

北海道地区自然災害科学資料センター報告 vol. 30 (A4 版 30 頁以内)

地表変動—生物圏と地水圏の接点で起きる土砂災害—

Sediment disasters with changing earth surface
between bio-system and geo-hydro-system

丸谷知己

北海道大学大学院農学研究院・特任教授
北海道大学突発災害防災減災共同プロジェクト拠点・拠点長
北海道大学 GI-CoRE 食水土資源グローバルステーションステーション長

Tomomi Marutani

Research Faculty of Agriculture, Hokkaido University
Joint Research Centre of Prevention and Mitigation of Natural Disasters
Global Station of Food, Land and Water Resources, GI-CoRE

Abstract

Interaction between bio-system and geo-hydro-system is a key issue of earth surface process. Sediment disasters with changing earth surface often effect on bio-system. On the contrary human activity, such as agriculture, forestry and livestock, also effect on geo-hydro system. This paper summarizes the researches which employ the interaction for estimating sediment movement in catchment scale. River bed change cause by flooding was demonstrated based on recurrence interval and relaxation time. Sediment delivery ratio in long period was estimated using expanding gully erosion and changing terrace deposit. Both researches employ the tree age after disturbance by storm. In the later half, the effect of over grazing for livestock on surface erosion was described. The decreasing in infiltration cause the increasing in surface erosion and gully erosion, at last sediment disasters were promoted.

Key Word: *Changing earth surface, Sediment disaster, Dendrochronology, Flooding, Relaxation time , Recurrence interval, Sediment delivery ratio, Human impact, Infiltration rate*

キーワード：地表変動、土砂災害、年輪年代学、洪水氾濫、再帰期間、緩和時間、土砂流出速度、人間活動の影響、浸透能

1. 地表変動

地表変動という言葉を初めて使ったのは、かつて北海道大学農学部で砂防工学を講じた東 三郎名誉教授である。地圏、水圏、気圏のレイヤーに対応した地殻変動、気候変動などの変動現象があるように、地表面というレイヤーにも地表変動があるということである。なぜ、あえて地表

というレイヤーを取り扱うのか。それは、農学という分野が人類の生存基盤である、食（食料資源）と水（水資源）と土（土地資源）を取り扱うからである。現代風に言うと、食水土資源をいかにうまく安全に地球上で保全していくか、これが農学の目標である。そして、食水土資源はいずれも、気圏、水圏、地圏の境界に横たわるきわめて薄い「地表面」で生産されるからである。この地表面が大きく変動し、損なわれると人類は生存できない。

このような観点から、「地表変動」という現象が農学分野において、ひとつの重要な教育研究分野となってきた。その変動には、地表面からおよそ100m程度地下までの、土砂と水の運動が関わってくる。具体的には、土砂の移動としては、地滑り、崩壊、土石流、落石などが対象となり、水の移動としては降雨に始まり、表面流から中間流までの地表水を形づくる流れが対象となる。これらの現象は、結果的に人々の生活を脅かし、人命、財産、インフラ、農林業など様々な人間生活を破壊する、いわゆる自然災害となって現れる。言い換えれば、人間やその他の生物から構成される生物圏と水や土から構成される地水圏（地圏+水圏）との接点で起きる地表変動を、ここでは「自然災害」と呼んでいる（図-1）。

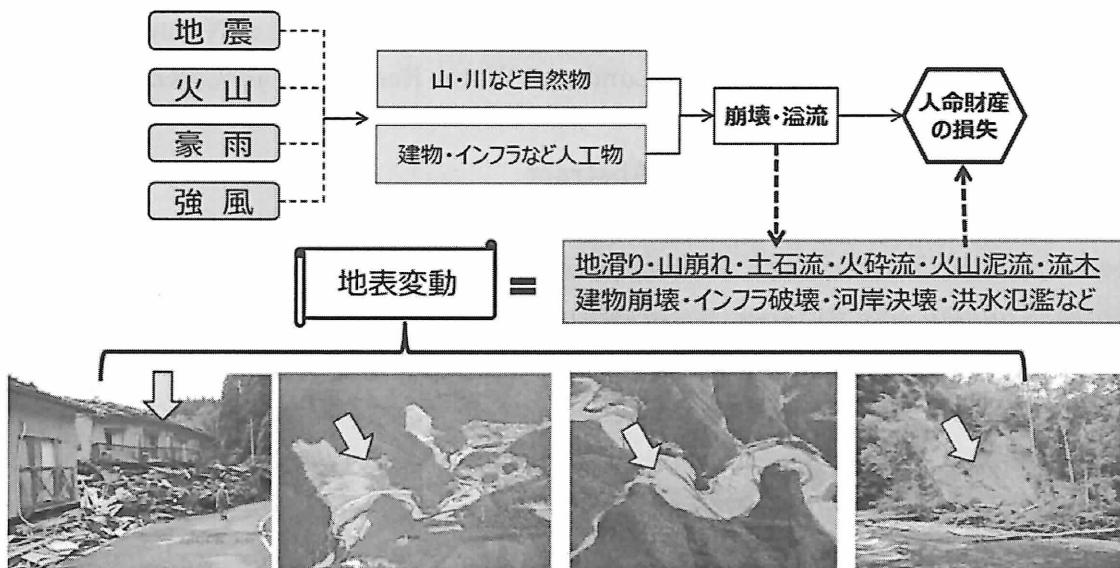


図-1 地表変動と土砂災害

2. 災害軽減のための「場の予測」

このような自然災害を、ただ自然災害として眺め、解析することが、我々のゴールではない。農学分野が、あくまで人類の生存基盤である、食水土資源の保全（現代風にいえばサスティナビリティ）を取り扱う応用科学であることから、我々はこれら自然災害の予測、軽減、避難、修復の4点セットの対策を確立することがゴールでとなる。予測、軽減、避難、修復は、様々な観測機械、高品質の材料、マッピング技術、生物材料など多くの技術を用いて行うが、このうちまず必要なのは災害予測である。災害予測には、大きく分けて「時の予測」と「場の予測」がある。

「時の予測」とは、地震予知、火山噴火予知、降雨予測など、主に災害のトリガーとなる現象の確率的予測と直前の予測とがある。しかし、膨大な予算を投じたこれらの時の予測技術の開発は、近年限界に近づきつつあり（グラー、火山噴火予知連）、これだけでは災害の軽減はできないことが明らかとなってきた。1分前、1時間前、1日前に危険予測をしても、命からがら逃げ

るしかない。地震、火山、豪雨などの「時の予測」よりも、むしろ重要になるのが「場の予測」である。

場の予測は、どこでどのような地表変動が起きるのかを予測することであり、「時の予測」に比べてこれまで投じられた予算規模も小さく、技術的にも進んでいなかった。すなわち、観測技術として、空中写真や地上測量、それに基づいた地形解析、地質・土質調査、雨量計による降雨観測など極めてプリミティブな方法を駆使してきた。しかし、近年の「場の予測」は、格段の進歩を遂げている。地形判読のためのレーザープロファイラ (LP)、合成開口レーダー (SAR)、無人飛行体 (UAV) などを用いた地表面（水面）の変動抽出技術や、地下構造解明のための空中物理探査技術、降雨量予測のための二周波降水レーダー (DPR) や GPM マイクロ波放射計 (GMI) による 3 次元降水観測技術などが、すでに実用化されている。

このような「場の予測」に欠かせない、もう一つの情報がある。すなわち、それぞれの「場の履歴」である。最新の技術は、それぞれの場をセンシングした時点での情報を詳細に得ることができるが、その時点までの長い時間にそれぞれの場がどのように変動してきたか、すなわち地表変動の履歴については何も語れない。それぞれの場の履歴を知るためにには、それぞれの場で長い時間にわたる変動を記録し続けること、また地表面の広い範囲をくまなく記録することが必要となる。しかしたとえば、水文観測のためのテンションメーターや地すべり観測のためのひずみ計を 1m 間隔で地表面にばらまくことなどできるわけがない。そこで、着目されるのが、長期間（数十年～数百年）にわたり地表面の物理的状態を反映しながら生きてきた生物、特に植物である。

