

TecGeoTools v1.0: 面向构造地貌学方法与软件实现的MATLAB平台开源工具箱

张亚荣, 王一舟*, 张会平

中国地震局地质研究所, 地震动力学与强震预测全国重点实验室, 北京 100029

* 通讯作者, E-mail: wangyizhou2017@sina.com

2025-04-23收稿, 2026-01-09修回, 2026-01-28接受, 2026-04-21网络版发表

国家自然科学基金项目(42225205、42361144839)资助

摘要 构造运动和气候变化共同塑造了造山带的地形地貌, 河流水系作为重要的地貌单元, 记录了地貌演化的关键信息。开展流域地形分析、计算地貌特征参数, 是从地形地貌特征中提取构造或气候信息的基础, 也是构造地貌领域的研究前沿。21世纪以来, 随着数学物理模型的引入和计算机技术的发展, 国内外学者基于各种软件平台, 相继开发了多种地貌分析的功能模块。然而, 现有的各类开源工具箱是基于不同平台和环境开发的功能独立的模块, 用户往往需要在不同软件平台或者开发环境间切换, 甚至还需要编写大量程序脚本进行数据预处理和格式转换。有鉴于此, 我们基于MATLAB软件平台和前人开发的函数库TopoToolbox、Topographic Analysis Kit、Transient-profiler和RiverRroAnalysis, 开发了开源工具箱TecGeoTools v1.0。该工具箱集DEM数据预处理、河流高程剖面分析、流域面状要素分析三大功能模块于一体, 几乎涵盖了构造地貌领域内目前所有开源程序的功能, 并设计了友好的可视化操作与参数配置界面。其中, DEM数据预处理模块实现从DEM中提取流向、流量和河网等数据, 河流高程剖面分析包括了河流选取、纵剖面分析、古河道投影、隆升历史模拟功能, 流域面状要素分析包括了流域提取与参数统计、面积-高程积分(HI)、河流交汇角计算和廊带剖面提取。我们以山西地堑系太原盆地西侧的文峪河流域为案例, 展示利用本研究开发的工具箱进行流域构造地貌分析的全过程。首先进行DEM数据处理(平滑、河网提取、流域划分), 选择河道并分析其高程剖面和坡度-面积对数图, 识别河道裂点, 利用古河道投影估算最小下切深度; 计算流域陡峭系数 k_{sn} 和 χ 值; 提取汇入主干道的所有子流域, 分析子流域HI指数和河流交汇角, 研究流域内部地貌发育成熟度; 利用坡度与 k_{sn} 值的统计关系, 拟合侵蚀系数, 从而反演流域构造隆升历史, 发现文峪河流域在早更新世与早上新世存在两期隆升加速。本研究开发的工具箱从底层逻辑到界面设计的程序代码完全开源, 并将不断更新, 为构造地貌的定量化研究提供了自动化和高效性的技术支撑。

关键词 水力侵蚀模型, 构造地貌, HI指数, MATLAB, 流域统计分析

1 引言

地表形态特征是构造活动(如构造隆升、断陷、褶皱等)和地表过程(径流活动、冰川侵蚀等)长期相互作用和协同演化的结果(Willett, 1999; Finnegan等, 2008; Wolf等, 2022)。构造运动奠定了区域基本的地形骨架, 而降雨和冰川融化补给地表径流, 驱动了侵蚀、搬运、

沉积等多种地表过程, 雕琢出姿态万千的地形和地貌特征(Whipple和Tucker, 1999; Bookhagen和Burbank, 2006; Burbank和Anderson, 2013)。河流地貌作为重要的陆地地貌单元, 受到构造运动、气候变化等多种因素的深刻影响, 是记录地表景观演化历程的重要档案(Whipple, 2009; DiBiase等, 2010; Yuan等, 2024)。尤其是构造活跃区域, 流域形态和水系格局对构造运动、气候

中文引用格式: 张亚荣, 王一舟, 张会平. 2026. TecGeoTools v1.0: 面向构造地貌学方法与软件实现的MATLAB平台开源工具箱. 中国科学: 地球科学, 56(5): 1784–1800, doi: 10.1360/SSTe-2025-0109

英文引用格式: Zhang Y, Wang Y, Zhang H. 2026. TecGeoTools v1.0: An open-source toolbox for tectonic geomorphology methods and software implementation on the MATLAB platform. Science China Earth Sciences, 69(5): 1744–1759, <https://doi.org/10.1007/s11430-025-1853-7>

变化或河流重组等扰动极为敏感,呈现出显著的动态变化特征(Goren等, 2014; Sassolas-Serrayet等, 2018)。河流高程剖面受到基岩隆升速率、岩性、气候等影响,反映了活动造山带内构造-气候-地表过程之间复杂的相互作用(Snyder等, 2000; Crosby和Whipple, 2006; Kirby和Whipple, 2012; 刘静等, 2018)。半个多世纪以来,许多学者对河流地貌开展了定性和定量的分析研究,从维度上可以分为一维、二维和三维,一维主要是指分析河流高程剖面,包括提取裂点、计算陡峭指数、反演构造隆升历史等(Fox等, 2014; Wang等, 2014; Zhang等, 2017);二维层面主要是指对流域地形和平面形态的分析,如计算水系夹角、高程廊带剖面分析等(Forte和Whipple, 2019; Strong和Mudd, 2022);三维主要包括绘制面积-高程积分曲线(HI指数)、判别分水岭稳定性和迁移方向等(Mahmood和Gloaguen, 2012; Gelwick等, 2024)。

数字高程模型(DEM)数据是最主要的数字地形数据,对DEM进行定量分析,计算地形地貌特征参数,早已成为现代构造地貌学研究的重要内容。虽然ArcGIS、QGIS等地理信息系统(GIS)软件拥有诸多空间分析模块,可以实现基本的水文分析功能(如DEM填洼、流向与流量计算、水系和流域提取等)。但这些通用功能,难以满足河流地貌分析中的专业需求,因此通常要利用编程软件(如MATLAB、Python等)对GIS平台进行二次开发。如Whipple等(2007)开发了用于河流高程剖面分析的Stream Profiler软件,该软件需要借助GIS实现数据预处理,并利用MATLAB平台完成计算和成图。Mudd等(2014)基于C++开发了LSDTopoTools软件,不仅可以完成基础水文分析功能,而且凭借C++语言的高效性,能快速处理大规模地形数据。Schwanghart和Kuhn(2010)、Schwanghart和Scherler(2014)基于MATLAB开发了TopoToolbox,首次实现了去GIS化,直接在MATLAB平台上完成DEM数据的基础水文分析功能,凭借这一独特优势而受到广泛关注。TopoToolbox虽然拥有功能强大且可以灵活调用的基础功能函数,但在进行复杂地形分析时需要将不同的函数进行组合调用,这就要求用户对TopoToolbox的逻辑架构有一定了解并具备相应的编程能力。以TopoToolbox为基础,一些学者开发了很多专业工具,如用于河流剖面分析的Chi-Profiler工具(Gallen和Wegmann, 2017)、自动识别裂点的KZ-Picker工具(Neely等, 2017)、流域分水岭稳定性分析的DivideTools(Forte和Whipple, 2018)、重建古河道与模拟裂点迁移过程的Transient-profiler(Jaiswara等, 2019)与地形分析工具包Topographic Analysis Kit(TAK)(Forte和Whipple, 2019)。但上述工具主要局限于静态的地貌参数

分析,并不能实现利用瞬态河道高程剖面反演流域构造隆升历史。王一舟等(2022)基于MATLAB开发的River-ProAnalysis函数集,实现了隆升历史反演的开源功能模块,但该工具仍需要利用GIS软件进行数据预处理。

由此可见,尽管河流地貌分析工具的开发在21世纪取得了长足发展,但仍存在诸多局限性。例如单个工具的功能有限,如果要实现多种功能,就需要使用多种工具箱,从而需要在不同的软件平台和开发环境之间切换,编写脚本进行数据预处理和格式转换。这就要求使用者不仅要了解不同编译环境的差异,还需要具备编程能力。这无疑增加了用户的学习和使用成本,制约了这些工具的推广与普及。有鉴于此,我们综合前人的研究成果,设计并研发了一套功能全面、界面友好、易于人机交互操作的开源河流地貌分析工具箱——TecGeoTools。该工具箱以TopoToolbox的地形数据预处理功能为基础,集成了RiverProAnalysis、Transient-profiler和Topographic Analysis Kit的全部函数与功能,打通了不同函数集与功能模块之间的壁垒,人机交互式的开发使得用户无需编写复杂的脚本程序。我们期望该工具箱的开发与共享,能够为从事河流地貌研究的学者提供较为完善的方法和便利的工具,从而促进该领域的研究取得新的突破和发展。

2 方法与功能模块

TecGeoTools工具箱以一套完整的函数集为基础,并利用MATLAB软件的APP设计功能构建了图形用户界面。为确保工具箱的可维护性与扩展性,我们将每个功能独立封装为不同的函数模块,支持用户根据研究需要进行灵活组合,或基于现有模块进行二次开发,从而提升代码的可复用性和扩展性。使用图形用户界面中的功能模块时,软件将调用函数集中的同名函数。用户界面中已设置了部分默认参数,若用户对计算结果的精度有较高要求,可自行调整参数。使用工具箱前,需准备带有投影坐标系的GeoTiffs或者ESRI ASCII文件,在完成DEM预处理后即可根据需求进行后续分析。TecGeoTools可实现三大类功能:DEM数据预处理、河流高程剖面分析和流域面状要素分析。这些大类功能被封装在7个模块中,共计35项子功能,各功能模块的关系和操作流程如图1所示。本节简要介绍各项功能模块的理论方法,操作流程等详细信息请参阅工具箱使用手册(文章附件链接:<https://github.com/Zhangyarong0606/TecGeoTools>)。

2.1 DEM预处理

DEM预处理包括高程数据填洼、流向与流量计算和

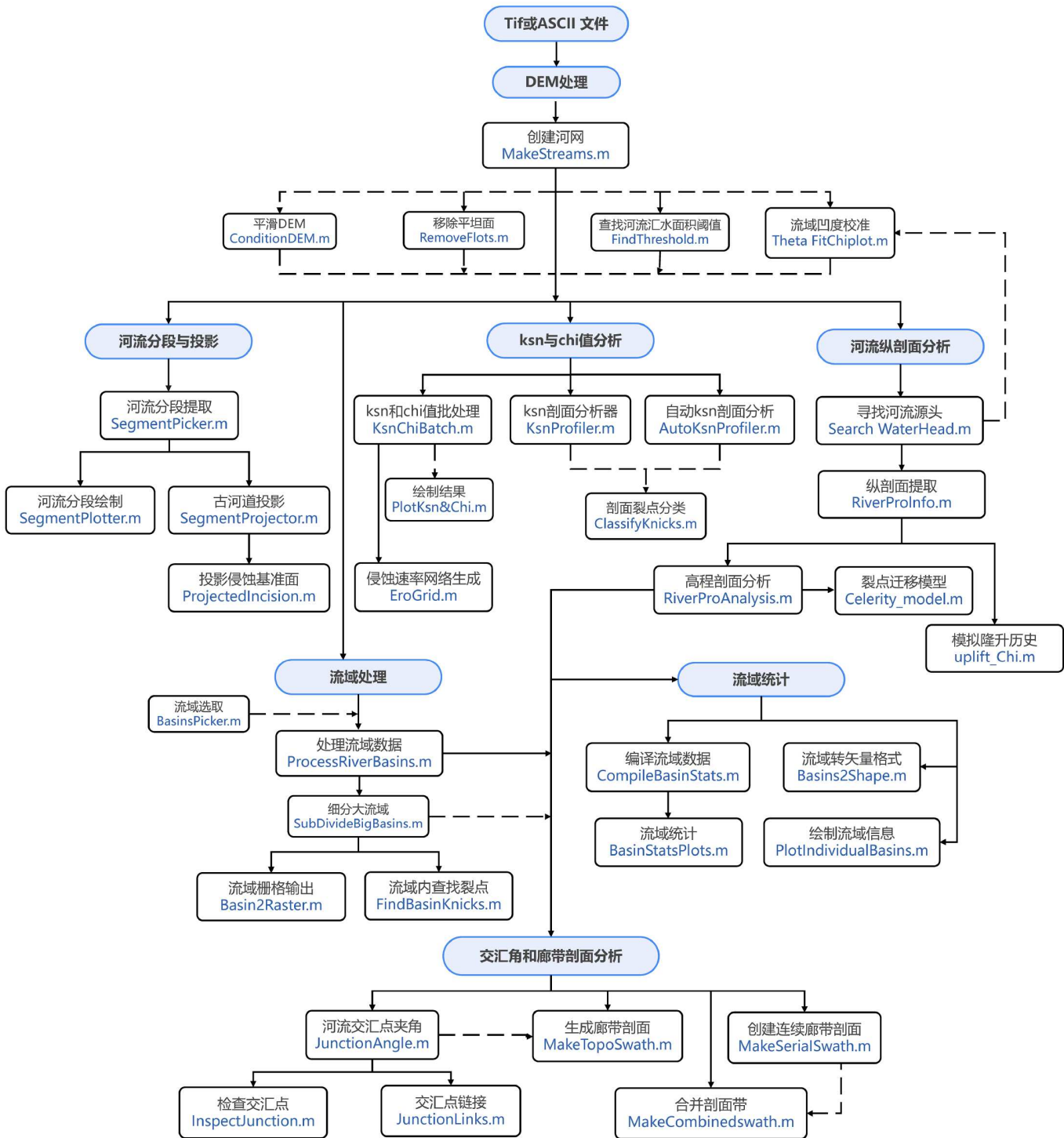


图1 “TecGeoTools”功能与处理流程图

生成河网，是整个分析流程的基础。本节所述功能将在DEM处理模块中完成，该模块以“创建河网”为核心功能，借助TopoToolbox中的相关函数对流域进行填注，生成流向、流量和河网数据。这三组数据的准确性对后续计算精度起着决定性作用，为确保水文信息的准确性，此模

