宇宙線生成核種を用いた
岩盤の風化と土層の生成に関する速度論
—手法の原理, 適用法, 研究の現状と課題—

松 四 雄 騎*

Quantification of Long-term Rates of Bedrock Weathering and Soil Production
Using Terrestrial Cosmogenic Nuclides:
Principles, Methodology, Current Research Status, and Perspectives

Yuki MATSUSHI*

[Received 5 June, 2016; Accepted 24 June, 2017]

Abstract

This paper reviews the methodology and applications of terrestrial cosmogenic nuclides as a tool for quantifying rates of geomorphic processes. The review starts from systematics in the production of cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al in quartz, and ^{36}Cl in calcite, and then describes the basic modeling of the accumulation of those nuclides under varying denudation rates. Procedures for sample preparation and nuclide measurement using accelerator mass spectrometry are also summarized. Recent research reveals denudation rates of bare rock surfaces for both silicates and carbonates, as well as soil production rates from saprolite beneath the soil layer on hillslopes. The empirical formulation of soil production rates as a function of soil thickness enables us to test hypothetical transport laws of soil particles through a combined analysis with topographic parameters of hillslopes. Chemical processes contributing to soil production and denudation have been quantified with a coupled approach using cosmogenic nuclide analysis and geochemical mass balance method. However, linkages across climate conditions, element leaching, and denudation rates are still debated because of timescale discrepancies between soil and saprolite formation. Climate seems to affect soil production indirectly by reducing the mechanical strength of saprolite resulting from chemical weathering of bedrock. A theoretical framework is presented for modeling saprolite weakening and denudation, which connects bedrock weathering, erodibility of uppermost saprolite, soil production and transport with steady-state topography of hill-noses.

Key words : denudation rate, soil production function, soil creep, chemical weathering, saprolite, bedrock strength

キーワード : 削剥速度, 土層生成速関数, ソイルクリープ, 化学風化, サプロライト, 岩盤強度

* 京都大学防災研究所

* Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, Uji, 611-0011, Japan

I. はじめに

地球表層をつくる岩盤の化学的・物理的性質は風化によって変化し、また、削剥によってその風化生成物が除去されることで、地形が変化する。風化生成物は地表近傍生態系の生存基盤をつくりだし、地形は気象と水循環、水と土砂の移動に伴う災害といった地球表層の諸現象に関わる基本的な環境条件を規定する。地形変化の準備過程である風化の進行速度や、長期的な地形の削剥速度を定量的に知ることは、地球表層の物質循環や地形の成立過程を理解し、それに基づいて将来の環境変遷や地形災害を予測するうえで重要である。しかし、一般的に、長期的な岩盤の風化速度や地形の削剥速度を知ることは難しい。普通は、それらが風化や削剥を受けた時間や初期条件が不明であり、現在みられる岩盤や地形の風化程度あるいは地形量からの推測が困難なためである。

地表面近傍の造岩鉱物中の宇宙線生成核種を用いれば、長期的な地形の削剥速度や岩盤の風化速度を定量的に把握することが可能になる。この方法では削剥地形を構成する岩石そのものが分析の対象となるため、年代測定や削剥速度決定のために特別な試料を必要としない。適用においては、岩石からの目的鉱物の抽出と加速器を用いた質量分析、そして得られる核種濃度のデータを解釈するためのモデリングが必須となるが、それらは本稿で述べるように、1990年代以降めざましい発展を遂げ、基礎的な部分はすでに確立している。近年では、宇宙線生成核種の分析は、山地の斜面を構成する岩盤の長期的な風化・削剥を定量的にとり扱う際の常套的な手段となった。

本稿では造岩鉱物中の宇宙線生成核種を用いた岩石の風化・削剥の速度論について、手法の原理や適用手順を解説するとともに、研究の現状と未解決の課題、そして今後の展望について述べる。まず鉱物結晶格子中での宇宙線生成核種核種の蓄積に関する一般的モデルを示し、地球表層プロセスに関する時間あるいは速度の情報を核種濃度から獲得できる原理を説明する。次に実際に加速器質量分析によって宇宙線生成核種データを取得す

るための試料処理方法および分析方法を概説する。そして、これまでに、この手法を適用して得られている岩石の風化・削剥の速度や、それを制御している要因と関連する現象の過程についての研究をレビューする。ここでは、とくに、土層に覆われた山地斜面における風化・削剥過程に焦点をあて、土層の生成と輸送に関するモデリング、化学風化過程の定量化にまつわる成果と問題点、土層の下に存在するサプロライトに着目して構築された岩盤の風化と物性変化および削剥の過程を連結した新しいモデルについて解説する。

II. 宇宙線生成核種による削剥速度の決定原理と適用法

1) 宇宙線の照射と核種の生成

地球には $10^4 \sim 10^{20}$ eV の範囲におよぶ広いエネルギー分布をもつ宇宙線粒子がつねに飛来している。その組成の9割は陽子で占められており、残りの1割はほぼ He の原子核で、より重い原子核がわずかに含まれる (Simpson, 1983)。この一次宇宙線には、相対的にエネルギーの小さい太陽由来のもの (太陽宇宙線: 最大フラックスとなるエネルギーはおおよそ 10^8 eV) と、等方的でエネルギーの大きい銀河系内に起源をもつもの (銀河宇宙線: エネルギースペクトルのピークは $10^8 \sim 10^9$ eV 付近) があり、そのフラックスは高エネルギーになるにしたがってべき関数で減衰する (Gaisser, 1990)。

十分に高いエネルギーの一次宇宙線が地球大気に突入すると、大気中の窒素や酸素、あるいはアルゴンなどの原子核との衝突を起点とする連鎖的な相互作用 (空気シャワー) が発生し、多数の二次的粒子群をつくりだす (Gosse and Phillips, 2001)。生成する二次宇宙線は、電子、陽電子、 γ 線、パイオン、ミューオン、中性子、陽子、ニュートリノなどから構成され、海水準高度ではミューオンおよび中性子が卓越する。大気原子核由来の宇宙線生成核種には、熱中性子の捕獲によるもの (例えば $^{14}\text{N}(n, p)^{14}\text{C}$ 反応) もあるが、標的核子あたり > 3 MeV のエネルギーをもつ粒子の衝突による核破砕も、多くの核種をつくりだし

ている（例えば $^{16}\text{O}(\text{n}, 4\text{p}3\text{n})^{10}\text{Be}$ 反応）。これらの大気生成（meteoric あるいは atmospheric）核種は、大気や海洋の循環にとり込まれて地球表層の環境中に拡散し、やがて降下して堆積物や氷といった種々の地質学的アーカイブ中に蓄積する。

一方、地表にまで到達した二次宇宙線と地表物質との相互作用によっても、鉱物中に種々の宇宙線生成核種が生成する（Gosse and Phillips, 2001）。これが地上生成（terrestrial）核種であり、代表的なものとして ^{10}Be , ^{14}C , ^{26}Al , ^{36}Cl の4つの放射性核種と、 ^3He , ^{21}Ne の2つの安定同位体がある。これらの地上生成核種は、造岩鉱物の結晶格子中に蓄積し、その結晶構造が風化等の作用によって破壊されない限り、その内部に保持される。地形学的な応用の視点からみてとくに重要なのは、石英中で酸素とケイ素をそれぞれ主たる標的要素として生成する ^{10}Be （半減期： $T_{1/2} = 1.387 \times 10^6 \text{ yr}$: Chmeleff *et al.*, 2010; Korschinek *et al.*, 2010）と ^{26}Al （ $T_{1/2} = 0.717 \times 10^6 \text{ yr}$: Granger, 2006）、および方解石中で ^{40}Ca および ^{35}Cl から生成する ^{36}Cl （ $T_{1/2} = 0.301 \times 10^6 \text{ yr}$: Phillips, 2000）である。これらの鉱物は化学組成や結晶構造が単純（ SiO_2 および CaCO_3 ）で標的要素に富むため、核種の生成率が高く、またその見積もりが可能であるという特長がある。また、これらはケイ酸塩岩あるいは炭酸塩岩からなる地域において、普遍的に存在するため、試料採取が容易である。さらにおおの安定同位体である ^9Be , ^{27}Al , $^{35/37}\text{Cl}$ の含有量が少なく、同位体比の測定精度の確保が容易で、大気生成の ^{10}Be あるいは ^{36}Cl や、分析の妨げとなる同重体を、適切な化学処理によってとり除くことができる。

これらの核種を地形の削剥過程の定量化に応用できる原理として、地表近傍でのみ生成すること、適度な長さの半減期をもつ放射性核種であることの2つが重要である。それらの平均寿命は、プレートテクトニクスに伴う地質学的過程によって岩石そのものが生成し、地表に露出して地形を構成する一般的な時間スケール（ $> 10^7 \text{ yr}$ ）よりもずっと短い。また、外的営力が活発に働く環境下において宇宙線照射の影響を強く受ける厚

み（1–2 m）の地表構成物質が削剥されるのに要する時間スケール（ $10^3\text{--}10^6 \text{ yr}$ ）よりも長いと同程度である。そして削剥された物質がその給源（source）から堆積場（sink）へと移動する時間スケール（ $< 10^4 \text{ yr}$ ）よりもずっと長い。すなわち、削剥に伴って岩体が地下深部から露出してくる場合、初期的に造岩鉱物中にはこれらの核種は存在せず、地表付近に存在する、削剥されたあるいは削剥されんとしている鉱物中のみ、宇宙線生成核種が蓄積している。

このとき、宇宙線生成核種の濃度は、地形構成材料の宇宙線への曝露時間、すなわち、宇宙線の貫入する深さ程度の地表近傍における鉱物の滞留時間を反映し、これは地表面の平均削剥速度の逆数に相当する。こうした対応関係は、あたかも「風吹くなか、重ね紙に薄墨を塗るが如し」である。墨を塗り重ねるほど黒色も濃くなるが、その最中、紙が一枚また一枚と吹き飛ばされてゆけば、一向に黒く塗りつぶすことはできない。表紙は淡い灰色のままであり、その色の度合いが白に近いから黒に近いかで、風が紙を運び去る速度を推し量ることができる。これが、地表近傍鉱物中の宇宙線生成核種を、地形の削剥速度の決定に応用できる原理である。

2) 核種濃度の時間変化と削剥速度依存に関するモデリング

次に、地表近傍での宇宙線生成核種の生成率の深度分布と、核種濃度の時間変化や削剥速度に対する依存性について、現在一般的に用いられているモデルを概観することで、もう少し数量的に論じてみることにしよう。

まず水平な地表面における宇宙線生成核種の生成率（分析対象鉱物における単位重量あたりの年間生成原子数）は、宇宙線フラックスの減衰を決定づける緯度（地磁気の水平成分強度）と標高（大気の実質的厚み）に依存する（Dunai, 2010）。地球表面の任意地点における核種生成率は、海水準（標高 0 m）・高緯度（ $> 60^\circ\text{N/S}$ ）における基準値（ P_{SLHL} ）に、中性子とミューオンについてそれぞれ緯度帯ごとに設定された係数を用いた大気圧の関数としてのスケーリングファクターを乗

じること求められる (Stone, 2000)。

地表面下における核種の生成率は、地形構成物質の密度に依存して深部方向へと指数関数的に減少するが、その程度は、中性子およびミューオンのフラックスの物質中での減衰率によって決まる。核種の生成に関わる異なる原子核反応の寄与率や生成に関わる粒子の減衰長（物質中での運動における平均自由行程）は、今日おむねわかっている (Stone *et al.*, 1996, 1998; Gosse and Phillips, 2001; Heisinger *et al.*, 2002; Braucher *et al.*, 2003)。よって、対象とする場所の位置情報（緯度と標高）に基づいて、まず地表面での核種生成率を見積もり、ついで深度方向の生成率の変化についても算出することができる。こうして計算される宇宙線生成核種の生成率の確からしさは、退水や溶岩噴出などに関連して形成された年代が既知の地形を対象に露出後の削剥が無視できる岩盤から採取された試料や、南極等の核種生成

