Theory, techniques and applications of in situ-produced cosmogenic ¹⁰Be and ²⁶Al In-situ 宇宙線生成核種 ¹⁰Be および ²⁶Al に関する理論と応用

by Yuki MATSUSHI

※これは 2006 年に MALT で行ったレクチャー用に執筆したものです.

このハンドアウトの内容を参照/引用するときは,

松四ほか (2007) 宇宙線生成核種¹⁰Be および²⁶Al のプロセス地形学的応用, 地形 28, 87-107.

をご引用下さい.

E-mail: matsushi@n.t.u-tokyo.ac.jp

Contents

Intro	duction	1
1. Co	smic ray radiation and nuclide production:	1
宇宙	線の照射と核種の生成	
1-1.	一次宇宙線	1
1-2.	宇宙線の磁場偏向	1
1-3.	地球大気との相互作用	1
1-4.	核種の生成: meteoric と in situ	2
1-5.	¹⁰ Beと ²⁶ Alの生成反応	3
2. Nu	clide production rate:	3
核種	の生成率	
2-1.	生成率の緯度,標高依存とスケーリング	3
2-2.	生成率の深さ分布	4
3. Ba	sic modeling for cosmogenic nuclide application:	5
核種	応用のための基本モデリング	
3-1.	Ageとrate: 核種測定から得られるもの	5
3-2.	核種量の時間変化 1: 侵食のない地表面	6
3-3.	核種量の時間変化 2: 侵食を受けている地表面	6
3-4.	Minimum age \geq max erosion rate	8
3-5.	核種の量比とバナナプロット	8
3-6.	非定常的な履歴	9
4. Po	tential usage of cosmogenic nuclide analysis:	10
種々	の応用方法	
4-1.	深度分布の測定	10
4-2.	流域の侵食	11
4-3.	段丘	12
4-4.	粒子の移動速度	12
4-5.	定常堆積面	13
Conc	luding remarks	13
Refei	rences	14

Theory, techniques and applications of in situ-produced cosmogenic ¹⁰Be and ²⁶Al In-situ 宇宙線生成核種 ¹⁰Be および ²⁶Al に関する理論と応用

Yuki Matsushi

Introduction

地表の岩石に,直接その場で(in situ)生成する宇宙線生成核種の地形学的な応用方法を概説 する.ここでは特に,¹⁰Be および²⁶Al の応用原理について詳しく述べる.最も重要なキーワードは 露出年代(Exposure age)と侵食速度(Erosion rate)である.地形学や第四紀学において¹⁰Be およ び²⁶Alを用いた応用研究は,1980年代後半に始まり,1990年代から2000年代へと急速に増え続 けてきた.世界的には現在,この手法は既に目新しいものではなく,地形学や第四紀学の方法論 における新たなスタンダードとして定着しつつある.これからは,いかに魅力あるテーマを設定し, 核種量からいかに斬新な情報を引き出すか,が勝負になる段階である.そのためには,まず基本 的知識をしっかり入れ,応用原理を理解することが大事である.

1. Cosmic ray radiation and nuclide production:

宇宙線の照射と核種の生成

1-1. 一次宇宙線

銀河宇宙線(GCR: galactic cosmic radiation)は等方性が高く,エネルギー幅の広い(~10²⁰ eV) 放射線.組成は 80–90% が陽子(水素の原子核),残りはほぼ a 粒子(へリウムの原子核).その起 源は超新星爆発などとされている.我々の太陽から起源のものは,低エネルギーの領域(~10⁸ eV). エネルギーの極めて高いものは銀河系外起源である可能性が指摘されているが,粒子のはっきり したルーツ,加速機構は未だよくわからない.

1-2. 宇宙線の磁場偏向

荷電粒子(ここでは H⁺, He⁺)が,磁界中を運動すれば,ローレンツ力による偏向を受ける. すな わち,一次宇宙線はその飛程で,銀河系内の磁場によって偏向を受け,あらゆる方向から太陽圏 (Heliosphere)へと飛来する. 地球まで到達する宇宙線フラックスは,太陽の 11 年周期活動の影響 を受ける. 地球近傍では,宇宙線は地磁気による偏向を受ける. 入射宇宙線はあらゆる運動ベクト ル(方向とエネルギー)を持っているので,トータルでは水平方向の磁力成分が最も小さい極地方 で最大フラックスとなる.

1-3. 地球大気との相互作用

地球大気に高エネルギーの宇宙線が突入すれば、大気を作る窒素、酸素、アルゴン原子(N, O, Ar)と核反応が起きる. エネルギーが 10¹¹ eV 以上(>100 GeV)の宇宙線は、空気中の原子と連鎖 的な核反応を起こし、多数の 2 次的粒子群を作り出す(air shower). これが二次宇宙線であり、電

子,陽電子,γ線,パイオン,ミュオン,中性子,陽子,ニュートリノなどから成る.これら素粒子の性質は Table 1 参照(詳しくは理科年表や教科書など).

Group	Name	Symbol	Charge	Mass (MeV)	Mean life time
Baryon	proton	р	+1	938.27	stable
	neutron	n	0	939.57	887±2 s
Meson	pion	π	+1	139.57	2.6×10^{-8} s
Lepton	electron	e	-1	0.51	stable
	muon	μ	-1	105.66	2.2×10^{-6} s
	neutrino	ν	0	exiguity	stable

Table 1. Elementary particles in secondary cosmic ray.

1-4. 核種の生成: meteoricと in situ

二次宇宙線と,窒素や酸素,あるいはアルゴンとの核反応によって,大気中で生成されるものは meteoric な核種と呼ばれる(詳しくは Lal and Peters, 1967 の Table 1 など). いわゆる放射性炭素 (¹⁴C)年代, ¹⁰Be による堆積物や氷の年代測定などはこの meteoric な核種な利用したもの. meteoric な核種は生成後,大気や海洋の循環に取り込まれ,拡散する.一方,地表物質(岩石)と の相互作用によっても,種々の核種が直接その場で生成する. これが in situ な核種である(Table 2; 詳しくは Gosse and Phillips, 2001 など). Meteoric と in situ は,たとえ同じ元素であっても,その 生成量や生成後の存在形態が全く異なるので,厳密な区別が必要.

