森林で被われた山地における岩屑斜面

石井孝行* 小林 詢** 辻本英和*

Debris Slopes on Forested Mountain Side

Takayuki ISHII*, Makoto KOBAYASHI** and Hidekazu TSUJIMOTO*

Abstract

This paper is designed to examine the characteristics and formation processes of debris slopes on forested mountain sides. Two study areas were chosen. One is in the Mikouchi River Basin, Kanto District, Japan, and the other in the Muko River Basin, Kinki District, Japan. Both areas are composed of rhyolitic rocks overlayed by soil and tree growth.

The slopes studied are characterized by their concave profile and steep inclination which is comparable to or exceeds the angle of a talus slope. From a point of view of debris movement, the slope is, as a rule, split into five slope segments, from higher position to lower position: free face, debris-transported slope on which debris can not cease its motion due to steepness and small roughness, high-positioned steep clitter, talus and low-positioned gentle clitter. Two different processes are suggested to the cause of the reverse grading phenomena of debris deposits. One is the sieving process through the grain flow. The other is the removal of the surficial fines of weathered material to the inner coarser at upslope followed by their deposition at downslope in that order through one-at-a time movement such as rockfalls. The fact that the study areas are covered by a mantle of tree growth and soil is thought to suggest that the built-up material on the slopes in question might have been deposited over a relatively short period of time, although a small amount of deposition still continued at present.

I. はしがき

未固結な岩屑で被われ、しかも 30° 以上の傾斜角を有する斜面については、Tinkler (1966) によってテイラス斜面 (talus slope) とクリッター斜面 (clitter slope) とに分類することが試みられている。これらのうち、クリッター斜面は岩屑からなる堆積斜面ではなく、岩屑によって薄く被われた基盤からなる斜面であり、Bryan (1922) の

いう岩屑被覆斜面 (debris-controlled slope), Meyerhoff (1940) のいう重力斜面 (gravity slope) ないし Strahler (1950) のいう安息角斜面 (repose slope) に相当するものと考えられる。両斜面は、斜面要素 (slope element) ならびに斜面変化 (slope evolution, slope development) に関する従来の研究においては、重要な位置づけがなされてきた (たとえば, Wood, 1942; Strahler, 1950; King, 1953)。

* 大阪教育大学教育学部地理学教室

** 信州大学教育学部地理学教室

* Department of Geography, Osaka Kyoiku University

** Department of Geography, Shinshu University

図 1 神子内川流域における岩屑堆積物の分布と調査斜面の位置 (A1, A2)
 黒丸は岩屑堆積物を示す。(国土地理院発行 5 万分の 1 地形図, 足尾・男体山・日光の図幅を使用)。

ところで、テイラス斜面は、従来、野外観測、野外実験、室内実験、理論的方法などを通し、多くの研究がなされている。たとえば、斜面変化については Fisher (1866), Rapp (1960), 斜面プロセスについては Rapp (1960), Kirkby and Statham (1975), 町田ほか(1975), ティラス物質のファブリックについては Caine (1967), 関根・高橋 (1978), Pérez and Yin (1988), Pérez (1989), ティラス斜面の傾斜角については Carson (1977), Onda and Matsukura (1991)

などによって研究がなされている。これらの研究の大部分は高山、過去に氷河作用を蒙った地域、荒廃地、ボタ山等人為的に堆積された錐状の地形など、いずれも無植生地を研究対象としている。

クリッター斜面についてはイギリスにおいて Tinkler (1966) によって研究されて以後、ほとんど報告例をみない。温暖湿潤気候下で森林で被われた山地におけるクリッター斜面ならびにテイラス斜面の存在、性質、形成過程、ならびに地形的意義について論じた研究はほとんどない。こ

図 2 武庫川流域（道場～名塩）における岩屑堆積物の分布と調査斜面の位置（M1～M5）
黒丸は岩屑堆積物を示す。（国土地理院発行 5 万分の 1 地形図，大阪西北部・広根の図幅を使用）。