率が大きく削剥速度が小さいために放射平衡に近い状態となっている試料の宇宙線生成核種濃度に基づいて全球的にキャリブレーションされている (例えば, Nishiizumi *et al.*, 1989; Phillips *et al.*, 1996; Stone, 2000; Phillips *et al.*, 2016)。

図 1 は、石英中での ^{10}Be と ^{26}Al 、および方解石中での ^{36}Cl の生成について、緯度 35°N 、標高 500 m における核種生成率の深度分布を例示したものである。複数種の原子核反応が核種の生成に寄与する場合、生成率の深度分布は、それぞれの生成過程に関わる宇宙線の減衰長と寄与率をパラメータとする指数関数ないし多項関数の合計として表わされる。

石英中での ^{10}Be と ^{26}Al の生成は、 ^{16}O および ^{28}Si の (1) 中性子による核破砕反応（主として $^{16}\text{O}(n, 4p3n)^{10}\text{Be}$ あるいは $^{28}\text{Si}(n, p2n)^{26}\text{Al}$ ）、(2) 負電荷ミューオン捕獲（主として $^{16}\text{O}(\mu^-, \alpha p n)^{10}\text{Be}$ あるいは $^{28}\text{Si}(\mu^-, 2n)^{26}\text{Al}$ ）、そして

図 1 石英 (SiO_2) 中の ^{10}Be と ^{26}Al 、および方解石 (CaCO_3) 中の ^{36}Cl の生成率の深度分布の計算例。位置および地形条件は緯度 35°N 、標高 500 m とし、開放平坦面（地表面傾斜角は 0° 、天空立体角は 2π ）としている。地表面下の物質の密度は 2.6 g cm^{-3} とし、方解石中には 20 ppm の塩素を含むものとして計算した。

Fig. 1 Depth profiles of production rates of cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al in quartz (SiO_2), and ^{36}Cl in calcite (CaCO_3). Location and topography are set at latitude 35°N and altitude 500 m above sea level, and flat open land surface (i.e., 0° at local slope with 2π azimuth angle). The values are calculated using 2.6 g cm^{-3} for underground material density and 20 ppm for chlorine content in calcite.

(3) 高エネルギーミューオン相互作用の3つによる (Gosse and Phillips, 2001)。地表面のごく近傍では、核種の生成反応として中性子による核破砕が卓越するので、ミューオンの寄与はごく小さい (< 2%) が、ある程度の深度 (~200 g cm⁻² : 地形構成物質の密度が 2.6 g cm⁻³ なら約 1 m) でミューオンによる核種生成の効果が有意に現れはじめ、深さ > 1000 g cm⁻² (おおむね 3 m 以深) では、ミューオンの寄与が卓越する (図 1A, B)。

方解石中での ³⁶Cl の生成については、やや複雑で、⁴⁰Ca の (1) 中性子による核破砕反応や (2) 負電荷ミューオン捕獲のほか、³⁵Cl の熱中性子捕獲によっても生成し、その中性子の起源として (3) 核破砕反応由来、(4) 低エネルギーミューオン捕獲反応由来、(5) 高エネルギーミューオン相互作用由来と、合計 5 つの生成過程をもつ (図 1C) (Stone *et al.*, 1996, 1998)。一般に方解石の結晶格子中には 100 ppm 以下程度であるが、³⁵Cl 原子核や B, Sm, Gd といったその他の中性子吸収核が含まれており、⁴⁰Ca に比べればごく微量ではあるものの、それらの標的としての中性子反応断面積の大きさゆえ、核種生成率に影響を及ぼすことになる。鉱物中の U や Th も中性子発生源となるが、それらを特異的に多く含む鉱床等でない限り、地表近傍の宇宙線由来の中性子が卓越する環境では、その寄与はほぼ無視できる。

いずれにせよ、図 1 に示すように、核種生成率が深さの関数として与えられることが、削剥速度算出の前提となる。いま、単純化のため、核種生成率がある単一指数関数で表現できるものとする、削剥を受けている地表面近傍の任意時点での深度 x (m) における核種濃度 C (atoms g⁻¹) の時間変化は、以下の微分方程式でモデル化できる (Lal, 1991)。

$$\frac{\partial C}{\partial t} = P_0 \cdot e^{-\frac{\rho x}{\Lambda}} - C\lambda + \frac{D}{\rho} \cdot \frac{\partial C}{\partial x} \quad (1)$$

ここで、 t は時間 (yr)、 P_0 は地表における核種生成率 (atoms g⁻¹ yr⁻¹)、 ρ は地形構成物質の密度 (g m⁻³)、 Λ は宇宙線の平均減衰長 (g m⁻²)、

D は地表面の削剥速度 (g m⁻² yr⁻¹)、 λ は核種の壊変定数 (yr⁻¹) である。右辺第一項は、宇宙線照射に伴う核種の生成、第二項は放射壊変による核種の損失、第三項は削剥作用による核種の損失を表す。核種生成率の深度分布は、実際には図 1 に示すように鉱物と核種のペアごとにもっと複雑であり、式 (1) のように単純化しない場合は、核種生成の項が複数の指数関数ないし多項式関数の足し合わせでモデリングされ、その微分方程式は数値的に解かれることになる。いまは、解析的に方程式を解いてその帰結を理解するために、単純化した形で論を進めよう。

初期条件を $C|_{t=0} = 0$ 、境界条件を $C|_{x=\infty} = 0$ と与え、削剥速度などのパラメータが時間変化しないとすると、式 (1) は解析的に

$$C = \frac{P_0}{D/\Lambda + \lambda} \cdot e^{-\frac{\rho x}{\Lambda}} \cdot \left[1 - e^{-\left(\lambda + \frac{D}{\Lambda}\right)t} \right] \quad (2)$$

と解ける。これが、定常的な侵食を受けている地表面下における、核種濃度の深度分布を表す解である。図 2 は、式 (2) で表現されるような、削剥速度をパラメータとする核種濃度の時間変化の様子を、¹⁰Be について、ある緯度・高度条件下で実際に計算した例である。図 2 から、地表面の削剥がない場合でも、核種濃度は 10⁶ 年以上が経過すれば放射平衡に達するが、地表面の削剥がある場合、その速度が大きければ大きいほど、核種濃度はより短い時間スケールかつより小さな核種量で動的平衡に達することがわかる。時間 t および削剥速度 D 以外のすべてのパラメータは、計算あるいは計測可能な値であるか、既知の定数であるため、これら 2 つの未知数が核種濃度を決定しているものとみなして、データ解析を行うことになる。

式 (2) において、地表面 ($x = 0$) を条件として、削剥が無視できる場合 ($D = 0$) を考えると、

$$C|_{x=0, D=0} = \frac{P_0}{\lambda} \cdot (1 - e^{-\lambda t}) \quad (3)$$

となり、核種濃度が、時間の関数として表現される。式 (3) を t について解けば、

図2 露出時間および削剥速度の関数としての地表における石英中の ^{10}Be 濃度. ここでは単純化のために中性子核破砕による核種生成のみを考えて本文の式(2)を用い、図中に示されたパラメータ値で計算している.

Fig. 2 Cosmogenic ^{10}Be concentrations as a function of exposure duration and denudation rates. For simplification, the curves are calculated only for nuclide accumulation through neutron spallation based on equation (2) in the text, with parameter values indicated in the figure.

$$t = -\frac{1}{\lambda} \cdot \ln \left(1 - \frac{C\lambda}{P_0} \right) \quad (4)$$

を得る。式(4)より、短い時間スケールで地形が形成あるいは地表面が露出し、その後の削剥が無視できるような条件において核種濃度 C を定量すれば、鉱物の宇宙線への曝露期間、すなわち地表面の露出年代を得られることがわかる。適用の例としては、退水に伴う岩盤の露出、大規模なマスマーブメントによる土砂の堆積、隕石衝突孔の形成などの年代測定があげられる。実際には、露出後の削剥が完全がないという状況はあり得ないものの、分析した鉱物が宇宙線の影響を受けるようになってから、少なくともこれ以上の時間が経過していなければ、いま観測された核種濃度には達し得ないわけであるから、式(4)より算出される時間情報は、通常、最小露出年代とみなされる。

一方、式(2)において、地表面($x = 0$)を条件として、十分に長い時間が経過したとき($t \rightarrow \infty$ の極限)を考えると、

$$\lim_{t \rightarrow \infty} C|_{x=0} = \frac{P_0}{D/\Lambda + \lambda} \quad (5)$$

となり、地表における核種濃度は、継続的な生成による蓄積と、物質の除去による損失とのバランスによって、式(5)で表される値へと漸近することになる。式(5)を D について解けば、

$$D = \Lambda \cdot \left(\frac{P_0}{C} - \lambda \right) \quad (6)$$

を得る。式(6)より、継続的な削剥によって、地表面の核種濃度が十分に動的平衡に達しているような場所から試料を採取して分析を行えば、宇宙線照射の影響を受ける厚みの地形構成物質の更新速度、すなわち地形の削剥速度が得られることがわかる。削剥速度がもっと小さいとするならば、いま観測されたよりも大きな核種濃度が蓄積していなければならないのであるから、式(6)より算出される速度情報は、通常、最大削剥速度とみなされる。なお、原位置から侵食され、運搬・堆積の過程でよく混合された土砂のなかに含まれる宇宙線生成核種を分析した場合は、それを供給した流域の空間平均的な削剥速度を得ることができる(Granger *et al.*, 1996)。

これらの最小露出年代や最大削剥速度は、計算の前提が真であると仮定した場合に正しいとみなせるモデル値であって、必ずしも現実の地形形成年代や削剥速度の真値を得られるとは限らないことに注意が必要である。例えば、まったく削剥されていないようにみえる岩盤の表面であっても、露出時間が長ければ、表面の鉱物の溶解や元素溶脱など、小さな速度をもつ削剥作用でも影響をおよぼし、露出年代値はみかけ上小さくなる。また、削剥速度を算出しようとする場合も、削剥の過程が連続的でなく、岩片が剥離したり岩塊が崩落したりするなど、地形構成材料が一定以上の厚みをもって断続的に除去されるような状況下では、試料を採取するタイミングに依存して、削剥速度の

過小評価や過大評価がおこる。

宇宙線生成核種より得られる削剥速度値が平均化しているおおまかな時間スケールは Λ/D ，すなわち宇宙線の有効貫入深度に相当する厚みの地形構成物質が更新されるのに要する期間である。宇宙線生成核種の濃度は、それよりずっと短い時間スケールでの、人為インパクトや自然イベントによるパルス的な削剥速度の増大などには鈍感であるし (Von Blanckenburg, 2006)，現在からみてその時間スケールよりも以前に遡って削剥速度を復元しようとする場合には、大深度の試料を分析して核種濃度の深度プロファイルにモデルカーブをあてはめて推定するか (例えば, Kim and

Englert, 2004)，過去に削剥されて低地や段丘などに保存されている堆積物を分析する必要がある (例えば, Schaller *et al.*, 2002)。宇宙線生成核種を援用した地形の年代論や地形変化の速度論においては、こうした不確かさや限界があることが理解され、サンプリング方法の工夫やデータ解釈の妥当性判断が行われるべきである。

図 3 に、式 (3) あるいは式 (5) で表されるような、地表面における宇宙線生成核種の濃度の時間あるいは削剥速度への依存性を示す。これらは、その地点の緯度と標高をパラメータとした関数であるが、図中では、緯度を日本付近 (35°N) に固定し、標高が 0 m から 3000 m まで異なる場合を示

図 3 地表面上の石英中の ^{10}Be と ^{26}Al 、および方解石中の ^{36}Cl の濃度における、削剥が無視できる場合の露出時間に対する依存性 (A, B, C)，および削剥によって平衡状態に達した場合の削剥速度に対する依存性 (D, E, F)。核種生成率は図 1 に示した深度分布を用い、標高を変えて計算している。水平の破線は、加速器質量分析による核種の検出下限を示す。

Fig. 3 Dependence of cosmogenic nuclide concentrations on exposure duration (A, B, C) and denudation rate (D, E, F) for ^{10}Be and ^{26}Al in quartz, and ^{36}Cl in calcite on land surfaces at varying altitudes. Subsurface declines of nuclide production rates are set as shown in Fig. 1. Horizontal broken lines indicate detection limits of nuclides using accelerator mass spectrometry for normal sample sizes.