3. 場の履歴をきざむ植物

植物体や植物群落は、水や風の流れや地表面の水分状態、地表近くの土層の浸食や土塊として移動など様々な地表面の物理的状態を反映しながら生きている。植物群落を指標とした環境要因の判読方法にはファイトメーター法などがあり、古くから環境を推定するために用いられてきた（竹内、1936）（沼田、1958）。今日まで、高山のコケの成長量による地形変化の推定(Winchester, 2002) (Saas, 2010)、屋久杉の年輪を用いた大風（台風）の襲来解析(真鍋ら、1968)、変異性の樹形に着目した洪水や氷河の衰退推定(Sigafoos, 1961) (Sigafoos, 1964))など、様々な気象現象や水文現象の推測に用いられてきている。特に樹木は、数百年の寿命を持つものが多く、樹木年輪の圧縮材（アテ）を用いた地すべりのブロック状移動(東ら、1965) (東、1968) (東ら、1971)、天然同齡林分を用いた河川土砂移動の推定(新谷、1972) (Araya, 1986)など、土砂災害にかかる「場の履歴」の推定に用いられるようになった。樹木年輪は確実に 1 年に一輪ずつ刻まれるので、特に時間指標として信頼性が高く、過去の降雨記録などと照合して用いれば、ほぼ確実に地表変動のタイミングを同定することができる。

写真一 1 は、九州山地の中央を流れる一つ瀬川支流大藪川の沿った浸食（岩石）段丘の上に生育した森林である。手前が上流側で奥が下流側である。まず、手前に同じ方向に傾斜した太さのほぼ等しいアカマツが数本見られ、その向こうに樹高のほぼそろったアセビの群落がみられる。このアセビの群落も、幹部を見ると同じ方向（下流側）に傾いているのがわかる。さらに奥にはアカマツの群落が見えるが、これはほぼ鉛直に生育している。手前のアカマツも最奥に見えるアカマツも樹齢は同じ 45 年生（2001 年当時）であった。また、アセビも調査した結果、同じ

樹齢で 28 年生であった。



写真-1 段丘上に生育した天然生同齡林

森林は、一般に大規模な攪乱がなければ、先駆樹から、陽樹、陰樹へと、乾燥に強い種から、太陽光を好む種、さらに日陰を好む種へと「遷移」していく。その間に、強風や病虫害などにより、単木ないしは数本単位で自然枯死して、その空間を埋めるように稚樹が発芽生育する（ギャップダイナミクス）。このような遷移過程を経るために、パッチ状の同種同齡の集団が連続的に入りまじった「林相」（森林構造）を呈するものである。しかし、写真のように、異なる樹種樹齢の森林がみられるのは、大規模な攪乱が生じた明瞭な証拠である。すなわち、洪水や台風によって広い面積の樹木群が、同じ方向に曲げられたり、倒されたり、大きなダメージの場合はすべて流失しいて、その場は裸地になってしまふ。裸地になると、その場全体がふたたび先駆樹から遷移をスタートするので、このような異なる樹種樹齢の林相が出現することになる。

また、写真-2は、上記の 28 年生のアセビの根元部分の円板（樹木をぶつ切りにした断面）である。円板のいちばん外側が 28 年目を示すが、それより 5 mm～1 cm 程内側に黒い腐食が 3箇所みられる。これは、かつての年輪の樹皮部に相当し、このように腐食したまま年輪内に取り込まれるのは、この部位が樹皮であった時代に何かが衝突して傷を負い樹皮がはがれたためにできたものである。すなわち、この年にこのアセビ群落に上流から下流に圧力がかかり、群落全体が下流側に押し曲げられ、同時に何かが樹幹表面に衝突したことを物語っている。この年輪は、実はサンプルの円板を伐採した 2001 年（いちばん外側）から数えて 8 年前の年輪であった。すなわち、1973 年ごろに強い圧力と衝突が、群落全体を攪乱したことになる。このように、樹木年輪の中に刻まれた様々な痕跡は、過去の履歴をきれいに反映している。



写真-2 傷痕を取り込んだ年輪

4. 樹木群を利用した洪水履歴の推定

4.1. 洪水頻度と河床変動の推定

樹木年輪を用いて推定した河畔地域の過去の履歴は、洪水氾濫の履歴と考えてきた。これらが洪水氾濫の履歴であることを証明するためには、過去の降雨記録と照合することが必要である。降雨と洪水氾濫の関係について、洪水時の水位、流速、氾濫面積などを厳密に解明することは大変難しい。しかし、樹木年輪との一致から、洪水氾濫の発生タイミングをほぼ推測可能であると考えている。

山地の洪水氾濫は、流域全体の土層を飽和するような長雨の後に、強い短時間降雨に見舞われた場合に発生する。本調査地である一つ瀬川支流大藪川流域は、九州山地中央部にあり、わが国では特に降雨量の多い地域のひとつである。年降水量 5000 mmに達することもあり、50 mm/h の時間降雨量を記録することもよくある。このような豪雨地帯では、毎年の最大時間雨量と年降水量とがほぼ同じ傾向を示し、すなわち強い集中豪雨のある年は年降水量も多いということである。この流域では、年降水量と年最大時間降雨量との関係はほぼ比例しており、決定係数は 0.95 以上である。このことから、年降水量と年輪解析の結果とを比べて図-2（右）に示した。

年輪解析により、洪水氾濫により河岸段丘上の森林の攪乱履歴は、1954 年、1971 年、1993 年と推定された。これを年降水量のグラフで見ると、過去 70 年余で年降水量 5000 mm（図中の破線）に達したのは、1951 年、1954 年、1971 年、1972 年、1993 年であった。このことから、年降水量が念最大時間降雨量とほぼ比例するとすれば、1954 年、1971 年、1993 年はいずれも豪雨の降った年であったことが分かる。そして、この豪雨が図 2-1 下に示すように、洪水氾濫をもたらしたものと推測される。