块配备了三个辅助功能：移除平坦面、平滑DEM和查找汇水面面积阈值。“移除平坦面”功能主要针对DEM中的大片平坦区域(如湖泊或城镇)对河网生成的干扰，用户可以手动选择这些区域，然后进行裁剪；“平滑DEM”功能封装了TopoToolbox中用于平滑河流剖面

可以有效减少DEM数据误差对结果的影响(Schwanghart和Scherler, 2017);“查找汇水面积阈值”功能可在河流高程剖面进行手动或自动选择阈值,通过统计数据得到最优汇水面积阈值。图形界面中已设置了默认参数提取河网,在多数情况下可直接使用,若对精度有较高要求,用户可根据实际要求调整参数。如果用户未进行“平滑DEM”操作,那么后续进行平滑河流剖面的时候,工具箱会默认函数以线性插值的方法来平滑河道高程剖面(Forte和Whipple, 2019)。

2.2 河流高程剖面分析

河流高程剖面分析在定量河流地貌分析和构造地貌学研究中占据重要地位,它不仅能揭示河流在构造隆升和水力侵蚀共同作用下的演化过程,还能为研究区域的构造活动和地貌演变提供关键线索(Kirby和Whipple, 2012; 王一舟等, 2022)。河流高程剖面分析对应“河流分段与投影”“ k_{sn} 与 χ 值分析”和“纵剖面分析”三个模块,共15个子功能。其中“河流分段提取”与“寻找河流源头”为起始功能,前者采用交互方式从河网中选择感兴趣的河流,后者以指定的流域出山口搜索流域内所有河道的源头坐标。

“ k_{sn} 与 χ 值分析”模块包含“剖面 k_{sn} 分析”“自动剖面 k_{sn} 分析”和“剖面裂点分类”三个功能。“剖面 k_{sn} 分析”功能整合了“Stream Profiler”和“ChiProfiler”模块的核心功能,支持自定义选取河流方法、河流交汇点处理规则、河流凹度方法、汇水面积阈值选择方法、自定义绘图等扩展功能;在 k_{sn} 值计算上既可利用 χ - z 关系线性拟合计算出的斜率来计算各级河流的平均 k_{sn} 值,也可分别计算单个河段 k_{sn} 值(Wobus等, 2006; Gallen和Wegmann, 2017; Forte和Whipple, 2019)。“自动剖面 k_{sn} 分析”功能是“ k_{sn} 与 χ 值批处理”和“剖面 k_{sn} 分析”两项功能之间的组合,该功能根据输入的参数自动进行陡峭指数 k_{sn} 的拟合,利用河道段 k_{sn} 的差异识别河流剖面中的裂点。“剖面裂点分类”功能为剖面 k_{sn} 分析的扩展,可以对已选择的裂点标记类别或进行其他分类。

本节介绍河流高程剖面分析的理论方法,包括水力侵蚀模型(stream-power incision model, SPIM)方程、裂点成因与古河道投影、流域凹度校准、裂点迁移模型以及隆升历史反演的理论基础。

2.2.1 水力侵蚀模型

基岩河道水力侵蚀模型用于定量描述构造隆升和水力侵蚀共同作用下的河道高程剖面演化过程,该模型中河道高程变化可以表示为一个运动波方程(Howard和Ker-

by, 1983):

$$\frac{\partial z(x,t)}{\partial t} = U(x,t) - E(x,t) = U(x,t) - KA^m \left(\frac{\partial z(x,t)}{\partial x} \right)^n \quad (1)$$

其中, z 为河道高程, x 为河道溯源距离(从出水口到分水岭的方向), t 为时间, U 为基岩隆升速率, K 为侵蚀系数(受控于岩性、气候等), A 为汇水面积(与径流量和河道宽度有关), m 和 n 为指数系数。

当基岩隆升速率与河流侵蚀速率相平衡时,河道高程不随时间发生变化,此时的河道称为稳态河道。如果隆升速率空间均匀,即 $U=E$ 时,那么式(1)可简化为(Howard和Kerby, 1983)

$$\frac{dz}{dx} = k_s A^{-\theta} \quad (2)$$

$$k_s = (E/K)^{1/n}, \theta = \frac{m}{n} \quad (3)$$

其中, $\frac{dz}{dx}$ 为河道坡度 S , k_s 为陡峭指数, θ 为凹度指数。式(2)即稳态方程,指示了河道坡度与汇水面积的幂律关系。传统的坡度-面积分析方法通过线性回归每段河道坡度 S 和汇水面积 A 的对数值得到 k_s 与 θ (Kirby等, 2003; Wobus等, 2006)。然而,为了计算河道坡度,通常需要对带有测量误差的高程数据进行平滑或重采样,这会导致高程误差在坡度计算中被放大或“二次引入”(Wobus等, 2006; Wang等, 2017)。因此,一些学者提出了积分法(Sorby和England, 2004; Perron和Royden, 2013)。积分法就是将稳态方程等式两边进行积分运算,得到解析解:

$$z(x) = z_b + \left(\frac{U}{K} \right)^{\frac{1}{n}} \chi \quad (4)$$

$$\chi = \int_{x_b}^x \left(\frac{A_0}{A(x)} \right)^{\frac{m}{n}} dx \quad (5)$$

其中, z_b 是参考基准面的高程, A_0 为参考汇水面积。经过式(4)和(5)所示变换,稳态河道的高程剖面可以转化为一条直线, χ - z 的关系图也称为chi-plot。当 $A_0=1 \text{ m}^2$, χ - z 图斜率即陡峭指数。由于陡峭指数依赖于凹度,所以一般采用一个统一的凹度计算陡峭指数,从而可以对不同区域河道的陡峭程度进行比较。该凹度称为参考凹度(θ_{ref}),陡峭指数称为归一化陡峭指数(k_{sn})(Kirby和Whipple, 2012)。由式(1)和(2)可知,陡峭指数与河流下切速率成正比,河道陡峭程度对侵蚀速率的响应可以用一个幂律函数表示:

$$E = K k_{sn}^n \quad (6)$$

以归一化陡峭指数(k_{sn})着色的河网图(k_{sn} 图)常被用于揭示活动造山带中河流侵蚀能力与构造活动之间的关系,尤其是在反映构造抬升速率方面,其结果已被广泛

验证(Kirby和Whipple, 2001; Whittaker和Boulton, 2012; Goren和Shelef, 2024)。类似地, χ - z 的关系图也能够反映河流侵蚀、构造抬升之间的相互关系以及流域稳定性(Willett等, 2014; Forte和Whipple, 2019)。

水力侵蚀模型的应用对应“ k_{sn} 与 χ 值分析”模块中的“ k_{sn} 与 χ 值批处理”和“侵蚀速率网格生成”功能。“ k_{sn} 与 χ 值批处理”功能用于生成整个流域的 k_{sn} 和 χ 值以及相应的插值图。“侵蚀速率网格生成”功能是上述功能的拓展, 利用式(6)和流域 k_{sn} 值, 计算整个流域内的侵蚀速率分布图。

2.2.2 古河道投影

当流域的构造隆升速率、岩性和气候条件空间均匀时, 稳态河道的高程剖面将会呈现光滑下凹的形态(Snyder等, 2000; Kirby和Whipple, 2012)。但当外部条件发生改变时, 可能会使原本平滑的河道突然变陡, 河道形态突变之处即裂点。Haviv等(2010)提出, 当坡度和陡峭指数只在裂点附近的局部河段发生突增时, 这样的裂点

称为垂直阶梯型(vertical-step)裂点, 大多与局部河段的岩性突变有关。断裂两侧岩体差异性活动或者山体构造隆升速率发生变化时, 会导致河流在断层或侵蚀基准面附近形成裂点, 裂点溯源迁移并改造河道形态, 使得河道向着与新一期隆升速率相平衡的状态发展, 这种裂点称为坡折型(slope-break)裂点。坡折型裂点将河道分为不同形态的河段, 裂点上游河段依然保持与早期构造隆升速率相平衡的状态, 而裂点下游河段则已被新一期的构造活动所改造, 因此裂点上、下游河段可以近似被认为是分别处于与隆升速率 U_0 和 U_1 平衡的状态(图2)(Niemann等, 2001; Wang等, 2022; Li等, 2025)。

依据上游残余古河道的形态特征, 将其顺流“延拓”至现今出山口处, 即为古河道投影(Kirby等, 2003; Zhang等, 2017)。若将现今河道出山口高程表示为 z_0 , 投影的古河道在出山口处的高程以 z'_0 表示, $\Delta z = z'_0 - z_0$ 就是裂点自形成至现今的最小下切量, 代表了自裂点形成以来的净地表抬升量(Clark等, 2005; Jaiswara等, 2019)。

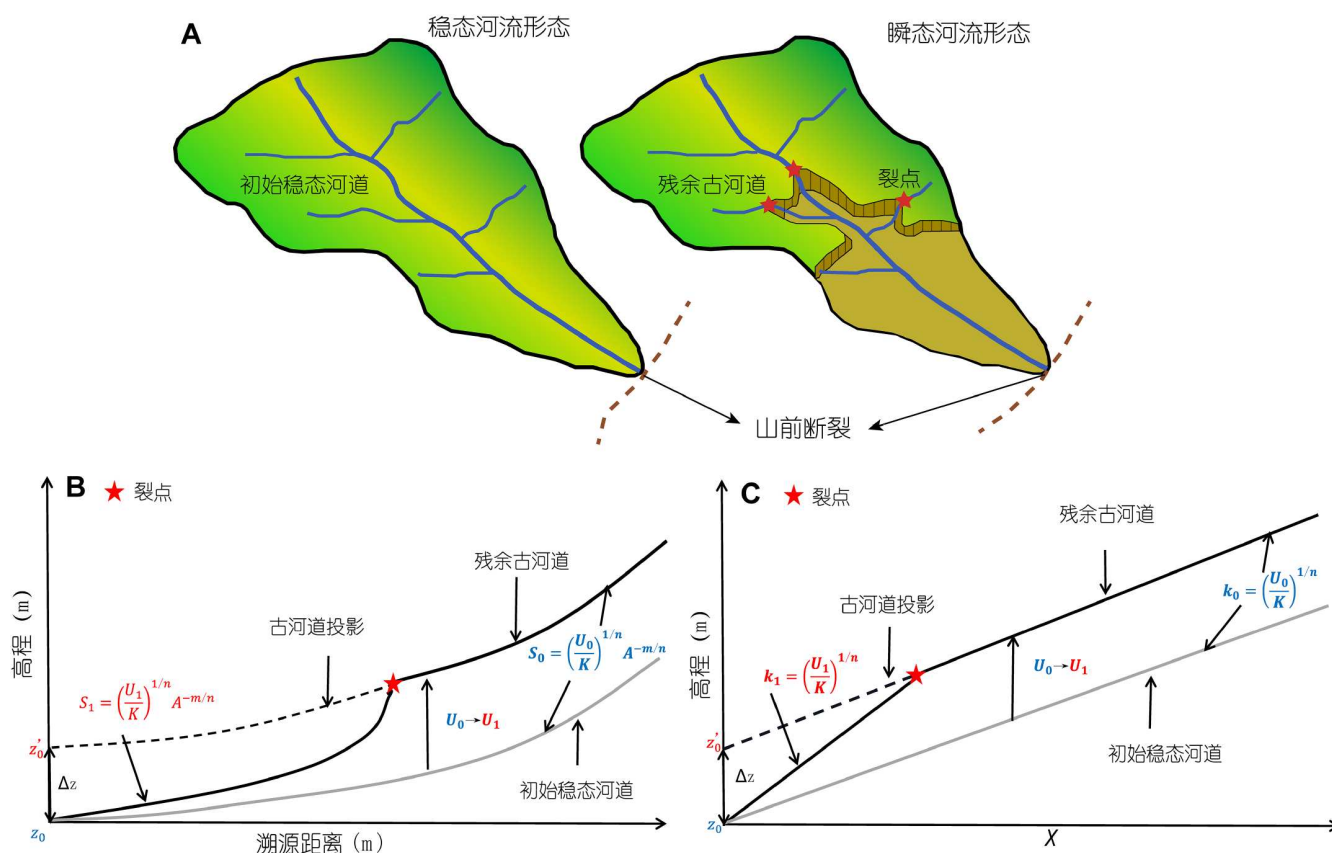


图2 坡折型裂点迁移过程与瞬态河道示意图。(A) 表示稳态河流到瞬态河流的转变过程: 裂点从山前断裂处形成, 向上溯源侵蚀改造河道, 图改自Jaiswara等(2019); (B)与(C)分别为河流高程剖面图和 χ - z 图, 二者均完整呈现了裂点溯源迁移过程及古河道投影示意, 仅绘图坐标系与剖面表达形式不同

