

宇宙核素地学研究的理论基础与应用模型

李英奎¹, Jon Harbor¹, 刘耕年², 周力平², 崔之久²

(1. 普渡大学地球与大气科学系, 美国印第安那州 47906; 2. 北京大学环境学院, 北京 100871)

摘要: 宇宙核素是宇宙射线与地表物质相互作用的产物, 具有蜕变、中子捕获和介子反应三种形成机制。宇宙核素产生率随深度的变化而变化, 同时还受纬度、高度和时间等因素的影响, 其浓度变化与表面的暴露时间和侵蚀速率密切相关。宇宙核素的应用模型主要基于单一核素和核素对, 单一核素方法只能解决一个未知因素, 但核素浓度-深度分布曲线可用于复杂问题的解决。核素对方法可以解决具有多种未知因素的复杂状况, 实际应用中主要基于核素比值变化曲线的分析。另外, 基于核素对还可以解决埋藏年龄等问题。

关键词: 宇宙核素; 地貌演化; 暴露年龄; 埋藏时代

中图分类号: P931; P597

文献标识码: A

文章编号: 1005-3409(2005)04-0139-07

Theoretical Background and Interpretation Models of In-situ Cosmogenic Nuclides in Earth Sciences

LI Ying-kui¹, Jon Harbor¹, LIU Geng-nian², ZHOU Li-ping², CUI Zhi-jiu²

(1. Department of Earth and Atmospheric Sciences, Purdue University, West Lafayette, IN 47907-1397, USA;

2. College of Environmental Sciences, Peking University, Beijing 100871, China)

Abstract: Cosmogenic nuclides found in rocks and sediments at the Earth's surface are produced primarily by three forms of interaction between cosmic rays and minerals: spallation, neutron-capture reactions and muon-induced reactions. The production rate of these nuclides varies with depth, latitude, altitude, and time. The concentration of nuclides in surface rocks and sediments is a function of exposure time and erosion rate, and thus has great potential for use in landscape evolution studies. In the Earth sciences, single nuclides are typically used to resolve one unknown, normally time of exposure or erosion rate. Ratios of the concentrations of multiple nuclides can be used to resolve exposure age and erosion rate, as well as more complex issues such as the duration of burial events.

Key words: Cosmogenic nuclide; Landscape evolution; Surface exposure age; Burial dating

1 引言

目前, 国际上利用宇宙核素技术测定地表暴露年龄和侵蚀速率等研究蓬勃开展, 理论、方法日益成熟, 有效促进了地貌学、第四纪地质学以及地质年代学等地学领域研究的深度和广度^[1]。与其他技术手段相比, 宇宙核素技术能够直接测定地质、地貌体的暴露年龄或埋藏时代, 同时具有测年范围广(从千年到百万年的时间尺度), 测年物质较易获取等特点, 为原本受上述条件局限而较难解决的问题提供了有效手段^[1~5]。另外, 这一技术能够有效度量地表过程的演化速率, 可用来评估本地(in-situ)、小流域和大区域等不同空间尺度的风化、侵蚀、搬运和沉积过程的特点和速率^[6~10], 检验地表过程演化的现有理论、假说和模型, 并由此建立新的理论和模型^[11~15]。但是, 由于形成机理和测量技术等方面的不确定性, 目前, 这一方法在地学应用中仍然存在一定局限。因

此, 明确其在地学应用中的能力和局限, 合理总结和评价其现有应用状况对更好使用这一技术进行相关研究至为关键。本文将在现有研究基础上, 对宇宙核素的基本特性、理论背景和应用模型进行整理和综合, 阐明利用宇宙核素进行测年和地表过程演化研究的机制和方法。

2 宇宙核素的基本特性与理论基础

2.1 宇宙核素的一般特性及形成机制

宇宙核素(Cosmogenic nuclides)是宇宙射线与地表大气或岩石相互作用的产物。宇宙射线中能够穿透大气层阻挡而到达地球表面的高能中子(neutron)和介子(muon)与地表大气或岩石矿物中的原子发生反应可以形成一系列的稳定或放射性元素^[1, 5, 16]。这些反应主要包括蜕变(Spallation)、中子捕获(neutron-capture reactions)和介子反应(muon-induced reactions)^[17~19]三种形成机制。介子反应又可进一步

* 收稿日期: 2005-04-26

基金项目: 国家自然科学基金资助(项目号: 90102016, 40271014)

作者简介: 李英奎(1970-), 男, 博士, 2001年北京大学环境学院毕业, 现为美国普渡大学地球与环境科学系访问学者, 主要从事地表过程、环境及GIS等方面研究。

区分为快速介子反应(Fast muons)和慢速负介子捕获(Capture of negative muons)^[17]。用于地学研究的核素主要为较长半衰期的放射性元素¹⁰Be、²⁶Al、³⁶Cl、¹⁴C和稳定性元素³He、²¹Ne(表1)^[1,5,16]。一般而言,大气中产生的核素能够

迅速参加地表地球化学循环而进行迁移、转化,而岩石表面产生的核素具有更加明显的本地特性,也称为本地(In-situ)宇宙核素。本文的探讨主要针对本地宇宙核素。

表1 常用宇宙核素特性一览表^[3,6,7,21]

