

土壌層位別にみたソイルクリープ様式

その観測方法の検討と丘陵斜面での継続観測結果

松 林 武* 田 村 俊 和**

Mode and Rate of Soil Creep by Soil Horizons: Device of a Monitoring Method and Its Application to Forest-covered Hillslopes in Humid Temperate Climate

Takeshi MATSUBAYASHI* and Toshikazu TAMURA**

Abstract

The rate, mode and time of soil creep were observed by depths using the combination of a strain probe method and a white-sand marker method. The latter method has an advantage to know the total dislocation by depths while the former indicates the time of movement at each depth. Application of the combined method associated with temporal measurement of soil moisture to valley-head slopes covered by natural forest in Sendai, northeastern Japan, in humid temperate climate which was not expected to induce effective freeze-thaw action, revealed the following characteristics of soil creep. The rate of soil creep, which differs considerably from place to place, ranges from almost zero to several centimeters per year, which contains rates several times higher than previously reported ones. The dislocation often occurs synchronously at different positions in the slope in every season. The movement in B and BC horizons, which show almost the same dislocation within the same horizon and abrupt change of displacement at the boundaries of soil horizons, indicates a slide-type movement characterized by micro-slip planes at the boundaries of soil horizons. In contrast, the flow-type movement, in which dislocation is accumulating upward, is dominant in A horizon. This shows the significance of soil horizons in the occurrence of soil creep and suggests the importance of soil creep in soil-horizon differentiation on hillslopes.

Key words : soil creep, strain probe method, white-sand marker method, soil-horizon, hillslope
キーワード : ソイルクリープ, ストレインプローブ法, 白砂マーカー法, 土壌層位, 丘陵斜面

* 東北大学大学院理学研究科地理学教室

** 立正大学地球環境科学部

* Institute of Geography, Graduate School of Science, Tohoku University

** Faculty of Geo-environmental Science, Rissho University

I. はじめに

ソイルクリーブは、斜面表層物質の移動の一種で、もっとも緩慢なマスムーブメントである(石井, 1981)。それ自体が地表面形態を変形させることに加え、崩壊予備物質を準備するなど、地形的にも重要な現象のひとつとして注目されている(羽田野, 1974; Sasaki *et al.*, 2000)。その移動様式・機構は、地形的位置や土壌層位等に応じて、多様であることが予想される。また、ソイルクリーブは、その移動様式・強度によっては、斜面における土壌生成にも寄与することが考えられる(竹下・中島, 1960; 竹下, 1985; 山田, 1995)。

稜線部から谷底に至る斜面は、傾斜変換線によりいくつかの微地形単位に区分できるが(たとえば田村, 2001)、そのうち下部谷壁斜面¹⁾ではしばしば表層崩壊が発生することが知られている(守屋, 1972; 羽田野, 1974; 田村・宮城, 1987; Chatterjee, 1999; Tamura *et al.*, 2002)。そこでは、過去に表層崩壊などにより土壌物質が除去された基岩あるいはその風化層を、明らかに斜面上方から移動してきた匍行成の薄い土壌物質が直接覆っていることから、表層崩壊などに代表される急速な表層物質移動が相対的に活発であると考えられる。それに対して、より上方に位置し、傾斜が相対的に緩やかな上部谷壁斜面や頂部斜面では、通常的林野土壌調査(林業試験場土じょう部, 1976)によれば残積成とされる土層断面がしばしばみられる。また、上部谷壁斜面としばしばスムーズに連続する谷頭凹地も、緩傾斜であり、谷頭急斜面からもたらされたと解される匍行・崩積成土壌物質が急速に排除されているとはみられないなど、急速な表層物質移動は下部谷壁斜面に比べ不活発と考えられる。これら下部谷壁斜面に比べて表層物質移動が不活発な斜面域においては、ソイルクリーブ発生状況が十分には把握されていない。そこで本研究では、自然森林斜面の谷頭凹地および上部谷壁斜面における土壌層位別のソイルクリーブ様式・強度を明らかにすることを目的とする。そのために、それに適した観測方法を検討し、選び出した複数の方法を併用した観測結果

から、ソイルクリーブ様式・強度について考察を行った。なお、本論はソイルクリーブの誘因の特定を主目的としていないため、林内雨、林外雨、土壌水分変化の観測等を実施しておらず、誘因についての議論は限定的である。

II. 観測方法の検討

これまでに比較的広く用いられている、ソイルクリーブの土層中における垂直的变化を観測する方法としては、園田(1996)がまとめているようにマーカー法、チューブ法、ストレインプローブ法、傾斜計法などがある。マーカー法(たとえば Young, 1960, 1963; 石井, 1976; Clarke *et al.*, 1999)では、ヤング・ピット法に代表されるように土層にマーカーを設置し、ある時間経過後にマーカーの変位の再測を行う。チューブ法(たとえば河上, 1976; 相馬ほか, 1979; 澤口, 1987)では、オーガー穴にチューブを設置し、ある時間経過後にチューブの変位を計測する。ストレインプローブ法(たとえば Williams, 1957; Yamada, 1997)では、薄い板バネにストレインゲージを貼り付けて土層に埋設し、土壌の動きに追従した板バネの変形をストレインゲージの電気抵抗の変化から計算する。傾斜計法(たとえば佐々木ほか, 1994)では、地上部分とそれにつながる地下部を持つ傾斜計でその傾きの変化を計測する。これらの計測方法は、いずれも長所とともに短所を持つ。また、これらの方法は、周氷河環境などで、地表の凍結・融解および積雪により比較的速い表層物質移動の計測に適用された場合が多い。

地表の凍結・融解の影響の少ない温帯森林斜面におけるソイルクリーブについて、その強度・頻度の位置および土壌層位による違いを発現時期にも注目して明らかにするためには、一連の斜面において、長期にわたる継続的な観測が必要になる。その観測方法としては、多地点に設置でき、微細な動きを反復的に追跡でき、設置や再測に伴う攪乱が小さくソイルクリーブをうち消さない必要がある。単一の方法でこれらの条件を全て満たすことは不可能であり、各観測方法の長所、短所を勘案して、複数の方法を併用する必要がある。

本研究では、上記の条件をみたす方法として、ストレインプローブ法と、白砂をマーカーとする観測方法（以下白砂マーカー法と呼ぶ）とを併用する。ストレインプローブ法では、土層を乱すことなく反復的に土壌の動きに応じた板バネの変形を観測できるが、土壌の移動量を直接とらえることはできない。これに対して白砂マーカー法は、後述のように地表面に直行する方向に埋設した白砂の変位を観測後に掘り出して計測するもので、土層を乱すことなく設置でき、得られるデータが直接的であるが、再測に時間がかかり、反復観測はできない。この両者を併用することで、白砂マーカー法からは土壌移動量の直接的なデータを、ストレインプローブ法からは白砂マーカー法では得ることができない移動の有無の反復的かつ経時的データを、それぞれ得ることが可能になると考えられる。

III. 調査地

調査地として、仙台市青葉山丘陵東端の東北大学大学院理学研究科附属植物園（以下植物園と呼ぶ）の一谷頭部を構成する斜面を選んだ（図1および図2）。調査地周辺の気候は、東に約4km離れた仙台管区気象台の1971年から2000年の平年値（気象庁，2001）で示すと、年平均気温が12.1，最寒月（1月）の平均気温が1.5，最暖月（8月）の平均気温が24.1，年降水量が1,241mm，年間日照時間が1,842.6時間である。年間降雪日数²⁾は64.7日と多いが、日最深積雪が20cm以上の日数は1.3日にすぎず、12月から2月の降水量は、年間降水量の8.8%にすぎない。ただし、観測期間中の2000年から2001年にかけての冬は、観測斜面において2000年12月下旬から2001年2月上旬にかけて積雪が続いた。

