、斜面における抵抗指数を考慮した崩壊発生シミュレーションを行っている。小川ら（1985）は、崩壊現象において、ある時刻における現象の確率分布が、それ以前のある時刻における確率分布の実現値に依存して決定されるマルコフ過程に着目し、時間軸を雨量軸に置き換え、雨量強度を導入した崩壊発生確率を検討した。

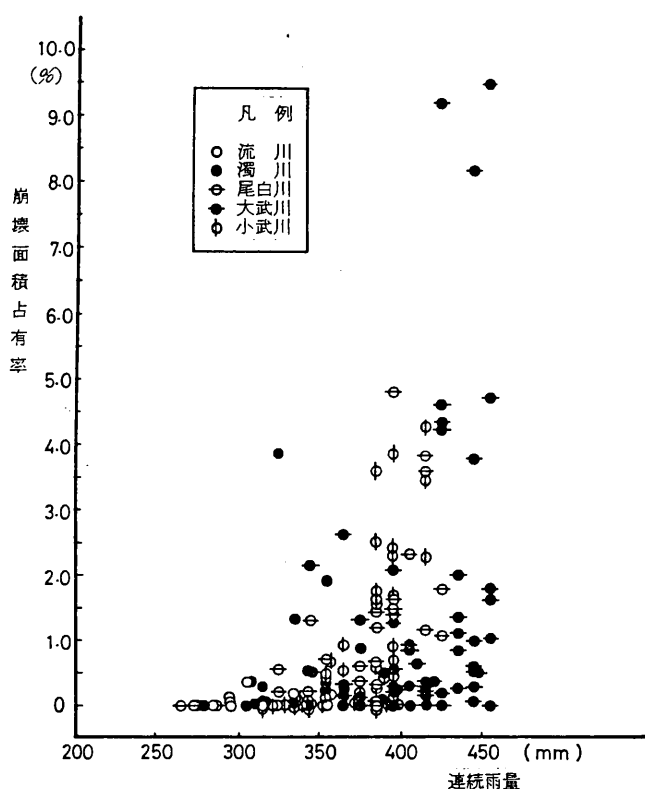


図 5.1 降雨と崩壊面積占有率（釜無川 1959 年）

5.1.4 物理的モデル

最近では、数値シミュレーションの技術が発達し、これまでは計算量が多く時間がかかりすぎることで、実用的ではなかった崩壊現象を物理的にモデル化して、シミュレーションを行う方法が検討されてきている。これらの中でも実験室レベル的な研究と、現地試験での研究に分かれている。

丸井（1981）は、飽和土と不飽和土の強度の差は、土粒子に働くサクションの有効応力の増分が寄与するとして、現地試験および室内実験でサクションの崩壊に対する寄与を説明した。沖村（1983, 1985）は、花崗岩の表層崩壊に関して、小流域のモデル斜面を詳細に調査し、潜在崩壊土層に注目し、崩壊の発生位置についての予測を行い、その後、飽和浸透流解析と斜面の多平面安定解析を組み合わせ、崩壊の発生シミュレーションを行っている。高橋等（1986）は、山腹表層土を強度や透水係数の異なる3層構造として、降雨が与えられた場合に発生する浸透流を解析し、無限長斜面の安定条件を考慮して、降雨強度と累加雨量を両軸とする平面上で、斜面崩壊のシミュレーションを行った。さらに、土質強度定数を平均値の回りに変動係数を与え、数回

のシミュレーションを行い、実際の崩壊現象を説明している。

小川等（1989）は、飽和浸透流解析と２種類の斜面安定解析手法（ヤンプ法と無限長斜面安定解析法）を組み合わせたモデルを構築し、天竜川流域支川小渋川流域において斜面を崩壊発生規模に細分し、1982年に発生した崩壊のシミュレーションをおこなった。その結果、地形条件を反映できるヤンプ法の方が崩壊発生的中率は高いとした。また、崩壊の発生は、地下水が最も上昇する降雨終了直前のものが多く、実際の現象との差異があるとした。

平松（1991）は、斜面の鉛直浸透を飽和・不飽和浸透流解析、基盤面の浸透流を飽和側方流に分け、地下水上昇モデルを作成し、斜面崩壊モデルと組み合わせ、現地への適用を行った。

数値解析に有限要素法を用いた飽和・不飽和浸透流解析と斜面安定解析を組み合わせた解析と崩壊実験との適合性の検討を行った研究の代表として、八木等（1983）や三森（1994）の研究がある。

物理モデルは、今後崩壊の予測に多く用いられると考えられ、以下の項で、物理モデルに関して議論する。

5.2 表層崩壊機構の新しい概念

これまで、よく用いられている物理モデルにおいて表層崩壊のメカニズムは、降雨の浸透流解析を行い難透水層上部で生じる地下水位を求め、その水位を間隙水圧に置き換え、難透水層上に作用する鉛直荷重から間隙水圧を差し引き、その面にかかる垂直応力が減少することで土塊が不安定になるとする理論で説明されていた。しかし、この理論では予め難透水層までの表層土の厚さが既知であることが前提であり、実際に斜面各所での土層厚さの計測は不可能であり、利用面では土層厚さの単純化が必要である。

一方、盛り土斜面の崩壊に代表されるように崩壊面が地下水位上部に形成され、崩壊に至るまでにも上部土層にクリープが生じる実験観察例（松村 1976a, 久楽 1987）があり、また、笹原（2001）は地下水水位の発生しない状態でも飽和度の上昇に伴って地中のせん断ひずみが進行することを実験で確認している。本論でも対象としている風倒木地とその周辺に発生した崩壊の多くに難透水面を崩壊面としない、つまり、同質の土層内に崩壊面を有する崩壊が多数認められている。

これらのことは、従来用いられている難透水面上に地下水の発生による崩壊メカニズ

ム以外のメカニズムがあることを示唆し、このメカニズムにおける崩壊発生は降雨浸透に伴う飽和度の増加が土層の強度低下によるものと考えられる。

以下に、これまで多くの研究の基礎となっていた地下水に起因する崩壊メカニズムと本論で新たに提案する不飽和土の含水状態変化と土層強度低下に起因する崩壊メカニズムの両者に考察を加え、後者の有効性を論じる。

5.2.1 飽和浸透モデルと崩壊機構（地下水モデル）

これまでの安定解析に用いられた斜面の崩壊に対する抵抗力の低下は、飽和土のテルツァーギの有効応力理論を用い、以下に示す式中の間隙水圧(u)の上昇にともなう有効鉛直応力の減少に起因するものとされている。

$$\tau = C' + (\sigma - u) \tan \phi \quad (5.1)$$

ここに、 τ ：せん断抵抗力

C' ：粘着力

σ ：鉛直応力

ϕ ：内部摩擦角

この有効応力の概念から、表層土層の下部に存在する相対的不透水層をなす上面において、降雨の降下浸透による地下水位が発生・上昇し、この水位の高さを間隙水圧(u)に置き換えることにより、表層土塊のせん断抵抗力(τ)が減少し崩壊が発生すると説明される。これは、図 5.2 のイメージのように、降雨と地下水の応答解析で、飽和浸透流でダルシー則を適用し、崩壊発生に伴う斜面の勾配・土層のせん断抵抗力の低下を考慮すれば、表層崩壊の発生支配降雨は、対象斜面勾配・斜面長とある時間内の降雨強度に規定される。

次に、この理論について若干詳しく述べる。

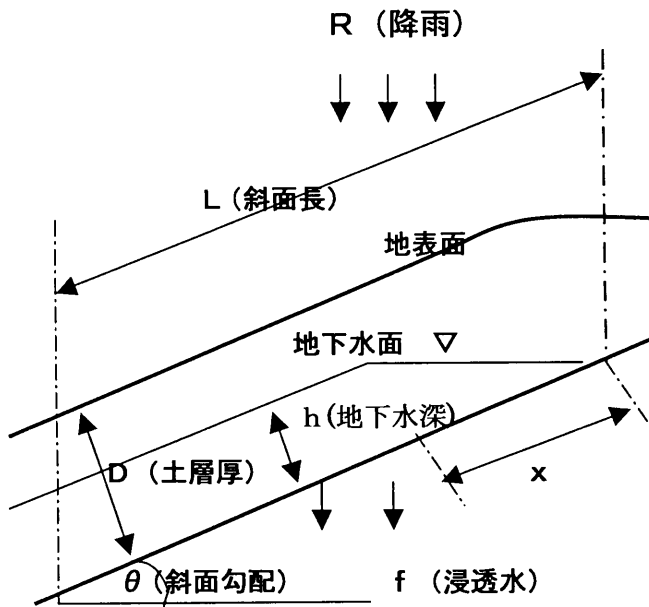


図 5.2 飽和表層崩壊モデル

地表面流が無視できるような斜面における表層土層中の地下水流は，降雨強度 (cm/s) を r ，表層土の下位層への浸透強度 (cm/s) を f として，ダルシー則を用いると，次のように表される。

$$\lambda \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = (r - f) \cos \theta \quad (5.2)$$

$$v = k \sin \theta \quad (5.3)$$

ここで， λ ：空隙率

h ：地下水深 (m)

q ：地下水流 (m³/s) ($q = h \times v$)

v ：流速 (cm/s)

k ：透水係数 (cm/s) である。

(5.2)，(5.3) 式は特性曲線によって解を得ることができ，

$$\frac{dx}{dt} = \frac{k \sin \theta}{\lambda} \quad (5.4)$$

ここで、時間 T では、斜面方向に距離 x 進むので、

$$x = \frac{k \sin \theta}{\lambda} T \quad (5.5)$$

また、 x 方向で流量 q が変化しないとすれば、(5.2) 式より地下水は、

$$h = \frac{\cos \theta}{\lambda} \int_0^T (r - f) dt \quad (5.6)$$

と求められる。ここで、 T は地下水位の地点 x までの到達時間である。

この時間 T は (5.4), (5.5) 式から、

$$T = \frac{\lambda}{k \sin \theta} x \quad (5.7)$$

となる。

崩壊に必要な地下水深を hc とし、その hc となるような斜面長を L とすると、(5.6), (5.7) から、 $L \geq x$ でなければならないから、

$$\int_0^T (r - f) dt \geq \frac{hc \cdot k}{(L/T)} \tan \theta \quad (5.8)$$

となる必要がある。

(5.8) の左辺は T 時間内の総雨量 ΣR であるので、

$$\sum_0^T (r - f) dt \geq \frac{hc \cdot k}{(L/T)} \tan \theta \quad (5.9)$$

と整理できる。すなわち、(5.9) 式から崩壊発生時刻は、地下水位が崩壊限界地下水深 hc に達するまでの総降水量 ΣR と時間 T の関係で決定され、その時間内の総雨量で

