

DOI: 10.11766/trxb202207070374

刘金涛, 赵薇, 刘彧. 土壤厚度演化模型理论方法研究进展[J]. 土壤学报, 2024, 61 (2): 319–330.

LIU Jintao, ZHAO Wei, LIU Yu. Modelling Soil thickness Evolution: Advancements and Challenges[J]. Acta Pedologica Sinica, 2024, 61 (2): 319–330.

土壤厚度演化模型理论方法研究进展*

刘金涛^{1, 2}, 赵薇^{1, 2}, 刘彧³

(1. 河海大学水灾害防御全国重点实验室, 南京 210098; 2. 河海大学水文水资源学院, 南京 210098; 3. 中国科学院地球化学研究所环境地球化学国家重点实验室, 贵阳 550081)

摘要: 全球平均土壤厚度仅约为 1 m, 但土壤厚度的空间分布信息在地貌、生态及水文科学等领域的研究和实践中具有重要价值。由于其具有显著的空间异质性, 基于现有土壤制图产品、地球物理勘测及经验统计模型难以获取流域尺度土壤厚度分布信息, 亟待发展土壤厚度预测的过程机理模型。本文回顾了土壤厚度演化模型理论方法的研究进展, 评价了不同土壤生成及输移模型的适用性。研究指出土壤化学风化等机理仍不清晰是制约模型发展的理论瓶颈。此外, 模型的方法体系仍需完善, 亟待进一步发展描述土壤生成和输移的函数形式及其参数的估计方法等, 指出物理与随机结合的模拟方法以及基于数学物理途径的参数确定方法等有望解决模型应用中遇到的难题。最后, 在土壤厚度演化模型基础上, 提出发展基于流域协同演化理论的土壤发生学模型是定量预测土壤理化全要素发生所亟需突破的难点之一。

关键词: 土壤厚度; 土壤厚度演化模型; 土壤生成; 土壤输移; 流域协同演化

中图分类号: S151 **文献标志码:** A

Modelling Soil Thickness Evolution: Advancements and Challenges

LIU Jintao^{1, 2}, ZHAO Wei^{1, 2}, LIU Yu³

(1. The National Key Laboratory of Water Disaster Prevention, Hohai University, Nanjing 210098, China; 2. College of Hydrology and Water Resources, Hohai University, Nanjing 210098, China; 3. State Key Laboratory of Environmental Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550081, China)

Abstract: Global soil thickness is only about 1 m. Its spatial distribution is nevertheless crucial in many hydrological and ecological processes, and it also determines hillslope stability and channel initiation in geomorphological fields. Due to its significant spatial heterogeneity, it is difficult to obtain the soil thickness distribution on a catchment scale based on existing soil survey databases, geophysical investigations, or empirical models. Therefore, it is urgent to develop a process-based model for soil thickness prediction. In this study, methodologies and theories were comprehensively reviewed, and the applicability of different soil production and soil transport models were evaluated. This study pointed out that the mechanism of soil production by chemical weathering is still unclear and is a theoretical bottleneck restricting the development of soil thickness evolution models. Moreover, the methodology of the model still needs to be further developed, and it is urgent to develop and improve the

* 国家自然科学基金项目 (92047301) 和国家重点实验室自主研究课题 (522012242) 资助 Supported by the National Natural Science Foundation of China (No. 92047301) and State Key Laboratory Independent Research Project of China (No. 522012242)

作者简介: 刘金涛 (1977—), 男, 河北唐山人, 博士, 教授, 博士生导师, 主要从事水文土壤学研究。E-mail: jtliu@hhu.edu.cn

收稿日期: 2022-07-07; 收到修改稿日期: 2023-02-20; 网络首发日期 (www.cnki.net): 2023-04-21

parameter estimation methods and the adoption of equation forms for describing soil production and soil transport in such models upon applications. From our analysis, we inferred that a hybrid model combining stochastic and process-based models as well as mathematical physically-based methods for determining parameters may help solve many difficulties faced in model applications. Finally, we discussed the possible integration of soil thickness evolution models and soil pedogenesis models based on the theoretical frame of catchment coevolution for predicting soil thickness, texture, layering and organic carbon content variation in the landscape.

Key words: Soil thickness; Soil thickness evolution model; Soil production; Soil transport; Catchment coevolution

全球约有 94% 的陆地被土壤覆盖, 但土壤的平均厚度仅有 1 m 左右。土壤构成了地球关键带脆弱且浅薄的表层^[1], 是连接大气圈、水圈、生物圈和岩石圈的重要纽带^[2]。原位自然风化形成的土壤是岩石风化及侵蚀沉积作用的产物, 其形成演化是一个漫长的过程, 往往长达数千年至数万年, 影响自然成土的因素主要有母质、气候、地形、生物和时间^[3]。风化作用通过复杂的化学、物理和生物作用将基岩转化为土壤, 侵蚀则以多种形式(树木倒伏、冻融等引发的蠕动、径流侵蚀和雨滴溅蚀、滑坡等)将就地生成的土壤输移至地势较低或地形收敛的地带, 两者共同塑造了土壤厚度的空间分布格局^[4-5]。

土壤厚度(或活动风化层, Mobile Regolith), 即地表到腐泥岩(Saprolite)的垂直距离, 影响着植被覆盖度、生物多样性及水循环过程。土壤厚度的空间分布决定了流域水源划分、植被可利用水量和土壤碳及其他物质蓄积的下边界条件, 对于判断山坡稳定性、河道源头点等具有重要的地貌学意义^[1-6], 与此同时, 土壤厚度还与水土流失情况息息相关, 精准掌握土壤厚度信息可为土壤资源的长期可持续性利用提供重要的理论依据^[7]。尽管土壤厚度信息非常重要, 但其空间分布特征仍难以获取。这是因为土壤厚度分布具有强烈的空间异质性, 采用开挖剖面、钻孔或地球物理法获取流域尺度的土壤厚度数据工作量巨大且成本高、耗时长^[4-8]。在大范围的实际应用(如水文模拟和相关规划)中, 仍需依赖土壤调查数据库(如美国农业部国家土壤数据库 SSURGO & STATSGO 和中国土壤信息系统 SIS China 等)来获取土壤厚度分布图^[9]。尽管目前已有全球尺度的土壤属性数据产品, 但其精度及可靠性仍存在巨大的不确定性^[10]。