してある。地表の削剥がない場合、核種濃度は、時間の関数として表され（図 3A, B, C）、放射平衡に達するまでは、露出時間に換算できることがわかる。一方、削剥により地表面での核種の存在量が動的平衡に達している場合、核種濃度は削剥速度の関数であり（図 3D, E, F）、測定された値から削剥速度が計算可能となる。たとえ同じ露出時間あるいは削剥速度であっても、標高差が 3000 m あると核種の蓄積量はおよそ一桁異なり、標高の情報が解析上重要であることが理解される。また、図中に示した破線は、現在の通常の実験手法におけるおおよその検出下限を示している。予期される露出年代や削剥速度と試料の標高情報から、データがこの付近にくると想定される場合は、あらかじめ試料の量を増やしたり担体の量を減らしたりするなどして分析精度をあげる工夫が必要となる。

3) 宇宙線生成核種の分析の実際

宇宙線生成核種を測定しようとする際に必須となる試料の物理・化学的な処理法や加速器質量分析法についても触れておこう。図 4 に、加速器質量分析に供するまでの標準的な試料の物理・化学的な前処理のフローを示した。図 4A は、砂岩・礫岩、珪長質火成岩、變成岩といった粗粒な石英を含むケイ酸塩岩を対象に、石英粒子を抽出して ^{10}Be および ^{26}Al を分析する場合の試料処理手順を示している。図 4B は、石灰岩や大理石といった、ほぼ全岩が方解石で構成される炭酸塩岩を対象に、方解石中の ^{36}Cl を分析する場合についてのものである。いずれの場合でも試料はいくつかの段階を経て処理される。まず (1) 十分な量の清浄な目的鉱物を抽出する。次に (2) それを秤量して担体を添加し、(3) 酸分解する。さらに (4) 目的元素を単離して、(5) 化学形および物理的な状態を整える。担体添加以降の処理は、複数の未知試料（10 試料未満程度）に対して同時並行で行われ、バックグラウンドを評価するためのケミカルブランクを加えたものを 1 つのバッチとして扱って、同時に分析することが一般的である。

石英中の ^{10}Be および ^{26}Al を分析する場合（図

4A）、試料は多種の鉱物粒子が混合した岩片や砂状のものであることが多く、このなかから清浄な石英粒子を抽出することが最初に必要なとなる。まずこの試料を粉碎・篩過して単鉱物粒子になる粒径（0.25–1 mm 程度のことが多い）に整粒したものを 200 g 程度準備する。これを、超音波恒温槽を用いて過酸化水素を少量加えた塩酸で洗浄し、炭酸塩や有機物を除去する。この前後で磁性鉱物を磁気分離により除去しておく。次いで適当な比重に調整した重液を用いて、重鉱物および長石類から石英を分離する。この時点で 95% 程度の純度にまで石英の割合を高めておくといよい。使用する重液は、無害で再生利用が可能なポリタングステン酸ナトリウムが優れている（檀原ほか、1992）。

次に 0.03 以下の固液比になるように 1% 濃度のふっ化水素酸・硝酸の混酸溶液を加え、超音波振動を加えながら 95°C の温度条件で 8 時間以上反応させる処理を繰り返して、残留している石英以外の鉱物をすべて溶解させるとともに、石英粒子の外殻もエッチングする（Kohl and Nishizumi, 1992）。以上の処理により、鉱物・化学組成的な純度が 99.9% 以上で、表面に吸着していた大気由来の ^{10}Be も完全に除去された清浄な石英が得られる。分析に必要な石英の量は、10–40 g 程度であり、予想される ^{10}Be および ^{26}Al の濃度によって、試料量を調整する。

得られた清浄な石英を秤量して分析試料とする（図 4A）。ここに ^9Be 濃度が既知（例えば 100 ppm）の分析標準液を 2–3 g 滴下することで、 ^{10}Be のキャリア（担体）として 200–300 μg の ^9Be を添加する。 ^{26}Al については 10^2 ppm 程度の ^{27}Al が石英の結晶格子中に含まれているため、通常、キャリアを追加する必要はない。これをふっ化水素酸・硝酸・過塩素酸を用いて酸分解し、ケイ素を気体として逸散させる。また試料とした石英に不純物としてもともと含まれている Al および Be の含有量を測定するための試料として、残渣の金属元素を希塩酸に溶解させて秤量し、一部を分取しておく。

次に陰イオン交換樹脂を用いて Fe を除去した

(A) Pretreatment procedure of silicate samples for measurement of cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al in quartz

(B) Pretreatment procedure of carbonate samples for measurement of cosmogenic ^{36}Cl in calcite

図 4 石英中の ^{10}Be と ^{26}Al (A), および方解石中の ^{36}Cl (B) のための試料の物理・化学的な前処理手順.

Fig. 4 Physical and chemical pretreatment procedures for accelerator mass spectrometry samples of ^{10}Be and ^{26}Al in quartz (A), and ^{36}Cl in calcite (B).

のち、陽イオン交換樹脂を用いて Be と Al を分離する。Be については $\text{Be}(\text{OH})_2$ 沈殿を生成させて洗浄する。これらの処理により、 ^{10}Be 測定の妨げとなる同重体の ^{10}B をふくむホウ素を除去できる。これらを石英の小ビーカーに入れ、炉を用いて酸化物 (BeO および Al_2O_3) へと焼成する。最後に、これらの粉末が導電体になるよう、それぞれ Nb あるいは Ag の粉末を少量添加し、加速器質量分析用カソードにプレスして圧縮固化する。

石灰岩や大理石など、ほぼ全岩が方解石で構成されている炭酸塩岩中の ^{36}Cl を分析対象とする場合 (図 4B)、清浄な鉱物の抽出は比較的容易である (Stone *et al.*, 1996)。まず試料を粉碎・整粒して超純水で繰り返し超音波洗浄する。次に希硝酸を用いて表面の 10-20% 程度を溶解してエッチングしたのち、再び十分水洗すればよい。塩素は水溶性が高いため、これで大気由来の ^{36}Cl も除去される。試料量としては、この手順で洗浄されたものが一般に 20-30 g あればよく、 ^{36}Cl 蓄積量が少ないと予想される場合では、必要に応じて試料を追加する。

方解石中の ^{10}Be も同時に分析対象とする場合、わずかな粘土鉱物に吸着していた大気由来の ^{10}Be あるいはエッチング時に結晶内から放出されて粒子表面に再吸着する ^{10}Be を除去する必要がある。その際、エッチング操作において粒子表面近傍の溶液が中和されてしまう前に、遊離した ^{10}Be を何らかの方法で完全にとり除く必要があるが、その手法はまだ確立されていない (Braucher *et al.*, 2005, 2006; Merchel *et al.*, 2008, 2010)。前述の処理では、これらの ^{10}Be を除去できていない点に注意が必要である。方解石中の ^{36}Cl と ^{10}Be を同時分析できれば、両者の生成率や半減期の差異を利用した削剥速度変化の推定や埋没履歴の復元といった応用に道が拓けるため、有効な試料処理手法の開発が望まれる。また、 ^{40}Ca の中性子捕獲によって生成する ^{41}Ca ($T_{1/2} = 0.103 \times 10^6 \text{ yr}$: Audi *et al.*, 2003) についても同様の期待がなされるが、きわめて低い同位体比 ($< 10^{-15}$) のために、現在の加速器質量分析法では測定困難であり、今後の技術進展が期待される。

方解石中の ^{36}Cl を測定する場合は、洗浄された試料を秤量し、キャリアを 750-1000 μg 添加するが、試料中にすでに含まれている塩素についても定量する必要がある。これにはいわゆる同位体希釈法を用いるのがもっとも簡便でかつ正確である。塩素の安定同位体には ^{35}Cl と ^{37}Cl とがあり、その天然比は 3.127 でほぼ一定である。キャリアとして $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl} > 99.5$ 程度にまで ^{35}Cl にエンリッチされた試薬を用いることで、この天然比をずらし、試料中に含まれている天然の Cl 量を、 ^{36}Cl の加速器質量分析と同時に測定することができる (Ivy-Ochs *et al.*, 2004; Desilets *et al.*, 2006)。

キャリアを添加した試料を、希硝酸でゆるやかに酸分解する。塩素は酸性条件下で揮発性のガスとなって逸散しやすいため、少なくとも酸分解が完了してキャリアと ^{36}Cl の混合が済むまでは、水中でかつ pH が下がりにすぎないように少しづつ酸を滴下して試料を溶解させる。このとき、若干量の不溶性物質が残るので、0.2 μm 程度の孔径のメンブレンフィルターを用いて吸引ろ過し、残渣を除去しておく。ろ液に AgNO_3 水溶液を添加し、溶存塩素を AgCl 沈殿として回収する (Stone *et al.*, 1996)。

^{36}Cl の加速器質量分析において障害となるのが、同重体の ^{36}S である。これをできる限り除去するため、硝酸で溶解した試料に硝酸バリウム水溶液を滴下し、恒温状態で静置して BaSO_4 を沈殿あるいは析出物に硫黄を共沈させてとり除く。ただし、Ba は加速器質量分析の際、負イオン源でのビーム発生の妨害となってしまうため、完全に除去することが必要である。そのためには、操作室温よりも高い状態で沈殿を生成させ、冷却してゆく過程で固液分離を行えばよいことが経験的にわかっている。

ろ過した試料溶液に対して再び AgCl を沈殿・洗浄・溶解・再沈殿させる操作を繰り返し、清浄な試料粉体を乾燥させる。最終的に必要な AgCl 量は使用する加速器質量分析システムに依存して異なるが、一般的に 1-10 mg 程度である。この試料を加速器質量分析用カソードにプレスして圧

縮固化する。このとき、硫黄含有量の少ない金属をカソード材に用いたり、AgBr によるバックニングを行ったりして、同重体による干渉を低減させる工夫が行われている。なお AgCl は光分解するため、沈殿生成に褐色試験管を用いたり暗所で作業したりするなど、塩素の損失にも留意が必要である。

^{10}Be , ^{26}Al , および ^{36}Cl の加速器質量分析については、方法論に加えて日本における現状を含めて既存文献(松崎, 2007; Matsuzaki *et al.*, 2007, 2015; Sasa *et al.*, 2010, 2015) に詳述されているので、ここでは簡単に述べるにとどめる。これらの核種の分析では主としてタンデム型加速器が用いられる。いずれにおいても、セシウムスパッタリングにより、それぞれ BeO^- , Al^- , Cl^- といった負イオンビームを引きだすことで分析を行う。電磁的にビームの径とコースを調整することで特定の質量電荷比の粒子を加速器に入射させ、荷電変換膜(ストリッパガス)を通して所定のエネルギーを付与したのち、分析電磁石により標的核種をガスカウンター等の検出器に導いて計数を行う。このとき圧倒的に量の多い安定同位体は、所定のコースに配置したファラデーカップを用いてビーム電流として計測する。

加速器質量分析において得られるデータは試料の同位体比であり、国際的に用いられている同位体比が既知の標準試料(例えば, Sharma *et al.*, 1990; Nishiizumi, 2004; Nishiizumi *et al.*, 2007)を用いて較正することで真値を推定する。こうした相対測定においては、システムの安定性の確保がもっとも重要であり、とりわけ加速電圧のゆらぎをキャンセルできるよう種々の方法が開発されている。異なる質量電荷比のビームを加速器に交互入射させるジャンピング(例えば, $^{26}\text{Al}^-$ と $^{27}\text{Al}^-$)のほか、異なる同位体の組み合わせだが同質量となる分子イオンビームを同時入射させる内部ビームモニター法(例えば, $^{10}\text{Be}^{16}\text{O}^-$ と $^9\text{Be}^{17}\text{O}^-$ のペアを用いて, ^{10}Be を計数し, ^{17}O ビームを ^9Be のプロキシとして測定する)などがある(Matsuzaki *et al.*, 2007)。また、やや特異的であるが、同じ質量電荷比の分子イオンとなる物質

