

DOI: 10.16108/j.issn1006-7493.2023049

引用格式: 吴奇辉, 曾献奎, 吴吉春. 2024. 地形演化模型的参数敏感性分析: 以库玛拉克河流域为例[J]. 高校地质学报, 30(5): 585-592

地形演化模型的参数敏感性分析: 以库玛拉克河流域为例

吴奇辉, 曾献奎*, 吴吉春

南京大学地球科学与工程学院, 南京 210023

摘要: 地形演化模型是进行地形演化定量研究的基础, 其涉及过程复杂、模型参数众多, 为缓解参数识别困难和提高模型参数设置的可靠性, 识别地形演化模型的关键驱动机制和参数成为当前研究的重点。该研究选择新疆塔里木河流域的库玛拉克河流域为研究区, 基于LE-PIHM (Landscape Evolution-Penn State Integrated Hydrologic Model) 建立了研究区地形演化模型, 通过全局敏感性分析方法—Sobol方法, 识别了LE-PIHM模型的参数敏感性。以研究区内三个典型地貌类型的地表高程为敏感性分析的目标函数, 结果表明, 研究区山区地形演化的关键模型参数为裸露基岩的风化速率 (P_0)、基岩风化方程拟合系数 (α) 和构造抬升速率 (U), 这些参数主要涉及基岩风化作用和构造抬升作用。同时, 在研究区的平原区, 除含水层孔隙度 (n_g) 以外, 模型参数均具有较高的敏感性, 平原区高程变化主要由各参数之间的相互作用控制。在研究区的河道地区, 模型参数敏感性与在平原区类似, 但土壤孔隙度 (n_s) 和含水层水平渗透系数 (K_{Hg}) 有显著更强的敏感性, 其分别涉及地表水—地下水交互作用和含水层透水性能。

关键词: 地形演化模型; Sobol方法; 敏感性分析; 高程变化

中图分类号: P641 文献标识码: A 文章编号: 1006-7493(2024)05-582-08

Parameter Sensitivity Analysis of Landscape Evolution Models—An Example from the Kumarak River Basin

WU Qihui, ZENG Xiankui*, WU Jichun

School of Earth Sciences and Engineering, Nanjing University, Nanjing 210023, China

Abstract: Landscape evolution model is the basis for quantitative research on landscape evolution, but it involves complex processes and numerous model parameters. In order to alleviate the difficulty of parameter identification and improve the reliability of model parameter setting, identifying the key driving mechanisms and parameters of the landscape evolution model has become the focus of current research. In this study, the Kumarak River Basin in the Tarim River Basin of Xinjiang was selected as the study area, and the landscape evolution model of the study area was established based on the LE-PIHM (Landscape Evolution-Penn State Integrated Hydrologic Model). The parameter sensitivities of the LE-PIHM model were identified by the global sensitivity analysis method, Sobol method. The surface elevation of three typical landforms in the study area was used as the objective function for the sensitivity analysis, and the results showed that the key model parameters for the landscape evolution of the mountainous areas in the study area were the weathering rate of bare bedrock (P_0), the fitting coefficient for bedrock weathering equation (α) and the rate of tectonic uplift (U), which were mainly related to the weathering effect of the bedrock and the tectonic uplift effect. Meanwhile, in the plain area of the study area, the model parameters have high sensitivity except for

收稿日期: 2023-08-29; 修回日期: 2023-11-23

基金项目: 国家自然科学基金项目(42072272)资助

作者简介: 吴奇辉, 男, 1998年生, 硕士研究生, 主要从事地形演化数值模拟研究; E-mail: mg21290081@smail.nju.edu.cn

*通讯作者: 曾献奎, 男, 1985年生, 副教授, 主要从事地下水数值模拟研究; E-mail: xiankuizeng@nju.edu.cn

aquifer porosity (ng), and the elevation change in the plain area is mainly controlled by the interaction between the parameters. In the riverine area of the study area, the sensitivity of the model parameters is similar to that in the plain area, but the soil porosity (ns) and aquifer horizontal hydraulic conductivity (KHg) have significantly stronger sensitivities, which are related to surface water-groundwater interactions and aquifer permeability properties, respectively.

Key words: landscape evolution model; sobol method; sensitivity analysis; elevation variation

Corresponding author: ZENG Xiankui, Associate Professor; E-mail: xiankuizeng@nju.edu.cn

地形演化是地貌学研究的基础,其理论可追溯至19世纪,著名地质学家Gilbert在《Report on the Geology of the Henry Mountains》中描述了风化、侵蚀和泥沙输移等机制对各种地貌形成的控制作用(Gilbert, 1877)。20世纪60年代初, Culling 推导得出坡面上沉积物通量的理论方程(Culling, 1960; 1963; 1965)。Carson等(1972)按风化限制和搬运限制两类总结了早期用于描述地形演化机制的数学模型。地形演化数学模型可以定量刻画地形的演化过程及详细的空间特征,且能够有效描述各种物理和化学作用对地形演化的影响(Tucker et al., 2010)。到20世纪70年代,学者开始探索地形演化的三维模型(Ahnert, 1976; Armstrong, 1976; Hirano, 1976)。从20世纪90年代开始,随着计算机性能的迅速提高,地形演化模型在耦合过程和复杂程度上不断提升,并采用了一系列高效的数值求解方法提高了模型的稳定性。