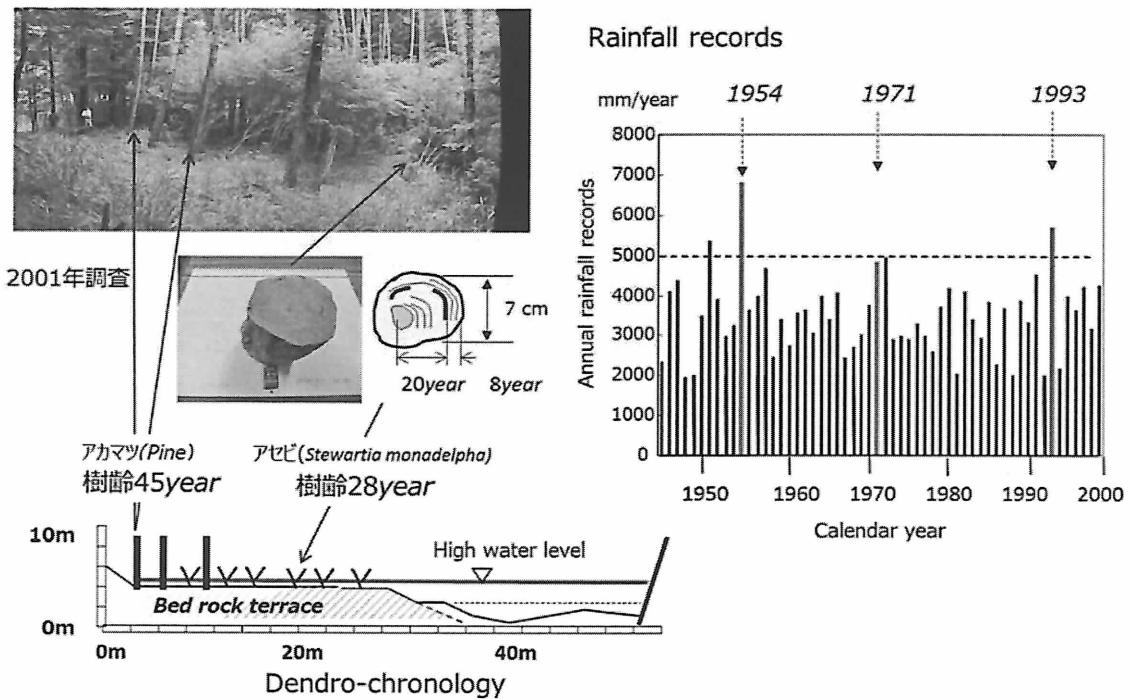
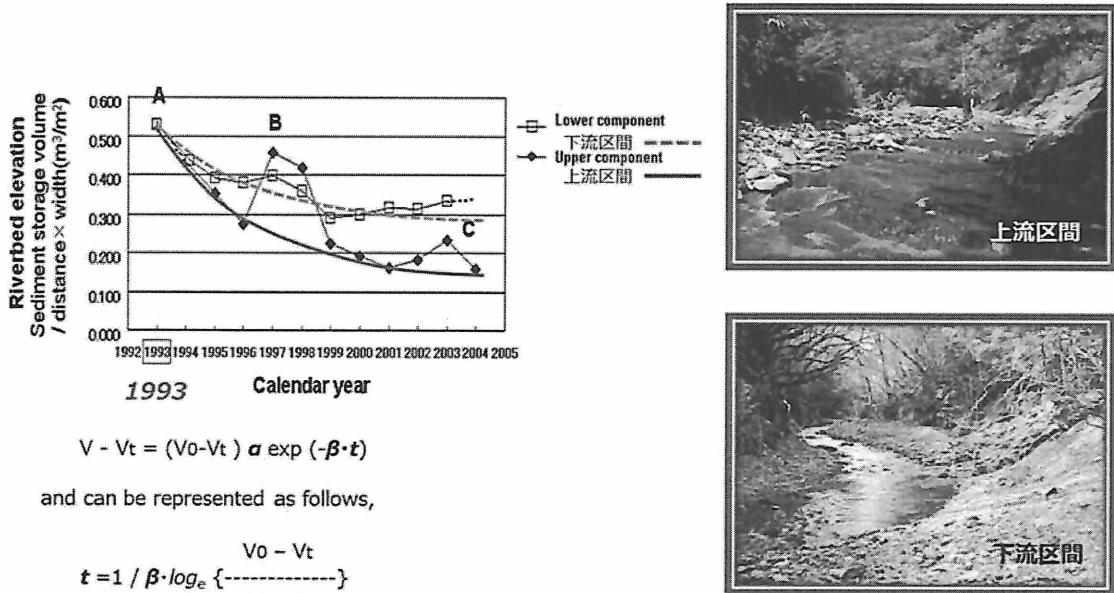


図-2 樹木年代学を利用した洪水氾濫の予測

この豪雨により洪水氾濫が発生すると同時に、側壁斜面の崩壊も多数発生しているが、それらの生産土砂が河川に供給されているはずである。そこで、1993年の豪雨のうちに河床の堆積土砂量がどのように変化したかを知るために、1993年以降毎年1回から2回河床横断測量を実施し、これを毎年の差分として算出して、1年あたりの河床変動量として。横断測量は、3.5 kmの河川区間に約100本の固定横断測線を設け、毎年レベル測量を行った。その結果より、平均横断面変化量を算出し、これから毎年の河床変動量を求めた。なお、大藪川は約1.8 kmの中間地点を境にして、堆積物の粒径や河床勾配が大きく変化するので、この中間点を境にして「上流区間(upper reach)」と「下流区間(lower reach)」に分けて、それぞれの区間ごとの河床変動量を求めた。この経年変化を示したのが、図-3である(Kasai et al., 2004a)(Kasai et al., 2004b)。

1993年の台風に伴う豪雨(図-2)では、流域内で多数の斜面崩壊が発生し、それにより大量の土砂が生産された。生産された土砂は、河川に流入したのち洪水流に流された大藪川全域に堆積した。この堆積土砂による平均河床高は、上流区間、下流区間ともに単位河床幅、単位長さあたり約0.53m上昇した(図-3のグラフ)。しかし、その後12年間の現地観測の結果、河床高は上流区間、下流区間ともに指数関数的に減少し、おおむね8年目あたりからほぼ一定値に収束している。しかし、上流区間と下流区間とでは収束している河床高が異なり、上流区間ではほぼ0.15、下流区間ではほぼ0.30となっている。この一定値は、河川内の上流から流入する土砂量と下流へ流出する土砂量が、それぞれの地点で釣り合ってこの値に落ち着いた結果と考えられる(これをこの河川の上流区間と下流区間のレジームとみなすことにする)。また、1997年と2003年には上流区間とともに一時的な河床上昇がみられるが、ただちにもとのレジームに収束していることも分かる。



$$V - V_t = (V_0 - V_t) \alpha \exp(-\beta \cdot t)$$

and can be represented as follows,

$$t = 1 / \beta \cdot \log_e \left\{ \frac{V_0 - V_t}{V_0 - V} \right\}$$

where V_t is the sediment storage volume that a channel finally achieves after major aggradation.
 V_0 is the initial sediment storage volume at a major aggradation, α and β are coefficients. Sensitivity of channel bed can be expressed by the β .

Relaxation time, t , is determined by the sensitivity.

図-3 河床変動の長期観測結果

ここでは、1997年や2003年のような細かい変動は無視して、また上流区間と下流区間のレジームの違いも無視して、いずれも指数関数的に一定の河床高に収束する事実を取り上げる。この指数関数変化を、モデル化すれば河床高が一定値に収束する様子は図中の等式で表現できる。ここで V は土砂量、 V_0 は初期の河床高（レジーム）、 V_t は t 年目における土砂量、 t は河床高が V_0 に戻るまでの年数である。

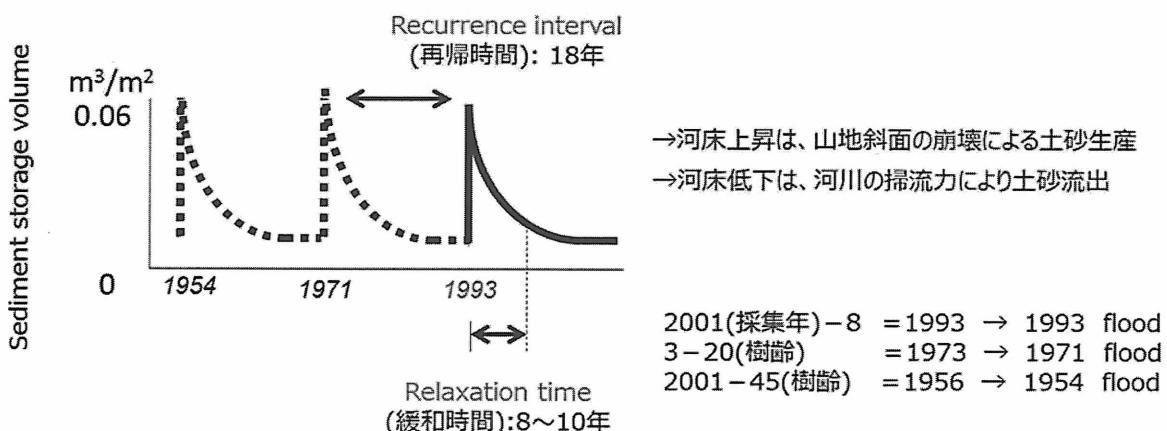


図-4 河床変動と樹木年代から推定した洪水氾濫との長期予測

河床変動の観測により $t=8$ 年と判明したので、これを用いて大藪川における長期間の河床変動（洪水氾濫）の履歴を推測した。一般的に、大きな変動が間欠的に発生する際には、大きな変動の発生間隔を再帰期間（Recurrence interval）、変動が緩和される期間を緩和時間

