中国科学: 地球科学 2023 年 第 53 卷 第 7 期: 1450 ~ 1460
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS

评 述

利用铀同位素破碎年代学方法示踪流域侵蚀深度变化的原理、应用和前景

徐洪敏[1], 李超[1,2*], 段知非[1], 郭玉龙[1], 杨守业[1,2]

1. 海洋地质国家重点实验室(同济大学), 上海 200092;
2. 同济大学海洋与地球科学学院, 上海 200092
* 通讯作者, E-mail: cli@tongji.edu.cn

收稿日期: 2022-04-19; 收修改稿日期: 2022-12-19; 接受日期: 2023-02-23; 网络版发表日期: 2023-05-30
国家重点研发计划项目(编号: 2022YFF0800504)、国家自然科学基金项目(批准号: 41991324、42273057、42076063)、上海市自然科学基金项目(编号: 20ZR1460400、21590712700)和黄土与第四纪地质国家重点实验室开放课题项目(编号: SKLLQG2222)资助

摘要 流域侵蚀不但塑造了地表各种地貌形态, 而且控制土壤剖面或者风化壳的岩石碎屑暴露, 影响化学风化和CO_2吸收的速率, 从而调节全球气候. 因此, 流域侵蚀过程的发生机制和控制因素研究可以深化地形地貌演化和气候演变的认识, 是地球关键带研究的前沿. 本文介绍了以沉积物碎屑组分铀同位素组成($^{234}U/^{238}U$)示踪流域侵蚀的新方法. 该方法只需少量细粒硅酸盐碎屑样品便可满足分析要求, 广泛适用于各种沉积环境的地质样品. 在稳定地貌区, 当流域侵蚀较浅时, 流域输出沉积物的碎屑组分($^{234}U/^{238}U$)比值偏低; 当流域侵蚀较深时, 下游沉积物碎屑组分($^{234}U/^{238}U$)偏高. 而在构造活跃区, 物质侵蚀以坡面迁移或者滑坡为主, 侵蚀通常较深, 流域输出沉积物多为新鲜沉积物, 其碎屑组分的U同位素组成接近"久期平衡"状态, 即($^{234}U/^{238}U$)接近1. 该方法对于示踪轨道尺度上流域侵蚀深度的变化有一定优势; 同时对于快速气候变化及人类活动造成的侵蚀变化也有灵敏的响应.

关键词 流域尺度, 侵蚀深度, 铀同位素破碎年代学, ($^{234}U/^{238}U$)

1 引言

地球表面经历各种侵蚀作用, 小到坡面片流冲刷形成冲沟, 大到河流源源不断地向海洋输送泥沙. 这些不同时空尺度的侵蚀过程不仅塑造了地表各种地貌形态, 同时也控制土壤剖面或者风化壳的岩石碎屑暴露, 影响化学风化和CO_2吸收的速率, 从而调节全球的气候(Berner等, 1983; Raymo和Ruddiman, 1992; Gaillardet等, 1999b; Kump等, 2000; West等, 2005). 因此, 研究流域侵蚀过程的发生机制和控制因素既有助于了解地形地貌的演化, 还可以深化对长期气候变化规律和地球宜居性的认识.

20世纪以来, 科学技术的进步推动了流域侵蚀相关研究不断发展, 衍生出众多评价和量化不同时空尺度流域侵蚀的方法. 对于短时间尺度或者现代流域盆地分析, 水文泥沙数据的观测是评估流域侵蚀程度最直接的手段(Summerfield和Hulton, 1994; Fuller等, 2003; Jerolmack和Paola, 2010). 但是水文观测只能研

中文引用格式: 徐洪敏, 李超, 段知非, 郭玉龙, 杨守业. 2023. 利用铀同位素破碎年代学方法示踪流域侵蚀深度变化的原理、应用和前景. 中国科学: 地球科学, 53(7): 1450–1460, doi: 10.1360/SSTe-2022-0113
英文引用格式: Xu H, Li C, Duan Z, Guo Y, Yang S. 2023. The principle, application, and prospect of using the uranium comminution age to indicate the catchment erosion depth. Science China Earth Sciences, 66(7): 1439–1449, https://doi.org/10.1007/s11430-022-1082-3

© 2023 《中国科学》杂志社

究有器测数据以来的变化，而有记录的台站仅百年历史，无法研究地质历史时期流域侵蚀的规律. 近年来，强烈的人类活动如水库建设和土地利用类型改变，很大程度上改变了流域的自然过程，导致水文观测存在极大的不确定性(Jerolmack和Paola, 2010). 在长时间尺度或者古代盆地分析中，热年代学和裂变径迹等方法能有效重建几百万年来的平均侵蚀速率(Reiners, 2002; Willett等, 2003), 但是很难反映轨道尺度气候周期变化和海平面升降的影响. 原位^{10}Be方法是在轨道尺度评估流域侵蚀应用较为广泛的方法之一，该方法模型最早由美国学者Lal在20世纪90年代提出(Lal, 1991)，用于计算地表侵蚀速率和暴露年龄，随后逐渐推广至全球各地的流域侵蚀速率研究(Bierman和Steig, 1996; Granger等, 1996; Clapp等, 2001; Schaller等, 2001; von Blanckenburg, 2005). 但是，由于在测试^{10}Be含量时要求样品中有足够量的石英颗粒(10~100g)，因此该方法多应用于古河道或阶地沉积物的侵蚀速率重建(Schaller等, 2002); 而对于海洋或湖泊钻孔的高分辨率细粒沉积物，其样品量一般难以满足^{10}Be的测试要求.

相比以上方法，利用U系不平衡原理研究第四纪以来风化剖面或者流域的侵蚀和风化特征是目前较常见的方法. 但是, 目前已开展的U系不平衡示踪流域侵蚀的模型仍存在一些局限性，例如，Vigier等(2001)提出了连续淋滤模型(Continuous leaching model)，根据悬浮颗粒物与溶解态物质的^{238}U-^{234}U-^{230}Th-^{226}Ra不平衡程度, 估算沉积物在流域中经历风化淋滤的时间, 进而计算流域侵蚀的速率. 但是该方法需要几个假设条件: 首先是稳态侵蚀，即流域风化产物的量与河流输出沉积物的量相等，而由于气候变化和人类活动的干扰, 现实中河流很少能够达到稳定状态; 其次, 深层地下水输入的U-Th-Ra对河水组成有显著影响，因而河水中溶解的U系同位素组成可能并不能反映地表风化侵蚀的真实过程; 另外, 该方法采用的是现代河流溶解质和悬浮物质的比较，由于古代河流溶解质样品已无法获得，因而无法估算地质历史时期的侵蚀情况. 之后，不同学者提出了多种聚焦于悬浮颗粒物或沉积物的U系同位素模型，包括简化的连续淋滤模型(Dosseto等, 2006)、离散淋滤模型(Discrete leaching model)(Vigier等, 2005)和U的获得与损失模型(Uranium gain and loss model)(Chabaux, 2003; Granet等, 2007), 研究亚马孙河流域、德干高原流域(Deccan Traps Basin)以及恒河流域中沉积物的风化时间和流域的侵蚀状态. 然而，由于这些模型根据沉积物全岩样品的U系核素组成来计算，自生组分中U-Th的影响还有待进一步评估和检验.

2006年美国地球化学家Donald DePaolo基于沉积物碎屑组分(^{234}U/^{238}U)提出了Comminution Age(译作“破碎年龄”)模型来量化沉积物的搬运过程(DePaolo等, 2006). 随后几年, 一些学者受此启发进一步将该方法扩展至示踪流域尺度的侵蚀深度变化(Rothacker等, 2018; Francke等, 2019). 本文将系统介绍运用(^{234}U/^{238}U)破碎年代学方法示踪流域侵蚀的基本原理、典型应用和未来发展前景，为流域侵蚀研究提供新的思路和方法借鉴.

