

黄土高原における土壌侵食特性と保全問題

—中国陝西省安塞地域の事例—

長澤徹明*・高橋英紀**・上遠野 健*

Characteristics of Soil Erosion and Conservation of Hill-slopes in the Loess Plateau

—A Case of Ansai District, Shaanxi Province in China—

Tetuaki NAGASAWA*, Hidenori TAKAHASHI** and Takeshi KATONO*

* Graduate School of Agriculture, Hokkaido University

** Graduate School of Environmental Earth Science, Hokkaido University

Abstract

Some factors relating to soil erosion were analyzed on the purpose of conservation of sloping farmlands with USLE at Ansai district in the Loess Plateau, China. The results indicated that the rainfall and runoff factor R of USLE is lower than $100 \text{ tf} \cdot \text{m}^2 / \text{ha} \cdot \text{h}$. The soil erodibility factor K of the Loess was relatively large value. The topographic factors L_s of sloping farmlands were very large value. These factors indicate that a serious erosion is caused by not only rainfall but also by characteristics of soil and landuse on hill-slopes in the Loess Plateau.

The conditions of the surface and subsurface of the hill-slopes were also investigated. The result indicated different conditions by the direction of the slope. For example, soil moisture of north faced slope was higher than that of south faced slope, but soil hardness of north faced slope was lower than that of south faced slope. These differences are caused by meteorological factors and influence soil conservation on hill-slopes.

Key words : Loess Plateau, soil erosion, soil conservation, USLE, hill-slope

1. はじめに

黄河は、チベット高原から渤海に注ぐ全長 5,464 km、流域面積 75 万 km^2 の大河である。その黄河中流域に広がるおよそ 58 万 km^2 の高原地帯が黄土高原である。この黄土高原では、人口圧による過度な耕作や放牧が行われ、それにより森林、植生が減少している。このために、もともと侵食されやすい性質を有する黄土の侵食流亡が進行しており、広汎な地域の砂漠化が懸念されている。この人口圧による過度な農業は貧困と砂漠化の悪循環を招き、さらには、侵食された多量の土砂（黄土）が黄河によって流送されることから、利水、治水上の問題にもなっている。このような深刻な黄土高原の砂漠化問題を

改善し、地域の持続的発展を確立していくためには、土壌侵食の抑制対策の方針を明確にすることが必要不可欠である。

そこで本研究では、保全的な土地利用を確立するために、USLE (Universal Soil Loss Equation, 汎用土壌流亡予測式) の考えに基づく降雨の性質 (侵食性)、土壌の性質 (受食性)、圃場の地形状況について評価を行ってみたい。また、丘陵斜面の保全問題も土壌物理的視点から検討した。

2. 調査研究の方法

調査は、1997 年 4 月より陝西省陝北地区安塞県 (図 1) で実施しているが、ここでは 1999 年 10 月までのデー

* 北海道大学大学院農学研究科 〒060-8589 札幌市北区北 9 条西 9 丁目, ** 北海道大学大学院地球環境科学研究科 〒060-0810 札幌市北区北 10 条西 6 丁目

キーワード: 黄土高原, 土壌侵食, 土壌保全, USLE, 丘陵斜面

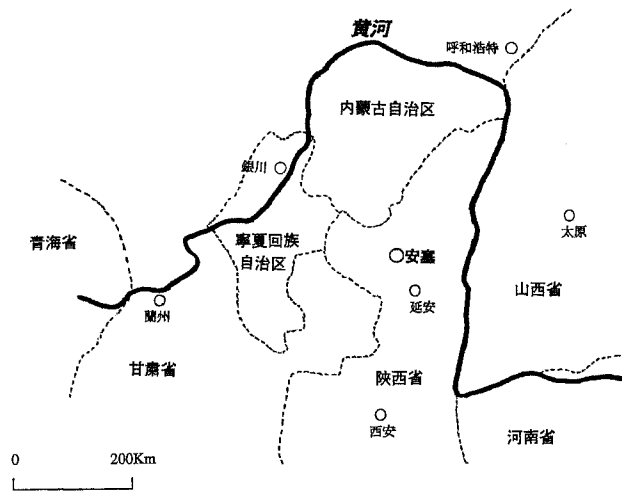


図-1 黄土高原安塞地域の位置

Fig. 1 Location of Ansai District in the Loess Plateau

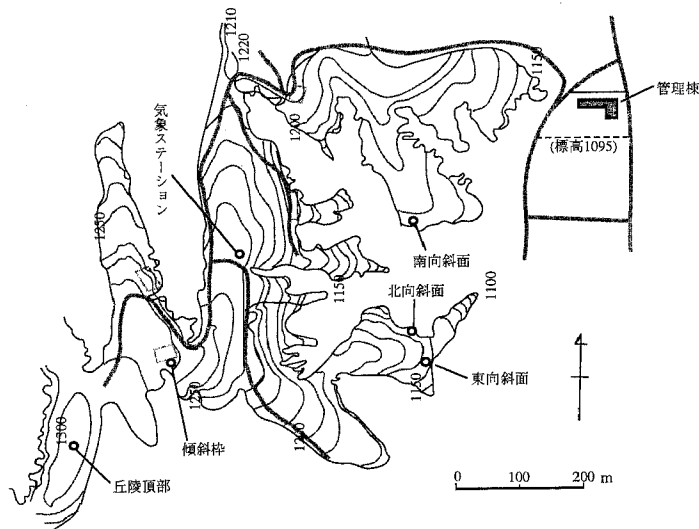


図-2 調査地区の概要 (西北水土保持研究所安塞試験站)