元素	半衰期(a)	主要目标矿物	测量手段(与物质)	主要形成机制(岩石表面)
³ He	稳定性元素	橄榄石、辉石、角闪石、石榴石等	质谱仪(MS)	O、Mg、Si、Fe的蜕变
¹⁰ Be	$1.51 \pm 0.03 \times 10^6$	石英、橄榄石、磁铁矿、斜长石等	加速器质谱(AMS)(BeO)	Si、Mg、O、Fe的蜕变
¹⁴ C	5730	石英	加速器质谱(AMS)(C)	Si和O的蜕变
²¹ Ne	稳定性元素	石英、橄榄石、石榴石	质谱仪(MS)	Mg、Al、Si、Fe的蜕变
²⁶ Al	$7.05 \pm 0.2 \times 10^5$	石英、橄榄石	加速器质谱(AMS)(Al ₂ O ₃)	Si、Al、Fe的蜕变
³⁶ Cl	3.01×10^5	全部岩石	加速器质谱(AMS)(AgCl)	K和Ca的蜕变 ³⁵ Cl的中子捕获

2.2 宇宙核素产生率及其影响因素

宇宙核素的产生率随深度的变化而变化。蜕变反应和中子捕获(主要针对³⁶Cl)主要发生在地表1~2m的深度范围。蜕变成因的宇宙核素,其产生率随深度的增加迅速下降(图1),可以利用指数方程加以精确描述^[16]:

$$P = P_0 e^{-\mu x} \quad (1)$$

式中符号请参见附录说明。中子捕获成因核素的产生率与深度的变化关系比较复杂,一般而言,在岩石表面15~20cm范围内,其产生率随深度的增加而增加,然后,随着深度的增加而指数递减^[18,19]。与蜕变反应和中子捕获机制不同,介子反应成因的宇宙核素主要在地表一定深度后占主导地位(图1)^[1,17]。

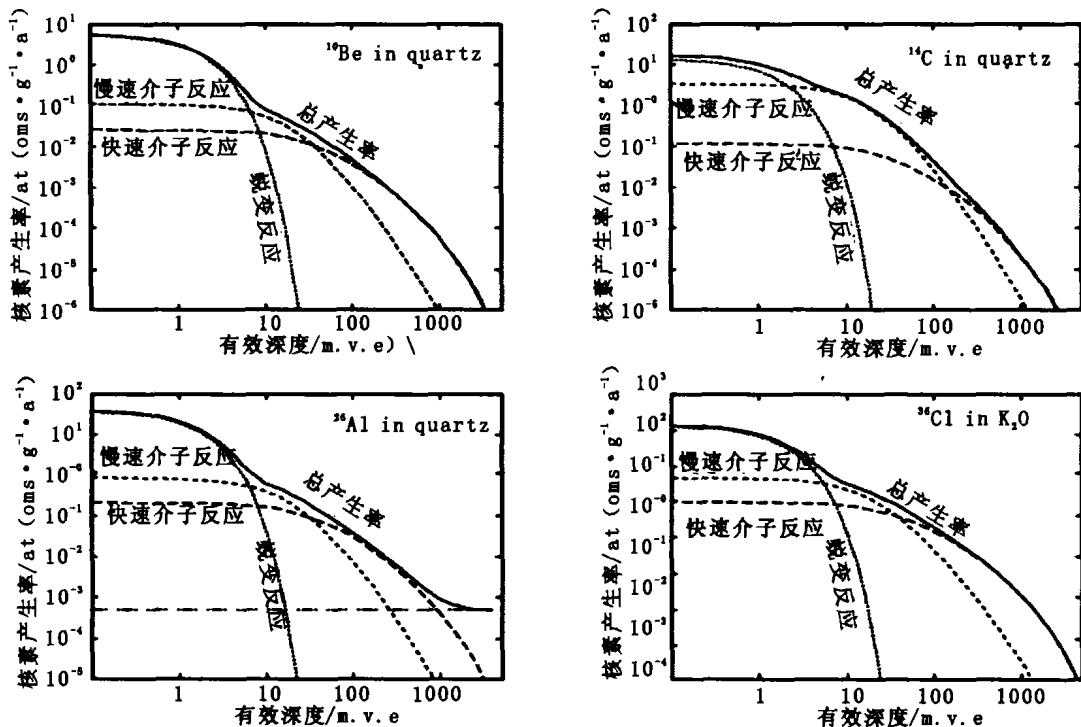


图1 常用宇宙核素不同成因机制及其总体产生率随深度的变化关系(引自文献[17])m.v.e.为水体等价深度(water equivalent depth in meters),岩石深度1m相当于2.7m.v.e.(与岩石密度有关)。

宇宙核素的产生率也随纬度、高度和时间的不同而不同,同时还受太阳活动强度变化等因素的影响^[1,5,20]。纬度对宇宙核素产生率的影响在较低纬度地区尤为明显,以蜕变成因的宇宙核素为例,其赤道海平面的产生率约是北纬60°海平面产生率的60%左右^[20],而纬度大于60°之后,宇宙核素产生率的变化很小^[1,16,20]。海拔高度对宇宙核素产生率的影响更加显著,海拔高度越高,地球对宇宙射线的遮挡越少,宇宙核素的产生率越高。例如:北纬40°,海拔800m的宇宙核素产生率约为海平面高度产生率的两倍^[20]。另外,宇宙核素产生

率还随地球磁场以及太阳活动强度的变化而变化^[1,16,20]。

2.3 宇宙核素浓度、暴露时间及表面侵蚀速率的关系

随着暴露时间的增加,宇宙核素的浓度在岩石表面不断累积,另一方面,由于岩石表面的不断侵蚀以及放射性元素本身的不断衰变,核素浓度的增加速度将随时间的加长而不断减缓。理论上,宇宙核素浓度可以表示为岩石表面暴露时间和表面侵蚀速率的函数^[16]。假定核素产生率在特定区域和时间内保持恒定,针对蜕变成因的宇宙核素,核素浓度的

变化速率可以表述为以下形式(式中符号请参见附录说明)^[16]:

$$\frac{dN}{dt} = P(x) - (\lambda + u)N(t) = p(x) - \lambda \cdot (N(t)) \quad (2)$$