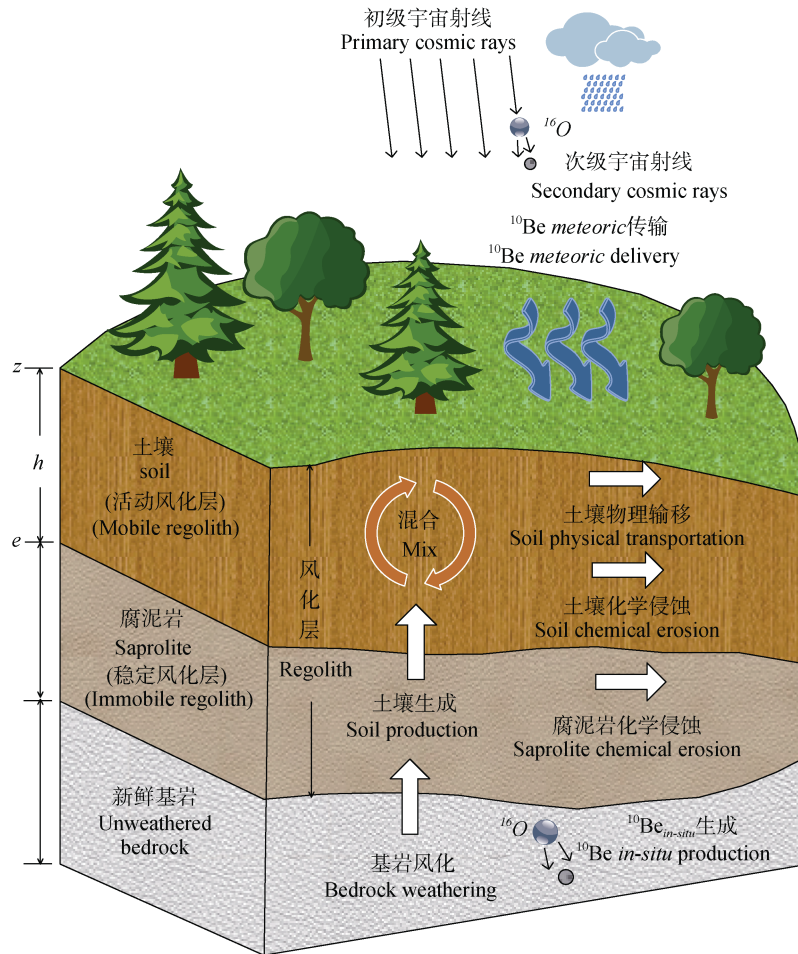
因此, 有必要改进土壤厚度的表征方法并发展预测模型, 以获取较高精度的土壤厚度空间分布数

据。现有的土壤厚度预测模型按照模型建立的途径和模拟的方法可大体分为随机模型和过程机理模型两类^[1-8]。随机模型因其结构简单、参数较少的优点得到广泛应用, 但其缺乏对土壤演化过程机理的描述, 模型参数的确定依赖大量的实测数据, 限制了方法的外推应用^[9]。本文将对描述土壤厚度演化的过程机理模型(简称土壤厚度演化模型)理论方法做系统的回顾梳理, 重点阐述土壤生成及山坡土壤输移的过程机理及模型理论方法, 梳理模型中有关土壤演化参数的获取及确定方法, 讨论现有研究存在的问题并给出未来可能的发展方向, 这对多学科领域的研究工作具有非常重要的意义。

1 土壤厚度演化模型理论方法

1.1 模型理论发展概述

在气候、地质构造等因素的作用下出露基岩逐步风化, 风化前锋不断向下延伸并发育, 形成具有一定厚度和层次结构的土壤、腐泥岩层(合称“风化层”), 风化层中成土与输移作用的动态平衡塑造了地貌景观形态和土壤厚度空间分布(图 1)。早在 19 世纪, 地貌学家就定性刻画了地貌演化和土壤的发育过程, 并提出系列地貌假说以描述风化成土、侵蚀等动力过程和机制^[11]。到 20 世纪 60 年代, 随着理论知识的不断积累, 对土壤厚度和地貌演化的模拟才逐步从抽象定性转向精细定量的建模, 即采用数学物理方程来精准刻画地貌演化的物理过程^[12]。如 Scheidegger^[13]于 1961 年建立了山坡地貌演化的模拟模型, 采用一阶双曲方程以集总的形式近似描述风化、侵蚀和沉积过程的联合效应, 但其缺乏对风化、侵蚀过程的严格刻画。同期, 基于 Gilbert^[11]提出的概念框架和假说, Culling^[14]建立了土壤线性输移方程, 更为合理地描述了山坡土壤输移过程。

图1 山坡风化层剖面演化过程^[15]Fig. 1 Evolution process of weathering layer profile on hillslope^[15]

随着土壤输移理论的发展，最早有关地貌演化的过程机理模型均引入土壤输移方程来模拟山坡地貌的演化过程，如 Ahnert^[16]提出的模型奠定了现有地貌演化模型的数学物理基础。Johnson 等^[17-18]考虑了土壤深化 (Deepening)、移除 (Removals) 和堆积 (Upbuilding) 等过程，提出了土壤厚度演化的概念模型。随后，Dietrich 等^[4]根据土壤生成和输移的质量守恒定律，提出了更完整的模拟土壤厚度演化的连续方程：

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\eta \frac{\partial e}{\partial t} - \nabla \cdot q \quad (1)$$

式中， h 为土壤厚度 (L)，即地表至土壤-腐泥岩界面的厚度； t 为土壤形成时间 (T)； η 为基岩与土壤密度之比，即 ρ_r/ρ_s ， ρ_r 和 ρ_s 分别为腐泥岩和土壤的密度 ($M \cdot L^{-3}$)； e 为腐泥岩高程 (L)； ∇ 为梯度算子； q 为土壤输移通量 (L^2/T)。式 (1) 左侧为土壤

厚度的变化速率，右侧首项为土壤的生成速率，次项为土壤的输移通量。该模型引入 Culling^[14]的公式描述土壤的输移过程，建立了基于数字高程模型 (Digital Elevation Model, DEM) 的流域尺度土壤厚度演化预测模型。上述连续性方程考虑了坡面基岩风化成土与土壤输移的完整过程，一经提出便得到广泛应用^[5]。例如，Minasny 和 McBratney^[19]将其应用于一维土壤演化模型，随后又扩展到二维模型并考虑了化学风化作用。假定土壤厚度演化达到稳态，Yoo 等^[20]显式描述了山坡任意位置土壤化学风化速率与物理侵蚀速率、土壤生成速率的关系。总体上，现有流域尺度的土壤厚度演化模型更多地考虑了土壤生成及输移的物理过程，对化学风化成土过程的描述则是隐式或者忽略不计^[21-22]。这是因为关于化学风化成土的研究起步较晚，而且化学风化成土影响因素众多且认识上仍存在争议。例如，研究显示化学风化成土速率随坡度变大既有减小的趋势，也

可能有增加的现象^[22]。显然,目前仍需进一步揭示土壤形成的化学变化过程以定量解析复杂的化学侵蚀通量,并帮助建立更完整的连续性方程。总体而言,土壤厚度演化模型考虑了土壤输移和成土的物理机制,这类模型可以量化地质年代尺度上的土壤生成、输移及土壤厚度的演化过程,通过模型对流域土壤厚度演化的模拟可以更好地了解地貌演化的过程和轨迹^[23]。