今回観測を行った谷頭部は、田村ほか（1990）が微地形および植生を調査した「北側小流域」にあたる。鮮新統の半固結泥岩、凝灰岩を基岩とする斜面を、ほぼ自然林と考えられるモミ・イヌブナ林（内藤・持田，1990）が覆っている。この谷頭部において、頂部斜面から上部谷壁斜面を経て

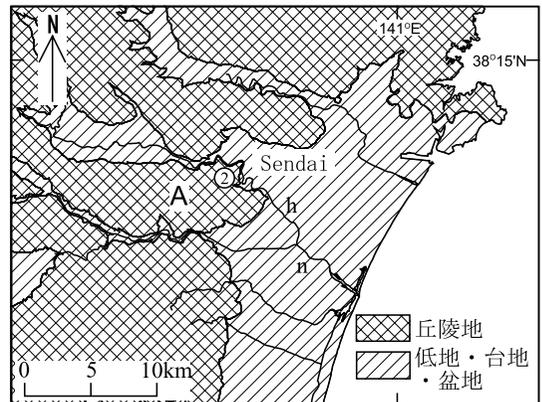


図1 調査地域。

Sendai: 仙台市街地 A: 青葉山丘陵 h: 広瀬川 n: 名取川 : 第2図の位置。

Fig. 1 The study area and its surroundings.

Sendai: Sendai City A: Aobayama Hills h: Hirose River n: Natori River : Position of fig. 2.

下部谷壁斜面に至る東向きの横断方向のライン1と、谷頭凹地から下部谷壁斜面に至る北向きの縦断方向のライン2との2測線を設けた。ライン1の上部谷壁斜面において地点A, Bの、ライン2の谷頭凹地において地点C, Dの2地点ずつを、いずれもやや不明瞭な遷急線を挟むように選定し、各地点で観測を実施した（図2）。

IV. 観測方法および観測期間

ストレインプローブとしては、厚さ0.3mm、幅10mmのステンレス（SUS-304）製の板バネを100mm間隔のセクションに分け、各セクションの中央、表裏にゲージ長30mmのストレインゲージ（共和電業，KFG-30-120-C1-16L3M2R）を貼り、表面に合成ゴムを薄く塗布することで防水加工したものを用いた（図3）。各セクションの歪み値 ϵ_n は、各セクションの表裏2枚のストレインゲージを一組として、図3のブリッジ回路を用いた2ゲージアクティブ法で、

$$\epsilon_n = (\text{表のゲージの歪み値} - \text{裏のゲージの歪み値}) / 2$$

として得た。板バネの変形量は、Yamada and

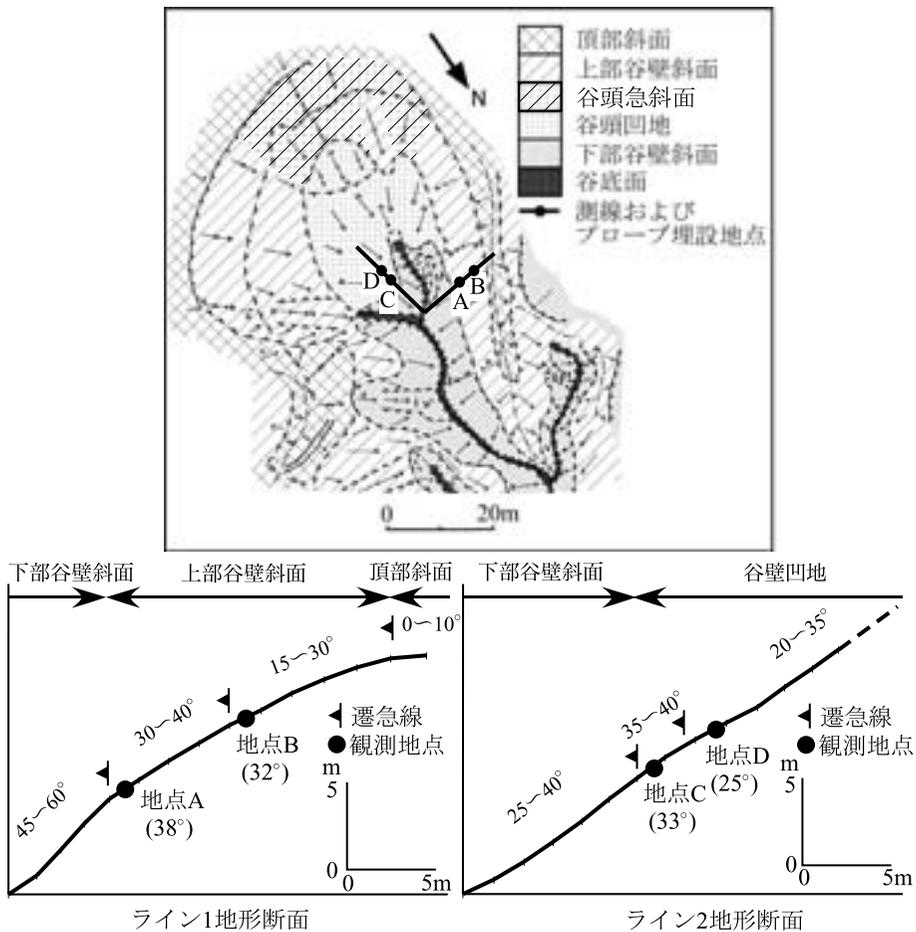


図 2 ソイルクリープ観測地点。
 上図：平面図（田村ほか 1990 に加筆）
 下図：断面図

Fig. 2 The observed valley-head slopes.

Kurashige (1996) に従いセクションの曲率を一定と仮定して、それをストレインゲージの歪み値より計算し、曲率からセクションごとの移動量を求めた (図 4)。各ストレインプローブは、埋設前に室内において人工的に既知の量の変形を与え、これと歪み値から計算したストレインプローブの変位量とを比較してキャリブレーションを行った。その結果、各ストレインプローブとも決定係数 $r^2 > 0.98$ が得られ、歪み値からストレインプローブの変位量が計算できることを確かめた。

ストレインプローブは、ピットの斜面の最大傾斜方向に平行する側面に、地表面に垂直な奥行き約 2 cm の溝を切り、この溝に、ストレインプローブを直線に保ったまま挿入して設置した。このとき、鉛直方向に対するストレインプローブの角度を計測した。ピットは、ストレインプローブ設置後埋め戻した。ストレインプローブの歪み値は、静歪み計 (共和電業, SMD-10A) を用いて約 2 週間間隔で計測し、前述の方法で移動量に換算した。観測終了時には、ストレインプローブを乱さないように掘り起こし、埋設時に計測した