を試料に混入させておき、ビーム電流が得られない目的核種の入射時も加速電圧を安定させるためのフィードバックシステムを駆動させるパイロットビーム法(例えば, ^{36}Cl の加速器質量分析において試料にフラーレンを添加しておき, $^{36}\text{Cl}^-$ に対する $^{12}\text{C}^{3-}$ を得る)などもある(Sasa *et al.*, 2010)。

目的核種の計数においては、電磁的選別をくぐり抜けて最終検出器にまで到達してくる同重体をいかに分別するかが重要であり、その効率によってバックグラウンドが変化する。そのため、検出器に前室を設けるなどして、その内部に充填された希薄気体中での、入射原子核中の陽子数に依存したエネルギー損失の差異から2次元的なスペクトルを得て、同重体を分別する手法が一般的に採用されている(松崎, 2007; Matsuzaki *et al.*, 2007; Sasa *et al.*, 2010)。また、同重体の入射を反映したものとみなせる信号を定量的に推定し、スペクトル上で同一領域に計数された値から同重体の寄与率を差し引く計算も行われる。

III. 宇宙線生成核種による風化プロセスの 定量化

1) 露岩の風化・剝剥速度の推定

宇宙線生成核種を用いた地表面の風化・剝剥の研究においてもっとも単純な適用法は、露岩表面から試料を採取し、式(4)に基づいて裸岩の最小露出年代あるいは式(6)により最大剝剥速度を算出することである。このアプローチでは、その場の環境条件のもと、対象とした岩石が少なくともどれほどの期間にわたって地表面に露出した状態を継続してきたか、また、その状況において岩石表面の定常的な剝剥が起きていると仮定したとき、それがどれほどの速度に達しうかが議論される。

これまでに、オーストラリア、アフリカ、南米大陸西岸の乾燥地域や南極の露岩域といった、風化・剝剥速度の相対的に小さい場において、石英中の ^{10}Be と ^{26}Al のペアが分析され、その濃度や量比についてのデータが得られている(Nishiizumi *et al.*, 1991; Ivy-Ochs *et al.*, 1995; Bierman

and Turner, 1995; Bierman and Caffee, 2001, 2002; Kober *et al.*, 2007)。これら研究の結果、これらの場所では、概して 10^5 yr 以上の長期間にわたって裸岩が露出し、その表面は 10^1 mm kyr^{-1} 以下という小さな速度で削剥されてきたということが確かめられた。また、より風化・削剥作用が活発な温暖湿潤帯において、土層に覆われた斜面の丘頂部に露出するトアの分析もしばしば行われ、裸岩の削剥速度が算出されている (Heimsath *et al.*, 1999, 2000, 2001, 2005, 2009)。その値は、後述の方法論により得られる周囲の斜面における土層の生成速度よりも一般に小さく、土層の剥離に伴う岩盤の露出により、裸岩表面での風化生成物の蓄積速度や高度低下速度がかえって小さくなり、周囲の地表面から突出した裸岩の状態が維持されるというフィードバックシステムの存在を示唆している。

カルスト地形に対しては、地表に露出したピナクルなどを対象に、方解石中の ^{36}Cl が分析され、石灰岩あるいは大理石の裸岩表面の削剥速度が定量化されてきている。これまでに、カルスト台地上に形成されている溶食ドリーネを対象に分析が行われ、石灰岩の溶食速度がその地点の集水面積に比例することが確かめられた (Matsushi *et al.*, 2010a)。それに基づいてドリーネの形成過程がモデル化されたほか、形成に要する時間についての議論も行われている。また、対象とする気候帯を変えて対比分析を行うことにより、炭酸塩岩の削剥速度の気候依存性が議論されている (Stone *et al.*, 1994; Matsushi *et al.*, 2010b; Ryb *et al.*, 2014)。その結果、気温や降水量の増大とともに削剥速度は増大する傾向にある一方、乾湿や膨縮の交代が活発に発生する乾燥環境、あるいは裂隙・間隙水の凍結・融解が発生しやすい冷温環境でも削剥速度が増大することが示唆されている。機械的破壊により表面積の増大した岩石は、降水供給に伴って、より速く溶食されるであろうことは想像に難くない。このように、炭酸塩岩の削剥においても、物理・化学的過程の相互作用が重要な役割を果たしていることが示唆され、その定量化が課題となっている。

2) 土層の生成と輸送の定量化

次に温暖湿潤帯に広く分布する、土層に覆われた丘陵斜面での風化・削剥を考えてみよう (図5)。ここで土層と呼んでいるものは、その場の基盤岩石を母材とする土粒子を主体として、斜面を被覆する層を指す (Dietrich *et al.*, 2003)。土層の下には原位置で化学的に風化した基盤岩石が存在する。こうした風化岩のうち、ここでは、節

図5 土層に覆われた斜面の模式的地下構造と、元素溶脱に伴う化学組成変化および土層の生成と輸送による物理的侵食の概念図。 Z_{SSB} : 土層-サプロライト境界深度; Z_{WF} : 風化前線深度; D : 基盤岩の総削剥速度; E : 物理的作用による物質損失速度; W : 化学的作用による物質損失速度。添え字の FB, soil, sap はそれぞれ未風化岩、土層、サプロライトを意味し、各過程が生起している場を表す。

Fig. 5 Schematic subsurface profile of a soil-mantled hillslope, with concepts of altering chemical composition by element leaching and physical erosion through soil production and transport. Z_{SSB} : depth of soil-saprolite boundary; Z_{WF} : depth of weathering front; D : total bedrock denudation rate; E : physical erosion rate; W : chemical weathering rate. The subscripts FB, sap, and soil represent fresh bedrock, saprolite, and soil, respectively, indicating zones at which these processes occur.

理等に沿って部分的に溶解しやすい鉱物の消失や元素の溶脱・酸化が進行したもののサブロック、そうした作用が程度の差はあれ全体に及び、構成鉱物の粒界が乖離して力学的強度が低下したものをサブロライトと呼ぶ。土層を構成する土粒子は、サブロライトの上面から物理的に剥離して斜面を下方へと移動している。

斜面上での緩慢な土粒子の移動はソイルクリープと呼ばれ、土層の乾燥湿潤や凍結融解あるいは生物擾乱などによって引き起こされる。ソイルクリープにより、土粒子は斜面上を輸送されて、長期的に凸部（尾根）から凹部（谷頭）へと集積し、最終的には斜面崩壊などによって河道へと排出される（Dietrich *et al.*, 1995）。こうした一連のプロセスにより、岩盤は剝蝕され、流域は自律的にその形を成長させ、山地を開析してゆく。よって、土層の生成と運動は、山地の地形発達の本質的メカニズムの一つであるといえる。

一般に山地の土層は、厚みが1 m程度以内であり、斜面をその比高に比べてごく薄く覆うにすぎないが、山体を構成する岩盤を外環境から遮蔽し、浸透水の貯留の場として機能するとともに、生命活動の維持基盤となるため、岩盤の風化・剝蝕速度の制御、流域の降雨流出過程、さらに森林生態系の成立において重要な役割を果たしている。それゆえ、斜面における土層の生成速度および輸送速度と、それらを支配する法則を明らかにすることは、流域の水文特性を理解したり、土砂関連災害を予測したり、また、人為影響の環境許容力を評価したりするうえでもきわめて重要である。

1990年代以降、宇宙線生成核種を用いることで、岩盤からの土層の生成やソイルクリープによる土層の輸送についてもその速度論やシステム論が大いに進展した。以下にそうした一連の研究が拠って立つ理論的枠組みを示し、研究の現状と未解決の問題、そして今後の展望を述べる。

基盤岩石が原位置で化学風化することによって生成したサブロライトを薄い土層が覆い、風成物の堆積や有機物の蓄積による系外からの物質付加が無視できるとき（図5）、任意地点における

土層の物質収支は次のように書ける（Dietrich *et al.*, 1995）。

$$\rho_{\text{soil}} \frac{\partial h}{\partial t} = E_{\text{sap}} - E_{\text{soil}} - W_{\text{soil}} \quad (7)$$

ここで、 h は土層の鉛直厚み（m）、 t は時間（yr）、 ρ_{soil} は土層のかさ密度（ g m^{-3} ）、 E_{sap} は土層の生成速度（物理的作用によるサブロライトからの無機的土粒子の生産速度）（ $\text{g m}^{-2} \text{yr}^{-1}$ ）、 E_{soil} は土層の侵食速度（物理的作用による土粒子の除去速度）（ $\text{g m}^{-2} \text{yr}^{-1}$ ）、 W_{soil} は土層からの元素溶脱速度（化学的作用による土層構成鉱物の溶出速度）（ $\text{g m}^{-2} \text{yr}^{-1}$ ）である。地表流や斜面崩壊による突発的な作用が働かないとき、土層の物理的侵食はソイルクリープにともなう物質収支により、

$$E_{\text{soil}} = \nabla q \quad (8)$$

と書ける。ここで q はソイルクリープによる土粒子の移動フラックス（ $\text{g m}^{-1} \text{yr}^{-1}$ ）である。

ソイルクリープによる土粒子輸送は、地形に依存し、斜面勾配が大きいほどフラックスが大きくなるものと考えられるが、その依存則は現在のところ2通りにモデル化されている。一つは、勾配が比較的小さい領域にあてはまるもので、凍上や膨潤、あるいは生物的作用に伴い、土粒子が斜面法線方向にもちあがって鉛直方向に落下することを想定しており、それをもっとも単純に定式化すれば、

$$q = -\rho_{\text{soil}} K_L \nabla z \quad (9)$$

と書ける（McKean *et al.*, 1993; Small *et al.*, 1999）。ここで、 K_L はこの線形モデルにおける土粒子の輸送係数（ > 0 ）（ $\text{m}^2 \text{yr}^{-1}$ ）、 z は地表面の標高（m）である。近年では、地表近傍での物質輸送において、あるしきい勾配が存在し、それに近い条件の斜面では、非線形的にソイルクリープフラックスが増大するということが、野外観測や室内でのアナログ実験に基づいて提唱されている（Roering *et al.*, 1999, 2001）。そのような物質輸送における勾配依存則は、例えば、

$$q = \frac{-\rho_{\text{soil}} K_N \nabla z}{1 - (\nabla z / S_c)^2} \quad (10)$$

などと表現することができる。ここで、 K_N はこの非線形モデルにおける土粒子の輸送係数 (> 0) ($\text{m}^2 \text{yr}^{-1}$)、 S_c はソイルクリープフラックスが発散するしきい勾配である。

いま、平坦な丘頂部から、下方に向かって一定の割合で勾配の絶対値が大きくなる斜面を2次元的に考えてみよう (図 6A)。この斜面において、丘頂部からの距離と勾配の絶対値は比例関係にあるから、式 (9) および (10) に基づく斜面上でのソイルクリープフラックスの空間分布は、図 6B のようになる。任意地点での物質収支を考えると、式 (9) では ∇q は正の定数を、式 (10) では斜面下方に増大する正の値をとるわけであるから、いずれのモデルを用いるにせよ、このような尾根型凸形斜面ではソイルクリープによって土粒子が失われることになる。

ソイルクリープによる土粒子除去速度よりも、岩盤の風化による土粒子供給速度が小さければ、いずれ岩盤がむき出しになったハゲ山が出現することになるが、一般に温暖湿潤帯の山地では、尾根型凸形斜面であってもその大部分は薄い土層に覆われた状態にある。この事実は、ソイルクリープによる土粒子除去と岩盤の風化に伴う土粒子供給が何らかのフィードバックシステムによってバランスし、定常状態をつくりだしていることを意味している。すなわち、尾根型凸形斜面では、(7) 式において $\partial h / \partial t = 0$ であり、(8)~(10) 式を代入して変形すると、

$$-\nabla^2 z = \frac{E_{\text{sap}} - W_{\text{soil}}}{K_L \rho_{\text{soil}}} \quad (11)$$

あるいは、

$$-\nabla \cdot \left(\frac{\nabla z}{1 - (\nabla z / S_c)^2} \right) = \frac{E_{\text{sap}} - W_{\text{soil}}}{K_N \rho_{\text{soil}}} \quad (12)$$

のような、地形パラメータと剝剥速度の関係が予測されることになる。

それではこのようなバランスを可能にするフィー

図 6 二次元的な凸形斜面における斜面の形状と土層の厚み (A) と、線形あるいは非線形モデルにおける土層の輸送法則 (B)。ここでは、単純化のために、下方に向かって勾配の増加率 (すなわち地形曲率) が一定となる斜面を考えている。

Fig. 6 Two-dimensional topographic profiles and soil thickness on a convex hillslope (A), with linear and non-linear soil transport laws (B). For simplification, the hillslope gradient increases proportionally with distance from ridgetop, hence topographic curvature is constant along the slope section.