Fig. 2 Experimental area in Ansai Station of Northwestern Institute of Soil and Water Conservation

タに基づいて報告する。安塞県は、面積約 3,000 km²、東経 109° 北緯 36° に位置する黄土高原の典型的な地形を呈する地域である。年平均気温は 9.8°C (7 月平均 22.9°C, 1 月平均 5.3°C)、年平均降水量は 503 mm である。農地面積率は約 45% であり、そのうち約 63% が勾配 15° 以上の急傾斜地に展開している (国際協力事業団, 1999)。また、この地域の年平均侵食流亡土量は 10,000 t/km² にも及ぶとされている (黄河水利委員会治黄研究組, 1999)。

調査地は、中国科学院西北水土保持研究所安塞試験站 (図-2) およびその周辺域とした。試験站では雨量を観測するとともに、傾斜杵を設置して流亡土量を観測し、侵食流亡に関する基本的な因子、すなわち「侵食性」と「受食性」を判定した。

また、斜面の状況の違いによる侵食流亡への影響を検討するため、試験站丘陵に北向、南向および東向斜面の試験区を設定し、地盤の物理的性質 (土壌水分、土壌硬

度、透水性、最大凍結深)を測定した。このほか、黄土の物理的諸性質および安塞地域における傾斜畑の形状(勾配と斜面長)なども測定した。

3. 土壤侵食の諸要因

土壤保全を考える上でまず重要なことは、地域の状況を把握し、その状況下における土壤侵食の実態を定量的に把握することである。すなわち、ある状況下での侵食流亡土量を把握し、これをもたらす原因を分析(定量化)できれば、侵食抑制のための対策が具体化できる。その手法として用いられるのがUSLEである。USLEは、降雨流出、土壤、地形、営農方法、保全対策の5つの条件を影響因子とし、これらを定量化して侵食流亡土量を推定する式であり、以下のように表される。

$$A = R \cdot K \cdot L_s \cdot C \cdot P$$

- A: 侵食流亡土量 (t/ha・y),
- R: 降雨係数 ($m^2 \cdot tf/ha \cdot h \cdot y$),
- K: 土壤係数 ($t \cdot h/m^2 \cdot tf$),
- L_s: 地形係数 (以下無次元),
- C: 作物係数,
- P: 保全係数

4. 降雨の性質

USLEにおける降雨係数Rは、侵食を発生させるとみなす降雨(侵食性降雨)が有する侵食ポテンシャルである。この場合の侵食性降雨はUSLEで定義されており、総降雨量が12.7mm以上、その間の無降雨時間が6時間以内のものを指す。ただし、総降雨量が12.7mm以下であっても15分間降雨量が6.4mm以上ならば侵食性降雨とみなされる。この侵食性降雨の運動エネルギーEと、30分ピーク降雨強度I₃₀の積の年間合計値が降雨係数Rである。侵食性降雨のエネルギーEは次式で計算される。

$$E = 210 + 89 \log I, \quad R = \sum EI_{30}$$

ここで、E: 降雨1cm当たりの運動エネルギー ($m \cdot tf/ha \cdot cm$)

I: 降雨強度 (cm/h)

R: 降雨係数 ($m^2 \cdot tf/ha \cdot h$)

I₃₀: 30分ピーク降雨強度 (cm/h)

表-1には、1997年~1999年に安塞試験站で観測した侵食性降雨と降雨係数Rを示す。ただし、1998年のものは7月中旬以降欠測であるため、参考値である。1997年の降雨係数は29.35 ($m^2 \cdot tf/ha \cdot h$)であり、1999年は91.36 ($m^2 \cdot tf/ha \cdot h$)であった。

我が国では、例えば関東地方の降雨係数はおよそ220~370 ($m^2 \cdot tf/ha \cdot h \cdot y$)であり、最も降雨の多い九州

南部では780~1,300 ($m^2 \cdot tf/ha \cdot h \cdot y$)とされている(農林水産省構造改善局, 1992)。これらの値と比較すると、安塞地域における降雨係数は関東地方の1/6、九州南部の1/15程度であり、それほど大きな値とは判断されない。しかし、観測期間の1999年7月20日には一連降雨でEI₃₀=74.05 ($m^2 \cdot tf/ha \cdot h$)を記録したほか、王万忠ら(1996)によれば、安塞近隣の延安での降雨係数の最大値と最小値の較差が20倍以上になっている。これらのことは、安塞地域の降雨係数は年による変動がきわめて大きいことを示唆している。