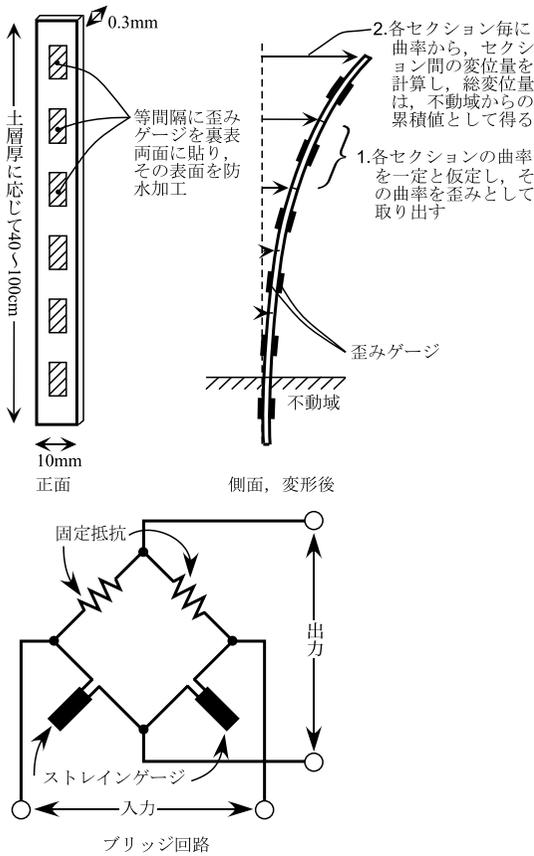


図 3 本研究におけるストレインプローブ法の概要。

Fig. 3 A strain probe used in this study.

鉛直方向に対するストレインプローブの角度と同じ傾きで基準線を定め、基準線からのストレインプローブの距離を深さ 2 cm ごとに計測して、ストレインプローブの形状を求めた³⁾。このとき土壌断面において、基準線に沿った土壌水分を、深さ 5 cm ごとに竹村電機製作所製土壌水分測定器 (DM-18) を用いて測定した。

白砂マーカ法は、検土杖を用いて地表面に対して垂直に開けた直径約 2 cm の穴に、白砂 (ケイ砂) を充填して行った。以下、この充填された白砂を白砂柱と呼ぶ。白砂柱は、ストレインプローブを埋設したピットからおよそ 50 cm 離して埋設した。再測時には、白砂を乱さないように掘り起こし、地表面に対して垂直な基準線から、

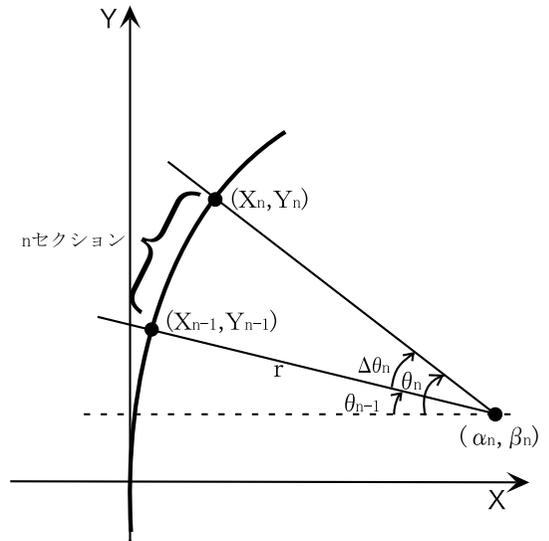


図 4 歪み値 (ε_n) から移動量 (ΔX_n , ΔY_n) を求める計算式。

Fig. 4 Calculation of dislocation from strain.

板バネを等間隔 (100 mm) のセクションに分け、各セクションの曲率を一定かつ隣り合うセクションの曲率半径は、同一の直線上にのると仮定した時、n セクションの変形量 (ΔX_n , ΔY_n)、n セクションの上端の座標を (X_n , Y_n)、下端の座標を (X_{n-1} , Y_{n-1}) とおく。

このとき、歪み値 ε_n は右に曲がった時を正、角度は時計回りを正、曲率半径 $r = 100/\Delta\theta_n$ (mm) は右に曲がった時を正とする。

ここで、曲率半径 $r = (\text{板バネの厚さ } 0.3 \text{ mm}) \times 2 \times \varepsilon_n$

$\Delta\theta_n = (\text{セクション長 } 100 \text{ mm}) \times r$

$\theta_n = \theta_{n-1} + \Delta\theta_n$ なので、

$X_{n-1} = \alpha_{n-1} - r \cos \theta_{n-1}$

$Y_{n-1} = \beta_{n-1} + r \sin \theta_{n-1}$

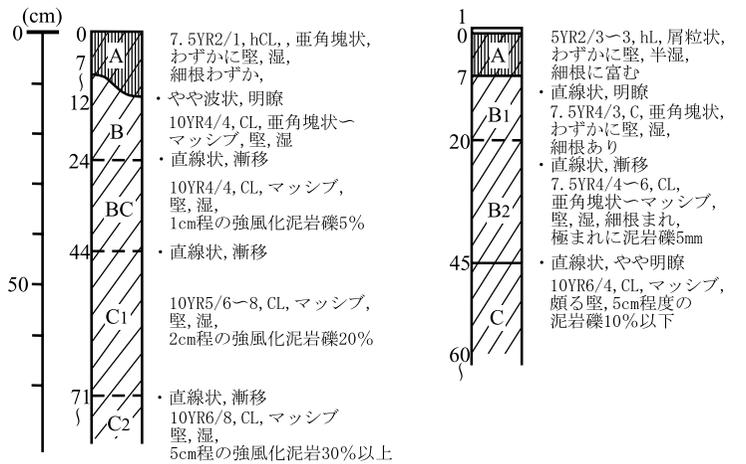
$X_n = \alpha_n - r \cos \theta_n$

$Y_n = \beta_n + r \sin \theta_n$

$\Delta X_n = X_n - X_{n-1}$
 $= -r \cos \theta_n + r \cos \theta_{n-1}$
 $= -r (\cos \theta_n - \cos \theta_{n-1})$

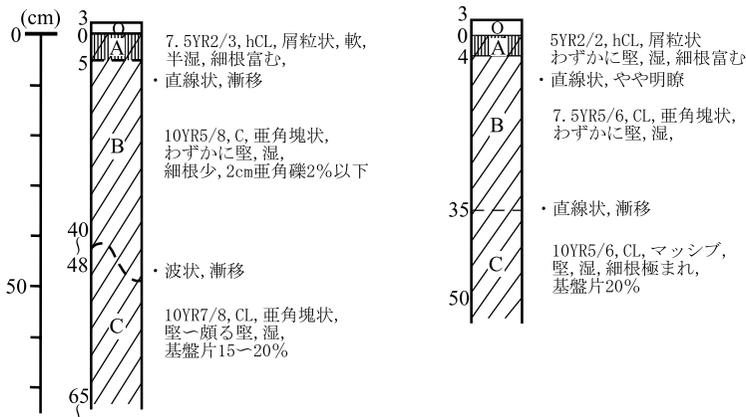
$\Delta Y_n = Y_n - Y_{n-1}$
 $= r \sin \theta_n - r \sin \theta_{n-1}$
 $= r (\sin \theta_n - \sin \theta_{n-1})$

白砂の距離を深さ 2 cm ごとに計測して白砂柱の形状を求めた。ただし、地表面が平滑ではないため、埋設時の白砂柱はこの基準線と必ずしも平行にならない。最終的な白砂柱の形状は、現地で計測した白砂柱の形状を、深部の不動域と見なせる部分を基準線と平行になるように図上で回転して



1. 地点A

2. 地点B



3. 地点C

4. 地点D

図 6 各地点の土壌断面

Fig. 6 Soil profiles at observation locations.