Nuclide	Half-life (yr)	Decay	Target elements	Main target minerals
³ He	_	stable	O, Si, Fe	Olivine, pyroxene, hornblende, garnet
¹⁰ Be	1.51×10 ⁶	β^{-}	O, Mg	Quartz, olivine
¹⁴ C	5.73×10^{3}	β^{-}	0	Quartz, calcite
²¹ Ne	_	stable	Si, Mg	Quartz, olivine, garnet, clinopyroxene
²⁶ Al	7.20×10 ⁵	EC	Si	Quartz
³⁶ Cl	3.01×10 ⁵	EC, β^-	Ca, K, Cl	K-feldspar, plagioclase, calcite

Table 2. Main in-situ cosmogenic nuclides.

In situ な¹⁰Be と²⁶Al はそれぞれ,酸素とケイ素をメインターゲットに生成する.これらの核種を岩石から取り出し,測定,応用しようとするとき,石英が最も良い鉱物となる.その理由として以下の点が挙げられる.(1)組成が単純(SiO₂)で,かつターゲット元素だけからできている.(2)地表近傍のいたるところに豊富に存在する.(3)結晶構造が堅牢(共有結合結晶)であるため,化学的・物理的風化作用に極めて強く,生成した核種を保持し続ける.(4)もともと meteoric¹⁰Be のコンタミネーションが少ない上,適切な化学処理によって取り除くことができる.(5)安定同位体である²⁷Al の含有

量が少なく(~10² ppm), Al-AMS が容易.

1-5.¹⁰Beと²⁶Alの生成反応

¹⁰Be と ²⁶Al の生成は, (1)中性子による核破砕 (nucleon spallation) (2) 負電荷ミュオン捕獲 (stopping or slow negative muon capture) (3) 高エネルギーミュオン相互作用 (fast muon reaction) の 3 つの反応による. これらの反応は、それぞれ異なる物質相互作用性(すなわち、平均自由行程)を持った粒子によるものと捉えると良い. ターゲットとして石英(SiO₂)を考えた場合の、これらの反応様式を Table 3 にまとめる.

Reaction	Mechanisms	Absorption free	Contribution at
		path Λ (g/cm ²)*	surface (%)*
Spallation	¹⁶ O (n, 4p 3n) ¹⁰ Be ²⁸ Si (n, p 2n) ²⁶ Al	150–170	~98
Muon capture	¹⁶ O (μ ⁻ , v α p n) ¹⁰ Be ²⁸ Si (μ ⁻ , v 2n) ²⁶ Al	1500	1.2±0.6
Fast muon reaction	By products of nuclear or electromagnetic cascades	5300±950	0.65±0.25

Table 3. Production of in-situ cosmogenic ¹⁰Be and ²⁶Al in quartz.

* これらの値については Gosse and Phillips (2001), Heisinger et al. (2002a,b), Braucher et al. (2003)などを参照すること. 値を用い るときはソースの明記も忘れずに.

2. Nuclide production rate:

核種の生成率

2-1. 生成率の緯度,標高依存とスケーリング

地表に到達する宇宙線フラックスは,緯度(地磁気の水平成分強度)と標高(大気の厚み)に依存する.よって岩石表面における¹⁰Beと²⁶Alの生成率(年間生成個数)もこれらのファクターによって決まる.核種の生成率は,測定によって得られたデータを解釈する上で,最もファンダメンタルな値となる.よって地球上のあらゆる地点で,核種の生成率を見積もることが要求される.

歴史的には Nishiizumi et al. (1989)が,シエラネバダにおける年代既知の氷河地形で核種量 を測定し,年間生成率を最初に求めた. その後, Lal (1991)が緯度と高度の多項式で生成率のス ケーリングを提案している. 現在,最もよく用いられるのは, Stone (2000)によるスケーリングである. これは高度ではなく大気圧ベースの関数を用いて,中性子とミュオンのスケーリングファクターを 別々に与えるため,生成率を全地球的に推定する上で,より汎用性が高いといえる. 以下に Stone (2000)のスケーリングを概説する.

まず,標準大気における静圧平衡方程式から,上空11000 mまでの任意高度 z (m)における大

気圧 p(hPa)は,

$$p(z) = P_{\rm s} \exp\left\{-\frac{gM}{R\xi} \left[\ln T_{\rm s} - \ln(T_{\rm s} - \xi z)\right]\right\}$$
(1)

と表される. ここで, p_s は海抜0mにおける大気圧(1013.25 hPa), T_s は海抜0mにおける平均温度(288.15 K), ξ は大気の断熱減率(dT/dz = 0.0065 K/m), Mは大気の分子量, gは重力加速度, R は気体定数である(gM/R = 0.03417 K/m). なぜ, 大気圧の鉛直分布がこの式で表されるかは気象の教科書を参照すること.

この大気圧 p (site air pressure)を高度の代わりに用いたスケーリングファクター $F_{\lambda}(p)$ によって, 任意の地表面における核種の生成率 P_0 (atoms/g/yr)は,

$$P_0 = P_{\rm SLHL} \cdot F_\lambda(p) \tag{2}$$

と表される. ここで, P_{SLHL} は海面 (sea level: 1013.25 hPa),高緯度 (high latitude: >60°N or S) にお ける基準生成率 (5.1±0.3 atoms/g/yr for ¹⁰Be, 31.1±1.9 atoms/g/yr for ²⁶Al) であり, $F_{\lambda}(p)$ は,

$$F_{\lambda}(p) = f_{\rm sp}S_{\lambda}(p) + (1 - f_{\rm sp})M_{\lambda}(p)$$
(3)

と与えられる. f_{sp} は中性子による核破砕反応の寄与率(0.974 for ¹⁰Be, 0.978 for ²⁶Al), $S_{\lambda}(p)$ と $M_{\lambda}(p)$ はそれぞれ中性子とミュオンによる核種生成についてのスケーリングファクターであり,

$$S_{\lambda}(p) = a + b \exp[-p/150] + cp + dp^{2} + ep^{3}$$

$$M_{\lambda}(p) = M_{\lambda,1013,25} \exp[(p_{s} - p)/242]$$
(4), (5)

である. (4), (5)式中の a, b, c, d, e および $M_{\lambda, 1013.25}$ は, 緯度ごとに与えられる定数である(Stone, 2000 の Table 1 を参照のこと).

