中国科学: 地球科学 2021 年 第 51 卷 第 6 期: 994 ~ 1008
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文

岩性和侵蚀基准面对构造活跃区河流地貌演化的影响——以青藏高原东北缘老虎山和哈思山地区为例

李正晨[1], 王先彦[1*], 于洋[1], 张会平[2], 苏琦[1], 苗晓东[3], 鹿化煜[1]

1. 南京大学地理与海洋科学学院, 南京 210023;
2. 中国地震局地质研究所, 北京 100029;
3. 临沂大学资源与环境科学学院, 临沂 276000
* 通讯作者, E-mail: xianyanwang@nju.edu.cn

收稿日期: 2020-05-19; 收修改稿日期: 2020-12-24; 接受日期: 2021-02-14; 网络版发表日期: 2021-04-21
国家自然科学基金项目(批准号: 41971005, 41522101)、第二次青藏高原综合科学考察研究专题项目(编号: 2019QZKK0205)和国家重点研发计划项目(编号: 2016YFA0600500)资助

摘要 在构造活跃地区, 前人研究着重考虑了构造活动对河流地貌演化的影响, 而岩性和局部侵蚀基准面的作用较少被关注. 本文以青藏高原东北部海原断裂的影响地区为例, 通过对水系形态及地貌特征指数(陡峭指数、河谷宽高比、χ等)的计算等, 分析了裂点发育和水系重组等不同空间尺度下的河流地貌演化过程. 结果显示, 以老虎山和哈思山为中心, 分别发育了两个放射状水系. 其中老虎山东南侧支流流向发生了近180°的转变, 我们认为这是受局部侵蚀基准面高度的差异(~190m)所诱发的水系重组. 部分发源于哈思山的支流发育了受岩性控制下的峡谷-宽谷相间分布的河谷地貌. 此外, 构造活动和黄河下切引起的局部侵蚀基准面的下降触发了由平行状水系向树枝状水系的正反馈演化过程. 这些结果表明, 即使在构造活跃地区, 岩性和侵蚀基准面变化在地貌演化过程中也扮演着重要角色.

关键词 河流袭夺, 侵蚀基准面, 岩性, 地貌指数, 海原断裂带, 青藏高原东北缘

1 引言

构造活动、气候变化、岩性差异和侵蚀基准面变化影响着河流的下切和侵蚀, 进而控制着区域地貌演化(如Davis, 1903; Vandenberghe, 1995; Whipple, 2004; Bridgland和Westaway, 2008; Vandenberghe等, 2011; Chen等, 2019; Wang等, 2013, 2015, 2017;). 前人的研究表明, 在内陆地区, 河流地貌的演化主要受构造活动和气候变化控制(如Holbrook和Schumm, 1999; Montgomery和Brandon, 2002; Pan等, 2009; Whittaker, 2012; Wang X等, 2014; Vandenberghe, 2015; Wang等, 2013, 2015, 2017; Boulton, 2020). 同时, 高海拔地区的河流地貌过程还可能受到冰川作用的影响(Malatesta和Avouac, 2018). 在构造活跃地区, 构造抬升和地壳变

中文引用格式: 李正晨, 王先彦, 于洋, 张会平, 苏琦, 苗晓东, 鹿化煜. 2021. 岩性和侵蚀基准面对构造活跃区河流地貌演化的影响——以青藏高原东北缘老虎山和哈思山地区为例. 中国科学: 地球科学, 51(6): 994–1008, doi: 10.1360/N072020-0162
英文引用格式: Li Z, Wang X, Yu Y, Zhang H, Su Q, Miao X, Lu H. 2021. The impacts of base level and lithology on fluvial geomorphic evolution at the tectonically active Laohu and Hasi Mountains, northeastern Tibetan Plateau. Science China Earth Sciences, 64(6): 906–919, https://doi.org/10.1007/s11430-020-9743-1

© 2021 《中国科学》杂志社

形在河流系统演化中扮演者重要角色. 河流地貌的演化受构造-气候耦合作用的影响(Montgomery, 2001; Cederbom等, 2004; Champagnac等, 2012), 构造和气候的相互作用会调节河道坡降、流域坡度以及滑坡等坡地地貌过程, 而坡地过程向流域输入的大量泥沙又可以作为侵蚀的工具加快河流的侵蚀, 直到侵蚀速率与抬升速率达到动态平衡(Willett和Brandon, 2002; Egholm等, 2013). 相比之下, 在构造活动和降水等气候均一的区域, 岩性差异可能控制着河流下切和坡面过程(如Baumann等, 2018), 也可能在在裂点迁移、河流纵剖面、流域坡度、水系密度甚至河流袭夺中起着主要作用(如Howard和Kerby, 1983; Whipple和Tucker, 1999; Jansen等, 2010; Bursztyn等, 2015; Forte等, 2016; Seagren和Schoenbohm, 2019). 除了受到流量和沉积通量的影响, 河流下切与岩性强度和岩石裂隙密度等也有关系(DiBiase等, 2018b); 岩性抗侵蚀能力较强的区域通常河道较陡且水系密度低(如Marshall和Roering, 2014). 此外, 河流袭夺和沉积通量也影响河流动力过程(Bender等, 2018; Giachetta和Willett, 2018).

侵蚀基准面是影响河流下切/堆积的重要因素, 并进一步影响分水岭的迁移(如Robl等, 2017). 侵蚀基准面的下降导致河道变陡, 侵蚀速率增加(如DiBiase等, 2015, 2018a; Zhang等, 2017). 而侵蚀基准面的抬升则会降低河道坡降, 导致河流发生堆积, 进一步影响河道的曲度; 一般情况下会导致曲度减小, 但当细颗粒物质淤积在河道和漫滩时, 曲度可能会增大(如Liro, 2017). 此外, 由构造隆升、气候变化等因素引起的侵蚀基准面的差异也足以引起水系重组(如Seagren和Schoenbohm, 2019).

然而, 现在仍不清楚在新构造活跃地区岩性和局部侵蚀基准面相对于构造活动在河流地貌发育中的作用. 青藏高原东北缘黄河兰州到银川段(图1), 地貌演化受到海原断裂活动和黄河侵蚀与堆积作用引起的流域局部侵蚀基准面变化的共同影响. 本文以该地区为例, 通过对水系形态及地貌特征指数(陡峭指数、河谷宽高比、χ等)的分析, 探讨了构造活动活跃地区岩性和局部侵蚀基准面对河流地貌发育的影响.

2　研究区概况

研究区位于青藏高原东北缘黄河流域兰州-银川段, 其地貌演化受构造活动(海原断裂左旋走滑)以及局部侵蚀基准面(黄河下切/堆积)的共同影响(图1), 是探讨构造活动、岩性差异、局部侵蚀基准面变化对水系演化和地貌发育影响的理想区域.

海原断裂带是青藏高原东北缘最为活跃的大型弧形边界断裂带, 全长超过1000km(图1)(邓起东等, 1989; Tapponnier等, 2001; Liu-Zeng等, 2015). 1920年沿该断裂带发生了海原大地震, 形成了长230km和最大水平位移达10m的地表破裂带(宋方敏等, 1983). 现今测得的海原断裂中部左旋走滑位移速率在4~8mm a^{-1}左右, 并向两端降低(如Cavalié等, 2008; Jolivet等, 2012; Zheng等, 2013). 黄河是中国的第二长河, 发源于青藏高原巴颜克拉山, 在本文研究区一带穿过海原断裂带, 流向银川地堑(图1); 黄河作为这一区域的局部侵蚀基准面, 控制着研究区水系的下切和堆积.

研究区广泛发育海原断裂带次级断裂, 并形成了一系列盆-山构造体系: 如哈思山、老虎山和米家山等挤压隆升山以及沈家堡盆地、绍水盆地等(图1). 其中, 米家山地区新构造活动最为强烈, 并形成了晚第四纪以来的最新隆升区(Su等, 2019). 研究区广泛覆盖第三纪湖相沉积以及第四纪风成黄土、冲/洪积物等. 哈思山和老虎山等山区剥蚀出露的基岩有奥陶纪、志留纪、泥盆纪和石炭纪沉积岩和变质岩, 偶见花岗岩和闪长岩(图2).

研究区位于银川盆地上游的老虎山和哈思山地区, 海拔1400~4000m, 年平均降水量不足200mm, 属于干旱气候区. 依据断层分布、地形和水系等特征, 将研究区分为HY1、HY2、HY3和HY4四个流域(图3); 其中支流R1~R13、R14~R27、R28~R51和R66~R67、R52~R65分别属于HY1、HY2、HY3和HY4流域(图3). HY1和HY2流域水系分别发育于哈思山的北侧和南侧, HY3和HY4流域水系分别主要发育于老虎山的北侧和南侧(R67除外)(图3).