ではほとんど土壌の動きが認められなかったのに対し、深さ約 20 cm ~ 約 6 cm 付近で斜面下方へ 1 cm ほどの土壌の移動が認められた。また、深さ約 6 cm ~ 地表にかけては、地表に向かうにつれ土壌の移動量が大きくなり、斜面下方へ 1 cm ~ 4 cm ほどの土壌の移動が認められた。白砂柱でみられた深さ約 20 cm における土壌の不動域と移動域の明瞭な境界は、ストレイン

ロープでは不明瞭になっていたが、深さ約 6 cm 以深においてはストレインロープの形状と白砂柱の形状とが概ね一致していた。しかし、深さ約 6 cm 以浅では、ストレインロープの形状と白砂柱の形状は一致しなかった。これは、6 cm 以浅は A 層であり、土層の堅密度が小さいために土壌の移動にストレインロープが追随していかないことに加え、後述するように、A 層における



1. 地点 A (第 1 期) 2. 地点 A 白砂 1(第 2 期) 3. 地点 A 白砂 2(第 2 期)



4. 地点 B 白砂 1(第 2 期) 5. 地点 B 白砂 2(第 2 期)



6. 地点 C (第 2 期) 7. 地点 D (第 2 期)

図 7 地点における観測終了時の白砂の形状 .

Fig. 7 The forms of white-sand columns at the end of each observation period.

検土杖で地表面に垂直に開けた穴に充填した白砂柱を観測終了時に掘り起こしたもの .

B 層や BC 層で発生しているスライド性ソイルクリープは、写真では見にくいものの、白砂柱と地表面に垂直な金属製物差しとの距離が、深部にたいして浅部が広がっているもの(地点 A)とその逆(地点 B)がある .

A 層中では、B 層と比べて、白砂柱の輪郭が不明瞭であったり、白砂柱の幅が広がりたりして、フロー性ソイルクリープが発生しているのが分かる . また、極表層部では、白砂の流亡や白砂柱の上に土壌が被ったりしている .

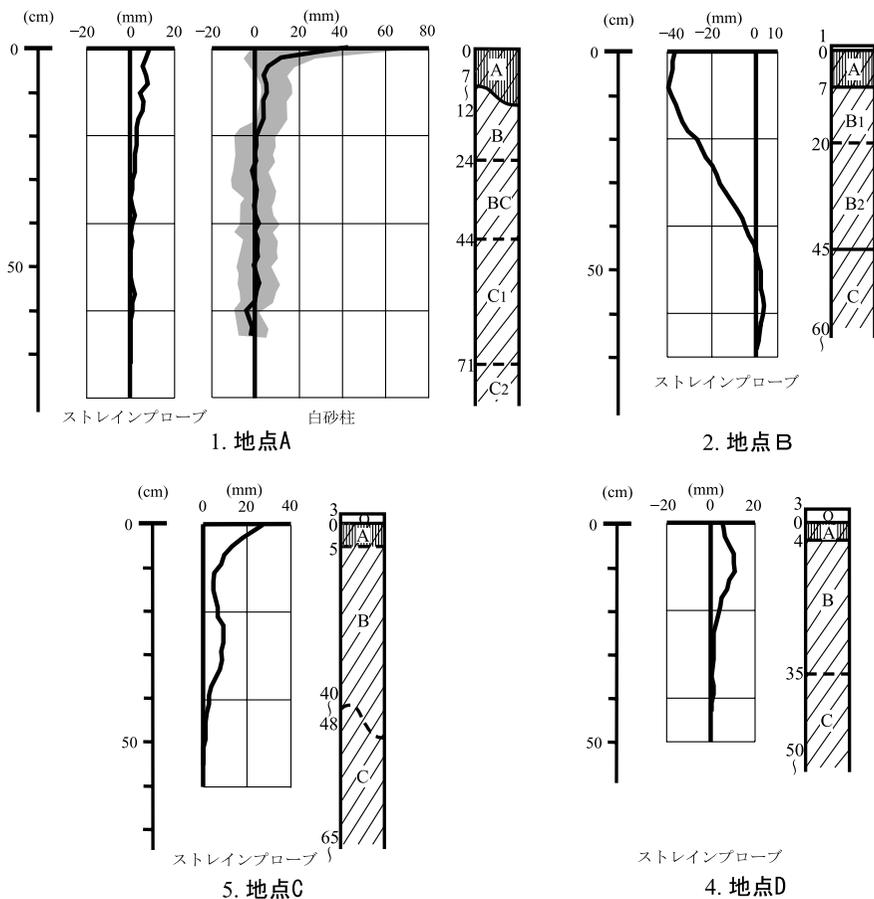


図 8 第 1 期終了時 (2000 年 8 月中旬) における各地点のストレインプローブおよび白砂柱の形状 (いずれのグラフも右が斜面下方)。

Fig. 8 The forms of strain-probes and white-sand columns at the end of the first observation period.

ソイルクリープの移動様式が B 層と異なるためと考えられる。A 層以外でストレインプローブの形状と白砂柱の形状とが概ね一致したことは、第 2 期における各地点 (図 9) の観測結果からも共通して認められた。従って、本研究で用いたストレインプローブは、A 層の土壤の移動に対しては感度が不足しているものの、B 層以深の土壤の移動に対しては十分な感度を有していると判断される。

2. 歪み値からのストレインプローブ形状の復元の検証

室内におけるストレインプローブの歪み値から

変形量を算出するためのキャリブレーションを事前に行ったにもかかわらず、実際の観測においては、歪み値から計算されたストレインプローブの形状と実際に掘り起こしたストレインプローブの形状は必ずしも一致しなかった。第 1 期を例に、歪み値から計算されたストレインプローブの形状と実際のストレインプローブの形状とを比較する (図 10)。

1999 年 8 月上旬に掘り起こした地点 A では、歪み値から計算されたストレインプローブの形状と実際のストレインプローブの形状とは、概ね一致した (図 10-1)。これに対して 2000 年 8 月中