評価できる（平野 1992）。この時間における降雨浸透から崩壊への過程は、上述したように以下の図で示される。

これが飽和浸透流解析に基づく崩壊発生メカニズムである。次に不飽和状態における崩壊メカニズムの新しい概念について検討を加える。

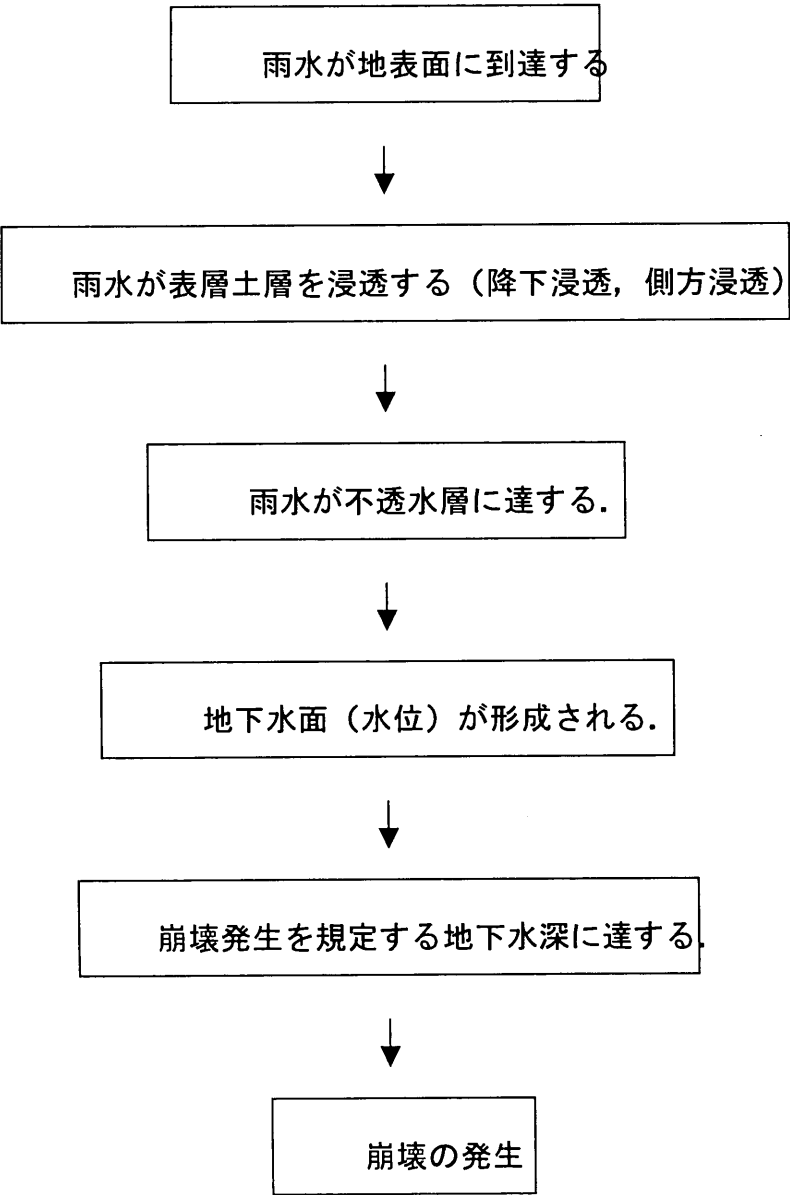


図 5.3 飽和モデルによる崩壊発生過程

5.2.2 新しい崩壊機構の概念

上記のテルツァーギの飽和土有効応力概念を用いれば、崩壊の引き金になる土層の抵抗力の減少を間隙水圧 (u) に起因する有効鉛直応力 ($\sigma - u$) の減少となる。この理論からすれば崩壊面は、水圧の最も大きく作用する表層土とその下部に存在する相対的不透水層の境界で生じることを前提にしていると考えられる。しかし、一般に山地斜面で発生する表層崩壊の崩壊面を観察すれば、全ての崩壊が相対的不透水層を境界に発生しているわけではなく、特に今回の対象地である風倒木地で発生した崩壊は、相対的不透水層を境界面としない同質の土層内を崩壊面とした崩壊が多発していることが確認されている。このような現象は、降雨装置を用いた斜面崩壊実験においても認められている（松村 1976a, 笹原 2001）。さらに、土屋（1993）も「崩壊の主たる原因は、地下水上昇によるものではなく、飽和度の上昇に伴うせん断強度の低下にあると判断された。」と述べている。

このことから、図 5.2 のように表層土内に発生する水位が崩壊の原因でないとすれば、テルツァーギの有効応力理論で表現される崩壊メカニズムとは異なったメカニズムが想起され、そのメカニズムを支配する要因として土層の含水状態に伴う土層強度変化が注目される。水分と土質強度の関係において、化学的反応が支配する粘土を除き、砂質土では、水分含有に伴うサクシジョンの影響が大きいと考えられる。以下にサクシジョンが砂質土強度に与える影響を考察し、新しい崩壊メカニズムの提案を行う。

(1) 不飽和土の有効応力

不飽和土の力学的挙動は、不飽和状態における土の有効応力が問題となる。不飽和土の有効応力に関しては、その中でもビショップの理論が一般的であり、多くの研究者に用いられている。この理論は、次のように示される。

$$\sigma' = (\sigma - u_a) + \chi(u_a - u_w) \quad (5.10)$$

ここに、 σ' ：有効応力、 σ ：全応力、 u_a ：間隙空気圧、 u_w ：間隙水圧、 $(u_a - u_w)$ ：サクシジョンである。 χ は、飽和度 (S_r) であり土の種類・応力履歴等に関するパラメータであり、

$0 \leq \chi \leq 1.0$ 、 $S_r = 100\%$ で、 $\chi = 1.0$ となる。

(5.10)式において、 $\chi = 1$ と置くとビショップの有効応力はテルツァーギの有効応力式 (5.1) と等しくなる。

間隙空気圧（ u_a ）は間隙が大気とつながっているとすれば、 $u_a = 0$ から

$$\sigma' = \sigma - \chi \cdot uw \tag{5.11}$$

となり，せん断抵抗力は以下のようになる．

$$\tau = C' + \sigma' \tan \phi \tag{5.12}$$

$$\tau = C' + (\sigma - \chi \cdot uw) \cdot \tan \phi \tag{5.13}$$

$$\tau = C' - \chi \cdot uw \cdot \tan \phi + \sigma \tan \phi \tag{5.14}$$

(5.14) 式の右辺第 2 項は，不飽和土のサクシヨンに起因する見かけの強度でその挙動は粘着力に近いと考えられる．この強度を「見かけの粘着力」と呼び，それをマサ土のせん断試験から評価すれば，図 5.4 のようになる（松村 1976 b）．

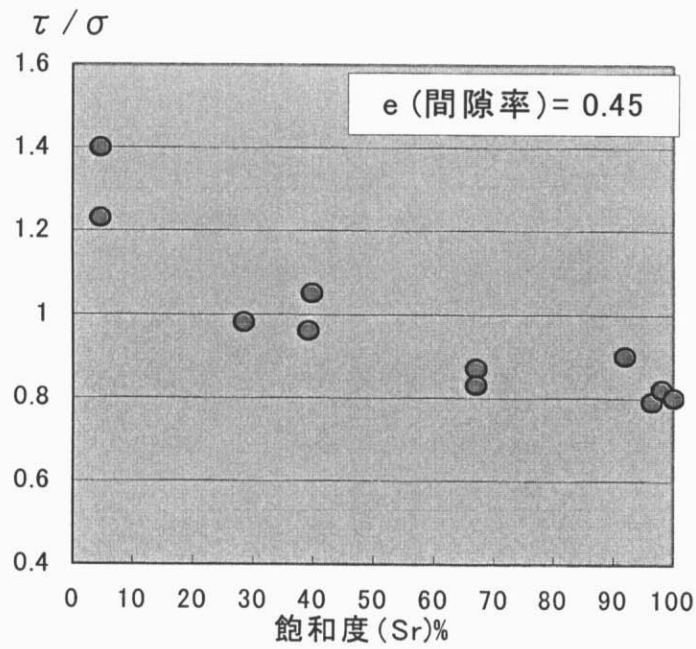


図 5.4 マサ土における飽和度とせん断抵抗力

この図から，マサ土のせん断抵抗力は最大値から飽和度の上昇にともなって，約 40% の低下が認められる．マサ土の粘着力が無視できるとして，この値をサクシヨンの概略値にすれば約 $0.7\text{kgf/cm}^2 \sim 0.45\text{kgf/cm}^2$ になる．

一方、西垣（1987）は、砂質土のサクシジョンの値は最大でも 1kgf/cm^2 (10tf/m^2) で、マサ土では 0.2kgf/cm^2 (2.0tf/m^2) 程度であるとしている。また、丸井（1981）は、豊浦標準砂とマサ土のサクシジョンを計測し、標準砂では含水比のかなり小さな領域でもサクシジョンが数 10gf/cm^2 にとどまっているのに対し、マサ土の場合では 10～10 数%の含水比で数 100gf/cm^2 と非常に大きな値を示すと報告している。さらに、太田（1992）は「低応力下における粗な山腹表層土塊の崩壊の機構は不飽和土の見かけの粘着力（ C ）の減少で、テルツァーギの有効応力表示の間隙水圧の影響は小さい。」とし、表層崩壊のメカニズムに見かけの粘着力の低下が重要であることを指摘している。

一般に、山腹の表層深さを 1.0m とすれば、その面での垂直応力は、大きくても約 0.19kgf/cm^2 (1.9tf/m^2) であり、全応力表示でせん断抵抗力を求めれば、

$$\tau = C + \sigma \tan \phi = 0.7 + 1.9 \times \tan 25^\circ = 1.59 \text{ tf/m}^2$$

（数値は富士川水系春木川の現地計測データ）

にとどまる。したがって、西垣のデータからのサクシジョンが $10 \sim 2.0\text{tf/m}^2$ であるならば、鉛直荷重の非常に小さい場である表層土層はサクシジョンに起因する力により崩壊に対して高安全率が保持されていると推定でき、低応力下にある表層崩壊においてはサクシジョンの影響は非常に大きいと言える。

（2） 不飽和土の斜面安定

以上の考察より不飽和土モデルにおいて崩壊の発生原因は、

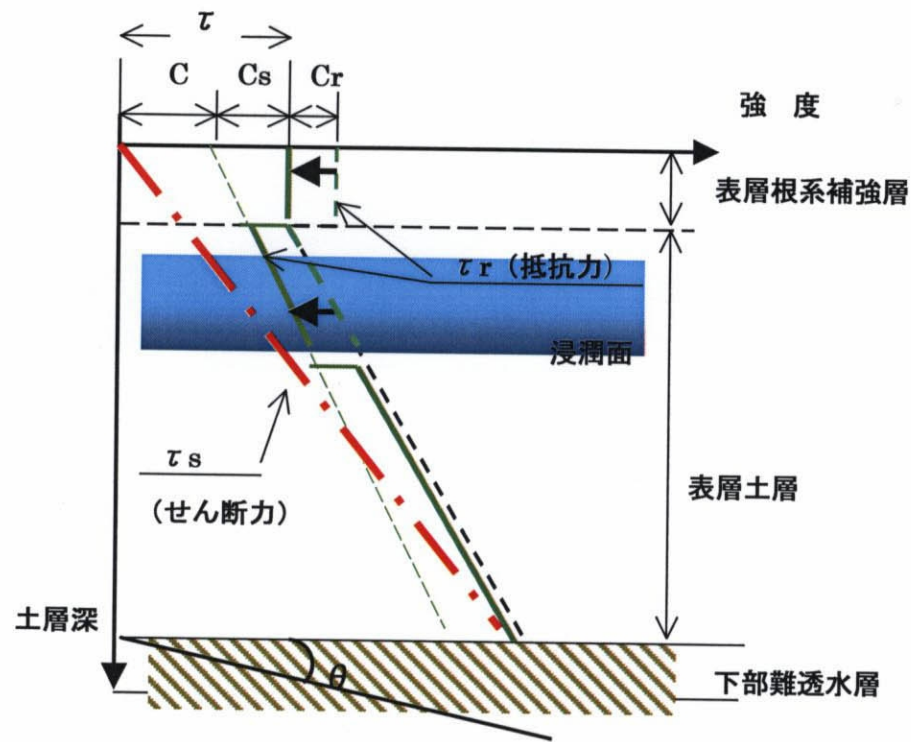
- ①降雨の降下浸透による表層土層内の飽和度の増加で、降下浸透面でサクシジョンが減少、すなわち、せん断抵抗力が低下し崩壊に至る。
 - ②さらに土層が降雨水を含むことで土層重量が増加し、せん断力が大きくなり崩壊に至る。
- と考えられる。