地形演化模型可量化地球表面关键过程,对理解地球系统有重要意义(Wolf et al., 2022; Salles et al., 2023; Rohrmann et al., 2023)。目前多数地形演化模型重点关注了坡面及河流侵蚀、构造抬升、土壤蠕动等过程,而对地下水过程进行了忽略或简化,少数模型考虑了地表水和地下水之间的相互作用(Clement, 1992; Tucker et al., 1994; Braun et al., 1997; Tucker et al., 2001; Zhang et al., 2016)。Clement(1992)通过耦合坡面及河流侵蚀、构造抬升、土壤蠕动等过程,使用规则网格剖分方法,提出了Gilbert模型,但未考虑基岩风化作用。Tucker等(1994)针对Gilbert模型的不足,引入了基岩风化机制,提出了GOLEM模型(Geomorphic/Orogenic Landscape Evolution Model)。Braun等(1997)针对规则网格剖分不够灵活的缺点,采用不规则三角网格剖分方法,可在需要空间高分辨率的区域(如河道)使用更多的节点,提

出了CASCADE模型。Tucker等(2001)引入了降雨—径流机制,并考虑曲流河道、河漫滩沉积等过程,提出了CHILD模型(Channel-Hillslope Integrated Landscape Development),但该模型未考虑地下水过程。Zhang等(2016)将地表—地下水过程与坡面和河流沉积物运移过程进行耦合,并考虑了基岩风化与构造抬升作用,构建了一个基于全耦合水文过程的地形演化模型LE-PIHM(Landscape Evolution—Penn State Integrated Hydrologic Model)。

地形演化模型涉及的参数数量多达几十至几百,复杂模型的参数设置是模型在实际应用中的一个难题(Tang et al., 2007)。参数敏感性分析通过量化模型参数对模型输出影响的大小,识别关键的驱动机制和模型参数,筛选重要的待识别参数,且可以指导针对性的数据收集工作,以缓解参数识别困难,提高参数设置的可靠性(Saltelli et al., 2000)。全局敏感性分析通过在整个参数空间中分析多个参数对模型输出的共同影响并分析参数间的相互作用来量化参数敏感性,适用于复杂模型。常用的全局敏感性分析方法有Morris筛选法(Morris, 1991)、傅里叶幅度灵敏度检验法(FAST)(Doherty, 2004)、区域敏感性分析(RSA)(Hornberger et al., 1981)、Sobol方法(Sobol, 1993)和广义似然不确定性估计(GLUE)方法(Beven et al., 1992)等。其中,Sobol方法具有原理简单、性能稳定、使用方便的特点,是当前应用最广的全局敏感性分析工具之一。

本文以新疆塔里木河流域的库玛拉克河流域为研究区,基于LE-PIHM建立研究区的地形演化模型,以模型输出即地表高程为敏感性分析的目标函数,采用Sobol方法进行模型参数的敏感性分析。同时,当前国内外尚未见针对全耦合水文过程的地形演化模型的参数敏感性分析研究。研究结果有助于深入认识地形演化模型的关键作用机制,识别其关键控制因子,提高地形演化模型在地貌演化、河

流变迁等研究中的适用性。

2 研究方法

2.1 LE-PIHM地形演化模型

LE-PIHM 模型 (Zhang et al., 2016) 的框架如图 1 所示, 其由风化层 (包括土壤和含水层) 和不透水基岩构成。通过耦合水文过程和构造运动, 根据质量守恒定律, 风化层和基岩的质量变化可以表示为:

$$\begin{aligned} \frac{\partial(\sigma_{re} h dx dy)}{\partial t} + \frac{\partial(\sigma_{ro} e dx dy)}{\partial t} = \sigma_{re} q_c dy - \\ \left[\sigma_{re} q_c dy + \frac{\partial(\sigma_{re} q_c dx)}{\partial x} dx \right] + \sigma_{re} q_c dx - \\ \left[\sigma_{re} q_c dx + \frac{\partial(\sigma_{re} q_c dy)}{\partial y} dy \right] + \sigma_{re} q_c dy - \\ \left[\sigma_{re} q_c dy + \frac{\partial(\sigma_{re} q_c dx)}{\partial x} dx \right] + \sigma_{re} q_c dx - \\ \left[\sigma_{re} q_c dx + \frac{\partial(\sigma_{re} q_c dy)}{\partial y} dy \right] + \sigma_{ro} U dx dy \end{aligned} \quad (1)$$

式中: σ_{re} 为风化层的体积密度 (kg/m^3); σ_{ro} 为基岩的体积密度 (kg/m^3); h 为风化层垂直方向厚度 (m); e 为基岩与风化层交界面高程 (m); q_c 为由土壤蠕动等引起的侧向单位体积的风化层通量 (m^2/yr); q_s 为由地表径流引起地表沉积物通量 (m^2/yr); U 为构造抬升速率 (m/yr)。