受海原断裂带左旋走滑挤压的影响, 研究区发育了一系列的挤压脊(如老虎山、哈思山和米家山)和沉降盆地(如沈家堡盆地和绍水盆地). 以哈思山和老虎山为中心形成了两个放射状水系(图2和3). HY1和HY2流域中的大多数支流几乎是顺直或者微弯地直接流入黄河(图3). HY3流域中的支流先汇入支流R29后汇入黄河, 这些支流形成平行状水系(梳状水系)(图3). HY4流域西侧水系最初多为东南流向, 汇入支流

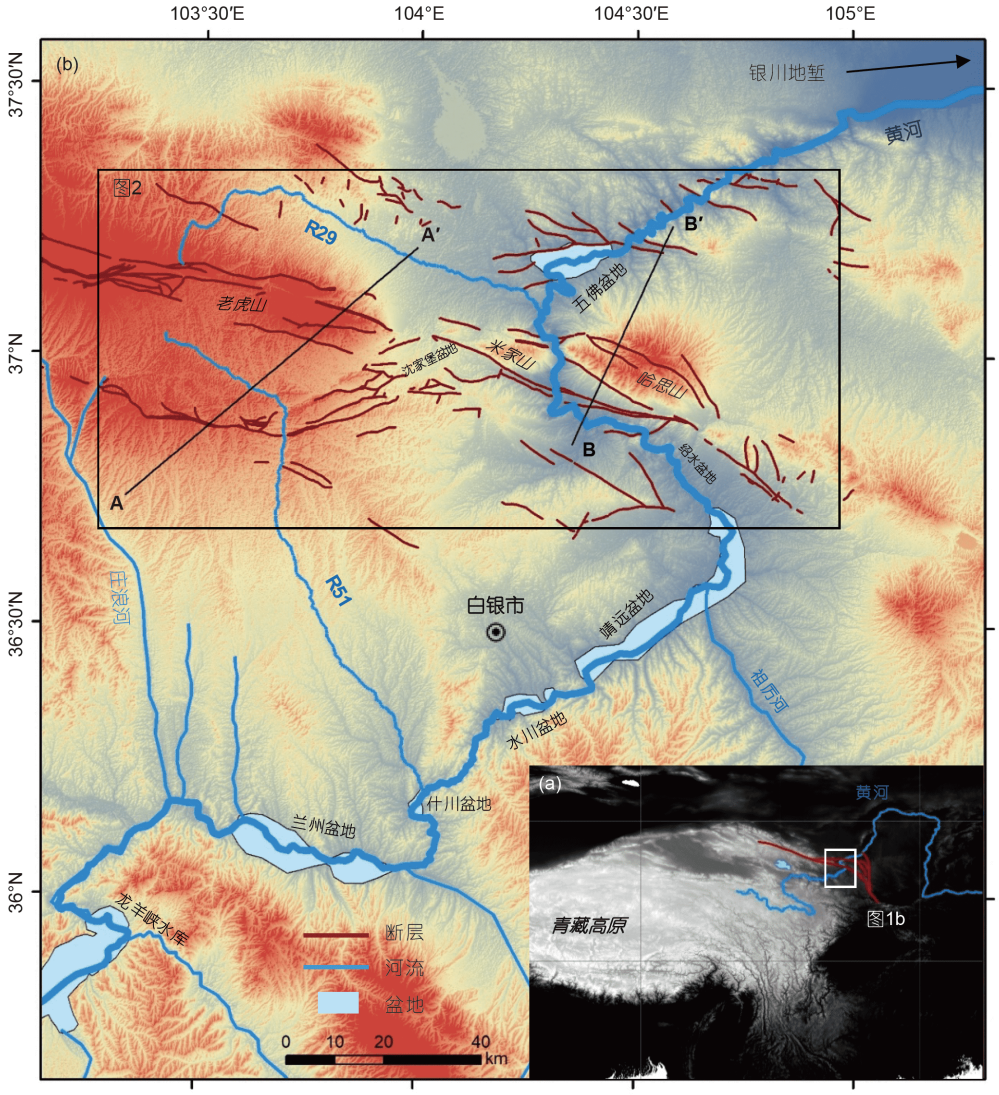

图 1　青藏高原东北缘地形(SRTM v4 90m)、断层及主要水系分布

(a) 黄河(蓝色实线)与海原断裂带(红色实线)在青藏高原分布示意图; (b) 研究区山地、盆地以及水系形态特征(Aster GDEM v2 30m), 其中R29、R51为研究区内黄河最大的两条支流

R51后以偏南流向在什川盆地汇入黄河(图1和3); 而东侧水系(支流R59~R64)流向则发生了多次转变, 由初始的南南东流向转为北流, 汇入R29之后, 再东流汇入黄河(图3), 表明HY4流域东侧水系流向受外界因素影响而发生了近180°的转变. 地形条带剖面(图4)显示, 哈思山南侧陡于北侧, 即HY2流域支流比HY1流域支流陡. 相反, 老虎山则是北侧陡于南侧, 即HY3流域支流河流纵剖面比HY4流域的支流要陡(图4).

3　材料与方法

3.1　数据来源

研究区1:25万地质数据来源于中国地质调查局和国家地质资料数据中心官方网站(http://www.ngac.org.cn/). 地形数据(Aster GDEM V2 30m)来源于地理空间数据云(http://geodata.ngac.cn/).

我们通过地形地貌分析软件和工具ArcGIS 10.2, MATLAB 2014a, Geomorphtool (https://geomorphtools.geology.isu.edu/forum_info.htm), Topotoolbox version 2

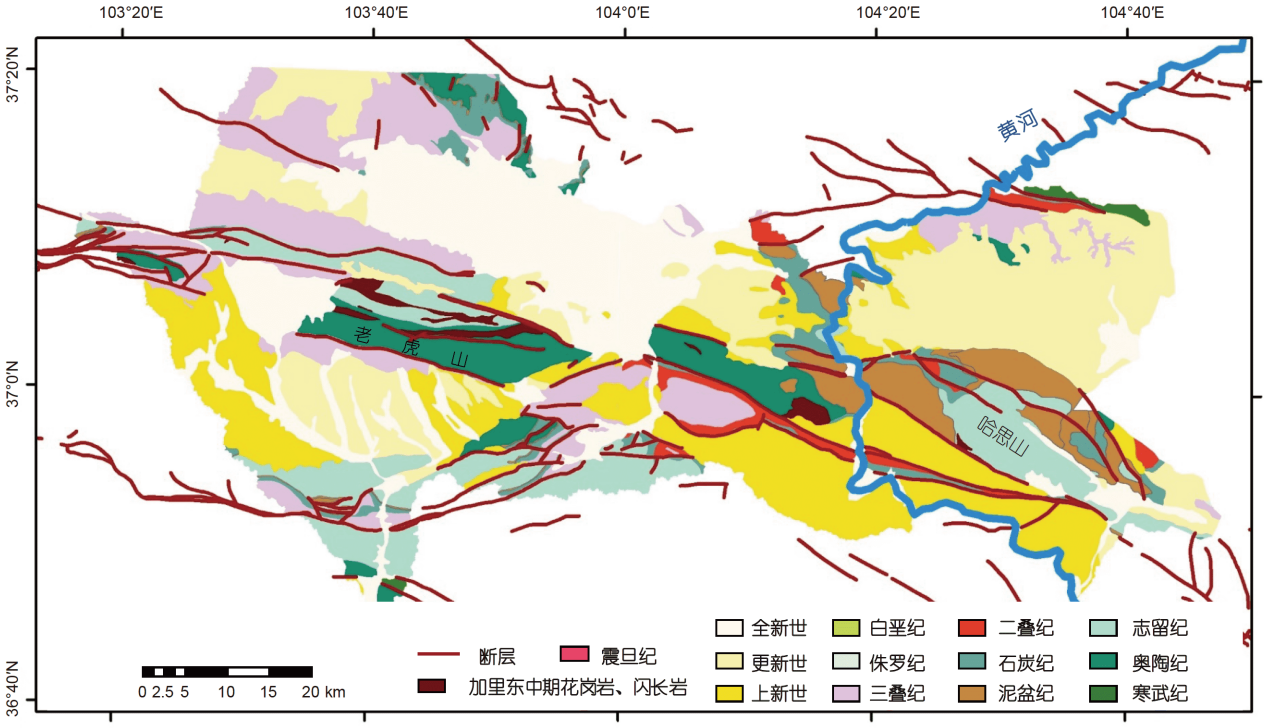

图 2　青藏高原东北部黄河流域兰州-银川段地质概况

注意山体南北两侧的岩性差异, 尤其是哈思山(位置见图1)