古河道投影理论对应“河流分段与投影”模块中的“古河道投影”和“投影侵蚀基准面”功能。“古河道投影”功能根据“河流分段选取”中选取的河流，进一步选择古河道段进行投影，并在 χ - z 图与高程剖面图中计算 k_{sn} 和95%的置信区间。“投影侵蚀基准面”模块利用古河道投影的 k_{sn} 和 χ 值计算结果，计算流域内所有河流下切深度的均值、最小值、最大值和标准差。

2.2.3 流域凹度校准

Whipple和Tucker(2002)认为基岩河道的理论“固有凹度”值为0.5，且与构造、气候等因素无关。但在实际中，受到岩性、构造等多种因素的影响，绝大多数稳态河道的凹度在0.3–0.6变动(Snyder等, 2003; Duvall等, 2004; Harel等, 2016)。由于凹度值的差异会对 χ 值、 k_{sn} 值及河流裂点识别结果产生很大的影响，因此有必要进行凹度校正，以获取适用于研究区的凹度参数(Gaillaton等, 2021)。

许多学者基于积分法提出了校准河道凹度的方法，Schwanghart和Scherler(2014)在Topotoolbox中提供的Mnoptim函数利用 χ 值以一系列凹度值对多个子流域进行交叉验证，然后在设定凹度范围内调用贝叶斯优化迭代搜索使交叉验证的预测误差最小化，最终得到适用于不同子流域的最优凹度指数及其不确定性估计；Hergarten等(2016)提出无序度(disorder)法，同样以一系列凹度值分别计算河流 χ 值，再将这些 χ 值按高程排序，求出排序后相邻 χ 值之差的总和并以最大值归一化，差异最小的凹度值即最佳凹度；Perron和Royden(2013)提出的共线性检验法以主河道作为参考基准，将支流上所有节点 χ 值投影到主河道上，计算干支流高程偏差(elevation scatter, E_s)，偏差最小的凹度作为流域最佳参考凹度。Mudd等(2018)在模拟地貌演化过程中发现以主河道作为参考基准，利用共线性检验法方法得到的流域参考凹度与先验值最为符合，因此本文采用了共线性检验法作为凹度校准方法。共线性检验法不仅适用于稳态河道，而且适用于构造、气候和岩性特征复杂的区域，是流域凹度校准的重要方法(Mudd等, 2018; Ma等, 2020; 王一舟等, 2022)。其计算公式如式(7)所示：

$$E_s = \left[\frac{1}{\sum_{i=1}^N R_i} \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^{R_i} (z_{ij} - \tilde{z}_{ij})^2 \right]^{0.5} \quad (7)$$

其中， z_{ij} 为第*i*条河流的第*j*个节点的实际高程值， $\tilde{z}_{ij}$ 是该节点投影到干流的 χ - z 图上对应的高程值， R_i 为第*i*条河流的节点数目， N 是流域内总河流数目。“最佳凹度计算”功

能位于“纵剖面分析”模块中，利用共线性检验法计算所有提取的纵剖面对应的最佳凹度。

2.2.4 裂点迁移模型与隆升历史反演

假设河流侵蚀速率与河道坡度 S 呈线性关系($n=1$)，且流域内基岩隆升速率在空间上是均匀的，那么，根据基岩河道水力侵蚀模型，侵蚀速率可以表示为侵蚀系数 K 、汇水面积 A 和河道坡度的函数(Crosby和Whipple, 2006; Berlin和Anderson, 2007)：

$$\frac{dz}{dt} = KA^m \frac{dz}{dx} \quad (8)$$

裂点溯源迁移速率的水平分量(v_H)和垂直分量(v_v)可以表示为(Whipple, 2004; Perron和Royden, 2013)

$$v_H = \frac{dx}{dt} = KA^m, v_v = v_H S = U \quad (9)$$

从式(9)可以看出，在满足假设的情况下，同期次裂点溯源迁移的垂向速率处处相等且仅取决于生成该裂点时断层的垂直滑动速率(Rosenbloom和Anderson, 1994; 张会平等, 2011; Morriss等, 2025)。式(9)也是线性条件下裂点迁移模型的数学表达。根据裂点迁移模型，线性条件下每一次构造活动产生的裂点都可以保存，在裂点尚处于迁移期且并未被河流自调节机制(如堆积或侵蚀)时，河道纵剖面记录了区域完整的隆升历史(Goren等, 2014)。对式(9)中 v_H 进一步进行积分：

$$t = \int_0^x \frac{1}{KA(x')^m} dx' + t_G \quad (10)$$

其中， t_G 为常数项，表示 t_G 时刻有裂点生成于出山口。根据式(5)，提取 χ 值后，式(10)可以表示为

$$t = \frac{1}{KA_0^m} \chi + t_G \quad (11)$$

式(11)中， χ / KA_0^m 可表示裂点从河流出山口形成之后溯源迁移至 x 位置的时间，即通常所说的裂点年龄， t_G 也就是Gilbert时间(Rudge等, 2015; 王一舟等, 2022)。接着，对式(9)中 v_v 进行积分：

$$z = \int_0^t U(t') dt' + z_G \quad (12)$$

其中， z_G 为河流出山口处的高程，若假设河流出山口处的高程为该河流的高程基准面，仅研究 t_G 之后的演化过程，则 z_G 可表示为

$$z_G = - \int_0^{t_G} U(t') dt' \quad (13)$$

代入式(11)和(13)至式(12):

$$z(t, x) = \int_{t - \frac{1}{KA_0^m} \chi(x)}^t U(t') dt' \quad (14)$$

式(14)即SPIM方程在线性条件下的解析解。在该方程中, χ 值、高程 z 和溯源距离 x 均是可从河流纵剖面获取的参数, 根据这些已知参数, 利用推导得出的解析解即可获得时间 t 与隆升速率 U 的关系, 这个过程就是隆升历史反演(Goren等, 2014)。假设现今时间为0, 那么式(14)可以进一步变为

$$z(0, x) = \int_{-\frac{1}{KA_0^m} \chi(x)}^0 \frac{U(t)}{KA_0^m} d(KA_0^m t) \quad (15)$$

利用Goren等(2014)提出的变量代换:

$$t^* = KA_0^m t, \quad U^* = \frac{U}{KA_0^m} \quad (16)$$

那么式(16)可以得到无量纲的隆升历史:

$$z(0, x) = \int_{-\chi(x)}^0 U^*(t^*) dt^* \quad (17)$$

$$U^*(t^*) = \frac{dz}{d\chi} \quad (18)$$

因此, χ - z 图的斜率就是无量纲的隆升速率 U^* 。通过对 χ 值等间距分隔并计算 χ - z 斜率, 就可获取每一段 χ 值对应的 U^* , 通过式(16)的反代换, 即可获得隆升速率 U , 完成隆升历史的反演。以不同的间距分割 χ - z 图, 可以得到相应的隆升历史, 从而可以利用式(17)正演河流高程剖面, 计算其与实际河道的高程偏差, 选择最小偏差对应的间距作为 χ - z 图的最佳分割方法。

本节方法对应“河流纵剖面分析”模块的“裂点迁移模型”与“线性模拟隆升历史”功能。“裂点迁移模型”功能利用拟合方法计算侵蚀系数 K 与参数 m , 简单计算裂点形成以来的迁移速率和距离并估算其迁移时间。“线性模拟隆升历史”功能, 首先通过指定 χ 值或者自动选择的最优 χ 值完成无量纲的河流纵剖面反演, 最终利用指定的侵蚀系数转化为河流真实隆升历史。

2.3 流域面状要素分析

构造信息往往并不仅限于被线状要素记录, 还可以通过流域的平面或空间形态呈现(Kirby等, 2003; Dorsey和Roering, 2006; Rossi等, 2017)。流域面状要素分析相关的功能由“提取流域”“流域分析”和“交汇角和廊带剖面分析”三个模块组成, 共14个子功能。其中, “提取流

域”模块的核心是“处理流域数据”功能。该功能既可以依据汇流点的具体位置, 精准筛选出目标流域, 也可以根据提供的出水口高程, 实现自动选择流域, 为后续分析奠定基础。围绕流域选取功能, 有5个辅助功能: (1)“流域选取”功能通过交互式方式或者输入指定坐标选择流域汇流点, 所选取的结果可直接应用于“处理流域数据”; (2)“细分较大流域”功能利用指定算法, 智能识别裁剪流域内的汇流点, 并以此为依据将大流域划分为较小的流域, 有助于更细致地剖析流域内部的地形特征; (3)“流域内查找裂点”功能用于在指定流域所有河流 χ - z 图中选择裂点; (4)“流域栅格输出”功能用于将计算得到的指定流域信息转化为对应的ASCII文件; (5)“流域转矢量格式”功能可以把计算得到的流域转换为Shapefile文件。ASCII与Shapefile文件均可在GIS中进行可视化展示和空间分析。

“流域统计”模块用于探索流域内各类参数之间的关系, 如坡度 S 、 k_{sn} 以及地表起伏等。通过对这些参数关系的研究, 能够挖掘出隐藏在地形数据背后的地质构造和地表过程信息。而“编译流域统计”, 在分析中起到数据整合作用, 它可以将已计算得到的数据与其他已知的流域数据(如降水数据)合并, 生成一个全新的统计表格, 为后续的综合分析提供全面的数据支持。

接下来将介绍“流域统计”中的两个主要探索功能: 拟合侵蚀系数 K 和HI指数计算, 河流交汇角以及高程廊带剖面分析模块的计算原理和功能。

2.3.1 拟合侵蚀系数 K

流域内平均坡度 S 和平均 k_{sn} 与平均侵蚀率相关, 并分别反映了山体和河流对侵蚀率的形态响应, 利用两个参数关系可以估算一些流域形态参数, 如侵蚀效率、山坡扩散率和极限坡度(Ouimet等, 2009; Forte和Whipple, 2019)。具体而言, 该分析基于这样一种假设: 流域中山体和河流受到侵蚀作用相同, 其形态均为侵蚀系数 K 的函数(Howard, 1997; Perron等, 2008)。式(6)描述了河流地貌 k_{sn} 和侵蚀系数 K 与侵蚀速率 E 的定量关系。对于流域中的山体部分, 我们使用Roering等(2007)中的两个方程, 第一个是山坡海拔 z 随距离 x 变化的方程:

$$z(x) = \frac{-S_c^2}{2\beta E} \left[\sqrt{D^2 + (2\beta E x / S_c)^2} - D \ln \left(\frac{\sqrt{D^2 + (2\beta E x / S_c)^2} + D}{2\beta E / S_c} \right) \right] \quad (19)$$

其中, S_c 是极限坡度, D 是扩散系数, $\beta = \rho_r / \rho_s$, ρ_r 和 ρ_s 分别指岩石和沉积物的密度。第二个方程为平均坡度 S_{avg}

的计算式：

$$S_{\text{avg}} = \frac{z(0) - z(L_H)}{L_H} \quad (20)$$

其中, L_H 是特征长度, 即分水岭至山坡-河道过渡带的水平距离, 可通过求解式(21)得到

$$\left(\frac{E}{2KL_H^2}\right)^{\frac{1}{n}} = \frac{DS_c^2}{\beta E |L_H|} \left[\sqrt{1 + \left(\frac{\beta EL_H}{DS_c}\right)^2} - 1 \right] \quad (21)$$