考虑到基岩风化和构造抬升作用, 基岩质量随时间的变化:

$$\frac{\partial(\sigma_{ro} e dx dy)}{\partial t} = -\sigma_{ro} B_w dx dy + \sigma_{ro} U dx dy \quad (2)$$

式中: B_w 为基岩风化速率 (m/yr)。

风化层厚度为地表高程 z (m) 与基岩高程

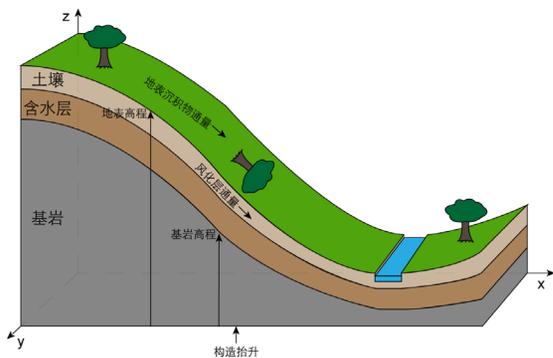


图1 地形演化过程示意图

Fig. 1 Definition sketch of landscape evolution processes

e (m) 之差:

$$h = z - e \quad (3)$$

将方程 (2) 和 (3) 代入 (1) 可得地表高程和基岩高程的时间变化率:

$$\frac{\partial z}{\partial t} = \left(\frac{\sigma_{ro}}{\sigma_{re}} - 1 \right) B_w - \nabla \cdot q_c - \nabla \cdot q_s + U \quad (4)$$

$$\frac{\partial e}{\partial t} = -B_w + U \quad (5)$$

LE-PIHM 模型的水文过程刻画从植被冠层到风化层的水量变化, 其控制方程为:

$$\begin{cases} \frac{\partial \Psi_{canopy}}{\partial t} = vFrac * (1 - f_s) * P - E_c - TF \\ \frac{\partial \Psi_{snow}}{\partial t} = f_s * P - SM \\ \frac{\partial \Psi_{surf}}{\partial t} = \nabla q_{sw} + p_{net} - I - E_s \\ \frac{\partial \Psi_{unsat}}{\partial t} = I - R - E_g - E_{gt} \\ \frac{\partial \Psi_{sat}}{\partial t} = \nabla q_{gw} + R - E_{sat} - E_{tsat} \end{cases} \quad (6)$$

式中: Ψ_{canopy} 为林冠截留量 (m); Ψ_{snow} 为积雪深度 (m); Ψ_{surf} 为地表水深度 (m); Ψ_{unsat} 为土壤水储量 (m); Ψ_{sat} 为地下水储量 (m); $vFrac$ 为植被覆盖率; f_s 为降雪占降水的比例; P 为降水率 (m/day); E_c 为林冠蒸发速率 (m/day); TF 为林冠滴下雨 (m/day); SM 为融雪速率 (m/day); q_{sw} 为单位宽度的地表水流量 (m^2/day); q_{gw} 为单位宽度的地下水流量 (m^2/day); p_{net} 为穿透雨 (m/day); I 为下渗率 (m/day)。

假设水深较浅, 惯性力的影响忽略不计, 通过曼宁公式可得:

$$q_{sw} = \frac{\Psi_{surf}^{\frac{5}{3}}}{n_s} (\nabla \cdot (\Psi_{surf} + z))^{\frac{1}{2}} \quad (7)$$

式中: n_s 为曼宁系数 ($\text{day}/\text{m}^{1/3}$)

根据达西定律, 单位宽度的地下水流量为:

$$q_{gw} = \Psi_{sat} K_{sat} \nabla \cdot (\Psi_{sat} + e) \quad (8)$$

式中: K_{sat} 为含水层水平渗透系数 (m/day)

地表高程 z 和基岩高程 e 分别耦合在方程 (7) 和 (8) 中, 这意味着水力梯度随着水文和地形变量的变化而变化。

2.2 Sobol方法

Sobol方法是(Sobol, 1993)一种基于方差分解的全局敏感性分析方法。非线性模型 f 可以用以下形式表示:

$$y = f(X) = f(X_1, \dots, X_p) \quad (9)$$

式中: y 为模型输出; X 为模型参数。

y 的总方差 $D(y)$ 可以分解为各个参数及其相互作用的组合:

$$D(y) = \sum_i D_i + \sum_{i < j} D_{ij} + \sum_{i < j < k} D_{ijk} + \dots + D_{12 \dots p} \quad (10)$$