(Relaxation time) と定義して、変動現象の周期性を見出すことができる。河床の変動高さ (Sediment storage volume) を一定とみなすと、図一2より再帰期間はほぼ12年、緩和時間はほぼ8年と考えられ、これを組み合わせると図一4のような河床変動が再現できる。このように山地流域の河床は周期的に変動しているが、その原動力は、河床上昇は山地斜面の崩壊による土砂生産であり、河床低下は河川の掃流力による土砂流出である。このように、植物の情報を用いることによって、長期間の地表変動（ここでは河床変動と洪水氾濫）の周期性をとらえることができる。そして、この流域における将来の洪水氾濫とそれによる河床変動のタイミングを予想することができる。

4.2. 段丘の樹木群を利用した土砂流出速度の推定

4.1. で述べてきた、研究事例は、場所を固定して（固定試験地）で一定期間の観測を行い、それに植物指標を利用することにより、さらに長い期間の土砂の流出予測を行ったものである。これに対して、時間を固定してある区間の土砂の分布を調べ、これに植物指標を利用することにより、さらに長い区間の土砂の分布予測を行うこともできる。ここで紹介する研究事例は、河川側岸に形成された段丘上に生育する樹木群を利用して、土砂流出速度 (Sediment Delivery Ratio と呼ぶ) を広い流域全体にわたって推測しようとするものである。筆者が、在外研究員として勤務した（1992年）ニュージーランドで行った共同研究の成果である。



写真-3 ニュージーランド北島 Waipaoa 川流域

写真-3は、ニュージーランド北島 Waipaoa 川流域の一つの河川流域の上流、中流、下流を撮影したものである。この地域は、第三紀層の砂岩・頁岩で構成されているが、隆起速度の非常に速い地域のため、未固結な状態で海中から陸へと上昇している。したがって、豪雨（サイクロン）にさらされると非常に脆く、当地では Gully erosion と呼ばれる深層からの大規模崩壊が発生する。未固結な堆積岩なので、崩壊した土砂は細かく碎かれ、河川を支流から本流へと徐々に流出する。写真-3では、その様子を見ることができ、中流では土砂が河川を埋積し、河床変動の痕跡である段丘地形がみられる。また、下流では川幅が300mにもおよび、網状流ないしは蛇行流を形成しながら河川の水面高が牧草地とあまり変わらないレベルまで上がっている。

これらの河川流域のいくつかについて、上流から中流を対象として段丘地形とその上に生育した樹木を調査し、これをもとに流域全体の土砂流出速度 (Sediment Delivery Ratio : 以下、SDR と呼ぶ) を推定した。SDR の推定方法を図-5 に示した。これまで、SDR はおもに浮遊砂の流出量推定に用いられてきたが (Walling, 1983)、筆者らはこれを初めて堆積土砂に適用し

た(Marutani *et al.*,1999) (Kasai *et al.*,2001)。SDR の求め方は簡単で、生産された土砂に対してどれくらいの割合が流出するかという考え方である。浮遊砂の場合は、浮遊砂量を連続観測して、流入量と流出量の比率で求める。ここでは山地斜面からの生産土砂量と、生産された土砂が段丘して一時的に滞留した堆積（滞留土砂量）とを求ることにより、この流域からさらに下流への流出する土砂量を求めるものである。

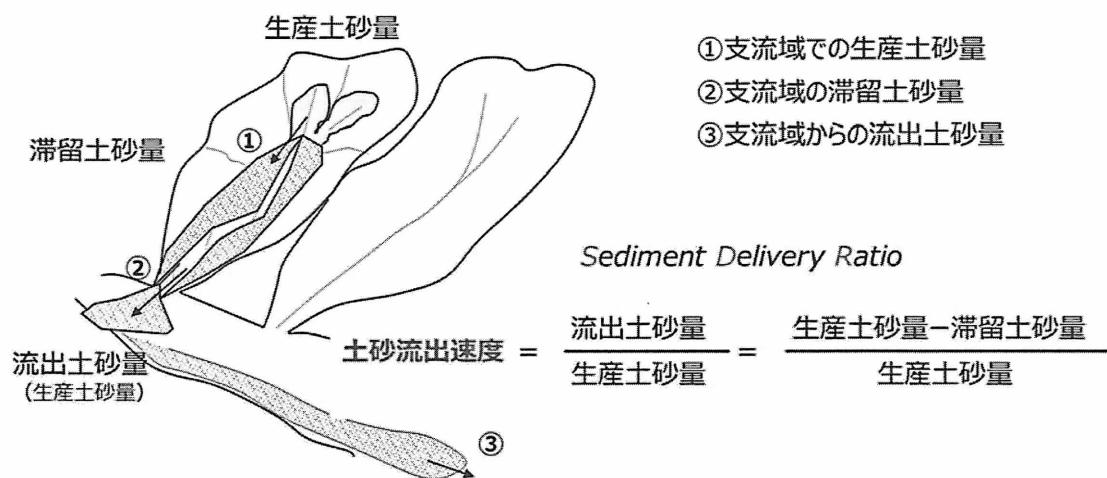


図-5 土砂流出速度(Sediment Delivery ratio) の解析方法

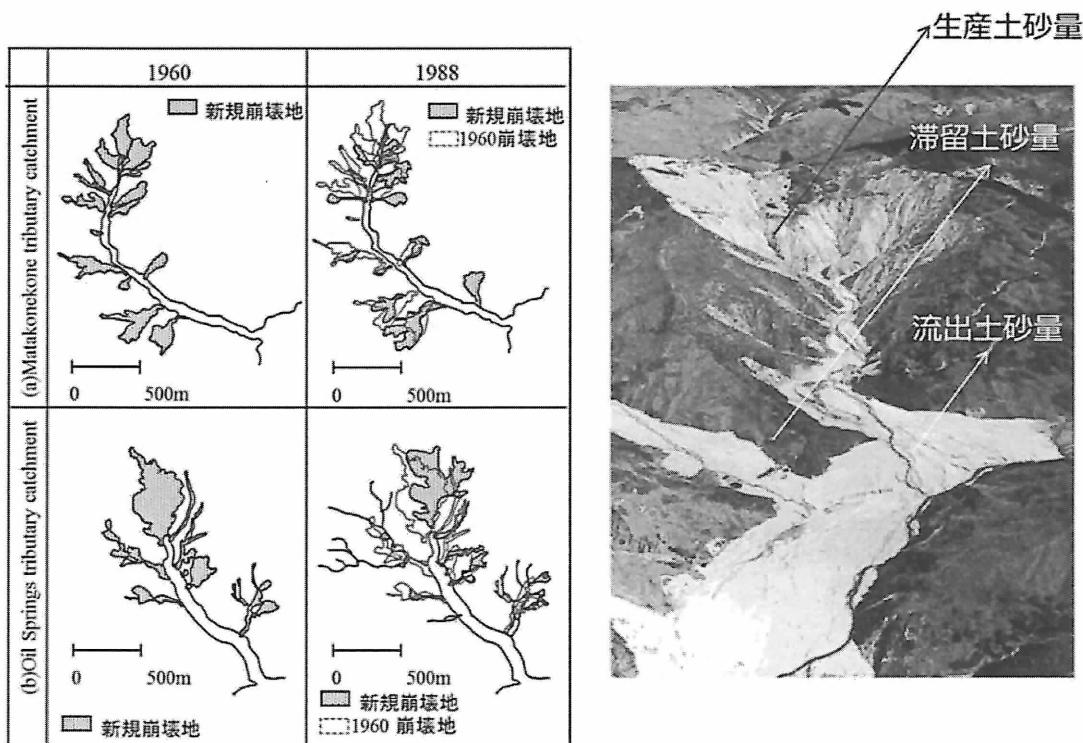


図-6 生産土砂量の計測

まず、生産土砂量を求めるために空中写真をから、Bausch & Lomb の実体鏡によって崩壊地面積を正確に測定した（当時は、GIS などまだ開発途上であり、レーザー測量もなかった）。また