式(21)为该算法运行时需要首先输入拟合 D 、 K 、 S_c 、 n 的初始值, 然后在预设的约束条件下, 以最小绝对偏差为准则, 迭代求解上述方程, 从而得到参数的最优估计。其中只有 n 为指定值, 不会随着计算而变化, 其他值在迭代过程中会寻找最优拟合值。值得注意的是, 不同的流域划分方法对结果也有影响。从式(19)–(21)拟合中得到的侵蚀系数 K , 具有相当的局限性, 该方法仅适用于粗略估算侵蚀系数 K (Forte等, 2016)。

拟合侵蚀系数 K 对应“流域统计”模块中的“编译流域统计”功能, 在输入初始值后通过输入的流域数据拟合这些值。

2.3.2 面积-高程积分分布(HI指数)

面积-高程积分(HI指数)用于指示地貌侵蚀的剩余量 (Strahler, 1952)。曲线的基本原理是把流域盆地内高程 h 以下部分的面积 a 与流域总面积 A_{max} 之比 (a/A_{max}) 为横轴, 高程 h 与流域高程最低值 (H_{min}) 的差和流域起伏 ($H_{\text{max}} - H_{\text{min}}$) 的比值为纵轴, 投射而成的曲线即面积-高程曲线。这条曲线与横纵轴所围成的面积, 即为HI指数。Pike和Wilson (1971) 研究发现流域的高程起伏比近似于HI指数, 并推导出简易计算公式:

$$HI = \frac{H_{\text{mean}} - H_{\text{min}}}{H_{\text{max}} - H_{\text{min}}} \quad (22)$$

其中, H_{mean} 代表流域内的平均高程。HI值的范围为0–1, 值越大, 流域内地貌体积的残存量越大, 相对地受到侵蚀越小 (Pérez-Peña等, 2009; Mahmood和Gloaguen, 2012; Jaiswara等, 2020)。HI指数也被认为与地貌发育的三个演化阶段相关。幼年期地貌所受侵蚀程度较低, 面积-高程积分值较高, 通常 $HI > 0.6$; 壮年期侵蚀作用强烈, HI值处于0.35–0.6之间; 老年期以风化侵蚀和搬运为主要作用, $HI < 0.35$ (赵国华等, 2014; Wang等, 2023; Shen等, 2023)。

HI值计算同样对应“流域统计”模块中的“编译流域统计”功能, 该功能首先自动计算每个流域的HI值; 其次根据HI值将流域划分为不同区间, 并统计每个区间内的流域数量占总流域数量的百分比。

2.3.3 高程廊带剖面分析

高程廊带定义为基于高程数据生成的横截面, 与传统剖面不同, 其并非沿单一剖面线采样, 而是以指定宽度范围进行采样, 从而避免了传统横截面因剖面线位置选取不当所导致的较大偏差 (Forte和Whipple, 2019)。因此, 高程廊带图能更直观地呈现地形或其他数据的特征。此外, 将研究区的相关数据叠加展示于廊带图中, 可显著提升数据的可视化效果 (Burbank等, 2003; Bookhagen和Burbank, 2006; Whipple等, 2016)。

该部分集成了TAK中的三个功能: “生成地形剖面带”“创建连续剖面”与“合并剖面带”功能。“生成地形剖面带”功能在指定输出图像类型和截面宽度后, 根据指定的剖面位置创建高程廊带; “创建连续剖面”功能用于生成一系列半平行或沿特定路径的高程廊带图; “合并剖面带”功能用于将生成的廊带与各种点状和矢量数据相结合, 投影到高程廊带图中。

2.3.4 河流交汇角计算

河流交汇角是研究地表过程和构造活动的重要指标, 能够辅助推断区域的构造运动和地表侵蚀、沉积过程。不同的交汇角模式可能暗示着不同的地质历史和地貌演化阶段。通过判断交汇角是否符合特定模型预测, 可评估河流交汇点的稳定性。若交汇角不符合预测, 可能意味着河流处于不稳定状态, 存在因侵蚀和沉积导致交汇点移动或河流改道的风险 (Howard, 1971; Abrahams, 1984)。

该模块可以实现两个功能: 一是测量支流交汇处河流之间的角度; 二是在理想化河网的简单假设条件下, 对交汇角度理论数值提供简单预测。预测角理论基于能量消耗最小原理, 因此并未考虑岩性等参考因素 (Strong和Mudd, 2022)。具体而言, 该函数将河流交汇处视为由两条上游河段 (分别称为“支流1”和“支流2”) 以及一条下游河段组成。支流1被定义为河流分级较高的那条支流。当级别相同时, 则根据两条上游河段的流域面积来判定河流大小 (Devauchelle等, 2012; Hooshyar等, 2017)。Howard (1971) 将两条上游河段之间的交汇角度定义为每条河段与下游河段的上游投影之间的两个角度的合成结果 (图3A)。

以 e_1 和 e_2 分别表示支流1和支流2与下游链接的上游投影之间的角度。将这两个角度相加以计算交汇角 (JA):

$$JA = e_1 + e_2 \quad (23)$$

如果支流1和支流2都位于下游链接的上游投影的同一侧 (图3B), 在这种情况下, 交汇角 (JA) 将分情况计算:

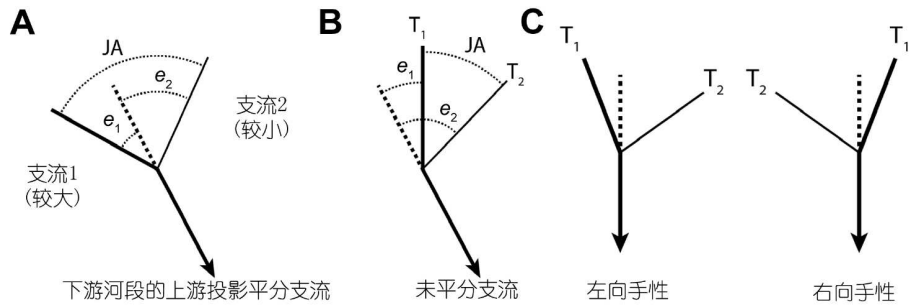


图3 交汇角定义示意图。(A) 测量的角度示意图, 以及这些角度与支流的关系; (B) 下游河段的上游投影未平分两条流入支流时的示例; (C) 河流手性判断, 参考James和Krumbein(1969)

$$JA = \begin{cases} e_1 - e_2, & \text{if } e_1 \geq e_2 \\ e_2 - e_1, & \text{if } e_2 > e_1 \end{cases} \quad (24)$$

除了测量交汇角度, 还可通过两条上游河段的流域面积, 利用式(25)预测给定交汇点的交汇角度:

$$\begin{aligned} e_{1\text{Predicted}} &= \cos^{-1} \left(\left(\frac{A_1 + A_2}{A_1} \right)^{\theta_{\text{ref}}} \right) \\ e_{2\text{Predicted}} &= \cos^{-1} \left(\left(\frac{A_1 + A_2}{A_2} \right)^{\theta_{\text{ref}}} \right) \end{aligned} \quad (25)$$

该部分同样集成了TAK中关于河流交汇角计算的三个功能: “河流交汇点夹角”“检查交汇点”“交汇点链接”功能。“河流交汇点夹角”功能基于上述理论计算河流交汇点的夹角和预测交汇角度; “检查交汇点”功能在输入特定交汇点的编号或者在图中手动选择交汇点后分析河流交汇角计算的输出; “交汇点链接”功能利用交汇角计算的结果识别流域网络中的链接, 输出带有链接信息的Shapefile文件。

3 案例研究

山西地堑系是中国最典型的大陆裂谷系统, 地堑系岩石圈经历了大规模伸展作用, 具有大陆裂谷的典型特征(图4)(Zhang等, 1998; 邓起东等, 1999; Yu等, 2022)。太原盆地位于山西地堑系中部, 磁性地层年代学和宇宙成因核素年代学确定了太原盆地形成时间约为10 Ma前(李建星等, 2015; Clinkscales等, 2020)。盆地主要由交城断裂与太谷断裂两条正断层控制, 地层钻孔与野外勘测资料中发现盆地上新世以来发生了大量断陷拉张、断裂活动等(魏荣珠等, 2017; 庄其天, 2022)。相应地, 盆地两侧山脉发育了多条瞬态河道。我们选择发源于太原盆地交城断裂一侧山脉中部的文峪河流域作为案例, 利用TecGeoTools工具箱对该流域进行详细的地貌分析。

3.1 DEM预处理

首先以 10^6 m^2 的汇水面积在文峪河流域提取河网, 共获取527条各级河流。提取完河道之后, 首先进行流域凹度校准和平滑DEM操作, 确定获得的河网信息准确。图5A为凹度校正结果, 可知文峪河流域参考凹度为0.45时高程偏差最小, 该值即最佳凹度。在图5B–5D中观察到, 当使用的参考凹度与计算得到的最佳凹度相同时, χ 值会接近一条直线; 当小于最佳凹度时, 计算出的 χ 值向上弯曲; 当大于最佳凹度时, 计算出的 χ 值向下弯曲。 χ 值弯曲现象就是流域凹度校准的意义所在, 假设当计算 χ 值时参考凹度与最佳凹度出现偏差, 计算出的 χ 值发生较大弯曲, 会严重影响古河道投影和分析河流裂点等后续操作。

“Smooth”函数利用移动平均滤波(moving average), 对高程中每一个值取其邻域内值的平均值来替代(窗口长度为5), 通过该方法对提取的河道进行平滑处理, 图5E和5F为主河道平滑结果。图5E中可以看出, 该方法平滑后的河道较好地保留了河道核心趋势, 抑制了DEM中的随机噪声; 从图5F中进一步发现, 未平滑和平滑后高程差值基本在 $[-10, 10]$ 区间, 没有对河道进行过度平滑。因此认为“Smooth”方法对文峪河流域河道的平滑处理是合理的。

3.2 河网分析

在完成创建河网后, 分析流域内七条较大河流的 χ -z图, 共发现7个裂点, 裂点与河流位置如图6A所示, 河流纵剖面如图6B所示。选择河流2进行古河道投影, 线性拟合裂点上游河段并将其延伸至出山口处, 得到裂点投影出山口与现今出山口差值为106 m。因此, 该河道被该裂点至少下切侵蚀了106 m。从图6D中可以看出, 被裂点下切改造后的河道 k_{sn} 值存在显著变化, 裂点上游 k_{sn} 值为 $65 \pm 28.9 \text{ m}^{0.9}$, 值较小且波动较小; 而下游 k_{sn} 值为 $100 \pm 84.8 \text{ m}^{0.9}$, 值较大且波动较大。