1.2 土壤生成模型

土壤的形成关乎全球土壤资源利用的可持续性,故而探寻土壤生成速率及其影响因素一直是国际土壤学界的研究热点。早在 19 世纪, Gilbert^[11]就首次提出了土壤生成速率和土壤厚度之间的非线性或驼峰关系假说(图 2)。Ahnert^[16]基于质量平衡方程建立了土壤生成速率随土壤厚度增加而指数下降的关系函数:

$$\frac{\partial e}{\partial t} = -P_0 e^{-h/h_0} \quad (2)$$

式中, P_0 为裸露基岩 ($h=0$) 的土壤生成速率 (L/T); h_0 为特征风化深度 (L), 是经验参数。上式描述了土壤生成速率随厚度增加而减小的规律, 刻画了弱风化基岩进一步分解失去残留结构的过程。Heimsath 等^[5]基于宇生核素法(详见 2.1.4)揭示了土壤生成速率与土壤厚度的指数函数关系, 从实验观测层面论证了该理论函数的合理性。

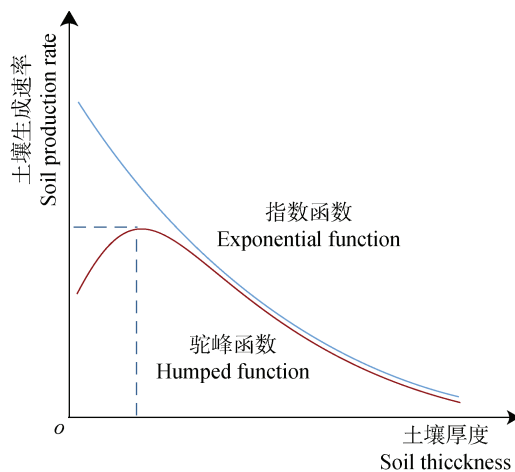


图 2 土壤生成速率随土壤厚度变化函数^[16]

Fig. 2 Soil production rate as a function of soil thickness

然而,基岩向土壤的转化是复杂的物理、化学风

化过程,除土壤自身厚度外,水分及其对风化溶液的运移也控制着基岩化学风化的速度^[16]。在受水分胁迫的地区(如干旱、半干旱地带),较薄的土壤或者基岩裸露等不利于水分贮存,会降低基岩化学分解速度,成土速率会在某一临界土壤厚度达到最大值,这种情况更适合“驼峰模型”。Carson 和 Kirkby^[24]对驼峰猜想进行了验证,绘制出第一条土壤厚度与成土速率的驼峰函数曲线。但是宇生核素(如测定 ^{10}Be 和 ^{26}Al 核素浓度)对土壤生成速率的测定结果显示,不同环境下驼峰模型的形式并不固定。例如, Cox^[25]认为土壤生成速率与周围环境要素有关,提出了综合岩石成分、气候和植被影响的新形式驼峰函数。Furbish 和 Fagherazzi^[26]考虑到物理风化和化学风化的比重,提出一个更具代表性的驼峰函数模型:

$$\begin{cases} \frac{\partial e}{\partial t} = -P_0 \left(\frac{1+\kappa h}{1+\kappa/k} \right) e^{-kh} \\ h_c = \frac{1}{k} - \frac{1}{\kappa} \end{cases} \quad (3)$$

式中, h_c 为最大风化速率时的临界土壤厚度 (L); k 和 κ 均为经验常数 (L^{-1}), 当 $k < \kappa$ 且 $\kappa = 0$ 时, 式 (3) 仅代表物理风化。此外,不同气候条件下描述土壤生成的驼峰函数也不尽相同,例如 Pelletier 和 Rasmussen^[27]给出了适用于描述干旱和半干旱地区土壤生成的驼峰函数。Phillips^[28]则提出在某些特定情况下,如在极易受水解、霜冻破碎、树木倒伏或生物扰动的风化岩层上,最大成土速率一般出现在风化层相对较薄的地方,并给出了对应的驼峰函数。

为了更准确地反映实际土壤生成速率与土壤厚度之间的函数关系, Dietrich 等^[4]分别模拟了驼峰型和指数型的土壤生成函数,发现驼峰函数更适合基岩裸露占比较大且土层快速退化的景观,而指数函数的模拟结果与野外观测的数据较为一致。然而,土壤生成速率并不完全取决于土壤厚度这一个因素,还取决于许多环境自然因素,包括物质和能量的通量传输。为此, Saco 等^[29]给出了显式考虑土壤水分因素的指数型土壤生成速率函数,以克服驼峰型函数固有的不连续性。近 10 多年来,许多研究者也在探索化学风化在土壤形成过程中的作用,如 Riebe 等^[30]结合宇生核素和地球化学测量发现化学风化率与海拔呈负相关,认为土壤侵蚀速率越快化学风化成土也越快。然而,如前所述,人们对化学风化在成土过程中的控制

机理的认识仍然存在较大争议。近期一项整合全球土壤生成速率的大数据分析对现有的土壤生成函数提出挑战,如随土壤厚度的增加,部分干旱区域的土壤生成速率并未表现出规律性的增加或者降低趋势^[31]。

1.3 山坡土壤输移模型

在重力、水力等外因作用下,山坡上的土壤会发生移动,引起地面高程的变化进而改变原有地形。土壤输移的定量表述对于土壤厚度演化过程的模拟起着关键性作用。按照驱动力的不同,土壤输移过程的数学物理模型大体分为二类(表1),即土壤扩散模型和流水沉积物侵蚀输移模型。在坡面流或者河道径流等水力作用下,流水沉积物侵蚀输移通量可与集水面积和坡度建立比例关系(见表1中式(4))^[32]。该模型表述的是当集水面积达到一定规模后,水力侵蚀对于塑造地貌及土壤厚度的重要作用。Liu等^[9]的模拟研究显示,随着集水面积增加,水力侵蚀会在坡面收敛地形处塑造明显的冲沟。然而,研究也显示在植被和土壤覆被较好的流域,坡面径流往往以壤中流为主,地表水力侵蚀较弱,土壤扩散作用

才是主导土壤厚度演化形成的关键过程^[9, 33-34]。

土壤扩散模型描述了土壤颗粒在重力作用下发生顺坡移动的现象,包括土壤蠕动及浅层滑坡过程。土壤蠕动主要由以下过程驱动,包括:雨滴溅蚀、树木倒伏、动物挖洞、土壤干湿及冻融变化等等。在坡度相对缓和且地形发散的凸坡地带,滑坡难以发生,最适宜发生蠕动,此时土壤输移通量与坡度呈线性关系(见表1中式(5))^[14]。线性扩散模型是最古老的土壤输移方程,被广泛应用于地貌演化模拟中。然而,地形地貌分析及物理模型实验表明,在土壤覆盖的坡地中,土壤厚度的演化形成也受小型浅层滑坡过程的影响,尤其是在地形收敛的凹坡地带^[34]。浅层滑坡过程指的是在土层较厚的凹坡地带因降水诱发的土壤快速滑动流失现象^[35],该过程通常发生于山坡表层活动风化层内部,可将冲刷的土壤带到谷地和低级别河道并发生沿途沉积^[36]。研究表明,线性输移模型不再适用于这种剧烈的土壤输移,于是学术界提出了众多的非线性土壤输移模型(见表1中式(6)~式(8))^[27, 37-38]。