現地で、崩壊地の崩壊深さをいくつか測定した（とてもすべては測定できないのでサンプリングした）。これらから求めた崩壊地の平均深さと流域内の全崩壊面積を掛け合わせ、当該年度の新規崩壊地すなわち生産土砂量とした（図-6）。図の右に示すように、ニュージーランドでは、山地斜面が森林でおおわれていないので、崩壊地や堆積土砂の範囲が明瞭に判別できる。ここでは2つの事例を挙げている。ひとつは、Matakonekone Catchment という流域で、もうひとつは Oil Springs Catchment という流域である。また、主に用いた空中写真は1960年と1988年に撮影されたもので、これらはサイクロンの直後すなわち崩壊発生直後の土砂生産を表現している。

次に、滞留土砂量を求めるために現地で段丘の地形測量と段丘上の植物を用いた段丘形成年代の推定を行った。滞留土砂量を求める理由は、流出土砂量は流れ去ってしまったために計測することができず、（生産土砂量－滞留土砂量＝流出土砂量）として求められるからである。滞留土砂量の計測は、図-7の現地写真に示すように、白い破線のように流れ(stream)に直行するように数十m間隔で横断測線を設けてレベル測量を行い、数十本の河床横断形を作成した。横断測線上では、段丘地形が、古いものから新しいものまで数段形成されており、それぞれの段丘面上に生育する植物の年齢を計測した。ここで用いた植物は、インディジナスの *Kanuka* と *Tutu* の樹齢である。結果として、段丘の形成年代は1948年、1960年、1988年のものがほとんどを占めていた（図-7、下）。

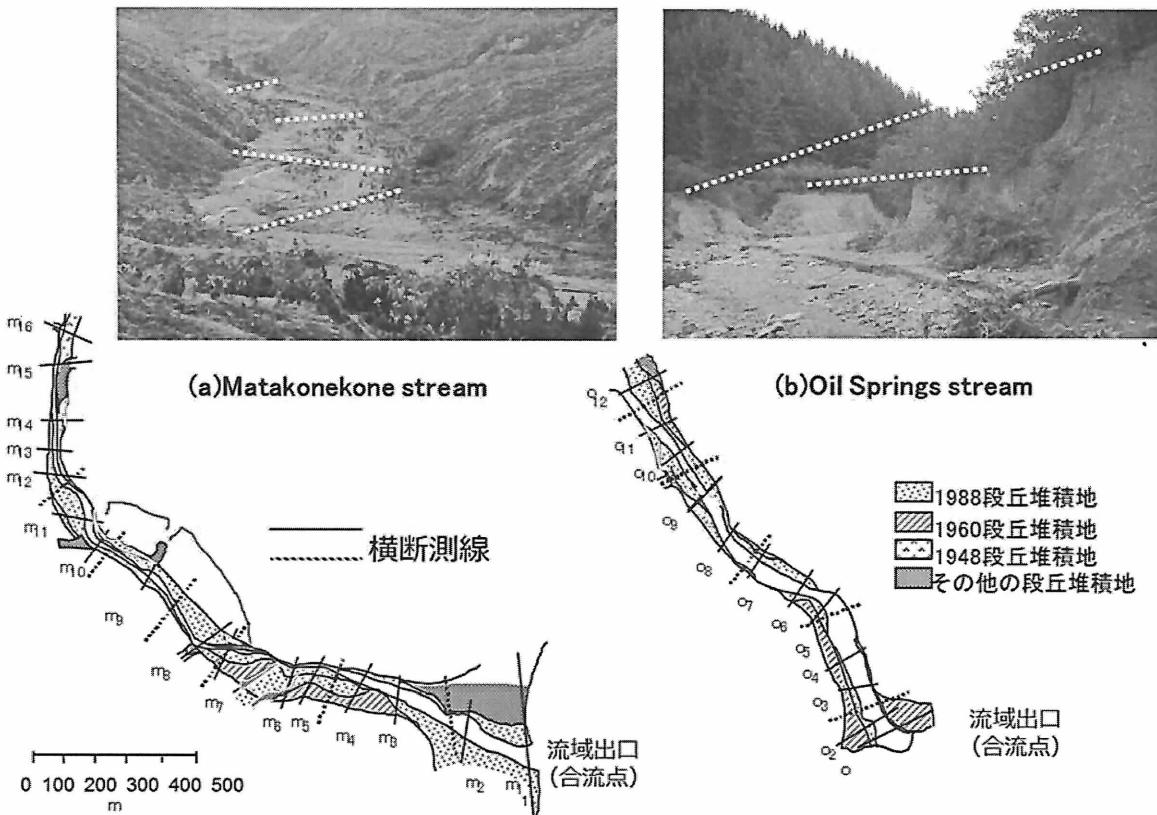


図-7 滞留土砂量の計測

図-8には、具体的な計測方法と段丘地形の形成過程の推定方法を示した。図-8の左側には、上に現地の段丘上の植物群落を示したが、現在の河床から上に、破線で示したように3段の段丘が形成されている。また、下の写真はこれらの段丘面に形成された植物（天然性同齡林）を伐採

し、その樹齢を判読している様子を示した。天然性同齡林分というのは、3. で説明したように、樹種と樹齢の揃った林分で、広い範囲で擾乱が起きた時に一斉に侵入した樹木群のことである。図-8 の右には、判読された樹齢情報に基づいて、段丘の形成年代を推定する方法を模式的に示した。(a) で河床いっぱいに堆積した土砂が、その直後から侵食され(b) に変化する。さらに、(c) その後に生産された土砂が堆積し、(d) 再び侵食されてより小さな段丘が形成される。それぞれの段丘面上に生育する同齡林の樹齢から、逆に段丘となる土砂が堆積した年代を推定する。結果として、同齡林の樹齢から、ここでは 1960 年と 1988 年の段丘が判別できる。