これらの点を検討するため，栃木県足尾町の神子内沢流域および兵庫県武庫川流域の谷壁斜面で調査を行なったので，その結果を報告する。

II. 調査方法

1) 調査地域の概観

調査地域の一つである神子内川流域は渡良瀬川の支流に属し，流路は北東から南西に向かって直線状に走り，足尾町の田元付近で渡良瀬川本流と合流する（図 1）。本流域の西側には松木沢，仁田元沢ならびに久蔵沢などの支流が位置し，これら三川の流域には市川（1956），町田ほか（1975），および石井（1988）などが報告しているように，裸岩急斜面（free face），テイラス，沖積錐，小規模な扇状地などが数多く存在し，無植生地が比較的広く分布している。最近では，砂防工事や植栽工事などによって植生がかなり回復しつつある。これに対して神子内川本流の流域では，下流部右岸側の谷壁斜面の一部に裸岩急斜面が見られるほかは，流域の谷壁斜面ないし山地斜面のほとんどは樹木によって被われている。

ところで，山麓を走る国道 122 号線沿いの右岸側の地質は，神子内川の上・下流域では石英の斑晶の発達した流紋岩類が，下流域では中・古生界の砂岩が分布している。流路に近接した斜面を見ると（図 1），右岸側は基盤からなる急な山地斜面を呈する。一方，左岸側，とくにその中・下流域は斜面基部に扇状地を伴うことなどにより，平均傾斜角は相対的に緩やかである。

武庫川流域の調査地域とした道場と名塩との間は，武庫川が標高 200～350m の台地ないし小起伏の山地を深く開析し，溪谷をなしている部分である（図 2）。この溪谷に沿ってかなり急な谷壁斜面が発達している。この地域も谷壁斜面は樹木で被われており，岩質も流紋岩類である。

2) 調査方法

まず両流域において，岩屑斜面の分布を調査した。その結果にもとづき，谷形斜面のように谷筋に岩屑が集積しない，比較的平板状の形態（縦断形・横断形ともに直線状の形態）を示す斜面として，神子内川流域で 2 カ所，武庫川流域で 5 カ所の斜面を選択した（図 1・2）。それぞれの斜面

において、斜面縦断形、斜面表面の微地形ならびに斜面物質などを詳細に調査した。

斜面縦断形の調査には Ishii (1981) が使用した簡易斜面測量器を用いた測量を行なった。測線は可能な場合には斜面基部から尾根まで設定されたが、斜面上部に比高が大きく、かつ 50° 以上の裸岩急斜面が存在するときには、簡易斜面測量器を用いた測量は不可能であるので、尾根までの測量は行なわなかった。測量の際、斜面縦断測線に沿う微地形の状況、表面岩屑の粒径、岩屑斜面部分と土壤に被われた斜面部分との境界、露岩の位置、林相および落葉の状況などは、測量器の読み取り値とともにカセット・テープレコーダーに録音・記録された。斜面物質については、とくに岩屑斜面部分における岩屑層の厚さと表面岩屑の粒径、ならびに表面から下層への粒径変化について調査がなされた。表面岩屑の粒径の計測に際して、粒径が非常に大きいあるいは表面岩屑の分布密度が小さい場合にサンプル数を多くすると、サンプル面積が広がる結果、点としての代表性が失われるので、20個の岩屑を採取して計測した。なお、岩屑層の厚さを調査する理由は、テラス斜面部分とクリッター斜面部分を区分するためである。また、表面から下層への粒径変化の調査は、岩屑表面微地形と併せて岩屑供給プロセスを判断するためである。岩屑層の断面に関しては、岩屑間のマトリックスの有無と、マトリックスが存在する場合にはその性質と存在状況などを観察した。

III. 岩屑斜面部分の分布

神子内川流域に分布する岩屑斜面部分については、すでに小林ほか (1973) によって報告されている。その報告において「山麓礫」と呼ばれた岩屑の堆積地を含めた岩屑斜面部分は、神子内川右岸に断続的に分布している (図1)。ただし、等高線が屈曲せず間隔も等質な平板状の斜面の基部に、それらがかなり連続的に分布する傾向が見られる。このような、斜面下部ないし基部で発達する岩屑斜面部分は、2万5千分の1程度の縮尺の地形図上では表現されない場合が多い。岩質との関係をみると、神子内川流域における岩屑斜面の分布は、