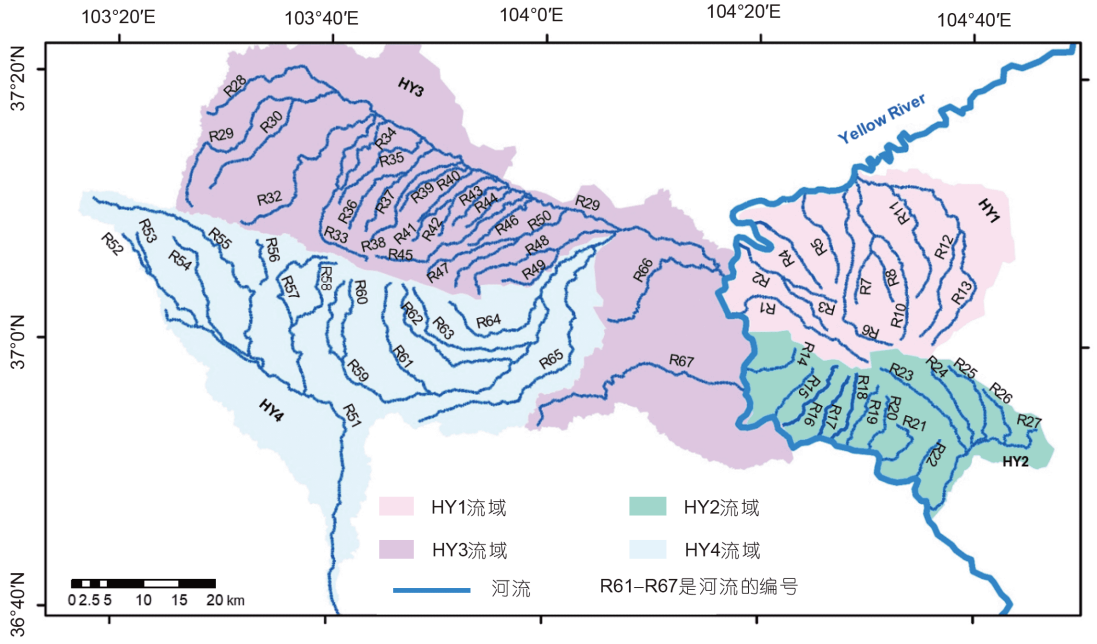

图 3　研究区水系分布特征

依据河道流向、断层分布和和地形特征, 将研究区分为四个子流域(HY1、HY2、HY3和HY4). 其中HY4流域东侧水系(R59~R64)流向发生了大幅度转变

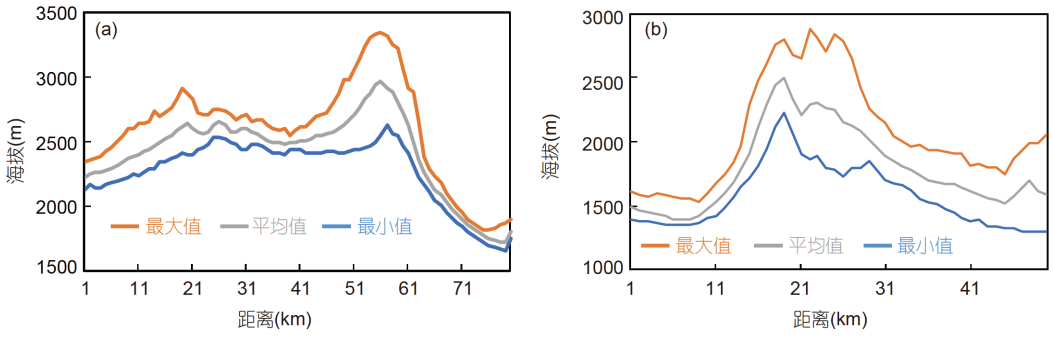

图 4　老虎山和哈思山地地形条带剖面

(a) A-A′断面, 老虎山北侧比南侧陡; (b) B-B’断面, 哈斯山南侧比北侧陡. 断面位置见图1b

(Schwanghart和Scherler, 2014), 以及Chiprofile 1.0.0 (Gallen和Wegmann, 2017), 提取了67条黄河支流(图3)的地貌特征, 包括河流纵剖面、陡峭指数(k_{sn})、凹曲度(θ)、河流坡度-流域面积积分(χ)和流域坡度(S).

3.2　地貌特征指数

3.2.1　基岩河道侵蚀模型

在基岩河道侵蚀模型(shear stress incision model)中, 基岩的侵蚀速率(E)是流域面积(A)和河道坡度(S)的函数(Howard和Kerby, 1983; Kirby和Whipple, 2012):

$$E = KA^m S^n, \tag{1}$$

其中, K为侵蚀系数, 与岩性、气候和沉积通量等有关; m、n分别是流域面积(A)和局部河道坡度(S)的无量纲正常数. 当河流处于稳定状态时, 侵蚀速率等于抬升速率(U), 河道上某一点的高程不再随时间变化(dz/dt=0), 即

$$E = U. \tag{2}$$

将式(2)带入(1), 流域坡度(S)是抬升速率(U)和上游流域面积(A)的函数, 即

$$S = \left(\frac{U}{K}\right)^{\frac{1}{n}} A^{-\frac{m}{n}}. \tag{3}$$

令$k_s = \left(\frac{U}{K}\right)^{\frac{1}{n}}$、$\theta = \frac{m}{n}$, 则有和Flint(1974)经验公式相似的表达式:

$$S = k_s A^{-\theta}, \tag{4}$$

其中k_s为河道陡峭指数, θ为河道凹曲度(Snyder等, 2000). 凹曲度(θ)通常在0.4~0.6波动, 对构造活动、气候变化和岩性差异等外部因素不敏感(Snyder等, 2000; Whipple, 2004; Kirby和Whipple, 2012). 而陡峭指数(k_s)通常在5个数量级之间波动, 对外部因素敏感(Whipple, 2004; Kirby和Whipple, 2012). 为方便不同流域之间的陡峭指数(k_s)对比, 凹曲度通常设为定值, 即θ_{ref}, 从而获得归一化的陡峭指数(k_{sn}), 它可以反映区域内构造抬升或侵蚀速率(Snyder等, 2000; Kirby和Whipple, 2001; DiBiase等, 2010).

当河流处于瞬态且在河流纵剖面上存在裂点时, 裂点上下游河段往往具有不同的陡峭指数值. 根据裂点在坡度-面积双对数曲线上的特征, 通常分为坡断型点(slope-break knickpoint)和垂阶型裂点(vertical-break knickpoint)两种类型(Kirby和Whipple, 2012). 在内/外因素的影响下, 两种形式的裂点都可以溯源侵蚀或者在某一河段稳定存在(Kirby和Whipple, 2012). 坡断型裂点通常是响应构造活动而形成, 而垂阶型裂点的发育通常与构造活动没有直接关系(Wobus等, 2006).

本文通过DEM提取河流纵剖面, 其中设定平滑窗口为500m, 以剔除伪影和噪点的影响, 设定θ_{ref}为0.45, 而流域最小面积(A_c)(坡面主导过程和河流主导过程的临界流域面积)设定为0.5~5km^2. 假设裂点之上的河道仍处于上一次的平衡状态且还未达到新的平衡(Schoenbohm等, 2004), 通过Schoenbohm等(2004)描述的方法, 将裂点上游河段的陡峭指数(k_{sn})和凹曲度(θ)带入式(4), 重建裂点之下的古河道.

3.2.2　河谷宽高比(V_F)

河谷宽高比可以定量反映河谷横剖面的形态(Bull

和McFadden, 1977; Cuong和Zuchiewicz, 2001), 用来评估河流的下切速率(Peters和Van Balen, 2007), 还可以反映区域构造抬升速率(Cuong和Zuchiewicz, 2001). 通常情况下, 在构造活跃地区, 河谷呈现V型, 其V_F指数小于1(如Peters和Van Balen, 2007); 而在构造稳定区, 由于河流的侧向侵蚀, 常常形成宽谷, V_F指数大于1. 河谷宽高比(V_F)计算公式如下(Bull和McFadden, 1977; Cuong和Zuchiewicz, 2001):

$$V_F = 2V_{fw} / \left[(E_{ld} - E_{sc}) + (E_{rd} - E_{sc})\right], \tag{5}$$

其中, V_F为河谷宽高比, V_{fw}为河谷底部宽度, E_{ld}和E_{rd}分别是河谷左、右谷肩的高程, E_{sc}是河谷底部高程.

3.2.3　河流坡度-流域面积积分(χ)

最新发表的河流坡度-流域面积积分法可以描述河道的陡峭度和流域分水岭的稳定性(Perron和Royden, 2013; Royden和Perron, 2013). 积分法可以解决因DEM本身精度较低, 部分区域提取坡度误差较大, 以及在流域面积-河道坡度双对数分析过程中, 回归曲线建立的困难(Wobus等, 2006). 与此同时, 积分法还提供了关于分水岭迁移趋势的信息(Willett等, 2014), 在水系重组、河流袭夺研究中有着广泛应用(Yang等, 2015; Whipple等, 2017). 假设岩石类型、降水和抬升速率均一, 对式(3)两边积分可以得到

$$Z = Z(x_0) + \left(\frac{U}{KA_0^m}\right)^{\frac{1}{n}} \chi, \tag{6}$$

$$\chi = \int_{x_0}^{x} \left(\frac{A_0}{A}\right)^{\theta} \mathrm{d}x, \tag{7}$$

其中$Z(x_0)$是河流出水口高程, K是侵蚀系数, 是与岩性强度、降水以及河道形态有关的常数, θ是凹曲度. 通常设$A_0 = 1\mathrm{m}^2$(Willett等, 2014). 由于$Z(x_0)$的选择会显著影响χ的计算结果, 所以在对比分水岭两侧河流χ值时, 理想情况下应保证所有河流的$Z(x_0)$一致; 如果不一致, 有三种解决方法: (1) 选一个定值作为$Z(x_0)$; (2) 用每条河流真实的$Z(x_0)$; (3) 以基岩河道向冲积河道转折点作为$Z(x_0)$(Forte和Whipple, 2018). 由于河流R29和R51的出水口高程相差大, 对χ结果有影响显著, 我们没有计算HY4西侧支流的χ值(R51~R58)

4　结果

4.1　流域形态地貌指数

4.1.1　归一化陡峭指数(k_{sn})

研究区归一化陡峭指数值分布在19~120$\mathrm{m}^{0.9}$之间. 陡峭指数的流域面积加权平均值显示, 流域HY2(92$\mathrm{m}^{0.9}$)>HY1(72$\mathrm{m}^{0.9}$)>HY3(54$\mathrm{m}^{0.9}$)>HY4(45$\mathrm{m}^{0.9}$)(图5). 其中陡峭指数值最高(>80$\mathrm{m}^{0.9}$)的支流主要分布在HY2流域, 其次分布在HY1流域和HY4流域东侧流向发生大幅度偏转的支流(>60$\mathrm{m}^{0.9}$); 而HY4流域西侧及HY3流域较短的支流陡峭指数最低(<40$\mathrm{m}^{0.9}$)(图5).