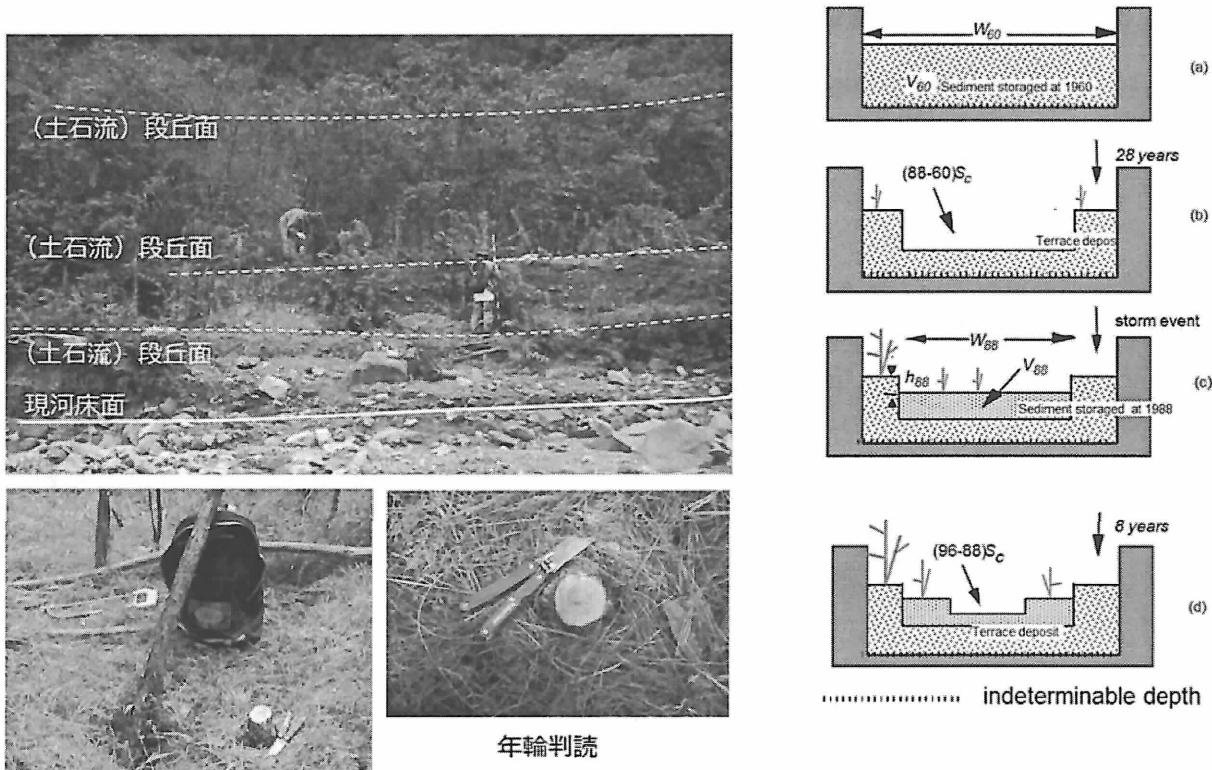


図-8 天然生同齡林を用いた段丘の形成年代の推定

このようにして求めた堆積年代と段丘が形成される前に堆積した土砂を横断面から計算し、また堆積後に段丘化するに要した年数を求めることにより、滞留土砂量が求められる。空中写真と現地調査から求めた生産土砂量と合わせて、 $SDR = (生産土砂量 - 滞留土砂量) / 生産土砂量$ を計算することにより、これらの 2 流域の SDR を求めることができる。この作業を、異なるスケールのいくつかの流域で行うことにより、流域面積ごとの SDR を求めることができる。これをグラフにあらわしたのが、図-9 の左図である。

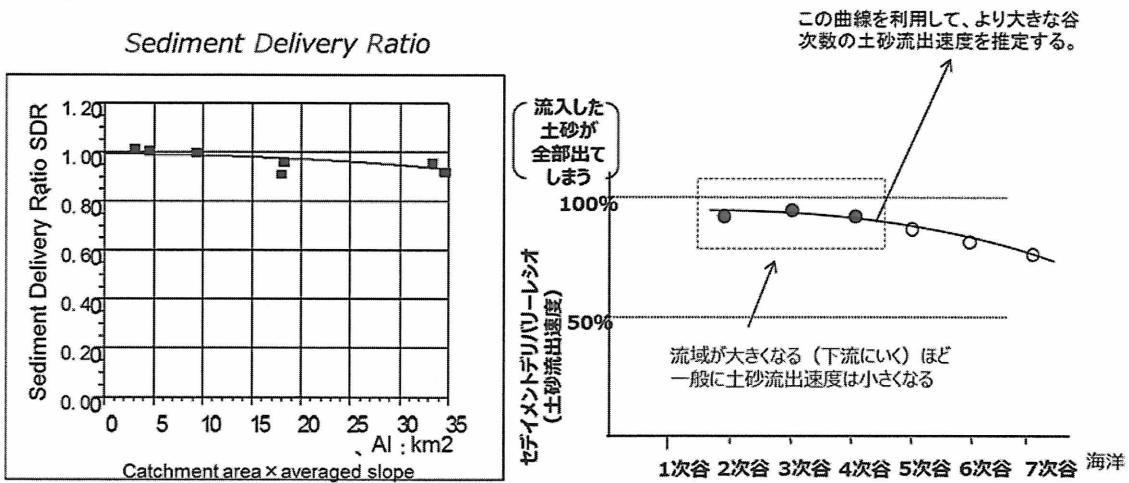


図-9 土砂流出速度の解析結果

流域面積が大きくなるほど、SDRは、緩やかなカーブを描いて減少している。SDRが1というのは、生産土砂量と流出土砂量が等しい、すなわち生産された土砂が、その流域をスルーしてすべて下流に流出してしまったことを示している。このグラフからわかるることは、面積の小さな(0~10km²)程度の流域ではほとんどすべての生産土砂がスルーしているが、面積が増加するにしたがって(=下流に行くにしたがって)、流域の河床に滞留する土砂量が増加しているということである。流域面積35km²程度では、10%が現在も滞留することになる。この方法によって、山頂から海までの全流域について仮に推定したとすると、図-9の右のように谷の次数に応じた滞留土砂量を求めることができる、そうすると、河床の上昇量がおおむね推測できるので、洪水対策などにおいて有効な情報となる。このように、過去の土砂移動の痕跡を植物に求めることにより、土砂流出速度を推定することができれば、その結果を全流域に外挿することにより、流域内滞留土砂量をあらかじめ知ることができる。

5. 人間活動が地表変動に及ぼす影響

5.1. 土地利用の変化に伴う地表侵食

生物圏と地水圏とは相互に作用しており、その接点では、地表の動きが植物などの生物現象に表れるだけでなく、逆に生物現象が地表の動きに作用することもある。生物現象のうちで最もドラスティックな影響は人間活動によってもたらされる。すなわち、人間による土地利用変化が生物現象を変化させ、それによって水文や地形にまで影響が及ぶ。



オーストラリア・東岸地域 ピクトン

森林造成に失敗した牧草地

→土壤孔隙破壊 →浸透能低下

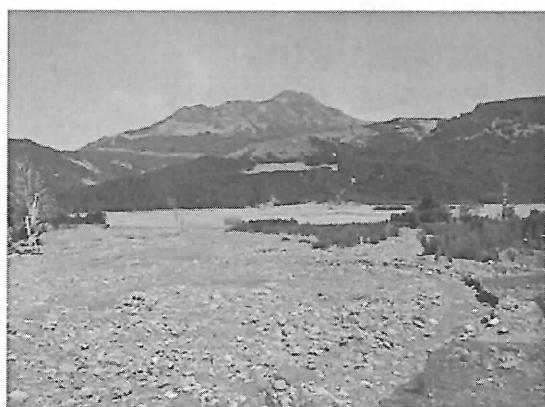
→ガリー侵食 →土砂生産

科学研究費補助金基盤研究（A）「台風による地表生態系の搅乱と流域リスクマネジメントに関する農林工学的研究（17208012）」

写真—4 オーストラリアピクトン地域のガリー侵食

写真—4 は、オーストラリア東海岸地域のピクトンに広がる放牧地である。この地域では、180年前にヨーロッパ人が入植して以来、牛や羊の放牧が行われてきた。放牧を長く続けると、多くの家畜の踏圧により、地表面の土壤中に存在する土壤孔隙が破壊される。土壤孔隙は、降雨を地下に浸透させるために一時的に水の貯留を行う機能があるので、これが破壊されると降雨の浸透能が低下し、地表流が発生しやすくなる。地表流は低地に集まり集中流となり、その結果、地表侵食が活発化する（写真—4 上左）。地表侵食が進むと、ガリー侵食と言って、流路が側方へ広がる速度より底部を削剥する速度が勝る状態に陥り（写真—4 上右）、侵食された多量の土砂が下流へと流出することになる。ガリー侵食がいったん発達し始めると、修復することはかなり困難である（写真—4 下）。