流紋岩類地域および砂岩地域に及んでいる。武庫川流域でも、斜面下部ないし基部付近に発達する岩屑斜面は、流路に沿って断続的に分布する (図2) が、平板状の斜面が谷壁に比較的長く続くところでは、かなり連続的な分布が見られる。

IV. 調査斜面の性質

1) 調査斜面およびその周辺の状況

両流域において選定した調査斜面の縦断形を図3に示した。これらの測線のうち、神子内川流域の2本の測線については斜面基部から尾根までの斜面縦断形を作成した。しかし、武庫川流域の場合には、図2でも一部表現されているように、斜面上部には測量困難な比高20~30mの裸岩急斜面が存在するため、図3のM1~M5の斜面縦断形は尾根まで表現されていない。

縦断形を測量した斜面は、巨視的に見れば、平板状斜面ないし等高線の曲率の小さい谷型斜面の部分に位置している。一方、微視的に見れば、斜面下部では比較的平板な斜面部分を呈し、斜面上部では谷型斜面部分になっている。

神子内川流域のA1・A2斜面とも (図3)、測線周辺では斜面中部以高から斜面肩付近にかけて露岩が点在するようになる。これらの斜面では崖ないし比高のある裸岩急斜面の発達はあまり顕著ではない。他方、武庫川流域の5つの斜面のうち斜面長の長いM1・M2・M5の各斜面の場合には、図3で描かれている斜面の中部ないし上部にかけて、比高5m以上の直立した裸岩急斜面が測線の両側ないし片側に出現する。そして、図3で描かれている武庫川流域の各斜面の上端は急峻で比高の大きい裸岩急斜面へと続く。以上述べた露岩ないし裸岩急斜面が、本稿で問題としている岩屑斜面の岩屑の主要な供給源になっているものと考える。

2) 斜面形と斜面表面の微地形

調査斜面の斜面長は22m (斜面M4) から160m (斜面M5) までの範囲にある。各斜面の平均傾斜角は 34° (斜面M4) から 40° (斜面A2) とかなり急である。これらの角度は町田ほか (1975) や石井 (1991) などによって報告されているテラス斜面の平均傾斜角よりも大きい。このことは、調

図 3 調査斜面の縦断形

査斜面の上部ないし上方における裸岩急斜面の存在を反映している。とくに、武庫川流域における各斜面の斜面基部と尾根とを結ぶ線の平均傾斜角は、既述した斜面上方における急峻な裸岩急斜面の存在により、上記の値 40° よりも相当大きくなる。

各斜面の部分ごとの傾斜角を斜面基部から見ると(図3),斜面基部では傾斜角が小さいが、斜面上部に向かうにしたがって傾斜角が大きくなり、斜面A2のように 50° に達する斜面部分もある。このように、各調査斜面は程度の差はあるが、凹形斜面をなしており、共通している。とりわけ神子内川流域の2つの斜面の凹形の度合は、武庫川流域の各斜面に比べて大きい。

斜面表面の微地形は、縮尺の度合によって、縦断形(図3)に必ずしも表現されるとは限らない。とはいえ、M3の縦断形に明瞭に認められるように、

小規模な凹凸を以てステップ状に表現される微地形の存在が特徴的である。調査斜面においてこのような微地形を観察すると、それらの多くが粗粒な岩屑からなる舌状の形状を有する。これらの舌状地形の先端は、それを構成する岩屑粒子の2~3倍以上の比高をもち、かなり目立つ地形である。山地斜面で形成される類似の微地形には、Ishii (1981) によって報告されている小屋や土流(earth flow)によって形成される舌状地形もあるが、調査斜面に見られるものは、構成岩屑の粗大さと地形規模の大きさにおいてそれと異なる。

舌状地形の分布のしかたは神子内川流域と武庫川流域とではやや異なり、前者の2つの斜面は比較的平滑で、舌状の微地形が発達するのは斜面基部に限られていて出現数も少ないのに対して、後者の各斜面では斜面中・下部で見られる。舌状地