2　铀同位素破碎年代学方法示踪流域侵蚀的原理

天然铀元素在近地表分布广泛，主要存在于岩石、河流、海洋以及地下水中, 其主要有三种同位素: ^{238}U(丰度99.28%)、^{235}U(丰度0.71%)和^{234}U(丰度0.0054%)，三种同位素均可自发进行衰变而生成新的核素. 其中，^{238}U在经过14次连续衰变后可生成稳定的^{206}Pb，这个衰变体系称为铀系，是自然界三个衰变体系之一, 也是目前已知最长的衰变体系.

理论上，当U系衰变体系处于封闭状态并经历足够长的时间后, 该衰变体系中各核素都将处于“久期平衡”状态，(^{234}U/^{238}U)=1(Bourdon, 2003). 所谓“久期平衡”，是指在衰变体系中，任何一个母体在单位时间内衰变形成子体的数目与子体衰变损失的原子数目相等, 即母子体活度相等, 表达为$N_1\cdot\lambda_1=N_2\cdot\lambda_2$. 以^{238}U-^{234}U体系为例，^{238}U在经过一次α衰变和两次β衰变后，经^{234}Th、^{234}Pa衰变为^{234}U. 由于^{234}U的半衰期显著短于^{238}U, 因此经历足够长时间(>5个^{234}U半衰期时间, 约123万年)后，体系内部单位时间^{238}U衰变形成^{234}U的数目与^{234}U衰变形成^{230}Th的数目相同，即$N_{238}\cdot\lambda_{238}=N_{234}\cdot\lambda_{234}$, (^{234}U/^{238}U)=1. 对于沉积物颗粒，^{238}U在发生α衰变形成^{234}Th时，α弹射反冲效应会导致部分位于颗粒表面的^{234}Th被直接弹射出颗粒表面，从而导致颗粒表面的^{234}U相对^{238}U亏损. 对于理想球形颗粒来说，颗粒粒径越小其比表面积越大，^{234}U由于α反冲被弹射出矿物

表面的概率就越大(Kigoshi, 1971). 当岩石埋藏较深粒径较大时, 这种亏损并不明显; 而当岩石抬升发生风化破碎后, 岩石碎屑颗粒变小, α弹射反冲效应引起的^{234}U损失变得显著, 导致整个颗粒^{234}U的累积速率明显小于^{234}U损失的速率(Dosseto和Schaller, 2016), 此时^{238}U-^{234}U平衡状态被打破. 不平衡的程度取决于颗粒粒径大小、风化的程度和时间(Dosseto等, 2008b), 因此一旦"久期平衡"被打破, 在颗粒形态不发生变化的条件下, 随着时间的增加整个系统(^{234}U/^{238}U)将逐渐降低, 直至到达新的平衡状态(DePaolo等, 2012)(图1):

$$(^{234}\mathrm{U}/^{238}\mathrm{U}) = 1-f_\alpha \times (1-\mathrm{e}^{-\lambda_{234}\times t}), \quad (1)$$

式中, f_α为^{234}U的弹射损失系数, 表示能够被反冲作用弹射出颗粒表面的^{234}U的比例, 与颗粒的粒径和比表面积有关; t为破碎年龄, 该年龄所指的时间是沉积物碎屑组分自沉积物母岩发生破碎开始到当前所经历的时间, 该过程除了包含沉积物在风化剖面形成过程中的时间, 还包括沉积物颗粒离开风化壳之后在流域滞留的时间. 通过测试当前沉积物碎屑组分的(^{234}U/^{238}U), 再结合其他手段计算f_α, 我们便可以计算沉积物碎屑组分的破碎年龄:

$$t = -\frac{1}{\lambda_{234}}\ln\left[\frac{A_{\mathrm{meas}}-(1-f_\alpha)}{A_0-(1-f_\alpha)}\right], \quad (2)$$

式中, λ_{234}为^{234}U的衰变常数, A_{meas}为样品检测的(^{234}U/^{238}U), A_0为母岩初始的(^{234}U/^{238}U).

基于以上原理, 对于一个理想的风化壳或者土壤剖面, 随着岩石碎屑颗粒的风化时间自下而上逐渐累积, 其^{234}U亏损也逐渐加剧, 该剖面上(^{234}U/^{238}U)比值将随着深度变浅而逐渐减小(李乐等, 2018)(图2a、2b). 在地貌稳定地区, 如果流域侵蚀模式以片蚀等较浅的侵蚀为主, 流域产出的浅层风化碎屑物质较多, 流域下游沉积物的(^{234}U/^{238}U)应该较小; 反之, 如果流域侵蚀较深, 则流域下游沉积物应具有较高的(^{234}U/^{238}U)(Rothacker等, 2018)(图3). 而在构造活跃地区, 流域侵蚀以滑坡等快速物质运移为主, 侵蚀通常较深, 流域输出沉积物多为深层"新鲜"破碎颗粒, 其碎屑组分的(^{234}U/^{238}U)更接近"久期平衡"状态, 即(^{234}U/^{238}U)接近1. 因此, 研究流域沉积物硅酸盐碎屑组分的(^{234}U/^{238}U), 可以探讨流域的侵蚀特征和追溯流域演化的历史.