为便于理解, 蜕变成因的核素浓度随时间变化的曲线可以划分为三段^[21](图2): (1) 线性增长段。当岩石表面的暴露时间远小于有效半衰期时, 核素浓度随时间的增加线性累积, 此时岩石表面侵蚀速率的影响可以忽略($N \ll P t$)。 (2) 缓慢增长段。当岩石表面的暴露时间接近有效半衰期, 并在2~3个有效半衰期之内, 核素浓度随时间的增加逐渐变缓, 同时, 明显受到表面侵蚀速率的影响。 (3) 稳定平衡段。这一阶段宇宙核素的产生量与其由于衰变及表面侵蚀而造成的损失量接近平衡, 核素浓度相对稳定, 不再随时间的增加而明显增长。一般而言, 当岩石表面暴露时间大于3个有效半衰期时, 核素浓度随时间的变化可以近似认为达到了平衡状态。

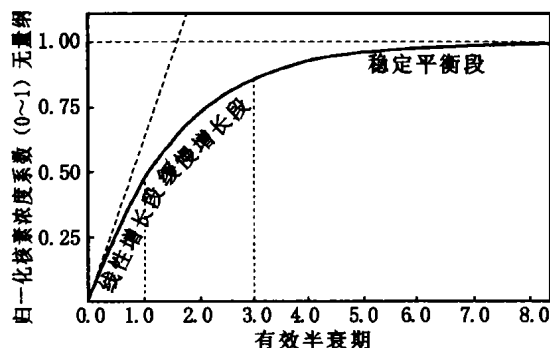


图2 蜕变成因宇宙核素浓度与岩石表面暴露时间和侵蚀速率的关系(引自文献[21])

3 宇宙核素的应用模型

现有研究中, 宇宙核素技术的地学应用主要基于单一核素和核素对(nuclide pair)方法, 同时针对侵蚀速率、暴露年龄、埋藏时代等具体问题发展了多种应用模型和使用策略。为了更好地应用宇宙核素方法, 恰当理解这些模型及其对应的使用条件和存在局限十分重要。下面就一些常用应用模型进行简要概括。

3.1 单一核素方法

一般而言, 基于单一核素的应用模型都是在假定没有核素继承, 同时核素产生率不随时间的变化而发生变化的前提下开展的(表2)。另外, 这些模型一般只针对蜕变成因为主的宇宙核素, 这对大多数核素都是适用的, 但如果其他成因的宇宙核素也十分重要(如: ^{36}Cl), 其应用模型将变得十分复杂, 详细请查阅相关文献^[1]。

需要说明的是, 表2中的一些模型具有相互冲突的假设条件, 在可能同时使用的情况下, 需要特别加以注意。如: 岩石表面没有侵蚀或岩石表面达到了侵蚀平衡状态是实际应用中的两个常用假设。前者用来计算最小暴露年龄(针对蜕变成因核素), 后者可以估算岩石表面的最大可能侵蚀速率。上述这两个结果在地学研究中都十分重要, 但它们不能同时正确。实际应用中, 可以通过一定的假设计算一系列相互对应的侵蚀速率和暴露年龄, 然后根据其他可能的地学证据评估最可能的侵蚀速率和暴露年龄。

必须指出, 单一核素方法在理论上只能解决一个未知因素, 因此, 在实际应用中只能使用在较为特定的条件下。Gosse 和 Phillips (2001)^[11]对其所能使用的环境和前提条件进行概括如下: (1) 有足够的地质证据表明岩石的表面侵蚀可以忽略; (2) 能够合理假定岩石表面的侵蚀速率或暴露年龄大小; (3) 有足够理由证明岩石表面已裸露了很长时间并基本达到了平衡状态。由此可见, 单一核素方法在实际应用中, 选择符合上述条件的采样位置至关重要。

单一核素方法也可以用于沉积物(体)的地学研究。由于便于采集剖面样品, 除表2中所列的模型外, 剖面的核素浓度-深度分布曲线可用来解决更为复杂的问题^[25]。图3给出了几种可能的核素浓度-深度分布曲线^[1]: (1) 曲线A 为典型核素浓度-深度曲线, 说明沉积体未经过明显的表面侵蚀或后期堆积; (2) 曲线B 表明沉积体具有长期稳定的侵蚀速率; (3) 曲线C 代表沉积体处于一定沉积速率的堆积状态; (4) 曲线D 说明沉积体在经历了一段时间的稳定之后, 其表面迅速沉积了一定厚度的沉积物^[3]。核素浓度-深度分布曲线方法也同样对岩心样本具有很大的应用潜力, 但由于在实际采样过程中, 岩心样品的采集具有很大难度, 因此, 到目前为止, 这方面的研究还少见报道。

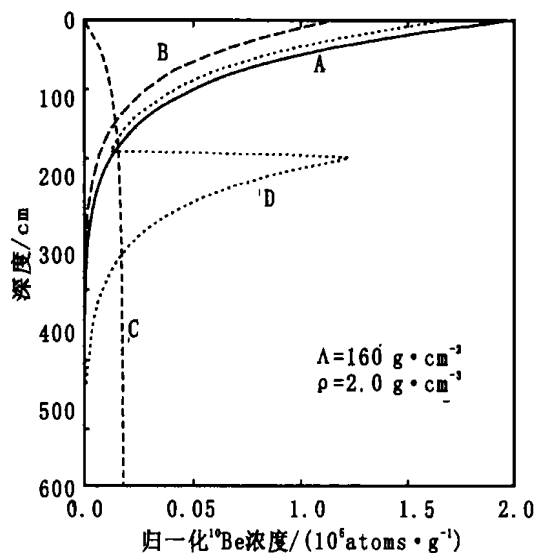


图3 宇宙核素(^{10}Be)的不同浓度深度分布曲线(引自文献[11])