ドバックのメカニズムは何であろうか？ 現在実証されている制御因子の一つは、土層の厚みである。土層の厚みが大きいほどその下の岩盤は外界の環境変化から効果的に遮蔽され、サプロライト上面に働く風化作用は小さくなるものと考えられる。この予想は、空間的には多様であるが時間的には一定の厚みの土層に覆われた ($\partial h / \partial t = 0$ とみなせる) 尾根型凸形斜面において、サプロライト中の石英に含まれる宇宙線生成核種を分析することではじめて定量的に実証された (Heimsath

et al., 1997)。その後、種々の岩種と気候およびテクトニクスの条件下で土層の生成速度が定量化されている (Small et al., 1999; Heimsath et al., 1999, 2000, 2001, 2005, 2009, 2012; Larsen et al., 2014)。

ある定常厚みの土層下でのサプロライトの削剥速度は、式(6)において、斜面の傾斜と土層の厚みを考慮した核種生成率を用いることで求められる。ここで得られる値が定量化しているものは、宇宙線が有意に到達する深度に存在する、土層およびサプロライト最上部を含む範囲での物理的・化学的な作用による削剥である。よって、未風化の岩盤がごく浅い深度にあり、化学的風化の大部分が、宇宙線の到達する程度の浅部で生起しているとき、宇宙線生成核種に基づいて得られる値は、その物理的・化学的作用による総削剥速度を反映する。一方、サプロライトがそれよりもずっと深いところまで、また、測定された宇宙線生成核種の蓄積に要した期間よりもずっと長い時間をかけて化学的風化を受けているとき、それをもたらした元素溶脱の過程は定量化できていない。すなわち、宇宙線生成核種に基づく削剥速度が何を意味しているかはその場の風化状況に依存しており、データの使用時にはこの点に留意が必要であるといえる。とはいえ、前者の場合に、母岩と化学組成の大きく変わらない土層が地表面を被覆している状況では、岩盤の削剥において化学的風化よりも物理的侵食の寄与が卓越していることになり、また後者の場合は、宇宙線の届かない深度で化学的風化がすでに完了したあとの岩盤の物理的侵食が定量化されるわけであるから、宇宙線生成核種によって得られる値は、おおむね土層の生成、すなわちサプロライトからの物理的な土粒子生産の速度 (式(7)における E_{sap}) を反映したものであると解釈して差し支えない (Dixon et al., 2009)。

これまでに得られている土層生成速度は、気候やテクトニクスに対応して多様であり、かつ、ある1つのサイト内でのばらつきも大きいものの、一定以上の厚さの土層に被覆されている状況下では土層の厚みの増大に対して、指数関数的に減少

する傾向を示した (Heimsath et al., 1997, 1999, 2000, 2001, 2005, 2009, 2012; Larsen et al., 2014)。すなわち、もっとも単純には、

$$E_{\text{sap}} = E_0 e^{-\alpha h} \quad (13)$$

のように、モデル化できることになる。ここで、 E_0 ($\text{g m}^{-2} \text{yr}^{-1}$) と α (m^{-1}) はそれぞれ、土層の被覆がない場合の仮想的な土層生成の最大速度および土層の厚みに対する土層生成速度の減衰率を決めるパラメータである。この土層の厚みと土層の生成速度との関係を土層生成関数 (Soil production function) とよぶ (Heimsath et al., 1997)。

土層生成関数は、斜面の形状、土層の厚み、そして削剥速度という定量可能な三者の関係を提示することによって、これまで述べてきた推論に反証可能性を与えるという点で重要である。式(13)を式(11)もしくは式(12)に代入すれば、

$$-\nabla^2 z = \frac{E_0 e^{-\alpha h} - W_{\text{soil}}}{K_L \rho_{\text{soil}}} \quad (14)$$

あるいは、

$$-\nabla \cdot \left(\frac{\nabla z}{1 - (\nabla z / S_c)^2} \right) = \frac{E_0 e^{-\alpha h} - W_{\text{soil}}}{K_N \rho_{\text{soil}}} \quad (15)$$

が得られる。図 6A には、これらの式中の各パラメータが空間的に一様とした場合の、土層の厚みの空間分布を示した。いまここでは勾配の変化率 (地形曲率) が一定の尾根型凸形斜面を考えているので、式(14)の場合は、土層の厚みも空間的に一定となる。一方、式(15)の場合では、土層の厚みは勾配にも依存するため斜面下方に向かって小さくなり、勾配がしきい値に近づくとき岩盤が露出することになる。斜面の形状は、地上あるいは航空レーザー測量や写真測量によって高精度で得られるようになっている。また、土層の厚みの空間分布に関しては、ピットを掘削して多数点で調べるか、物理探査によって線のあるいは面的に調査することができる。そして土層生成関数は宇宙線生成核種の分析によって得られ、土層での元素溶脱速度は、後述のようにサプロライトと土粒子の化学組成を対比することによって定量化でき

る。すなわち、現実の尾根型凸形斜面において、式(13)あるいは(14)のような関数型で近似可能な関係が成立しているかどうかを確認することで、モデリングの妥当性が検証されるとともに（例えば、Heimsath *et al.*, 2005）、パラメータとしての土粒子の輸送係数（ K_L あるいは K_N ）が定量化されることで、流域内での土層発達シミュレーション等が可能となってきた（例えば、Heimsath *et al.*, 1999; 松四ほか, 2016）。

3) 風化・削剥過程の気候依存性

現在得られている式(13)のような土層生成関数は、あくまでもっとも単純な関数型をあてはめた経験式にすぎないのであって、化学的作用と物理的作用の相互作用による土層生成のメカニズムを明らかにしたうえでのプロセスに即したモデリングは現在のところできていない。とくに、岩盤の元素溶脱とそれに伴う物性変化を制御すると考えられる気候条件や、鉱物粒子や岩片の剥離による土層生成に影響をおよぼす岩盤の力学的性質と、土層生成速度との関係についての法則追求型の研究が不足している。

地表近傍における元素の溶脱に関する研究は古くから行われてきたが、宇宙線生成核種の援用に伴って定量的な速度論が展開されるようになった（Riebe *et al.*, 2001, 2003, 2004）。そうした研究では宇宙線生成核種の濃度から得られる削剥速度を、斜面構成材料の化学組成から得られる元素溶脱の程度と組み合わせる手法を用いている。一般に、図5に示すように、未風化の母岩と、サプロライトあるいは土層のような風化生成物とを比較した場合、それらの化学組成は、可溶性元素の溶脱を反映して、相対的に風化生成物のほうが不溶性元素に富む状態となっている。もし物理的な作用によってのみ削剥が進行するならば、化学組成に変化は生じないはずであり、化学的な作用によってのみ削剥が進行するならば、不溶性元素のみが残渣として濃集する。よって、斜面あるいは流域から除去される途上にある物質における不溶性元素の濃集率は、削剥における化学的作用の寄与率を表している。宇宙線生成核種によって物理・化学的な作用による総削剥速度がわかれば、

元素の溶脱速度が定量化できることになる。

いま、斜面あるいは流域を構成する基盤岩の上に乗るサプロライトや土層が、それぞれの密度や体積を時間的に変化させず、空間的にも一様な状態で、定常的な削剥が進行しているものとしよう。このとき、物理・化学的な削剥速度のつり合いは、

$$D_{FB} = E_{sap} + W_{sap} = E_{soil} + W_{soil} + W_{sap} \quad (16)$$

のように書ける。ここで、 D_{FB} は基盤岩の総削剥速度（ $\text{g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ）、 E および W はそれぞれ物理的および化学的作用による物質損失速度（ $\text{g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ ）を表し、添え字の FB, sap, soil, はそれぞれ未風化岩、サプロライト、土層を意味し、各過程が生起している場を表す。

式(16)が成立しているとき、ある元素 X について考えてみると、以下のような物質収支が成り立つ。

$$\begin{aligned} D_{FB}[X]_{FB} &= E_{sap}[X]_{sap} + W_{X, sap} \\ &= E_{soil}[X]_{soil} + W_{X, soil} + W_{X, sap} \end{aligned} \quad (17)$$

ここで、 $[X]$ は添え字の状態における対象元素の平均質量濃度（ g g^{-1} ）、 W_X は元素 X の添え字の状態からの溶脱速度を表す。元素 X が完全に不溶性であるとき、 $W = 0$ とみなせるから、

$$D_{FB}[\text{IE}]_{FB} = E_{sap}[\text{IE}]_{sap} = E_{soil}[\text{IE}]_{soil} \quad (18)$$

と書くことができる。ここで、 $[\text{IE}]$ は添え字の状態における不溶性元素の平均質量濃度（ g g^{-1} ）である。

式(16)と(18)を連立させて E_{sap} あるいは E_{soil} を消去すると、

$$W_{soil} = E_{sap} \cdot \left(1 - \frac{[\text{IE}]_{sap}}{[\text{IE}]_{soil}} \right) = E_{sap} \cdot \text{CDF}_{soil} \quad (19)$$

あるいは

$$W_{sap} = D_{FB} \cdot \left(1 - \frac{[\text{IE}]_{FB}}{[\text{IE}]_{sap}} \right) = D_{FB} \cdot \text{CDF}_{sap} \quad (20)$$

あるいは

$$W_{\text{sap}} + W_{\text{soil}} = D_{\text{FB}} \cdot \left(1 - \frac{[\text{IE}]_{\text{FB}}}{[\text{IE}]_{\text{soil}}} \right) = D_{\text{FB}} \cdot \text{CDF}_{\text{tot}} \quad (21)$$

を得ることができ、各段階における全元素の総溶脱速度が算出される。ここで CDF とは、化学的減耗率 (Chemical Depletion Fraction) と呼ばれ、添え字で示された状態での各剝削過程における化学的作用の寄与率を表す (Riebe *et al.*, 2003, 2004; Dixon *et al.*, 2009)。添え字の tot は、岩盤の風化・剝削の全過程における変化を意味する。式(18)を式(17)と連立させた場合は、特定の元素に対する各段階での溶脱速度が次のように得られる。

$$W_{\text{X, soil}} = E_{\text{sap}} \left([\text{X}]_{\text{sap}} - [\text{X}]_{\text{soil}} \frac{[\text{IE}]_{\text{sap}}}{[\text{IE}]_{\text{soil}}} \right) \quad (22)$$

$$W_{\text{X, sap}} = D_{\text{FB}} \left([\text{X}]_{\text{FB}} - [\text{X}]_{\text{sap}} \frac{[\text{IE}]_{\text{FB}}}{[\text{IE}]_{\text{sap}}} \right) \quad (23)$$

$$W_{\text{X, sap}} + W_{\text{X, soil}} = D_{\text{FB}} \left([\text{X}]_{\text{FB}} - [\text{X}]_{\text{soil}} \frac{[\text{IE}]_{\text{FB}}}{[\text{IE}]_{\text{soil}}} \right) \quad (24)$$

Riebe *et al.* (2004) は、多様な気候・テクトニクスの条件において、花崗岩類を基盤とする山地を対象に、石英中に蓄積された宇宙線生成核種の濃度から土層の生成速度あるいは小流域の空間平均剝削速度を決定したうえ、未風化の基盤岩と最終風化生成物である土層の化学組成を分析した。そしてジルコニウムを不溶性元素として、基盤岩と土層の2元論で上述の論理を展開し、化学的減耗率や元素溶脱速度を算出してその環境依存則を調べた。その結果、未風化の岩盤が土粒子として剝削されるまでに至る過程における化学的減耗率は気候条件に依存しており、降水量のべき関数を比例係数とした平均気温のアレニウス型化学反応律速式として表されることを示した。一方で、可溶性元素の溶脱速度は剝削速度に比例するとし、物理的な作用による鉱物供給速度が化学風化を律速している (supply-limited weathering) と主張した。