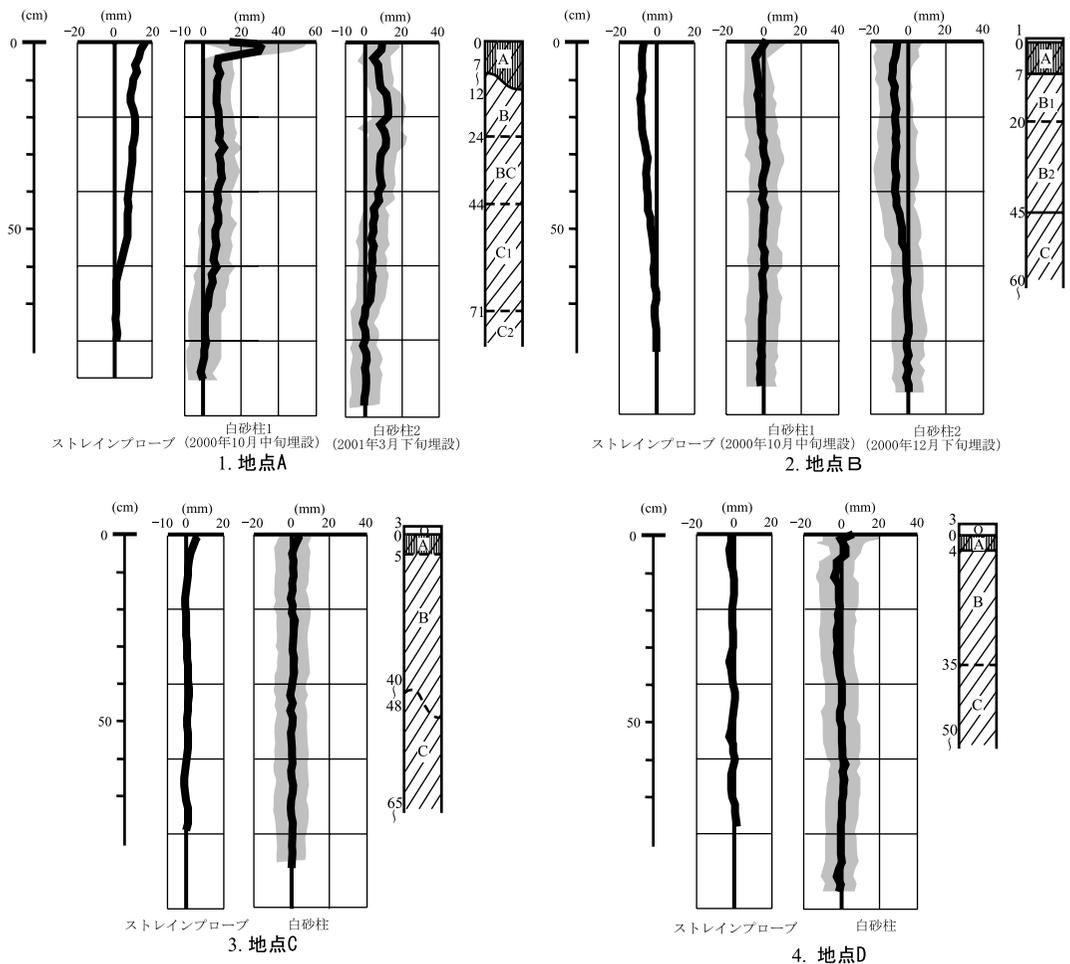


図 9 第 2 期終了時(2001 年 10 月下旬)における各地点のストレインプローブおよび白砂柱の形状(いずれのグラフも右が斜面下方)。

Fig. 9 The forms of strain-probes and white-sand columns at the end of the second observation period.

旬に掘り起こした 4 地点では、両者の形状が一致しなかった。

地点 B では、ストレインゲージを貼った領域においては、計算により復元されたストレインプローブの形状と実際のストレインプローブの形状は表層部を除きほぼ一致した。しかし、不動域とみなしてストレインゲージを貼らなかったストレインプローブ基部領域で変形が発生しているため、全体の形状を復元することは不可能であった(図 10-3)。この問題は、ストレインゲージをス

トレインプローブ基部にまで貼ることで回避される。第 2 期では、ストレインゲージをストレインプローブ基部にまで貼った。

再埋設した地点 A (図 10-2)、地点 C (図 10-4)、地点 D (図 10-5) において、計算により復元されたストレインプローブの形状と実際のストレインプローブの形状とが一致しない原因は、地点 B とは異なり、ソイルクリープの様式にあると考えられる。計算でストレインプローブの形状を復元するためには、セクション内の曲率がー

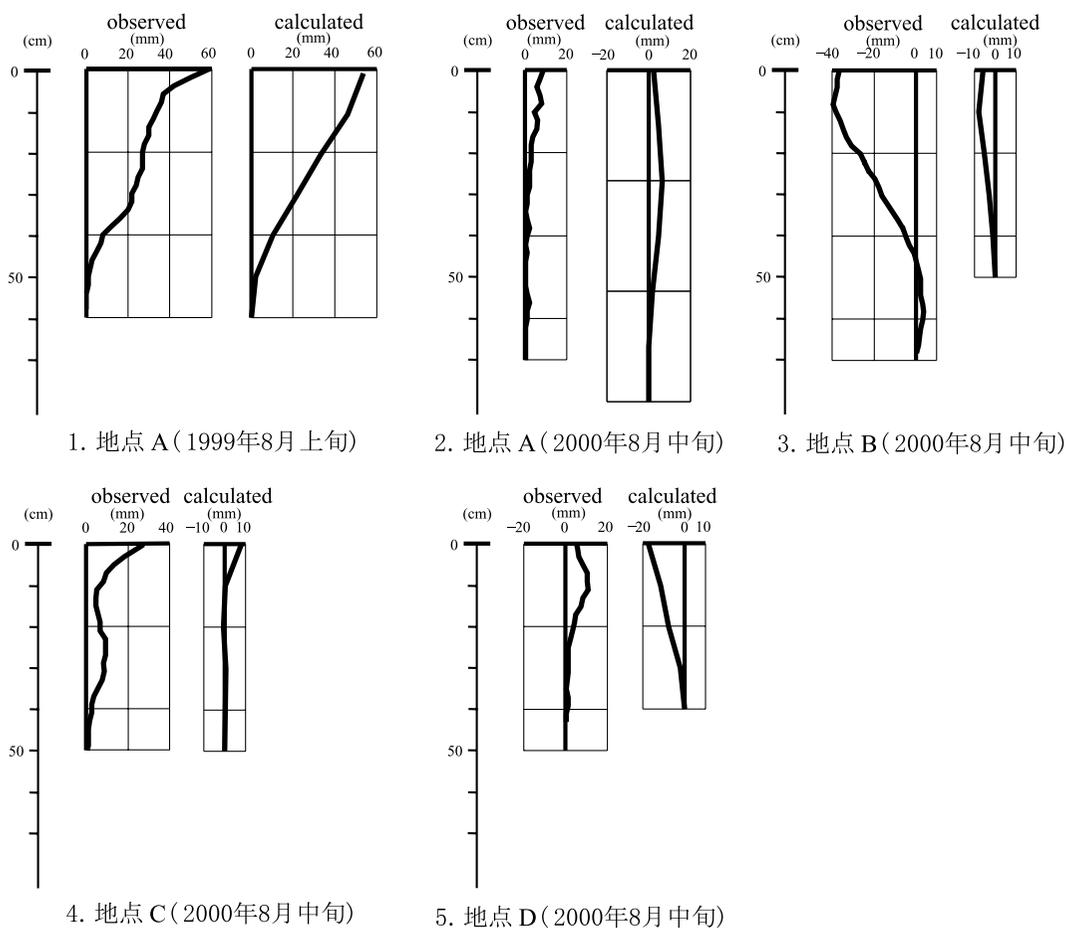


図 10 各地点における実測と計算から復元したストレインプローブの形状。
 左：実測 右：計算から復元。
 いずれのグラフも右が斜面下方。

Fig. 10 Comparison of the forms of strain-probes observed directly (left) and calculated from strain (right) at each location.