この論理からは、崩壊は降雨の初期に飽和度が高くなり垂直応力の小さい斜面表層から生じることになるが、一般に、斜面表層を植生根系が被覆・補強しているため地表面からの崩壊は生じにくい（塚本 1987）。逆に、無植生の斜面においては、崩壊に至る前にリル・ガリ侵食が発生する。このような現象は、容易に理解されるが、こ

れまでこのような観点からの崩壊メカニズムの研究は行われていなかった。この概念をモデル化すれば図 5.5 のようになる。

図中、 C は表層土の粘着力、 C_s は表面を被覆補強している根系の強度、 C_r は土中水に寄与するサクションによる見かけの粘着力で、降下浸透で飽和度が上昇すれば C_r が小さくなる。

①安定状態



②不安定状態

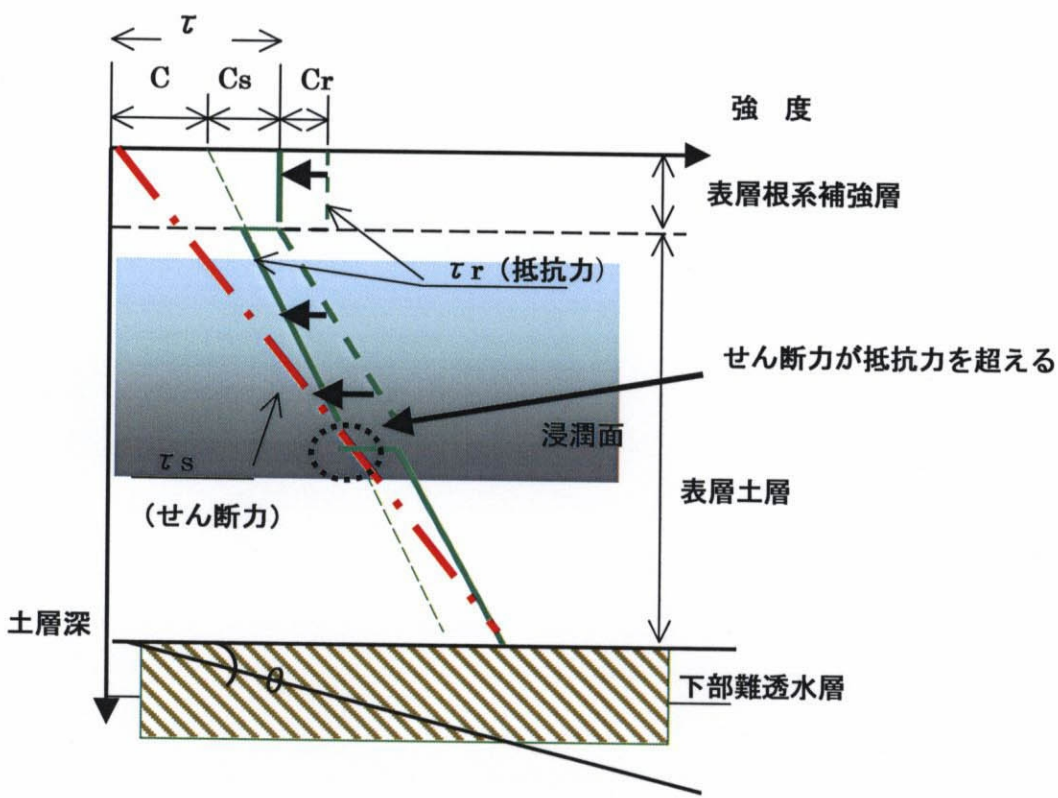


図 5.5 不飽和土の崩壊メカニズムの概念

5.2.3 不飽和土の降下浸透速度

図 5.5 のモデルにおいて、崩壊の発生は雨水の降下浸透とその浸潤面の飽和度の影響が大きいこととなる。そこで、以下に降下浸透の速度と浸潤面の含水状態に関して検討を進める。

(1) 降下浸透速度

河野等（1981）は、Green&Ampt モデルを用いて、円柱の中に詰めた砂質土の浸透実験を行い、浸潤線の降下速度を次のように示している。

$$v_0 = \frac{1}{A} \frac{dQ}{dt} \quad (5.15)$$

ここに、 v_0 ：浸潤線の降下速度

Q ：上部給水量

A ：降下断面積

一方、河西等（1987）は、同様の実験を行い、不飽和帯の浸潤線の伝搬をモデル化し、降下速度を次のように示している。

$$v = R / (\theta - \theta_i) \quad (5.16)$$

ここに、 R ：降雨強度

θ ：体積含水率

θ_i ：初期体積含水率

これらの研究結果から、降下浸透の速度は、上端面に与えられる給水速度（雨量強度）で決定されることになる。しかし、これらの知見からは、浸潤面の含水状態や降雨が止んだ後の浸潤線と土層内の含水状態がどのようなになるのかは、判断できない。つまり、浸潤線がその含水状態を明瞭に維持しつつ土層下部へ移動するのか、それとも浸潤線がぼやけてしまう（飽和度が小さくなる）のかが下部層の安定に重要である。浸潤線が維持されるのならば、高含水状態が下部へ移行するので、降雨ごとに崩壊が発生することになり、現実の現象から乖離しメカニズム的には不合理である。

このことに関して、浸潤線と含水状態が土層中どのように挙動するのかを数値シミュレーションを用いて観察する。

(2) 降下浸透シミュレーション

これまでの議論より，降雨中の斜面表層からの降下浸透が表層土層内で生じる崩壊面に影響することが推定された．降下浸透の挙動については，先に示したように河野や河西の研究があるが，これは，降雨強度と降下浸透速度の関係を示したものであり，降雨量の減少や中断後の降下浸透面の速度や含水状態の把握ができない．

そこで，数値モデルを用いて不飽和土層における降下浸透のシミュレーションを行い，浸潤線の降雨中，降雨終了後の挙動について把握し，含水状態変化の確認を行う．

① 解析プログラム

浸透流解析に用いたプログラムは 2 次元の飽和・不飽和解析の「Dtransu2D・EL」（岡山大学等 1994）である．

② 析条件と方法

・解析メッシュサイズ

解析モデルのメッシュサイズは，図 5.6 に示す．解の収束性を考慮して，鉛直方向の分割を 0.05mm とした．なお，現地崩壊深は平均 0.8m であるが，下部からの影響を少なくするため，下方不透水境界面の深さは 2.0m に設定した．

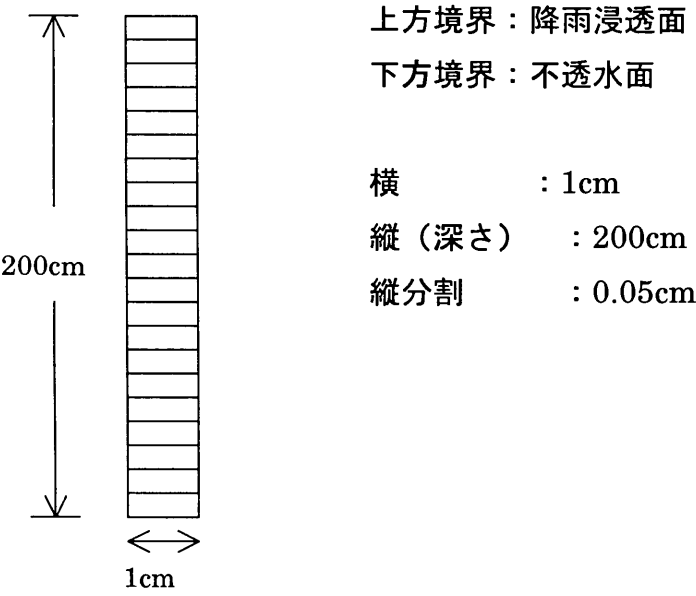


図 5.6 降下浸透解析モデル

・入力物性値

文献（（社）土質工学会 1989）とその応用でデータの入手が比較的容易なマサ土を今回の解析対象として，浸透流解析に必要なとなる物性値を設定した．

初期飽和度に関しては，降雨継続時間を考慮し，明瞭な降下浸透線を観察する予

定で 0%とした。

- ・ 飽和透水係数： 5×10^{-3} cm/s
- ・ 間隙率 ： 45%
- ・ 初期飽和土 ： 0 %

不飽和特性については、Van Genuchten の不飽和浸透特性関数をマサ土に修正した
西垣等 (1993) の研究成果から、図 5.7 のような特性曲線を用いた。

飽和体積含水率		0.554
飽和透水係数		5.00E-03 cm/s
VGモデル近似		
係数	α	0.035
係数	n	2.060
係数	m	0.515
最小含水量	θ_r	0.318

	体積含水率	飽和度	圧力水頭 cm	比透水係数
1	0.5540	1.0000	0.000E+00	1.000E+00
2	0.5539	0.9996	1.000E+00	9.435E-01
3	0.5537	0.9987	1.413E+00	9.190E-01
4	0.5536	0.9983	1.679E+00	9.031E-01
5	0.5534	0.9975	1.995E+00	8.841E-01
6	0.5531	0.9962	2.371E+00	8.616E-01
7	0.5528	0.9949	2.818E+00	8.350E-01
8	0.5523	0.9928	3.350E+00	8.037E-01
9	0.5515	0.9894	3.981E+00	7.669E-01
10	0.5505	0.9851	4.732E+00	7.241E-01
11	0.5490	0.9788	5.623E+00	6.748E-01
12	0.5470	0.9703	6.683E+00	6.187E-01
13	0.5441	0.9580	7.943E+00	5.559E-01
14	0.5402	0.9414	9.441E+00	4.872E-01
15	0.5349	0.9189	1.122E+01	4.140E-01
		0.9000	1.255E+01	3.669E-01
16	0.5278	0.8888	1.334E+01	3.390E-01
17	0.5186	0.8497	1.585E+01	2.655E-01
18	0.5070	0.8005	1.884E+01	1.976E-01
		0.8000	1.887E+01	1.971E-01
19	0.4929	0.7407	2.239E+01	1.388E-01
		0.7000	2.486E+01	1.113E-01
20	0.4765	0.6711	2.661E+01	9.170E-02
		0.8000	3.119E+01	5.987E-02
21	0.4582	0.5934	3.162E+01	5.690E-02
22	0.4388	0.5110	3.758E+01	3.323E-02
		0.5000	3.852E+01	3.126E-02
23	0.4192	0.4278	4.467E+01	1.836E-02
		0.4000	4.756E+01	1.538E-02
24	0.4001	0.3468	5.309E+01	9.671E-03
		0.3000	5.922E+01	6.747E-03
25	0.3821	0.2704	6.310E+01	4.895E-03
26	0.3658	0.2012	7.499E+01	2.400E-03
		0.2000	7.526E+01	2.376E-03
27	0.3513	0.1396	8.913E+01	1.148E-03
		0.1000	1.016E+02	6.969E-04
28	0.3387	0.0862	1.059E+02	5.395E-04
29	0.3278	0.0399	1.259E+02	2.501E-04
30	0.3184	0.0000	1.500E+02	0.000E+00