4.1.2　裂点

通过流域面积-坡度双对数法(Kirby和Whipple, 2012)以及目视解译法, 在河流纵剖面上提取了一系列的河流裂点. 其中R2、R4、R29和R66支流发育了落差达80m的大型坡断型裂点(图5和6), 其他裂点在河流纵剖面上并不十分显著, 但都可以很容易通过流域面积-坡降双对数法识别, 并得到了野外验证. 根据裂点的位置、形态以及区域地质, 我们将这些裂点分为构造裂点、袭夺裂点和岩性裂点三种类型(图5)(下文详述).

4.2　流域坡度(S)及河谷宽高比(V_F)

河谷宽高比被广泛用来推测区域构造抬升速率(如Bull和McFadden, 1977; Cuong和Zuchiewicz, 2001). 本文将V_F>1的河谷定义为宽谷, 其他的为峡谷(V型谷). 峡谷通常分布在山区, 而宽谷常在盆地和山麓地带发育(图7); 流域坡度也有着相似的分布特征, 即山区通常坡度较高(>30°)且发育峡谷(V_F<1), 山间盆地及冲积扇等区域坡度较低、发育宽谷(V_F>1)(图7).

高坡度峡谷区并不总是与山体对应(图7和8), 如在米家山山外北侧R2、R4、R29和R66四个流域落差达80m的裂点发育的区域, 坡度高、峡谷发育(图7). 在HY1流域的一些支流的中游发育长约10km宽1~2km宽谷, 这些宽谷往上下游逐渐变窄, 最终发育陡峭的峡谷(图7和8). 从河源到河口, 这些河流形成了一系列峡谷-宽谷相间分布的河谷地貌(图7和8).

4.3　χ值分析结果

χ-map结果显示, 老虎山北侧发育的支流的χ值小

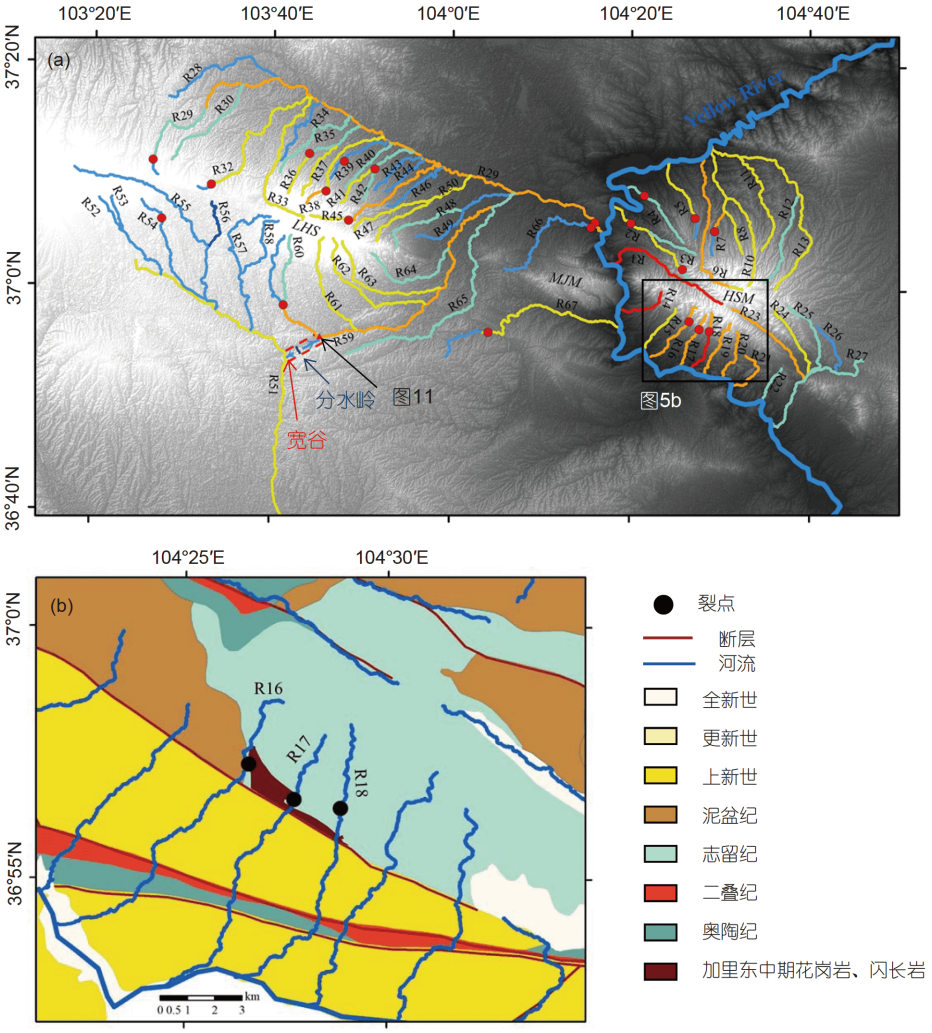

图 5　(a) 河流陡峭指数(k_{sn})及裂点分布图; (b) R16~R19流域岩性、断层与裂点的分布图

其中河流R51与R59之间存在与现今河流不相称的宽阔谷地. 注意裂点和花岗岩出露的位置关系. LHS: 老虎山; MJS: 米家山; HSS: 哈思山

于南侧支流, 哈思山北侧支流的χ值大于南侧(图9). χ值较小的河流将袭夺χ值较大的河流(Willett等, 2014), 即老虎山的分水岭将向南移动, 而哈思山的分水岭将向北移动(图9). 同时, 陡峭指数较高的河流往往具有较高的侵蚀速率(Snyder等, 2000; Kirby和Whipple, 2001; DiBiase等, 2010), 较陡一侧的山体必然会受到更强的侵蚀. 地形条带剖面显示, 老虎山北侧地形比南侧陡(图4), 而哈思山则是南侧比北侧陡(图4). 那么老虎山北侧的河流侵蚀强于南侧河流的侵蚀, 而哈思山南侧河流的侵蚀强于北侧河流的侵蚀; 这与χ值所反映的老虎山和哈思山两侧分水岭迁徙的趋势(图9)一致.

5　讨论

受海原断裂带左旋走滑挤压的影响, 发育了一系列盆-山构造体系; 研究区水系围绕其中的老虎山和哈思山形成了两个放射状水系(图8). 然而, 研究区部分宽谷出现在河流上游, 而峡谷出现在了河口(图8), 可见局部地貌特征并不总能直接用构造活动来解释. 其他因素(如岩性和侵蚀基准面)对不同空间尺度河流地貌也有重要的影响.