定であり、セクション間の曲率の変化も連続的であるという前提が必要である(図4)。しかし実際の多くの地点では、白砂柱の形状の変化に示されているように、土壤の移動量は、深さに応じて徐々に変化するのではなく、ある深さをもって急変する。この移動量の急変部にストレインゲージが存在すると、急変部の曲率がセクション全体の曲率と計算され、土壤の移動量が誇張される。反対に、急変部にストレインゲージが存在しないと、土壤の移動量は小さく見積られる。従っ

て、歪み値はその深度のストレインプローブの曲率を正しく表しているものの、結果として計算で求めたストレインプローブの形状と実際のストレインプローブの形状とが一致しないと考えられる。

つまり、多くの地点・期間において計算で求めたストレインプローブの形状と実際に掘り起こしたストレインプローブの形状とが一致しないのは、本調査地のような急傾斜地では土層中のある深度で不動域と移動域とが明瞭に区別され、すべ

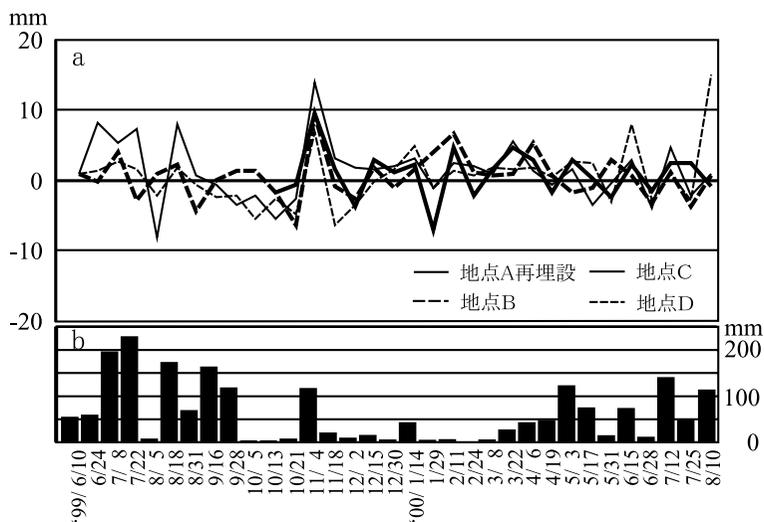


図 11 第 1 期での地表面における再測期間内の土壤移動量 (a) と同期間内の総降水量 (b)。

Fig. 11 Total rate of soil movement on ground-surface (a) and precipitation amount (b) during the first period.

り面を持った土壤の移動が発生している地点が多いためであると考えられる。今回の観測において、ソイルクリープの移動量の絶対量をストレインプロープの歪み値からの計算のみにより正しく復元することはできない。このすべり面を持つような変位に対して、ストレインプロープ法では正確な計測ができないことは、Williams (1957) も指摘している。ストレインプロープ法で土壤の移動の絶対量を計測するには、Yamada and Kurashige (1996), Yamada (1997) のように、ストレインゲージの密度を高める等の観測方法のさらなる改良が必要となる。

図 11 に、第 1 期における再測間隔ほぼ 2 週間ごとに計算で求めた地表面におけるソイルクリープ移動量から前回観測時までの移動量を差し引いた、再測期間内の移動量と、同期間内の仙台管区気象台観測の総降水量を示す。各地点ごとの再測期間内にソイルクリープが発生した時期を比較すると、発生時期が同期していることがある。これは、この時に発生した各地点におけるソイルクリープが同一の要因で発生したことを表してお

り、ストレインプロープによってこの変化の時期がとらえられたと判断される。

以上のように、ソイルクリープの総移動量を白砂の変形量および実際に掘り起こした際のストレインプロープの変形量から読みとり、ソイルクリープ発生タイミングはストレインプロープの歪み値から読みとることにより、ソイルクリープの全体像をよりよく把握することが可能になる。

VI. 実測により明らかになったソイルクリープの特徴

今回の観測で明らかになったソイルクリープの各地点の移動量の比較、土壤層位による様式・強度の違い、発生時期から、ソイルクリープの特徴について以下に解釈する。

1) 観測期間における各地点の総移動量

実際に掘り起こしたストレインプロープの変形量から読みとれる B 層以深における土壤の観測期間内の総移動量を、斜面下方への動きを +、斜面上方への動きを - で表す。その結果、第 1 期 (2000 年 8 月中旬までの 14 ~ 14.5 か月間、た

だし地点 A は 1999 年 9 月中旬からの 11 か月間)の地点 A で約 +1 cm, 地点 B で約 -4 cm, 地点 C で約 +2 cm, 地点 D で約 +0.5 cm, 第 2 期 (2001 年 10 月下旬までの 8 ~ 10 か月間)の地点 A が約 +1 cm, 地点 B が -1 cm 弱, 地点 C が ±0 cm, 地点 D が ±0 cm の移動量が観測された (図 8, 図 9)。このようにソイルクリープ速度は地点により大きく異なり, 大きい地点では年間の移動量が数 cm にもおよび。この移動速度は, 年間数 mm 程度以下とする従来の報告 (たとえば Young, 1960, 1963; Blong, 1964; Kirkby, 1967; Leopold and Emmett, 1972; Yamada, 1997; 園田・奥西, 1999) に比べて大きい値である。また, 地点 B において, 斜面上方への動きが認められた。斜面上方への土壌の動きは, 先行研究でも報告されている (たとえば Kirkby, 1967; 石井, 1976; Clarke *et al.*, 1999)。この地点 B の斜面上方への土壌の動きについては, 後で考察する。

2) 土壌層位によるソイルクリープの様式, 強度の違い

2000 年 8 月中旬に掘り起こした第 1 期における地点 A (図 8-1) の白砂柱の形状からは, BC 層, C 層に相当する深さ約 20 cm 以深では土壌の動きがほとんど認められなかったのに対し, 深さ約 20 cm より浅い範囲で土壌の移動がみられた。しかしその移動様式は一様ではなく, A 層と B 層とでは, 土層界を境に移動様式が異なった⁴⁾。

B 層における土壌の移動量は約 +1 cm で, その移動量は深度によらず層内ほぼ一様であった。また, B 層中の白砂柱に乱れがなく, その周囲の土壌との境界が明瞭であり, 層内で白砂が攪乱された様子はない (図 7-1, 図 8-1)。つまり B 層の基底付近にすべり面を持ち, 層全体でスライド性の移動が発生したと考えられる。この移動様式は, 園田・奥西 (1999) の土層下部におけるせん断変形を伴った移動様式に相当すると考えられる。このようなソイルクリープの移動様式を, 本研究ではスライド性ソイルクリープと呼ぶことにする。スライド性ソイルクリープのすべり面は必ずしも 1 つであるとは限らない。同じ地点 A の

2001 年 10 月下旬に掘り起こした第 2 期における白砂柱の形状 (図 9-1) では, C2 層では土壌の移動が認められなかったのに対し, C1 層における層内の移動量は約 +0.5 cm と深度によらずほぼ一様であった。また, BC 層, B 層ではともに移動量が +1 cm で, 両層内ではほぼ一様であった。従って, 第 2 期の観測期間内に発生した動きのすべり面は C1 層基底と BC 層基底に 2 面存在し, B 層基底をすべり面とするスライド性ソイルクリープはこの時期にほとんど発生していないと考えられる。

一方, A 層における白砂柱の変位量からみた土壌の移動量は, 基底部の約 +1 cm から地表部の +4 cm まで地表に向かうにつれ大きくなっていった (図 8-1)。また, 地表に向かうにつれ白砂柱の幅が太くなり, 白砂柱とその周囲の土壌との境界は乱れて不明瞭であった (図 7-1)。このような現象は, 土壌構造からみて, 団粒が個別に斜面下方に移動することで説明できる。本研究では, この A 層でみられたソイルクリープの様式をフロー性ソイルクリープと呼ぶことにする。ただし, 表層部のフロー性ソイルクリープについては, 今回の観測では総移動量を完全には計測できてはいないと考えられる。各地点とも, 最表層部において, 白砂が流亡していたり, 白砂柱の上端が斜面上方から移動してきた土壌に覆われていることが観察された (図 7)。