式中: D_i 为由第 i 个参数 X_i 引起的方差; D_{ij} 为由参数 X_i 和 X_j 之间的相互作用引起的方差。

根据单个参数或参数相互作用对总方差 D 的贡献来评估单个参数或参数相互作用的敏感性:

$$\text{一阶敏感性指数: } S_i = \frac{D_i}{D} \quad (11)$$

$$\text{二阶敏感性指数: } S_{ij} = \frac{D_{ij}}{D} \quad (12)$$

$$\text{总敏感性指数: } S_{Ti} = 1 - \frac{D_{-i}}{D} \quad (13)$$

式中: S_i 为参数 X_i 单独作用的敏感度; S_{ij} 为参数 X_i 和 X_j 相互作用的敏感度; S_{Ti} 为参数 X_i 单独及与其他参数相互作用的敏感度; D_{-i} 为除参数 X_i 外其他参数引起的方差。此外,本次研究中使用拉丁超立方采样来实现Sobol方法(McKay et al., 2000)。

3 案例分析

3.1 研究流域

本文以新疆塔里木河流域的库玛拉克河流域为研究区(图2)。研究区属典型的大陆性气候,年平均气温 $-1 \sim -8$ °C,蒸发量 $200 \sim 400$ mm。在西风

环流的影响下,海拔 $2650 \sim 3500$ m年均降水量为 $300 \sim 400$ mm(高前兆等, 2008),海拔 $3500 \sim 4500$ m年均降水量最大可达 1000 mm(刘潮海等, 1998)。研究区面积 3478 km²,北部山地起伏大、海拔高,南部平原较为平坦且海拔低。库玛拉克河自西北向东南穿过研究区,之后与托什干河合流至阿克苏河,最终流入塔里木河干流。针对研究区地形的复杂性,可按照山区、平原区及河道区分别展开LE-PIHM模型参数敏感性分析。

3.2 数据

LE-PIHM模型建模所用数据主要包括:高程、基岩深度(Hengl et al., 2017)、土壤类型、岩性、土地覆盖(Karra et al., 2021)、叶面积指数、地表粗糙度(Gelaro et al., 2017)、降水率(Rodell et al., 2004)、空气温度(Rodell et al., 2004)、下行短波辐射(Rodell et al., 2004)、林冠截留量(Rodell et al., 2004)、土壤水储量(Rodell et al., 2004)、相对湿度、积雪深度(Rodell et al., 2004)、融雪速率(Rodell et al., 2004)、风速(Rodell et al., 2004)。数据的相关信息见表1。

3.3 LE-PIHM模型设置

对研究区进行不规则三角网格剖分,并确保每个三角网格的角度不会过大或过小。设置剖分后研究区内三角网格的最大面积为 1000000 m²,最小角度为 20° ,同时将干流河道附近的网格边长限制在 50 m以内,以保证河道附近的模拟精度。剖分结果如图3所示,共剖分得到 25986 个三角网格。本次地表演化的模拟期设置为 1000 年。

3.4 Sobol设置

LE-PIHM模型包含从植被冠层到基岩的多种

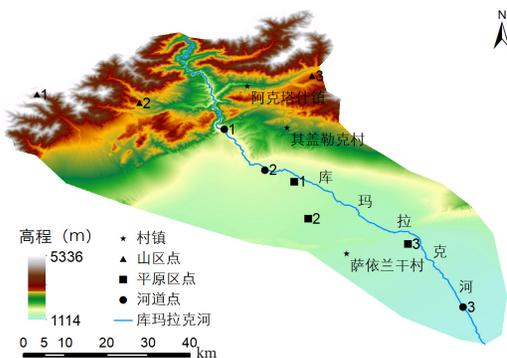


图2 库玛拉克河流域示意图
Fig. 2 Schematic of the Kumarak River Basin

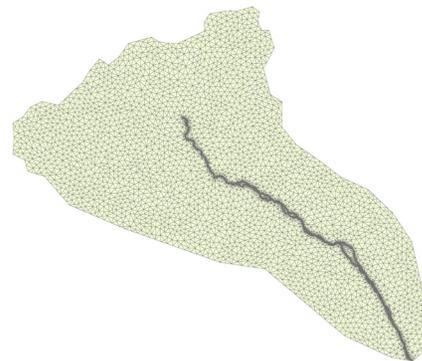


图3 研究区网格剖分示意图
Fig. 3 Mesh generation of study area

表1 数据来源及相关信息
Table 1 Data sources and related information

数据类型	空间精度	时间精度 /h	数据来源
高程	30m×30m	无	National Aeronautics and Space Administration
基岩深度	250m×250m	无	International Soil Reference and Information Centre
土壤类型	1: 5000000	无	Food and Agriculture Organization of the United Nations
岩性	1: 10000	无	International Soil Reference and Information Centre
土地覆盖	10m×10m	无	Environmental Systems Research Institute, Inc
叶面积指数	0.5°×0.625°	1	National Aeronautics and Space Administration
地表粗糙度	0.5°×0.625°	1	National Aeronautics and Space Administration
降水率	0.25°×0.25°	3	National Aeronautics and Space Administration
空气温度	0.25°×0.25°	3	National Aeronautics and Space Administration
下行短波辐射	0.25°×0.25°	3	National Aeronautics and Space Administration
林冠截留量	0.25°×0.25°	3	National Aeronautics and Space Administration
土壤水储量	0.25°×0.25°	3	National Aeronautics and Space Administration
相对湿度	1.25°×1.25°	3	National Aeronautics and Space Administration
积雪深度	0.25°×0.25°	3	National Aeronautics and Space Administration
融雪速率	0.25°×0.25°	3	National Aeronautics and Space Administration
风速	0.25°×0.25°	3	National Aeronautics and Space Administration