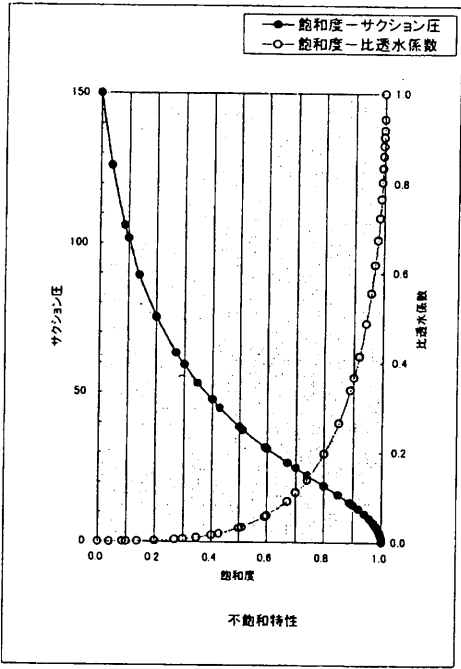


図 5.7 解析モデルの不飽和特性

・ 表面浸透強度（浸透降雨強度）

図 5.8 に示すように 2 パターンを設定した。

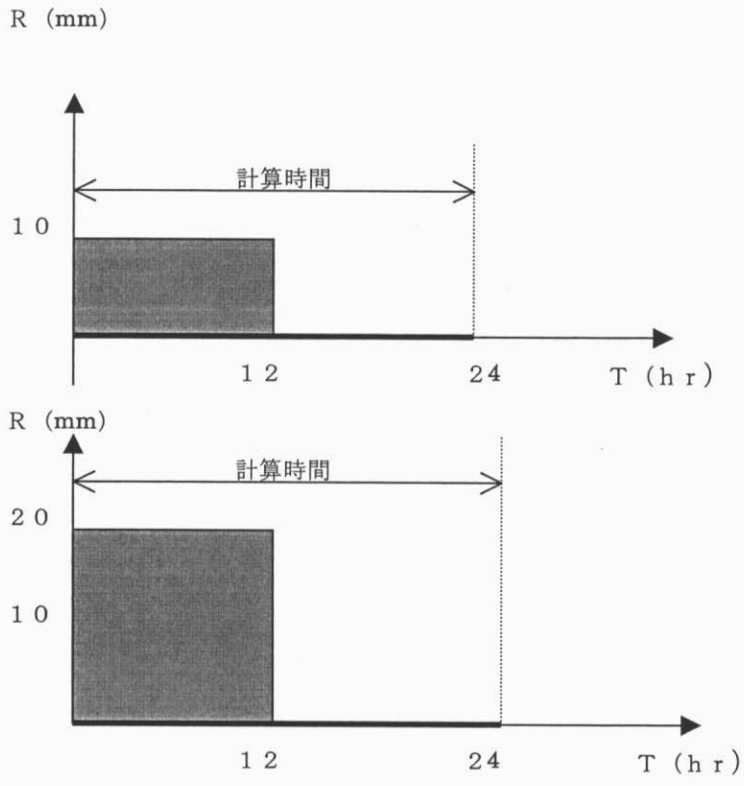


図 5.8 浸透降雨強度

(3) 解析結果

① 浸透降雨強度 10mm のケース

図 5.9 (1) に示すように、降雨継続につれて表層部から飽和度が上昇し、下部へ進行していく様子が認められる。飽和度 50% のラインに着目すれば、降雨継続の最終時間 (12 時間後) に約 38cm の深度に到達し、その浸潤速度は平均で約 $1.03 \times 10^{-3} \text{ cm/s}$ であり、飽和透水係数の約 1/5 である。

降雨終了後の様子を図 5.9 (2) に示す。表層部の飽和度は徐々に小さくなって行くが、降雨中に降下浸透が達しなかった深度 60cm 以下の飽和度は、上昇するが、降雨中に見られた高い飽和度にはならない。

② 浸透降雨強度 20mm のケース

シミュレーション結果を図 5.10(1)に示す。この図から先のケースと同様に降雨継続につれて表層部から飽和度が上昇し、下部へ進行していく様子が認められる。表面の飽和度は、降雨強度 10mm では最大 58%程度であったが、このケースでは、70%程度まで表面の飽和度が上昇する。また、飽和度 50%のラインでの浸透速度は平均で $1.80 \times 10^{-3} \text{cm/s}$ となり降雨強度 10mm に比較して大きくなり、飽和透水係数の約 1/3 程度である。

降雨終了後の飽和度の分布状況を図 5.10(2)に示す。降雨終了後 6 時間で深度 80cm まで 50%の飽和度ゾーンが下がっていく様子が認められる。

③ まとめ

単純な数値実験であるが、次のことが認められる。

- ・ 降雨時の不飽和土層中の最大飽和度は表面に生じ、降雨強度が大きい場合には、その最大飽和度と同程度の不飽和ゾーンが下層部伝達する。
- ・ 浸透速度は、降雨強度が大きいほど早くなる傾向が認められる。
- ・ 降雨終了後も飽和度を減少させながら、浸潤線が下部へ伝達する。

不飽和土の崩壊は、崩壊面にサクションを消滅させる降下浸透が達し、見かけの粘着力が消滅し、土層の安全率が低下することにより発生するメカニズムである。不飽和土の崩壊は、崩壊面上部の土層が飽和状態に近くなることが必要である。すなわち崩壊の発生に関する外的要因として、降雨浸透が崩壊面に達する時間とその時間内の雨量強度が支配的であると考えられる。

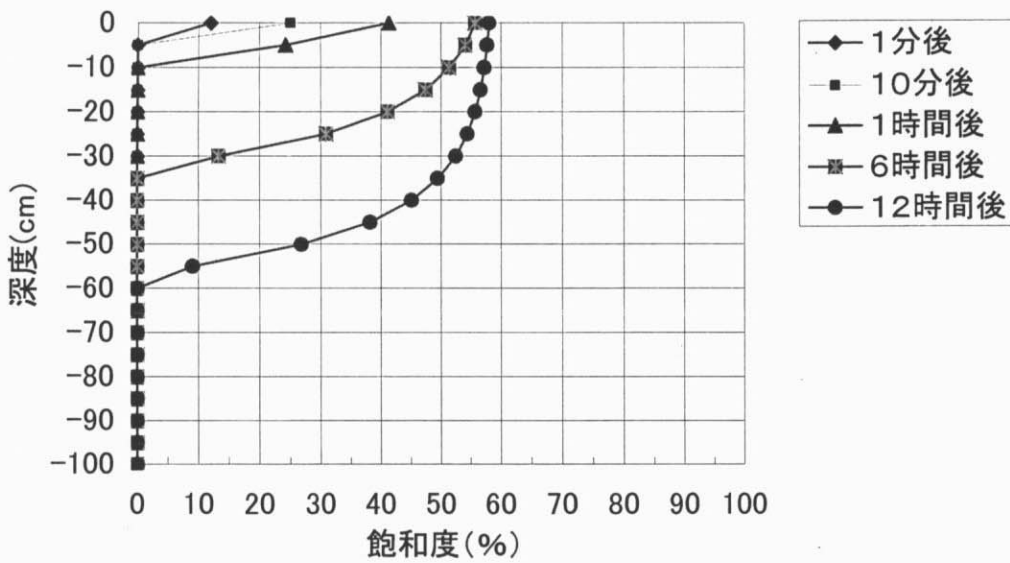


図 5.9(1) 降下浸透シミュレーション(10mm 降雨中)