以上のように地点 A において, A 層ではフロー性ソイルクリープが, B 層より深い土層ではある土層境界付近にすべり面 (必ずしも 1 面とは限らない) を持つスライド性のソイルクリープが発生していた。このような土層によってソイルクリープの様式・強度が異なることは, 他の地点, 他の時期においても認められた。

ソイルクリープは, 基本的に重力に支配されているものの, 前述のように地点 B における第 1 期および第 2 期に斜面上方への動き (図 8-2 および図 9-2) が観測された。移動量の垂直変化から地点 B および地点 B を含むある範囲の斜面では, 地表下約 60 cm にすべり面が想定される。このとき, 実際に土塊が重力に逆らって斜面上方へ移

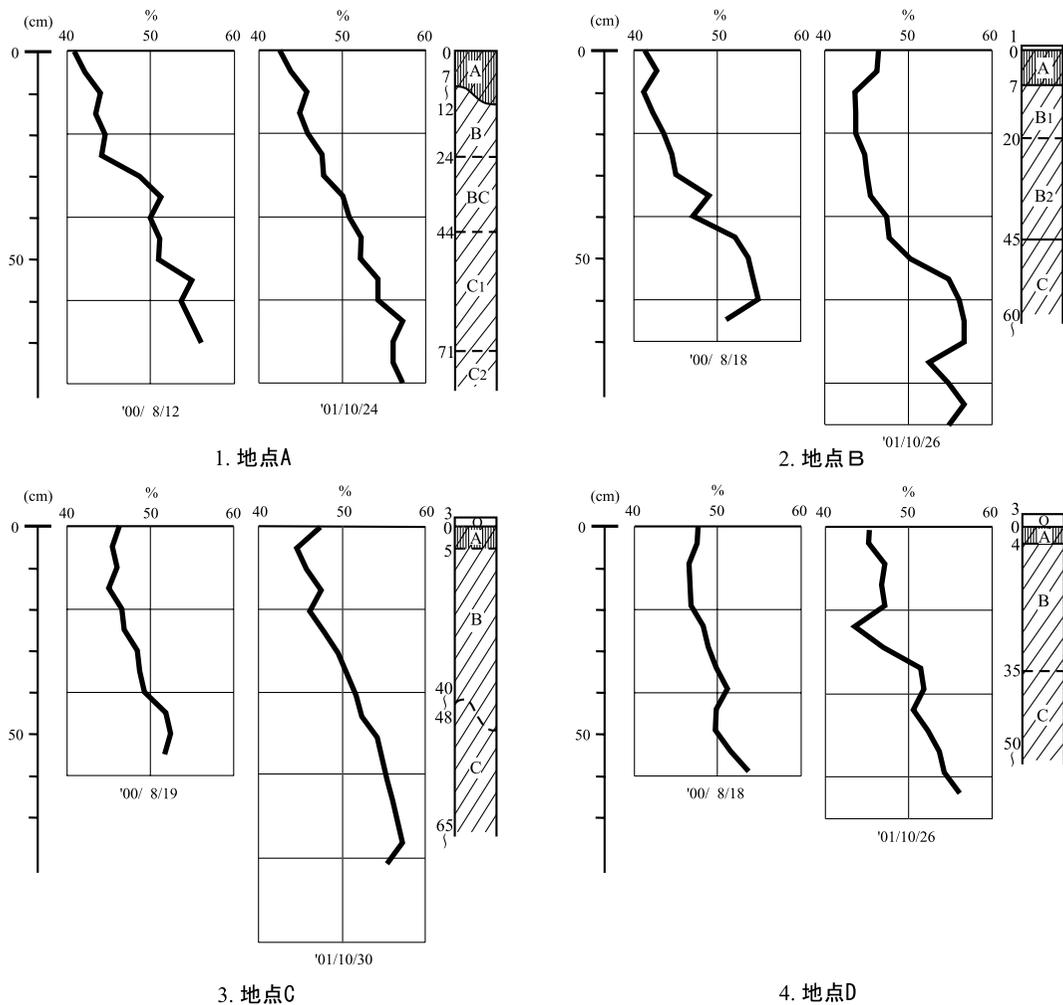


図 12 各地点における土壌の深度ごとの体積含水率

Fig. 12 Volumetric soil moisture content by depths

動しているのではないと仮定すると、B層上部よりも下部の方がより大きく斜面下方に移動しているために、実際は土塊としては斜面下方に動いていたとしても、見かけ上斜面下方に移動しているように観測されたと考えられる。

地点ごとのソイルクリープ様式・強度が異なる要因の一つとして、図6に示したように、地点により土層厚や土層断面構成が異なることがあげられる。土層ごとにソイルクリープ様式・強度が異なるため、土層厚や土層断面構成に応じて、地

点によりソイルクリープ様式・強度が変化する。また、現在も進行している土壌生成のもとで、土層ごとに異なる様式・強度でソイルクリープが発生すると、土層分化がより強化されることが考えられる。いずれにせよ、斜面における土壌の移動を解析する上で土層区分が重要である。

3) ソイルクリープの発生時期およびその誘因

図11に示したように、ソイルクリープはほぼ一年を通して発生している。このことから考えられるソイルクリープの誘因は、土壌の水分変化な

ど一年を通して生じるものと考えられる。試みに、仙台管区気象台観測の降水量と比較する。各降水量は各再測期間約2週間の総降水量を提示する。各地点においてソイルクリーブが発生していた1999年11月4日には先だった14日間に115.5 mmの降水があり、降水とソイルクリーブの発生が対応する。ただし常に降水とソイルクリーブの発生が対応しているわけではない。対応しない一つの要因は、再測間隔の中でいつソイルクリーブが発生したのか不明なため、それぞれのソイルクリーブに対応する降雨イベントや先行降水量が不明であることがあげられる。また、1999年11月4日に先行した降水以外の比較的多くの降水量のあった期間は、樹木の葉の展開時期なので、林冠による降水の遮断、蒸発散等を考慮する必要もあると考えられる。ソイルクリーブ発生の誘因を議論するためには、林内雨量、土壌水分変化の観測が必要になる。ただし、各観測地点の土壌水分量(図12)は、深さ方向に増加し、土層境界で不連続に変化していた。これは、土層ごとの浸透状況の違いによる水分貯留量の違いを示している。土層により水の移動形態が不連続に変化することは、土壌水分が土層ごとに異なるソイルクリーブ様式・強度との関連があることが考えられる。

VII. ま と め

本研究では、自然森林斜面の土壌層位別のソイルクリーブ様式・強度を明らかにすることを目的し、ソイルクリーブの移動量や移動様式、発現時期等を調べるために有効な観測方法を検討した。その結果、ストレインプロープ法および白砂マーカー法を併用することによって、発現時期を前者の歪み値の変化から、移動量を後者および前者の変形量から推定できることを明らかにした。この併用法を適用して、丘陵地の上部谷壁斜面および谷頭凹地の数地点でソイルクリーブを実測した。その結果、ソイルクリーブは一連の斜面の中でも地点ごとに強度が大きく異なることがわかった。本研究の観測斜面においては、従来の報告を上回り、ソイルクリーブ強度が大きい地点における地