ー部の寒冷域や熱帯海域では、平均大気圧のずれによる補正が必要となる.また南極では標 準大気モデルが適用できないので、(1)式の代わりに、

$$p_{\text{Ant.}}(z) = 989.1 \exp\left[-\frac{z}{7588}\right]$$
 (6)

を用いる必要がある. 詳しくは Stone (2000)を参照すること.

2-2. 生成率の深さ分布

さて、以上のスケーリングによって、地表面での生成率 P_0 を求めることができた.次に、地表物質 内部、すなわち岩石中の深度方向への生成率変化を考える.宇宙線フラックスは深度方向に指数 関数的に減少するので、深度x(cm)における生成率P(x)は、基本的には、

$$P(x) = P_0 \exp\left[-\frac{\rho x}{\Lambda}\right]$$
(7)

と書ける. ここで, ρ は地表構成物質(岩石)の密度(g/cm³), Λ は平均自由行程(g/cm²)である. 平均自由行程(absorption mean free path)は、しばしば減衰長(attenuation length)とも書かれる(ρx = Λ となる深度で生成率は1/e となる). 核種の生成は異なる反応(Λ の異なる粒子による寄与)の和なので、より厳密には、

$$P(x) = P_0 \left\{ P_{\text{spal.}} \exp\left[-\frac{\rho x}{\Lambda_{\text{spal.}}}\right] + P_{\text{slow.}} \exp\left[-\frac{\rho x}{\Lambda_{\text{slow}}}\right] + P_{\text{fast}} \exp\left[-\frac{\rho x}{\Lambda_{\text{fast}}}\right] \right\}$$
(8)

である. ここで、 $P_{spal.}$ 、 P_{slow} 、 P_{fast} は、1-5節で示した 3 つの生成反応による地表面での寄与率 ($P_{spal.}$ + P_{slow} + P_{fast} = 1)であり、 $\Lambda_{spal.}$ 、 Λ_{slow} 、 Λ_{fast} は各々の反応に関わる粒子の平均自由行程である(Table 3 参照).

地表面近傍では、核種の生成反応として中性子核破砕が卓越するので、ミュオンの寄与はほぼ 無視できるが、深い場所(>200 g/cm²: ρ = 2.0 g/cm³なら1 m 以深)にいくに従ってミュオンの効果 が現れはじめ、1000 g/cm² (約 5 m)より深い場所では、ミュオンによる核種生成が卓越する. この 様子は Heisinger (2002b)の Fig. 4 などを参照して欲しい.

3. Basic modeling for cosmogenic nuclide application: 核種応用のための基本モデリング

3-1. Ageと rate: 核種測定から得られるもの

宇宙線の照射によって地上の岩石には,時間とともに核種が生成・蓄積する.核種の生成率が 一定とすると,測定した核種量を生成率で除する(もちろん放射性核種の場合は壊変も考慮する) ことによって,岩石が宇宙線による被爆を受けていた時間を求めることができる.これが露出年代 (exposure age)である.原則的にこの手法は,初期核種量がゼロとみなせる地形面(event surface) に対して適用できる.例えば,噴出した溶岩,断層崖,氷河後退後の露出面,モレーンの巨礫表 面,大崩壊の滑落崖,クレーターなどである.放射性核種では,核種の量が多くなると,生成と壊 変がつり合って平衡(時間に対して核種量が変化しない)状態となる.こうなると,年代を求めること ができない.

年代を求められないケースは他にもある. それは地表面が絶えず侵食されていて, せっかく生成 した核種が, 削剥された物質(石英粒子)とともに取り除かれてしまう場合である. この場合はいず れ, 生成による蓄積と, 物質の除去による損失がつり合って, 核種濃度は時間当たりの損失の割合 (すなわち侵食速度)を反映した平衡状態(steady-state erosion equilibrium)に至る. 測定した核種 量が, この状態に達しているとみなせる場合, 年代の代わりに侵食速度(erosion rate)を得ることが できる.

対象として一つの核種だけを測定する場合,深い場所までの核種分布を求めるような方法を取らない限り, exposure age とerosion rate を両方同時に求めることはできない. ただし,二つ以上の核

種を組み合わせれば、両者の比などを利用して、理想的には(測定誤差が極めて小さければ), ageとrateの両方が得られる(こともある).以下に、この応用原理とその周辺の方法論にまつわる具 体的な数学的記述について概説しよう.

3-2. 核種量の時間変化 1: 侵食のない地表面

地表面が全く侵食を受けていないとき、岩石中のある深度 x (cm)における核種量 C (atoms/g) の時間変化は、生成と壊変の二つの項によって、以下の式で表される.

$$\frac{\mathrm{d}C}{\mathrm{d}t} = P(x) - C\lambda \tag{9}$$

ここで, t は時間 (yr), P(x)は(7)式もしくは(8)式で表される核種の生成率 (atoms/g/yr), λ は核種の 壊変定数 (yr⁻¹) である (半減期を $T_{1/2}$ とすると, $\lambda = \ln 2/T_{1/2}$). (9)式は非斉次型で定数係数の一階 常微分方程式なので, まず斉次型について変数分離で解を求めたのち, 定数変化法によって解 析解を得ることができる. 解き方はレクチャーや微積分の教科書を参考にすること.