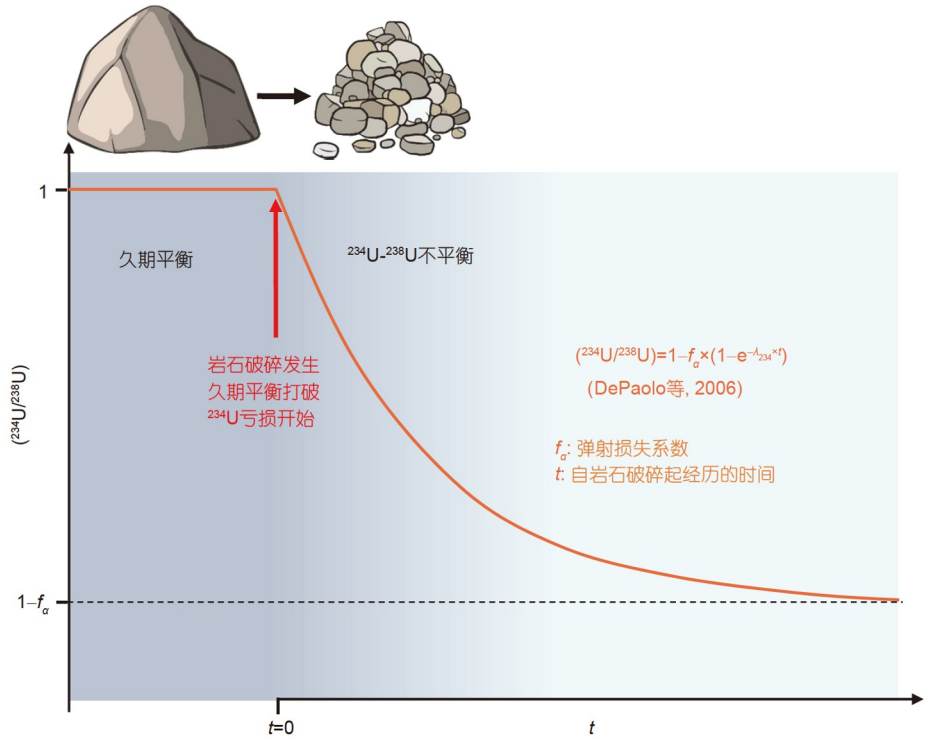


图 1　α弹射引起^{234}U-^{238}U不平衡发生过程示意图

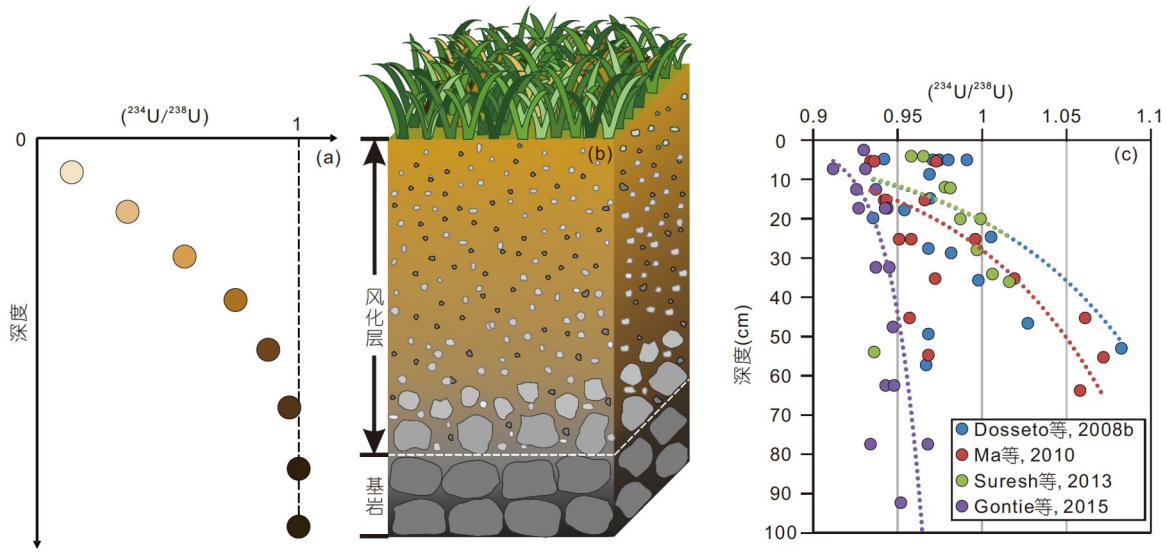


图 2　($^{234}U/^{238}U$)在土壤剖面中的分布假象模型((a)和(b))及应用实例(c)

(c)改绘自Rothacker等(2018); 除Ma等(2010)为页岩风化剖面, 其余均为花岗岩风化剖面

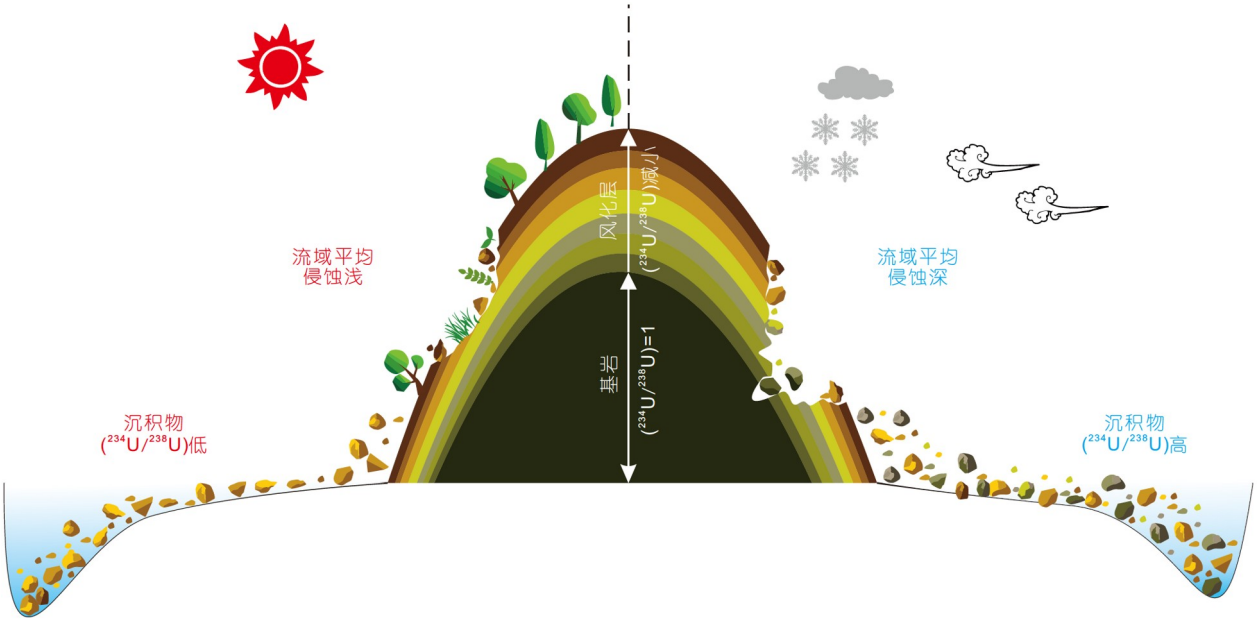


图 3　沉积物($^{234}U/^{238}U$)随流域侵蚀模式变化图

3　铀同位素破碎年代学方法示踪流域侵蚀的应用

从20世纪60年代开始地质学家便对铀同位素在地学领域的应用开展了一系列研究(Rosholt等, 1966; Scott, 1968), 但由于受同位素测试精度的限制, 很多研究仍停留在理论阶段, 缺乏实践检验和应用推广. 直到20世纪末, 随着新一代同位素质谱仪技术的发展(Edwards等, 1987; Luo等, 1997; Shen等, 2002)和化学分离方法的改进(Horwitz等, 1993; Chabaux等, 1994; Bourdon等, 1999), 铀系不平衡的各种理论才被运用到地质学的各个研究领域. 近十年来, 不同学者通过测定各地风化剖面中U同位素随深度的变化, 逐渐验证了($^{234}U/^{238}U$)在风化剖面中分布规律的猜想(Dosseto等,

2008b; Ma等, 2010; Suresh等, 2013; Gontier等, 2015), 即随着深度逐渐变浅, (^{234}U/^{238}U)逐渐降低(图2c). 这为铀同位素破碎年代学方法应用于示踪流域侵蚀奠定了重要的理论基础.

侵蚀对气候变化、植被覆盖以及人类活动等的响应机制一直是侵蚀研究中的热点问题(Burbank等, 1993; Kosmas等, 1997; Tucker和Bras, 2000; Dadson等, 2003; Fuller等, 2009; Willenbring和von Blanckenburg, 2010). 在破碎年代学发展早期, Dosseto等(2010)就根据破碎年龄所定义的滞留时间来指示流域侵蚀过程, 滞留时间的长短反映不同的流域侵蚀模式. 作者通过测试澳大利亚东南部Murrumbidgee古河道沉积物中的(^{234}U/^{238}U), 重建了过去十万年以来流域沉积物滞留时间的变化. 结果显示间冰期时沉积物的滞留时间比冰期时增加了约10倍, 作者认为这种差异是因为流域侵蚀模式的改变导致沉积物来源发生了变化. 孢粉数据表明, 在间冰期时流域植被覆盖较密, 植物类型主要为高大的乔木, 而冰期时植被较少, 植物类型主要为矮小的灌木. 间冰期时茂密的植被覆盖抑制了流域上游的土壤侵蚀, 即流域侵蚀模式为浅层侵蚀, 搬运到河流中的新鲜物质较少, 多为流域累积的老的冲积物/崩积物, 因此间冰期时沉积物滞留时间较长. 冰期时稀疏的植被覆盖未能阻碍流域上游深层的土壤侵蚀, 河流沉积物主要为新鲜的山地土壤物质, 所以冰期时沉积物滞留时间较短. 这一研究证实了气候通过影响植被的类型和密度间接控制着流域的侵蚀模式, 对理解冰期-间冰期尺度上气候对流域侵蚀、风化过程的控制机制具有重要的意义.