5. 土壤の性質

USLEの構成因子である土壤係数Kは、対象とする地域の土壤固有の「受食性」を定量評価するものであり、年間の傾斜畑流亡土量と降雨係数Rから求められる。安塞試験站に設置した傾斜畑は、斜面長20m、勾配5°(L_s=0.91)、清耕裸地状態(C=P=1)である。ここで地形係数は、後出の算定式にλ=20m、θ=5°を代入することによって0.91と求められる。したがって、K値は次式より求められる。

$$K = A / (R \cdot L_s)$$

前述のように、傾斜畑を設置した1998年は7/12以降の降雨が欠測となったため、その期間までのEI値の合計を仮のR値とし、参考値ながらK=0.15 ($t \cdot h/tf \cdot m^2$)を得た。また、1999年においてはK=0.14 ($t \cdot h/tf \cdot m^2$)を得ている(表-2)。ちなみに同じ黄土高原で、安塞県から西南約300kmに位置する寧夏回族自治区固原県において1988、1989年に測定されたK値は、0.45 ($t \cdot h/tf \cdot m^2$)、0.19 ($t \cdot h/tf \cdot m^2$)であった(長澤ら, 1993)。北海道で観測された粘性土の例では0.002 ($t \cdot h/tf \cdot m^2$) (長澤ら, 1995)、また受食性が高いとみなされる沖縄の国頭マージで0.17 ($t \cdot h/tf \cdot m^2$) (農林水産省構造改善局, 1992)などとされていることから、黄土の受食性はかなり高いことが分かる。

K値を求めるには、傾斜畑での長期的な観測による方法のほか、土壤の粒度、有機物含有量、構造的性質および透水性を指標とし、ノモグラフや推定式から算出する方法がある(農林水産省構造改善局, 1992)。表-3は、下記の推定式を用いて求めた結果である。

$$100 K_u = 2.1 \cdot M^{1.4} (10^{-4}) (12 - a) + 3.25 (b - 2) + 2.5 (c - 3)$$

K_M = (1/1.292) · K_u

K_M: 土壤係数 (メートル単位系)

K_u: 土壤係数 (アメリカ慣習単位系)

M: 粒径パラメータ

M = (シルト + 極細砂) % × (100 - 粘土%)

表-1 降雨侵食指数 EI と降雨係数 R

Table 1 Erosion Index, EI and Rainfall and Runoff factor, R

| 年 | 降雨日 | 一連降雨 r (mm) | 運動エネルギー E (m ² · tf/ha) | 最大 30 分降雨強度 I ₃₀ (cm/h) | 降雨侵食指数 EI ₃₀ (m ² · tf/ha · h) |
|------|-----------|---|---------------------------------------|---------------------------------------|---|
| 1997 | 7. 3 | 17.5 | 341 | 1.00 | 3.41 |
| | 7.18 | 19.0 | 332 | 0.60 | 1.99 |
| | 7.30 | 14.0 | 341 | 2.50 | 8.54 |
| | 8. 6 | 22.5 | 422 | 1.30 | 5.48 |
| | 9.12 | 35.5 | 607 | 0.60 | 3.64 |
| | 9.17 | 19.0 | 337 | 0.70 | 2.36 |
| | 9.24 | 13.0 | 215 | 0.40 | 0.86 |
| | 10. 2 | 13.5 | 256 | 1.20 | 3.07 |
| | | 降雨係数 R=29.35 (m ² · tf/ha · h · y) | | | |
| 1998 | 4.29 | 10.5 | 267 | 2.10 | 5.61 |
| | 4.30 | 13.0 | 226 | 0.50 | 1.13 |
| | 5. 6 | 13.5 | 215 | 0.40 | 0.86 |
| | 5. 8-5.10 | 28.5 | 471 | 0.40 | 1.88 |
| | 5.20-5.21 | 69.5 | 1334 | 1.10 | 14.67 |
| | 5.30-5.31 | 18.5 | 327 | 0.80 | 2.62 |
| | 6.11-6.12 | 14.5 | 263 | 0.70 | 1.84 |
| | 6.30-7. 1 | 16.5 | 314 | 1.00 | 3.14 |
| | 7. 5 | 19.5 | 385 | 1.60 | 6.16 |
| | 7.12 | 32.0 | 831 | 4.00 | 33.24 |
| | 以下欠測 | | | | |
| | | 観測期間中の降雨係数 R=71.15 (m ² · tf/ha · h · y) | | | |
| 1999 | 6.15 | 13.0 | 244 | 1.00 | 2.44 |
| | 7. 4 | 35.0 | 631 | 0.90 | 5.68 |
| | 7.20 | 47.5 | 903 | 8.20 | 74.05 |
| | 8. 8 | 22.0 | 433 | 1.10 | 4.76 |
| | 8.22 | 9.5 | 233 | 1.90 | 4.43 |
| | | 降雨係数 R=91.36 (m ² · tf/ha · h · y) | | | |