P(x)は時間に対して一定とし、初期条件(t=0のときの核種量)をCoとすると、(9)式の解は、

$$C = C_0 e^{-\lambda t} + \frac{P(x)}{\lambda} \left(1 - e^{-\lambda t} \right)$$
(10)

となる. (10)式をtについて解くと,

$$t = -\frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{P(x) - C\lambda}{P(x) - C_0 \lambda} \right)$$
(11)

である. 最も単純なケースでは、初生的には岩石中に核種が存在しないので、 $C_0 = 0$ として(11)式 から年代を求めることができる.

非常に長い時間が経過した場合, (10)式において t→∞のとき, 地表面における核種量は P₀/λと なる(時間とともに P₀/λ に漸近する). 測定した核種量がこの生成と壊変による平衡状態に達して いると, 年代を求めることができなくなる. 高度や緯度にもよるが, ¹⁰Be, ²⁶Al の場合はおよそ 10⁶ 年 以上である.

3-3. 核種量の時間変化 2: 侵食を受けている地表面

地表面が侵食を受けているとき, 岩石中のある深度 x (cm)では, 微小時間 Δt の間に, 核種を含んだ地下物質が $-\Delta x$ だけ, 地表に近づくことになる. ここで, $-\Delta x/\Delta t$ は地表の侵食速度 ε (cm/yr)に他ならない. このとき微小時間 Δt の間の, 核種量の変化 F (物質に含まれた状態での核種の移流 フラックス)は,

$$F = \frac{C(t, x) - C(t, x + \Delta x)}{\Delta t} = -\frac{\Delta x}{\Delta t} \cdot \frac{C(t, x + \Delta x) - C(t, x)}{\Delta x} = \varepsilon \frac{\partial C}{\partial x}$$
(12)

と書ける.よって,任意時点における岩石中のある深度 x (cm)における核種濃度 C(t,x)について,

$$\frac{\partial C}{\partial t} = P(x) - C\lambda + \varepsilon \frac{\partial C}{\partial x}$$
(13)

が成り立つ.

(13)式は、いわゆる一次元の Kinematic wave 方程式と呼ばれる形(非斉次型の一階線形偏微 分方程式)で、変数変換を施してから解析解を求める. すなわち、C(t,x)をC(t,f(t))に変換して、tだ けの関数とする. ここで、 $df(t)/dt = -\varepsilon$ でなければならないので、自動的に

$$x = f(t) = x_0 - \varepsilon t \tag{14}$$

が成り立つ.ここで, x_0 は初期(t = 0 のとき)に,対象物質が存在していた深度(cm)である. (14)式 を使って変数変換を施すと,

$$\frac{\mathrm{d}C(t,f(t))}{\mathrm{d}t} = \frac{\mathrm{d}t}{\mathrm{d}t} \cdot \frac{\partial C}{\partial t} + \frac{\mathrm{d}f(t)}{\mathrm{d}t} \cdot \frac{\partial C}{\partial f(t)} = \frac{\partial C}{\partial t} - \varepsilon \frac{\partial C}{\partial x}$$
(15)

であり, (13), (14)および(15)式から, 任意時点における任意深度の核種濃度の時間変化は,

$$\frac{\mathrm{d}C}{\mathrm{d}t} = P(x_0 - \varepsilon t) - C\lambda \tag{16}$$

と表すことができる.

(16)式は一階の常微分方程式なので(9)式と同様に解ける. 生成率の深度変化として(7)式を用い,地表面の生成率 P_0 および侵食速度 ε が時間変化しないものとして,初期条件(t=0のとき $C=C_0$)を与えると,解析的に,

$$C = C_0 e^{-\lambda t} + \frac{P_0}{\rho \varepsilon / \Lambda + \lambda} \cdot e^{-\frac{\rho x}{\Lambda}} \cdot \left(1 - e^{-\left(\lambda + \frac{\varepsilon \rho}{\Lambda}\right)t}\right)$$
(17)

を得る.これが定常的な侵食(steady-state erosion)を受けている地表面下の核種量を表す一般解である.解の導き方はレクチャーを参考に.

定常侵食が持続したまま,長い時間が経過した場合,すなわち(17)式において t→∞のとき,地表面(x=0)における核種の量は,

$$C = \frac{P_0}{\rho \varepsilon / \Lambda + \lambda} \tag{18}$$

となる. これが定常侵食による核種量の平衡状態(steady-state erosion equilibrium or secular equilibrium)を表す式である. (18)式を ε について解くと,

$$\varepsilon = \frac{\Lambda}{\rho} \left(\frac{P_0}{C} - \lambda \right) \tag{19}$$

となり、測定した核種濃度が平衡に達していると仮定したうえで、侵食速度を求めることができる.

3-4. Minimum age \succeq max erosion rate

時間とともに核種量がどう変化していくのかは、グラフを描くと視覚的に理解できる(Gosse and Phillips, 2001 の Fig. 22a をみよ).時間とともに、核種量は増大し、頭打ちになる. 侵食がないとき、地表面の核種量は P_0/λ に、定常侵食があるときは侵食速度に応じて(18)式で表される値に漸近する. 侵食速度が大きいほど、時間的にも、核種量的にも早い段階で平衡状態となる.

いま一つの核種量(ここでは²⁶Al, ¹⁰Be のいずれか)を測定して, 値を得たとしよう. このとき, 地表面が侵食を受けていないと仮定すれば, (11)式によって, 年代値を算出できる. これが Minimum age である. 一方, 侵食によって既に平衡状態に達しているものと仮定すれば, (19)式によって侵食 速度を算出できる. これが max erosion rate である.

このようにして算出した各値は、あくまで最も単純な仮定を前提としたモデル値であって、決して 真値ではないことに注意しなければならない.測定によって得られた核種量が、どのような履歴(サ ンプリング地点でのプロセスやその場所のヒストリ)を反映しているのかは、総合的に判断する必要 がある.