3.2 宇宙核素对

针对具有多个未知因素的复杂地质问题, 可以采用多种核素综合的方法加以解决。目前, 宇宙核素对是最常使用的方法和策略。早在1985年, Lal 和 Arnold^[26]就提出了使用 ^{26}Al - ^{10}Be 核素对解决复杂地质、地貌问题的设想, 现在它已广泛用于确定暴露年龄、评估侵蚀速率和测定沉积事件等^[3, 27~30]。除此之外, 由于 ^{36}Cl - ^{10}Be 核素对更大的半衰期差距以及核素成因的多样性, 它具有提供更高分辨率侵蚀速率和暴露年龄的能力^[1, 31]。近年来, 也有学者提出使用核素 ^{14}C 结合 ^{10}Be 进行地质问题研究的设想^[1]。

3.2.1 核素比值变化曲线

宇宙核素对的最常用使用策略是建立核素比值与其中任一核素浓度之间的变化曲线, 并用其评估样品的侵蚀速率、暴

露年龄和埋藏历史。在所有可能的宇宙核素对中, $^{26}\text{Al}-^{10}\text{Be}$ 是最常使用这一方法进行地学分析的核素对。这主要因为 ^{26}Al 和 ^{10}Be 的测量来自同一矿物(石英), 二者具有相似的地球化学行为, 同时具有较大的半衰期差异, 更为重要的是, $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ 比值相对稳定, 并基本不受纬度、高度、深度和时间等因素影响^[23, 28]。实际应用中, $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ 比值常与 ^{10}Be 浓度的对数值建立关系曲线(图4)^[1, 3, 16]。图4所示的典型 $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ 比值与 ^{10}Be 浓度变化曲线中, 上面的实心曲线代表表面侵蚀速率

为0的核素比值变化曲线, 曲线上的点越往右(远离坐标轴), 暴露时间越长。下面虚心曲线上的各点分别代表不同侵蚀速率下达到侵蚀平衡状态的 $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ 比值及其对应的 ^{10}Be 浓度, 曲线上的点越往右, 侵蚀速率越小。两条曲线在右下角的交点代表表面未发生侵蚀的长期裸露平衡状态, 其间所夹区域常称为“稳定侵蚀岛”(steady-state erosion island)^[3, 16], 岛内各点分别代表具有不同侵蚀速率和暴露年代的 $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ 比值及其对应的 ^{10}Be 浓度。

表2 单一核素方法的应用模型

使用目的	应用物质*	应用模型(公式)	假设条件	具体描述	参考文献
核素浓度	B, C, S	$N = \frac{P_0}{\lambda + \mu \epsilon} e^{-\mu x}$	稳定侵蚀平衡状态; 没有埋藏	如果表面侵蚀速率为0, 岩石表面得到的宇宙核素浓度将是这一核素在该位置的最大可能浓度	文献[16]、[22]
	B, C, S	$N = Pt$	暴露时间短(小于1个有效半衰期)	在短期暴露情况下, 宇宙核素浓度对侵蚀速率不敏感	文献[23]
	B, C, S	$N = \frac{P_0 e^{-\mu x}}{\lambda + \mu \epsilon} (1 - e^{-(\lambda + \mu \epsilon)t})$	稳定侵蚀速率; 没有埋藏	这一模型代表宇宙核素随暴露时间和侵蚀速率变化的通用模型, 可以在特定的情况下简化为上述两个模型	文献[3]、[16]
	B, C, S	$N = \frac{P}{\lambda} \frac{1}{\mu s} (e^{-\mu x} - e^{-\lambda x/s})$	表面具有稳定沉积速率的沉积物堆积	这一模型应用于表面已经沉积了深度为x的稳定速率沉积物的情况	文献[3]
暴露年龄	B, C	$t = -\frac{1}{\lambda} \ln(1 - \frac{N}{P})$	表面侵蚀速率为0; 用于放射性元素; 没有埋藏	如果表面有一定的侵蚀或短期埋藏, 求得的暴露年龄将比实际暴露年龄小, 因此, 这一年龄代表表面可能的最小暴露年龄	文献[16]、[24]
	B, C	$t = \frac{N}{P}$	表面侵蚀速率为0; 用于稳定性元素; 没有埋藏	说明同上, 同时也可用于放射性元素但暴露时间较短的情况下	文献[24]
	B, C, S	$t = -\frac{1}{\lambda + \mu \epsilon} \ln(1 - \frac{(\lambda + \mu \epsilon)N}{P(x)})$	稳定侵蚀速率; 没有埋藏	必须能够确定或合理假设侵蚀速率, 才能计算暴露年龄; 针对稳定元素或很高侵蚀速率的情况($\lambda \ll \mu \epsilon$), 可以假定 $\lambda = 0$	根据文献[16]推导
	B, C, S	$t = -\frac{1}{\lambda} \ln(1 - \frac{(\lambda + \mu \epsilon)N}{P(x)})$	表面具有稳定沉积速率的沉积物堆积	必须能够确定或合理假设沉积速率, 才能计算年龄; 对于稳定元素, $\lambda = 0$	根据[3]推导
本地侵蚀速率	B, C, S	$\epsilon = \frac{1}{\mu} (\frac{P}{N} - \lambda) \quad m = \Lambda(\frac{P}{N}) \sim \lambda$	稳定侵蚀平衡状态; 没有埋藏	如果表面并没有达到侵蚀平衡状态, 求得的侵蚀速率将比实际侵蚀速率大, 因此, 这一速率代表表面可能的最大侵蚀速率	文献[10]、[16]
流域侵蚀速率	S	$\bar{m} = \Lambda(\frac{P}{N})$	目标矿物在流域中均匀分布; 流域内部无沉积物滞留; 流域稳定侵蚀速率	由于多种原因, 求得的侵蚀速率可能比实际速率偏大, 也可能偏小; 一般代表长期侵蚀速率; 由于核素半衰期远大于人类活动的历史, 因此这一方法无法评估人类活动造成的加速侵蚀速率	文献[10]
	S	$\bar{m} = \frac{\Delta P}{N} \Lambda$	目标矿物在流域中均匀分布; 流域内部无沉积物滞留; 流域稳定侵蚀速率; 侵蚀速率较快(核素衰变可以忽略)	说明同上	文献[8]、[9]
沉积物搬运时间	S	$t_1 = \frac{1}{\lambda} \ln(\frac{P_{\text{teff}} - N_{\text{init}} \lambda}{P_{\text{teff}} \lambda})$	可以获得或有效假定宇宙核素的初始继承浓度	求得的时间将很不精确, 并强烈依赖于假设的合理性; 到目前为止, 很少得到具体应用	文献[10]
埋藏年龄	C, S	$T = \frac{1}{\lambda} \ln(\frac{N_p}{N_r})$	可以获得或有效假定埋藏前的宇宙核素浓度	一般只能用于半衰期相对较短的宇宙核素(^{14}C), 主要原因在于其在埋藏前能够在短期内迅速达到平衡状态	根据放射性核素衰变的基本原理推导

