

青藏高原东北缘清水河流域地貌特征及其构造意义

王 阳,周小虎,史小辉,黄 琪,刘禄山

西北大学 地质学系/大陆动力学国家重点实验室,西安 710069

[摘要] 新生代以来,受印度板块与欧亚板块剧烈碰撞汇聚的影响,青藏高原快速隆起,其构造变形不断向东北扩展、挤出,造就了清水河流域及其周缘独特的构造地貌格局。通过对清水河流域构造地貌的研究,可以揭示新生代晚期以来青藏高原东北缘变形机制和地貌演化过程。本文基于 30 m 分辨率 DEM 数据,利用 ArcGIS 10.2 软件对清水河流域地貌参数进行提取,精确计算了 22 条子流域的河长坡降指标(SL)及 Hack 剖面、面积-高程积分(HI)、流域不对称度(AF)以及盆地延伸率(Re)这 4 种地貌形态指数,定量获取了清水河流域的地貌形态特征,再结合 4 个参数求得各子流域的相对活动构造指数(Iat),对研究区的相对构造活动性程度进行分析。得到以下结论:(1)研究区 SL 值分布在 70.1~353.9 之间,表明整个流域内构造活动性存在区域差异且整体活动变形程度较高;(2)受海原断裂带和香山-天景山断裂带的影响,研究区西岸流域 HI 和 AF 指数的平均值大于东岸, Re 指数的平均值小于东岸,表明西岸构造活动性大于东岸;(3)研究区相对活动构造指数(Iat)处于第一、二级的面积达到 80%,主要分布在西岸,表明整个流域的构造活动性强烈,且展现由东向西活动性逐渐增强的趋势。同时结合相关地质资料综合评估流域构造活动状态,并据此对河流发育阶段以及构造运动进行分析。

[关键词] 青藏高原东北缘;新生代;DEM;构造地貌;相对活动性

[分类号] P546;P931

[文献标志码] A

Geomorphic features of the Qingshui River Basin and their significance for the northeastern margin of the Qinghai-Tibet Plateau

WANG Yang, ZHOU Xiaohu, SHI Xiaohui, HUANG Qi, LIU Lushan

State Key Laboratory of Continental Dynamics, Department of Geology, Northwest University, Xi'an 710069, China

Abstract: Since the Cenozoic era, the Tibetan Plateau has risen rapidly under the influence of intense collisions and convergence between the Indian Plate and the Eurasian Plate. Its tectonic deformation has continued to expand and extrude to the northeast to create a unique tectonic geomorphological pattern of the Qingshuihe River Basin and surrounding areas. Research on the tectonic geomorphology

[收稿日期] 2023-05-10。

[基金项目] 国家自然科学基金面上项目(42272266)。

[第一作者] 王阳(1996—),男,硕士研究生,研究方向:构造地貌,E-mail:1527689641@qq.com。

[通信作者] 周小虎(1974—),男,副教授,研究方向:遥感地质与技术应用,E-mail:zhouxiaohu@nwu.edu.cn。

[引用格式] 王阳,周小虎,史小辉,等,2024. 青藏高原东北缘清水河流域地貌特征及其构造意义[J]. 成都理工大学学报(自然科学版),51(4):579-595.

Wang Y, Zhou X H, Shi X H, et al., 2024. Geomorphic features of the Qingshui River Basin and their significance for the northeastern margin of the Qinghai-Tibet Plateau[J]. Journal of Chengdu University of Technology (Science & Technology Edition), 51(4): 579-595.

of the Qingshuihe River Basin can reveal the mechanism of deformation and geomorphological evolution of the northeastern margin of the Tibetan Plateau since the late Cenozoic. In this study, we used DEM(digital elevation model) data at a resolution of 30 m with ArcGIS 10.2 software to extract the geomorphic parameters of the Qingshuihe River Basin. We accurately calculated the four geomorphologic indices of the stream length-gradient index (SL), Hack profile, hypsometric integral (HI), and the asymmetry factor (AF) and elongation ratio (Re) of the drainage basin to obtain its quantitative geomorphic characteristics. Following this, we obtained the index of relative active tectonics (Iat) of each sub-basin by combining these four parameters, and analyzed the degree of relative tectonic activity in the study area. The following conclusions were obtained: (1) The distribution of SL values in the study area ranged from 70.1 to 353.9, indicating that there were regional differences in structural activity, and large deformations were observed throughout the basin. (2) Under the influence of the Haiyuan fault zone and Xiangshan-Tianjingshan fault zone, the average values of the HI and AF indices in the west bank of the basin were higher than those in its east bank, while the average value of Re was lower than that in the east bank. This suggests that tectonic activity in the west bank was more intense than in the east bank. (3) The index of relative active tectonics (Iat) of the study area was of the first and second orders, 80% of which was distributed in the west bank. This indicates that tectonic activity was strong in the entire basin, and gradually increased from east to west. Furthermore, we used the relevant geological data to comprehensively assess tectonic activity in the basin, and used it to analyze the development of the river and tectonic movement.