図 4 各調査斜面における模式土壌断面
断面上部の数値は斜面基部からの斜面距離 (m) を示す。

形の発達を傾斜角との関連で見ると、斜面 M 3・M4 の斜面基部の場合の 26° 程度から斜面 M 3 の場合の 42° と広い範囲の傾斜角に及んでいる。

V. 調査斜面の斜面構成物質

1) 斜面形から見た斜面物質の特徴

調査斜面のうち、斜面 A1 は斜面形態ならびに岩屑堆積物の性質とその分布から見て一つのタイプ斜面と考えられる。それゆえ、まず斜面 A1 をもとに斜面物質の状況を斜面下方から上方に向かって見る (図 3・4)。粗粒岩屑堆積物が卓越して分布するのは、斜面基部から斜面中部にかけての区間である。それ以高の傾斜角が 45° 以上の急になる部分では、表面に枯葉が厚く堆積しているか、露

岩が存在するか、それとも細礫を含む暗黒色で腐植に富む物質から構成されている。斜面中・下部における斜面物質の断面を観察すると (図 4 の A1 測線における斜面基部から 4 ~ 31m の 4 つの断面)、斜面下部に存在する粗粒岩屑堆積物の空隙には鉱物質の充填物質は皆無である。図 4 の断面に示されるように岩屑の比較的平坦な上面や岩屑と岩屑との間隙には、枯葉やマット状の腐植が存在する。しかし、これらによって完全に充填されていない。このような性質をもった岩屑堆積物の厚さは、少なくとも、1.5m 以上である。この種の岩屑堆積物の上方には図 4 の 45m 断面で示されるように、腐植層あるいは暗黒色で細粒物質で充填された層の上に表面岩屑の中径の 2 倍程度の厚

さをもつ岩屑堆積物が分布するようになる。このような薄い岩屑堆積物が存在する上限は斜面長110mのうちの斜面基部から80mまでである。

以上のような岩屑堆積物の特徴をもとに、調査斜面を以下のような各部分に区分する。すなわち、粗粒岩屑が厚く堆積していて、見かけ上、斜面の傾斜角が岩屑の堆積角度になっている「ティラス斜面部分」、岩屑堆積物が比較的薄く、しかも腐植層などの上に堆積し、岩屑堆積物が斜面の傾斜角を規定していない「クリッター斜面部分」、および落葉で被覆され、しかも腐植土壌を有する比較的粗度の小さい「急傾斜土壌被覆斜面部分」である。このように区分すると斜面A1は、斜面下部からティラス斜面部分、クリッター斜面部分、急傾斜土壌被覆斜面部分そして裸岩急斜面という順序で配列することになる。

上述のような各斜面部分の配列の順序を一つの基準として他の調査斜面を見ると（図3・4）、斜面A2では斜面基部の短い区間がティラス斜面部分で、クリッター斜面部分は図3の縦断形A2で傾斜角が39°を示す区間である。それ以上の傾斜が急になる部分では急傾斜土壌被覆斜面部分・裸岩急斜面へと続き、斜面A1と類似した配列をなしている。ここで斜面A1と若干異なる点が2つある。第1は、図4の37m断面の深さ25cmのところで見られるように、斜面A2では断面中に木炭が存在していることである。このような木炭の存在は、すでに調査されたこの近傍の岩屑堆積物中にも見出されており（町田ほか、1975；小林ほか、1973）、明治20年代の足尾の山火事に起因する可能性が強いと考えられる。第2は、岩屑堆積物の空隙にかなりの量の腐植が存在することである（図4）。

武庫川流域の5つの調査斜面のうち、斜面長の長い斜面M1とM5における各斜面部分の配列は、神子内流域の2つの斜面と類似したパターンを示している（図4）。このうち、斜面M1の斜面基部からの斜面距離139m付近（図3・4）に小規模なティラスが存在するのは、この部分が局所的に傾斜が緩く、しかも斜面上方の裸岩急斜面からの岩屑供給が活発に行なわれ、その結果一次的に岩屑