3-5. 核種の量比とバナナプロット

同一岩石から二つ以上の核種を分離して同時計測することで、原理的にはより詳しい age と rate の情報が得られる. これは各核種の生成率や半減期と、得ようとしている age や rate のスケールとが マッチしているときに効力を発揮する(例えば Gosse and Phillips, 2001 の Fig. 21 などをみよ). しか し多くのケースでは、測定誤差が大きいことよって、期待されるような情報を得られないことも珍しく ない.

とはいえ,測定によって得た個々の核種量が,現場(サンプリング地点)の状況からみて適正な 値を返しているかどうかは,同時計測した二つ以上の核種の比から(のみ)判断できる.核種量の 比がありえない値(forbidden)になっていないか,ということは計測値に解釈を与えるうえで最も重 要な点である.核種比の異常値によって,時には計測データの処理法や試料の化学処理法の修 正を迫られることもある.

二つの放射性核種 A, B について考える(それぞれ²⁶Al, ¹⁰Beとみてもらって構わない). それぞれの核種量を C_A , C_B とし, 生成率と壊変定数をそれぞれ P_A , P_B および λ_A , λ_B と表すことにする. 時間 $t \approx 0$ のとき, 核種 A, B の比すなわち C_A/C_B は,

$$\frac{C_{\rm A}}{C_{\rm B}} = \frac{P_{\rm A}}{P_{\rm B}} \tag{20}$$

であり、生成率の比からスタートする(²⁶Al, ¹⁰Be で考えると、C_A/C_B≈6.1).

侵食がない地表面があり、二つの核種が、それぞれ C_Aと C_Bで放射壊変による平衡状態に達しているとしよう、このとき二つの核種量の比は、

$$\frac{C_{\rm A}}{C_{\rm B}} = \frac{P_{\rm A}}{P_{\rm B}} \frac{\lambda_{\rm B}}{\lambda_{\rm A}} \tag{21}$$

である((10)式の $t \rightarrow \infty$ 極限を参照). すなわち, 核種量の比は(20)式から時間とともに変化し, (21) 式で表される値へと漸近する. $\lambda_A > \lambda_B$ のとき, 核種の比は生成率の比よりも小さくなる(²⁶Al, ¹⁰Be で考えると, $C_A/C_B \approx 2.8$).

次に定常的に侵食されている地表面について考える. (18)式より, 侵食による平衡状態に達した ときの, 核種 A, B の比は,

$$\frac{C_{\rm A}}{C_{\rm B}} = \frac{P_{\rm A}}{P_{\rm B}} \left(1 + \frac{\lambda_{\rm B} - \lambda_{\rm A}}{\rho \varepsilon / \Lambda + \lambda_{\rm A}} \right)$$
(22)

である. λ_A>λ_B のとき,核種の比は生成率の比よりも小さくなるが,その差は侵食速度に依存する. 侵食速度が大きいほど,生成率の比に近い値で平衡状態に達し,侵食速度が小さいほど(21)式で 表される値に近づくことがわかる.

二つの核種を測定したとき,測定値にどのような解釈が与えうるか(あるいは解釈不可能かどう か)を大雑把に判定するには,一つの核種量を横軸に,二つの核種の量比を縦軸にとったダイア グラムが役に立つ.ダイアグラム上には(10),(17)式を基本に,種々のモデルラインを描くことができ る.測定データが,このモデルラインをたどって到達できるエリアにプロットされれば,モデルの仮定 に従って解釈を与えることができる(Gosse and Phillips, 2001, Figs. 22b, 24 など).

¹⁰Be と²⁶Al を測定した場合について詳しく述べよう(Gosse and Phillips, 2001, Fig. 22b をみよ). 両者の比は生成率の比(~6)から時間とともに減少し, (21)式や(22)式で表される値(最低で~2.8) へと落ちてゆく. 地表面が侵食されていない場合の変化を表す上限ラインと, 種々の侵食速度を (22)式に与えたときに得られる終着点(steady-state erosion endpoints)を結んだ下限ラインは, 三日 月形の領域をつくる. これが steady-state erosion island であり, この領域を示したダイアグラムをバ ナナプロットなどと呼ぶ.

計測データが,バナナの内部にプロットされるとき,サンプリング地点は,モデルで仮定したような履歴(何らかのイベントによる露出→定常的な侵食)が,起こってきたと推定できる.バナナの内側のある点へは,時間と侵食速度のある一つの組み合わせによって到達できる.よって,原理的には(測定誤差が極めて小さければ),¹⁰Beと²⁶Alの両方を同時に定量することによって,露出年代と 侵食速度の両方を得ることができる.

3-6. 非定常的な履歴

計測したデータが,バナナ以外のところにプロットされたら,どうすればよいであろうか?もし,バ ナナの上限(侵食の無い地表面上の核種量変化を表すライン)よりも右上側にデータが落ちたら, 計測・化学処理の過程での失敗(特にコンタミネーション)や,計算間違いなどが無いか疑うべきである.なぜなら,いかなる履歴によってもこの領域(forbidden zone)に核種量(比)が到達することは無いからである.

一方,バナナの下限(steady-state erosion endpointsの包絡ライン)よりも左下側にデータがプロットされることがある.このようなデータに対する解釈法は、大きく分けて二つのパターンに分類される. それは、(1)対象とした試料が、深い場所から非定常なプロセスで、地表面に露出してきた、あるいは(2)過去に地表面に露出していたが、厚い堆積物により埋没を受けたのち、最近、再び地表面に露出した、といったものである.データに対してこのような解釈が適当かどうかは、現場(サンプリング地点)の状況や、その場所の地史に照らして判断されるべきである.

もちろん、この類の解釈を定量化するためには、モデルの再構築が必要である. 種々のモデル ラインがどのようなカーブを描くかは、Gosse and Phillips (2001)の Fig. 23 や、Lal (1991)の Fig. 7 な どを参照して欲しい. バナナ領域の内側に位置する、あるデータのプロットには、モデルパラメータ の設定によって、あらゆる経路でたどり着くことができる(すなわち多様な解釈が与えうる)ことが理 解されよう.