* B: 基岩; C: 砾石; S: 沉积物, 表中使用符号见附录说明

图4所示的 $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ ~ ^{10}Be 变化曲线可用来有效评估暴露年代、侵蚀方式、速率及埋藏历史等各种复杂的地学状况^[1, 3, 16]。(1)如果样品数据落在“稳定侵蚀岛”的上方和右侧的“禁止区”(forbidden zone)^[16]内, 数据本身将不具备任何附加的地学意义, 一般成因于样品处理和测量过程中的问题或不确定性, 也可能成因于样品相对较高的 ^{26}Al 背景值, 从而造成 $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ 比值偏高的情况;(2)如果样品数据落在上面的实心曲线上(或一定误差范围内), 说明样品本身未经明显的埋藏或侵蚀过程, 样点距坐标轴的距离代表了样品暴露年龄的长短, 距离越大, 暴露年龄越长;(3)如果样品数据落在下面的虚心曲线上(或一定误差范围内), 则意味着样品已经处于侵蚀平衡状态, 样点距坐标轴的距离代表样品表面所受侵蚀速率的大小, 距离越大, 侵蚀速率越小;(4)如果样

品数据落在“稳定侵蚀岛”内, 说明样品尚未达到侵蚀平衡状态, 既存在着表面侵蚀, 又经历了一定的暴露时间, 样点的表面侵蚀速率和暴露年龄可通过不同侵蚀速率比值曲线的拟合加以确定^[3, 16];(5)如果样品数据落在“稳定侵蚀岛”下方, 说明样品曾经历过一次或多次遮挡或埋藏事件。针对样品被埋藏的情况, 到目前为止, 还很难确定样品所经历的埋藏事件次数、累积暴露及埋藏时间等因素。但是, 可以在理论上计算样品可能经历的最小暴露时间和最小埋藏年代^[1, 29]。一般而言, 沿埋藏线(图4b中“稳定侵蚀岛”下方的虚线, 由于样品埋藏过程中放射性核素的衰变, 埋藏线并不平行于坐标轴, 而是向坐标原点方向倾斜)方向, 样点距下曲线的距离代表样品可能经历的最小埋藏时间, 样点所在埋藏线与上曲线交点和坐标轴之间的距离代表样品所可能经受的最小暴露

年龄^[1]。

与²⁶Al~¹⁰Be核素对类似,³⁶Cl~¹⁰Be核素对也可以进行类似的分析^[6,31]。由于³⁶Cl与¹⁰Be的半衰期差别更大,另外对³⁶Cl而言,中子捕获成因在其核素浓度中同样占重要比重,因此,³⁶Cl~¹⁰Be核素对的“稳定侵蚀岛”范围更大,能够

分辨更高分辨率的侵蚀速率和暴露年龄。然而,由于³⁶Cl与¹⁰Be分别量测于不同的矿物,二者的地球化学行为有较大差异,同时,二者之间的比率也受岩性、地理位置、高度等多方面因素的影响,并不象²⁶Al/¹⁰Be比值那样相对稳定,因此,目前³⁶Cl~¹⁰Be核素对并未得到广泛应用。

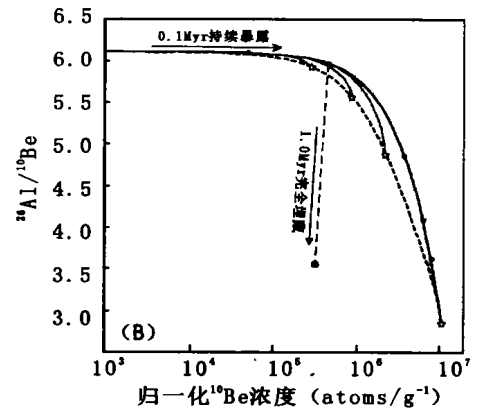
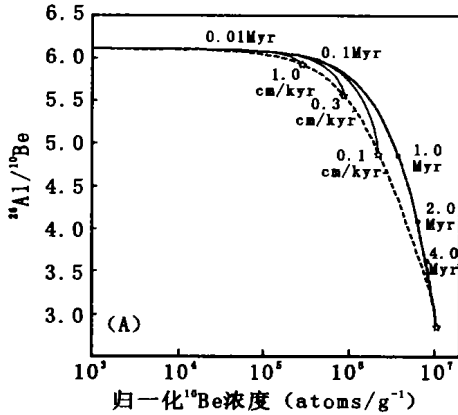