5.1　侵蚀基准面差异控制水系重组

我们的新数据表明, 正如Clark等(2004)和Miao等

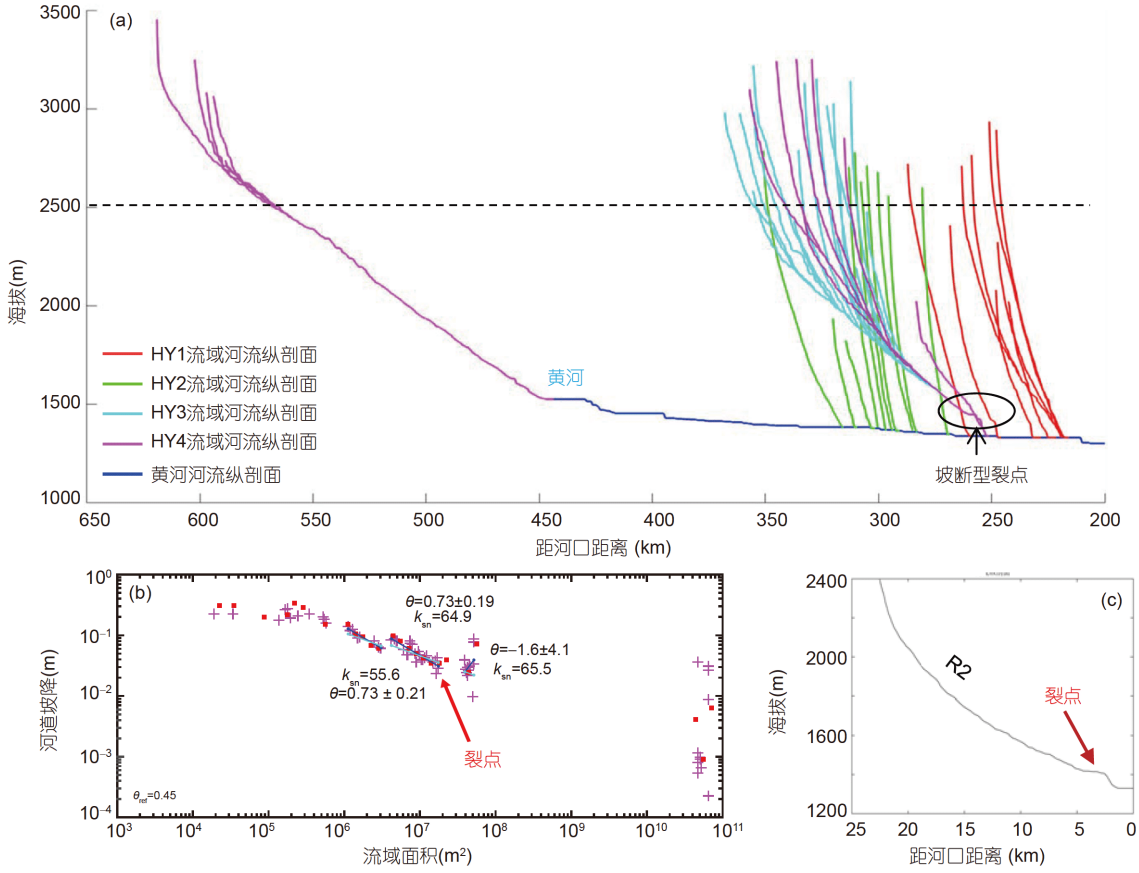

图 6　研究的67条河流纵剖面(a)、支流R2的坡度-流域面积双对数图(b)、支流R2河流纵剖面及裂点(c)

(a)中黑色空心圈内为坡断型裂点位置; (c)中位置见图3

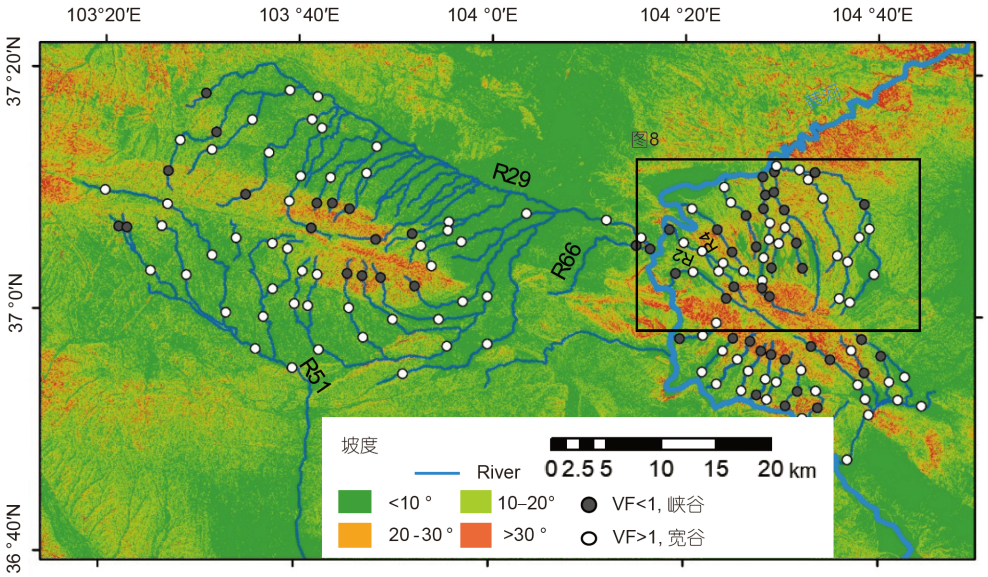

图 7　研究区坡度及河谷宽高比(V_F)指数分布图

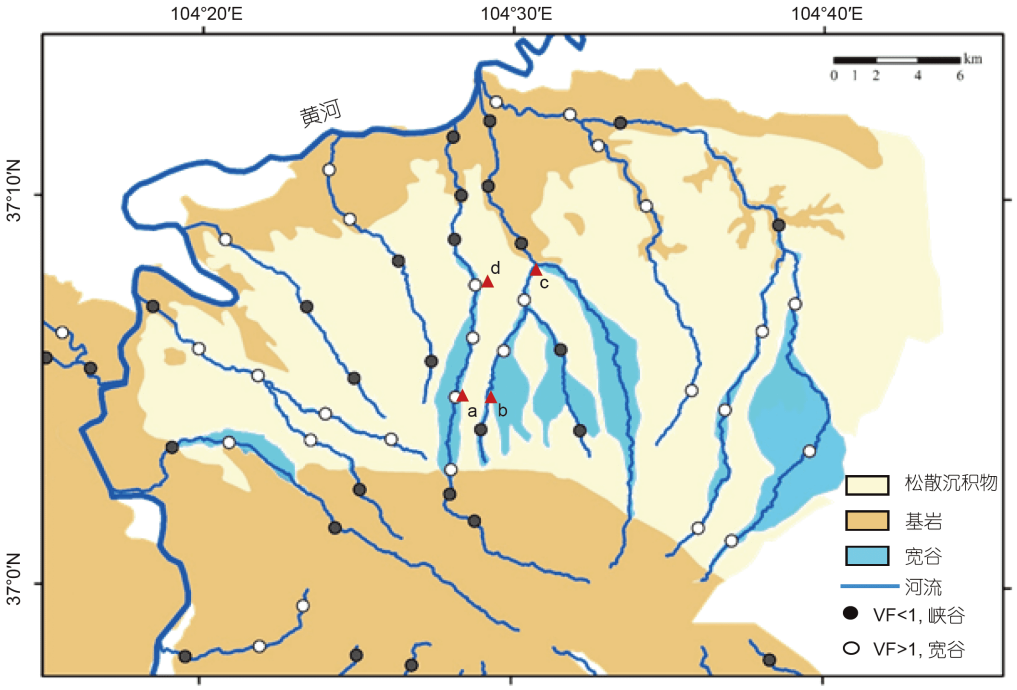

图 8　HY1流域宽谷和峡谷相间分布及其与岩性的关系

位置见图7, 淡黄色和棕色分别为第四纪松散堆积物和基岩分布范围(红色字母及三角形指示了图12中照片拍摄位置)

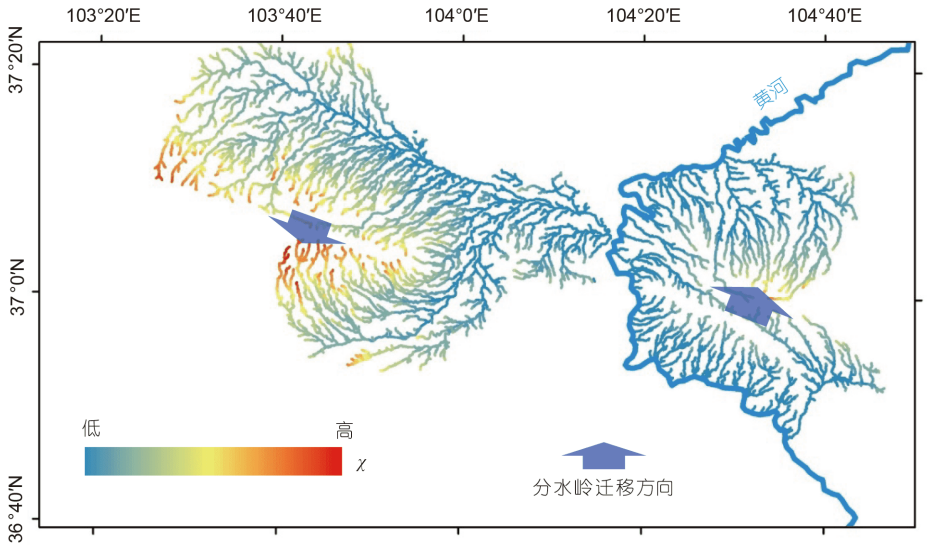

图 9　HY1、HY2、HY3流域和HY4东侧水系χ值分布

蓝色箭头指示了分水岭的迁移方向. 在ChiProfiler 1.0.0 和TopoToolbox version 2计算过程中, θ_{ref}取0.45

(2008)报道的一样，水系袭夺可能会形成倒勾状水系，或者导致河流流向发生大幅度的偏转. HY4流域东侧水系(R59~R64)流向发生了近180°的反转(由偏南流转为偏北流)，汇入支流R29后流入黄河(图3). 与HY4流域西侧水系相比，HY4东侧流域水系具有更高的坡度(图7)和陡峭指数(图5a)，表明其具有更高的侵蚀速率. 老虎山的南侧(HY4流域)岩性、构造以及气候没有明显的差异，此外该区域仅识别出三个河流裂点(图5a),