これらの研究は、任意地点における元素溶脱速度を、化学組成分析と宇宙線生成核種分析の組み合わせで決定できるという方法論的枠組みを提示したという点では評価できる。しかしながら、基盤岩と土層という2元論を前提としてしまっているために、自己矛盾を内包しており、この時点では現象の正しい理解に至ったとはいえない状態であった。前述したように、宇宙線生成核種から得られる剝削速度は、 E_{sap} を代表するものと解釈すべき値である。しかし、Riebe らは、宇宙線生成核種に基づく剝削速度を援用する一方、化学分析については、未風化基盤岩と土層 (すなわち、 $[\text{Zr}]_{\text{FB}}$ と $[\text{Zr}]_{\text{soil}}$ あるいは $[\text{X}]_{\text{FB}}$ と $[\text{X}]_{\text{soil}}$) を比較対照する議論を行っており、時間スケールに齟齬が生じている。さらに、現実には、Dixon *et al.* (2009) が示したように、元素溶脱の大部分がサブプロライト内部でおおむね完了しており、土層のなかでは量的に顕著な化学風化は生じていない。宇宙線生成核種で得た剝削速度が、全化学風化過程を内包するもの (すなわち $E_{\text{sap}} \approx D_{\text{FB}}$ である) とみなすためには $W_{\text{sap}} \approx 0$ でなければならず、サブプロライトが溶脱を受けているという観測事実と矛盾を生じてしまう。

宇宙線生成核種の濃度として記録された土層の生成速度は、その場の気候環境に影響を受けた化学風化によって生成したサブプロライトがもつ受食性と、種々の物理的な土層生成作用の競合結果にすぎないのであって、それをサブプロライトの生成に要する時間スケールにわたる長期的な物理・化学的作用による総剝削速度とみなして援用し、未風化鉱物の供給速度が元素溶脱速度を制御していると主張するのには無理がある。単純な宇宙線生成核種の応用で定量化できるのは、あくまで、宇宙線粒子の貫入深度の物質が更新される間の剝削過程であり、温暖湿潤環境では一般的にいって 10^4 年以下である。それ以上の時間スケールで発生している現象は、むしろ宇宙線生成核種で得られる剝削速度をもたらしただけの原因をつくりだしているはずであり、位置づけを混乱させるべきでない。

化学風化速度の定量化においてこのような問題があるとはいえ、気候が岩盤の化学的風化に影響

していることは、従来の多くの研究でも示されている明らかな観測事実である。そして、化学的減耗率として定量化されてきた斜面構成材料の風化に伴う化学組成変化が、現在の気温や降水量の関数として表現できることは、風化・剝離過程の時間的定常性を示唆している。では、物理的な過程である土層の生成速度も、気候因子によって直接的に説明可能なのであろうか。

これまでに土層の厚みの指数関数として、種々の気候環境で得られている土層生成関数は多様で、切片の値として $10^1\text{--}10^3 \text{ g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$ の範囲、指数係数として $1\text{--}5 \text{ m}^{-1}$ の範囲に広がっているが (Larsen *et al.*, 2014), それらが何によって決まっているのかは明らかになっていない。Owen *et al.* (2011) は、世界各地で求められた土層形成速度と気候条件の関係を整理したが、年降水量が 100 mm に満たない乾燥地域でのみ降水量の増大に対して土層形成速度が大きくなる傾向がみられたものの、降水の多寡や気温の高低などの気候因子と土層形成速度との間にはグローバルな傾向としての関連性をみいだすことはできなかったとしている。また、テクトニクスが活発で侵食が速い場所ほど土層の形成速度も大きいという指摘もなされている (Heimsath *et al.*, 2012; Larsen *et al.*, 2014) が、そのような対応が生じるメカニズムは現在のところ不明である。

4) 岩盤の強度低下の重要性とそのモデリング

地形学におけるロックコントロールの観点からいえば、土層の形成は、その地点に働いている剝離作用の強さと地形材料の抵抗性の双方に依存するはずである。よって、土層形成速度は、サプロライトを外環境から遮蔽する土層の厚みのほか、土層直下のサプロライトの物性（とくに力学的な強度）にも左右されるものと考えられる。風化に伴う岩盤の諸性質の変化についてはこれまでに多くの岩種に対し種々のアプローチによる研究があるが、一般的にいて、鉱物構成元素の溶脱に伴って鉱物の変質と物理的性質の変化が生じ、それらの変化が複合して力学的性質の変化がもたらされる (例えば, Buss *et al.*, 2008)。すなわち、土層形成速度に気候環境の影響があるとするれば、

岩盤の化学的風化に伴う強度変化を介した間接的なものであると予想され、その過程のモデル化と検証が望まれる。

風化に伴う岩石の強度低下は、従来、年代が既知の岩石表面や供試体を用いて解析されてきたが、宇宙線生成核種の登場により、岩石表面の剝離速度や土層の生成速度が決定できるようになったことで、方法論における自由度が上がった。以下に、Matsushi *et al.* (2008) によって示された、岩盤の強度低下のモデリングと宇宙線生成核種の分析に基づくその検証のフレームワークを述べ、今後の方向性の一つを示すことにしよう。

風化に伴う岩石の強度低下は、いくつかの研究において絶対時間軸をとり入れた形で示されており、それらによれば、一軸圧縮強度や引張強度として定量化された強度値は、時間とともに指数関数的に減少する (例えば, Oguchi *et al.*, 1999; Wakasa *et al.*, 2006)。Sunamura (1996) は、こうした風化に伴う強度の時間変化の特徴を、

$$\frac{dS}{dt} = -kS \quad (25)$$

と表現した。ここで、 S は岩盤の力学的強度 (kN m^{-2})、 k は風化による強度低下速度を支配する係数 (yr^{-1}) である。一般に、風化作用は地表面からの深度が大きくなるほど減少すると考えられる。いま、深さ Z_{SSB} (m) の土層に覆われ、深度 Z_{WF} (m) に風化フロントをもつ斜面におけるサプロライトでの強度低下を考えると、 k は、深度 Z (m) の関数として

$$k = m \left(1 - \frac{Z}{Z_{\text{WF}}} \right)^{n-1} \quad \text{ただし } (Z_{\text{SSB}} \leq Z \leq Z_{\text{WF}}) \quad (26)$$

と定式化できよう (Matsushi *et al.*, 2008)。ここで m (yr^{-1}) および n はフィッティングパラメータである。図 7A に、 k が深度方向に減衰しない場合、直線的に減衰する場合、急激に減衰する場合の 3 つの例を示した。このようなべき関数であれば、多様な減減特性が表現できる。

この斜面において、サプロライトから土層が速

図 7 岩盤の強度低下を表すモデルのパラメータとその出力. 本文中の式(26)において異なる m および n 値を用いた場合の強度低下係数の深度分布 (A) と、そのときに式(28)に基づいて計算される岩盤強度の定常深度分布パターン (B).

Fig. 7 Parameters and outputs from a model of the reduction of mechanical bedrock strength. (A) Depth profiles of strength reduction coefficient with different sets of m and n parameters in the equation (26) in the text. (B) Calculated steady-state strength profiles based on equation (28) in the text.

度 E_{sap} ($\text{g m}^{-2} \text{ yr}^{-1}$) で定常的に生成し、サブロライトにおける元素溶脱により基盤岩も定常的に削剥されているとする (土層およびサブロライトがその厚みを変えずに地表面が高度低下する) と、化学風化に伴う強度低下と、削剥に伴う地表からの深度変化の両方を考慮することで、任意時点でのサブロライト中の深度 Z における強度の時間変化は、

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -m \left(1 - \frac{Z}{Z_{\text{WF}}} \right)^{n-1} S + \frac{E_{\text{sap}}}{\rho_{\text{sap}}} \frac{\partial S}{\partial Z} = 0 \quad (27)$$

と書ける。 ρ_{sap} はサブロライトの密度 (g m^{-3}) である。式(27)は、削剥があることによって、サブロライトにおける強度の深度プロファイルがみかけ上、経時的に変化しないことを意味する。いま、未風化岩盤 ($Z = Z_{\text{WF}}$) の強度を S_{FB} とあたえて、式(27)を S について解くと、

$$S = S_{\text{FB}} \exp \left[-\frac{m \rho_{\text{sap}}}{n E_{\text{sap}}} Z_{\text{WF}} \left(1 - \frac{Z}{Z_{\text{WF}}} \right)^n \right] \quad (28)$$

ただし ($Z_{\text{SSB}} \leq Z \leq Z_{\text{WF}}$)

となる。これが、サブロライトの強度の定常深度

プロファイルを表わす式である (Matsushi *et al.*, 2008)。

式(28)で表されるサブロライトの力学的強度は、図 7B に示すように、パラメータセット m および n に依存して、その深度分布の形状が変化する。宇宙線生成核種の分析によって E_{sap} がわかっている場所で、サブロライトの強度の深度分布を測定すれば、パラメータ m および n を経験的に決定できることになる。地質が同一とみなせる空間スケールであれば S_{FB} は空間的に大きく変化しないと予想され、 E_{sap} および Z_{WF} が異なる複数の地点において、強度の深度プロファイルを実測し、それらがある m および n の値のペアによって統一的に説明できるようであれば、ここで仮定している風化帯全体の定常状態の妥当性も検証されることになる。

いま、サブロライトと土層の境界面 ($Z = Z_{\text{SSB}}$) における強度は、例えばその場の土層の厚みに依存する土層生成作用の強さを反映して、空間的に多様であると予想される。その値は、サブロライトが土粒子へと変化するためのしきい強度とみなすことができる。これを S_{ET} と与えれば、

$$S_{ET} = S_{FB} \exp \left[-\frac{m}{n} \frac{\rho_{sap}}{E_{sap}} Z_{WF} \left(1 - \frac{Z_{SSB}}{Z_{WF}} \right)^n \right] \quad (29)$$

と書くことができ、これを E_{sap} について解くと、

$$E_{sap} = \rho_{sap} \frac{m}{n} \frac{H_{sap}^n}{Z_{WF}^{n-1}} \left[\ln \left(\frac{S_{FB}}{S_{ET}} \right) \right]^{-1} \quad (30)$$

を得る。ここで、 H_{sap} はサプロライトの厚み ($H_{sap} = Z_{WF} - Z_{SSB}$) (m) を表す。これが、風化による岩盤の強度低下過程を組みこんだ土層生成速度のモデル式である (Matsushi *et al.*, 2008)。

図 8 に、サプロライトの土層化のしきい強度 S_{ET} をパラメータとしたとき、式(30)から予測される風化前線の深度 Z_{WF} と土層生成速度 E_{sap} の関係を示す。土層生成速度が同等であるとき、風化帯の薄い場所では堅いサプロライトが、風化帯の厚い場所では軟らかいサプロライトが存在することになる。また風化帯の厚みが同等であれば、軟らかいサプロライトの存在する場所ほど遅く、堅いサプロライトがみられる場所ほど速く削剥されているということになる。一般的に、斜面上に

図 8 定常状態における風化帯の厚みと土層生成速度および土層生成のためのしきい強度の関係。これら以外のパラメータは図中に示した値で固定している。

Fig. 8 Steady-state relationships among thickness of weathering material, soil production rate, and threshold strength of uppermost saprolite for soil production. Other parameters in the model are fixed as indicated in the figure.