つぎに、写真—5 は、上でも取り上げたニュージーランド北島東海岸地域である。この地域は第三紀層の砂岩や頁岩からなる地盤で、隆起速度が著しく速い。そのために、海底で未固結なままの地質（Gray Wacke という）が陸域の地形を形成している。Gray Wacke からできた地表面は、土地利用変化に非常に敏感である。ここでも 170 年前のヨーロッパ人の入植により、インディジナスの森林地帯が皆伐され、牧草地が広がった。そのことが、Gray Wacke の脆弱性を加速させ、地表侵食や深層崩壊（ガリー侵食）を多発している（写真—5 上左）。1960 年代になり、再び植林をはじめたが、樹木は植えればすぐのもとの状態にもどるわけではなく、崩壊や浸食は現在も止まらない（写真—5 上右）。その結果、大量の土砂が河川に流入し、河床をどんどん押し上げている。現在では、本来の川底から 50m 以上まで埋積し、川幅は広いところでは 300m にも達する（写真—5 下）。これが、下流域の洪水氾濫の最大の原因となるが、ここまで河床に土砂が堆積すると、もはやどうしようもないのが実情である。



ニュージーランド北島
第三紀層の砂岩・頁岩・泥岩からなり、
隆起速度が著しく速い (=7mm/year)
→未固結な地層 (Gray Wacke)
→森林の伐採・植栽
→地表変動を加速

写真-5 ニュージーランドワイパオ川流域における土砂生産



中国黄河流域
→中国共産党の下放政策→黄土高原の農業開発
→森林伐採→少雨地帯での農業用水利用
→農地 (階段耕作地“耕して天に至る”) 造成
→侵食激化
→樹林造成 (果樹「退耕還林」) →根系による土壤破壊
→ガリー侵食→黄河の汚濁→海洋の埋積 (?)

写真-6 中国黄土高原の土砂生産と黄河の泥水

写真-6 は、中国黄土高原と黄河である。中流部に黄土高原の広がる黄河流域は、世界屈指の広

大な流域で、河川流量も膨大である。しかし、黄土高原 (Loess Plateau) は、降雨に対して非常に脆弱な黄土が 30m の厚さで堆積しているため、いったん侵食が始まると、黄河に沿って大量の土砂が下流域さらには渤海湾にまで流出する。黄土高原地帯は、中国共産党時代の下放政策により多くの農民が耕作に従事し、その農業開発によって森林が皆伐された。黄土高原は降雨が少ないので、天水を利用せざるを得ず、そのため階段耕作地を作つて、天水を高標高の畠から低標高の畠に送るシステムを作つた。しかし、このことが結局は階段畠の肩部を侵食し、それが広がりガリー侵食が激化した (写真-6 上)。その後、「退耕還林」政策により、森林 (果樹) を復元しようとしているが、いったん形成されたガリー侵食は元に戻すことはできない。そして、ガリー侵食により生産された大量の黄土は黄河に流入し、黄河は濁水の川となっている (写真-6 下)。

このように、土地利用の変化によって地表面の浸食が活発化し、生産された土砂が河川を埋積したり、濁水化させたりする事例は世界各国で発生している。このようなプロセスは非常に長い時間をかけて進むために、河川水や河川地形に問題が生じたときにはすでに修復できないことがほとんどである。人間活動が地表面の生物現象を変えずに行えるならば、このような事態にはならないが、農業や林業といった人間活動は生物現象を変えずに行うことは不可能である。農業や林業を続けるには、少しでも侵食現象を抑止する技術、あるいは侵食された土砂が河川に流入することを抑止する技術を開発することが必須となる。

5.2. 地表面の浸食を加速する要因（開拓の影響）

土砂災害の原因となる土砂の生産には、斜面崩壊、地すべり、落石、土石流など様々地表変動がもとになっているが、これらの多くは地表面の浸透能の低下による浸食現象がもとになっていることが多い。とくに、人間活動が引き起こす土砂災害で最も多いのが地表浸食である。写真-6 は、上にも事例を示したオーストラリア東海岸地域のピクトンである。3枚の写真はいずれも 180 年前からの入植による牧草地である。牧草地には、多数のガリー浸食が発生している。これらのガリー浸食は、雨裂 (rill) 浸食から始まり、地隙 (gully) 浸食へと発達する。このようになると、埋め戻しても同じところが浸食を受け復旧困難となる。やがて、放牧地は放棄せざるを得なくなり、住宅や周囲のインフラも破壊されることになる。

北海道には、ニュージーランド、オーストラリア、アメリカ西海岸などとほぼ同じ時期 (1870 年代～1900 年代) に開拓民が移住してきた。これらのいずれにおいても、開拓民が最初に行う土地利用は、森林を伐採して放牧地にすることである。とくに、肉食文化・乳食文化でもあるニュージーランドやオーストラリアでは、牛と羊の放牧が最初に行う土地利用である。放牧地が完成すると、次に畑地の造成や人工林の再植林、さらに北海道の場合はイネの品種改良が普及するにつれた水田造成が広がつていった。しかし、写真-7 に見られるように、土地の荒廃をもたらす人間活動は、最初に行われる放牧地の造成である。



写真-7 放牧地の侵食

図-10 は、筆者の研究成果ではないが、一般的に理解されている放牧地の地表浸食プロセスを表したものである。森林が地表面を覆っている間は、落枝落葉や豊富な森林生物の市街など有機物が地表面から地表近くの土層に混ざりこみ、これらが微生物により分解されることにより、表層土壤の中に無数の孔隙が形成される（図-10 上）。降雨や降雪が地下に浸透するには、地表面近傍にこれらの孔隙が分布することが必要である。地表近くの孔隙に吸引され一時的に貯留されたのち、重力の作用で地下に受け渡されることが必要である。したがって、地表近くの孔隙は毛管現象による吸水と重力による排水が両方行えることが必要で、毛管水と重力水お境目である0.3mm程度の大きさの孔隙が最適といわれている。

一方、放牧地を生活の場とする牛はホルスタイン成牛で600kg程度あるといわれており、軽自動車1台分の重さである。この600kgの軽自動車相当の牛が、何十年も縦横無尽に歩き回ることにより、地表近くの孔隙が破壊されることになる（図-10 下）。よく、牧場では晴れた日にも水たまりが見られるが、あれは孔隙がつぶれて粘土化した表層のため表流水は浸透できないためである。地表面の有機物層がなくなり、表面流が浸透しなくなると、表面流はわずかな傾斜を利用して一か所に集中し、集中流を形成する。集中流は、浸食力（＝掃流力）がより大きく、地表面を削剥していく。これがガリー浸食の発生プロセスである。

表面流の発生

- リルエロージョン（雨裂）の発生
- ガリー侵食（地隙）へと発達
- バッドランド（悪地）形成
- 復旧困難
- 放牧地放棄、宅地・インフラの破壊
- 流量増加→河床低下