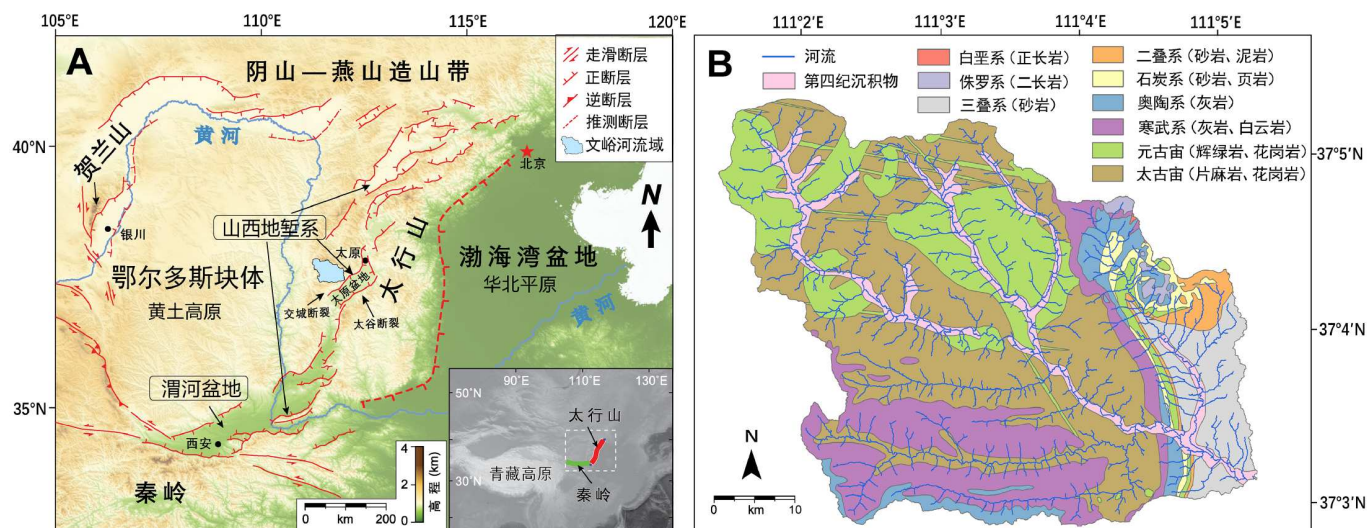


图4 山西地堑系及周缘地区区域构造背景(A)及文峪河流域地质图(B)。图(A)改自Yu等(2022), 图(B)参考自1:50万地质调查图

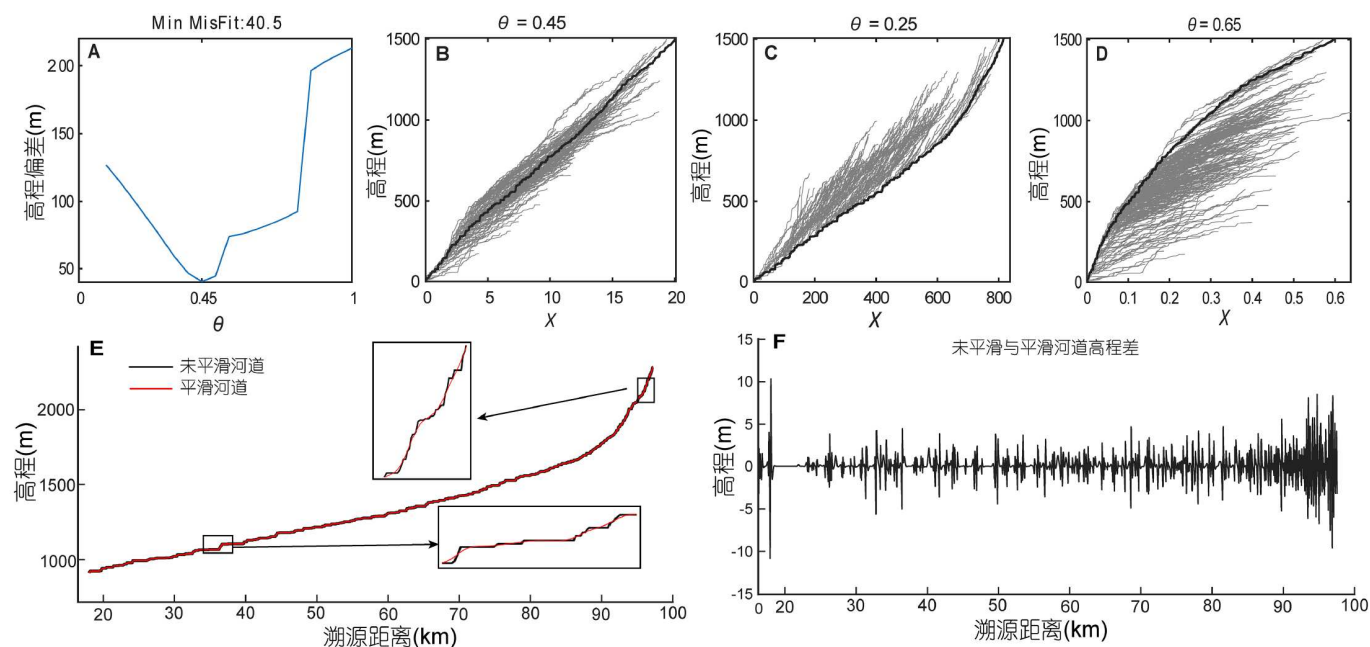


图5 对河流数据进行凹度校准、河道平滑。(A)不同凹度下支流与干流的高程偏差, $\theta = 0.45$ 时偏差最小; (B-D)凹度在最佳凹度0.45与0.25、0.65时河道 χ -z图(其中支流为灰色线, 干流为黑色线); (E)利用“Smooth”函数平滑主河道; (F)主河道未平滑和平滑后的高程差

接着进一步分析区域 k_{sn} 与 χ 值。为减少小而陡的支流对主干河流 k_{sn} 值的干扰, 工具箱采用了“Trunk”算法, 优先识别主干流并独立计算 k_{sn} 。在完成流域内 k_{sn} 计算后, 将值以圆形窗口插值到整体区域作为底图, 其结果如图7A所示。图7B为 χ 值与其在流域内的插值图。可以看到, 文峪河流域内 χ 值均匀分布, 未有明显突变现象, 而 k_{sn} 值区域内变化较大。进一步分析可以看到流域东南部分 k_{sn} 值相对较大。从式(6)可知, k_{sn} 值与侵蚀速率成正比, 可

知流域东南部分侵蚀速率也相对较高。为进一步分析 k_{sn} 值差异, 根据图7A中黑线利用高程廊带剖面分析功能提取廊带剖面, 结果如图7C所示。可以看到, 在 k_{sn} 值较小的区域, 即两侧区域, 河谷形态较为平缓; 而中间地区 k_{sn} 值较大, 河谷形态较为尖锐。

3.3 流域分析

由于流域内缺乏已知的侵蚀速率数据, 因此根据

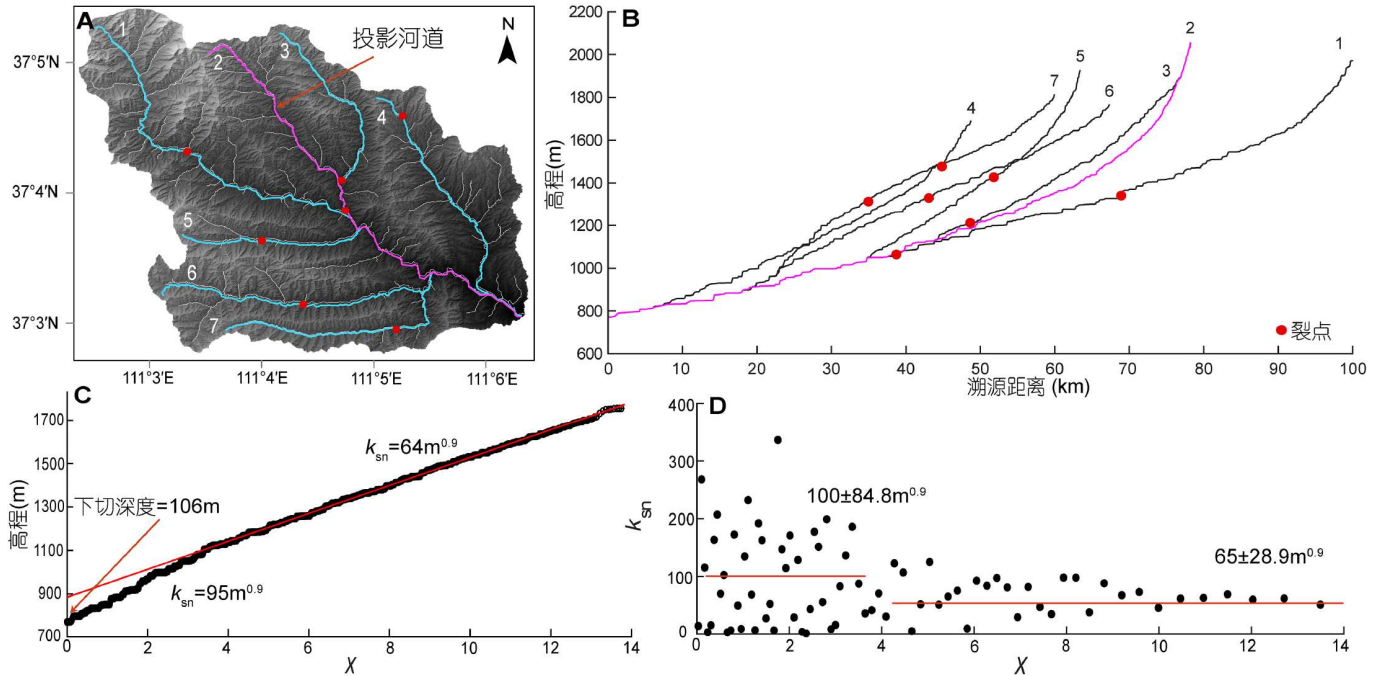


图6 流域内裂点位置与河流古河道投影。(A) 裂点与河流位置, 其中河流2进行古河道投影操作; (B) 全部河道的高程剖面图, 其中红色点代表裂点; (C) 河流在 χ -z图上进行古河道投影, 得到的下切深度为106 m; (D) 河流的分段 k_{sn} 值

$E-k_{sn}$ 的关系估算该值。首先使用依据河流汇流点的位置, 以最小汇水面积 10 km^2 将文峪河流域划分为288个小流域。为保证足够的数量, 勾选“嵌套”选项。此时一些大流域会包含众多较小的流域, 绘制时小流域会嵌套在大流域之下(图7A)。统计划分后流域的平均 k_{sn} 与坡度 S , 依照2.3.1节的方法利用式(6)与式(19)–(21)做拟合(图8B), 得到侵蚀系数 $K=2.4 \times 10^{-6} \text{ m}^{0.1} \text{ a}^{-1}$ 。该值与太原盆地北部流域侵蚀系数 $2 \times 10^{-6} \text{ m}^{0.1} \text{ a}^{-1}$ 相似(王一舟等, 2022), 因此认为拟合得到的侵蚀系数 K 是合理的。

计算划分后的子流域HI值并统计值区间占比, 结果如图9所示。图9A–9F可以看出, HI指数位于0.45–0.5区间的流域最多, 占35.3%, 仅有2.4%的流域HI指数大于0.55, 统计结果说明文峪河流域整体地貌演化已处于壮年期。从图9G可以看出 k_{sn} 值高的曲线对应的HI值较大。可见与 k_{sn} 值分布相同, 东南区域HI值较大, 仍处于幼年期。

在文峪河流域内选取三个较大支流汇入干流的交汇点与支流6和支流7的交汇点, 计算其交汇角与预测交汇角, 结果如图10所示。结果显示, 位于干流和支流交接处的三个点计算所得的交汇角与预测交汇角之间的差值基本较小, 最大相差 35.7° 。支流6与支流7的交汇点, 其计算值与预测值相差十分显著, 相差 52.6° 。图10A中观察到, 交汇点4的支流二在交汇前出现了近乎直角的拐弯, 导致河流可能处于不稳定状态, 存在因河流侵蚀和

沉积作用导致现有交汇点移动或支流继续改道的可能。

3.4 流域隆升历史模拟

模拟隆升历史需要选择合适的 χ 间隔对河道进行分段。我们首先选择一系列间隔值分割所有河道的 χ -z图, 以每个分段 k_{sn} 的均值作为这个分段的无维度隆升速率 U^* , 并正演得到理论河道 χ -z图, 计算其与实际所有河道 χ -z图的高程偏差, 选择最低高程偏差对应的 χ 值间隔。图11A显示了 χ 值间隔与高程偏差的关系, 当 χ 值间隔取0.3时对应的高程偏差最小, 因此以0.3为最佳间隔。图11B中的黑线是该间隔值对应的 χ -z图正演结果, 图11C为无维度隆升历史, 图11D为侵蚀系数 K 取流域拟合值 $2.4 \times 10^{-6} \text{ m}^{0.1} \text{ a}^{-1}$ 计算得到的隆升历史。

从区域隆升历史模拟可以看出, 估算河流大约形成于中新世晚期(7 Ma)。而后, 隆升速率经历了两次明显的加速期: 第一次发生在5.7–6.4 Ma期间, 隆升速率 U 约为 0.2 mm a^{-1} ; 第二次发生在约1.4 Ma时, 隆升速率 U 约 $0.25\text{--}0.31 \text{ mm a}^{-1}$; 其余时间隆升速率在 0.15 mm a^{-1} 左右。这两次隆升加速期分别对应了上中新世晚期和早更新世发生的两次显著构造运动。