a: 有機物含有量 (%)

b: 土壌構造コード

c: 土壌透水性級位

ここで、粒径パラメータに関しては、粒度分析によるシルト+極細砂(粒径 0.002~0.10 mm) 93%, 粘土 4% から求めた。土壌構造の分級は礫分が 5% 以下であることより 1 とし、透水性に関しては飽和透水係数が $6.0 \times 10^{-4} \sim 2.0 \times 10^{-3}$ cm/s の範囲内にあることから分級を 3 とした。また、黄土の有機物含有量に関しては、中国科学院(1990)によって安塞水土保持試験区で行われた調査から 0.59% を採用した。これらの値から土壌係数 K を算出した結果が表-3 の 0.57 (t · h/ha · m²) である。傾斜率による値と比較して高い値を示す理由は、推定式で

は黄土の化学的性質が勘案されていないことによるものと思われる。すなわち、多量に含まれる炭酸塩は土粒子を膠結する作用を有する(任美鏗, 1986)ため黄土の耐食性にも影響していると考えられ、これを考慮しない推定式は K 値を過大に評価している可能性がある。

次に、黄土を土壌物理的性質から見ると、黄土は液性限界が低く、塑性指数が小さい。また、粒度分布と均等係数の値から、粒径が均一で粘土分がきわめて少ないことが分かる(表-4)。これらの土壌物理的性質はいずれも、調査対象地域の黄土が受食性の高い土壌であることを示している。

表-2 傾斜枠流亡土量による土壌係数 K の推定

Table 2 Estimation of the Soil Erodibility Factor, K by slope-lysimeter

| (1998年) | |
|-----------------------------|-------|
| A (t/ha) | 8.28 |
| R (m ² ·tf/ha·h) | 61.67 |
| Ls | 0.91 |
| C, P | 1.00 |
| K (t·h/tf·m ²) | 0.15* |
| (1999年) | |
| A (t/ha) | 11.90 |
| R (m ² ·tf/ha·h) | 91.36 |
| Ls | 0.91 |
| C, P | 1.00 |
| K (t·h/tf·m ²) | 0.14 |

* 参考値

表-3 推定式による土壌係数 K の推定

Table 3 Estimation of the Soil Erodibility Factor, K by the equation

| | |
|-----------------------------------|------|
| シルト+極細砂 (0.002~0.10mm)(%) | 93 |
| 粘土 (<0.002mm)(%) | 4 |
| 土壌構造 (分級) | 1 |
| 透水性 (分級) | 3 |
| 有機物含有量 (%) | 0.59 |
| 推定土壌係数 K (t·h/tf·m ²) | 0.57 |

表-4 黄土の物理的性質

Table 4 Physical characteristics of the Loess soil

| | | |
|----------|---------|------|
| 比 重 | 2.73 | |
| コンシステンシー | LL (%) | 28.3 |
| | PL (%) | 21.9 |
| | PI | 6.4 |
| 粒 度* | 砂 分 (%) | 4 |
| | シルト (%) | 88 |
| | 粘 土 (%) | 8 |
| 均 等 係 数 | 3.63 | |
| 土 性** | CL | |

* JIS による分類。

** 日本統一土質分類による。

6. 傾斜畑における形状の特徴

傾斜畑の形状は土壌侵食に大きく影響することから、勾配と斜面長によって評価される地形係数 Ls として USLE に組み込まれている。この Ls 値の実態を把握するため、1998年10月、1999年4月、9月に安塞地域の5地区63圃場(任意サンプリング)を対象とし、傾斜畑の形状調査を行った。

圃場の勾配と斜面長の関係を図-3に示す。この丘陵地帯における圃場の特徴としては、ほとんどの圃場で勾配が20°以上であり、また、圃場の斜面長が10m~200m程度と多様であることが挙げられる。Ls 値の平均は28.8と大きな値を示し、最大では62に及ぶものもあった(図-4)。なお、地形係数 Ls は以下の式によって求めた。

$$Ls = (\lambda/22.1)^{0.5} (65.41 \sin^2 \theta + 4.56 \sin \theta + 0.065)$$

λ: 斜面長 (m)

θ: 勾配 (°)

いずれにしろ、勾配と斜面長の間に一定の相関はみられず、丘陵の畑地利用においては勾配に関係なく可能な限り斜面長を伸ばす傾向があると推察される。

ちなみに、1999年に観測した降雨係数 R = 91.36 (m²·tf/ha·h·y)、土壌係数 K = 0.14 (t·h/tf·m²) により、裸地状態 (C=1) で保全対策が講じられていない (P=1) 平均的な形態の傾斜畑 (Ls=28.8) からの侵食流亡土量を予測すると、その値は約 37,000 (t/km²·y) となる。