图 10　支流R51和R60之间的宽阔谷地和谷地中的局部分水岭

位置见图5a

可见HY4流域东西两侧陡峭指数的差异并非由构造活动、气候和岩性等因素引起. 我们推测HY4流域东侧水系较高的陡峭指数是由河流袭夺导致. 一系列水系袭夺事件发生后, 由于袭夺河流域面积增加, 流量增加, 侵蚀能力也随之增加, 而导致较高的陡峭指数; 反之, 被袭夺河由于流域面积的减少, 流量降低, 陡峭指数也较低, 这与前人河流袭夺研究结果一致(如Robl等, 2017; Whipple等, 2017; Seagren和Schoenbohm, 2019). 此外, 前人的研究也表明, 构造活动可能引起水系重组或者河流袭夺(如Clark等, 2004; Miao等, 2008; Seagren和Schoenbohm, 2019). 受次级断裂活动的影响, HY4流域南侧确实发育了与断层活动相关的山脊(图1和4), 这些山脊(如老虎山和哈思山)成为流域之间的分水岭, 使得水系分别向北和南流. 此外, 其他山脊的隆生可能也导致部分支流流向发生改变(如米家山的隆起导致R67流向由东北转为东流, 图5); 在这种情况下, 似乎只有流域面积较大、侵蚀能力较强的河流(如R51)才能切穿山脊, 保持原有的流向(图4和7). 但我们并不认为构造活动及其形成的挤压脊是HY4流域东侧水系(R59~R64)流向大幅度变化的主要原因. 理由如下: (1) 如果水系袭夺主要由南部隆起山脊的阻挡引起, 那么转向的支流(R59~R64)的侵蚀速率应该小于抬升速率, 山脊处河道会淤塞、河流比降降低而发生堆积(如Wang P等, 2014; Fu等, 2017); 但这与区域局部地形和陡峭指数分布特征相反(图1和5); (2) 如果隆升脊的阻挡迫使支流(R59~R64)流向发生转变, 则这些支流应该汇入更近、更短的河道R51, 而不是汇入更远的河道R29(图3); 这也与实际情况相悖; (3) 在支流R51和R59之间发育有宽阔谷地和马鞍形局部分水岭, 而这一谷地非现今局部短小的水系所能形成(图5a和图10), 可能指示了之前R59向西南方向汇入R51, 被袭夺之后流向发生了倒转; (4) 支流R59发育河流裂点, 通过裂点上游河段重建得到的R59古河道与R51河道有一段重合(图11); 这也证明了HY4东侧水系最先汇入R51, 被东侧水系袭夺后, 才转向东北汇入河流R29.

通过对比支流R51和R29流域局部侵蚀基准面, 发现R51在什川汇入黄河, 其入河口(局部侵蚀基准面)高程为1525m, 而R29在五佛盆地汇入黄河, 其入河口(局部侵蚀基准面)高程为1338m(图1和6a), 二者相差约190m(图6a和图11). 因此推测局部侵蚀基准面差异, 导致了上述两条支流侵蚀速率的差异和河流袭夺的发生. 这也与前人提出的侵蚀基准面的差异, 足以诱发水系袭夺的观点相吻合(如Jaiswara等, 2019; Seagren和Schoenbohm, 2019). 我们进一步推测, 袭夺过程仍在继续, 未来将进一步袭夺HY4流域西侧水系(图3).

此外, 相对于老虎山南侧, 其北侧地形更为陡峭(图4a), 支流陡峭指数也更高(图5a), 表明老虎山北侧的支流侵蚀速率高于南侧支流, 分水岭将向南迁移(图9). 总的来说, 由于侵蚀基准面的差异, 老虎山南侧水系被其北侧水系袭夺的同时, 其分水岭也在向南迁移.

5.2　受岩性差异影响形成的局部地貌特征

5.2.1　岩性控制河谷的宽度

在气候、岩性等外部因素一致的稳定地区, 通常在上游形成峡谷, 而在下游往往形成宽阔的山谷或冲积扇(Holbrook和Schumm, 1999). 然而在HY1流域, 自河源到河口, 发育了一系列峡谷(V_F<1)和宽谷(V_F>1)相间分布的河谷地貌(图8和12, 详见4.2章节). 这一区域广泛覆盖第四纪松散沉积物(黄土、冲洪积扇、崩积物等), 基岩在山区、河口及峡谷处出露. 其中在这些宽谷谷地中堆积有冲/洪积物及泥石流沉积, 而未发现有基岩出露(图8).

野外实地考察以及室内DEM、卫星影像分析, 均未发现宽阔谷地上游有风口、古河道以及河流阶地等

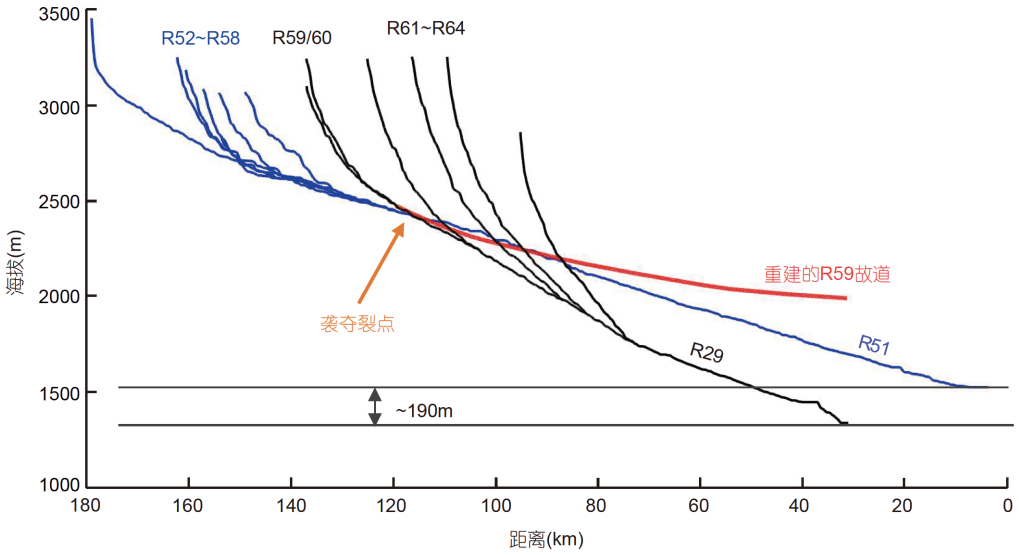

图 11　HY4流域支流R51~R64河流纵剖面及重建的R59古河道

蓝色实线为R51~R58的河流纵剖面(未被袭夺河流), 黑色实线为R61~R64的河流纵剖面(被袭夺河流, 最终汇入R29), 红色实线为重建的R59河流纵剖面, 灰色虚线指示了R29和R51河口(局部侵蚀基准面)的高程差190m

地貌发育. 因此, 这些宽阔的谷地并非由曾经的古大河侵蚀, 后因河道变迁, 而保留的宽阔谷地. 同时, 所有宽谷两侧均无新构造活动的迹象, 排除了宽谷的构造断陷成因. 此外, 如果是黄河下切导致局部侵蚀基准面下降, 导致裂点发育并溯源侵蚀, 破坏了裂点之下的宽阔谷地而形成峡谷, 那么裂点现今的位置应该位于宽谷下游终端, 而这与实际情况——自上游到下游宽谷-峡谷相间分布的地貌格局相悖(图8). 分析发现, 宽谷发育在第四纪松散沉积物(第四纪冲/崩积物、风成黄土、泥石流沉积等)覆盖范围内, 而宽谷的两端均出露基岩且河道显著变窄(图2和8). 因此我们认为岩性差异(抗侵蚀能力)是塑造HY1流域一系列峡谷(V_F<1)-宽谷(V_F>1)-峡谷(V_F<1)相间分布的主要原因. 当河流流经坚硬的基岩时, 能量主要用于下切; 而当河流流经软弱地层时, 河流很快达到平衡, 更多的能量用于侧向侵蚀、拓宽河谷(如Schanz和Montgomery, 2016). 此外, 河流在软弱地层(未胶结的沉积物)上的单向摆动(如Zhang等, 2014), 可能形成了现今顺直微弯的宽谷(Allen等, 2013; Zhang等, 2014). 因此, 峡谷-宽谷相间分布的河谷地貌特征应该主要受控于岩性差异.

5.2.2　断裂带上的岩性裂点

HY2流域共发育14条支流, 它们穿过了同一条曾在1920年海原大地震中活动的断裂(张培震等, 2003). 然而, 这一断裂之上却只有R16、R17和R18三条支流发育了河流裂点, 且这三个裂点都位于断裂带之上1km范围内(图5). 若裂点(R16~R19)是由当地侵蚀基准面的下降造成的, 那么所有支流都应该在相近的高度形成裂点(如Boulton, 2020); 然而研究区其他11条支流均未有裂点发育, 故排除了裂点的构造活动和侵蚀基准面下降的成因. 此外, 这三个裂点位置位于加里东期花岗岩的分布范围之内(图2和5b), 而其他支流均未流经有花岗岩分布的区域, 因此我们认为穿过活跃断裂带的支流R16、R17和R18发育的三个裂点为岩性裂点.