表1 土壤输移模型总结

Table1 Summary of soil transport models

模型类别	公式	方法描述	适用范围	公式
Type of models	Equations	Method descriptions	Application scopes	Equations
流水沉积物侵蚀输移模型	$q_t = -k_t A^m (\nabla z)^n$	当集水面积及坡度较大时,水力侵蚀作用对于塑造地貌和土壤厚度有重要作用	坡面流或河道径流等水力作用显著区	(4)
Sediment and erosion transport model				
线性扩散模型	$q_d = -k_d \nabla z$	在重力驱动下,土壤输移以缓慢的蠕动为主,且输移通量与坡度呈线性关系	缓坡、地形发散的凸坡	(5)
Linear transport model				
非线性扩散模型	$q_d = -k_d h \nabla z$	对上覆一定厚度土壤的山坡,土层中的生物活动显著影响土壤蠕动,进而影响着土壤的输移通量	陡坡、地形收敛的凹坡、直坡	(6)
Nonlinear transport model				
	$q_d = -k_d \frac{\nabla z}{1 - (\nabla z /S_c)^2}$	在浅层滑坡的作用下,土壤输移通量随坡度接近临界值 S_c 而快速增加,表现出高度的非线性输移现象	陡坡、地形收敛的凹坡、直坡	(7)
	$q_d = -k_d \frac{h \nabla z}{1 - (\nabla z /S_c)^2}$	对式(7)的改进,在浅层滑坡中考虑土壤厚度产生的影响	陡坡、地形收敛的凹坡、直坡	(8)

注:上式中 q_t 为径流侵蚀驱动的土壤输移通量 (L^2/T); k_t 为沉积物输移系数 (L/T); ∇z 为坡度; A 为集水面积 (L^2); z 为地表高程 (L); m 和 n 为常数^[9]; q_d 为扩散驱动的单宽土壤输移通量 (L^2/T); k_d 为扩散系数 (L^2/T); k_d' 为扩散系数 (L/T); h 为土壤厚度 (L); S_c 为临界坡度^[37]。Note: In the above equations, q_t is soil transport flux driven by runoff erosion (L^2/T); k_t is sediment transport coefficient (L/T); ∇z is slope; A is contributing area (L^2); z is the surface elevation (L); m and n are constants^[9]; q_d is diffusion-driven soil transport flux in unit width (L^2/T); k_d is diffusion coefficient (L^2/T); k_d' is diffusion coefficient (L/T); h is soil thickness (L); S_c is critical slope^[37].

1.4 流域土壤厚度演化模型

在流域尺度上, 土壤厚度演化是水文及生态系统协同演化中的重要组成部分, 影响着碳、氮等生源要素的生物地球化学过程。土壤厚度的空间分布还决定了流域水流的路径和水源划分, 是水文、生态乃至地球系统模型中的重要参数^[39-41]。构建流域尺度的土壤厚度演化模型, 一方面需要发展有关土壤生成、输移及演化过程的模型理论(见 1.1-1.3); 另一方面依赖于数字地形技术的发展, 以提供演化模型所需的参数及计算平台, 几乎所有流域尺度的土壤厚度及地貌演化模型均需要集成数字地形和水流向的复杂提取算法^[9, 42]。

Dietrich 等^[4]较早建立了基于 DEM 的预测流域尺度土壤厚度的数值模型。Roering^[38]则探讨了不同土壤输移函数(含线性、非线性)在模拟真实流域土壤厚度及地貌演化的适用范围。Bonfatti 等^[43]随后根据土壤水分的空间变化采用三类不同的土壤生成函数构建了土壤厚度演化的稳态模型, 模拟并预测了真实流域土壤厚度分布及未来 100 ka 的演化进程。土壤厚度演化模型作为地貌演化动力学模型的一部分, 需考虑气候和构造作用力的共同影响, 其往往依赖复杂的数值方法来模拟地质时间尺度上的地貌演化^[29], 在水文模拟等应用中运行地貌演化数学模型较为复杂且代价较大。因此, 为便于在水文等领域的应用, 许多研究采用解析解或者降低数值求解难度的方法, 以发展一些简单通用的土壤厚度表达式并用于土壤厚度分布模拟。例如, Bertoldi 等^[44]基于土壤生成和侵蚀达到平衡的假设, 给出一个适用于凸坡地带的模拟土壤厚度的简单解析公式。Pelletier 和 Rasmussen^[27]延续了该平衡稳态法, 分别采用三个非线性土壤输移方程来描述土壤输移运动。但土壤演化达到稳定状态可能需要数十万年, 平衡态假设只在特定区域有效, 并非广泛适用^[22]。为此, Liu 等^[9]基于地貌演化动力学模型和地质构造稳定假说, 导出了土壤厚度演化的非稳态解析解, 从而得到山坡土壤厚度预测的简化方法, 拓宽了地貌演化模型的应用范围。

2 模型参数测定

2.1 土壤生成速率的测定方法

近 30 年来, 随着同位素技术(宇生核素、铀

(U) 系同位素) 在地貌学领域的发展和应用, 使地貌或土壤演化过程及其速率得以定量表达^[31, 45]。目前, 用于测定土壤生成速率的方法有四类, 即地球化学元素质量平衡法、时间序列法、土壤残留时间法和稳态法。这些方法的原理假设和基本概念不同, 导致土壤生成速率测定的理论内涵有所差异^[46]。例如, 土壤残留时间法和稳态法关注的是基岩母质经过生物化学和物理作用转化为土壤的速度(即土壤-基岩面下降的速度), 故其测定的是土壤形成的“毛”速率(土壤生成速率); 而地球化学元素质量平衡法、时间序列法按其原理测定的则是“净”速率(土壤形成速率)。

2.1.1 地球化学元素质量平衡法 水循环是流域内岩石风化、土壤形成和生物活动及其中化学元素循环运动的主要驱动力^[47]。假定全球化学元素质量守恒, 可对流域中降水、岩石、土壤、河水等含有的主要元素(如 Al、Ca、Fe、K、Mg、Na 和 Si) 分别建立平衡方程。对流域风化岩石和土壤中元素浓度进行分析测试, 同时监测降水、地表径流中元素的含量和通量, 可用于估算岩石风化和土壤形成速率^[48]。该方法在应用中需考虑流域的水文、生物地球化学条件, 如所选元素完全来自岩石风化则无需考虑降水输入因素的影响^[47, 49]。此方法为估算流域或者区域尺度平均的岩石风化、土壤形成速率提供了简单易行的途径, 是一种集总粗略的土壤形成速率估算方法^[50]。

2.1.2 时间序列法 母质在自然环境条件下发生物理风化和化学风化, 在生物扰动作用下分散成细小的矿物颗粒, 完成基岩向土壤的转化, 并在侵蚀作用下达到稳定状态后形成具有一定厚度的土层。在这个过程中, 可由土层厚度及土壤年龄粗略计算土壤形成的平均速率^[3]:

$$\bar{P} = \frac{h}{t} \quad (9)$$

式中, \bar{P} 为平均土壤形成速率(L/T)。时间序列法从整体上估算了土壤形成以来的净生成速率, 亦为一种集总的方法, 即默认土壤形成速率在计算时间内为恒定值, 未考虑土壤形成过程中的状态变化(如增厚或退化), 因此得到的结果往往较真实值偏低, 且结果随土壤年龄的增加会出现明显的下降^[46]。此