图4 ²⁶Al/¹⁰Be比值与¹⁰Be浓度的变化曲线(引自文献[1])

其他核素对同样可以进行类似分析。例如:²¹Ne~¹⁰Be核素对在确定古老(> 1Ma)岩石表面的暴露年龄和侵蚀速率方面具有很大潜力^[1];利用¹⁴C结合稳定或较长半衰期核素(如:¹⁰Be)能够用于年轻岩石表面(< 100 ka)的研究。因为¹⁴C的半衰期很短,能够在较短时间内(25 ka)达到侵蚀平衡状态,因此其可单独用于评估岩石表面的侵蚀速率。一旦岩石表面的侵蚀速率得以确定,就可利用稳定或较长半衰期核素进一步确定岩石表面的暴露年龄^[1]。当然,这一方法的具体应用还需要有效提高宇宙核素¹⁴C的样品制备、提取水平和测量精度。

3.2.2 侵蚀-暴露时间曲线

除上述核素比值变化曲线方法外,Gillespie和Biemann(1995)^[21]提出了另一种基于图示方法的核素对解决方案。这一方法充分利用核素浓度与暴露年龄和表面侵蚀速率的关系(方程2),针对量测的核素浓度,将其所有可能的暴露年龄和侵蚀速率组成一条在(ϵ, t)平面坐标系下的曲线。从而,不同核素可以得到不同的(ϵ, t)变化曲线,如果来自不同核素的曲线相交,则该交点就是所要求的侵蚀速率和暴露年龄。这一方法尤其适合于评估所求侵蚀速率和暴露年龄的精度或不确定性(图5)。

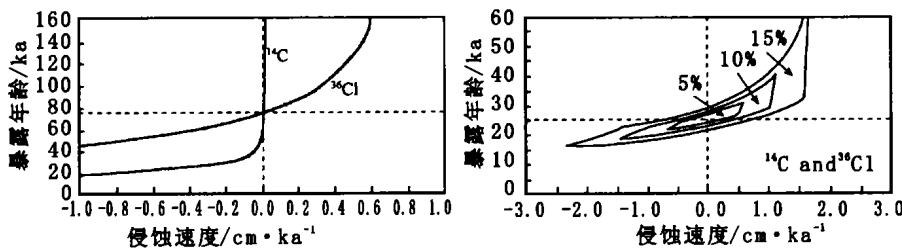


图5 侵蚀-暴露时间曲线方法示意图(引自文献[21])

3.3 埋藏年龄

前文虽然已经讨论了一些埋藏年龄的问题,但大部分论述还主要集中于暴露年龄和表面侵蚀速率问题。由于埋藏年龄问题在某些方面的重要性^[1,16,23],本节将单独对其进行简单总结和概括。与前面讨论的暴露年龄和表面侵蚀速率问题相比,埋藏年龄具有与其截然不同的前提假设^[23]。埋藏年龄通常假设岩石或沉积物在经历了足够长时间的宇宙核素积累之后,被快速埋藏,致使核素浓度停止继续积累,从而通过不同核素衰变速率的差异可以确定样品的埋藏时间。一般而言,这种状况可以发生在沉积物被冲入洞穴或突然被较厚物质掩埋等情况下^[23]。与暴露年龄的应用模型相比,埋藏年龄一般至少需要两个宇宙核素进行年代的确定,因为埋藏年龄问题至少含有两个未知因素(埋藏年龄以及埋藏前的暴露时间或侵蚀速率)^[23]。

假定选择两个放射性核素(A和B)进行埋藏年龄的确定。样品埋藏前这两个核素的浓度比值可表示为:

$$\frac{N_A(0)}{N_B(0)} = \frac{P_{A0}(\lambda_A + \mu\epsilon)}{P_{B0}(\lambda_B + \mu\epsilon)} \times \frac{1 - e^{-(\lambda_A + \mu\epsilon)t}}{1 - e^{-(\lambda_B + \mu\epsilon)t}} \quad (3)$$

如果埋藏前样品的暴露时间相对短暂,核素衰变对浓度的影响可以基本忽略,上述公式可进一步简化为:

$$\frac{N_A(0)}{N_B(0)} = \frac{P_{A0}}{P_{B0}} \quad (4)$$

如果样品被埋藏前已经达到了侵蚀平衡状态,公式(3)也可简化为:

$$\frac{N_A(0)}{N_B(0)} = \frac{P_{A0}(\lambda_A + \mu\epsilon)}{P_{B0}(\lambda_B + \mu\epsilon)} \quad (5)$$

特别需要指出,如果样品埋藏前的侵蚀速率相对较大($\lambda < \mu\epsilon$),公式(5)也可以进一步简化为公式(4)的形式。

考虑最简单的情况,如果样品被迅速埋藏,同时埋藏深

度足以停止核素浓度的继续积累,此后,不同核素将随着埋藏时间的增加而不断衰变:

$$N_A = N_A(0) e^{-\lambda_A T_{\text{burial}}}; N_B = N_B(0) e^{-\lambda_B T_{\text{burial}}}; \quad (6)$$

从而,样品的埋藏时间(T_{burial})可以得到确定。针对样品埋藏前暴露时间较短或侵蚀速率足够大的情况,埋藏时间(T_{burial})可以表示为:

$$T_{\text{burial}} = \frac{1}{\lambda_A - \lambda_B} \ln \left(\frac{P_A N_B}{P_B N_A} \right) \quad (7)$$

针对样品埋藏前已经达到侵蚀平衡状态的情况,埋藏时间(T_{burial})可以表示为:

$$T_{\text{burial}} = \frac{1}{\lambda_A - \lambda_B} \ln \left(\frac{P_A N_B (\lambda_A + \mu \epsilon)}{P_B N_A (\lambda_A + \mu \epsilon)} \right) \quad (8)$$