5.3　新构造活动控制下的大型坡断型裂点

在五佛盆地南侧(R2、R4、R29和R66河流纵剖面上)发育了落差达~80m的坡断型河流裂点(图6). 如果这4个裂点发育是黄河下切导致的局部侵蚀基准面下降的结果, 那么大多数支流都应该发育此类型裂点, 这与事实相悖. 虽然这4个裂点分布在岩性界面, 但其他支流在穿过相同的岩性界面却均未发育此类型裂点, 所以也排除了这4个裂点的岩性成因. 这4个裂点分布在米家山北侧; 而米家山一带流域坡度(S)高、河谷V_F指数低、峡谷发育(图1和5), 指示该地区新构造活动

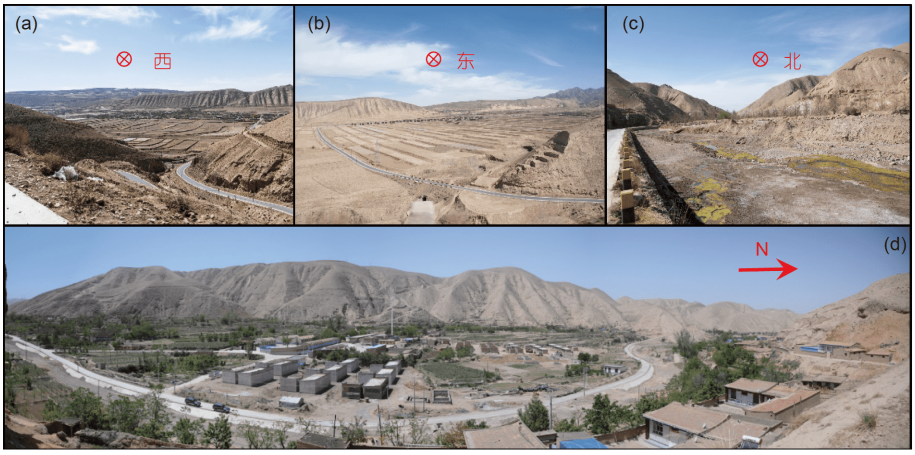

图 12　宽谷和峡谷地貌景观特征

(a)、(b)、(d)为宽谷, (c)为宽谷末端的峡谷. 位置见图8, 红色箭头指示照片拍摄方向

活跃, 这与最新的研究(如Su等, 2019)结果一致. 局部坡度的增加和河谷高宽比的降低(图7)以及R29下游弯曲度的增加都指示米家山抬升速率高于周边区域(如Holbrook和Schumm, 1999). 因此, 本文研究认为米家山北侧R2、R4、R29和R66河谷发育的4个坡断型河流裂点应该是由新构造活动引起. 此外, 在HY3流域的支流R36、R39和R41河谷也发育了三个裂点, 这三个裂点都位于同一条断层的延长线上(图2和5); 由于被第四纪沉积物覆盖、下伏地形不明, 缺少更多的证据, 仅能推测其可能也为构造裂点.

5.4　由不稳定平行状水系向稳定树枝状水系演化过程

HY3流域支流长短不一, 整体上呈现为平行状水系(图3), 其流域主体位于第四纪冲积物之上(除了支流源头), 其地形自西向东相对均一(图1和3). 然而, 这一流域的陡峭指数变化较大, 分布在20~80m$^{0.9}$; 其中较短支流陡峭指数较低(20~60m$^{0.9}$), 而较长支流陡峭指数较高(60~80m$^{0.9}$, 甚至>80m$^{0.9}$)(图5), 即发源于山区的河流k_{sn}较高, 而发源于山麓的河流k_{sn}较低(图5). k_{sn}不均一的分布特征表明水系正由不稳定的平行状水系向稳定的树枝状水系过渡(图3). 陡峭指数的不同表明流域间侵蚀速率不同, 而高陡峭指数意味着侵蚀能力强(如Kirby和Whipple, 2012), 所以相对于较短支流, 长支流(k_{sn}值高)具有更高的侵蚀速率. 因此, 平行状水系中的长支流会不断袭夺周围的短支流, 从而变得更长, 获得更大的流域面积以及更强的侵蚀能力, 从而形成正反馈效应(如Whipple等, 2017). 最终, 长支流将会变得更长更大, 而短支流将会变得更短更小, 水系将由不稳定的平行状水系演化到稳定的树枝状水系.

6　结论

在青藏高原东北部海源断裂带和黄河交汇区域, 构造活动活跃, 侵蚀基准面以及岩性的差异在不同空间尺度对水系重组和特定的河流地貌发育有重要作用. 首先, 老虎山东南侧支流并没有以更短路径向南流入黄河, 而是由近南改变为近北流向注入黄河, 而水系流向的改变是由于支流汇入黄河的局部侵蚀基准面的高差(~190m)导致的水系袭夺与重组而引起的. 其次, 岩性差异导致了一系列峡谷-宽谷相间交替分布的河谷地貌. 此外, 陡峭指数较高、侵蚀能力较强的长支流袭夺陡峭指数低、侵蚀能力相对较弱的短支流, 从而增加其流域面积而进一步增加侵蚀能力, 这一正反馈过程可能会使得研究区不稳定的平行状水系逐渐转变为稳定的树枝状水系.

参考文献

宋方敏, 朱世龙, 汪一鹏, 邓起东, 张维岐. 1983. 1920年海原地震中的最大水平位移及西华山北缘断裂地震重复率的估计. 地震地质, 5: 29–39

邓起东, 张维岐, 张培震, 焦德成, 宋方敏. 1989. 海原走滑断裂带及其尾端挤压构造. 地震地质, 11: 1–14

张培震, 闵伟, 邓起东, 毛凤英. 2003. 海原活动断裂带的古地震与强

震复发规律. 中国科学D辑: 地球科学, 33: 705–713

Allen G H, Barnes J B, Pavelsky T M, Kirby E. 2013. Lithologic and tectonic controls on bedrock channel form at the northwest Himalayan front. J Geophys Res Earth Surf, 118: 1806–1825

Baumann S, Robl J, Prasicek G, Salcher B, Keil M. 2018. The effects of lithology and base level on topography in the northern alpine foreland. Geomorphology, 313: 13–26

Bender A M, Lease R O, Corbett L B, Bierman P, Caffee M W. 2018. Ongoing bedrock incision of the Fortymile River driven by Pliocene-Pleistocene Yukon River capture, eastern Alaska, USA, and Yukon, Canada. Geology, 46: 635–638

Boulton S J. 2020. Geomorphic response to differential uplift: River long profiles and knickpoints from guadalcanal and Makira (Solomon Islands). Front Earth Sci, 8: 1–23

Bridgland D, Westaway R. 2008. Climatically controlled river terrace staircases: A worldwide Quaternary phenomenon. Geomorphology, 98: 285–315

Bull W B, McFadden L D. 1977. Tectonic geomorphology north and south of the Garlock Fault, California. In: Proceedings of the 8th Annual Geomorphology Symposium, Geomorphology in Arid Regions. Binghamton: State University of New York. 115–138

Bursztyn N, Pederson J L, Tressler C, Mackley R D, Mitchell K J. 2015. Rock strength along a fluvial transect of the Colorado Plateau—quantifying a fundamental control on geomorphology. Earth Planet Sci Lett, 429: 90–100

Cavalié O, Lasserre C, Doin M P, Peltzer G, Sun J, Xu X, Shen Z K. 2008. Measurement of interseismic strain across the Haiyuan fault (Gansu, China), by InSAR. Earth Planet Sci Lett, 275: 246–257

Cederbom C E, Sinclair H D, Schlunegger F, Rahn M K. 2004. Climate-induced rebound and exhumation of the European Alps. Geology, 32: 709

Champagnac J D, Molnar P, Sue C, Herman F. 2012. Tectonics, climate, and mountain topography. J Geophys Res, 117: B02403

Chen S, Michaelides K, Grieve S W D, Singer M B. 2019. Aridity is expressed in river topography globally. Nature, 573: 573–577

Clark M K, Schoenbohm L M, Royden L H, Whipple K X, Burchfiel B C, Zhang X, Tang W, Wang E, Chen L. 2004. Surface uplift, tectonics, and erosion of eastern Tibet from large-scale drainage patterns. Tectonics, 23: TC1006

Cuong N Q, Zuchiewicz W A. 2001. Morphotectonic properties of the Lo River Fault near Tam Dao in North Vietnam. Nat Hazards Earth Syst Sci, 1: 15–22

Davis W M. 1903. The stream contest along the Blue Ridge. Geol Soc Philadephia Bull, 3: 213–244

DiBiase R A, Denn A R, Bierman P R, Kirby E, West N, Hidy A J. 2018a. Stratigraphic control of landscape response to base-level fall, Young Womans Creek, Pennsylvania, USA. Earth Planet Sci Lett, 504: 163–173

DiBiase R A, Rossi M W, Neely A B. 2018b. Fracture density and grain size controls on the relief structure of bedrock landscapes. Geology, 46: 399–402

DiBiase R A, Whipple K X, Heimsath A M, Ouimet W B. 2010. Landscape form and millennial erosion rates in the San Gabriel Mountains, CA. Earth Planet Sci Lett, 289: 134–144

DiBiase R A, Whipple K X, Lamb M P, Heimsath A M. 2015. The role of waterfalls and knickzones in controlling the style and pace of landscape adjustment in the western San Gabriel Mountains, California. Geol Soc Am Bull, 127: 539–559

Egholm D L, Knudsen M F, Sandiford M. 2013. Lifespan of mountain ranges scaled by feedbacks between landsliding and erosion by rivers. Nature, 498: 475–478

Flint J J. 1974. Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge. Water Resour Res, 10: 969–973