Key words: northeastern margin of Qinghai-Tibet Plateau; Cenozoic; DEM; tectonic landforms; relative activity

目前,众多学者围绕青藏高原东北缘隆升机制和变形模式提出了多种动力学模型,基本上可以归为 2 类,一种认为青藏高原是以沿大断裂走滑和刚性块体的横移为主要运动方式,其变形集中在块体边界的断裂带上,以非连续变形为主要特征(Molnar and Tapponnier, 1975; Tapponnier et al., 1982, 2001);另一种认为岩石圈下部的黏塑性流变推动着上部的脆性地块发生相对运动,以连续变形为主要特征(Houseman and England, 1986; England and Molnar, 1990, 1997; Holt et al., 2000; Zhang et al., 2004; Royden et al., 2008)。产生以上争议的主要原因是对于青藏高原东北缘构造活动研究的深度和精度不够。通过对研究区构造地貌的研究,可反演青藏高原东北缘的运动特征、构造活动速率及其演化模式。

流域地貌参数作为一种量化描述新构造运动对区域地貌影响的表达方式,能够在一定程度上量化揭示新构造活动的相关信息(韩慕康, 1992; Székely, 2001; 王岸和王国灿, 2005; Makrari et al., 2022; 邢宇堃等, 2023)。本文利用 ArcGIS(地理信息系统)和 DEM(数字高程模型),在

流域及水系分析的基础上,提取统计了清水河流域 22 条子流域的河长坡降指标(SL)、面积-高程积分(HI)、流域不对称度(AF)以及盆地延伸率(Re),系统分析了各流域指标的区域分异性,最终综合评价清水河流域相对构造活动的活动性等级(Iat)。为探讨青藏高原东北缘新生代晚期的变形机制提供了科学依据。

1 区域地质背景

新生代以来,受印度板块与欧亚板块剧烈碰撞汇聚的影响,青藏高原快速隆起,其构造变形不断向北东扩展、挤出,形成了今天的清水河流域及其周缘的构造地貌格局(Harrison et al., 1992; 陈刚等, 2007; Zhou et al., 2022)(图 1)。受阿拉善地块和鄂尔多斯地块刚性体的阻挡,青藏高原东北缘发生左旋扭动,产生了宁南旋卷构造,并形成了一系列弧形构造带和次级地块,主要由海原断裂(HF)、香山—天景山断层(X-TF)、烟筒山断层(YF)及牛首山—罗山断层(N-LF)4 条弧形断裂带以及被其所切割、夹持于其间的南华山—六盘山地块、香山—天景山地块、烟筒山—牛首山地块

组成。这些次级地块在中生代以来发生了 2 期显著的构造抬升运动,早期以强烈的左旋走滑运动或断裂逆冲为主,后期则转化为断裂的走滑运动(王伟涛等,2014;雷启云等,2016;Wang et al., 2021;Dong et al., 2022)。具体表现为,大约在 10 Ma,南华山—六盘山地块受青藏高原向东北方向扩张的推挤和香山—天景山地块的阻挡,导致海原断裂带发生逆冲运动;约在 5.4 Ma,香山—天景山地块受到南华山—六盘山地块持续的挤压作用,开始向东北运动,同时,南华山—六盘

山地块开始向阻碍作用较弱的东边运动,海原断裂带开始由逆冲作用转为左旋走滑运动,从而形成新的动态平衡;大约在 2.6 Ma,烟筒山—牛首山地块受到香山—天景山地块的持续推挤,发生褶皱变形并向东北方向运动,同时,香山—天景山地块向东运动。以此类推,相关地块发生和上一阶段相似的构造运动(王伟涛等,2013;施炜等,2013;Wang et al., 2013)。根据中国地震台网中心显示(<https://news.ceic.ac.cn/>),这一地区在构造断裂的控制下地震频繁发生。