公式(7)只有一个未知数,因此可以很容易地得到埋藏年龄的估计。公式(8)具有两个未知数,一般通过将其比值点到3.2.1节所述的核素比值变化曲线中求取。更加复杂的情况可能存在两个以上的未知数(如埋藏前的暴露时间、侵蚀速率、埋藏年龄等)。这种情况目前只能通过合理假定某些未知因素来评估样品的埋藏年龄。例如:可以假定样品埋藏前的表面侵蚀速率为0,或者假设样品埋藏前已经基本达到了侵蚀平衡状态等。

目前,埋藏年龄的研究主要使用 ^{26}Al 、 ^{10}Be 两种核素,这主要是因为前文已述的诸如二者可量测于相同目标矿物,具有相似的地球化学行为以及相对稳定的比率($^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$ 6.0)等因素。其他核素对(如 ^{36}Cl 、 ^{10}Be 和 ^{14}C ~ ^{10}Be)也具有一定的应用潜力,但由于其自身相对变化较大的比率、较为复杂的核素形成机制以及目标矿物的差异,目前还很少得到切实应用。

4 结 语

本文简要介绍了宇宙核素的一般特性和理论背景,并重点阐述了宇宙核素技术在地学中的应用模型和使用策略。宇宙核素成因于宇宙射线与地表物质的相互作用,主要集中在地表的一定深度之内,具有蜕变、中子捕获和介子反应三种形成机制。宇宙核素的产生率受深度、纬度、高度和时间等因素的影响,其浓度可以表述为暴露时间和表面侵蚀速率的函数。宇宙核素技术的应用模型主要包括单一核素和核素对两类,单一核素方法一般只能用来解决一个未知因素,实际应用中需要选择符合特定条件的采样点进行样品采集。同时,基于沉积剖面的核素浓度—深度变化曲线可用来解决更加复杂的地学问题。核素对方法可以解决具有多种未知因素的

参考文献:

- [1] Gosse, J. C., Phillips, F. M. Terrestrial cosmogenic nuclides: theory and applications[J]. Quaternary Sciences Review, 2001, 20: 1475-1560
- [2] Dorn, R. I., Phillips, F. M. Surface exposure dating: review and critical evaluation[J]. Physical Geography, 1991, 12(4): 303-333
- [3] Nishiizumi, K., Kohl, C. P., Arnold, J. R., et al. Role of in situ cosmogenic nuclides ^{10}Be and ^{26}Al in the study of diverse geomorphic processes[J]. Earth Surface Processes and Landforms, 1993, 18: 407-425
- [4] Cerling, T. E., Craig, H. Geomorphology and in-situ cosmogenic isotopes[J]. Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences, 1994, 22: 273-317
- [5] Bierman, P. R. Using in situ produced cosmogenic isotopes to estimate rates of landscape evolution: A review from the geomorphic perspective[J]. Journal of Geophysical Research, 1994, 99(B7): 13885-13896
- [6] Fabel, D., Harbor, J. The use of in-situ produced cosmogenic radionuclides in glaciology and glacial geomorphology[J]. Annals of Glaciology, 1999, 28: 103-110

复杂状况。目前,核素对方法在实际应用中主要基于核素比值变化曲线的分析,另外,利用核素的侵蚀-暴露时间曲线能够合理评估所求结果的精度和不确定性。本文最后针对埋藏年龄问题进行了单独探讨,阐述了其具体应用条件及计算模型。

附录: 文中使用符号说明

符号	含义	使用单位
P	宇宙核素产生率	$\text{atom s}^{-1} \text{ya}^{-1}$
P_0	表面核素产生率	$\text{atom s}^{-1} \text{ya}^{-1}$
P_{A0}	核素A 的表面产生率	$\text{atom s}^{-1} \text{ya}^{-1}$
P_{B0}	核素B 的表面产生率	$\text{atom s}^{-1} \text{ya}^{-1}$
$P(x)$	深度为x 的核素产生率	$\text{atom s}^{-1} \text{ya}^{-1}$
P	流域平均核素产生率	$\text{atom s}^{-1} \text{ya}^{-1}$
P_{teff}	搬运过程的有效核素产生率	$\text{atom s}^{-1} \text{ya}^{-1}$
N	宇宙核素浓度	atom s^{-1}
$N(t)$	暴露时间为t 宇宙核素浓度	atom s^{-1}
B	流域出口沉积物的平均宇宙核素浓度	atom s^{-1}
N_A	核素A 的浓度	atom s^{-1}
$N_A(0)$	埋藏前的核素A 浓度	atom s^{-1}
N_B	核素B 的浓度	atom s^{-1}
$N_B(0)$	埋藏前的核素B 浓度	atom s^{-1}
N_p	埋藏前的核素浓度	atom s^{-1}
N_T	埋藏时间为T 的核素浓度	atom s^{-1}
N_{init}	开始搬运时的核素浓度	atom s^{-1}
T	暴露时间	Ya
t^*	有效半衰期($t^* = \ln 2 / \lambda^*$)	Ya
T, T_{burial}	埋藏时间	Ya
t_t	有效搬运时间	Ya
S	沉积速率	cm/ya
ϵ	本地侵蚀速率	cm/ya
M	本地侵蚀速率	$\text{g cm}^{-2} \text{ya}^{-1}$
m	流域平均侵蚀速率	$\text{g cm}^{-2} \text{ya}^{-1}$
X	深度	cm
ρ	岩石或沉积物密度	g/cm^3
Λ	平均吸收自由路径	g/cm^2
μ	核子吸收常数, 定义为 $\mu = \rho / \Lambda$	cm^{-1}
Λ	核素衰变常数	ya^{-1}
λ^*	有效衰变常数($\lambda^* = \lambda + \mu \epsilon$)	ya^{-1}
λ_A	核素A 的衰变常数	ya^{-1}
λ_B	核素B 的衰变常数	ya^{-1}