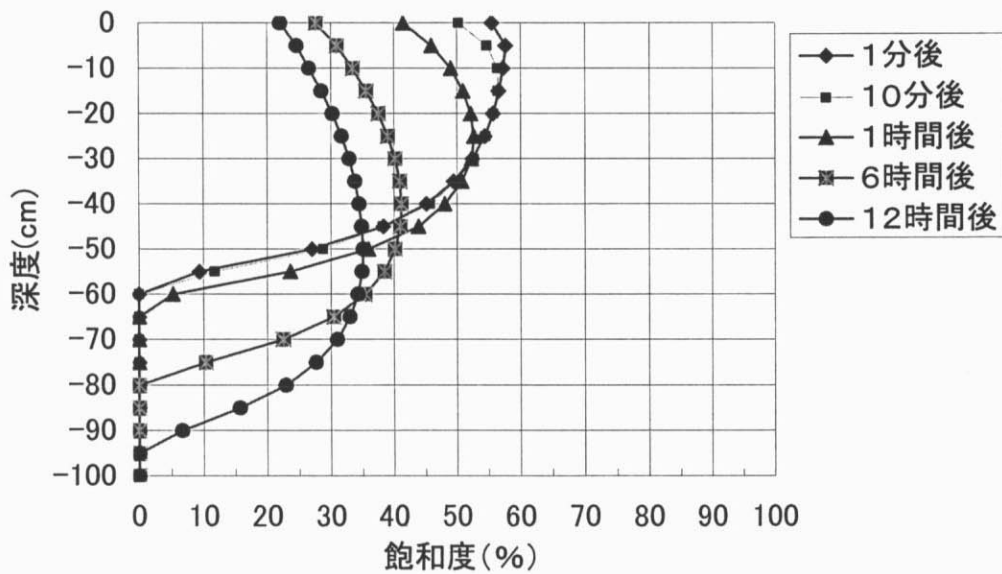
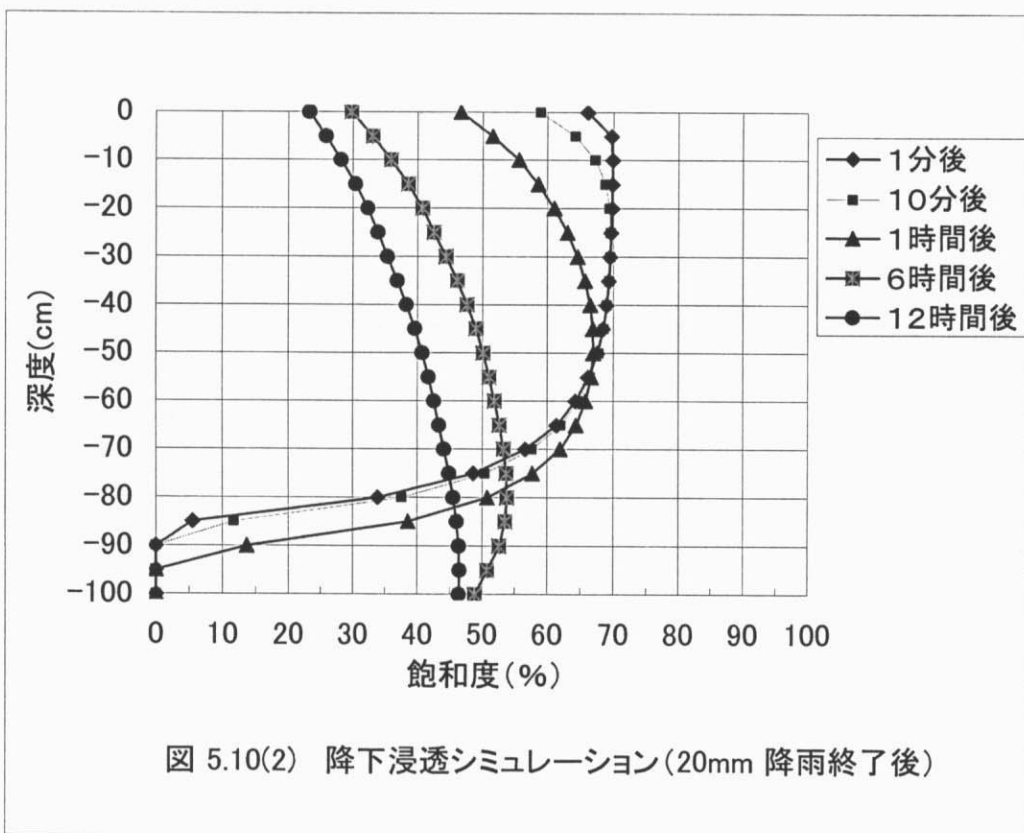
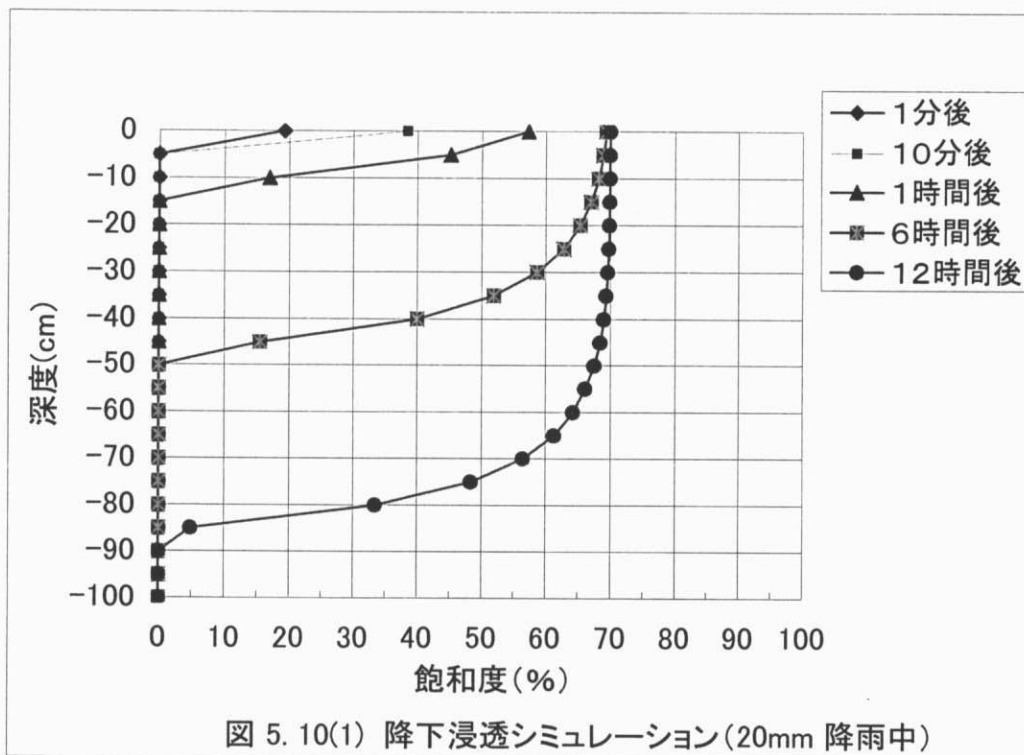


図 5.9(2) 降下浸透シミュレーション(10mm 降雨終了後)



5.3 風倒木地における表層崩壊

飽和理論と不飽和理論の両者において、崩壊の発生に関するメカニズム的に差異はあるが、崩壊を支配する降雨は、一定時間とその時間内の雨量強度の二つの要因が支配的であると言った面においては、結果的に両者は非常に類似している。このことが飽和浸透流解析と地下水位を間隙水圧に置き換えた安定解析が用いられてきた理由の一つと考えられる。

いずれにせよ、斜面安定解析では、斜面勾配の急な方が不安定となるが、現実には急勾配斜面も緩勾配斜面も崩壊が生じている。これは土層の内部の局所的な弱点が存在することに起因していると想定される。そこで、風倒木地とその周辺の表層土の強度を把握するため、簡易貫入試験を行った。

5.3.1 風倒木地および風倒木発生周辺域の表層土層調査

1996 年 10 月に大分県筑後川上流支川の上野田川流域内の斜面を対象として簡易貫入試験を行った。試験数は、風倒木地内で 42 ポイント、非風倒木地（健全）10 ポイント、非風倒木地（不健全）で 29 ポイントである。

簡易貫入試験結果から、表層土層について以下の項目を整理・検討した。

(1) 表層土層厚

対象斜面に関して表層土層と地山の境を N_c 値 = 40 とし、①風倒木地、②健全斜面、③不健全非風倒木地に分けて平均的な表層土層厚を整理した。その分類で風倒木地の層厚が最も薄く 1.25m で、健全斜面が 2.29m 不健全非風倒木地 1.67m、となっている。

風倒木地での土層厚さが他のものより薄くなっているのが特徴的であり、表層土の厚さの差異が風倒木の発生に寄与している可能性を示唆する結果となっている。

(2) 土層構成

各斜面別に土層構成を肉眼で観察した。

①風倒木地

表層より 25cm は草本根やリターを含む黒褐色の黒ボク土壌であり、この層は砂質シルトに分類される相対的容積重の非常に小さい土層で、下層に比較しやや乾燥している。草本根が良く発達し絡み合っており土の圧縮性は高い。

これ以深は、褐色森林土壌で、黄褐色の細砂主体の層となっている。この土層は母岩となっている安山岩の亜円礫を含むが、礫径は 2 ～ 10cm 程度であり、含有率も 20% 前後と少ない。この層にも草根が伸びているが、上位の淡色黒ボク土壌よりもはるかに少なく、深度は最大 80cm 程度までである。

②健全斜面

風倒木地の構成と変わらないが、表層部の黒ボク土壌は、60cm と厚く、淡色黒ボク土壌や下位の褐色森林土壌中には 10～50cm の亜角礫安山岩を多く含んでおり、粒度組成にやや相違が見られる。

③不健全非風倒木地

この箇所は、健全斜面とよく似た土層構成を示している。黒ボク土壌には大きな礫は少ないが、草根はよく発達し、リターも多く、圧縮性も大きい。

次に各地点におけるピット地点での土壌構成を示す

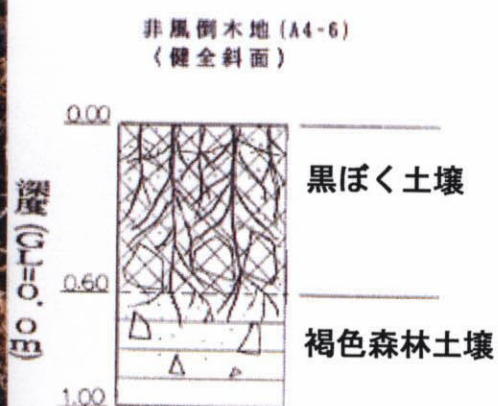
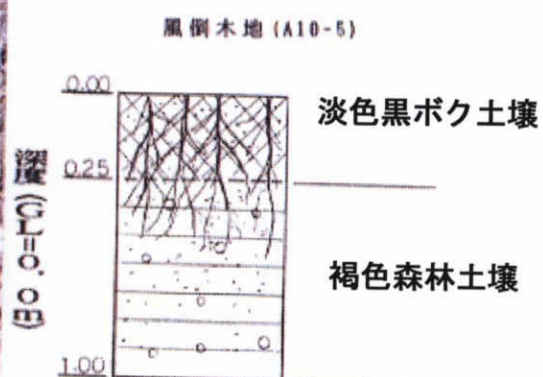


写真 5.1 (1) 風倒木地とその周辺の土壌断面



非風倒木地 (A10-1)
(不健全斜面)

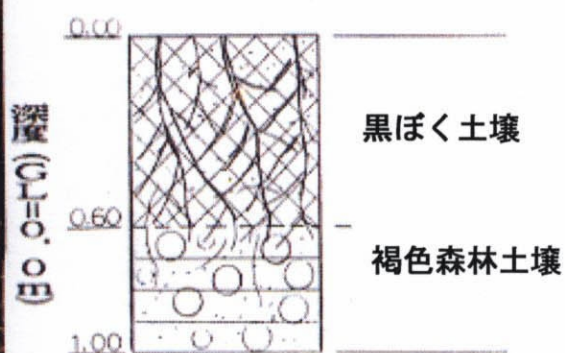


写真 5.1 (2) 風倒木地とその周辺の土壌断面

(3) 土層深さと Nc 値の関係

風倒木地と不健全非風倒木地において、深度 0.5m と 1.0m 付近の強度が、健全斜面に比較して Nc 値が低下している傾向が認められる。一方、今回の調査地存在する崩壊地の表面は $Nc > 7.0$ であり、 $Nc \leq 7.0$ が崩壊土層の値として、礫の存在による Nc 値のバラツキを除き整理した (図 5. 11)。