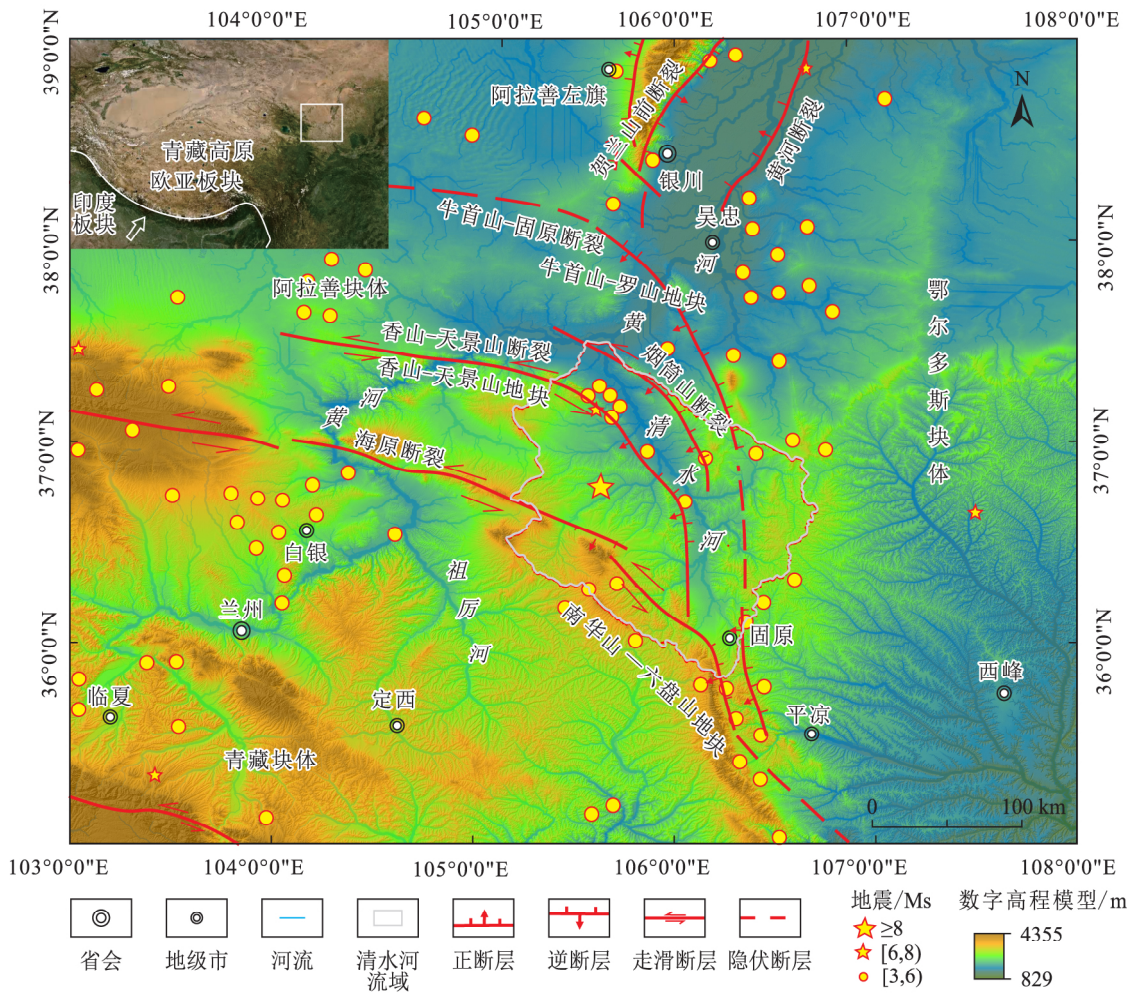


图 1 区域地貌和活动断层分布图
 Fig. 1 Distributions of regional geomorphology and active faults

清水河流域地处六盘山隆起区与其东麓沉积盆地的过渡位置,隆起区主要出露始新统寺口子组、渐新统清水营组、中新统红柳沟组 and 上新统干河沟组,缺失上白垩统和古新统。与下伏古生界地层呈平行不整合接触,与上覆第四系地层呈微