の堆積の場となっているためであろうと考える。斜面長の短い斜面M2、M3、M4では斜面A1で見られるような4つの斜面部分のすべてが存在するわけではない。とくに斜面M3とM4の斜面最下部では、山麓に堆積した土石流堆積物ないし土流（earth flow）堆積物の上に腐植を若干含む粗粒岩屑堆積物が存在し、一種のクリッター斜面部分を形成している（図4）。

2) 岩屑斜面部分の岩屑の粒径

各調査斜面において表面と内部の岩屑の平均粒径を求めたのが図5である。調査斜面の基盤はすべて同じ岩質の流紋岩類から構成されているにもかかわらず、岩屑の粒径は調査斜面によってかなり異なっている。ちなみに斜面基部の表面岩屑の最大径（長径）だけをとってみても、斜面A1では1.6m、A2では0.9m、M1では0.8m、M2では0.9m、M3では2.3m、M4では1.7m、M5では0.9mと変化に富み、岩屑の粒径は斜面長および斜面の平均傾斜角とは無関係のように見える。しかしながら、斜面A1、A2およびM4における斜面縦断形に沿う岩屑の粒径の変化には、落石ティラスの一つの特徴として Rapp (1960)、町田ほか (1975)、Kirkby and Statham (1975)、石井 (1991) などが報告しているように、斜面下方に向かう粒径の増加、すなわち、gravity sorting、size sorting が見られる。この種の分級現象は、Kirkby and Statham (1975) によれば、落石ないし岩屑の各個移動（one-at-a-time）によって生じるとされている。斜面M3、斜面M5で顕著に見られるように、斜面上方に向かって岩屑の粒径が急に大きくなる地点がある（図5）。このように、斜面の途中で岩屑の粒径が大きくなる地点は、既述した舌状地形の先端部付近に相当している。

一方、断面内部の岩屑の粒径に関しては（図5）、斜面M2の斜面基部を除き、すべての調査斜面のすべてのサンプリング地点で表面岩屑よりも内部の岩屑の粒径の方が小さく、乾燥岩屑流堆積物（石井、1988）で見られるような逆グレーディングが存在し、調査斜面の岩屑堆積物の断面を特徴づけている。

図 5 斜面縦断形に沿う岩屑の粒径分布
縦軸：岩屑の中径の平均値 (cm)
横軸：斜面基部からの斜面距離 (m)

VI. 考 察

1) 斜面形のなかでの岩屑斜面の位置づけ

斜面形の斜面要素については、Wood (1942), King (1953), Caine (1974) などによって論議されている。これらの研究で提案されている山地・丘陵の斜面形のモデルはほぼ共通している。基本的には斜面上方から凸形斜面部分、裸岩急斜面部分、岩屑斜面部分ないしテイラス斜面部分、斜面下部の凹形斜面部分ないしペディメントの斜面部分から構成されている。これら斜面部分のうち裸岩急斜面と岩屑斜面部分については直線斜面となっている。調査斜面は、既述したように前者3つの斜面部分から構成されているが、岩屑斜面部分が直線状ではなく、凹形を呈している点が従来行なわれている斜面区分と異なっている。さらに、裸岩急斜面以下が $40^{\circ} \sim 50^{\circ}$ と急傾斜の土壤被覆斜面部分、クリッター斜面部分、テイラス斜面部分と細分される点も従来の斜面部分の区分と異なっている。このような相違は岩屑堆積以前の斜面状

態に関係しているものと考えられる。すなわち、図4の斜面A2やM3などの断面のクリッター堆積物の下層に見られるように、調査斜面においては、岩屑堆積以前に斜面にはA層など有機物の発達した山地土壤で被われていた時期があったと推定されることである。