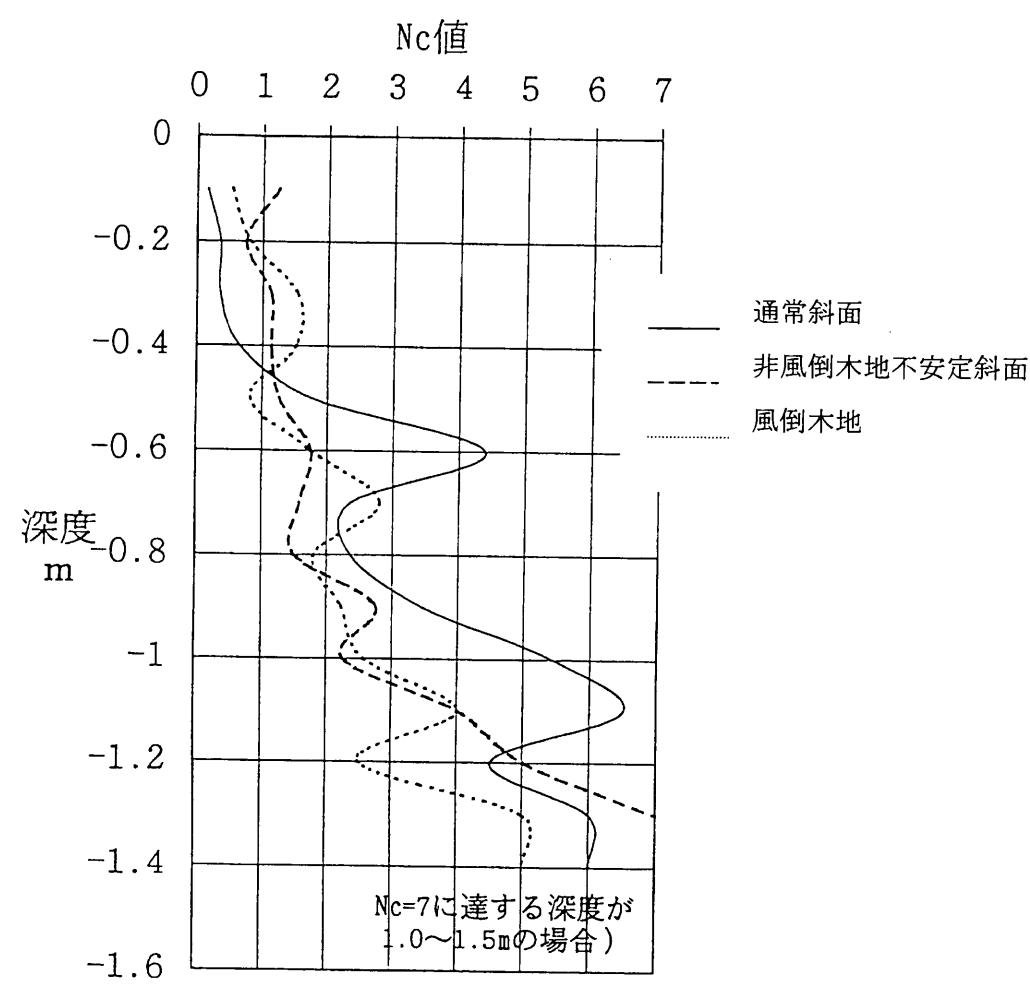


図 5.11 風倒木地とその周辺の表層深と N c 値の分布

この図から、通常の斜面と比較して風倒木地と非風倒木地（不健全）斜面の深度 0.5 m と 1.0 m 付近で強度が低下していることが認められる。この強度低下部は、立木の根系密度分布（支持根と水平根）と強風による揺すられに起因していると推定され、この箇所が崩壊面となる可能性がある。非風倒木地においては、時間の経過に伴う樹木の生長過程で強度は回復すると考えられる。

このように、現実的には、全ての自然斜面において、局所的な構造を把握することは不可能である。しかし、不飽和モデルの崩壊のメカニズムから判断すれば、急勾配斜面では、同じ深度における土層のせん断力は大きくその安全率は緩勾配斜面に比べ小さくなり、降雨強度の小さい雨でも崩壊が生じることになる。また、降雨強度、土層のせん断抵抗力、透水特性が等しい場合には、せん断力の大きい急勾配斜面が時間的に早く崩壊する。このことは、崩壊が発生する場合には、急勾配斜面の崩壊深は浅く、緩勾配斜面の崩壊深は深いことになる。

図 5.12 は、1993 年の風倒木地に関係した崩壊の崩壊深と斜面勾配の関係を示したもので、この図から、崩壊深は斜面勾配に反比例している傾向が認められ、不飽和モデルの適用がよいことを示唆するものである。

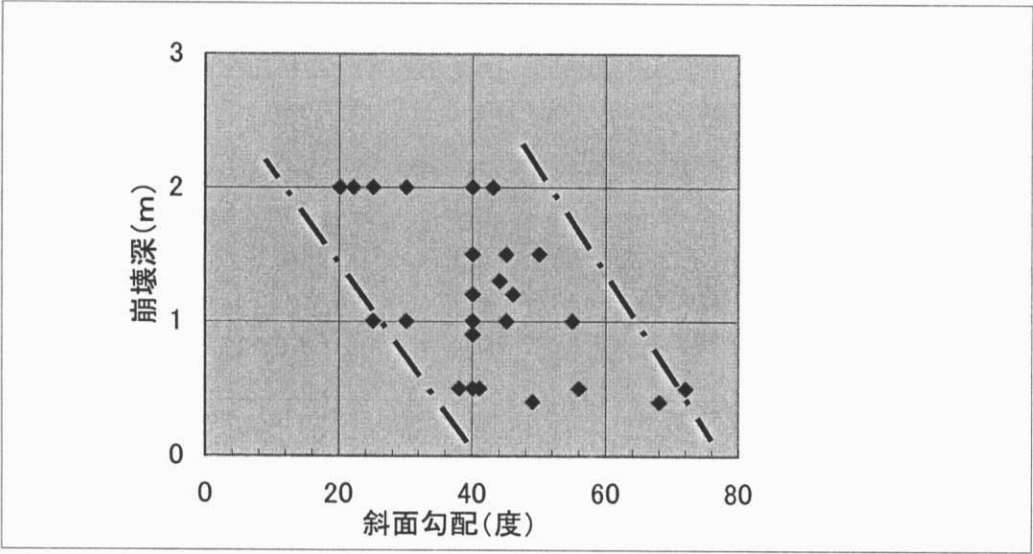


図 5.12 崩壊深と斜面勾配

一方、飽和モデルのメカニズムにおいて崩壊深は、存在する土層厚さで決定されることになるので、このような関係は現れない。このことから、風倒木地とその周辺で生じた崩壊は、不飽和土のメカニズムに起因する崩壊が支配的であったと推定される。

風倒木災害が発生した後は、風倒木地とその周辺では、10 年超過確率程度の小さい降雨量で崩壊が発生しているが、この原因として以下のことが考えられる。

- ①強風で樹木が揺すられたことにより表層土が擾乱され、強度が低下した。
- ②表層土の擾乱により透水係数が大きくなった。

これについては、以下のように飽和モデルと不飽和モデルでは解釈が若干変わる。飽和モデルでは、透水係数が大きくなれば、降雨浸透の時間が短くなり、降雨が直接地下水深に関与する。しかし、透水係数が大きくなると飽和側方流も多くなり、地下水深への増加は一義的ではない。

一方、不飽和モデルでは、斜面表層土せん断抵抗力の低下により崩壊限界深が浅くなり、小さい降雨でも崩壊が発生する。また、透水係数が大きくなれば浸潤線の降下速度が大きくなり、崩壊発生時間が短くなることが表現できる。

これらのことから、今回の風倒木地とその周辺の砂質土の斜面安定を議論する場合に、不飽和土に働くサクションの役割が重要な要因を占め、不飽和モデルの適用がより妥当と判断される。

5.3.2 崩壊発生の支配雨量

これまでの検討により、山腹表層崩壊を発生させる降雨はある時間内における雨量強度に支配されると考え、1993 年 6 月の風倒木地とその周辺で発生した崩壊に関して、崩壊発生限界雨量と崩壊発生急増降雨の二つのレベルにおいて崩壊発生を支配している降雨について検討した。

「限界深に達するまでの T 時間」は今回の 1993 年 6 月の風倒木地等で崩壊を発生させた降雨継続時間が 10 時間程度であることから、任意時間 (n 時間) として、1, 3, 4, 5, 6, 9 時間を設定し、時間毎の等雨量線図を作成した。崩壊発生急増雨量は、降雨継続間内における最大各時間雨量階の単位面積当たりの崩壊数が急増する境界の雨量とした。図 5.13 に崩壊発生限界雨量と急増雨量の値を示した。

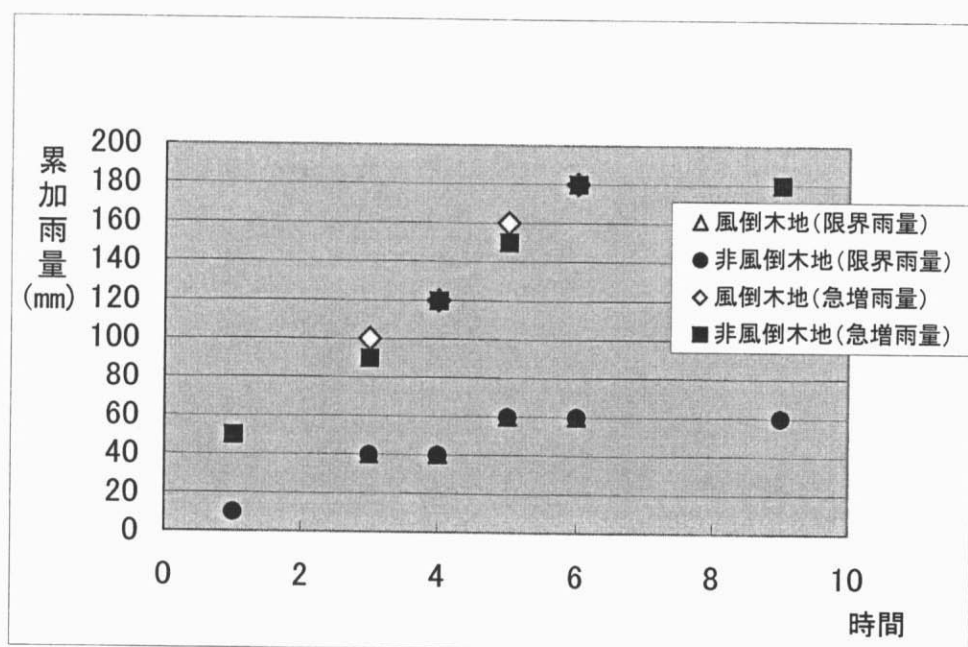


図 5.13 崩壊発生限界雨量と急増雨量

これらのデータから、急増雨量、限界雨量ともに風倒林地と非風倒林地の間に明確な差は見られない。これからも、前述のように、非風倒林地の中に風倒木と同程度の強風による揺動を受けている場所の存在が裏付けられる。この図から、6 時間までの平均雨量強度は、約 30mm 程度であり、9 時間になれば、全体の傾向からズレが認められることから、このときの雨量は、平均雨量強度が 30mm/hr で、継続時間 6 時間以内の総雨量と推定されるが、先に示した西垣の式から浸透速度は降雨強度と体積含水率（飽和度）に比例することから、継続時間に関しては、不飽和土の浸透特性を把握する必要がある。

5.4 まとめ

1991年の台風19号で発生した風倒木地における1993年の梅雨期の降雨で多発した崩壊発生に寄与した雨量を土質力学的観点から検討した。その結果、以下のことが明らかになった。

- ① 風倒木の発生は、山腹表層土を擾乱し、その強度を低下させ、崩壊の発生ポテンシャルをあげ、小さな降雨でも崩壊が多発する。
- ② 対象とした多くの崩壊面の境界層では、透水特性の違いが認められず、飽和浸透流解析と飽和有効応力を用いたメカニズムでは、解釈しにくい崩壊が発生している。
- ③ 崩壊のメカニズムに関して、従来からよく用いられている「飽和有効応力解析」と本論で新しく提案した「不飽和有効応力解析」の比較をおこなった。表層崩壊のような低垂直応力の場においては、水分状態が粒子間に作用するサクシヨンの大きさが重要となる。このサクシオンは、見かけの粘着力的な挙動を示す。
- ④ このメカニズムによれば、急勾配斜面での崩壊深は浅く、緩勾配斜面の崩壊が深くなることが予想され、風倒木地のデータからこの傾向は認められた。
- ⑤ 本研究で対象とした大分県日田地方で発生した崩壊の支配雨量は、平均雨量強度が約 30mm/hr、継続時間 6 時間以内の総雨量と推定される。