角度不整合接触。流域东侧盆地以第四纪更新世以来冲积扇相的松散砾石沉积物为主,并且地层厚度由东南向西北迅速减薄(王伟涛等,2014;马兆颖,2021)。整个流域内冲积扇相和河湖相沉积广泛分布,露头不好,如图 2 所示。

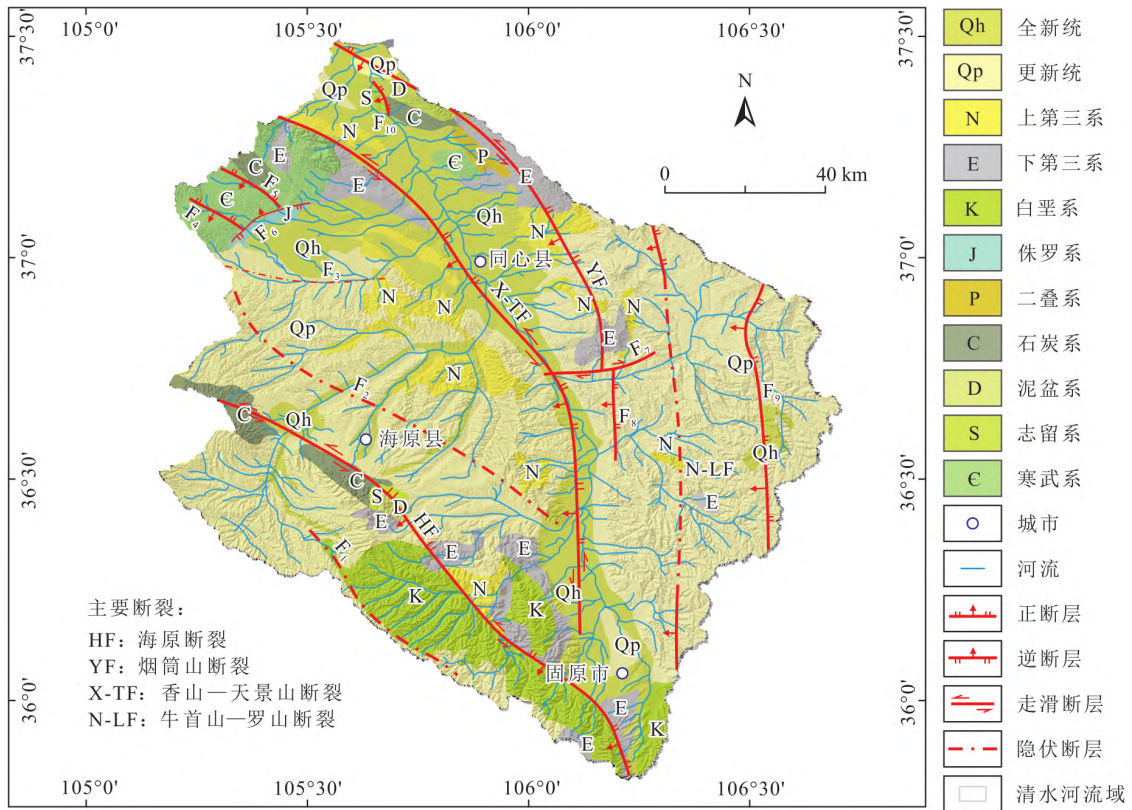


图 2 研究区的地质和断层分布图

Fig. 2 Map of the geology and fault distribution of the study area

2 研究方法

本文利用 ArcGIS 10.2 软件和 30 m 分辨率

的 ASTGTM DEM 数据提取统计了清水河流域 22 个子流域的流域地貌形态参数(表 1)和流域盆地(图 3), 并计算了 SL , HI , AF 和 Re 4 个地貌