斜面形と関連して、Kirkby and Statham (1975) が言及したテイラス斜面基部の basal concavity, すなわち斜面基部凹形部分に着目する。調査斜面のうちの斜面 A 1, M 2, M 4 それぞれの各斜面基部に、 $26^{\circ} \sim 28^{\circ}$ と低い傾斜角を有し、しかも粗粒岩屑からなる基部凹形部分が発達している(図3・4)。この部分は、斜面上方からとくに大きな運動量をもって移動してきた岩屑がテイラス斜面の直線斜面部分を通り過ぎて堆積したところにあたる。このことから見れば、斜面 M 3, M 4 の斜面基部で見られるクリッター部分(図4の斜面最下部の土層断面)は、低位にあって、なお運動量の大きい粗粒岩屑などの堆積域に相当することになる。したがって、調査斜面におけるクリッ

図 6 調査斜面における斜面部分とその位置
凡例は図3と同じ。

ター斜面部分には、テイラス斜面部分の上方に位置し、傾斜の急な高位クリッター斜面部分と斜面基部に位置する傾斜角の小さい低位クリッター斜面部分が存在することになる。

一方、岩屑の供給・移動・堆積という観点から調査斜面の斜面形を考えると、斜面上方に位置する裸岩急斜面ないし側壁が岩屑の供給源となる。その下方に位置する急傾斜の土壌被覆斜面部分は運動している岩屑が停止・堆積できないほど急な通過域に相当する岩屑走路斜面部分である。この下位には岩屑斜面部分が続く、既述したように、高位クリッター斜面部分、その下方にはテイラス斜面部分ないし場合によっては下位クリッター斜面部分が存在することになる。

以上の点をまとめると図6のようになる。しかしながら、斜面長が短い場合、斜面長に比べて供給岩屑量が少ない場合、また、岩屑堆積以前の斜面の凹形の程度ならびに平均傾斜角の程度によっては、斜面M3(図4)のように、図6で示される各々の斜面部分は十分に発達しないことがある。

2) 岩屑の供給

調査斜面において岩屑が、いつ頃、どのような状況で移動・堆積し、現在のように植生で被われた岩屑斜面部分が形成されるようになったのか等は本研究にとって重要な課題である。

種子内川流域の調査斜面については、既述したような土層断面中の炭化木の存在がこれらを考察するよい手がかりになる。岩屑の供給は、足尾の

山火事以降の斜面肩部付近における土壌流亡の活発化とその結果による粗粒風化物質の移動と、露岩・裸岩の出現による岩屑の生産などによって促されたことが推定される。一方、武庫川流域の調査斜面では岩屑堆積物中に岩屑の供給時期を示す物質は発見されず、岩屑生産開始年代については不明である。しかしながら、両流域とも斜面中・下部に存在するクリッター堆積物の下部には暗黒色の腐植を含む土壌物質が存在する。このことは、岩屑供給前には植生で被われた斜面が存在し、後の岩屑生産に伴って現在見る岩屑斜面が発達したことを物語る。

調査斜面における岩屑の生産・移動プロセスを推定する手がかりとして、斜面上方に発達する側壁を含む裸岩急斜面の状況、岩屑斜面部分の表面微地形の特徴ならびに岩屑堆積物の断面の特徴などが考えられる。

種子内川流域の岩屑斜面部分には落石ないし各個移動を示唆する岩屑の gravity sorting, size sorting が見られる一方、舌状地形はあまり発達していないという事実が指摘される。したがって、ここでは舌状地形を形成するような粒体流(grain flow)ではなく、落・転石のような各個移動が岩屑移動プロセスとして卓越していたことが推定される。しかも、斜面中・下部に存在する岩屑堆積物に逆グレーディングが発達している。この事実は、つぎのような斜面の削削と堆積の過程を示すものと解する。山火事などによる裸地化に伴い、

図 7 斜面中・下部における岩屑堆積物の逆グレーディングの成因の一つを説明する概念図
破線AAは岩屑斜面部分形成以前の斜面、
実線DDは現在の斜面を示す。

とくに斜面上方において削剝が活発化したが、それは表層の細粒物質層に始まり、ついで下層の粗粒風化岩屑層に及ぶという順序で進行した。岩屑は下方に移動し、堆積域である斜面中・下部における岩屑の堆積も上の順序にしたがって進んだ(図7)。神子内川流域の調査斜面の上方には露岩・小崖は存在するものの、急峻で、規模の大きい裸岩急斜面が発達していない。にもかかわらず岩屑斜面が発達するのは上述のような削剝プロセスによるためであろう。ところで、現在でも落石は生じ、樹木の幹には転・落石の衝突による傷跡が存在する。しかし岩屑斜面部分の骨格を形成した主たる岩屑の供給は山火事による裸地化後の比較的短期間のうちになされ、その後その供給が減少したため、現在、岩屑斜面に樹木等の植生を見るに至ったと推定される。