4. Potential usage of cosmogenic nuclide analysis:

種々の応用方法

4-1. 深度分布の測定

地表面から鉛直下方向に段階的にサンプルを採取し,核種量の深度分布を測定(depth profiling) すれば,解釈の際に有利となることがある.第一に,地表面の核種量だけでは,侵食速度や年代のエラーレンジが大きい場合でも,核種量の深度プロファイルにモデルカーブをフィットさせることによって,より限定的な値を求めることができる.第二に,浅い場所の核種量は,地表面の侵食の効果を受けやすいが,深い場所での核種量は侵食の影響が少なく,むしろ年代をより強く反映する.よってかなり深い場所までの深度分布を測定すれば,一種類の核種測定から,年代と侵食速度の両方を同時に推定できることもある(Granger and Smith, 2000; Siame et al. 2004 など). 第三に,その場所のヒストリが露頭の断面に残されているような場合(例えば,過去の地形面が埋没を受けている場所など)では,深度方向の核種量変化(あるいは不連続性)が,プロセスの速度や時間スケールの推定に役立つ(Schaller, et al. 2002; Braucher et al, 2000 など).

核種量の深度プロファイルを測定すべきかどうかは、知りたいプロセスの複雑さや速度・時間スケールに依存する.また、一地点につき、多数の試料を処理・測定することになるので、労力と成果のバランスをよく見通して実行に移すべきである.ただし、鉛直方向へのサンプリングが可能かどうかによって、この方法の利用が制約されることも少なくない.深度分布をとる方法は、魅力的なテーマ(興味深い履歴)と良いフィールド(サンプルアベイラビリティと地点代表性)の両方が揃わなくてはならない.

4-2. 流域の侵食

これまで,侵食地形(削剥作用を受けている地表物質)を対象に,核種の定量を行うことを前提 に話を進めてきた.しかし, in situ な核種の応用法はこれだけではない.侵食によって取り除かれ た物質そのもの(削剥されている地表から生産された物質)に焦点を当ててみよう.

長期間, 定常的に侵食を受けている流域があるとしよう. その出口には, 流域内の斜面から生産 された土砂が溜まっているとする. この土砂は, 流域内のあらゆる斜面の表面を起源とするものが, 混合した状態にある. 土砂が斜面から移動する時間は短く, 堆積した後も長い時間は経っていな いとしよう. この土砂に含まれる平均核種量と流域の侵食速度の関係を考えてみる.

流域を *n* 個のサブ領域に分け、その面積を $A_i(\text{cm}^2)$ 、そこでの侵食速度を $\varepsilon_i(\text{cm/yr})$ と表すと、 流域斜面全体の平均侵食速度 $\overline{\varepsilon}$ (cm/yr)は、

$$\overline{\varepsilon} = \sum_{i=1}^{n} \varepsilon_i A_i / \sum_{i=1}^{n} A_i$$
(23)

と表される. いま, あるサブ領域での地表面の核種量を $C_i(\text{atoms/g})$ とすると, 流域出口に排出される土砂に含まれる核種量 \overline{C} (atoms/g)は,

$$\overline{C} = \sum_{i=1}^{n} C_i \varepsilon_i A_i / \sum_{i=1}^{n} \varepsilon_i A_i$$
(24)

となる.

ここで流域斜面のあるサブ領域の地表面における核種量が,侵食速度*εi*による平衡状態に達しているとしよう.この斜面において,宇宙線の減衰長に相当する厚さの物質を侵食するのに要する時間が,核種の平均寿命に比べてずっと短い(*εi*/*Λ*>>*λ*)とするとき,(18)式から,

$$C_i = \frac{P_0 \Lambda}{\rho \varepsilon_i} \tag{25}$$

と近似できる. (23)-(25)式を用いて,

$$\overline{C} = \frac{P_0 \Lambda}{\rho} \sum_{i=1}^n A_i \left/ \sum_{i=1}^n \varepsilon_i A_i = \frac{P_0 \Lambda}{\overline{\varepsilon} \rho} \right.$$
(26)

となるから, 流域斜面全体の平均侵食速度は,

$$\overline{\varepsilon} = \frac{P_0}{\overline{C}} \cdot \frac{\Lambda}{\rho} \tag{27}$$

となる. ただし, ここでは核種の生成率を統一的に P_0 としている. 流域内に大きな標高差がある(サブ領域ごとに生成率の差異が大きい)場合は, 高度–面積曲線(hypsometric curve)などを用いて, 流域平均の生成率に補正すべきである.

堆積物(侵食域から排出された土砂)に含まれる核種量を測定した場合に,(27)式で与えられる 侵食速度は,流域(source area)の空間平均侵食速度(spatially averaged erosion rate)と呼ばれる. このアイディアは Brown et al. (1995)や Granger et al. (1996)によって初めて用いられ,現在では核 種の応用方法の一つとして,極めて重要なポジションにある.何より'点'ではなく'面'での侵食速 度を得られるため,地域スケールでの侵食速度の差異の定量(Schaller et al., 2001; Wobus et al, 2005)や,流域における風化・侵食プロセスの平均進行速度の定量(Blanckenburg, 2006 に詳し い)などに用いられる.

宇宙線核種から求められた流域の侵食速度は、比較的最近の侵食速度の変化には鈍感であり、 長期間の平均的(long-term)な侵食速度を反映している.そのため、人的インパクト(土地利用の 変化など)による侵食の加速を定量する際の、バックグラウンドレベルとしても使うことができる.また、 宇宙線核種から推定した流域内での土層の形成速度(Heimsath et al., 1997, 1999, 2001a, b)と直 接的に比較することもできる.こうした応用性から考えても、この手法の果たす役割は大きい.