表 1 各子流域地貌形态参数

Table 1 Geomorphological parameters of each sub-basin

编号	河名	长度/km	高程(高)/m	高程(低)/m	落差/m	面积/km ²	坡度/(°)
S1	冬至河	39.057	2006	1536	470	502.583	4.33
S2	后磨沟	19.735	1923	1507	416	50.626	7.59
S3	中河	68.821	2124	1461	663	1116.274	3.47
S4	苋麻河	57.858	2244	1458	786	770.831	4.89
S5	下淌河	18.665	1648	1422	226	69.211	4.36
S6	西河	116.330	2189	1332	857	3108.066	2.65
S7	沙沟	22.358	1453	1316	137	141.044	2.21
S8	金鸡儿河	81.202	2001	1280	721	1111.073	3.20
S9	破窑沟	34.173	1565	1283	282	130.641	2.97
S10	长沙河	70.508	1943	1264	679	592.100	3.48
S11	井沟	30.653	1662	1267	395	136.352	4.64
S12	小洪沟	19.194	1771	1251	520	60.466	9.80
S13	扬水沟	45.072	1794	1189	605	292.938	4.83
S14	长山头	25.424	1592	1268	324	175.324	4.59
S15	黑疙瘩沟	17.786	1610	1278	332	67.492	6.72
S16	骡子沟	29.007	1635	1303	332	200.550	4.12
S17	前沟	24.439	1599	1323	276	164.756	4.07
S18	麻子沟	24.687	1668	1328	340	214.125	4.96
S19	折死沟	96.865	1807	1392	415	1868.228	1.54
S20	双井沟	52.309	1798	1423	375	946.157	2.58
S21	五营沟	27.163	1830	1489	341	162.140	4.52
S22	杨达沟	21.841	1745	1543	202	204.875	3.33

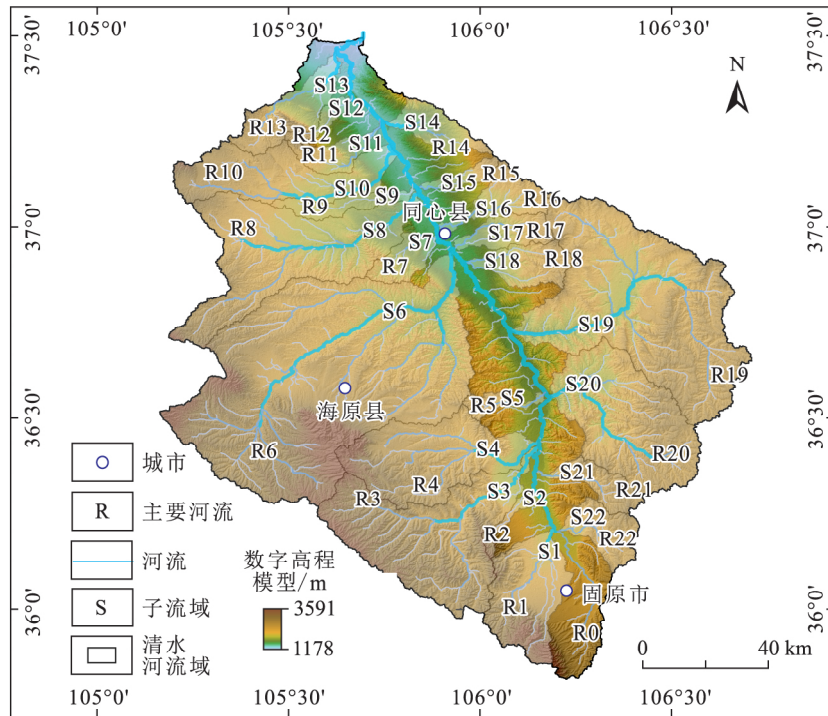


图 3 清水河流域河网图

Fig. 3 Map of the river network of the Qingshui River Basin

参数指标,再对上述 4 个参数的分级进行算数平均,求得各子流域的活动构造性指数 (I_{at})。系统分析了研究区各流域的构造活动性等级及强弱关系,进一步分析清水河流域新生代以来的构造变形特征。

2.1 河长坡降指标 (SL) 与 Hack 剖面

Hack(1973) 提出河长坡降指标 (SL),其对河流纵向剖面自然坡度的变化非常敏感,为比较不同规模的河流提供依据,常用于评价构造活动、岩性和气候对地形地貌的影响。方程式如下:

$$SL = \left(\frac{\Delta H}{\Delta L} \right) \times L \quad (1)$$

式中: ΔH 为单位河段的高程差; ΔL 为单位河段长度; $\Delta H/\Delta L$ 表示单位河段坡度; L 为河流源头到该单位河段中点的距离。

在不受构造活动影响的理想状态下,河道会形成一个平滑的凹纵剖面,一旦受到构造抬升或断裂影响,则会使河道的坡度产生突变。因此,河流受构造活动、岩性差异等影响产生的坡度变化会直观体现在 SL 值的大小上, SL 值越大,表明该区域构造活跃或该区的岩性具有较强的抗河流侵蚀能力,构造抬升速率大于侵蚀速率; SL 值越小,表明该区域构造活动较弱或所覆盖的基岩较软,抗侵蚀能力弱,侵蚀速率大于构造抬升速