近几年, Rothacker等(2018)用湖泊沉积物碎屑中U同位素作为土壤侵蚀的指标, 研究了过去12300年以来, 气候变化及人类活动对欧洲东南部北马其顿/希腊边界Dojran湖泊土壤侵蚀的影响. Dojran湖泊沉积物来源于一个小型流域(275km^2). 从寒冷干旱的新仙女木时期到整体温暖湿润的全新世, 随着气候逐渐变暖, 降雨量逐渐增加, Dojran湖泊沉积物中的(^{234}U/^{238}U)整体上呈逐渐增加的趋势, 即土壤侵蚀深度逐渐加深. 但在2个短暂干冷事件8.2ka事件和4.2ka事件期间急剧下降, 暗示侵蚀深度突然变浅, 表明(^{234}U/^{238}U)对短时间尺度(千年)的气候变化比较敏感. 同时, 树木花粉等数据显示, 随着森林砍伐等人类活动逐渐增强, 该地区的土壤(^{234}U/^{238}U)在全新世晚期逐渐增加并在2.5ka时到达顶峰. 这与当时湖泊原生矿物增加对应, 说明人类活动加剧了该地区的土壤侵蚀, 改变了流域自然的侵蚀方式, 使得输送到湖泊中的沉积物主要由来自基岩的未风化矿物组成. 值得一提的是, 根据史料记载, 人类活动改变自然侵蚀方式后, 该地区出现了文明衰落的“黑暗时代”, 人口急剧减少, 农业损失惨重, 社会文化全面倒退. 作者认为这是环境对人类的负反馈作用: 人类活动造成严重的土壤侵蚀, 从而造成环境的压力, 导致农业减产, 致使文明衰落. 这对于当今人类推崇的可持续发展理念具有非常深刻的启示意义.

此外, Francke等(2019)运用湖泊沉积物中(^{234}U/^{238}U)研究了巴尔干半岛奥赫里德湖流域土壤的侵蚀深度变化, 并基于(^{234}U/^{238}U)定量计算了沉积物的滞留时间. 研究发现, 处于北马其顿/阿尔巴尼亚边界的奥赫里德湖, 晚冰期(Late Glacial)至全新世沉积物滞留时间和流域侵蚀受气候影响非常明显. 在寒冷干燥气候时期(晚冰期和新仙女木事件时期), (^{234}U/^{238}U)较低, 沉积物滞留时间较长, 说明土壤发生了浅层侵蚀; 而在Bølling/Allerød暖期和早全新世期间, (^{234}U/^{238}U)较高, 沉积物滞留时间较短, 说明暖湿气候时期土壤受到了较深的侵蚀. 在全新世中期, 随着树木与草本花粉百分比逐渐增大至高达90%, 即茂密的植被覆盖范围扩大, (^{234}U/^{238}U)比值保持较低值, 沉积物滞留时间保持较高值, 表明在全新世早期到中期的转变过程中, 流域侵蚀过程越过了一个阈值. 最终, 作者重建了奥赫里德湖流域16000年以来侵蚀过程的演化, 即在晚冰期/早全新世, 高海拔地区侵蚀较深, 低海拔地区则以浅层侵蚀为主. 而在中全新世, 无论是高海拔地区还是低海拔地区, 土壤侵蚀深度都比较浅, 因为茂密的林地植被向高海拔地区扩展, 限制了气候驱动的深层侵蚀对土壤的冲刷. 这些结果显示了植被覆盖的变化是如何在流域侵蚀过程中对气候变化产生阈值式的响应, 说明植被能够有效地阻挡气候导致的深层侵蚀, 甚至当植被覆盖密度高到一定程度时还可以改变流域的侵蚀模式, 使流域侵蚀由气候主导转变为植被主导, 这对于保护流域生态环境具有启发意义.

国内也有不少学者运用U同位素破碎年代学方法在示踪流域侵蚀研究方面做了大量开创性工作. 例如, Li等(2017a)在青藏高原采集了9个河流沉积物样品, 测试这些样品中粒径在20~25μm范围组分的(^{234}U/^{238}U). 通过与前人运用原位^{10}Be方法计算的侵蚀速率对比,

发现($^{234}U/^{238}U$)与侵蚀速率之间存在良好的相关性. 同时, 作者在长江、祁连山、柴达木盆地等其他地貌单元沉积物中也发现了类似相关性, 提出河流沉积物的($^{234}U/^{238}U$)在量化侵蚀速率方面具有很大的潜力. 李乐等(2018)在青藏高原中部、贡嘎雪山以及黄河上游等7个地貌单元采集了30个河流沉积物样品, 发现其($^{234}U/^{238}U$)与前人测得的剥蚀速度呈现很好的正相关关系, 即剥蚀速度越大, ($^{234}U/^{238}U$)越高. 流域细颗粒物质($^{234}U/^{238}U$)同剥蚀速度的关系与运用经典土壤产生方程预测结果一致, 这证明经典土壤产生方程可以应用于流域尺度. 该研究进一步完善了破碎年代学方法运用于流域尺度的理论基础. 徐阳等(2019)则将破碎年代学方法运用于高海拔冰川流域, 以位于亚洲内陆干旱区腹地, 具有显著海拔和气候梯度差异的帕米尔高原盖孜河冰川流域作为研究区域, 对流域内沉积碎屑物的($^{234}U/^{238}U$)进行分析, 结果显示中上游绝大多数细颗粒碎屑物的($^{234}U/^{238}U$)值都接近新鲜未风化的母岩初始理论值1. 这是冰川作用下快速侵蚀和搬运的沉积物($^{234}U/^{238}U$)特征, 符合破碎年代学在构造活跃地区的侵蚀规律. Jiao等(2022b)测量了青藏高原冰冻圈地区粉尘颗粒的^{234}U和^{238}U同位素组成, 发现($^{234}U/^{238}U$)在不同的地块和采样点存在着显著的空间差异: 松潘-甘孜-可可西里地块、喜马拉雅地块和昆仑-柴达木-祁连地块中的($^{234}U/^{238}U$)相对较高, 拉萨地块和羌塘地块中的($^{234}U/^{238}U$)较低, 同时青藏高原北部的冰川带中具有最高的($^{234}U/^{238}U$). 作者分析了U同位素空间分布差异的可能影响因素, 认为构造活动和地形地貌是导致这种差异的重要因素, 因为强烈的构造活动以及地形地貌形态的显著差异引起的滑坡、地面塌陷等自然灾害将快速侵蚀周围岩石, 从而使得新鲜岩石颗粒不断出露, 产生大量的具有高($^{234}U/^{238}U$)新鲜碎屑物质. 该研究不仅有助于加深对青藏高原地区粉尘产生和输送的了解, 还为区域构造、地貌动力等因素对碎屑组分($^{234}U/^{238}U$)的影响提供了新的见解和认识.