4-3. 段丘

海成もしくは河成の段丘を対象に宇宙線核種の定量を行うとき、多くの場合はその段丘面の形 成年代を知りたいというモチベーションがある.すなわち、露出年代法としての利用法である.段丘 面の年代は、海成段丘ならば海水準の変動履歴の追跡、河成段丘ならば河川の下刻速度の定量 に使用できる.しかし、いくつかの問題をクリアしなければならないことが多い.

まず,段丘面が侵食されているとき,段丘表面から採取した試料に含まれる核種量は,比較的 小さい値(若い年代)を示す可能性がある.また河川堆積物から成る河岸段丘では,その場所に物 質が定着する以前に生成した核種(inheritance)が含まれている可能性がある.このような場合,段 丘から採取した試料中の核種量は,inheritance と段丘形成後に生成した核種の代数和となる.よ って段丘の年代を宇宙線核種から求めるときは,深度プロファイルをとるなどして,慎重に検討す べきである(例えば Hancock et al. 1999).

4-4. 粒子の移動速度

石英粒子が元々存在していた場所から侵食され,堆積するまでの過程において,その粒子は地 表面上(あるいは地表面近傍)を運搬されることになる.場所によっては,この粒子の運搬プロセス が緩慢で,マスとしての移動に長時間を要することがある.このような場合,移動中の石英粒子に 含まれる核種量は,粒子の移動開始からの平均経過時間(滞留時間: residence time)を反映する ことがある.粒子中の核種量が,粒子の供給源から離れるにしたがって増大するとき,その傾きの 逆数が粒子の平均移動速度を反映している.

この手法が適用できる状況(フィールド)は限られている. 粒子の移動中に生成される核種量が, AMS で定量できるほど滞留時間が長くなければならない(移動距離が長いか,移動速度が遅い). また,粒子がよく混合しながら,定常的に運搬されるようなプロセスが手法の利用に適している. 現 在,乾燥域(砂漠)の山麓緩斜面などへの適用例がある(Nichols et al., 2002)のみだが,今後応用 例が増えると予想される.

4-5. 定常堆積面

定常的に堆積作用が継続している場所では、堆積物に含まれる核種量はどう変化するだろうか? 堆積速度を D(cm/yr)とすると、堆積物(埋積を受けている面ではなく、累積しつつある物質)のあ る深度 x(cm; x = Dt)における核種量 C(atoms/g)の時間変化は、

$$\frac{\mathrm{d}C}{\mathrm{d}t} = P(Dt) - C\lambda \tag{28}$$

と表すことができる((16)式との違いをみよ). 生成率の深度変化として(7)式を用い, 地表面の生成 率 P_0 および堆積速度 D が時間変化しないものとして, 初期条件(t = 0 のとき $C = C_0$)を与えると, (28)式の解析解(解き方は(9)式と同様)は,

$$C = C_0 e^{-\lambda t} + \frac{P_0}{\lambda - D\rho/\Lambda} \cdot \left(e^{-\frac{\rho x}{\Lambda}} - e^{-\lambda t} \right)$$
(29)

となる.

(29)式は、深度方向に核種量が増大する分布を示す.すなわち、定常堆積が進行している場合は、地表面に近いところほど核種量が小さいという、これまでと逆の傾向が現れることになる.この式はLal and Arnold (1985)がソースだが、適用例はあまり多くない(定常堆積という現象が少ないためか?).もし、既に核種を含んだ粒子が堆積することを表したい(すなわち、inheritance を考える)場合は、C₀に適当なモデル式(例えば(26)式)を代入すればよい(Nichols et al., 2002 など).

Concluding remarks

以上, in situな宇宙線生成核種の応用法について, 特に¹⁰Beおよび²⁶Alを想定して, 基本的な 事項を整理してきた. 核種の生成率や基本的モデリングについての概念をしっかり理解していれ ば, あらゆる状況に対応して(すなわち自分の研究対象に即して), 自由にモデルを構築すること ができる. 核種の定量とモデリングは, 地形学的諸問題の定量化に際して強力なツールとなる.

方法論の基礎知識を復習するには、Nishiizumi et al. (1993), Bierman (1994), Cerling and Craig (1994)などを辞書的に使うと良い. これまでの研究の進展状況を概観するには、Gosse and Phillips (2001), Bierman et al. (2002), Cockburn and Summerfield (2004)などのレビューが役に立つ. この 他にも、実際に応用するに際して必要となる知識、例えば試料の化学処理(Kohl and Nishiizumi, 1992)や生成率の傾斜補正 (Dunne et al., 1999), AMS システム (Matsuzaki et al., 2000, 2004)など は各論文を読んで知識を仕入れてほしい.

宇宙線生成核種を用いた研究は、その応用化がますます進み、論文数は増大しつつある

(Cockburn and Summerfield, 2004 の Fig. 1 など). 全ての研究論文に目を通すことなど, 到底できない. 基本概念や方法論だけをレクチャーや主要論文などでしっかり理解し, その上で自らの研究対象と密接に関連する文献を, じっくり時間をかけて読む. これが, 効率よく勉強するにはお勧めの方法である.