外, 该方法需土壤年龄数据作为基本输入信息, 对于无法进行历史考证的地貌景观并不适用。

2.1.3 土壤残留时间法 鉴于上述将流域或者山坡作为集总单元的方法会产生较大误差, 研究者们将研究对象细化到土壤剖面上, 并引入铀 (U) 系同位素 (^{238}U 、 ^{234}U 、 ^{230}Th) 定量计算剖面土壤的生成速率^[51]。基岩原生矿物含有的 ^{238}U 经风化作用释放出 α 粒子并产生 ^{230}Th 和 ^{234}U , 水-岩相互作用使 ^{234}U 易溶于水后随水流失, ^{238}U 和 ^{230}Th 则易吸附于土壤次生矿物表面^[52]。在风化剖面的不同分层, U 系同位素浓度在放射性衰变、矿物溶解和沉积过程中脱离平衡, 失衡度取决于基岩的风化程度和时间, $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 和 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ 的活性 (一定量核素的衰变数与时间之比) 比值可代表土壤次生矿物的形成时间, 以此定量计算土壤形成时间及土壤的平均生成速率。此方法无需土壤厚度稳态假设的先决条件^[53], 可将土壤生成速率转化为风化前锋 U 系同位素浓度随时间演变的函数, 为土壤厚度演化模型参数的测定提供了新途径。

2.1.4 稳态法 随着加速器质谱仪 (Accelerator Mass Spectrometry, AMS) 分析技术的不断进步, 由高精度宇生核素浓度估算土壤生成速率的新方法得以运用, 主要有测定土壤中大气成因宇生核素^[54]和腐泥岩中原位成因宇生核素^[2]浓度两种方法。初级宇宙射线 (质子与 α 粒子) 与大气中氮、氧等原子发生核反应, 生成次级宇宙射线及大气成因宇生核素 (Meteoric Cosmogenic Nuclide, MCN)。核素随大气干湿沉降于地表并进入土壤剖面, 因此剖面中 MCN 浓度是地表侵蚀速率和土壤停留时间的函数 (详见 2.2), 基于局部稳态侵蚀假设可得到土壤生成速率。此外, 次级宇宙射线粒子轰击近地表岩石中的矿物, 与其中的氧、硅等原子发生核反应并形成陆地原位成因宇生核素 (Terrestrial *in situ* Cosmogenic Nuclide, TCN)。受地磁经纬度、地磁强度等因素影响, 核素产生率具有较强的空间异质性, 当岩石出露时间足够长使核素累积量与自身衰变损失量趋于平衡时, 测定矿物中的核素浓度可计算暴露期间的侵蚀速率^[54-56]。土壤覆盖下基岩的侵蚀速率可近似代表土壤生成速率^[5, 55], 因此土壤底部腐泥岩的 TCN 浓度可用于量化土壤生成速率。假

设地貌演化趋于稳定、腐泥岩无继承性核素浓度、矿物内核素产率不变, 土壤生成速率 $\partial e / \partial t$ 即为腐泥岩侵蚀速率 ε (L/T):

$$\varepsilon = \frac{\Lambda}{\rho_r} \left(\frac{P'}{N} - \lambda \right) \quad (10)$$

式中, Λ 为岩石中宇宙射线衰减系数 (M/L^2); N 为样本距地表深 h 处的 TCN 浓度 (atom/M); P' 为 h 处核素产生速率 ($\text{atom}/\text{M}/\text{T}$); λ 为核素衰变常数。通过测量不同土壤厚度下岩石中 TCN 浓度, 依据式 (10) 便可得到土壤生成速率。式 (10) 假设土壤密度随深度不变, 但在实际土壤剖面中密度在垂向上是分布不均匀的, 因此 Evans 等^[57]根据剖面土壤密度的垂向变化建立了更加精确的土壤生成速率模型。宇生核素在地貌学中的引入提高了参数测定的精准度, 使 Gilbert^[11]提出的土壤生成假说得以定量检验, 以此为基础的土壤生成函数得以广泛研究^[58]。

2.2 土壤输移速率的测定

目前对于土壤输移速率的研究方法主要有模型法、3S 技术法和放射性同位素示踪法, 其中利用放射性核素半衰期互异的特点示踪不同时间尺度上的土壤输移速率是本领域国际研究热点问题之一。土壤中 MCN 累积量可表征土壤的停留时间及输移通量^[59]。假定山脊风化层厚度稳定, 即土壤生成量与输移量达到平衡, 且在地质历史时期 MCN 的沉降率恒定, 则距峰脊任意位置的土壤输移速率 v (L/T) 与局部单宽输移通量 q_d (L^2/T) 满足以下关系^[60]:

$$\begin{cases} v = \frac{Dm_a(s-s_0)}{hN'\rho_s} \\ q_d = vh \end{cases} \quad (11)$$

式中, D 为核素的沉降率 ($\text{atom}/\text{L}^2/\text{T}$); m_a 为核素的原子质量 (M/atom); s_0 为峰脊横坐标 (L); s 为峰脊距 (L); N' 为大气成因宇生核素浓度 (atom/M)。上式结合 1.3 中的土壤输移模型可进一步推求出土壤输移过程中的扩散系数 k_d , 给出了定量估算山坡土壤的输移通量和速率的方法, 极大地推动了地貌演化理论及土壤厚度演化模型的应用。

3 展望

3.1 物理与随机结合的模拟方法

尽管土壤厚度演化模型具有较强的数学物理基础,然而应用该类模型模拟土壤厚度的时空分布时仍有诸多的不确定性,如土壤生成率和输移率函数形式及其参数的获取等。统计或随机类模型不需考虑土壤演化的复杂机理,具有结构简单、参数较少的优点,但此类模型参数的确定须依赖大量的实测数据,模型的外推能力较差^[8-9, 43]。近期随机类模型的发展呈现出新的特点,即借用土壤厚度演化的动力方程解析控制土壤厚度演化及分布的地形控制因子(如曲率),构建预测土壤厚度空间分布的混合类模型(即物理与随机结合模型)。例如,在曲率呈正态分布的山坡(山坡兼具发散的山脊、平直的边坡以及收敛状的山谷),土壤厚度与曲率呈良好相关性,可建立预测土壤厚度分布的简单线性回归模型^[1]。假设土壤生成服从指数函数规律(式(2))且土壤输移与坡度呈线性关系(即土壤蠕动起主导作用,式(5)),则依据土壤演化动力学稳态方程可推出土壤厚度与曲率呈对数线性相关关系,这从理论上证实了上述工作的合理性^[8]。然而,稳态假定并非适用流域所有地貌单元,为此 Yan 等^[42]建立了耦合过程机理模型和随机方法的七参数混合数据模型,提高了全流域(山脊、山谷)土壤厚度模拟精度。然而,在实际应用中,如何确定各模型的适用范围还须大量实证。其次,过程模型中有关土壤发生的生物化学风化过程仍存在模糊地带和简化条件。因此,上述机理与规律认识的不足制约着两类模型的耦合。