引用文献

- 芦田和男・江頭進治・青井博志：豪雨時の山腹崩壊に関する資料解析的研究，京都大学防災研究所年報，第 29 号，B-2，p. 309～327, 1986
- 端野道夫・室田明：豪雨による山腹土砂生産崩壊に関する推計学的研究，土木学会論文報告集，第 188 号，p. 33-43, 1971
- 平松晋也：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，1991
- 平野宗男：土石流の発生予測と流出解析，土砂移動現象に関するシンポジウム論文集，p. 23 - 38, 1992
- 風化花崗岩とまさ土の工学的性質とその応用編集委員会，(社)土質工学会：風化花崗岩とまさ土の工学的性質とその応用（土質基礎工学ライブラリー16），p. 204-207, 1989
- 河西基，田中靖治，駒田広也，塩崎功：不飽和浸透特性に関する基礎的検討，不飽和土の工学的性質の現状シンポジウム，土質工学会，p. 245-252, 1987
- 建設省河川局監修，(社)日本河川協会編：河川・砂防技術基準（案）計画編，山海堂，p. 47-52, 1977
- 小橋澄治・今井篤雄・久保村啓助・中山政一・真砂祥之助：航空写真判読による斜面の安定度解析（1），新砂防 No. 84, p. 14-23, 1972
- 河野伊一郎，西垣誠：不飽和砂質土の浸透特性に関する実験的研究，土木学会論文報告集第 307 号，p. 105-119, 1981
- 久楽勝行，吉岡淳：降雨の不飽和浸透に伴う盛り土の安定性，不飽和土の土質的性質研究のシンポジウム，土質工学会，p. 307-316, 1987
- 松村和樹：砂質斜面の崩壊に関する実験的研究，京都府立大学大学院修士論文，1976
- 松村和樹，佐々恭二：水因垂直応力(hydro-normal stress)について，土木学会，第 31 回年次学術講演講演概要集第 3 部，p. 76-77, 1976 (b)
- 松村和樹，高浜淳一郎：風倒木地における表層崩壊機構に関する考察，砂防学会誌，Vol. 52, No. 3, p. 11-17, 1999
- 丸井英明：自然斜面における表層崩壊の研究，京都大学博士論文，1981
- 村野義郎：豪雨型山崩れの研究，新砂防 No. 56, 1965
- 西垣誠，楠見和紀：不飽和土の有効応力の吟味，不飽和土の工学的性質研究のシンポジウム，発表論文集，p. 55-58, 1987
- 西垣誠，竹下祐二：室内及び原位置における不飽和特性の試験及び調査法に関する研究，岡山大学工学部土木工学科，1993
- 小川紀一郎・松村和樹：豪雨による崩壊発生の確率的考察について，昭和 60 年砂防学会研究発表会概要集，p. 26-29, 1985
- 小川紀一郎，松村和樹，菊井稔宏，井良沢道也：山地流域における土砂生産・流出の実態と解析，新砂防，（砂防学会誌），Vol. 41, No. 6, p. 4-13, 1989

岡山大学・(株)ダイヤコンサルタント・三菱マテリアル(株) : Density Dependent Transuport Analysis Saturated-Unsaturated pors media 2 or 3 dimensional Eulerian-Lagrangina method, 1994

沖村孝 : 山腹表層崩壊発生位置の予知に関する一研究, 土木学会論文報告集, 第 331, p. 113-120, 1983

沖村孝・市川龍平・藤井郁也 : 表土層内浸透流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, No. 136, p. 4-13, 1985

大村寛 : 崩壊面積の予測に関する基礎的研究 (Ⅰ), 新砂防, No. 117, 1980, pp15-25, (Ⅱ), 新砂防, No. 118, 1981, pp8-17, (Ⅲ), 新砂防, No. 120, p. 42-52, 1981

大村寛 : ガンマー分布モデルによる崩壊面積率の予測方法, 新砂防, No. 124, p. 31-37, 1982

太田猛彦 : 土石流の発生メカニズム (1), 新砂防, Vol. 45 No 2 (181), p. 40-45, 1992

三森利昭 : 崩壊に関与する諸因子の影響度評価に関する数値実験的研究, 京都大学学位論文, 1994

笹原克夫 : 降雨浸透に伴う急勾配砂質斜面の崩壊発生機構とその予知予測に関する研究, 京都大学学位論文, 2001

高橋保・中川一 : 豪雨性表層崩壊の発生とその生産土量の予測, 第 30 回水理講演会論文集, p. 199-204, 1986

塚本良則 : 侵食谷の発達様式に関する研究 (Ⅰ), 新砂防, 87, p. 289- 298, 1973 (a)

塚本良則, 湯本敏夫 : 侵食谷の発達様式に関する研究 (Ⅱ), 新砂防, 88, p. 308-313, 1973 (b)

塚本良則, 平松伸二, 篠原斉四郎 : 侵食谷の発達様式に関する研究 (Ⅲ), 新砂防, 89, p. 314-320, 1973 (c)

塚本良則 : 樹木根系の崩壊抑止効果に関する研究, 東京農工大学農学部演習林報告, 第 23 号, 1987

土屋智 : まさ土と川砂の模型斜面を用いた降雨浸透時の崩壊発生機構について, 崩壊機構の実験的研究の現状と今後の課題, 平成 4 年度砂防学会ワークショップ, p. 9-18, 1993

打萩珠男 : ひと雨による山腹崩壊土量の実用計算法試案, 新砂防 No. 69, p. 30-35, 1968

八木則男・矢田部 竜一・山本浩司 : 雨水浸透による斜面崩壊, 土木学会論文報告集, No330, p. 107-114, 1983

横田知昭 : 崩壊調査資料の地質別集計に基づく一考察, 新砂防, No. 79, p. 21-34, 1971

吉松弘行 : 山腹崩壊の予測式について, 新砂防, No. 102, p. 1-9, 1977

第6章 総括

風倒被害に関する既往の研究は少なく、特に風倒と土砂生産に的を絞った研究は極めて少ない。そこで、本論文では、1991年の台風19号で生じた風倒木地、および同様の強風を受けたと思われる風倒木発生周辺域を対象とし、その後の1993年に発生した崩壊・土石流と風倒木の関連を解明することにより、強風による樹木の揺動が土層強度を低下させ、通常より少ない降雨で崩壊を発生させることを実証的に明らかにするとともに、その過程で土質強度の低下エリアを同定する方法及びそのような条件での崩壊発生メカニズムならびに崩壊発生支配降雨について考察した。

第1章においては戦後の土砂災害の実態を整理し、風倒木被害を発生させた台風災害の既往の調査成果を整理・解析し、まとめた。さらに、本研究の目的と研究方法について述べた。

風倒木の状況

第2章において、1991年9月の台風19号の全国区的な被害を整理し、特に九州北部の風倒木被害について詳述した。

1991年の台風19号の進路は、同様の風台風であった昭和29年の洞爺丸台風に酷似し、長崎県佐世保市に上陸後北海道に再上陸する頃には、その速度が90km/hr (25m/s)を超え、そのため、台風の進路右側にあたる地域の西日本から北日本にかけて日本海側を中心に各地で観測史上最大もしくは上位の瞬間風速を観測した。台風19号における全国での人的被害は62名で、住宅被害は全壊371棟、半壊2903棟、フェーン現象等で焼失した家屋は23棟であり、その他森林、農業やライフライン等の一般的被害を全国的なデータを整理しとりまとめた。

さらに、これまでの台風19号の特性や災害に関する研究・報告をレビューした。

本論文は、大分県北西部で発生した風倒木地とその周辺域で生じた風倒木の発生とその後の崩壊現象を研究の対象とし、以下の風倒被害をとりまとめた。

①風倒木の発生と地形的特徴

風の集中、または風が加速され・乱れが生じる地形的特徴のある以下の箇所での風倒木の発生が多く認められた。

- (a) 南～南西向きの斜面
- (b) 南～南西側が開けている谷筋
- (c) 孤独峰の東西斜面

②風倒木の形状

倒木の被害形状について土砂生産の観点から大きく、「根返り」「幹折れ」「曲が

り」に分類した。

調査地域内における風倒木の形状のほとんどは、「根返り」タイプである。

「根返り」状態の風倒木は、山腹斜面の表層土を著しく擾乱し、その強度を低下させている。また、「幹折れ」、「曲がり」状態の樹木も強風に揺すられていることから、表層土に擾乱を与えている。

③風倒木の樹種

対象地域における森林の73%はスギ・ヒノキの人工林で占められ、人工林内スギが77%を占めている。風倒木の82%はスギが占めており、倒木となったスギの内、30年生以上のものが78%を占め、20年生以上のスギでは98%を占めている。

④斜面の擾乱

「根返り」タイプの根系の貫入深や根系の直径の調査を行った。根系の貫入深と根系の直径に関して明確な関係は認められなかった。一部のデータを除き、根系の貫入深については0.5m～1.0mの狭い範囲に集中し、根系の直径は、1.5m～2.5mの範囲に集中している。表層土厚さの範囲が1.0～2.0mであること、また樹高(20～30m)を考えれば、貫入深は小さいと考えられる。一方、現地での観察から根系の直径は、各樹木の植樹間隔に一致している。このことは、樹木相互の干渉で根系の成長が抑制され、密植されて管理が行き届かない人工林は、不安定な状態になることを示した。根返りが生じた風倒木地では、シート状に表層土が掘り返されたようになっている。

このような倒木が生じた箇所で、斜面勾配が急峻であると倒木と同時に斜面崩壊が生じる。そのときに崩壊が生じなかったとしても、斜面は非常に不安定な状態となっているので、その後の少量の降雨でも崩壊や土石流が発生しやすくなっているものと考えられた。

⑤崩壊地と斜面勾配

調査対象地域内において約1,500箇所の風倒木地を無作為に抽出し、その斜面縦断勾配を調べた。また、その一方で風倒木の発生と同時に生じたと推定される崩壊箇所について斜面縦断勾配を調査した。風倒木地の勾配は、約27度～30度を中心にほぼ正規分布を示しているが、崩壊地斜面の勾配は、33度を超えると急に崩壊地が増加する傾向を示している。さらに、33度以上の崩壊地の分布系は、風倒木地の分布系に類似している。このことから、33度以上の非崩壊地斜面は、非常に不安定な状態と判断された。

風倒木地域における山腹崩壊

第3章では、1993年6月に大分県北西部で風倒木地とその周辺で発生した山腹崩壊について現地調査結果をふまえ検討を行った。

1991年に広い範囲で風倒木被害が発生した九州北部地方では、山地斜面における風倒木地の表層土が大きく擾乱を受けた結果、斜面表層土の強度が低下し、崩壊に対す

る抵抗力が小さくなり、その後の土砂災害が危惧されていた。翌年の 1992 年には、まとまった降雨がなく大きな土砂生産は生じなかった。しかし、1993 年の梅雨期には、大分県日田地方や熊本県小国で風倒木地を中心に崩壊・土石流が生じ、災害が発生した。