表面での数 cm にもおよぶ年間移動量が明らかになった。また、ソイルクリーブは一年を通して発生し、ほぼすべての地点で同期した発生がしばしばみられた。

また、土層ごとにソイルクリーブの様式・強度が異なることが判明した。A層ではフロー性ソイルクリーブが発生し、より深い部分では、B層もしくはBC層基底付近に、時には複数の、すべり面を持つスライド性ソイルクリーブが発生していた。このように、土層境界はソイルクリーブの移動様式の境界になる。このことは、斜面における土壌の移動を解析する上で土層区分が重要であることを示す。

謝 辞

本研究を遂行するにあたり、東北大学地理学教室地形ゼミの構成員の皆様には有益なご助言をいただきました。特に、佐々木明彦氏には、現地で議論していただくとともに、草稿にご意見をいただきました。千葉大学の古谷尊彦先生、基礎地盤コンサルタンツ(株)の平田晴昭氏には、ストレインプロープについてご指導いただきました。東北大学理学部機器開発研修室(金工場)の皆様には、ストレインプロープの制作にあたり、板バネの材料選定、作製にご助力いただきました。鈴木三男園長をはじめ東北大学大学院理学研究科附属植物園の皆様には、現地調査の際に多くの便宜を図っていただきました。ここに記して、厚くお礼申し上げます。

なお、本研究の一部に、平成11～13年度科学研究費補助金基盤研究B(課題番号:11480098, 研究代表者:田村俊和)を使用しました。

注

- 1) 以下、微地形単位の名称は田村ほか(1990)、田村(2001)などによる。
- 2) 降雪日数は、雪、しゅう雪、ふぶき、みぞれ、霧雪および細氷のうち一つ以上の現象のあった日数で、現象の強度には関係しない(気象庁, 2001)。
- 3) 仮に基準線の傾きに1°誤差があるとする、深さ80 cmの土層では、地表面で約1.4 cmの誤差が生じる。これをふまえて、本論では、0.5 cm単位で議論を行う。
- 4) 図8、図9において、土壌断面図の土層界の深度と土壌の移動様式の境界深に違いがあるように表現されている。これは、土層深はピットの最大傾斜方向に直交する斜面上端面で鉛直方向の深さを計測し

たのに対し、ストレインプローブの形状および白砂柱の形状の深さはピットの最大傾斜方向に平行な面で地表に対して垂直方向の深さを計測したことによる違いである。

文 献

- Blong, R. J. (1964) Soil creep: a review. *Auckland Student Geographer*, **1**, 183-193.
- Chatterjee, D. (1999) A GIS-assisted analysis of landslide distribution on hillslopes divided by slope breaks. *Science Reports of Tohoku University 7th Series (Geography)*, **49**, 69-80.
- Clarke, M. F., Williams, M. A. J. and Stokes, T. (1999) Soil creep: Problems raised by a 23 year study in Australia. *Earth Surface Processes and Landforms*, **24**, 151-175.
- 羽田野誠一 (1974) 崩壊性地形 (その2). 最近の地形学 8. 土と基礎, **22** 11, 85-93.
- 石井孝行 (1976) 足尾山地北部の山地斜面における凍結・融解による斜面物質移動. 地理学評論, **49**, 523-537.
- 石井孝行 (1981) 土壤匍行. 町田貞ほか編: 地形学辞典, **456**, 二宮書店.
- 河上真一 (1976) 根曲がりに関する地理学的考察. 愛知教育大学地理学報告, **45**, 124-131.
- Kirkby, M. J. (1967) Measurement and theory of soil creep. *J. Geology*, **75**, 359-378.
- 気象庁 (2001) 日本気候表 全国の平年値一覧 (統計期間 1971-2000). 気象庁.
- Leopold, L. B. and Emmett, W. M. (1972) Some rates of geomorphological processes. *Geographia Polonica*, **23**, 27-35.
- 守屋以智雄 (1972) 崩壊地形を単位とした山地斜面の地形分類と斜面発達. 日本地理学会予稿集, **2**, 168-169.
- 内藤俊彦・持田幸良 (1990) 仙台城址およびその周辺地域の植生. 仙台城址の自然 仙台城跡自然環境総合調査報告 仙台市教育委員会, 137-148.
- 林業試験場土壌部 (1976) 林野土壌の分類 (1975). 林業試験場研究報告, **288**, 1-28.
- 佐々木靖人・藤井厚企・浅井健一・中村康夫 (1994) ロームに埋積された谷頭斜面のマスムーブメントの過程. 応用地質, **35**, 27-39.
- Sasaki, Y., Fujii, A. and Asai, K. (2000) Soil creep process and its role in debris slide generation - field measurements on the north side of Tsukuba Mountain in Japan. *Engineering Geology*, **56**, 163-183.
- 澤口晋一 (1987) 北上山地山稜部の荒廃裸地における凍結・融解による斜面物質移動. 地理学評論, **60**, 795-813.
- 相馬秀広・岡沢修一・岩田修二 (1979) 白馬岳高山帯における砂礫の移動プロセスとそれを規定する要因. 地理学評論, **52**, 562-579.
- 園田美恵子 (1996) クリープ性土砂移動の把握方法. 恩田・奥西・飯田・辻村編: 水文地形学 山地の水循環と地形変化の相互作用. 古今書院, 112-118.
- 園田美恵子・奥西一夫 (1999) 森林斜面における表層土のクリープ測定. 地形, **20**, 519-540.
- 竹下敬司 (1985) 森林山地での土層の生成を考慮した急斜面の生成過程に関する考察. 地形, **6**, 317-332.
- 竹下敬司・中島康博 (1960) 斜面の微地形と土壤に関する2, 3の考察. ペドロジスト, **4**, 68-78.
- 田村俊和 (2001) 丘陵地形. 米倉・貝塚・野上・鎮西編: 日本の地形 総説, 東京大学出版会, 210-222.
- 田村俊和・宮城豊彦 (1987) 富谷丘陵東部・利府林野火災跡地における斜面崩壊. 飯泉茂編: 林野火災の生態, 331-340.
- 田村俊和・宮城豊彦・小岩直人・三浦修・菊池多賀夫 (1990) 仙台城址およびその周辺地域の地形と植生の立地. 仙台城址の自然 仙台城跡自然環境総合調査報告. 仙台市教育委員会, 149-169.
- Tamura, T., Li, Y., Chatterjee, D., Yoshiki, T. and Matsubayashi, T. (2002) Differential occurrence of rapid and slow mass-movements on segmented hillslopes and its implication in late Quaternary paleohydrology in Northeastern Japan. *Catena*, **48**, 89-105.
- Williams, P. J. (1957) The direct recording of solifluction movements. *Am. Jour. Sci.*, **255**, 705-715.
- 山田周二 (1995) 北海道, 札幌近郊の0次谷における土層構造から推定した土壌移動の発生場所と地形条件との関係. 地形, **16**, 349-360.
- Yamada, S. (1997) Seasonal variation in soil creep on a forested hillslope near Sapporo, Hokkaido, Northern Japan. *Trans., Jpn. Geomorph. Union*, **18**, 117-130.
- Yamada, S. and Kurashige, Y. (1996) Improvement of strain probe method for soil creep measurement. *Trans., Jpn. Geomorph. Union*, **17**, 29-38.
- Young, A. (1960) Soil movement by denudational processes on slope. *Nature*, **188**, 120-122.
- Young, A. (1963) Soil movement on slopes. *Nature*, **200**, 129-130.

(2004年9月28日受付, 2005年10月17日受理)