以上列举的研究案例中, 流域面积从几十到上万平方公里, 研究钻孔涉及的时间尺度从几万到几十万年, 流域的岩性也是复杂多样, 但总的来说不同作者借助($^{234}U/^{238}U$)或破碎年龄对流域侵蚀达成了一些共识(表1). 研究表明, 流域侵蚀与流域本身的地质地貌特征和气候环境有着密切且复杂的关系(表1). 对于小型流域而言, 由于地质背景相对单一, 气候条件成为流域侵蚀的主导因素, 即在干冷气候条件下流域侵蚀弱, 暖湿气候下侵蚀加强(Rothacker等, 2018; Francke等, 2019). 而对于大型流域, 气候的改变除了影响侵蚀过程本身, 还会导致流域侵蚀区域改变, 使侵蚀对气候的响应更加复杂(Dosseto等, 2010). 而随着人类对土地的改造, 如土地开垦、森林砍伐和水库建设等, 流域侵蚀已经从自然控制转换为人与自然的双重驱动机制. 因此, 在运用破碎年代学方法示踪现代流域侵蚀过程时还需谨慎考虑人为因素所导致的沉积物来源变化等问题. 尽管如此, 不论是运用($^{234}U/^{238}U$)本身, 还是基于($^{234}U/^{238}U$)计算的破碎时间, 都显示出对流域侵蚀较为灵敏的响应, 说明破碎年代学方法在示踪千年尺度气候变化引起的流域侵蚀改变具有一定优势. 进一步探

表 1　铀同位素破碎年代学方法示踪流域侵蚀研究典型案例总结

研究区域	流域面积 (km^2)	时间尺度 (kyr)	地质构造	岩性	流域侵蚀规律	影响因素	文献
澳大利亚	13.5×10^4	100	稳定	砂岩、泥岩	冰期源头侵蚀, 间冰期下游侵蚀为主	气候主导、植被/源区	Dosseto等, 2010
马其顿/希腊	275	12.3	稳定	岩浆岩、变质岩	YD、8.2和4.2ka干冷事件时侵蚀浅; 全新世变暖侵蚀加深	气候主导、人类活动影响	Rothacker等, 2018
马其顿/阿尔巴尼亚	55.4	16	稳定	千枚岩、碳酸盐岩、硅质碎屑岩、变质岩、岩浆岩	YD和8.2ka干冷事件时侵蚀浅; 中晚全新世植被抑制侵蚀	气候主导、植被影响	Francke等, 2019
青藏高原	1.78×10^4~13.6×10^4	–	活跃	复理石、岩浆岩、变质岩、沉积岩	滑坡与人类活动导致侵蚀速率高	滑坡、人类活动	Li等, 2017a
青藏高原	1.78×10^4~79.5×10^4	–	活跃	复理石、岩浆岩、变质岩、沉积岩	构造活动强烈, 侵蚀快	构造活动	李乐等, 2018
帕米尔高原	~17460	–	活跃	花岗岩、片麻岩	冰川作用下侵蚀快; 构造活动强烈、地势陡峭区域侵蚀快	构造活动、冰川、地形	徐阳等, 2019

索和完善铀同位素破碎年代学方法在示踪流域侵蚀方面的适用性, 将弥补地表侵蚀研究的不足, 为示踪地表过程和古环境研究提供新的手段和思路.

4 总结与展望

本文主要介绍了铀同位素破碎年代学示踪流域侵蚀的原理以及其在研究地表侵蚀过程中的应用. 该方法基于风化壳或土壤剖面中岩石碎屑颗粒($^{234}U/^{238}U$)的垂向分布特征, 提出流域沉积物中硅酸盐碎屑组分($^{234}U/^{238}U$)反映了流域的侵蚀深度. 对于稳定地貌区, 如果流域侵蚀较浅, 流域产出的地表浅部风化碎屑颗粒较多, 流域下游沉积物的($^{234}U/^{238}U$)应该较小; 反之, 如果流域侵蚀较深, 流域输出的深层“新鲜”破碎颗粒就越多, 流域沉积物应具有较高的($^{234}U/^{238}U$). 而在构造活跃区, 物质侵蚀以坡面迁移或者滑坡为主, 侵蚀通常较深, 流域输出沉积物多为新鲜沉积物, 其碎屑组分的U同位素组成接近“久期平衡”状态, 即($^{234}U/^{238}U$)接近1.

相比其他示踪流域侵蚀、风化的方法, 铀同位素破碎年代学方法具有一些独特的优势:

(1) 该方法在理论上可以避免沉积旋回性对沉积物地球化学参数的干扰. 流域沉积物既可能是新鲜基岩直接风化的产物(第一旋回), 同时也可能包含有大量早期风化产物(如沉积岩)的继承风化产物. 这种沉积旋回的不确定性对于流域沉积物的地球化学风化评价指标具有重要的影响(Gaillardet等, 1999a; Dellinger等, 2014; Garzanti和Resentini, 2016), 而($^{234}U/^{238}U$)方法在这一点上具有独特的优势, 因为理论上随着之前旋回风化产物的压实成岩, 其($^{234}U/^{238}U$)的亏损会随着体系的封闭逐渐恢复至久期平衡状态. 因此, 即使对于母岩是沉积岩的流域, 尽管其部分易溶元素已经发生了流失, 理论上其($^{234}U/^{238}U$)仍然等于1.

(2) ($^{234}U/^{238}U$)对于轨道尺度上的流域侵蚀深度变化较为灵敏, 可以反映流域侵蚀模式对快速气候事件(如新仙女木事件)以及人类活动的响应.

(3) 相比原位^{10}Be方法, 该方法对样品的限制少、样品消耗量小, 仅需少量细粒碎屑沉积物样品就能指示整个流域的侵蚀过程(Lee等, 2010).

(4) ($^{234}U/^{238}U$)的化学前处理、交换柱分离以及测试过程都比^{10}Be等方法更加简便, 测试仪器使用MC-ICP-MS即可以完成检测.

然而, 任何一种研究方法都有其局限性和不足, 基于($^{234}U/^{238}U$)来示踪流域侵蚀深度, 也存在一些先决条件和假设:

(1) 从原理上引起^{234}U-^{238}U不平衡的原因除了α反冲(Kigoshi, 1971), 还有氧化作用、优先溶解以及化学风化作用(Fleischer, 1980, 1982; Adloff和Roessler, 1991; Sun和Furbish, 1995). 如何排除或者评估这些非α弹射反冲过程对($^{234}U/^{238}U$)的影响是该方法发展的一个巨大挑战, 目前已经有相关研究尝试评估优先溶解对碎屑组分($^{234}U/^{238}U$)的影响(DePaolo等, 2006; Martin等, 2019; Francke等, 2020; Li等, 2022). Maher等(2006)研究发现如果溶解矿物主要为斜长石, 则由优先溶解导致的^{234}U亏损仅占到^{234}U实际亏损的10%, 而且随着颗粒亏损层变厚, 溶解导致的^{234}U亏损将更小. 此外, Li等(2022)通过测试青藏高原东南缘冰川沉积物中的($^{234}U/^{238}U$)证实了优先溶解对颗粒表面^{234}U损失的贡献是有限的, 再次验证了铀同位素破碎年代学方法的可靠性.

(2) 沉积物碎屑组分($^{234}U/^{238}U$)与颗粒粒径大小有一定关系, 如何约束这一关系是该方法在实际应用中的一大难题. 由于破碎年代学方法主要考虑α弹射造成的^{234}U亏损, 而对于粒度较大的组分, 其比表面积小, ^{234}U亏损小, f_α也相应的变小, 因而会造成较大的计算误差, 所以一般选用颗粒较细(粉砂粒级以下)的沉积物组分开展研究. 例如, Li等(2017b)提出可以通过精细的筛分选择最有代表性的粒径区间作为($^{234}U/^{238}U$)的评价标准. 该做法适用于样品间粒径均一且较细的地质样品, 如黄土沉积物. 而对于河流沉积物或边缘海沉积物, 一方面不同样品之间粒径差异太大, 很难确定最有代表性的粒径范围; 另一方面, 部分河流沉积物样品粒径普遍较粗, 很难提取到足够量的细颗粒样品. 这是该方法在水系沉积物应用层面亟待解决的问题之一.