References

- Bierman, P.R., 1994. Using in situ produced cosmogenic isotopes to estimate rates of landscape evolution: a review from the geomorphic perspective. Journal of Geophysical Research 99, 13885–13896.
- Bierman, P.R., Caffee, M.W., Davis, P.T., Marsella, K., Pavich, M., Colgan, P., Mickelson, D., Larsen, J., 2002. Rates and timing of earth surface processes from *in situ*-produced cosmogenic Be-10. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 50, 147–205.
- Blanckenburg, F.V., 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.
- Brown, E.T., Stallard, R.F., Larsen, M.C., Raisbeck, G.M., Yiou, F., 1995. Denudation rates determined from the accumulation of in situ-produced ¹⁰Be in the Luquillo Experimental Forest, Puerto Rico. Earth and Planetary Science Letters 129, 193–202.
- Braucher, R., Brown, E.T., Bourlès, D.L., Colin, F., 2003. In situ produced ¹⁰Be measurements at great depths: implications for production rates by fast muons. Earth and Planetary Science Letters 211, 251–258.
- Braucher, R., Bourlès, D.L., Brown, E.T., Colin, F., Muller, J.P., Braun, J.J., Delaune, M., Edou Minko, A., Lescouet, C., Reisbeck, G.M., Yiou, F., 2000. Application of in situ-produced cosmogenic ¹⁰Be and ²⁶Al to the study of lateritic soil development in tropical forest: theory and examples from Cameroon and Gabon. Chemical Geology 170, 95–111.
- Cerling, T.E., Craig, H., 1994. Geomorphology and in-situ cosmogenic isotopes. Annual Reviews Earth Planetary Sciences 22, 273–317.
- Cockburn, H.A.P., Summerfield, M.A., 2004. Geomorphological applications of cosmogenic isotope analysis. Progress in Physical Geography 28, 1–42.
- Dunne, J., Elmore, D., Muzikar, P., 1999. Scaling factors for the rates of production of cosmogenic nuclides for geometric shielding and attenuation at depth on sloped surfaces. Geomorphology 27, 3–11.
- Gosse, J.C., Phillips, F.M., 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. Quaternary Science Reviews 20, 1475–1560.
- Granger, D.E., Kirchner, J.W., 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.

- Granger, D.E., Smith, A.L., 2000. Dating buried sediments using radioactive decay and muogenic production of ²⁶Al and ¹⁰Be. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B 172, 822–826.
- Hancock, G.S., Anderson, R.S., Chadwick, O.A., Finkel, R.C., 1999. Dating fluvial terraces with ¹⁰Be and ²⁶Al profiles: application to the Wind River, Wyoming. Geomorphology 27, 41–60.
- Heimsath, A.M., Dietrich, W.E., Nishiizumi, K., Finkel, R.C., 1997. The soil production function and landscape equilibrium. Nature 388, 358–361.
- Heimsath, A.M., Dietrich, W.E., Nishiizumi, K., 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., Finkel, R.C., 2001a. Late Quaternary erosion in southeastern Australia: a field example using cosmogenic nuclides. Quaternary International 83–85, 169–185.
- Heimsath, A.M., Dietrich, W.E., Nishiizumi, K., Finkel, R.C., 2001b. 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.
- Heisinger, B., Lal, D., Jull, A.J.T., Kubik, P., Ivy-Ochs, S., Neumaier, S., Knie, K., Lazarev, V., Nolte, E., 2002a. Production of selected cosmogenic radionuclides by muons 1. Fast muons. Earth and Planetary Science Letters 200, 345–355.
- Heisinger, B., Lal, D., Jull, A.J.T., Kubik, P., Ivy-Ochs, S., Knie, K., Nolte, E., 2002b. Production of selected cosmogenic radionuclides by muons 2. Capture of negative muons. Earth and Planetary Science Letters 200, 357–369.
- Kohl, C.P., Nishiizumi, K., 1992. Chemical isolation of quartz for measurement of *in-situ*-produced cosmogenic nuclides. Geochimica et Cosmochimica Acta 56, 3583–3587.
- 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.
- Lal, D., Arnold, J.R., 1985. Tracing quartz through the environment. Proceedings Indian Academy Science (Earth Planetary Science) 94, 1–5.
- Lal, D., Peters, B., 1967. Cosmic ray produced radioactivity on the earth. In: Flugge, S. (Eds.), Handbook of Physics. Springer-Verlag, Berlin, pp. 551–612.
- Matsuzaki, H., Nakano, C., Yamashita, H., Maejima, Y., Miyairi, Y., Wakasa, S., Horiuchi, K., 2004. Current status and future direction of MALT, The University of Tokyo. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B 223–224, 92–99.
- Matsuzaki, H., Tanikawa, M., Kobayashi, K., Hatori, S., 2000. Development of a gas counter for AMS measurement of ¹⁰Be and ²⁶Al of cosmic spherules. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B 172, 218–223.

- Nichols, K.K., Bierman, P.R., Hooke, R.L., Clapp, E.M, Caffee, M., 2002. Quantifying sediment transport on desert piedmonts using ¹⁰Be and ²⁶Al. Geomorphology 45, 105–125.
- Nishiizumi, K., Winterer, E.L., Kohl, C.P., Klein, J., Middleton, R., Lal, D., Arnold, J.R., 1989. Cosmic ray production rates of ¹⁰Be and ²⁶Al in quartz from glacially polished rocks. Journal of Geophysical Research 94, 17907–17915.
- Nishiizumi, K., Kohl, C.P., Arnold, J.R., Dorn, R., Klein, J., Fink, D., Middleton, R., Lal, D., 1993. Role of *in situ* cosmogenic nuclides ¹⁰Be and ²⁶Al in the study of diverse geomorphic processes. Earth Surface Processes and Landforms 18, 407–425.
- Siame, L., Bellier, O., Braucher, R., Sébrier, M., Cushing, M., Bourlès, D., Hamelin, B., Baroux, E., Voogd, B., Raisbeck, G., Yiou, F., 2004. Local erosion rates versus active tectonics: cosmic ray exposure modelling in Provence (south-east France). Earth and Planetary Science Letters 220, 345–364.
- Schaller, M., Blanckenburg, F.V., Hovius, N., Kubik, P.W., 2001. Large-scale erosion rates from in situ-produced cosmogenic nuclides in European river sediments. Earth and Planetary Science Letters 188, 441–458.
- Schaller, M., Blanckenburg, F.V., Veit, H., Kubik, P.W., 2002. Influence of periglacial cover beds on in situ-produced cosmogenic ¹⁰Be in soil sections. Geomorphology 49, 255–267.
- Stone, J.O., 2000. Air pressure and cosmogenic isotope production. Journal of Geophysical Research 105, 23753–23759.
- Wobus, C., Heimsath, A., Whipple, K., Hodges, K., 2005. Active out-of-sequence thrust faulting in the central Nepalese Himalaya. Nature 434, 1008–1011.