注: a: atom s: 原子个数

- [7] Brown, E T, Stallard, R F, Larsen, M C, et al Determination of predevelopment denudation rates of an agricultural watershed (Cayaguas River, Puerto Rico) using in-situ-produced ^{10}Be in river-borne quartz[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1998, 160: 723-728
- [8] Brown, E T, Stallard, R F, Larsen, M C, et al Denudation rates determined from the accumulation of in situ-produced ^{10}Be in the Luquillo Experimental Forest, Puerto Rico[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1995, 129: 193-202
- [9] Granger, D E, Kirchner, J W, Finkel, R. Spatially averaged long-term erosion rates measured from in situ-produced cosmogenic nuclides in alluvial sediment[J]. *Journal of Geology*, 1996, 104: 249-257.
- [10] Bierman, P, Steig, E J. Estimating rates of denudation using cosmogenic isotope abundances in sediment[J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 1996, 21: 125-139
- [11] Small, E E, Anderson, R S, Hancock, G S. Estimates of the rate of regolith production using ^{10}Be and ^{26}Al from an alpine hillslope[J]. *Geomorphology*, 1999, 27: 131-150
- [12] Small, E E, Anderson, R S, Repka, J L, et al Erosion rates of alpine bedrock summit surfaces deduced from in situ ^{10}Be and ^{26}Al [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1997, 150: 413-425
- [13] Heimath, A M, Dietrich, W E, Nishiizumi, K, et al Cosmogenic nuclides, topography, and the spatial variation of soil depth[J]. *Geomorphology*, 1999, 27: 151-172
- [14] Riebe, C S, Kirchner, J W, Granger, D E, et al Erosional equilibrium and disequilibrium in the Sierra Nevada, inferred from cosmogenic ^{26}Al and ^{10}Be in alluvial sediment[J]. *Geology*, 2000, 28(9): 803-806
- [15] Vance, D, Bickle, M, Ivy-Ochs, S, et al Erosion and exhumation in the Himalaya from cosmogenic isotope inventories of river sediments[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2003, 206: 273-288
- [16] Lal, D. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1991, 104: 424-439
- [17] Heisinger, B, Nolte, E. Cosmogenic in situ production of radionuclides: exposure ages and erosion rates[J]. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, 2000, 172: 790-795
- [18] Dep, L, Elmore, D, Lipschutz, M, et al Depth dependence of cosmogenic neutron-capture-produced ^{36}Cl in a terrestrial rock[J]. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*, 1994b, 92: 301-307.
- [19] Liu, B, Phillips, F M, Fabryka-Martin, J T, et al Cosmogenic ^{36}Cl accumulation in unstable landforms, I. Effects of the thermal neutron distribution[J]. *Water Resources Research*, 1994, 30: 3115-3125
- [20] Muzikar, P, Elmore, D, Granger, D E. Accelerator mass spectrometry in geologic research[J]. *GSA Bulletin*, 2003, 115(6): 643-654
- [21] Gillespie, A R, Bierman, P R. Precision of terrestrial exposure ages and erosion rates estimated from analysis of cosmogenic isotopes produced in situ[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1995, 100(B12): 24637-24649
- [22] Schaller, M, Blankenburg, F V, Veit, H, et al Influence of periglacial cover beds on in situ cosmogenic ^{10}Be in soil sections[J]. *Geomorphology*, 2002, 49: 255-267.
- [23] Granger, D E, Muzikar, P F. Dating sediment burial with in situ-produced cosmogenic nuclides: Theory, techniques, and limitations[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2001, 188: 269-281.
- [24] Brook, E J, Kurz, M D, Ackert, R. P, et al Chronology of Taylor Glacier advances in Arena Valley, Antarctica, using in situ cosmogenic ^3He and ^{10}Be [J]. *Quaternary Research*, 1993, 39: 11-23
- [25] Braucher, R, Bourlès, D L, Colin F, et al Brazilian laterite dynamics using in situ-produced ^{10}Be [J]. *Earth and Planetary Science Letter*, 1998, 163: 197-205
- [26] Lal, D, Arnold, J R. Tracing quartz through the environment[J]. *Proceedings of the Indian Academy of Science (Earth Planetary Science Section)*, 1985, 94: 1-5
- [27] Nishiizumi, K, Kohl, C P, Arnold, J R, et al Cosmic ray produced ^{10}Be and ^{26}Al in Antarctic rocks: exposure and erosion history[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1991a, 104: 440-454
- [28] Nishiizumi, K, Winterer, E L, Kohl, C P, et al Cosmic ray production rates of ^{10}Be and ^{26}Al in quartz from glacially polished rocks[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1989, 94(B12): 17907-17915
- [29] Bierman, P R, Marsella, K A, Patterson, C, et al Mid-Pleistocene cosmogenic minimum age limits for pre-Wisconsinan glacial surfaces in southwestern Minnesota and southern Baffin Island: a multiple nuclide approach[J]. *Geomorphology*, 1999, 27: 25-39
- [30] Granger, D E, Kirchner, J W, Finkel, R C, et al Quaternary downcutting rate of the New River, Virginia, measured from differential decay of cosmogenic ^{26}Al and ^{10}Be in cave-deposited alluvium[J]. *Geology*, 1997, 25(2): 107-110
- [31] Phillips, F M, Zreda, M G, Gosse, J C, et al Cosmogenic ^{36}Cl and ^{10}Be ages of Quaternary glacial and fluvial deposits of the Wind River Range, Wyoming[J]. *GSA Bulletin*, 1997, 109(11): 1453-1463