(3) 风化碎屑颗粒遭受侵蚀离开风化剖面进入河流后, 要假定其在搬运过程中的^{234}U亏损不显著. 一方面是颗粒粒径变化的影响, 尽管有研究认为在河流搬运过程中碎屑颗粒的粒径并不一定会发生变化(Garzanti, 2017; 胡修棉, 2017), 然而学界仍普遍认为碎屑物质在流水搬运过程中, 其粒度会发生分选而逐渐变小(Hlaváčiková等, 2016); 另一方面是地质构造和地形

地貌的影响, 有研究表明在高海拔活跃构造带、地势坡度陡峭、冰川和强降雨侵蚀情况下形成的沉积物具有快速搬运的特点(Wu等, 2001; Owen等, 2006; Ouimet等, 2009; Li等, 2014), 沉积物在搬运过程中^{234}U损失较小; 而在构造稳定、地势平坦、水流量小的冲积平原等地区, 由于搬运缓慢、搬运时间长, 其^{234}U损失较大(Dosseto等, 2008a; Lee等, 2010; Li等, 2018; 李乐等, 2018; 徐阳等, 2019; Jiao等, 2022a, 2022b). 所以对于具有广阔冲积平原的大型流域来说, 碎屑颗粒在冲积平原搬运过程中是否继续发生^{234}U的损失会对结果产生重要影响. 因此利用(^{234}U/^{238}U)示踪流域侵蚀的方法目前多应用于物源稳定、沉积物在流域内的滞留时间较短的小型流域; 而对于冲积平原广泛发育的大型流域其应用还有待检验, 因为沉积物的(^{234}U/^{238}U)不但记录了其在风化剖面的滞留时间, 还反映了在流域中的滞留时间.

(4) 沉积物中非碎屑组分的存在会干扰碎屑组分(^{234}U/^{238}U)的测试分析. 伴随岩石的风化, 铁锰氧化物、自生碳酸盐等非碎屑组分可能会从环境溶液中沉淀至岩石碎屑或者矿物颗粒表层, 这些非碎屑组分在形成过程中从环境溶液中吸附或结合了过剩的^{234}U而使其(^{234}U/^{238}U)>1(Plater等, 1992; Andersson等, 1998). 如果不对这些非碎屑组分加以去除, 会导致样品(^{234}U/^{238}U)测试偏高甚至出现(^{234}U/^{238}U)>1的情况(Blanco等, 2004; Pelt等, 2008)(图2c). 因此, 已有不同学者先后提出了多种去除非碎屑组分的化学淋洗方案(Dosseto等, 2010; Li等, 2017b; Francke等, 2018; 马松阳等, 2022), 但是这些方案对于不同类型样品(比如黄土、河流或海洋沉积物)的淋洗效果还缺乏比较和检验.

(5) 弹射损失系数f_α的计算及其对破碎年龄的影响. f_α与颗粒的粒径和比表面积有关, 因此f_α在颗粒破碎过程中并不是一成不变的, Dosseto和Schaller(2016)模拟显示真实的f_α随时间改变. 而f_α的微小变化就能使得破碎年龄产生大幅度变化(Handley等, 2013), 当真实破碎年龄在20~500kyr时, 由f_α造成的误差在30%以内. 虽然前人已经通过大量的研究总结出了粒度分布几何法(DePaolo等, 2006; Li等, 2016a; Li等, 2016b)、比表面积和分形维数结合法(Aciego等, 2011; Handley等, 2013)、最老沉积物(^{234}U/^{238}U)限定法(Li等, 2017b)等多种方法, 试图更精准地计算f_α值, 但是目前来看, 以上方法都存在大量的假设和经验参数, 且不同的计算方法对于同一样品的计算结果有较大的差异(Handley等, 2013). 相比而言, 借助一些短半衰期核素的比值如^{226}Ra/^{230}Th来进一步约束f_α理论上可以避免对颗粒表面形态分析的不确定性, 有望获得更加可靠的f_α(DePaolo等, 2006).

(6) 其他一些因素也会对该方法产生干扰, 如Dosseto等(2014)和Thollon等(2020)等通过对比不同岩性的流域沉积物中的(^{234}U/^{238}U), 发现岩性差异也会对(^{234}U/^{238}U)产生一定的影响. 另外, 沉积物中风成物质的加入(Li等, 2018)、成岩压实作用(DePaolo等, 2006)、风化剖面上土壤生成速率是否稳定等因素均会影响沉积物中的(^{234}U/^{238}U).

总的来说, 根据破碎年代学原理示踪流域的侵蚀深度变化, 具有广阔的发展空间和应用前景, 随着该方法本身的发展以及与其他手段的结合, 可以为示踪流域尺度的地表侵蚀过程提供更加丰富的技术手段和理论参考.

致谢　感谢马松阳在论文撰写中参与讨论和提出建议. 感谢刘楚青在图件绘制过程中提供的帮助. 感谢审稿人和责任编委对本文提出的宝贵建议和意见.

参考文献

胡修棉. 2017. 物源分析的一个误区: 砂粒在河流搬运过程中的变化. 古地理学报, 19: 175–184

李乐, 李来峰, 李高军. 2018. 青藏高原周缘流域尺度土壤产生方程的铀同位素破碎年龄学证据. 第四纪研究, 38: 273–277

马松阳, 李超, 王晨羽, 郭玉龙, 段知非, 杨守业. 2022. 两种硅酸盐碎屑组分^{234}U/^{238}U测试前处理方法. 矿物岩石地球化学通报, 41: 127–134

徐阳, 张飞, 金章东. 2019. 帕米尔高原冰川流域碎屑颗粒的铀同位素组成及其对沉积物搬运的指示. 地球环境学报, 10: 116–127

Aciego S, Bourdon B, Schwander J, Baur H, Forieri A. 2011. Toward a radiometric ice clock: Uranium ages of the Dome C ice core. Quat Sci Rev, 30: 2389–2397

Adloff J P, Roessler K. 1991. Recoil and transmutation effects in the migration behaviour of actinides. Radiochim Acta, 52-53: 269–274

Andersson P S, Porcelli D, Wasserburg G J, Ingri J. 1998. Particle transport of ^{234}U-^{238}U in the Kalix River and in the Baltic Sea. Geochim Cosmochim Acta, 62: 385–392

Berner R A, Lasaga A C, Garrels R M. 1983. The carbonate-silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric carbon dioxide over the past 100 million years. Am J Sci, 283: 641–683

Bierman P, Steig E J. 1996. Estimating rates of denudation using cosmogenic isotope abundances in sediment. Earth Surf Proc Land, 21: 125–139

Blanco P, Tomé F V, Lozano J C. 2004. Sequential extraction for radionuclide fractionation in soil samples: A comparative study. Appl Radiat Isotopes, 61: 345–350

Bourdon B. 2003. Introduction to U-series geochemistry. Rev Mineral Geochem, 52: 1–21

Bourdon B, Joron J L, Allègre C J. 1999. A method for analysis by thermal ionization mass spectrometry in silicate rocks. Chem Geol, 157: 147–151

Burbank D W, Derry L A, France-Lanord C. 1993. Reduced Himalayan sediment production 8 Myr ago despite an intensified monsoon. Nature, 364: 48–50

Chabaux F. 2003. U-Th-Ra fractionation during weathering and river transport. Rev Mineral Geochem, 52: 533–576

Chabaux F, Othman D B, Birck J L. 1994. A new Ra-Ba chromatographic separation and its application to Ra mass-spectrometric measurement in volcanic rocks. Chem Geol, 114: 191–197