过程，考虑研究对象的代表性，本次研究分别针对植被、土壤、含水层和基岩四种过程，共选取 12 个 LE-PIHM 模型参数进行敏感性分析，分别为土壤垂直渗透系数 KV_s 、土壤孔隙度 n_s 、含水层水平渗透系数 KH_g 、含水层垂直渗透系数 KV_g 、含水层孔隙度 n_g 、植被覆盖率 $VegFrac$ 、植物根区深度 RzD 、物质的运移系数 $K1$ 、土壤颗粒直径 D_s 、裸露基岩的风化速率 $P0$ 、构造抬升速率 U 、基岩风化方程拟合系数 α 。根据研究区土壤、岩性及土地覆盖等信息，对以上 12 个模型参数在研究区内进行分区，如图 4 所示。敏感性分析中，各参数的取值范围见表 2。

研究区地形复杂，高程差异大，为全面分析 LE-PIHM 模型参数对地表高程的影响，本次研究选择研究区内三个典型地貌类型的地表高程为目标函数，即山区、平原区和河道区。此外，每个地貌类型内选择三个网格单元的高程信息，分别用于参数敏感性分析。

采用拉丁超立方采样进行 Sobol 敏感性分析时，共需运行 1400 次 LE-PIHM 模型。由于该地形演化模型耦合了多种驱动机制，且网格数量多，导致单次模型运行耗时较长。若使用个人计算机(处理器：AMD 锐龙 5-5600 G，内存：16 GB)，完成所有模

表2 LE-PIHM模型参数及取值范围

Table 2 LE-PIHM model parameters and the range of values of the parameters

参数	单位	下限	上限
土壤垂直渗透系数 (KV_s)	m/d	0.3	0.9
土壤孔隙度 (n_s)	无	0.175	0.525
含水层水平渗透系数 (KH_g)	m/d	3.5	10.5
含水层垂直渗透系数 (KV_g)	m/d	0.7	2.1
含水层孔隙度 (n_g)	无	0.06	0.18
植被覆盖率 ($VegFrac$)	无	0.075	0.225
植物根系深度 (RzD)	m	0.15	0.45
物质的运移系数 ($K1$)	m^2/yr	0.1	0.3
土壤颗粒直径 (D_s)	m	0.0005	0.0015
裸露基岩的风化速率 ($P0$)	m/yr	0.004	0.012
构造抬升速率 (U)	m/yr	0.000518	0.001554
基岩风化方程拟合系数 (α)	1/m	0.01	0.03

型运行所需时间约为 26026 天。因此，本次研究基于南京大学高性能计算中心的 MPI 队列，共使用 59 个节点，每节点 24 核、128 GB 内存，通过并行约 29 天完成运行。