上文分析(1.1和1.2节)表明化学风化是控制土壤生成的重要过程,化学风化溶液运动的最小阻抗路径及其输移速度和能力决定了岩石风化及成土作用的快慢^[22, 61]。因此, Hunt 和 Ghanbarian^[62]引入逾渗理论以研究水及化学风化溶液在土壤及岩石裂隙等多孔介质中传播的随机特征,并建立了孔隙尺度溶液传播时间与成土时间的幂函数关系。该方法计算了高度无序的多孔介质溶液运移的优势路径及传播速率,认为降水的深层渗漏驱动孔隙水(溶液)的输移,并控制着土壤-基岩界面的化学风化速率^[63]。因此,假定化学风化受限于土壤中溶质运移能力, Hunt^[64]基于统计力学的逾渗理论建立了描述土壤生

成速率与孔隙尺度溶液流速的比例关系表达式,巧妙地将化学风化作用引入土壤生成速率的估算之中。该理论将秒尺度的渗流过程与百万年尺度的土壤形成过程联系起来,建立了一个简单的幂函数模型来描述土壤厚度随时间的演变关系,从统计力学角度给出了模拟土壤厚度演化的新途径。

3.2 模型参数的估算方法

在土壤厚度演化模型中,土壤生成速率可通过2.1中介绍的方法测定,如采用稳态法测定腐泥岩中的¹⁰Be、²⁶Al浓度^[5]。由于宇生核素分析和测试的实验复杂且成本较高,相关研究主要集中在澳大利亚、北美和南美的少数地区。此外,该测试要求岩石中含有粒径适中(0.5~1 mm)的石英颗粒,也限制了该方法的广泛应用^[23, 65]。近年国内 AMS 实验室的快速发展,有力地推动了我国土壤生成速率的宇生核素测定方法研究。此外,由于核素浓度仅仅代表数百万至数十万年内的平均值,因而难以精细化土壤生成速率随时间的变化。

是否有物理途径来确定模型参数并与核素法相互验证?在大多数山坡地貌演化模型中,局部稳定假设是简单适用的^[5, 28]。例如,利用山脊曲率估算侵蚀速率^[66],通过山脊土壤厚度来估算模型参数^[67]等。但考虑到土壤厚度的空间异质性及山丘区采样的困难,如何选取具有代表性的区域进行有限采样显得尤为重要。为解决上述问题, Liu 等^[8]依据局部稳定(即脊部/边坡稳定)假设发展了推求该类参数的理论方法,降低了野外观测采样的难度,该方法可根据局地有限点位的土壤厚度数据推求出一组土壤生成和输移的参数。近年来,基于逾渗理论的土壤厚度演化模型理论也有望为土壤生成速率的估算提供另一种数学物理途径,即通过给出的比例关系及水文气候因素、土壤孔隙特征等推求土壤生成速率。这些估算模型参数的数学物理方法的发展将为土壤厚度演化模型从理论研究走向更多领域的实际应用打下坚实基础。

3.3 土壤发生学模型

土壤是开放性系统,其形成演化规律与自然环

环境因素（如气候、生物、地形、母质和时间）的函数^[3]，之后发展出具有典型黑箱模型特征的模拟土壤发生的动力系统模型^[68]。土壤形成中最重要的因素为能量转化，因此土壤发生的能量模型试图以能量为纽带将成土因素与过程连接，其通过构建简单的经验方程以表征不同气候分区土壤形成所需的能量^[69]。Rasmussen 等^[70]以此预测了美国不同地区土壤黏粒及有机质含量，并给出了表述流域关键带地形、水热平衡和净初级生产力空间分布的模式方法。

由于土壤系统的复杂性，传统的土壤发生学模型（如因子模型^[71]、过程模型^[72]、能量模型^[73]）多以经验的、集总的方式描述土壤的形成与演化，这些模型往往不考虑土壤在区域内部的输移与再分布。随着地貌学景观模型的发展，土壤发生学在量化和模拟方面也取得了较大进展，土壤的定量演化模型^[21]被相继提出。本文重点回顾的土壤厚度演化模型则属于过程机理模型，是地貌演化模型的重要组成，其考虑了基岩风化成土和土壤输移的动力学过程。然而，该类模型在模拟土壤演化时，通常将土壤层视作一个整体概化模拟，仅能模拟土壤厚度的演化及分布，未考虑土壤层内部质地和层次的演进。为此，Rosenbloom 等^[74]将土壤剖面厚度分解为四个变量（砂、粉砂、黏土、有机物）的组合，以描述土壤颗粒在流域不同位置的再分布过程。上述模型仍以物理的侵蚀输移为主，未考虑土壤剖面生物地球化学风化作用。Minasny 等^[21]在 2008 年提出将土壤发生学在剖面尺度揭示的成土机理与山坡地貌演化及数学模型理论框架相结合，并认为是预测流域土壤发生的重要途径之一，但相关的研究进展较为缓慢。在农业科学领域，近年来考虑生物活动的土壤结构模型快速发展，这些模型更注重生物作用（如根系生长及微生物过程）的影响，对地貌、水文等物理过程的考虑较少^[75]。因此，未来考虑微生物-植物-土壤-水文过程等的互馈机制，将土壤发生学模拟与地貌演化模型相结合发展流域地球关键带协同演化的理论方法，是定量预测土壤理化全要素（厚度、质地、层次和有机碳等）发生所亟需突破的难点之一。

4 总 结

关键带土壤圈层是水、碳、氮及其他元素与空

气、地下含水层发生交换作用的重要场所，土壤也是陆地生态系统中最大的有机碳库，是生源要素积累、封存和生物地球化学反应的前缘。因此，精确的土壤厚度制图是改进流域生物地球化学、水文及地球系统模型中水、碳、氮等元素动力过程模拟的关键。本文系统梳理了土壤厚度演化模型的理论方法研究进展，指出仍需进一步揭示土壤形成的化学变化过程以定量解析复杂的化学侵蚀通量，并帮助建立更为完整的连续性方程。为了推动土壤厚度演化模型在水文、生态和地貌等领域的应用，本文给出了有关模型发展的三点建议：（1）发展物理与随机结合的模拟方法，以解决机理模型应用时存在的诸多不确定性；（2）研究基于数学物理途径的参数确定方法，给出同位素测定方法的替代解决方案，推进模型理论的实际应用；（3）在土壤厚度演化模型基础上，融合土壤发生学模型发展流域协同演化模型，提升对地球生态系统物质循环预测的能力水平。

参考文献 (References)

- [1] Patton N R, Lohse K A, Godsey S E, et al. Predicting soil thickness on soil mantled hillslopes[J]. *Nature Communications*, 2018, 9: 3329.
- [2] Riebe C S, Hahn W J, Brantley S L. Controls on deep critical zone architecture: A historical review and four testable hypotheses[J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2017, 42 (1): 128—156.
- [3] Jenny H. Factors of soil formation: A system of quantitative pedology[M]. Courier Corporation, 1994.
- [4] Dietrich W E, Reiss R, Hsu M L, et al. A process-based model for colluvial soil depth and shallow landsliding using digital elevation data[J]. *Hydrological Processes*, 1995, 9 (3/4): 383—400.
- [5] Heimsath A M, Dietrich W E, Nishiizumi K, et al. The soil production function and landscape equilibrium[J]. *Nature*, 1997, 388 (6640): 358—361.
- [6] Han X L, Liu J T, Srivastava P, et al. The dominant control of relief on soil water content distribution during wet-dry transitions in headwaters[J]. *Water Resources Research*, 2021, 57 (11): e2021WR029587.
- [7] Zhang G L, Shi Z, Zhu A X, et al. Progress and perspective of studies on soils in space and time[J]. *Acta Pedologica Sinica*, 2020, 57 (5): 1060—1070. [张甘霖, 史舟, 朱阿兴, 等. 土壤时空变化研究的进展与未来[J]. *土壤学报*, 2020, 57 (5): 1060—1070.]
- [8] Liu J, Han X, Chen X, et al. Prediction of soil thicknesses in a headwater hillslope with constrained sampling data[J]. *Catena*, 2019, 177: 101—113.