Clapp E M, Bierman P R, Nichols K K, Pavich M, Caffee M. 2001. Rates of sediment supply to arroyos from upland erosion determined using *in situ* produced cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al. Quat Res, 55: 235–245

Dadson S J, Hovius N, Chen H, Dade W B, Hsieh M L, Willett S D, Hu J C, Horng M J, Chen M C, Stark C P, Lague D, Lin J C. 2003. Links between erosion, runoff variability and seismicity in the Taiwan orogen. Nature, 426: 648–651

Dellinger M, Gaillardet J, Bouchez J, Calmels D, Galy V, Hilton R G, Louvat P, France-Lanord C. 2014. Lithium isotopes in large rivers reveal the cannibalistic nature of modern continental weathering and erosion. Earth Planet Sci Lett, 401: 359–372

DePaolo D J, Lee V E, Christensen J N, Maher K. 2012. Uranium comminution ages: Sediment transport and deposition time scales. Comptes Rendus Geosci, 344: 678–687

DePaolo D J, Maher K, Christensen J N, McManus J. 2006. Sediment transport time measured with U-series isotopes: Results from ODP North Atlantic drift site 984. Earth Planet Sci Lett, 248: 394–410

Dosseto A, Bourdon B, Gaillardet J, Maurice-bourgoin L, Allegre C. 2006. Weathering and transport of sediments in the Bolivian Andes: Time constraints from uranium-series isotopes. Earth Planet Sci Lett, 248: 759–771

Dosseto A, Bourdon B, Turner S P. 2008a. Uranium-series isotopes in river materials: Insights into the timescales of erosion and sediment transport. Earth Planet Sci Lett, 265: 1–17

Dosseto A, Buss H L, Chabaux F. 2014. Age and weathering rate of sediments in small catchments: The role of hillslope erosion. Geochim Cosmochim Acta, 132: 238–258

Dosseto A, Hesse P P, Maher K, Fryirs K, Turner S. 2010. Climatic and vegetation control on sediment dynamics during the last glacial cycle. Geology, 38: 395–398

Dosseto A, Schaller M. 2016. The erosion response to Quaternary climate change quantified using uranium isotopes and *in situ*-produced cosmogenic nuclides. Earth-Sci Rev, 155: 60–81

Dosseto A, Turner S P, Chappell J. 2008b. The evolution of weathering profiles through time: New insights from uranium-series isotopes. Earth Planet Sci Lett, 274: 359–371

Edwards L R, Chen J H, Wasserburg G J. 1987. ^{238}U-^{234}U-^{230}Th-^{232}Th systematics and the precise measurement of time over the past 500,000 years. Earth Planet Sci Lett, 81: 175–192

Fleischer R L. 1980. Isotopic disequilibrium of uranium: Alpha-recoil damage and preferential solution effects. Science, 207: 979–981

Fleischer R L. 1982. Nature of alpha-recoil damage: Evidence from preferential solution effects. Nucl Tracks Radiat Measurements (1982), 6: 35–42

Francke A, Carney S, Wilcox P, Dosseto A. 2018. Sample preparation for determination of comminution ages in lacustrine and marine sediments. Chem Geol, 479: 123–135

Francke A, Dosseto A, Just J, Wagner B, Jones B G. 2020. Assessment of the controls on (^{234}U/^{238}U) activity ratios recorded in detrital lacustrine sediments. Chem Geol, 550: 119698

Francke A, Dosseto A, Panagiotopoulos K, Leicher N, Lacey J H, Kyrikou S, Wagner B, Zanchetta G, Kouli K, Leng M J. 2019. Sediment residence time reveals Holocene shift from climatic to vegetation control on catchment erosion in the Balkans. Glob Planet Change, 177: 186–200

Fuller C W, Willett S D, Hovius N, Slingerland R. 2003. Erosion rates for Taiwan mountain basins: New determinations from suspended sediment records and a stochastic model of their temporal variation. J Geol, 111: 71–87

Fuller T K, Perg L A, Willenbring J K, Lepper K. 2009. Field evidence for climate-driven changes in sediment supply leading to strath terrace formation. Geology, 37: 467–470

Gaillardet J, Dupré B, Allègre C J. 1999a. Geochemistry of large river suspended sediments: Silicate weathering or recycling tracer? Geochim Cosmochim Acta, 63: 4037–4051

Gaillardet J, Dupré B, Louvat P, Allègre C J. 1999b. Global silicate weathering and CO_2 consumption rates deduced from the chemistry of large rivers. Chem Geol, 159: 3–30

Garzanti E. 2017. The maturity myth in sedimentology and provenance analysis. J Sediment Res, 87: 353–365

Garzanti E, Resentini A. 2016. Provenance control on chemical indices of weathering (Taiwan river sands). Sediment Geol, 336: 81–95

Gontier A, Rihs S, Chabaux F, Lemarchand D, Pelt E, Turpault M P. 2015. Lack of bedrock grain size influence on the soil production rate. Geochim Cosmochim Acta, 166: 146–164

Granet M, Chabaux F, Stille P, France-Lanord C, Pelt E. 2007. Time-scales of sedimentary transfer and weathering processes from U-series nuclides: Clues from the Himalayan rivers. Earth Planet Sci Lett, 261: 389–406

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. J Geol, 104: 249–257

Handley H K, Turner S, Afonso J C, Dosseto A, Cohen T. 2013. Sediment residence times constrained by uranium-series isotopes: A critical appraisal of the comminution approach. Geochim Cosmochim Acta, 103: 245–262

Hlaváčiková H, Novák V, Šimůnek J. 2016. The effects of rock fragment shapes and positions on modeled hydraulic conductivities of stony soils. Geoderma, 281: 39–48

Horwitz E P, Chiarizia R, Dietz M L, Diamond H, Nelson D M. 1993. Separation and preconcentration of actinides from acidic media by extraction chromatography. Anal Chim Acta, 281: 361–372

Jerolmack D J, Paola C. 2010. Shredding of environmental signals by sediment transport. Geophys Res Lett, 37: L19401

Jiao X, Dong Z, Brahney J, Parteli E J R, Li F, Augusto M, Wei T. 2022a. Uranium isotopes of aeolian dust deposited in northern Tibetan Plateau glaciers: Implications for tracing aeolian dust provenance. Fundamental Res, 2: 716–726

Jiao X, Dong Z, Parteli E J R, Brahney J, Wei T, Augusto M, Nie J, Ren J, Qin X. 2022b. Uranium isotopic composition and constraints on the provenance of the Qinghai-Tibet Plateau's surface dust. J Geophys Res-Earth Surf, 127: e2021JF006480

Kigoshi K. 1971. Alpha-recoil thorium-234: Dissolution into water and the uranium-234/uranium-238 disequilibrium in nature. Science, 173: 47–48

Kosmas C, Danalatos N, Cammeraat L H, Chabart M, Diamantopoulos J, Farand R, Gutierrez L, Jacob A, Marques H, Martinez-Fernandez J, Mizara A, Moustakas N, Nicolau J M, Oliveros C, Pinna G, Puddu R, Puigdefabregas J, Roxo M, Simao A, Stamou G, Tomasi N, Usai D, Vacca A. 1997. The effect of land use on runoff and soil erosion rates under Mediterranean conditions. Catena, 29: 45–59

Kump L R, Brantley S L, Arthur M A. 2000. Chemical weathering, atmospheric CO_2 , and climate. Annu Rev Earth Planet Sci, 28: 611–667

Lal D. 1991. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: *In situ* nuclide production rates and erosion models. Earth Planet Sci Lett, 104: 424–439