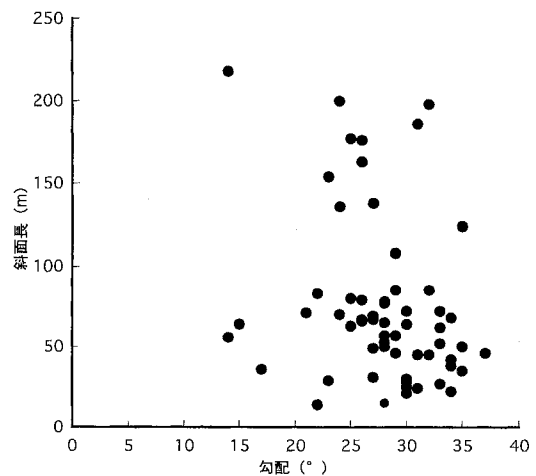


図-3 傾斜畑の勾配と斜面長の関係

Fig. 3 Relationship between slope steepness and slope length of sloping farmlands

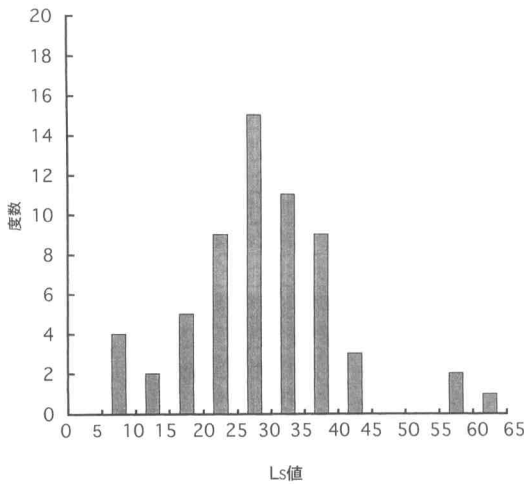


図-4 傾斜畑の地形係数 Ls 値の度数分布

Fig. 4 Frequency distribution of Topographic Factor, Ls of sloping farmlands

7. 丘陵斜面の土壤保全

調査地域の丘陵斜面は、方位によって植生や勾配、侵食溝などの状況が明らかに異なる（写真-1）。北向、南向、東向斜面において、表面の土壤水分（ADR 法による）と土壤硬度（山中式硬度計による）を測定してみた。斜面表面の土壤水分は北向>東向>南向の傾向があり、北向斜面では季節による土壤水分の変化が著しかった（図-5）。一方、土壤硬度は北向斜面で相対的に低い値を

示し、また、各斜面とも季節的な変動はほとんど認められなかった（図-6）。

図-7には南向および北向斜面の土層断面における土壤水分、図-8には土壤硬度を示す。土壤水分についてみると、春先には北向斜面が南向斜面より高い値を示す傾向があった。こうした状況には、冬季の地盤凍結現象が原因になっていると推察した。すなわち、北向斜面では土壤凍結が南向斜面より長く続くことより、凍土層での水分保持が長期化し、その結果、春先に北向斜面で土壤水分が高い状態を呈すると考えられる。また、秋口の土壤水分も北向斜面で相対的に高い値を示す傾向にあったが、これは斜面日射量の大小に原因があると推察される。

1998年秋に測定した透水試験の結果によれば、北向斜面地盤の透水性が南向、東向斜面より相対的に高い傾向を示した（図-9）。これは、北向斜面では雨水の浸透が促され、土層全体の水分量が高まることに繋がるものである。

このような地盤性状の相違にも、上述の地盤凍結現象が関与していると推察される。地盤凍結は、間隙水の凍結融解による相変換（液→固→液相）過程を通じて土壤構造に不可逆的な変化をもたらす現象であり、融解後もその影響が残存するからである。

安塞地域の1998-1999年冬季における凍結指数は、 $F = 256.1$ ($^{\circ}\text{C} \cdot \text{d}$)と算定された（図-10）。一方、同じ時期の最大凍結深は、地形的に平らな所で50cm台（河川近傍の平地52、丘陵中腹気象站54、丘陵頂部58）、北向斜