4 讨论

文域河流域河流凹度为0.45, HI指数基本位于(0.45–

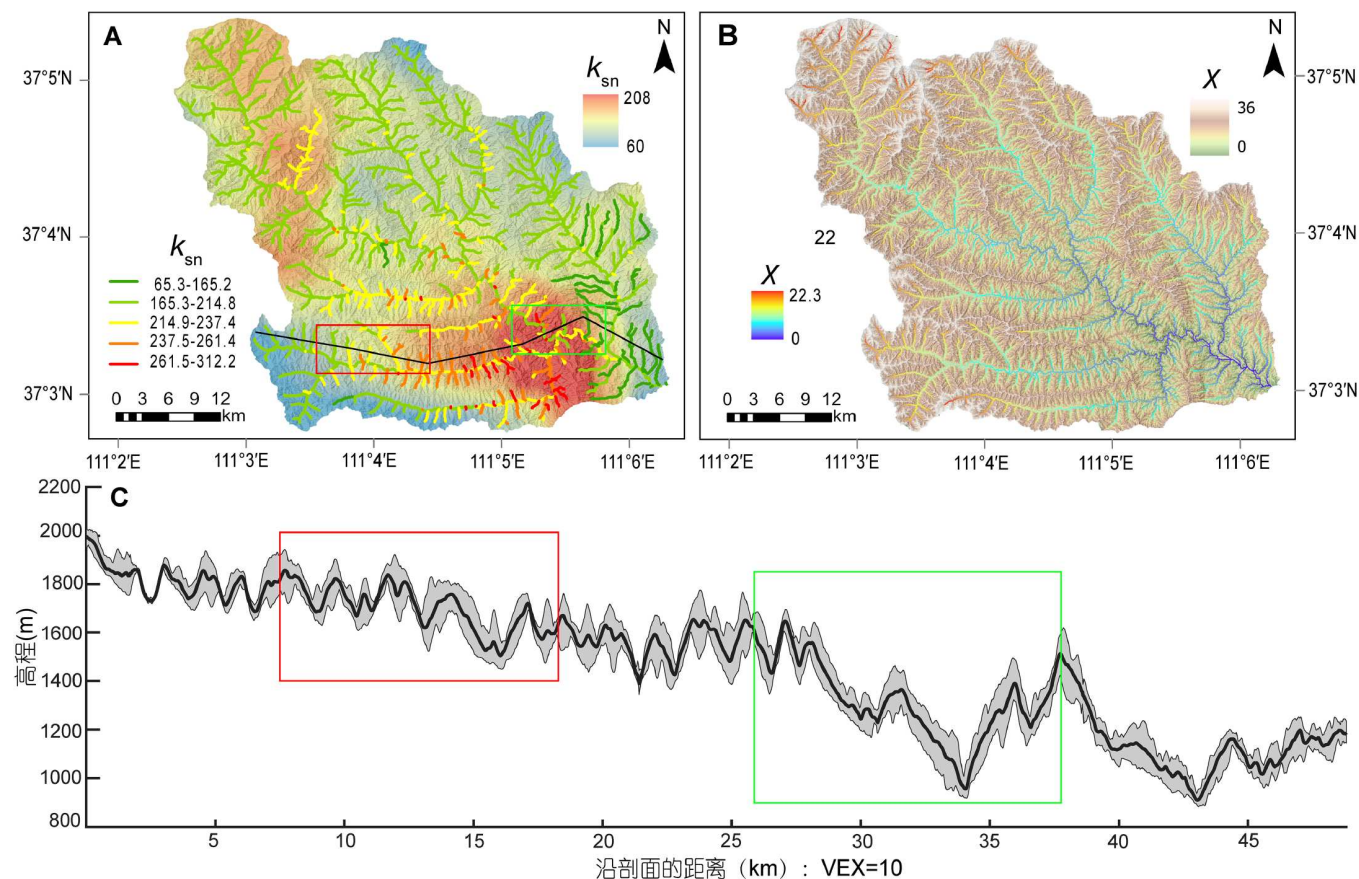


图7 区域 k_{sn} 值、 χ 值分析结果与沿黑线的高程廊带。(A) k_{sn} 值与其在流域内的插值图；(B) χ 值与其在流域内的插值图；(C) 沿(A)中黑色条带提取高程廊带，提取宽度为1000 m，垂直放大系数(VEX)=10。灰色部分为沿剖面的高程波动范围，加粗黑色中线为剖面带平均高程值

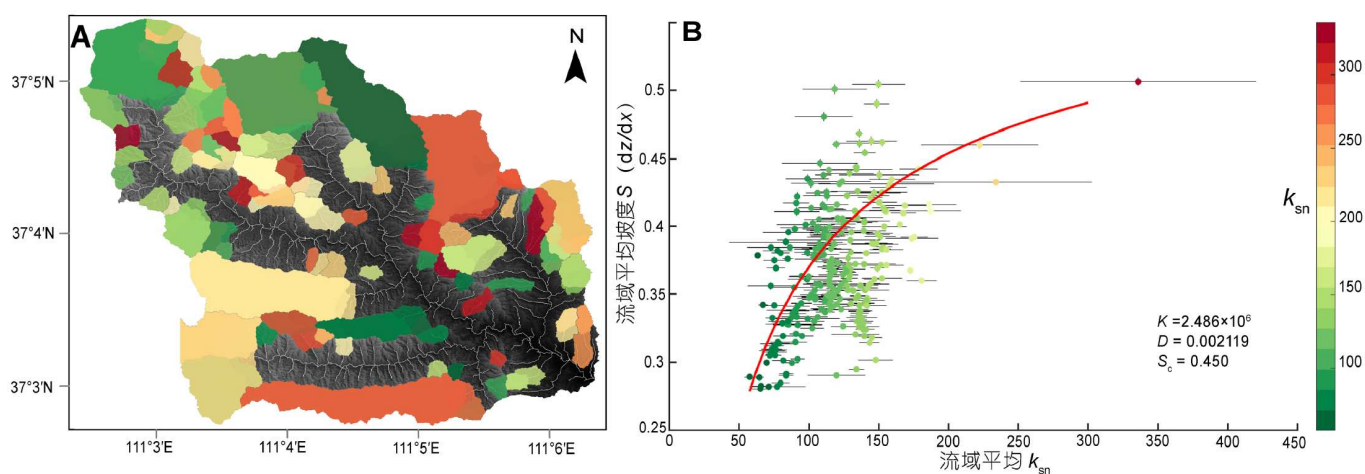


图8 (A) 文峪河流域细分小流域结果，其中部分子流域被较大的子流域所覆盖(颜色为 k_{sn} 值，与(B)相同)；(B) 子流域平均 k_{sn} 插与平均坡度 S 拟合，得出侵蚀系数 $K = 2.4 \times 10^{-6} \text{ m}^{0.1} \text{ a}^{-1}$

0.5)之间，显示地貌演化整体进入壮年期，但东南地区的高 k_{sn} 与高HI值，表明该区域仍保持幼年期发育特征。从图4B区域岩性图与图7A的 k_{sn} 分布图可知，东南区域 k_{sn} 值

较高的区域岩性为寒武纪灰岩。在山西黄土高原区的气候条件下(物理风化为主、降水集中且酸性较弱)，灰岩抗侵蚀能力较强，河流难以侵蚀，导致了 k_{sn} 值相对其他

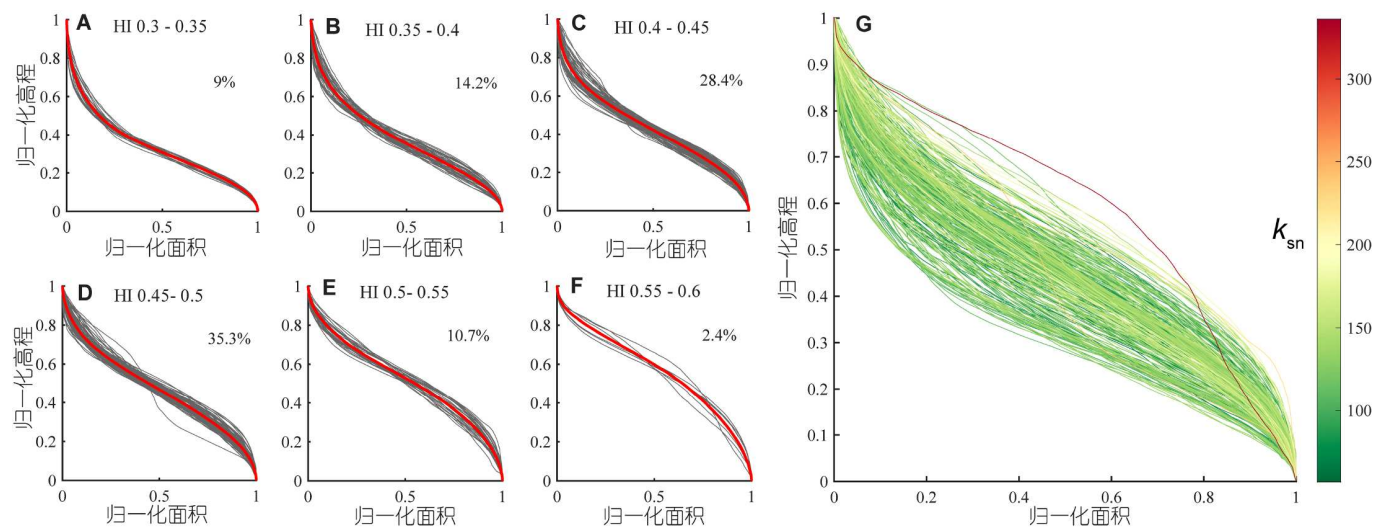


图9 流域HI指数分段和利用 k_{sn} 值着色的归一化面积与高程图。(A-F) HI指数分别为0.3-0.35、0.35-0.4、0.4-0.5、0.45-0.5、0.5-0.55、0.55-0.6的归一化面积与高程图；(G) 以 k_{sn} 值着色的全部子流域HI指数归一化面积与高程图