土層が持続的に存在できる環境条件にある山地の場合、テクトニックな隆起が活発で多量の降水がもたらされる場所ほど、斜面の勾配が大きく、削剥が速く、そして風化帯が薄くて力学的強度の大きい岩盤が浅部に位置する傾向にある (例えば, Burbank *et al.*, 1996; Heimsath *et al.*, 2012)。よって、式(30)から得られる帰結は、経験的な観測事実ともよく合致する。

次にある定常状態から別の定常状態への遷移を考えてみよう。この式の左辺の土層の生成速度 (E_{sap}) を増大させるような外的強制力が働くとき、右辺に含まれる風化帯の厚さ (Z_{WF} あるいは H_{sap}) と、土層生成のしきい強度 (S_{ET}) は、それへの応答として相補的に変化する。すなわち、 E_{sap} が大きくなれば、その削剥により風化帯は除去されて薄くなるが、これと同時に強度の大きいサプロライトが土層直下に露出することで、新しい定常の関係が成立する。このように、テクトニクスの変化や気候変動などによって、山地の地形がより急峻で削剥の活発な状態へと変化するとき、図 8 のダイアグラム上では、右下から左上へと向かう定常状態の遷移が起こっているものと推察される。今後、種々のテクトニクス・気候・地質の環境において、宇宙線生成核種の分析によって土層の生成速度を決定し、岩盤強度の深度分布を測定することで、式(30)によって予測される対応関係が成立しているかどうか、すなわちモデリングの妥当性が定量的に評価されることが期待される。

最後に、上述のようにモデリングした岩盤の風化と土層の生成を、ローカルな斜面の地形と結びつけておこう。式(30)を例えば式(12)に代入し、サプロライトの段階で化学的風化がほぼ完了して土層での元素溶脱が無視できる (すなわち $W_{soil} \approx 0$) とすれば、

$$\begin{aligned} & -\nabla \cdot \left(\frac{\nabla z}{1 - (\nabla z / S_c)^2} \right) \\ & = \frac{\rho_{sap}}{\rho_{soil}} \frac{m}{n} \frac{H_{sap}^n}{Z_{WF}^{n-1}} \left[K_N \ln \left(\frac{S_{FB}}{S_{ET}} \right) \right]^{-1} \end{aligned} \quad (31)$$

が得られる。これにより、定常状態にある尾根型

凸形地斜面の形状と、斜面上での物質輸送および、岩盤の風化に伴う強度低下がリンクしたことになる。図 6B に示すように地形の勾配が大きくなるにつ入れ土層が薄くなり、土層の生成速度は速くなるはずであるが、式(31)に従えば、それらに伴って土層生成のしきい強度が大きくなり、かつ風化帯が薄くなることで緩衝して結果的にあるパラメータ値の組み合わせでバランスするものと考えられる。このとき、これまでに知られている土層の生成における土層の厚みの効果は、 S_{ET} の大小として、より物理的意味が明らかな形でモデルのなかに組み込まれている。また、こうした予測は、丘頂部において強度の小さいサブロایتが厚く発達するという一般的な傾向とも合致する。当然のことながら、これは未検証のモデル式にすぎないのであって、今後の研究によって関数型そのものの妥当性が評価されなければならない。この式は、風化と削剥と地形形成のリンケージをめざす研究における今後の方向性の一つを例示したものととらえることができる。

IV. まとめと今後の展望

本稿では造岩鉱物中の宇宙線生成核種が加速器質量分析によって定量可能になったことによって実現した岩石の風化・削剥の速度論について、手法の原理や適用手順、現在までに示されているモデリングの枠組み、および得られた知見と課題を整理した。宇宙線生成核種による地球表層プロセスにまつわる時間情報あるいは速度情報の獲得方法は現在までにほぼ確立し、地形学的な研究において常套的に用いられるようになっていく。今後ますます多様な条件下でのデータが蓄積されてゆくだろう。しかし全般的に、「速度」というものが一足飛びに獲得できるようになった反面、なぜ「そのような速度なのか」という疑問に答えるメカニズム論が立ち遅れているきらいがある。

得られた速度データを経験的に定式化するだけでなく、因果律に基づく形でより本質的に現象をモデリングし、地形の形状データ、地形変化や風化の速度データ、地形構成材料の物性データの三者の関係を定量的に追及することで、モデルの妥

当性を検証する努力が必要であろう。まずは比較的均質性が高い岩種に標的を絞り込んで、気候条件やテクトニクスの異なる場で風化・物性変化・削剥のリンケージを確立することも一つの手である。また、降水量や気温の条件が、岩盤の化学的風化にどのような影響を、どれほど及ぼすかは、岩石の構成鉱物や風化生成物の物性によって変化する。ゆえに、岩種を変えて比較することも、風化現象に内在するフィードバックシステムを明らかにするうえで当然、有益であろう。

宇宙線生成核種は、そうした研究において現象進行の遅速を定量化するツールとして役立つ。種々の鉱物中に生成蓄積する異なる核種の分析法の開発やペアリングによる新しいロジックの提案なども期待される。また、斜面の形状をいかに精緻に定量化するか、また、削剥過程につながる形でいかにパラメタライズするかということに関する研究も重要であり、それには種々の新しい測量方法に基づく細密デジタル地形情報と、地理情報システムソフトウェアなどそれを扱うプラットフォームの活用が前提となる。岩石の力学的強度は、古典的なようにも思えるが、実は計測が難しい。供試体スケールと岩盤スケールでは、強度が異なるという議論もある。どのようなツールで、いかに効率的に、いかに確度・精度よく、意味のある強度データを獲得するかということも重要な課題である。

岩石の風化・削剥にまつわる速度論・メカニズム論を、地形変化に伴って発生する斜面災害あるいは流域災害の予測などに応用するという方向性にも期待がかかる。流域で生起する突発的な土砂移動現象を予測するためには、その準備過程としての岩盤の風化や土層の形成が理解されている必要がある。本稿で紹介したようなモデルはいずれもあくまで一つのモデルであって、必ずしも自然現象の本質的理解に基づくものではない。また、しばしばモデリングの前提となっている完全な定常状態など、現実にはありえない。しかし、こうした定常モデルによりパラメータを大まかにでも決定しておけば、シミュレーションを通じて非定常の領域にまで拡張して演繹計算を実行できるよ

うになる。岩石の風化・剝削に関する速度論・メカニズム論といった基礎研究から出発し、その応用として非定常的な災害現象の予測を実行し、発災事例に照らして総合的に検証するといった、ダイナミックな研究展開が望まれる。

謝 辞

本研究は科学研究費補助金（15H02340，26702010，25247082，23221009）の助成を受けて行われた。

文 献

- Audi, G., Bersillon, O., Blachot, J. and Wapstra, A.H. (2003): The Nubase evaluation of nuclear and decay properties. *Nuclear Physics A*, **729**, 3–128.
- Bierman, P.R. and Caffee, M. (2001): Slow rates of rock surface erosion and sediment production across the Namib Desert and Escarpment, Southern Africa. *American Journal of Science*, **301**, 326–358.
- Bierman, P.R. and Caffee, M. (2002): Cosmogenic exposure and erosion history of Australian bedrock landforms. *Geological Society of America Bulletin*, **114**, 787–803.
- Bierman, P.R. and Turner, J. (1995): ^{10}Be and ^{26}Al evidence for exceptionally low rates of Australian bedrock erosion and the likely existence of Pre-Pleistocene landscapes. *Quaternary Research*, **44**, 378–382.
- Braucher, R., Brown, E.T., Bourlès, D.L. and Colin, F. (2003): In situ produced ^{10}Be measurements at great depths: Implications for production rates by fast muons. *Earth and Planetary Science Letters*, **211**, 251–258.
- Braucher, R., Benedetti, L., Bourlès, D.L., Brown, E.T. and Chardon, D. (2005): Use of in situ-produced ^{10}Be in carbonate-rich environments: a first attempt. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **69**, 1473–1478.
- Braucher, R., Blard, P.-H., Benedetti, L. and Bourlès, D.L. (2006): Extending ^{10}Be applications to carbonate-rich and mafic environments. *Geological Society of America Special Papers*, **415**, 17–28.
- Burbank, D.W., Leland, J., Fielding, E., Anderson, R.S., Brozovic, N., Reid, M.R. and Duncan, C. (1996): Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas. *Nature*, **379**, 505–510.
- Buss, H.L., Sak, P.B., Webb, S.M. and Brantley, S.L. (2008): Weathering of the Rio Blanco quartz diorite, Luquillo Mountains, Puerto Rico: coupling oxidation, dissolution, and fracturing. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **72**, 4488–4507.
- Chmieleff, J., Blanckenburg, F., Kossert, K. and Jakob, D. (2010): Determination of the ^{10}Be half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, **268**, 192–199.
- 檀原 徹・岩野英樹・槽谷正雄・山下 透・角井朝昭 (1992): 無毒な重液 SPT (ポリタングステン酸ナトリウム) とその利用. 地質ニュース, **455**, 31–36. [Danbara, T., Iwano, H., Kasuya, M., Yamashita, T. and Sumii, T. (1992): The use of sodium polytungstate, a new nontoxic heavy liquid. *Chishitsu News*, **455**, 31–36. (in Japanese)]
- Desilets, D., Zreda, M., Almasi, P.F. and Elmore, D. (2006): Determination of cosmogenic ^{36}Cl in rocks by isotope dilution: Innovations, validation and error propagation. *Chemical Geology*, **233**, 185–195.
- Dietrich, W.E., Reiss, R., Hsu, M.-L. and Montgomery, D.R. (1995): A process-based model for colluvial soil depth and shallow landsliding using digital elevation data. *Hydrological Processes*, **9**, 383–400.
- Dietrich, W.E., Bellugi, D.G., Sklar, L.S., Stock, J.D., Heimsath, A.M. and Roering, J.J. (2003): Geomorphic transport laws for predicting landscape form and dynamics. in *Prediction in Geomorphology*, edited by Wilcock P.R. and Iverson R.M., *Geophysical Monograph*, **135**, American Geophysical Union, 103–132.
- Dixon, J.L., Heimsath, A.M. and Amundson, R. (2009): The critical role of climate and saprolite weathering in landscape evolution. *Earth Surface Processes and Landforms*, **34**, 1507–1521.
- Dunai, T.J. (2010): *Cosmogenic Nuclides: Principles, Concepts and Applications in the Earth Surface Sciences*. Cambridge University Press.
- Gaissner, T.K. (1990): *Cosmic Rays and Particle Physics*. Cambridge University Press.
- Gosse, J.C. and Phillips, F.M. (2001): Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: Theory and application. *Quaternary Science Reviews*, **20**, 1475–1560.
- Granger, D. (2006): A review of burial dating methods using ^{26}Al and ^{10}Be . in *In-situ-produced Cosmogenic Nuclides and Quantification of Geological Processes* edited by Siame, L.L., Bourlès, D.L. and Brown E.T., Geological Society of America, 1–16.
- Granger, D.E., Kirchner, J.W. and Finkel, R. (1996): Spatially averaged long-term erosion rates measured from in situ-produced cosmogenic nuclides in alluvial sediment. *Journal of Geology*, **104**, 249–257.
- Heimsath, A.M., Dietrich, W.E., Nishiizumi, K. and Finkel, R.C. (1997): The soil production function and landscape equilibrium. *Nature*, **388**, 358–361.
- Heimsath, A.M., Dietrich, W.E., Nishiizumi, K. and Finkel, R.C. (1999): Cosmogenic nuclides, topography, and the spatial variation of soil depth. *Geomorphology*, **27**, 151–172.
- Heimsath, A.M., Chappell, J., Dietrich, W.E., Nishiizumi, K. and Finkel, R.C. (2000): Soil production on a retreating escarpment in southeastern Australia. *Geology*, **28**, 787–790.
- Heimsath, A.M., Dietrich, W.E., Nishiizumi, K. and