4 结果分析

Sobol 方法中总敏感性指数的阈值设为 0.1，即当参数的总敏感性指数大于或等于 0.1 时为高敏感

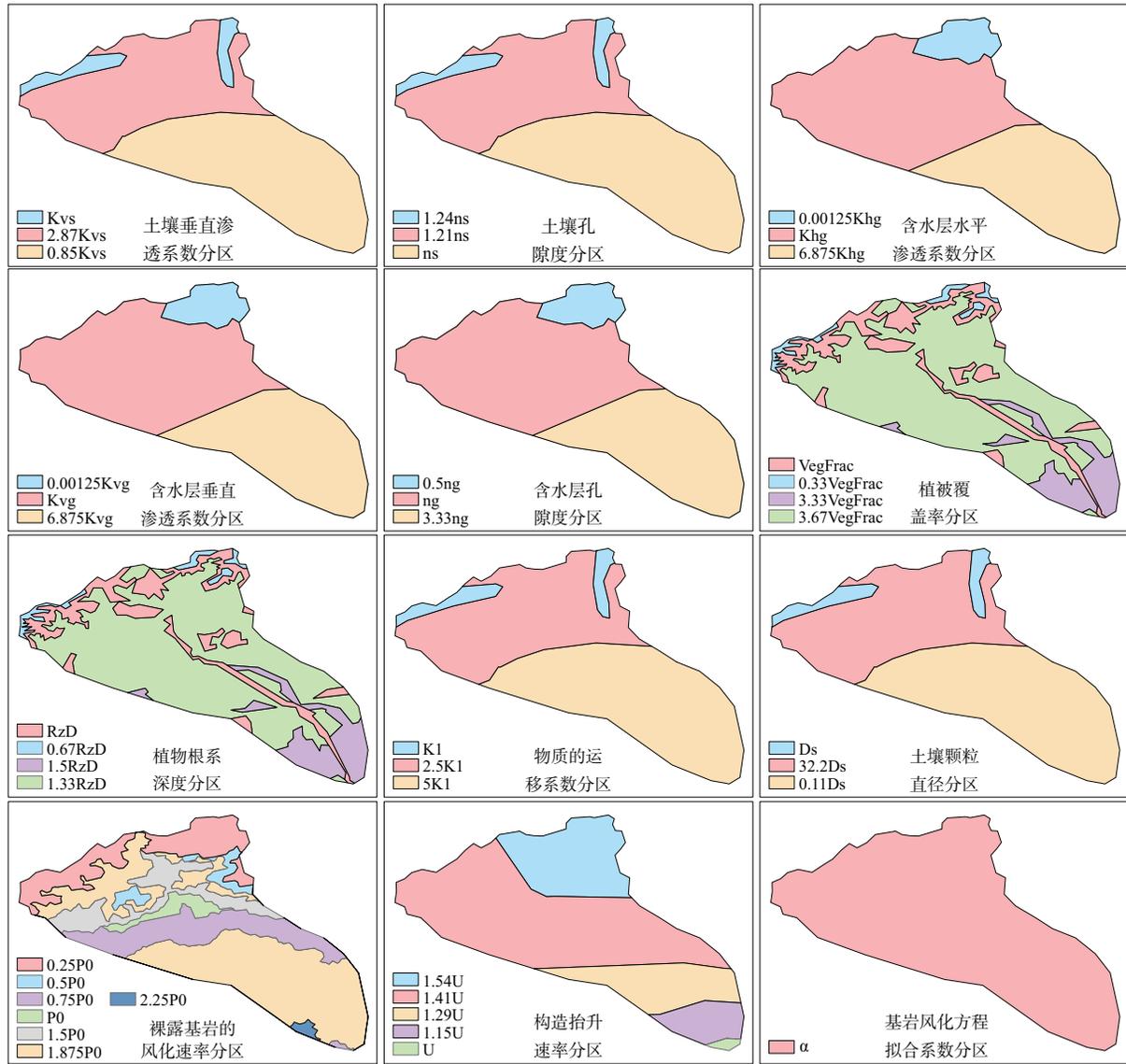


图4 参数分区及比例关系图
Fig. 4 Parameter partitioning and scaling diagrams

参数。图 5 所示为三种地貌类型下的 12 个模型参数对高程的一阶敏感性指数（蓝色图例）和总敏感性指数（橙色图例），水平虚线为阈值线 0.1。

从图 5 可以看出，在研究区的山区，点 1 的高敏感参数为 P0（裸露基岩的风化速率）和 α（基岩风化方程拟合系数），点 2 的高敏感参数为 P0，点 3 的高敏感参数为 U（构造抬升速率）。山区的网格点高程的高敏感参数均为与基岩密切相关的参数，且其他参数的敏感性指数都很低。这是由于研究区内山区的土壤厚度较薄、基岩裸露面积大，且地形陡峭，易于发生基岩风化作用，而基岩风化成的土壤又因地势坡度大很快运移到地势更低的区

域。因此，研究区内山区的水土作用较弱，基岩属性对高程变化影响较大。此外，山区点 3 与点 1、点 2 相比，其高程变化受参数 U 的影响更大。结合图 4 可以看出，这是由于点 3 位于研究区构造抬升最为显著的区域。同时，P0 和 α 都是与基岩风化相关的参数，结合 3 个山区点的敏感性指数，P0 对研究区高程变化的影响更加显著。因此，基岩风化和构造抬升是研究区山区地形演化的关键驱动力。

在研究区的平原区，3 个分析点的高敏感参数均为除 ng（含水层孔隙度）外的所有参数，且这些高敏感参数均表现为一阶敏感性指数低、总敏感性指数高，这说明平原地区的高程变化主要由各参