率。因此, SL 值对流域地貌内构造活动的研究具有重要作用 (Kaushal et al., 2017)。此外,为了方便分析, SL 值也可用 Hack 剖面曲线的方法进行表示, Hack 剖面曲线是以河流高程为纵轴,以河源到某河段中点距离的对数为横轴进行绘制,其曲线形态可以直观地反映出河流纵剖面整体变化的趋势和特征。计算公式如下:

$$H = C - K \times \log L \quad (2)$$

式中: H 是河流纵剖面上某点的高程; L 是该点到河源的距离; C 是常数; K 值表示斜率,同时也代表均衡坡降指标 (Brookfield, 1998)。

由于 SL 值受河道长度的影响较大,为了更好地比较不同长度的河流,需利用均衡坡降指标 K 对 SL 值进行标准化,即 SL/K 指数。若忽略气候和岩性对河流地貌的影响, SL/K 值的大小往往与岩石隆升和侵蚀速率相关 (Pérez et al., 2009)。通常 SL/K 值的异常高值点指示的是河道中的裂点存在的部位 (Xue et al., 2017)。

研究表明, Hack 剖面 and SL 值可以综合反映出众多新构造信息。其对应关系主要表现为:当 Hack 剖面展现出上凸状态时, SL 值偏大,表明该流域存在区域差异隆升,流域高程不断变大;相反,当 Hack 剖面展现出下凹状态时, SL 值偏小,说明该流域受水流侵蚀作用更强,流域沉降

(Hack, 1975)。

借鉴前人的研究方法 (Hack, 1973, 1975; Brookfield, 1998; Kaushal et al., 2017), 本文将 SL 值按活动性由强到弱划分为 3 个等级: 第一级: $235 \leq SL < 355$, 第二级: $165 \leq SL < 235$, 第三级: $70 \leq SL < 165$ 。

2.2 面积-高程积分(HI)

面积-高程积分(HI)最早在 1947 年由 Langbein 提出 (Langbein, 1947), 用来反映流域地貌发育过程中隆升与侵蚀之间的关系, 计算公式如下:

$$HI = \frac{H_{\text{mean}} - H_{\text{min}}}{H_{\text{max}} - H_{\text{min}}} \quad (3)$$

式中: H_{mean} 为流域盆地内平均高程; H_{min} 为流域盆地内最小高程; H_{max} 为流域盆地内最大高程。

HI 曲线是指流域盆地相对高度 (h/H) 与相对面积 (a/A) 的比值, 其代表流域盆地在活动构造作用下受流水侵蚀的程度。面积-高程积分曲线是以 (h/H) 为纵轴、(a/A) 为横轴生成的曲线, 是一种以二维曲线架构描述地表三维体积残存率的地貌参数。其中, h 代表流域盆地内某一点的高程与最低高程的差值, H 代表整个流域的最大高差, a 为流域盆地某一高程以上的流域面积, A 为该流域盆地的总面积。HI 曲线下方的面积即面积-高程积分值。

根据前人总结的将 HI 值按流域构造活动性进行等级分类的方法 (Hamdouni et al., 2008; Pedrera et al., 2009; Faghih et al., 2015), 本文将所有子流域的 HI 值分为 3 个等级: 当 $HI \geq 0.46$ 时, 为第一级, 对应流域地貌处于演化的幼年期, 该时期流域受侵蚀程度弱, 受构造程度强, 区域迅速抬升, 积分曲线呈上凸形态; 当 $0.37 \leq HI < 0.46$ 时, 为第二级, 对应流域地貌处于演化的壮年期, 河流之间因构造抬升形成的高地被剥蚀, 构造活动性一般, 积分曲线一般呈 S 形; 当 $HI < 0.37$ 时, 为第三级, 对应流域地貌处于演化的老年期, 流域受侵蚀程度强烈, 构造活动性较弱, 地表控制因素从构造活动转变为水系侵蚀, 积分曲线呈下凹形。