写真-1 南北斜面の状況

Photo. 1 Condition of north and south faced hill-slope

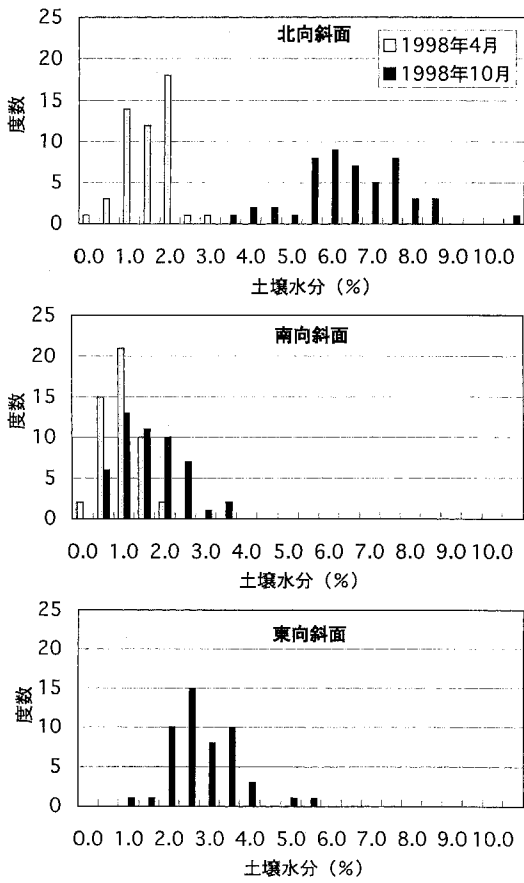


図-5 斜面表面の土壌水分

Fig. 5 Soil moisture of surface on the slopes

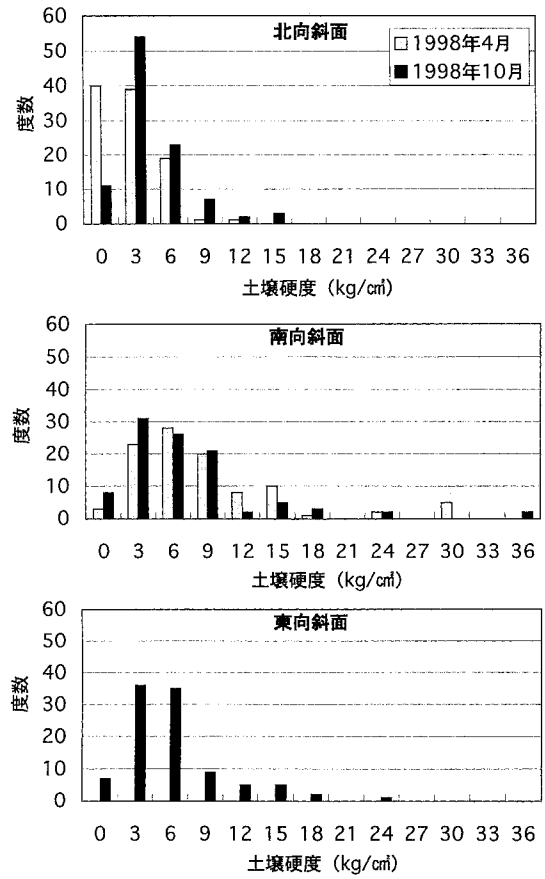


図-6 斜面表面の土壌硬度

Fig. 6 Soil hardness of surface on the slopes

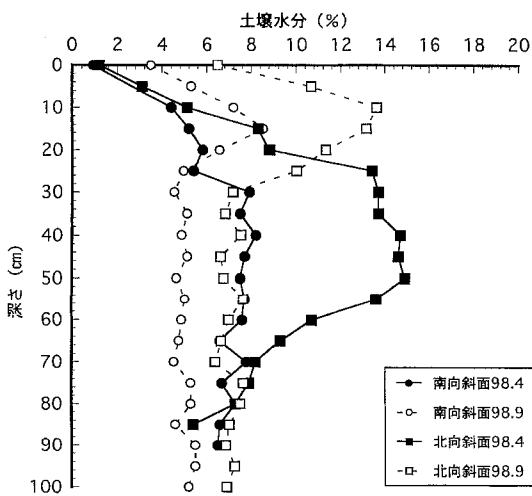


図-7 斜面土層の土壌水分

Fig. 7 Soil moisture profiles of subsurface on the slopes

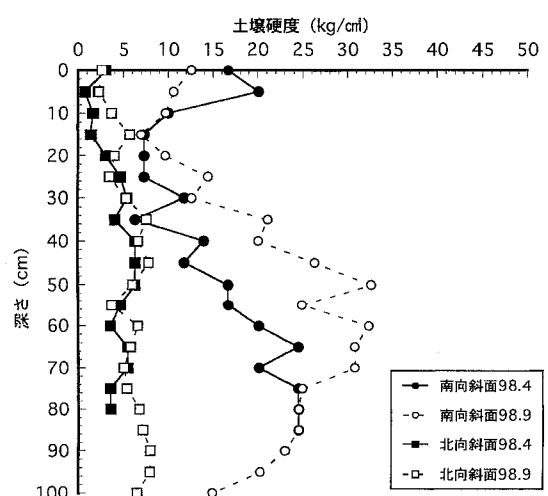


図-8 斜面土層の土壌硬度

Fig. 8 Soil hardness profiles of subsurface on the slopes

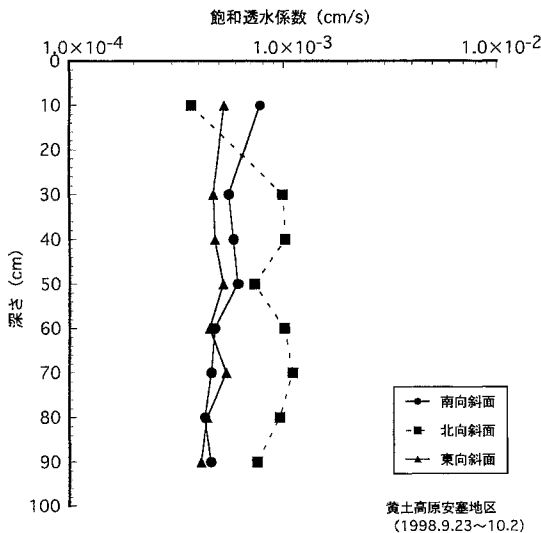


図-9 斜面土層の透水性

Fig. 9 Permeability profiles of subsurface on the slopes

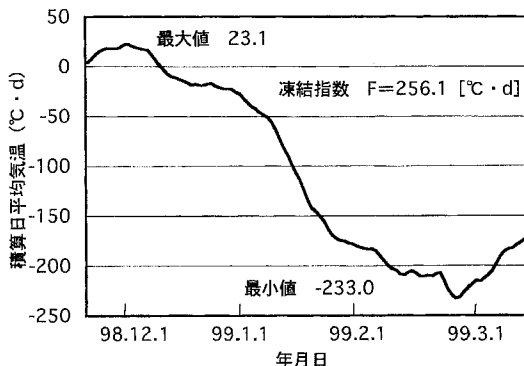


図-10 積算日平均気温と凍結指数

Fig. 10 Accumulated daily mean temperature and Freezing Index