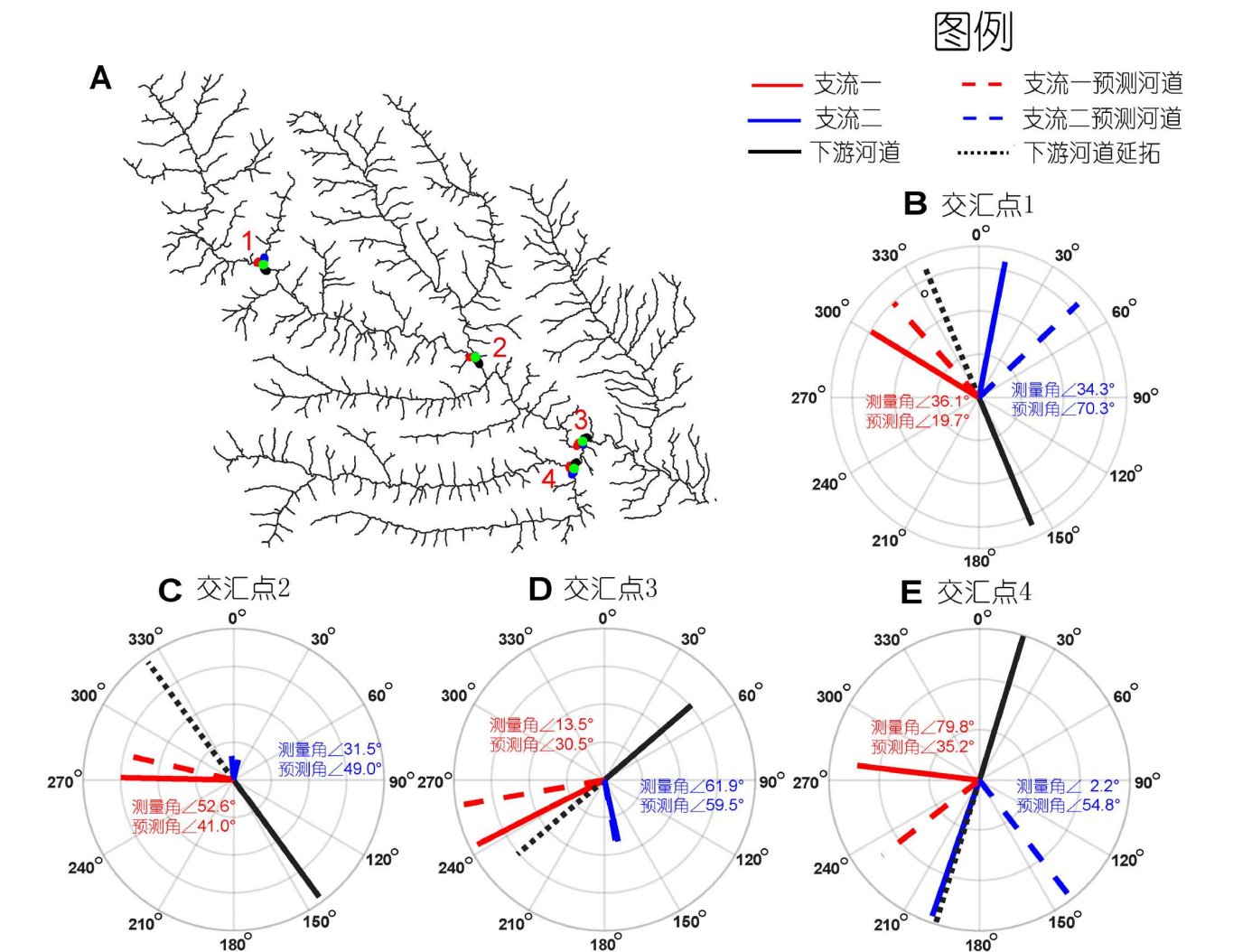


图10 (A) 选取的河流交汇点位置；(B-E) 交汇点1-4测量角与预测角图示

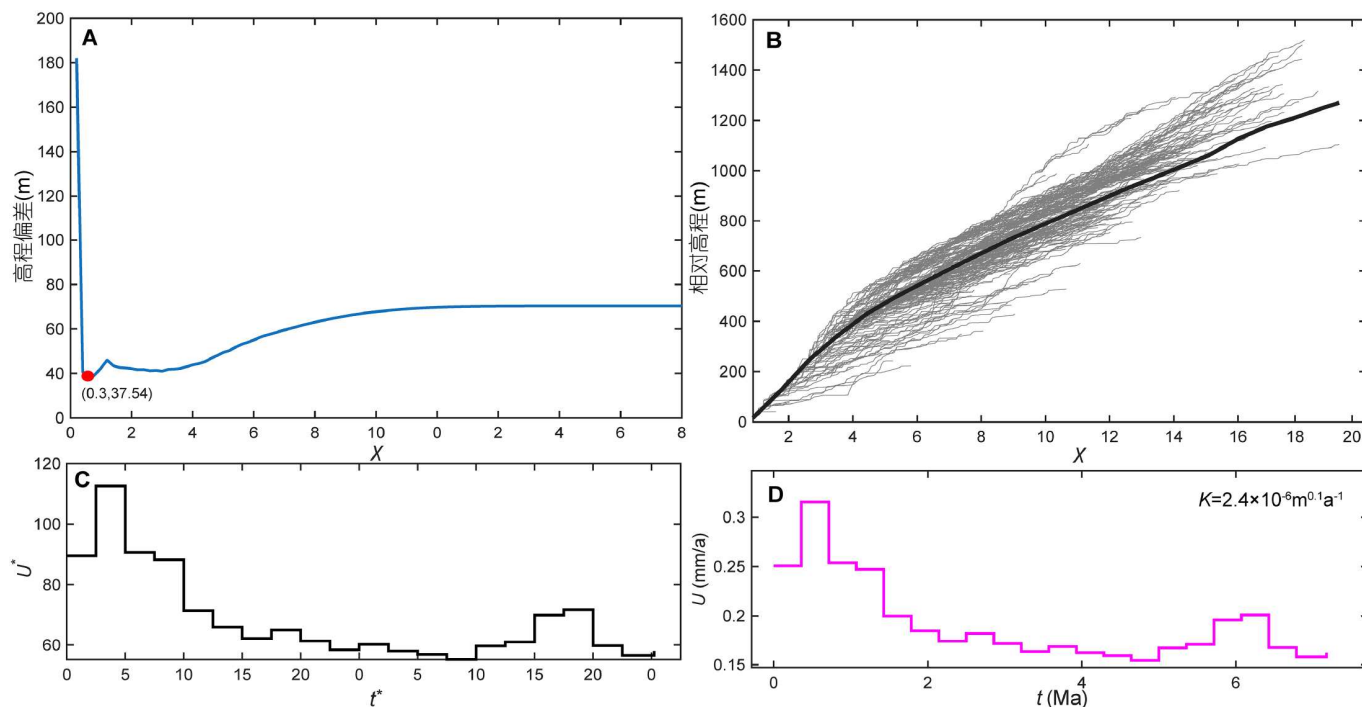


图11 文峪河流域线性隆升历史模拟结果。(A) 不同的 χ 值计算得到的高程误差;(B) 以0.3为 χ 值间隔的正演河道(黑色粗线为干流,灰色为支流);(C) 无维度隆升历史,其中 t^* 为计算得到的 χ 值;(D) 使用侵蚀系数 $K=2.4 \times 10^{-6} \text{ m}^{0.1} \text{ a}^{-1}$ 模拟得到的隆升历史

岩性区域较高。这一现象表明,区域岩性差异在河流 k_{sn} 值计算和演化过程中起到了重要作用。

从图4B同样可以看出,文峪河流域东南地区存在明显的褶皱,褶皱带引发地形显著抬升,导致河流7在遇到较高地形阻挡后发生了近乎直角的转弯,由向东转为向北。本文采用的河流交汇角预测模型假设河道处于稳定状态,依据“河道沿最陡梯度直线汇入”计算(Howard, 1971)。因此上游河道发生直角转弯后可能尚未通过侵蚀-沉积作用调整到稳定状态,导致实际测量角与预测交汇角相差较大。同时, k_{sn} 值显示该区域的侵蚀速率远大于其余地区,地貌形态或者水系格局可能更容易发生改变,因此推测,河流6与7的交汇点未来有较大可能发生移动。从分析来看,东南区域山前的向斜构造对文峪河流域的演化有着重要影响。

太原盆地钻孔的古地磁学研究揭示其最底部沉积物年龄约8.1 Ma,标志着盆地大约在晚中新世沉积开始发育(魏荣珠等, 2022)。随着太原盆地的沉降,西侧交城断裂开始活动导致山体隆升,我们认为文峪河在这一时期开始形成。从隆升历史模拟结果来看,流域形成后大约经历两次构造事件,第一次为5.7 Ma前吕梁山快速隆升事件,导致了河流侵蚀基准面变化,形成裂点(Pan等, 2018; 庄其天等, 2024)。第二次为早更新世2.2 Ma前盆地应力伸展方向由NW-SE向转变为NE-SW向伸展(Shi等,

2015; Assie等, 2021)。对河道的隆升历史反演结果记录这两次构造事件,反演曲线变化趋势与时间大致相当。虽然估算的隆升速率受到 k_{sn} 的计算方法、河道提取方法、 χ 值间隔、侵蚀系数 K 等诸多因素影响,具体时间有所差异,但结果依然具有一定的参考价值。

需要注意的是,该工具箱计算得到的栅格数据和Shapefile文件虽然有与初始输入数据相同的投影坐标系,但不包含地理参考信息,需在GIS系统中定义投影后方可正常使用。此外,河流高程剖面分析与隆升历史反演功能模块主要基于水力侵蚀方程的解析解,并未涉及利用数值法模拟地貌演化过程。本研究仅展示适用于文峪河流域的算法和分析流程,如读者想进一步研究案例研究中未提到的功能模块与具体算法,请参考使用手册部分描述。读者在工具箱运行和结果分析上遇到任何问题,均可联系本文作者获得帮助。

5 结论

本文介绍了基于MATLAB平台开发的TecGeoTools工具箱的原理、方法以及在文峪河流域的应用。该工具箱基于开源的TopoToolbox,集成了RiverRroAnalysis、Transient-profiler和Topographic Analysis Kit三大地貌分析工具包的全部功能,具有可视化的人机交互式操作功能,简化了用户进行流域构造地貌分析的流程。以发源于山西

太原盆地西侧山脉的文峪河流域为应用案例,利用工具箱对其进行了DEM数据预处理,计算了 k_{sn} 值、 χ 值、HI指数和流域交汇角,通过 χ - z 图识别裂点并进行古河道投影,估算流域侵蚀系数,基于线性水力侵蚀模型方程模拟了构造隆升历史,展示了利用工具箱分析地貌特征和提取构造信息的基本流程。地貌参数分析结果证明文峪河流域地貌演化整体进入壮年期,但受岩性与构造的影响,东南地区依然处于幼年期;隆升历史模拟结果揭示了晚中新世以来,区域经历了早上新世和早更新世两次构造活动。

致谢 本研究特别致谢波茨坦大学Wolfgang SCHWAN-GHART教授开发的TopoToolbox工具箱,印度国家地球物理研究所Nilesh Kumar JAISWARA博士编写的Transient-profiler函数集,路易斯安那州立大学Adam M. FORTE博士编写的Topographic Analysis Kit函数集以及中国地震局地质研究所沈勤径博士在工具箱测试过程中提出的有益建议。

参考文献

- 邓起东,程绍平,闵伟,等. 1999. 鄂尔多斯块体新生代构造活动和动力学的讨论. *地质力学学报*, 5: 13–21
- 李建星,刘池洋,岳乐平,等. 2015. 吕梁山新生代隆升的裂变径迹证据及其隆升机制探讨. *中国地质*, 42: 960–972
- 刘静,张金玉,葛玉魁,等. 2018. 构造地貌学: 构造-气候-地表过程相互作用的交叉研究. *科学通报*, 63: 3070–3088
- 王一舟,郑德文,张会平. 2022. 河流高程剖面分析的方法与程序实现——基于Matlab平台编写的开源函数集RiverProAnalysis. *中国科学: 地球科学*, 52: 2039–2060
- 魏荣珠,李好斌,徐朝雷,等. 2017. 对山西隆起区中新世构造演化的认识. *中国地质调查*, 4: 24–34
- 魏荣珠,庄其天,闫纪元,等. 2022. 山西晋中盆地晚新生代地层划分、沉积环境及其先秦以来气候和湖泊演化. *中国地质*, 49: 912–928
- 张会平,张培震,樊祺诚. 2011. 河流裂点的发育及其溯源迁移: 以鸭绿江-望天鹅火山区为例. *中国科学: 地球科学*, 41: 1627–1635
- 赵国华,李勇,颜照坤,等. 2014. 龙门山中段山前河流Hack剖面 and 面积-高程积分的构造地貌研究. *第四纪研究*, 34: 302–311
- 庄其天. 2022. 山西地堑系太原盆地晚新生代沉积环境和盆地演化. 博士学位论文. 北京: 中国地震局地质研究所. 1–159
- 庄其天,何宏林,魏荣珠,等. 2024. 山西地堑系太原盆地晚新生代沉积环境演化及物源分析. *沉积学报*, 42: 486–501
- Abrahams A D. 1984. Channel networks: A geomorphological perspective. *Water Resour Res*, 20: 161–188
- Assie K R, Wang Y, Ma H, et al. 2021. Late Cenozoic paleostress reconstruction and stress regimes in Taiyuan basin of the Shanxi rift, North China. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 110: 287–303
- Berlin M M, Anderson R S. 2007. Modeling of knickpoint retreat on the Roan Plateau, western Colorado. *J Geophys Res*, 112: F03S06
- Bookhagen B, Burbank D W. 2006. Topography, relief, and TRMM-derived rainfall variations along the Himalaya. *Geophys Res Lett*, 33: L08405
- Burbank D W, Anderson R S. 2013. Tectonic geomorphology. 2nd ed. Denver: Environmental and Engineering Geophysical Society
- Burbank D W, Blythe A E, Putkonen J, et al. 2003. Decoupling of erosion and precipitation in the Himalayas. *Nature*, 426: 652–655
- Clark M K, Mahéo G, Saleeby J B, et al. 2005. The non-equilibrium landscape of the southern Sierra Nevada, California. *GSA Today*, 15: 4–10
- Clinkscales C, Kapp P A, Wang H. 2020. Exhumation history of the north-central Shanxi Rift, North China, revealed by low-temperature thermochronology. *Earth Planet Sci Lett*, 536: 116146
- Crosby B T, Whipple K X. 2006. Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks: 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand. *Geomorphology*, 82: 16–38
- Devauchelle O, Petroff A P, Seybold H F, et al. 2012. Ramification of stream networks. *Proc Natl Acad Sci USA*, 109: 20832–20836
- DiBiase R A, Whipple K X, Heimsath A M, et al. 2010. Landscape form and millennial erosion rates in the San Gabriel Mountains, CA. *Earth Planet Sci Lett*, 289: 134–144
- Dorsey R J, Roering J J. 2006. Quaternary landscape evolution in the San Jacinto fault zone, Peninsular Ranges of Southern California: Transient response to strike-slip fault initiation. *Geomorphology*, 73: 16–32
- Duvall A, Kirby E, Burbank D. 2004. Tectonic and lithologic controls on bedrock channel profiles and processes in coastal California. *J Geophys Res-Earth*, 109: F03002
- Finnegan N J, Hallet B, Montgomery D R, et al. 2008. Coupling of rock uplift and river incision in the Namche Barwa-Gyala Peri massif, Tibet. *Geol Soc Am Bull*, 120: 142–155
- Forte A M, Whipple K X. 2018. Criteria and tools for determining drainage divide stability. *Earth Planet Sci Lett*, 493: 102–117
- Forte A M, Whipple K X. 2019. Short communication: The Topographic Analysis Kit (TAK) for TopoToolbox. *Earth Surf Dynam*, 7: 87–95
- Forte A M, Whipple K X, Bookhagen B, et al. 2016. Decoupling of modern shortening rates, climate, and topography in the Caucasus. *Earth Planet Sci Lett*, 449: 282–294
- Fox M, Goren L, May D A, et al. 2014. Inversion of fluvial channels for paleorock uplift rates in Taiwan. *J Geophys Res-Earth Surf*, 119: 1853–1875
- Gailleton B, Mudd S M, Clubb F J, et al. 2021. Impact of changing concavity indices on channel steepness and divide migration metrics. *J Geophys Res-Earth Surf*, 126: e2020JF006060
- Gallen S F, Wegmann K W. 2017. River profile response to normal fault growth and linkage: An example from the Hellenic forearc of south-central Crete, Greece. *Earth Surf Dynam*, 5: 161–186
- Gelwick K D, Willett S D, Yang R. 2024. Geomorphic indicators of continental-scale landscape transience in the Hengduan Mountains, SE Tibet, China. *Earth Surf Dynam*, 12: 783–800
- Goren L, Fox M, Willett S D. 2014. Tectonics from fluvial topography using formal linear inversion: Theory and applications to the Inyo Mountains, California. *J Geophys Res-Earth Surf*, 119: 1651–1681
- Goren L, Shelef E. 2024. Channel concavity controls planform complexity of branching drainage networks. *Earth Surf Dynam*, 12: 1347–1369
- Harel M A, Mudd S M, Attal M. 2016. Global analysis of the stream power law parameters based on worldwide ^{10}Be denudation rates. *Geomorphology*, 268: 184–196
- Haviv I, Enzel Y, Whipple K X, et al. 2010. Evolution of vertical knickpoints (waterfalls) with resistant caprock: Insights from numerical modeling. *J Geophys Res*, 115: F03028
- Hergarten S, Robl J, Stüwe K. 2016. Tectonic geomorphology at small catchment sizes—Extensions of the stream-power approach and the χ method. *Earth Surf Dynam*, 4: 1–9
- Hooshyar M, Singh A, Wang D. 2017. Hydrologic controls on junction angle of river networks. *Water Resour Res*, 53: 4073–4083
- Howard A D. 1971. Optimal angles of stream junction: Geometric, stability to capture, and minimum power criteria. *Water Resour Res*, 7: 863–873
- Howard A D. 1997. Badland morphology and evolution: Interpretation using a simulation model. *Earth Surf Proc Land*, 22: 211–227