2.3 流域不对称度(AF)

流域不对称度是指流域受构造活动作用发生抬升和掀斜的程度。其对水流方向的倾角变化非常敏感, 能间接反映近期地质构造活动 (Hamdouni et al., 2008)。计算公式为:

$$AF = 100 \frac{A_r}{A_t} \quad (4)$$

式中: A_r 表示流域内干流左侧(面向上游)的流域面积, A_t 表示流域的总面积。

该参数能直接反映出在岩性变化不大的情况下流域受构造影响的倾斜程度, 当 AF 值在 50 左右时, 表明该流域干流两侧面积相差不大, 受到构造抬升作用较弱, 当 AF 值远远小于或大于 50 时, 表明该流域干流两侧面积发育不对称, 抬升速率不同, 流域的左岸或右岸发生了明显的倾斜。

为方便比较, 前人提出以 $|AF - 50|$ 来划分流域的构造活动性 (Keller and Printer, 2002; Cheng et al., 2018; 段佳鑫, 2021), 并将其划分为 3 个等级: 当 $|AF - 50| \geq 15$ 时, 为第一级, 对应流域倾斜程度大、构造活动强烈; 当 $7 \leq |AF - 50| < 15$ 时, 为第二级, 对应流域倾斜程度一般、构造活动中等; 当 $|AF - 50| < 7$, 为第三级, 说明该流域未发生明显倾斜、构造活动较弱。

2.4 盆地延伸率(Re)

Canon (1976) 和 Ramirez-Herrera (1998) 提出使用盆地延伸率 (Re) 来描述流域盆地演化的形态, 将其定义为与流域盆地面积相等的圆的直径与流域最大长度的比值, 其计算公式为:

$$Re = 2 \times \frac{\sqrt{A/\pi}}{L_b} \quad (5)$$

式中: A 表示流域盆地的总面积; L_b 表示流域的最大长度。

一般情况下, 构造活跃地区的流域盆地形态多为长条状, 随着构造活动强度减弱或者停止以及地貌不断地发育, 流域盆地形状会由长条状逐渐向圆形演化。当盆地延伸率指数较低时, 对应该流域盆地所在区域构造活动性较强; 反之, 当盆地延伸率指数较高时, 对应该流域盆地所在区域的构造活动性较弱 (Hamdouni et al., 2008)。

参照前人的分类方法 (Strahler, 1964; Bull and McFadden, 1977; Cuong and Zuchiewicz, 2001), 本文将 Re 值按照流域的构造活动性强弱划分为 3 个等级: 当 $Re < 0.5$ 时, 为第一级, 对应流域盆地形状为长条形, 流域内构造活跃; 当 $0.5 \leq Re < 0.75$ 时, 为第二级, 对应流域盆地所在区域构造活动中等; 当 $Re \geq 0.75$ 时, 为第三级, 对应该流域盆地形状接近圆形, 构造活动较弱。

2.5 相对构造活动性程度(Iat)

相对构造活动性程度是通过将多个地貌参数的活动性等级进行算术平均求得, 对其进行等级划分, 可求得对应流域盆地的相对构造活动等级。

其计算公式为:

$$I_{at} = \frac{I_{SL} + I_{AF} + I_{HI} + I_{Re}}{4} \quad (6)$$

式中: I 代表的是各流域地貌参数的活动性等级。

由于每个地貌参数所指示的意义不同,故对区域构造活跃程度的判定存在一定的差异。因此,利用多个参数对流域盆地相对构造活动性程度进行分析,可以有效消除这些差异。

I_{at} 最早是由 Hamdouni et al. (2008) 在对西班牙内华达山脉进行活动构造评价时提出。从当时的研究结果来看,该方法对区域活动构造强弱具有较好的指导作用。

根据前人对 I_{at} 值的分级标准(Hamdouni et al., 2008; Figueroa and Knott, 2010; Faghih et al., 2015; Shi et al., 2020), 本文将 I_{at} 值按活动