- [9] Liu J T, Chen X, Lin H, et al. A simple geomorphic-based analytical model for predicting the spatial distribution of soil thickness in headwater hillslopes and catchments[J]. *Water Resources Research*, 2013, 49 (11): 7733—7746.
- [10] Hrachowitz M, Stockinger M, Coenders-Gerrits M, et al. Reduction of vegetation-accessible water storage capacity after deforestation affects catchment travel time distributions and increases young water fractions in a headwater catchment[J]. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2021, 25 (9): 4887—4915.
- [11] Gilbert G K. Report on the geology of the Henry Mountains[M]. Washington: Government printing office, 1877.
- [12] Tucker G E, Hancock G R. Modelling landscape evolution[J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2010, 35 (1): 28—50.
- [13] Scheidegger A E. Mathematical models of slope development[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 1961, 72 (1): 37—50.
- [14] Culling W E H. Soil creep and the development of hillside slopes[J]. *The Journal of Geology*, 1963, 71 (2): 127—161.
- [15] Dixon J L, Riebe C S. Tracing and pacing soil across slopes[J]. *Elements*, 2014, 10 (5): 363—368.
- [16] Ahnert F. The role of the equilibrium concept in the interpretation of landforms of fluvial erosion and deposition[J]. *L'évolution des Versants*, 1967, 1: 23—41.
- [17] Johnson D L. Soil thickness processes[J]. *Catena*, 1985, 6 (Suppl.): 29—40.
- [18] Johnson D L, Watson-Stegner D. Evolution model of pedogenesis[J]. *Soil Science*, 1987, 143 (5): 349—366.
- [19] Minasny B, McBratney A B. A rudimentary mechanistic model for soil formation and landscape development: II. A two-dimensional model incorporating chemical weathering[J]. *Geoderma*, 2001, 103 (1/2): 161—179.
- [20] Yoo K, Amundson R, Heimsath A M, et al. Integration of geochemical mass balance with sediment transport to calculate rates of soil chemical weathering and transport on hillslopes[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2007, 112 (F2): F02013.
- [21] Minasny B, McBratney A B, Salvador-Blanes S. Quantitative models for pedogenesis—A review[J]. *Geoderma*, 2008, 144 (1/2): 140—157.
- [22] Brosens L, Campforts B, Robinet J, et al. Slope gradient controls soil thickness and chemical weathering in subtropical Brazil: Understanding rates and timescales of regional soilscape evolution through a combination of field data and modeling[J]. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 2020, 125 (6): e2019JF005321.
- [23] Liu J T, Han X L, Chen X. Hillslope critical zone structures and hydrological processes[M]. Beijing: Science Press, 2020: 1—301. [刘金涛, 韩小乐, 陈喜. 山坡表层关键带结构与水文过程[M]. 北京: 科学出版社, 2020: 1—301]
- [24] Carson M A, Kirkby M J. Hillslope form and process[M]. Cambridge: University Press, 1972.
- [25] Cox N J. On the relationship between bedrock lowering and regolith thickness[J]. *Earth Surface Processes*, 1980, 5 (3): 271—274.
- [26] Furbish D J, Fagherazzi S. Stability of creeping soil and implications for hillslope evolution[J]. *Water Resources Research*, 2001, 37 (10): 2607—2618.
- [27] Pelletier J D, Rasmussen C. Geomorphically based predictive mapping of soil thickness in upland watersheds[J]. *Water Resources Research*, 2009, 45 (9): W09417.
- [28] Phillips J D. The convenient fiction of steady-state soil thickness[J]. *Geoderma*, 2010, 156 (3/4): 389—398.
- [29] Saco P M, Willgoose G R, Hancock G R. Spatial organization of soil depths using a landform evolution model[J]. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 2006, 111 (F2): F02016.
- [30] Riebe C S, Kirchner J W, Finkel R C. Sharp decrease in long-term chemical weathering rates along an altitudinal transect[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2004, 218 (3/4): 421—434.
- [31] Harrison E J, Willenbring J, Brocard G. Global rates of soil production independent of soil depth[J]. 2021. (<https://doi.org/10.31223/X5B30J>)
- [32] Willgoose G, Bras R L, Rodriguez-Iturbe I. A coupled channel network growth and hillslope evolution model: I. Theory[J]. *Water Resources Research*, 1991, 27 (7): 1671—1684.
- [33] Roering J J, Hales T C. 7.29 changing hillslopes: Evolution and inheritance; inheritance and evolution of slopes[M]//Treatise on Geomorphology. Amsterdam: Elsevier, 2013: 284—305.
- [34] Gabet E J, Mudd S M, Wood R W, et al. Hilltop curvature increases with the square root of erosion rate[J]. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 2021, 126 (5): e2020JF005858.
- [35] Heimsath A M, Furbish D J, Dietrich W E. The illusion of diffusion: Field evidence for depth-dependent sediment transport[J]. *Geology*, 2005, 33 (12): 949—952.
- [36] Dietrich W E, Bellugi D G, Sklar L S, et al. Geomorphic transport laws for predicting landscape form and dynamics[M]//Prediction in Geomorphology. Washington, D. C: American Geophysical Union, 2013: 103—132.
- [37] Roering J J, Kirchner J W, Dietrich W E. Evidence for nonlinear, diffusive sediment transport on hillslopes and implications for landscape morphology[J]. *Water Resources Research*, 1999, 35 (3): 853—870.
- [38] Roering J J. How well can hillslope evolution models “explain” topography? Simulating soil transport and production with high-resolution topographic data[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 2008, 120