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, Yanites B J, Whipple K X. 2016. Complexities of landscape evolution during incision through layered stratigraphy with contrasts in rock strength. Earth Surf Process Landforms, 41: 1736–1757

Fu X, Li S, Li B, Fu B. 2017. A fluvial terrace record of late Quaternary folding rate of the Anjihai anticline in the northern piedmont of Tian Shan, China. Geomorphology, 278: 91–104

Gallen S F, Wegmann K W, 2017. ChiProfiler: ChiProfiler version 1.0.0. Available at: https://github.com/sfgallen/ChiProfiler

Giachetta E, Willett S D. 2018. Effects of river capture and sediment flux on the evolution of plateaus: Insights from numerical modeling and river profile analysis in the upper blue Nile catchment. J Geophys Res Earth Surf, 123: 1187–1217

Holbrook J, Schumm S A. 1999. Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation: A brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancient settings. Tectonophysics, 305: 287–306

Howard A D, Kerby G. 1983. Channel changes in badlands. Geol Soc Am Bull, 94: 739–752

Jaiswara N K, Pandey P, Pandey A K. 2019. Mio-Pliocene piracy, relict landscape and drainage reorganization in the Namcha Barwa syntaxis zone of eastern Himalaya. Sci Rep, 9: 17585

Jansen J D, Codilean A T, Bishop P, Hoey T B. 2010. Scale dependence of lithological control on topography: Bedrock channel geometry and catchment morphometry in western Scotland. J Geol, 118: 223–246

Jolivet R, Lasserre C, Doin M P, Guillaso S, Peltzer G, Dailu R, Sun J, Shen Z K, Xu X. 2012. Shallow creep on the Haiyuan Fault (Gansu,

China) revealed by SAR Interferometry. J Geophys Res, 117: B06401

Kirby E, Whipple K X. 2012. Expression of active tectonics in erosional landscapes. J Struct Geol, 44: 54–75

Kirby E, Whipple K X. 2001. Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis. Geology, 29: 415–418

Liro M. 2017. Dam-induced base-level rise effects on the gravel-bed channel planform. Catena, 153: 143–156

Liu-Zeng J, Shao Y, Klinger Y, Xie K, Yuan D, Lei Z. 2015. Variability in magnitude of paleoearthquakes revealed by trenching and historical records, along the Haiyuan Fault, China. J Geophys Res Solid Earth, 120: 8304–8333

Malatesta L C, Avouac J. 2018. Contrasting river incision in north and south Tian Shan piedmonts due to variable glacial imprint in mountain valleys. Geology, 46: 659–662

Marshall J A, Roering J J. 2014. Diagenetic variation in the Oregon Coast Range: Implications for rock strength, soil production, hillslope form, and landscape evolution. J Geophys Res Earth Surf, 119: 1395–1417

Miao X, Lu H, Li Z, Cao G. 2008. Paleocurrent and fabric analyses of the imbricated fluvial gravel deposits in Huangshui Valley, the northeastern Tibetan Plateau, China. Geomorphology, 99: 433–442

Montgomery D R. 2001. Slope distributions, threshold hillslopes, and steady-state topography. Am J Sci, 301: 432–454

Montgomery D R, Brandon M T. 2002. Topographic controls on erosion rates in tectonically active mountain ranges. Earth Planet Sci Lett, 201: 481–489

Pan B, Su H, Hu Z, Hu X, Gao H, Li J, Kirby E. 2009. Evaluating the role of climate and tectonics during non-steady incision of the Yellow River: Evidence from a 1.24Ma terrace record near Lanzhou, China. Quat Sci Rev, 28: 3281–3290

Perron J T, Royden L. 2013. An integral approach to bedrock river profile analysis. Earth Surf Process Landforms, 38: 570–576

Peters G, Van Balen R T. 2007. Tectonic geomorphology of the northern Upper Rhine Graben, Germany. Glob Planet Change, 58: 310–334

Robl J, Heberer B, Prasicek G, Neubauer F, Hergarten S. 2017. The topography of a continental indenter: The interplay between crustal deformation, erosion, and base level changes in the eastern Southern Alps. J Geophys Res Earth Surf, 122: 310–334

Royden L, Perron J T. 2013. Solutions of the stream power equation and application to the evolution of river longitudinal profiles. J Geophys Res Earth Surf, 118: 497–518

Schanz S A, Montgomery D R. 2016. Lithologic controls on valley width and strath terrace formation. Geomorphology, 258: 58–68

Schoenbohm L M, Whipple K X, Burchfiel B C, Chen L. 2004. Geomorphic constraints on surface uplift, exhumation, and plateau growth in the Red River region, Yunnan Province, China. Geol Soc Am Bull, 116: 895–909

Schwanghart W, Scherler D. 2014. TopoToolbox 2-MATLAB-based software for topographic analysis and modeling in Earth surface sciences. Earth Surf Dynam, 2: 1–7

Seagren E G, Schoenbohm L M. 2019. Base level and lithologic control of drainage reorganization in the sierra de las planchadas, NW Argentina. J Geophys Res Earth Surf, 124: 1516–1539

Snyder N P, Whipple K X, Tucker G E, Merritts D J. 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

Su Q, Ren Z, Zhang H, Zhang P, Manopkawee P. 2019. The role of the Haiyuan Fault in accelerating incision rate of the Yellow River at the Mijia Shan Area, northeastern Tibetan Plateau, as revealed by *in-situ* ^{10}Be dating. J Asian Earth Sci, 179: 276–286

Tapponnier P, Xu Z Q, Roger F, Meyer B, Arnaud N, Wittlinger G, Yang J S. 2001. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau. Science, 294: 1671–1677

Vandenberghe J. 1995. Timescales, climate and river development. Quat Sci Rev, 14: 631–638

Vandenberghe J. 2015. River terraces as a response to climatic forcing: Formation processes, sedimentary characteristics and sites for human occupation. Quat Int, 370: 3–11

Vandenberghe J, Wang X, Lu H. 2011. Differential impact of small-scaled tectonic movements on fluvial morphology and sedimentology (the Huang Shui catchment, NE Tibet Plateau). Geomorphology, 134: 171–185

Wang P, Scherler D, Liu-Zeng J, Mey J, Avouac J P, Zhang Y, Shi D. 2014. Tectonic control of Yarlung Tsangpo Gorge revealed by a buried canyon in Southern Tibet. Science, 346: 978–981

Wang X, Van Balen R, Yi S, Vandenberghe J, Lu H. 2014. Differential tectonic movements in the confluence area of the Huang Shui and Huang He rivers (Yellow River), NE Tibetan Plateau, as inferred from fluvial terrace positions. Boreas, 43: 469–484

Wang X, Vandenberghe D, Yi S, Vandenberghe J, Lu H, Van Balen R, Van den Haute P. 2013. Late Quaternary paleoclimatic and geomorphological evolution at the interface between the Menyuan basin and the Qilian Mountains, northeastern Tibetan Plateau. Quat Res, 80: 534–544

Wang X, Vandenberghe J, Lu H, Van Balen R. 2017. Climatic and tectonic controls on the fluvial morphology of the Northeastern Tibetan Plateau (China). J Geogr Sci, 27: 1325–1340

Wang X, Vandenberghe J, Yi S, Van Balen R, Lu H. 2015. Climate-dependent fluvial architecture and processes on a suborbital

timescale in areas of rapid tectonic uplift: An example from the NE Tibetan Plateau. Glob Planet Change, 133: 318–329

Whipple K X. 2004. Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. Annu Rev Earth Planet Sci, 32: 151–185

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, Forte A M, DiBiase R A, Gasparini N M, Ouimet W B. 2017. Timescales of landscape response to divide migration and drainage capture: Implications for the role of divide mobility in landscape evolution. J Geophys Res Earth Surf, 122: 248–273

Whittaker A C. 2012. How do landscapes record tectonics and climate? Lithosphere, 4: 160–164

Willett S D, Brandon M T. 2002. On steady states in mountain belts. Geology, 30: 175–178

Willett S D, McCoy S W, Perron J T, Goren L, Chen C Y. 2014. Dynamic reorganization of river basins. Science, 343: 1248765

Wobus C, Whipple K X, Kirby E. 2006. Tectonics from topography: Procedures, promise, and pitfalls. Geol Soc Am Bull, 398: 55–74

Yang R, Willett S D, Goren L. 2015. *In situ* low-relief landscape formation as a result of river network disruption. Nature, 520: 526–529

Zhang H, Kirby E, Pitlick J, Anderson R S, Zhang P. 2017. Characterizing the transient geomorphic response to base-level fall in the northeastern Tibetan Plateau. J Geophys Res Earth Surf, 122: 546–572

Zhang K, Ma Z, Grapes R, Peng Z. 2014. Asymmetrical river valleys in response to tectonic tilting and strike-slip faulting, northeast margin of Tibetan Plateau. Earth Surf Process Landforms, 39: 1642–1650

Zheng W, Zhang P, He W, Yuan D, Shao Y, Zheng D, Ge W, Min W. 2013. Transformation of displacement between strike-slip and crustal shortening in the northern margin of the Tibetan Plateau: Evidence from decadal GPS measurements and late Quaternary slip rates on faults. Tectonophysics, 584: 267–280

(责任编委: 张家富)