Lee V E, DePaolo D J, Christensen J N. 2010. Uranium-series comminution ages of continental sediments: Case study of a Pleistocene alluvial fan. Earth Planet Sci Lett, 296: 244–254

Li C, Francois R, Yang S, Barling J, Darfeuil S, Luo Y, Weis D. 2016a. Constraining the transport time of lithogenic sediments to the Okinawa Trough (East China Sea). Chem Geol, 445: 199–207

Li C, Yang S, Zhao J, Dosseto A, Bi L, Clark T R. 2016b. The time scale of river sediment source-to-sink processes in East Asia. Chem Geol, 446: 138–146

Li L, Chen J, Chen Y, Hedding D W, Li T, Li L, Liu X, Zeng F, Wu W, Zhao L, Li G. 2018. Uranium isotopic constraints on the provenance of dust on the Chinese Loess Plateau. Geology, 46: 747–750

Li L, Li L, Li G. 2017a. Uranium comminution age responds to erosion rate semi-quantitatively. Acta Geochim, 36: 426–428

Li L, Liu X, Li T, Li L, Zhao L, Ji J, Chen J, Li G. 2017b. Uranium comminution age tested by the eolian deposits on the Chinese Loess Plateau. Earth Planet Sci Lett, 467: 64–71

Li L, Robinson L F, Chen T, Xu Z, Chen J, Li G. 2022. Limited contribution of preferential dissolution to radiogenic uranium isotope disequilibrium observed in weathered moraines. J Earth Sci, 33: 57–66

Li Y, Li D, Liu G, Harbor J, Caffee M, Stroeven A P. 2014. Patterns of landscape evolution on the central and northern Tibetan Plateau investigated using *in-situ* produced ^{10}Be concentrations from river sediments. Earth Planet Sci Lett, 398: 77–89

Luo X, Rehkämper M, Lee D C, Halliday A N. 1997. High precision ^{230}Th/^{232}Th and ^{234}U/^{238}U measurements using energyfiltered ICP magnetic sector multiple collector mass spectrometry. Int J Mass Spectrometry Ion Processes, 171: 105–117

Ma L, Chabaux F, Pelt E, Blaes E, Jin L, Brantley S. 2010. Regolith production rates calculated with uranium-series isotopes at Susquehanna/Shale Hills Critical Zone Observatory. Earth Planet Sci Lett, 297: 211–225

Maher K, DePaolo D J, Christensen J N. 2006. U-Sr isotopic speedometer: Fluid flow and chemical weathering rates in aquifers. Geochim Cosmochim Acta, 70: 4417–4435

Martin A N, Dosseto A, May J H, Jansen J D, Kinsley L P J, Chivas A R. 2019. Sediment residence times in catchments draining to the Gulf of Carpentaria, northern Australia, inferred by uranium comminution dating. Geochim Cosmochim Acta, 244: 264–291

Ouimet W B, Whipple K X, Granger D E. 2009. Beyond threshold hillslopes: Channel adjustment to base-level fall in tectonically active mountain ranges. Geology, 37: 579–582

Owen L A, Finkel R C, Haizhou M, Barnard P L. 2006. Late Quaternary landscape evolution in the Kunlun Mountains and Qaidam Basin, Northern Tibet: A framework for examining the links between glaciation, lake level changes and alluvial fan

formation. Quat Int, 154-155: 73–86

Pelt E, Chabaux F, Innocent C, Navarre-Sitchler A K, Sak P B, Brantley S L. 2008. Uranium-thorium chronometry of weathering rinds: Rock alteration rate and paleo-isotopic record of weathering fluids. Earth Planet Sci Lett, 276: 98–105

Plater A J, Ivanovich M, Dugdale R E. 1992. Uranium series disequilibrium in river sediments and waters: The significance of anomalous activity ratios. Appl Geochem, 7: 101–110

Raymo M E, Ruddiman W F. 1992. Tectonic forcing of late Cenozoic climate. Nature, 359: 117–122

Reiners P W. 2002. (U-Th)/He chronometry experiences a renaissance. Eos Trans AGU, 83: 21

Rosholt J N, Doe B R, Tatsumoto M. 1966. Evolution of the isotopic composition of uranium and thorium in soil profiles. GSA Bull, 77: 987–1003

Rothacker L, Dosseto A, Francke A, Chivas A R, Vigier N, Kotarba-Morley A M, Menozzi D. 2018. Impact of climate change and human activity on soil landscapes over the past 12,300 years. Sci Rep, 8: 1–7

Schaller M, von Blanckenburg F, Hovius N, Kubik P W. 2001. Large-scale erosion rates from *in situ*-produced cosmogenic nuclides in European river sediments. Earth Planet Sci Lett, 188: 441–458

Schaller M, von Blanckenburg F, Veldkamp A, Tebbens L A, Hovius N, Kubik P W. 2002. A 30 000 yr record of erosion rates from cosmogenic ^{10}Be in Middle European river terraces. Earth Planet Sci Lett, 204: 307–320

Scott M R. 1968. Thorium and uranium concentrations and isotope ratios in river sediments. Earth Planet Sci Lett, 4: 245–252

Shen C C, Edwards R L, Cheng H, Dorale J A, Edmonds H N. 2002. Uranium and thorium isotopic and concentration measurements by magnetic sector inductively coupled plasma mass spectrometry. Chem Geol, 185: 165–178

Summerfield M A, Hulton N J. 1994. Natural controls of fluvial denudation rates in major world drainage basins. J Geophys Res, 99: 13871–13883

Sun H, Furbish D J. 1995. Moisture content effect on radon emanation in porous media. J Contam Hydrol, 18: 239–255

Suresh P O, Dosseto A, Hesse P P, Handley H K. 2013. Soil formation rates determined from Uranium-series isotope disequilibria in soil profiles from the southeastern Australian highlands. Earth Planet Sci Lett, 379: 26–37

Thollon M, Bayon G, Toucanne S, Trinquier A, Germain Y, Dosseto A. 2020. The distribution of (^{234}U/^{238}U) activity ratios in river sediments. Geochim Cosmochim Acta, 290: 216–234

Tucker G E, Bras R L. 2000. A stochastic approach to modeling the role of rainfall variability in drainage basin evolution. Water Resour Res, 36: 1953–1964

Vigier N, Bourdon B, Lewin E, Dupré B, Turner S, Chakrapani G J, van Calsteren P, Allègre C J. 2005. Mobility of U-series nuclides during basalt weathering: An example from the Deccan Traps (India). Chem Geol, 219: 69–91

Vigier N, Bourdon B, Turner S, Allègre C J. 2001. Erosion timescales derived from U-decay series measurements in rivers. Earth Planet Sci Lett, 193: 549–563

von Blanckenburg F. 2005. The control mechanisms of erosion and weathering at basin scale from cosmogenic nuclides in river sediment. Earth Planet Sci Lett, 237: 462–479

West A J, Galy A, Bickle M. 2005. Tectonic and climatic controls on silicate weathering. Earth Planet Sci Lett, 235: 211–228

Willenbring J K, von Blanckenburg F. 2010. Long-term stability of global erosion rates and weathering during late-Cenozoic cooling. Nature, 465: 211–214

Willett S D, Fisher D, Fuller C, En-Chao Y, Chia-Yu L. 2003. Erosion rates and orogenic-wedge kinematics in Taiwan inferred from fission-track thermochronometry. Geology, 31: 945–948

Wu Y, Cui Z, Liu G, Ge D, Yin J, Xu Q, Pang Q. 2001. Quaternary geomorphological evolution of the Kunlun Pass area and uplift of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau. Geomorphology, 36: 203–216

(责任编委: 鹿化煜)