武庫川流域の調査斜面における裸岩急斜面は、崖の連続性から推定して神子内川流域の場合と異なり、武庫川の下刻に伴って形成された峡谷部の谷壁の一部であると考えられる。この流域の岩屑斜面部分には舌状地形が数多く存在する。形態や

土層断面の特徴などから見て、これらの舌状地形の形成にはマトリックスをほとんど含まない岩屑からなる集合移動 (mass movement), すなわち, Varnes (1958) のいう乾燥岩屑流 (dry fragment flow) に類する移動プロセスが関与していることが推測される。これらを総合すると、ここでは、岩屑の供給が主として調査斜面背後の裸岩急斜面ないし側壁の崩壊に伴う突発的で多量の岩屑の生産と、その結果にもとづく岩屑流の発生によってもたらされ、斜面中・下部に岩屑斜面部分の骨格が形成されたものと考えるのが妥当である。したがって、武庫川流域の岩屑斜面で見られる岩屑堆積物の逆グレーディングの形成プロセスは神子内川流域の場合と異なるであろう。武庫川流域のそれは、落・転石のような各個移動に伴うものでなく、石井 (1988) が述べているような乾燥岩屑流の流下に伴って形成される逆グレーディングに類するものと考えられる。この流域の場合も、現在、少量の岩屑が斜面上方の裸岩急斜面から供給されているが、岩屑斜面部分に植生が繁茂している理由は神子内川流域の場合と同様、岩屑供給の減少に伴う斜面の安定化であろう。

以上のことから、両地域の岩屑堆積物の性質について考察した結果をまとめると表1のようになる。

VII. あとがき

栃木県足尾町の神子内川流域と兵庫県武庫川流域の各調査斜面に分布する岩屑斜面部分を取り上げ、岩屑斜面部分の存在する斜面形態の特徴が凹形であり、斜面全体の平均傾斜角がテイラス斜面のそれよりも急であることを述べた。従来の研究で提案されている斜面形のモデルにおける岩屑斜面部分の位置と、本論で問題とした岩屑斜面の位置とは岩屑斜面の形成以前の斜面条件が相違するために異なる。ここで問題とした斜面では、テイラス斜面部分を除いて、本質的には岩屑堆積以前の斜面形態が現在の斜面形態にかなりの影響を与えている。このような条件のなかで、斜面は上方から下方へ向かって裸岩急斜面部分、急傾斜土壌被覆斜面部分ないし急傾斜岩屑走路斜面部分、

表 1 岩屑堆積物のタイプとその性質

	Aタイプ	Bタイプ
縦断方向の Grain Size Sorting	有	有
斜面頂部における裸岩急斜面	露岩・小崖・崖	崖
斜面表面の凹凸	比較的平滑	舌状地形の存在
堆積物の逆グレーディング	有	有
逆グレーディングの形成過程の推測	図7を参照	崖の崩壊とフラッシュ的な岩屑の生産
逆グレーディングを生成させる卓越斜面プロセスの推測	転石が卓越	Grain flow が卓越, 転石を伴う

高位急傾斜クリッター斜面部分, ティラス斜面部分, 低位緩傾斜クリッター斜面部分に細分されることを提案した。このような岩屑斜面の各斜面部分は斜面長や裸岩急斜面の規模によっては上述の順序で出現するとは限らず, ある種の斜面部分が欠如する場合がある。現在見られる岩屑斜面部分の骨格は過去の比較的短期間に形成されたため, 岩屑斜面部分に現在植生が被覆しているのはこのような理由によるものと解釈した。さらに, 岩屑堆積物に見られる逆グレーディングの成因には, 表1で示したような2つの成因があると考えた。以上のような岩屑斜面部分の出現が調査地域固有のものであるかどうかについては今後の検討課題としたい。