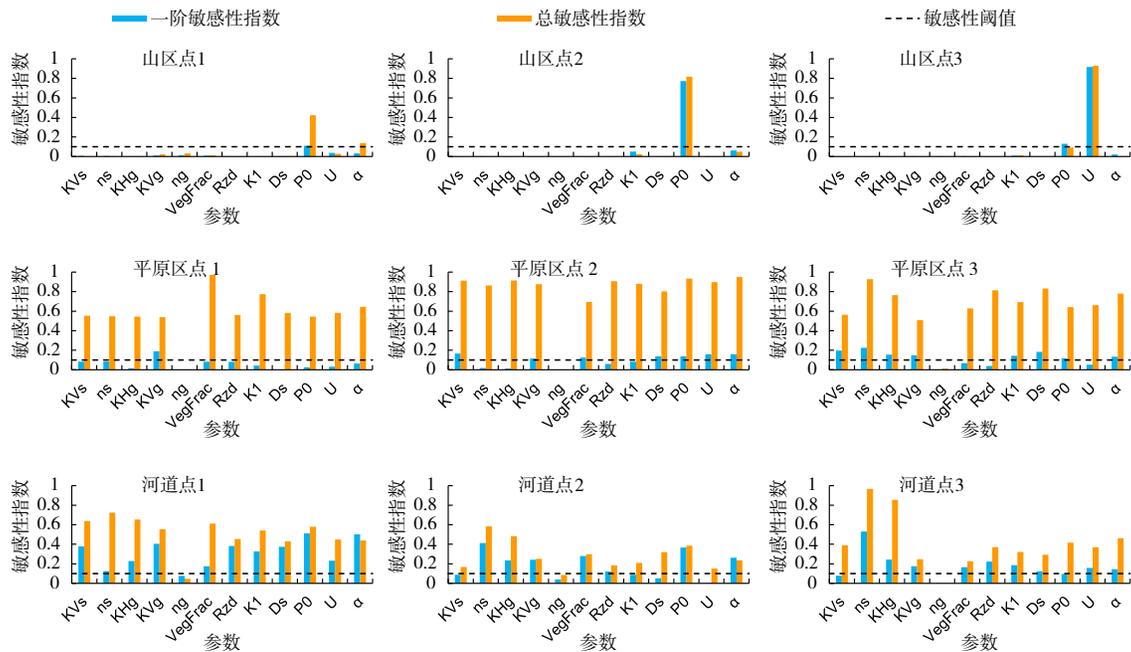


图5 三种地貌类型下12个参数对高程变化的一阶敏感性指数和总敏感性指数

Fig. 5 First-order sensitivity indices and total sensitivity indices of 12 parameters to elevation changes in three terrains

数之间的相互作用决定。同时，这些模型参数的敏感性指数大小比较接近。相对于山区，平原区的土壤厚度更厚、基岩裸露面积更少，且不处于构造抬升显著地区，因此，与基岩相关参数的敏感性指数不显著。在具有良好的土壤与含水层条件的平原地区，当降水经过了植物截留、下渗和填洼，后续降水强度超过了表层土壤的下渗能力，降水到达地面以后，开始沿地表坡面流动，并且在流动过程中携带部分泥沙。同时，进入土壤的水流进入含水层中形成地下径流。此外，除水文模块的各种作用外，土壤蠕动和倒木现象等也共同影响地形变化，这些过程相关的各参数显现出较强的相互作用。因此，研究区平原地区的高程变化受到众多参数的相互作用的影响。因此，水文过程和地形构造过程共同驱动了研究区平原区地形演化。

在研究区的河道地区，3个河道点的高敏感参数均为除ng外的所有参数，这与平原地区的敏感性分析结果一致。这是因为河道总是处于地势较低处，多个过程共同控制了该处高程的变化。同时，与平原区相比，河道区参数的一阶敏感性指数更大，这说明模型参数对河道区的高程变化直接影响更大。此外，ns（土壤孔隙度）和KHg（含水层水平渗透系数）的总敏感性指数值在3个河道点均为第一、第二，显现出显著的敏感性。在河道地区，

由于河流的存在，地表水和地下水之间的交换作用显著，控制了水流对泥沙的运输，而土壤的孔隙度影响了地表水和地下水的交换过程，因此ns具有相对更高的敏感性指数。同时，KHg作为含水层透水性能的主要参数，控制了地下水流运动。因此，地表水和地下水交换作用以及地下水流运动是研究区河道地区地形演化的关键驱动力。

综合以上不同地貌类型高程点的敏感性分析结果，可以发现LE-PIHM模型的地表高程的参数敏感性在不同地貌类型下有不同的表现。因此，在实际应用中应根据研究区水文气象、水文地质等条件，进行相应的地貌单元分区，提高模型参数设置的合理性。此外，参数ng（含水层孔隙度）在所有地貌类型的高程敏感性分析中均具有较小的一阶敏感性指数和总敏感性指数，这是由于含水层介质相对于表层土壤更加稳定，迁移性较差，不易产生较大高程变化，因此可将参数ng视作非敏感参数。同时，Sobol方法不仅能定量识别模型参数的敏感性大小，还可以识别模型参数之间相互作用，有助于模型的参数识别，降低模型参数不确定性，提高模型模拟和预测表现。

5 结论

本文以新疆塔里木河流域的库玛拉克河流域为

研究区, 基于 Sobol 方法以研究区内三个典型地貌类型的地表高程为目标函数, 对 LE-PIHM 模型参数进行了全局敏感性分析, 可得出以下结论:

(1) 在研究区的山区, LE-PIHM 模型高敏感参数为与基岩密切相关的 P_0 , α 和 U , 主要涉及基岩风化作用和构造抬升作用。 P_0 和 α 均为与基岩风化作用相关的参数, 但 P_0 对研究区高程变化的影响更显著。在构造抬升显著的区域, 其高程变化受参数 U 影响更大。

(2) 在研究区的平原区, 模型高敏感参数为除 ng 外的所有参数。这些高敏感参数均表现为一阶敏感性指数低、总敏感性指数高, 这说明平原地区的高程变化主要由各参数之间的相互作用决定。同时, 这些模型参数的敏感性指数大小比较接近。

(3) 在研究区的河道地区, 模型高敏感参数为除 ng 外的所有参数。这与平原区的敏感性分析结果一致。与平原区相比, 河道地区参数的一阶敏感性指数更大, 模型参数对河道地区高程变化的直接影响更大。此外, 与地表水—地下水交互作用相关的参数 ns 以及与含水层透水性能相关的参数 KHg , 均显现出显著的敏感性。

参考文献 (References):

高前兆, 王润, Giese E. 2008. 气候变化对塔里木河来自天山的地表径流影响 [J]. 冰川冻土, 30(1): 1-11.