- Finkel, R.C., (2001): Stochastic processes of soil production and transport: Erosion rates, topographic variation and cosmogenic nuclides in the Oregon Coast Range. *Earth Surface Processes and Landforms*, **26**, 531–552.
- Heimsath, A.M., Furbish, D.J. and Dietrich, W.E. (2005): The illusion of diffusion: field evidence for depth-dependent sediment transport. *Geology*, **33**, 949–952.
- Heimsath, A.M., Fink, D. and Hancock, G.R. (2009): The 'humped' soil production function: Eroding Arnhem Land, Australia. *Earth Surface Processes and Landforms*, **34**, 1674–1684.
- Heimsath, A.M., DiBiase, R.A. and Whipple, K.X. (2012): Soil production limits and the transition to bedrock-dominated landscapes. *Nature Geoscience*, **5**, 210–214.
- Heisinger, B., Lal, D., Jull, A.J.T., Kubik, P., Ivy-ohs, S., Knie, K. and Nolte, E. (2002): Production of selected cosmogenic radionuclides by muons: 2. Capture of negative muons. *Earth and Planetary Science Letters*, **200**, 357–369.
- Ivy-Ochs, S., Schlüchter, C., Kubik, P.W., Dietrich-Hannen, B. and Beer, J. (1995): Minimum ^{10}Be exposure ages of early Pliocene for the Table Mountain plateau and the Sirius Group at Mount Fleming, Dry Valleys, Antarctica. *Geology*, **23**, 1007–1010.
- Ivy-Ochs, S., Synal, H.-A., Roth, C. and Schaller, M. (2004): Initial results from isotope dilution for Cl and ^{36}Cl measurements at the PSI/ETH Zurich AMS facility. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, **223**, 623–627.
- Kim, K.J. and Englert, P.A.J. (2004): Profiles of in situ Be-10 and Al-26 at great depths at the Macraes Flat, East Otago, New Zealand. *Earth and Planetary Science Letters*, **223**, 113–126.
- Kober, F., Ivy-Ochs, S., Schlunegger, F., Baur, H., Kubik, P.W. and Wieler, R. (2007): Denudation rates and a topography-driven rainfall threshold in northern Chile: Multiple cosmogenic nuclide data and sediment yield budgets. *Geomorphology*, **83**, 97–120.
- Kohl, C.P. and Nishiizumi, K. (1992): Chemical isolation of quartz for measurement of in-situ-produced cosmogenic nuclides. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **56**, 3583–3587.
- Korschinek, G., Bergmaier, A., Faestermann, T., Gerstmann, U.C., Knie, K., Rugel, G., Wallner, A., Dillmann, I., Dollinger, G., Lierse von Gostomski, C., Kossert, K., Maiti, M., Poutivtsev, M. and Remmert, A. (2010): A new value for the half-life of ^{10}Be by Heavy-Ion Elastic Recoil Detection and liquid scintillation counting. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, **268**, 187–191.
- Lal, D. (1991): Cosmic ray labeling of erosion surfaces: In situ nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters*, **104**, 424–439.
- Larsen, I.J., Almond, P.C., Eger, A., Stone J.O., Montgomery, D.R. and Malcolm, B. (2014): Rapid soil production and weathering in the Southern Alps, New Zealand. *Science*, **343**, 637–640.
- Matsushi, Y., Matsuzaki, H. and Matsukura, Y. (2008): Potential of in situ-produced cosmogenic nuclides for quantifying strength reduction of bedrock in soil-mantled hillslopes. *Quaternary Geochronology*, **3**, 262–267.
- Matsushi, Y., Hattanji, T., Akiyama, S., Sasa, K., Takahashi, T., Sueki, K. and Matsukura, Y. (2010a): Evolution of solution dolines inferred from cosmogenic ^{36}Cl in calcite. *Geology*, **38**, 1039–1042.
- Matsushi, Y., Sasa, K., Takahashi, T., Sueki, K., Nagashima, Y. and Matsukura, Y. (2010b): Denudation rates of carbonate pinnacles in Japanese karst areas: estimates from cosmogenic ^{36}Cl in calcite. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, **268**, 1205–1208.
- 松四雄騎・外山 真・松崎浩之・千木良雅弘 (2016): 土層の生成および輸送速度の決定と土層発達シミュレーションに基づく表層崩壊の発生場および崩土量の予測. 地形, **37**, 427–453. [Matsushi, Y., Toyama, M., Matsuzaki, H. and Chigira, M. (2016): Simulation of soil production and transport for prediction of location and magnitude of shallow landslides. *Transactions, Japanese Geomorphological Union*, **37**, 427–453. (in Japanese with English abstract)]
- 松崎浩之 (2007): 加速器質量分析の原理. 真空, **50**, 467–474. [Matsuzaki, H. (2007): Principle of accelerator mass spectrometry. *Vacuum Society of Japan*, **50**, 467–474. (in Japanese)]
- Matsuzaki, H., Nakano, C., Tsuchiya, Y.S., Kato, K., Maejima, Y., Miyairi, Y., Wakasa, S. and Aze, T. (2007): Multi-nuclide AMS performances at MALT. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, **259**, 36–40.
- Matsuzaki, H., Nakano, C., Tsuchiya, Y.S., Ito, S., Morita, A., Kusuno, H., Miyake, Y., Honda, M., Bautista VII, A.T., Kawamoto, M. and Tokuyama, H. (2015): The status of the AMS system in its 20th year. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, **361**, 63–68.
- McKean, J.A., Dietrich, W.E. Finkel, R.C. Southon, J.R. and Caffee, M.W. (1993): Quantification of soil production and downslope creep rates from cosmogenic ^{10}Be accumulations on a hillslope profile. *Geology*, **21**, 343–346.
- Merchel, S., Braucher, R., Benedetti, L., Grauby, O. and Bourlès, D.L. (2008): Dating carbonate rocks with in-situ produced cosmogenic ^{10}Be : Why it often fails. *Quaternary Geochronology*, **3**, 299–307.
- Merchel, S., Benedetti, L., Bourlès, D.L., Braucher, R., Dewald, A., Faestermann, T., Finkel, R.C., Korschinek, G., Masarik, J., Poutivtsev, M., Rochette, P., Rugel, G. and Zell, K.-O. (2010): A multi-radio-

- nuclide approach for in situ produced terrestrial cosmogenic nuclides: ^{10}Be , ^{26}Al , ^{36}Cl and ^{41}Ca from carbonate rocks. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, **268**, 1179–1184.
- Nishiizumi, K. (2004): Preparation of ^{26}Al AMS standards. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, **223–224**, 388–392.
- Nishiizumi, K., Winterer, E.L., Kohl, C.P., Lal, D., Arnold, J.R., Klein, J. and Middleton, R. (1989): Cosmic ray production rates of ^{10}Be and ^{26}Al in quartz from glacially polished rocks. *Journal of Geophysical Research*, **94**, 17907–17915.
- Nishiizumi, K., Kohl, C.P., Arnold, J.R., Klein, J., Fink, D. and Middleton, R. (1991): Cosmic ray produced ^{10}Be and ^{26}Al in Antarctic rocks: exposure and erosion history. *Earth and Planetary Science Letters*, **104**, 440–454.
- Nishiizumi, K., Imamura, M., Caffee, M.W., Southon, J.R., Finkel, R.C. and McAninch, J. (2007) Absolute calibration of ^{10}Be AMS standards. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, **258**, 403–413.
- Oguchi, C.T., Hatta, T. and Matsukura, Y. (1999): Weathering rates over 40,000 years based on changes in rock properties of porous rhyolite. *Physics and Chemistry of the Earth A*, **24**, 861–870.
- Owen, J.J., Amundson, R., Dietrich, W.E., Nishiizumi, K., Sutter, B. and Chong, G. (2011): The sensitivity of hillslope bedrock erosion to precipitation. *Earth Surface Processes and Landforms*, **36**, 117–135.
- Phillips, F.M. (2000): Chlorine-36. in *Environmental Tracers in Subsurface Hydrology* edited by Cook, P.G. and Herczeg, A.L., Kluwer Academic, 299–348.
- Phillips, F.M., Zreda, M.G., Flinsch, M.R., Elmore, D. and Sharma, P. (1996): A reevaluation of cosmogenic ^{36}Cl production rates in terrestrial rocks. *Geophysical Research Letters*, **23**, 949–952.
- Phillips, F.M., Argento, D.C., Balco, G., Caffee, M.W., Cleme, J., Dunai, T.J., Finkel, R., Goehring, B., Gosse, J.C., Hudson, A.M., Jull, A.J.T. and Kelly, M.A. (2016): The CRONUS-Earth Project: A synthesis. *Quaternary Geochronology*, **31**, 119–154.
- Riebe, C.S., Kirchner, J.W., Granger, D.E. and Finkel, R.C. (2001): Strong tectonic and weak climatic control of long-term chemical weathering rates. *Geology*, **29**, 511–514.
- Riebe, C.S., Kirchner, J.W. and Finkel, R.C. (2003): Long-term rates of chemical weathering and physical erosion from cosmogenic nuclides and geochemical mass balance. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **67**, 4411–4427.
- Riebe, C.S., Kirchner, J.W. and Finkel, R.C. (2004): Erosional and climatic effects on long-term chemical weathering rates in granitic landscapes spanning diverse climate regimes. *Earth and Planetary Science Letters*, **224**, 547–562.
- Roering, J.J., Kirchner, J.W. and Dietrich, W.E. (1999): Evidence for nonlinear, diffusive sediment transport on hillslopes and implications for landscape morphology. *Water Resources Research*, **35**, 853–870.
- Roering, J.J., Kirchner, J.W., Sklar, L.S. and Dietrich, W.E. (2001): Hillslope evolution by nonlinear creep and landsliding: An experimental study. *Geology*, **29**, 143–146.
- Ryb, U., Matmon, A., Erel, Y., Haviv, I., Benedetti, L. and Hidy, A.J. (2014): Styles and rates of long-term denudation in carbonate terrains under a Mediterranean to hyper-arid climatic gradient. *Earth and Planetary Science Letters*, **406**, 142–152.
- Sasa, K., Takahashi, T., Tosaki, Y., Matsushi, Y., Sueki, K., Tamari, M., Amano, T., Oki, T., Mihara, S., Yamato, Y., Nagashima, Y., Bessho, K., Kinoshita, N. and Matsumura, H. (2010): Status and research programs of the multinuclide accelerator mass spectrometry system at the University of Tsukuba. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, **268**, 871–875.
- Sasa, K., Takahashi, T., Matsumura, M., Matsunaka, T., Satou, Y., Izumi, D. and Sueki, K. (2015): The new 6 MV multi-nuclide AMS facility at the University of Tsukuba. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, **361**, 124–128.
- Schaller, M., Von Blanckenburg, F., Veldkamp, A., Tebbens, L.A., Hovius, N. and Kubik, P.W. (2002): A 30 000 yr record of erosion rates from cosmogenic ^{10}Be in middle European river terraces. *Earth and Planetary Science Letters*, **204**, 307–320.
- Sharma, P., Kubik, P.W., Fehn, U., Gove, H.E., Nishiizumi, K. and Elmore, D. (1990): Development of ^{36}Cl standards for AMS. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, **52**, 410–415.
- Simpson, J.A. (1983): Elemental and isotopic composition of the galactic cosmic rays. *Annual Review of Nuclear and Particle Science*, **33**, 323–382.
- Small, E.E., Anderson, R.S. and Hancock, G.S. (1999): Estimates of the rate of regolith production using Be-10 and Al-26 from an alpine hillslope. *Geomorphology*, **27**, 131–150.
- Stone, J.O. (2000): Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research*, **105** (B10), 23753–23759.
- Stone, J., Allan, G.L., Fifield, L.K., Evans, J.M. and Chivas, A.R. (1994): Limestone erosion measurements with cosmogenic chlorine-36 in calcite—Preliminary results from Australia. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, **92**, 311–316.
- Stone, J.O., Allan, G.L., Fifield, L.K. and Cresswell, R.G. (1996): Cosmogenic chlorine-36 from calcium spallation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **60**, 679–692.
- Stone, J.O.H., Evans, J.M., Fifield, L.K., Allan, G.L. and Cresswell, R.G. (1998): Cosmogenic chlorine-

- 36 production in calcite by muons. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **62**, 433–454.
- Sunamura, T. (1996): A physical model for the rate of coastal tafoni development. *Journal of Geology*, **104**, 741–748.
- Von Blanckenburg, F. (2006): The control mechanisms of erosion and weathering at basin scale from cosmogenic nuclides in river sediment. *Earth and Planetary Science Letters*, **242**, 224–239.
- Wakasa, S., Matsuzaki, H., Tanaka, Y. and Matsukura, Y. (2006): Estimation of episodic exfoliation rates of rock sheets on a granite dome in Korea from cosmogenic nuclide analysis. *Earth Surface Processes and Landforms*, **31**, 1246–1256.