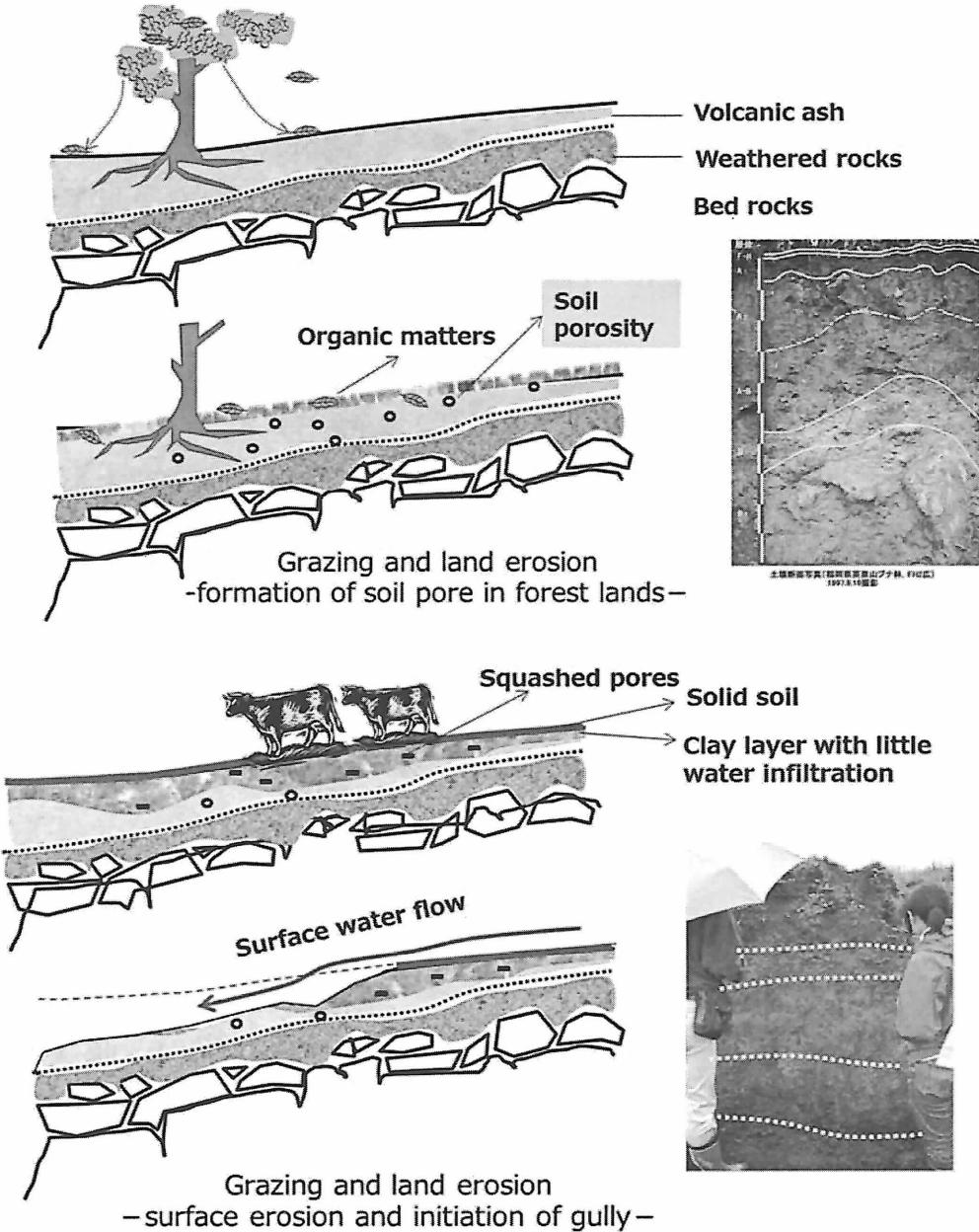


図-10 地表面の土壤浸透能の変化

6. 土砂災害に及ぼす生物圏と地水圏の相互作用

筆者の専門分野である砂防学は、土砂災害を取り扱っているにもかかわらず、農学分野として括られている。その理由は、これまで述べてきたように、土砂災害が根本的には生物圏と地水圏との相互作用によって関わるからである。地表面の動き（地表変動）は、植物に強い影響を及ぼして、植物群落に変動の痕跡を留める。筆者は、これをを利用して、洪水氾濫や土砂流出などの過去の地表変動プロセスを推測した。一方で、植物の変化、特に人間による変化（土地利用変化）は、逆に、地表浸食やガリー浸食などの地表変動に大きな影響を及ぼしている。そして、この影響は長い時間をかけて大規模に起きたために、気づいたときにはもう修復できない変化となっていることが多い。このように、土砂災害というのは地表変動の一環であるため、そこに作用する生物圏と地水圏との相互作用に大きな影響を受けている。

最近、筆者らの最新の研究成果によれば、日本では火山山麓のみならずほとんどの山地斜面に火山噴出物が厚く堆積しており、そこに樹木が侵入して森林を作ると、その根系が相互につながり、コンクリートの鉄筋の役割を果たして、斜面表層の火山噴出物を板状体に似た構造に変えることが示唆されている。これまで森林は、斜面崩壊を防ぐ役割があると、なんら実証データなしに信じられてきたが、場所によっては森林が繁茂することによって斜面の安定性を崩すことにもなっていることが分かってきた。森林などの生物集団が人間生活を自然災害から守るといった誤解もここから生まれている。生物は、人間社会を守るために存在するのではなく、生物自らのために生存しているのである。

問題は、これら生物集団の住む生物圏と水や土地からなる地水圏との相互作用が、どのように地表変動に働きかけているかを、先入観なしに真摯に観察することである。そうすることによって、土砂災害を軽減するには、生物圏とどのように付き合い、どのように利用するのが最適かを解明する必要がある。これは技術的にみれば、人間活動による土地利用を生産サイドからの利用価値で見るのではなく、保全サイドからの利用価値で見ていくことが重要なことを意味している (Marutani *et al.*, 2008)。本論を通して、土砂災害が、地表変動が生物圏と地水圏の接点で起きる地表面の変動であることを理解していただければ幸いである。

引用文献

- 新谷 融(1972)、渓床土石の移動過程調査の方法、*砂防学会誌*、24-4、pp.6-13
- Araya T.(1986), A method to investigate basin characteristics on debris movement by using indicators of plants and riverbed topography in the torrential rivers of Hokkaido, Japan, *砂防学会誌*, 39-2, pp.5-14
- 東 三郎(1968)、山腹崩壊の前兆と異常年輪、*北海道林業試験場研究報告*、6、pp.19-39
- 東 三郎・藤原滉一郎・村井延男・葛西公尚(1965)、地すべり地における針葉樹あての形成、*新砂防*、57、pp.1-8
- 東 三郎・藤原滉一郎・新谷 融・村井延男(1971)、樹木年代学からみた地すべり地の推移、*北海道大学農学部演習林報告*、28-2、pp.339-420
- Kasai M., Marutani T., Reid L.M. and Trustrum N.A.(2001) Estimation of temporally averaged sediment delivery ratio using aggradational terraces in headwater catchments of the Waipaoa River, North Island, New Zealand. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, pp.1 – 16
- Kasai M., Marutani T. and Brierley G.J.(2004a) Patterns of sediment slug translation and dispersion following typhoon-induced disturbance, Oyabu Creek, Kyushu, Japan. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29(1), pp.59-76
- Kasai M., Marutani T. and Brierley G.J. (2004b) Channel bed adjustments following major aggradation in a steep headwater setting: findings from Oyabu Creek, Kyushu, Japan, *Geomorphology*, 62, pp.199-215
- 真鍋大覚・川勝紀美子(1968)、屋久杉の年輪から解析された古代気象の永年変化と大風の変遷、*九州大学演習林集報*、22、pp.127-167

- Marutani T., Kikuchi S., Yanai S. and Kouchi K.(2008) The Light and Dark of Sabo-dammed stream in steepland settings in Japan, Chapter 12, *in River Future*, pp.220-236, Island Press, Washington
- Marutani T., Kasai M., Reid L.M. and Trustrum N.A.(1999) Influence of storm-related sediment storage on the sediment delivery from tributary catchments in the upper Waipaoa River, New Zealand. *Earth Surface Processes and Landforms*, 24, pp.881 – 896
- 沼田 真(1958)、生態学の立場、古今書院
- Sigafoos R.S.(1964) Botanical evidence of floods and flood-plain deposition, *U.S.G.S. Professional paper.* 485-A, pp.1-35
- Sigafoos R.S. and Hendricks E.L. (1961) Botanical evidence of the modern history of Nisqually Glacier Washington, *U.S.G.S. Professional paper.*, 387-A, pp.1-20
- Sass O. (2010) Spatial and temporal patterns of talus activity – a lichenometric approach in the Stubai Alps, Austria. *Geografiska Annaler* 92 A(3), pp.375-391.
- 竹内 亨(1936)、植物利用環境測定法、養賢堂
- Walling D.E.(1983) The sediment delivery problem, *Journal of Hydrology*, 69, pp.209-237
- Winchester V. and Chaujar RK. (2002) Lichenometric dating of slope movements, Nant Francon, North Wales. *Geomorphology* 47, pp.61-74