刘潮海, 谢自楚, 久尔盖诺夫 M B. 1998. 天山冰川作用 [M]. 北京: 科学出版社.

Ahnert F. 1976. Brief description of a comprehensive three-dimensional process-response model for landform development [J]. Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband, 25: 29-49.

Armstrong A. 1976. A three-dimensional simulation of slope forms [J]. Zeitschrift für Geomorphologie Supplement Band, 25: 20-28.

Beven K and Binley A. 1992. The future of distributed models: model calibration and uncertainty prediction [J]. Hydrological Processes, 6(3): 279-298.

Braun J and Sambridge M. 1997. Modelling landscape evolution on geological time scales: A new method based on irregular spatial discretization [J]. Basin Research, 9(1): 27-52.

Culling W E H. 1960. Analytical theory of erosion [J]. Journal of Geology, 68(3): 336-344.

Culling W E H. 1963. Soil creep and the development of hillside slopes [J]. Journal of Geology, 71(2): 127-161.

Culling W E H. 1965. Theory of erosion on soil-covered slopes [J]. Journal of Geology 73(2): 230-254.

Doherty J. 2004. PEST model-independent parameter estimation user manual [M]. Watermark Numerical Computing.

Gelaro R, McCarty W, Suárez M J, et al. 2017. The modern-era

retrospective analysis for research and applications, version 2 (MERRA-2) [J]. Journal of Climate, 30(14): 5419-5454.

Gilbert G K. 1877. Report on the Geology of the Henry Mountains [M]. US Government Printing Office.

Hengl T, de Jesus J M, Heuvelink G B M, et al. 2017. SoilGrids250 m: Global gridded soil information based on machine learning [J]. Plos One, 12(2): 1-40.

Hirano M. 1976. Mathematical model and the concept of equilibrium in connection with slope shear ratio [J]. Zeitschrift für Geomorphologie Supplement Band, 25: 50-71.

Hornberger G M and Spear R C. 1981. An approach to the preliminary-analysis of environmental systems [J]. Journal of Environmental Management, 12(1): 7-18.

Karra K, Kontgis C, Statman-Weil Z, et al. 2021. Global land use/land cover with Sentinel 2 and deep learning; proceedings of the 2021 IEEE international geoscience and remote sensing symposium IGARSS, F, 2021 [C]. IEEE, Published.

McKay M D, Beckman R J and Conover W J. 2000. A comparison of three methods for selecting values of input variables in the analysis of output from a computer code [J]. Technometrics, 42(1): 55-61.

Morris M D. 1991. Factorial sampling plans for preliminary computational experiments [J]. Technometrics, 33(2): 161-174.

Rodell M, Houser P R, Jambor U, et al. 2004. The global land data assimilation system [J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 85(3): 381-394.

Rohrmann A, Kirby E and Schwanghart W. 2023. Accelerated Miocene incision along the Yangtze River driven by headward drainage basin expansion [J]. Science Advances, 9(36): eadh1636.

Salles T, Husson L, Rey P, et al. 2023. Hundred million years of landscape dynamics from catchment to global scale [J]. Science, 379(6635): 918-923.

Saltelli A, Tarantola S and Campolongo F. 2000. Sensitivity analysis as an ingredient of modeling [J]. Statistical Science, 15(4): 377-395.

Sobol' I. 1993. Sensitivity estimates for nonlinear mathematical models [J]. Math Model Comput Exp, 1: 407-417.

Tang Y, Reed P, van Werkhoven K, et al. 2007. Advancing the identification and evaluation of distributed rainfall-runoff models using global sensitivity analysis [J]. Water Resources Research, 43(6): 1-14.

Tucker G, Lancaster S, Gasparini N, et al. 2001. The channel-hillslope integrated landscape development model (CHILD) [J]. Landscape Erosion and Evolution Modeling, 349-388.

Tucker G E and Hancock G R. 2010. Modelling landscape evolution [J]. Earth Surface Processes and Landforms, 35(1): 28-50.

Tucker G E and Slingerland R L. 1994. Erosional dynamics, flex-ural isostasy, and long-lived escarpments: A numerical modeling study [J]. Journal of Geophysical Research-Solid Earth, 99(B6): 12229-12243.

Wolf S G, Huisman R S, Braun J, et al. 2022. Topography of mountain belts controlled by rheology and surface processes [J]. Nature, 606(7914): 516-521.

Zhang Y, Slingerland R and Duffy C. 2016. Fully-coupled hydrologic processes for modeling landscape evolution [J]. Environmental Modelling & Software, 82: 89-107.