- (9/10): 1248—1262.
- [39] Li X Y. Coupling, response and adaptation mechanism of soil-vegetation-hydrology in arid areas[J]. *Scientia Sinica: Terrae*, 2011, 41 (12): 1721—1730. [李小雁. 干旱地区土壤-植被-水文耦合、响应与适应机制[J]. *中国科学: 地球科学*, 2011, 41 (12): 1721—1730.]
- [40] Liu J T, Han X L, Liu J L, et al. Understanding of critical zone structures and hydrological connectivity: A review[J]. *Advances in Water Science*, 2019, 30 (1): 112—122. [刘金涛, 韩小乐, 刘建立, 等. 山坡表层关键带结构与水文连通性研究进展[J]. *水科学进展*, 2019, 30 (1): 112—122.]
- [41] Fan Y, Clark M, Lawrence D M, et al. Hillslope hydrology in global change research and earth system modeling[J]. *Water Resources Research*, 2019, 55 (2): 1737—1772.
- [42] Yan Q, Wainwright H, Dafflon B, et al. Hybrid data-model-based mapping of soil thickness in a mountainous watershed[J]. *Earth Surface Dynamics*, 2021, 9 (5): 1347—1361.
- [43] Bonfatti B R, Hartemink A E, Vanwallegem T, et al. A mechanistic model to predict soil thickness in a valley area of Rio Grande do Sul, Brazil[J]. *Geoderma*, 2018, 309: 17—31.
- [44] Bertoldi G, Rigon R, Over T M. Impact of watershed geomorphic characteristics on the energy and water budgets[J]. *Journal of Hydrometeorology*, 2006, 7 (3): 389—403.
- [45] Wang H Y, Xie F R, Jing Z J. The application of terrestrial in-situ cosmogenic nuclides ^{10}Be in active tectonics research[J]. *Bulletin of the Institute of Crustal Dynamics*, 2016 (1): 36—50. [王慧颖, 谢富仁, 荆振杰. 就地宇宙成因核素 ^{10}Be 测年法与地学应用[J]. *地壳构造与地壳应力文集*, 2016 (1): 36—50.]
- [46] Egli M, Dahms D, Norton K. Soil formation rates on silicate parent material in alpine environments: Different approaches—different results? [J]. *Geoderma*, 2014, 213: 320—333.
- [47] Huang L M, Zhang G L, Yang J N. Weathering and soil formation rates based on geochemical mass balances in a small forested watershed under acid precipitation in subtropical China[J]. *Catena*, 2013, 105: 11—20.
- [48] Wakatsuki T, Rasyidin A. Rates of weathering and soil formation[J]. *Geoderma*, 1992, 52 (3/4): 251—263.
- [49] Jin L, Shao M, Zeng L M, et al. Estimation of dry deposition fluxes of major inorganic species by canopy throughfall approach[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2006, 51 (15): 1818—1823.
- [50] Wakatsuki T, Rasyidin A, Naganawa T. Multiple regression method for estimating rates of weathering and soil formation in watersheds[J]. *Soil Science and Plant Nutrition*, 1993, 39 (1): 153—159.
- [51] Dosseto A, Turner S P, Chappell J. The evolution of weathering profiles through time: New insights from uranium-series isotopes[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2008, 274 (3/4): 359—371.
- [52] Langmuir D. Uranium solution-mineral equilibria at low temperatures with applications to sedimentary ore deposits[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1978, 42 (6): 547—569.
- [53] Ma L, Chabaux F, Pelt E, et al. Regolith production rates calculated with uranium-series isotopes at Susquehanna/Shale Hills Critical Zone Observatory[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2010, 297 (1/2): 211—225.
- [54] Lal D. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: *in situ* nuclide production rates and erosion models[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1991, 104 (2/3/4): 424—439.
- [55] Yang Y, Cui L F, Xu S, et al. Deciphering non-steady landscape evolution by *in situ* cosmogenic nuclide depth profile[J]. *Scientia Sinica: Terrae*, 2022, 52 (4): 649—662. [杨业, 崔丽峰, 徐胜, 等. 原位宇宙成因核素深度剖面法解析非稳态地貌演化[J]. *中国科学: 地球科学*, 2022, 52 (4): 649—662.]
- [56] Larsen I J, Almond P C, Eger A, et al. Rapid soil production and weathering in the Southern Alps, New Zealand[J]. *Science*, 2014, 343 (6171): 637—640.
- [57] Evans D, Rodés Á, Tye A. The sensitivity of cosmogenic radionuclide analysis to soil bulk density: Implications for soil formation rates[J]. *European Journal of Soil Science*, 2021, 72 (1): 174—182.
- [58] Dixon J L, Heimsath A M, Kaste J, et al. Climate-driven processes of hillslope weathering[J]. *Geology*, 2009, 37 (11): 975—978.
- [59] Monaghan M C, Elmore D. “Garden variety” ^{10}Be in soils on hill slopes[J]. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, 1994, 92 (1/2/3/4): 357—361.
- [60] West N, Kirby E, Bierman P, et al. Regolith production and transport at the Susquehanna Shale Hills Critical Zone Observatory, part 2: Insights from meteoric ^{10}Be [J]. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 2013, 118 (3): 1877—1896.
- [61] Egli M, Hunt A G, Dahms D, et al. Prediction of soil formation as a function of age using the percolation theory approach[J]. *Frontiers in Environmental Science*, 2018, 6: 108.
- [62] Hunt A G, Ghanbarian B. Percolation theory for solute transport in porous media: Geochemistry, geomorphology, and carbon cycling[J]. *Water Resources Research*, 2016, 52 (9): 7444—7459.
- [63] Yu F, Hunt A G. An examination of the steady-state assumption in soil development models with application to landscape evolution[J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2017, 42 (15): 2599—2610.

- [64] Hunt A G. Soil depth and soil production[J]. *Complexity*, 2016, 21 (6): 42—49.
- [65] Shen C D, Sun Y M, Yi W X, et al. Distribution characteristics and soil formation rate of ^{10}Be in hilly and grassy slopes[J]. *Science in China: SerD*, 2004, 34 (2): 139—144. [沈承德, 孙彦敏, 易惟熙, 等. 丘陵草坡土壤 ^{10}Be 分布特征及土壤生成速率[J]. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2004, 34 (2): 139—144.]
- [66] Hurst M D, Mudd S M, Walcott R, et al. Using hilltop curvature to derive the spatial distribution of erosion rates[J]. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 2012, 117 (F2) F02017: 1—19.
- [67] Chiang S H, Hsu M L. Parameter calibration in a process-based soil depth estimation model assuming local steady state[J]. *Journal of Geographical Sciences*, 2006, 44: 23—38.
- [68] Huggett R J. Soil landscape systems: A model of soil genesis[J]. *Geoderma*, 1975, 13 (1): 1—22.
- [69] Volobuev V R. Ecology of soils[J]. *Soil Science*, 1965, 100 (2): 148.
- [70] Rasmussen C, Troch P A, Chorover J, et al. An open system framework for integrating critical zone structure and function[J]. *Biogeochemistry*, 2011, 102 (1): 15—29.
- [71] Jenny H. Factors of soil formation: A system of quantitative pedology[M]. New York: Dover, 1994.
- [72] Simonson R W. Outline of a generalized theory of soil genesis[J]. *Soil Science Society of America Journal*, 1959, 23 (2): 152—156.
- [73] Runge E C A. Soil development sequences and energy models[J]. *Soil Science*, 1973, 115 (3): 183—193.
- [74] Rosenbloom N A, Doney S C, Schimel D S. Geomorphic evolution of soil texture and organic matter in eroding landscapes[J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 2001, 15 (2): 365—381.
- [75] Meurer K, Barron J, Chenu C, et al. A framework for modelling soil structure dynamics induced by biological activity[J]. *Global Change Biology*, 2020, 26 (10): 5382—5403.

(责任编辑: 檀满枝)