- Howard A D, Kerby G. 1983. Channel changes in badlands. *Geol Soc Am Bull*, 94: 739–752
- Jaiswara N K, Kotluri S K, Pandey A K, et al. 2019. Transient basin as indicator of tectonic expressions in bedrock landscape: Approach based on MATLAB geomorphic tool (Transient-profiler). *Geomorphology*, 346: 106853
- Jaiswara N K, Kotluri S K, Pandey P, et al. 2020. MATLAB functions for extracting hypsometry, stream-length gradient index, steepness index, Chi gradient of channel and swath profiles from digital elevation model (DEM) and other spatial data for landscape characterisation. *Appl Comput Geosci*, 7: 100033
- James W R, Krumbein W C. 1969. Frequency distributions of stream link lengths. *J Geol*, 77: 544–565
- Kirby E, Whipple K. 2001. Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis. *Geology*, 29: 415–418
- Kirby E, Whipple K X. 2012. Expression of active tectonics in erosional landscapes. *J Struct Geol*, 44: 54–75
- Kirby E, Whipple K X, Tang W, et al. 2003. Distribution of active rock uplift along the eastern margin of the Tibetan Plateau: Inferences from bedrock channel longitudinal profiles. *J Geophys Res*, 108: 2217
- Li Z, Wang X, Yuan X, et al. 2025. Knickpoint dynamics during the outward growth of the Northeastern Tibetan Plateau. *J Geophys Res-Earth Surf*, 130: e2024JF007820
- Ma Z, Zhang H, Wang Y, et al. 2020. Inversion of Dadu River bedrock channels for the Late Cenozoic uplift history of the eastern Tibetan Plateau. *Geophys Res Lett*, 47: e2019GL086882
- Mahmood S A, Gloaguen R. 2012. Appraisal of active tectonics in Hindu Kush: Insights from DEM derived geomorphic indices and drainage analysis. *Geosci Front*, 3: 407–428
- Morriss M C, Mitchell N A, Yanites B J, et al. 2025. Cave records reveal recent origin of North America's deepest canyon. *Proc Natl Acad Sci USA*, 122: e2413069122
- Mudd S M, Attal M, Milodowski D T, et al. 2014. A statistical framework to quantify spatial variation in channel gradients using the integral method of channel profile analysis. *J Geophys Res-Earth Surf*, 119: 138–152
- Mudd S M, Clubb F J, Gailleton B, et al. 2018. How concave are river channels? *Earth Surf Dynam*, 6: 505–523
- Neely A B, Bookhagen B, Burbank D W. 2017. An automated knickzone selection algorithm (KZ-Picker) to analyze transient landscapes: Calibration and validation. *J Geophys Res-Earth Surf*, 122: 1236–1261
- Niemann J D, Gasparini N M, Tucker G E, et al. 2001. A quantitative evaluation of Playfair's law and its use in testing long-term stream erosion models. *Earth Surf Processes Landf*, 26: 1317–1332
- 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
- Pan F, Li J, Xu Y, et al. 2018. Uplift of the Lüliang Mountains at ca. 5.7 Ma: Insights from provenance of the Neogene eolian red clay of the eastern Chinese Loess Plateau. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 502: 63–73
- Pérez-Peña J V, Azañón J M, Azor A. 2009. CalHypso: An ArcGIS extension to calculate hypsometric curves and their statistical moments. Applications to drainage basin analysis in SE Spain. *Comput Geosci*, 35: 1214–1223
- Perron J T, Dietrich W E, Kirchner J W. 2008. Controls on the spacing of first-order valleys. *J Geophys Res*, 113: F04016
- Perron J T, Royden L. 2013. An integral approach to bedrock river profile analysis. *Earth Surf Processes Landf*, 38: 570–576
- Pike R J, Wilson S E. 1971. Elevation-relief ratio, hypsometric integral, and geomorphic area-altitude analysis. *Geol Soc Am Bull*, 82: 1079–1084
- Roering J J, Perron J T, Kirchner J W. 2007. Functional relationships between denudation and hillslope form and relief. *Earth Planet Sci Lett*, 264: 245–258
- Rosenbloom N A, Anderson R S. 1994. Hillslope and channel evolution in a marine terraced landscape, Santa Cruz, California. *J Geophys Res*, 99: 14013–14029
- Rossi M W, Quigley M C, Fletcher J M, et al. 2017. Along-strike variation in catchment morphology and cosmogenic denudation rates reveal the pattern and history of footwall uplift, Main Gulf Escarpment, Baja California. *Geol Soc Am Bull*, 129: 837–854
- Rudge J F, Roberts G G, White N J, et al. 2015. Uplift histories of Africa and Australia from linear inverse modeling of drainage inventories. *J Geophys Res-Earth Surf*, 120: 894–914
- Sassolas-Serrayet T, Cattin R, Ferry M. 2018. The shape of watersheds. *Nat Commun*, 9: 3791
- Schwanghart W, Kuhn N J. 2010. TopoToolbox: A set of Matlab functions for topographic analysis. *Environ Model Software*, 25: 770–781
- Schwanghart W, Scherler D. 2014. Short Communication: TopoToolbox 2—MATLAB-based software for topographic analysis and modeling in Earth surface sciences. *Earth Surf Dynam*, 2: 1–7
- Schwanghart W, Scherler D. 2017. Bumps in river profiles: Uncertainty assessment and smoothing using quantile regression techniques. *Earth Surf Dynam*, 5: 821–839
- Shen K, Dong S, Wang Y. 2023. Active tectonics assessment using geomorphic and drainage indices in the Sertengshan, Hetao Basin, China. *Remote Sens*, 15: 3230
- Shi W, Cen M, Chen L, et al. 2015. Evolution of the late Cenozoic tectonic stress regime in the Shanxi Rift, central North China Plate inferred from new fault kinematic analysis. *J Asian Earth Sci*, 114: 54–72
- Snyder N P, Whipple K X, Tucker G E, et al. 2000. Landscape response to tectonic forcing: Digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. *Geol Soc Am Bull*, 112: 1250–1263
- Snyder N P, Whipple K X, Tucker G E, et al. 2003. Channel response to tectonic forcing: Field analysis of stream morphology and hydrology in the Mendocino triple junction region, northern California. *Geomorphology*, 53: 97–127
- Sorby A P, England P C. 2004. Critical assessment of quantitative geomorphology in the footwall of active normal faults, Basin and Range province, western USA. EOS, Transactions of the American Geophysical Union 85: Fall Meeting Supplement, Abstract T42B-02
- Strahler A N. 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geol Soc Am Bull*, 63: 1117–1142
- Strong C M, Mudd S M. 2022. Explaining the climate sensitivity of junction geometry in global river networks. *Proc Natl Acad Sci USA*, 119: e2211942119
- Wang D, Dong Y P, Liu Y, et al. 2023. Spatial variation in landscape evolution of the Xiaojiang Region, SE Tibetan Plateau. *Front Earth Sci*, 11: 1129217
- Wang P, Scherler D, Liu-Zeng J, et al. 2014. Tectonic control of Yarlung Tsangpo Gorge revealed by a buried canyon in Southern Tibet. *Science*, 346: 978–981
- Wang Y Z, Zhang H P, Zheng D W, et al. 2017. Coupling slope-area analysis, integral approach and statistic tests to steady-state bedrock river profile analysis. *Earth Surf Dynam*, 5: 145–160
- Wang Y Z, Goren L, Zheng D W, et al. 2022. Short communication: Forward and inverse analytic models relating river long profile to tectonic uplift history, assuming a nonlinear slope-erosion dependency. *Earth Surf Dynam*, 10: 833–849
- Whipple K X, Wobus C, Crosby B, et al. 2007. New tools for quantitative geomorphology: Extraction and interpretation of stream profiles from digital topographic data. In: GSA Annual Meeting
- Whipple K X. 2004. Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 32: 151–185

- Whipple K X. 2009. The influence of climate on the tectonic evolution of mountain belts. *Nat Geosci*, 2: 97–104
- Whipple K X, Shirzaei M, Hodges K V, et al. 2016. Active shortening within the Himalayan orogenic wedge implied by the 2015 Gorkha earthquake. *Nat Geosci*, 9: 711–716
- Whipple K X, Tucker G E. 1999. Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *J Geophys Res*, 104: 17661–17674
- Whipple K X, Tucker G E. 2002. Implications of sediment-flux-dependent river incision models for landscape evolution. *J Geophys Res*, 107: B22039
- Whittaker A C, Boulton S J. 2012. Tectonic and climatic controls on knickpoint retreat rates and landscape response times. *J Geophys Res*, 117: F02024
- Willett S D. 1999. Orogeny and orography: The effects of erosion on the structure of mountain belts. *J Geophys Res*, 104: 28957–28981
- Willett S D, McCoy S W, Perron J T, et al. 2014. Dynamic reorganization of river basins. *Science*, 343: 1248765
- Wolf S G, Huismans R S, Braun J, et al. 2022. Topography of mountain belts controlled by rheology and surface processes. *Nature*, 606: 516–521
- Wobus C, Whipple K X, Kirby E, et al. 2006. Tectonics from topography: Procedures, promise, and pitfalls. In: Willett S D, Hovius N, Brandon M T, et al., eds. *Tectonics, Climate, and Landscape Evolution*. Geological Society of America. 55–74
- Yu J X, Zheng D W, Pang J Z, et al. 2022. Cenozoic mountain building in eastern China and its correlation with reorganization of the Asian climate regime. *Geology*, 50: 859–863
- Yuan X P, Li Y Q, Brune S, et al. 2024. Coordination between deformation, precipitation, and erosion during orogenic growth. *Nat Commun*, 15: 10362
- Zhang H P, Kirby E, Pitlick J, et al. 2017. Characterizing the transient geomorphic response to base-level fall in the northeastern Tibetan Plateau. *J Geophys Res-Earth Surf*, 122: 546–572
- Zhang Y Q, Mercier J L, Vergély P. 1998. Extension in the graben systems around the Ordos (China), and its contribution to the extrusion tectonics of south China with respect to Gobi-Mongolia. *Tectonophysics*, 285: 41–75

(责任编辑: 李新)