面で 105 cm, 南向斜面で 34 cm を記録した。これらの結果から、北向斜面の地盤凍結深は南向斜面のそれより 3 倍程度大きいことがわかった。つまり、土壤凍結現象の影響は相対的に北向斜面で大きく、その後の物理的变化に対してもより大きくあらわれると推察される。すなわち、北向斜面では冬期間の土壤凍結がより強く作用するため、土壤構造の変化に対する影響も大きく、そのため間隙量、間隙径分布、粒子配向性などの条件に左右される透水性に関しても、北向斜面は南向斜面より高い値を示すと考えられる。

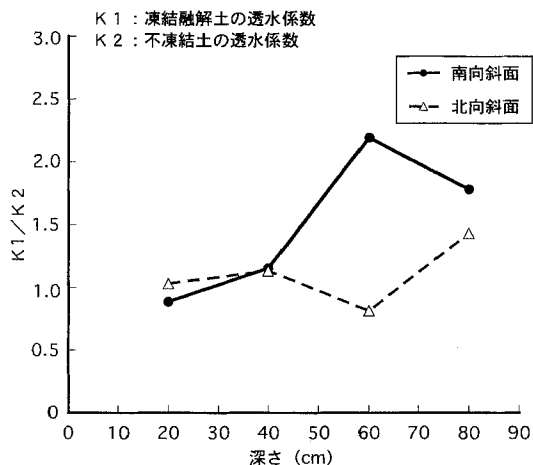


図-11 凍結融解による透水性への影響

Fig. 11 Permeability affected by freezing and thawing

人工的に凍結融解させた不攪乱土についての透水試験によれば、凍結融解履歴がないと判断される南向斜面の深い層で、透水係数が増大する傾向を示した。一方、北向斜面上層では、長年にわたり自然状態での凍結融解作用を受けてきたことにより、凍結融解作用の影響はほとんど認められなかった (図-11)。

結局、北向斜面では、地盤の凍結現象が透水性に及ぼす影響に加え、冬期間の土壤凍結が深く、かつ融解が遅いため、春先の乾燥時、および後の降雨時において相対的に多量の水分を保持することになる。このことは地被植物活性に影響を与え、広義的には土壤保全問題にも関与する。つまり、植生の被覆による地表面保護を通じて、北向斜面のほうが南向斜面より保全上有利であると判断できる。丘陵の土地利用を計画する際には、以上のような斜面の特性にも関心を払う必要があるといえよう。

8. クラスト生成による侵食への影響

表面流去水は、降雨によってもたらされた地表水が地下浸透しきれないときに発生する。黄土丘陵の傾斜畑においては、これに大きく寄与するのがクラストである。クラストは、雨滴が地表へ衝突することにより形成される難透水性の表面皮膜である。そのため、これは雨水の地下への浸透を妨げ、地表水を発生・集中させる。やがては、リルやガリへの進行を助長させる。