崩壊は約 20° の勾配から発生しており、他の地域での崩壊発生勾配と比較すれば緩く、斜面表層土の強度低下が原因と考えられた。また、崩壊の発生した 1993 年 6 月の降雨のハイエトグラフと崩壊発生前の時間雨量等雨量線図を作成し、地域の代表観測所におけるこの降雨の評価を行った。4 観測所の約 20 年間のデータから、1, 2, 3, 4, 5, 6, 9 の時間雨量と日雨量の確率計算を岩井法で行った。これらの解析から、鯛生の観測所の 1 時間降雨を除き、このときの降雨は、熊本県小国町杖立観測所の 5 時間雨量で約 30 年超過確率であり、同じく 5 時間雨量では、鯛生観測所で 5 年超過確率、大野観測所で 2～5 年超過確率、黄川でも 2～5 年超過確率と 1993 年の 6 月降雨は、それほど大きな降雨ではなかったと認められた。

崩壊発生状況を風倒木地と非風倒木地で比較すれば、発生個数では非風倒木地の個数は風倒木地の約 1.5 倍であるが、風倒木地の面積が対象流域の約 15%であることから単位面積当たりの崩壊発生頻度では 4 倍、崩壊面積率では約 5 倍となっている。この結果からも風倒木地の崩壊に対する抵抗力は小さくなっていると認められる。一方、このときの降雨の規模は前述のようにそれほど大きなものではないが、非風倒木地域においても多くの崩壊が発生したことは非風倒木地においても強風の影響を受けていると判断された。

リモートセンシングを用いた風倒木発生周辺域における斜面安定性評価

第 4 章では、リモートセンシング技術を用いて、非風倒木地に存在する強風に揺動を受け、強度が低下した斜面の同定を行った。

1993 年 6 月の降雨時に崩壊が発生した非風倒木斜面の中に、表層土の強度が低下している斜面の存在が推定された。弱体化した非風倒木地の表層土は、強風で擾乱を受けているためその斜面上の樹木は、毛細根等が切断されて、樹木の活力を低下させていると推定され、この仮定から、樹木の活力に着目して、その活力度の差を測定できれば、非風倒木地において、擾乱を受けた斜面と受けていない斜面の判別ができると考えられる。広域に分布する対象物の状態を把握する方法として、リモートセンシング技術を活用した。

①データ計測

植生活力度にもとづく指標の定量化を検討するためのリモートセンシングデータは、航空機を用い計測した MSS データを用いた。また、植生活力度のグランドトゥールースとして、分光放射計 SR-7000 ((株) オプトリサーチ製) を使用した。植生活力度

と斜面の安定性との関係の検討には、対象が広範囲となるためランドサットTMデータを使用した。

②植生活力指標とアルゴリズム

植生活力度を求めるアルゴリズムについては、差 ($A - B$)、比 (A / B)、正規化 ($(A - B) / (A + B)$) の一般的な3式から選定し、最終的な演算式には、正規化を用いることとした。

次に、取り扱うバンド（波長帯）を定めるため、対象地域の上野田川流域をサンプルとして、MSR-7000 を用いた現地調査結果と航空機 MMS データの照合を行いながら、非風倒木地の「健全な植生域」と「植生活力低下域」を抽出し、明瞭に分類されるバンドの組み合わせを選定した。

植生の活力を明確に分離できるアルゴリズムは、バンド3とバンド4を指標に用いた $\{(\text{バンド4} - \text{バンド3}) / (\text{バンド4} + \text{バンド3})\}$ が適切であると判断された。

③解析単位

ランドサットTMデータはメッシュデータであり地上での単位ピクセルのサイズは、約 $30\text{m} \times 30\text{m}$ となっている。

デジタルマップ化した既往の崩壊分布図と同期するランドサットTMデータのフォールスカラーを重ね合わせた結果、平均的に1ピクセル (30m) 程度のランダム方向のずれが確認された。これらのことから、解析単位としては、80%以上の風倒木地を表現でき、ランドサットデータの位置誤差を包括する $90\text{m} \times 90\text{m}$ のサイズで取り扱うものとし、その値が含まれる各メッシュ値の平均値とした。なお、崩壊地規模はランドサットTMデータでは表現不可能なサイズのため、解析単位内の崩壊面積率で表現するものとした。

④植生活力と土砂生産の関係

斜面勾配 30° 以上のデータを解析対象とし、植生活力を「健全植生域」、「活力低下植生域」、「植生消滅域」に3分類し、風倒木発生前後の植生活力低下量 ($\Delta NVI = NVI_{1990} - NVI_{1992}$) を用い、植生状態を3等分とした。

ΔNVI の増加に伴い崩壊が多くなる傾向が認められ、降雨量の少ない領域において、 ΔNVI の増加に伴い崩壊率の増加が明瞭に認められる。一方、降雨量の多いところでは、降雨量等の他要因の影響が混在しているためか、 ΔNVI と崩壊率の関係は明確ではなかった。

これらの結果は、非風倒木地において崩壊が多発した原因が、樹木が強風に揺すられ、表層土の強度が弱体化したことにあると考えられ、非風倒木地において表層土強度の低下は、リモートセンシングで計測される NVI の低下量で評価できる可能性が高いことを示している。

崩壊メカニズム

第5章では1993年に生じた風倒林地とその周辺において発生した崩壊のデータを用いて、崩壊のメカニズムに関して既往の研究のレビューを行い、現地調査から得た知見に基づき、降雨の降下浸透が大きく関わる崩壊メカニズムに検討を加え、これらの崩壊を生じさせた支配降雨の特性を考察し、山腹表層崩壊メカニズムについて新しい概念を提案した。

①飽和浸透モデルと崩壊機構

これまでの安定解析に用いられた斜面の崩壊に対する抵抗力の低下は、飽和土のテルツァーギの有効応力理論を用い、間隙水圧(u)の上昇にともなう有効鉛直応力の減少に起因するものとされている。

②新しい崩壊機構の概念

一般に山地斜面で発生する表層崩壊の崩壊面を観察すれば、全ての崩壊が相対的不透水層を境界に発生しているわけではなく、特に今回の対象地である風倒林地で発生した崩壊は、相対的不透水層を境界にしない同質の土層内を崩壊面とした崩壊が多発していることが確認された。

表層土内に発生する水位が崩壊の原因でないとすれば、テルツァーギの有効応力理論で表現される崩壊メカニズムとは異なったメカニズムが想起される。そのメカニズムを支配する要因として飽和度に伴う土層強度低下に着目した。水分と強度の関係において、化学的反応が支配する粘土を除き、砂質土では、水分含有に伴うサクシジョンの影響が大きいと考えられる。

不飽和土モデルにおいて崩壊の発生原因は、以下のように考えられる。

- ①降雨の降下浸透による飽和度の増加で、降下浸透面でサクシジョンが消滅、すなわち、せん断抵抗力が減少し崩壊に至る。
- ②土塊が降雨水を含むことで重量が増加し、せん断力が大きくなり崩壊に至る。
これをイメージ図で表現すれば以下のようなになる。

次に飽和不飽和浸透流モデルを用い数値実験で降下浸透の様相を把握した。その結果、次のことが認められた。

- ・ 降雨時の不飽和土層中の最大飽和度は表面に生じ、降雨強度が大きい場合には、その最大飽和度と同程度の不飽和ゾーンが下層部伝達する。
- ・ 浸透速度は、降雨強度が大きいほど早くなる傾向が認められる。
- ・ 降雨終了後も飽和度を小さくしながら、浸潤線が下部へ伝達する。

不飽和モデルの崩壊のメカニズムから判断すれば、急勾配斜面では、元の安全率は緩勾配斜面に比べ小さく、崩壊は小さい雨でも崩壊が生じることになる。このことは、崩壊が発生する場合には、急勾配斜面の崩壊深は浅く、緩勾配斜面の崩壊深は深いことになる。1993年の風倒木地に関係した崩壊の崩壊深と斜面勾配の関係を示し、崩壊

深は、斜面勾配に反比例している傾向が認められ、斜面表層崩壊に関して、今回提案した不飽和モデルの適用が良いと判断された。

③崩壊発生と雨量

山腹表層崩壊を発生させる降雨は、ある時間内における雨量強度に支配されと考え、1993 年 6 月の風倒木地とその周辺で発生した崩壊に関して、崩壊発生限界雨量と崩壊発生急増降雨の二つのレベルにおいて崩壊発生を寄与している降雨について検討した。崩壊急増雨量と限界雨量ともに風倒木地と非風倒木地の間に明確な差は見られなかったが、この崩壊発生支配降雨は、平均雨量強度が 30mm/hr で、継続時間 6 時間以内の総雨量と推定された。

結 論

本論文は、1991 年台風 19 号において大規模な風倒木被害が発生した大分県の筑後川上流域、前津江村・中津江村・上津江村の 3 村、流域面積 284km²を対象として、風倒木地被害ばかりでなく、その周辺を含めた地域を選定して、

- ①風倒被害の実態を解析するとともに、
- ②その後、この地域に発生した崩壊の発生メカニズム
- ③その崩壊発生の支配降雨量等を解析した。

1993 年 6 月の崩壊発生は、小さな降雨で発生しており極めて異例な現象であり、1991 年に発生した風倒木の影響が大きい。

また、非風倒木地において強風で強く揺すられ表層土が弱体化した地域と風の影響をそれほど受けていない地域が混在していることが判明し、リモートセンシング技術を用いた解析の結果、強風の影響を受けた林地の同定の方法については、風倒木発生前後の植生活力低下量 ($\Delta NVI = NVI_{1990} - NVI_{1992}$) が有効である。

表層崩壊に関して、テルツァーギの有効応力理論で表現される崩壊メカニズムとは異なる新しいメカニズムを提案した。不飽和状況における砂質土において、不飽和土モデルにおいて崩壊の発生原因は、以下のように考えられる。

- ①降雨の降下浸透による飽和度の増加で、降下浸透面でサクションが消滅、すなわち、せん断抵抗力が低下し崩壊に至る。
- ②土塊が降雨水を含むことで重量が増加し、せん断力が大きくなり崩壊に至る。

本研究で対象とした大分県日田地方で発生した崩壊の支配雨量は、平均雨量強度が約 30mm/hr、継続時間 6 時間以内の総雨量と推定される。

謝 辞

本論文の完成には業務の間に時間を見つけ少しずつ積み上げることを続けたため、あまり効率的ではなく長い時間がかかりました。しかし、その間には「風倒木と表層崩壊」のテーマは、私の脳裏から離れず、崩壊発生現場においても観察の自我関与の目がこれまでとは異なっていました。このような経験は私のものの見方や考え方にも大きく影響したと思っています。

この長い間、砂防学会や林学会の会長や要職につかれ、研究・講義・講演等の多忙にもかかわらず、私のために時間を割いて終始、激励と熱心なご指導・助言をいただいた東京大学大学院太田猛彦教授には、深く感謝し御礼を申し上げます。また、先生の自宅までの迷惑なファックスに対して、快く対応をしていただいた太田先生令夫人にも感謝します。

また、論文構成の視点、考え方をご教授頂いた東京大学大学院鈴木雅一教授、風倒木と地形の関係に示唆頂いた筑波大学宮本邦明助教授に御礼申し上げます。

本論文には、大きく分けてリモートセンシングを用いた解析と山腹崩壊のメカニズムの解析があります。前者には、エイトコンサルタント㈱の片山哲夫氏、後者には、岐阜大学高浜淳一郎助手の協力があり、感謝いたします。

最後に、長い期間終始応援と励ましをいただいた（財）砂防・地すべり技術センター友松靖夫理事長、池谷浩専務理事に感謝いたします。