謝 辞

本研究を進めるに当たって, 神戸大学の田中眞吾教授, 野村亮太郎助教授には現地で討論して頂いた。なお, 野外調査では1989年当時の大阪教育大学大学院の院生諸氏ならびに帝塚山学園高等学校の小西代祐氏に協力して頂いた。ここに記して感謝します。

文 献

- Bryan, K. (1922): Erosion and sedimentation in the Papago Country, Arizona, *U.S. Geol. Sur. Bull.*, **730-B**, 38-48.
- Caine, N. (1967): The texture of talus in Tasmania. *J. Sed. Petr.*, **37**, 796-803.
- Caine, N. (1974): The geomorphic processes of the alpine environment. In, Ives, J.D. and Barry, R. G. eds.: *Arctic and alpine environments*. Methuen, London.
- Carson, M. A. (1977): Angles of repose, angles of shearing resistance and angles of talus slopes. *Earth Surface Processes*, **2**, 363-380.
- Fisher, O. (1866): On the disintegration of a chalk cliff. *Geol. Mag.*, **3**, 353-356.
- 市川正巳 (1956): 渡良瀬川上流の荒廃地と斜面供給物質に関する研究. 地理学評論, **29**, 38-52.
- Ishii, T. (1981): Microform and slope processes of the Ashio Mountains in Central Japan. *Trans. Japanese Geomor. Union*, **2**, 279-290.
- 石井孝行 (1988): 乾燥岩屑流とテラス斜面. 大阪教育大学地理学報, **26**, 1-15.
- 石井孝行 (1991): テラス斜面の表面岩屑に関する二, 三の性質. 大阪教育大学紀要, 第III部門, **40**, 21-34.
- King, L. C. (1953): Canons of landscape evolution. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **64**, 721-753.
- Kirkby, M. J. and Statham, I. (1975): Surface stone movement and scree formation. *J. Geol.*, **83**, 349-362.
- 小林 詢・松本栄次・石井孝行・高田和典・水谷宣明 (1973): 足尾鉾山付近でみられる植生下の岩屑斜面. 日本地理学会予稿集, **4**, 34-35.
- 町田 貞・松本栄次・石井孝行 (1975): 足尾荒廃地における崖錐の形成プロセス. 地理学評論, **48**, 768-783.
- Meyerhoff, H. A. (1940): Migration of erosional surfaces. *Ann. Ass. Amer. Geog.*, **30**, 247-254.
- Onda, Y. and Matsukura, Y. (1991): Is the maximum stable angle of slope of granular assemblies comparable to the angle of shearing resistance? *Trans. Japanese Geomor. Union*, **12**, 147-154.
- Pérez, F. L. (1989): Talus fabric and particle morphology on Lassen Peak, California. *Geog. Ann.*, **71A**, 43-57.
- Pérez, F. L. and Yin, Z. (1988): The measurement of girdle strength in particle fabrics. *J. Sed. Petr.*, **58**, 756-757.
- Rapp, A. (1960): Recent development of mountain slopes in Kärkevagge and surroundings, northern Scandinavia. *Geog. Ann.*, **42A**, 65-200.
- 関根 清・高橋順司 (1978): 白ザラにおける落下岩屑の sedimentary fabric について. 岐阜大学教育学部研究報告——自然科学——, **6**, 548-578.
- Strahler, A. N. (1950): Equilibrium theory of erosional slopes approached by frequency distri-

- bution annalysis, Part 1. *Amer. J. Sci.*, **248**, 673-696.
- Tinkler, K. T. (1966): Slope profiles and scree in the Eglwyseg valley, North Wales. *Geog. J.*, **132**, 378-385.
- Varnes, D. J. (1958): Landslides types and processes. In, Eckel, E. B. ed.: *Landslides and engineering practice*. Highway Res. Boards, Special Rept., **29**, 20-47.
- Wood, A. E. (1942): The development of hillside slopes. *Proc. Geologist Ass.*, **503**, 128-141.

(1992年2月9日受付, 1992年4月13日受理)