ここで、黄土高原安塞地域の傾斜畑で採取した試料により、クラストを含む表層土とその下層土 (下層約 10 cm) の飽和透水係数を求めた。図-12 は、クラストを含む表層土の透水係数 (α_1) と下層土の透水係数 (α_2) の

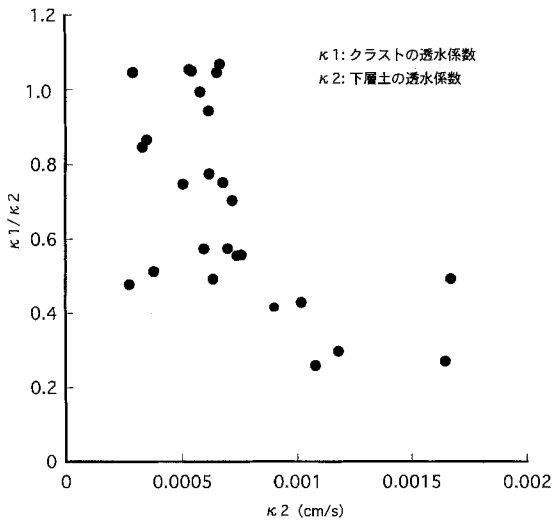


図-12 クラストによる透水性への影響

Fig. 12 Permeability affected by soil crust

関係を示したものである。ほとんどのサンプルで、 κ_1/κ_2 が1.0以下になっていることから、クラスト形成による透水性の低下がうかがえる。つまり、透水性の高い地盤であっても、クラストの生成によって雨水の地下浸透が抑制され、結果的に表面流去水の増大を招いていることが推察される。

土壌保全を考える上では、クラスト形成の抑制によって地下浸透を増加させ、表面流出水を減少させるべきであるが、黄土の化学的性質（系内に多量に存在する炭酸塩は土粒子相互を強く膠結させ強固な構造を形成する）に負うクラスト形成を効果的に抑制することは、実際には非常に困難であると思われる。

9. おわりに

黄土高原（安塞地域）における降雨の侵食性は、年により変動が大きく、またそれほど高いものではない。つまり、黄土高原の侵食流亡には降雨より土壌の性質、土地利用状況、とくに傾斜畑の形態が大きく影響していると考えられる。黄土高原の砂漠化防止は「退耕還林」を長期的目標としている。これは、傾斜地からの畑作、放牧の撤退と、草地、林地への転換によって達成され得る。しかし、当面の対策としては、梯田（棚畑）造成などによる生産性の高度化と、それに保証される急傾斜地の利用抑制を組み合わせた土地利用の再編が、社会経済上の観点からは現実的なものであろう。

また、同じ黄土高原であっても、複雑な地形のもとでの斜面の地盤性状の差異が、地被植生の活性に影響を及ぼし、広義には表土の侵食流亡にも影響すると考えられることから、黄土高原の侵食抑制対策は画一的なものではなく、土地の状況に応じたものを構築する必要がある。

本報告は、文部省科研・創成的基礎研究（代表 佐々木恵彦）を構成する「黄土高原の砂漠化防止に関する研究班（班長 武田和義）」の研究成果の一部であることを付記するとともに、研究を進める上で多くの示唆を賜った東京大学名誉教授田村三郎先生に心より御礼申し上げます。また、北海道大学名誉教授高橋萬右衛門先生には、長年にわたり多くの御助言をいただいた。中国科学院西北水土保持研究所教授盧宗凡先生をはじめ、同研究所、西北植物研究所の研究員の方々からも貴重な御助言をいただき、調査に協力いただいた。記して厚く御礼申し上げます。

引用文献

- 黄河水利委員会治黄研究組編（芦田和男監修）（1989）：黄河の治水と開発，古今書院：28～38。
- 国際協力事業団（1999）：中国陝西省安塞県山間地区農業総合開発計画調査主報告書：3～5。
- 種田行男（1980）：我が国における流亡土量の予測，農地保全研究，1：11～20。
- 中国科学院水利部西北水土保持研究所（1990）：黄土丘陵沟壑区水土保持型生態農業研究，天則出版社：88～96。
- 農林水産省構造改善局（1992）：土地改良事業計画指針，農地開発（改良山成畑工）：158～178。
- 長澤徹明・高橋英紀・陳 国良・穆 興民（1993）：中国黄土高原における土壌侵食の特質—寧夏回族自治区固原県における調査事例—，環境科学会誌，4：277～285。
- 長澤徹明・梅田安治・大西峰隆（1995）：侵食流亡土量の推定に関する土壌と作物栽培の影響—北海道における土壌侵食抑制に関する研究（IV）—，農土論集，176：169～175。
- 任 美鏐編（阿部治平，駒井正一訳）（1986）：中国の自然地理，東京大学出版会：84。
- 王 万忠・焦 菊英（1996）：黄土高原降雨侵食産沙与黄河輸沙，科学出版社：108～136。

受稿年月日：2000年3月21日

受理年月日：2000年8月11日