性等级分为 4 个等级:当 $1.0 \leq I_{at} < 1.5$ 时,为第一级,构造活动程度高;当 $1.5 \leq I_{at} < 2.0$ 时,为第二级,构造活动程度较高;当 $2.0 \leq I_{at} < 2.5$ 时,为第三级,构造活动程度中等;当 $2.5 \leq I_{at} < 3$ 时,为第四级,构造活动程度较弱。

3 结果

3.1 河长坡降指数(SL)与 Hack 剖面

根据图 4 和图 5 可以发现,在 Hack 剖面中出现了裂点(SL/K)的异常点。这些异常点的出现主要受构造活动、岩性差异和气候等因素影响。研究区 22 条子流域的 SL 值分布在 70.1~353.9 之间,所有子流域的 Hack 剖面均表现出向上凸起的形态(图 4、图 5),这表明清水河流域受构造

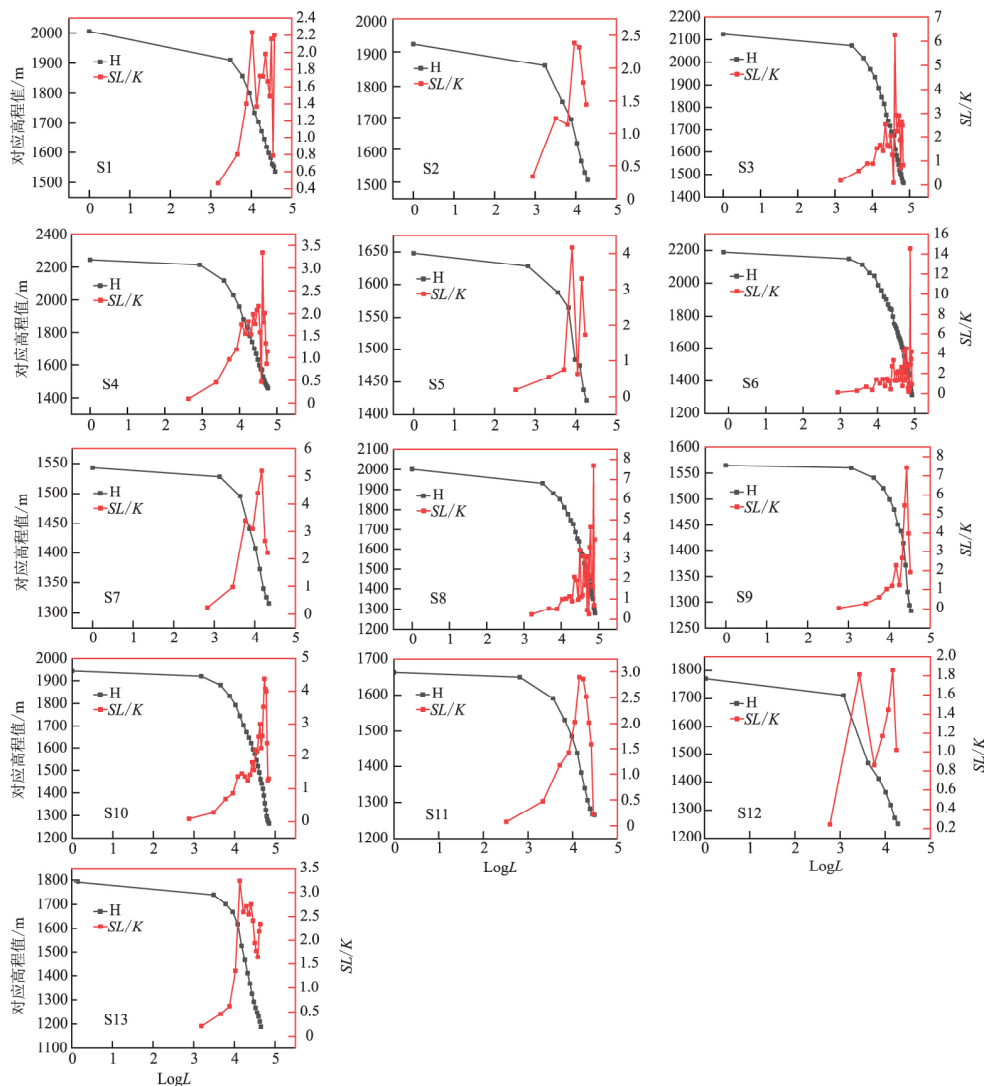


图 4 Hack 剖面曲线与 SL/K 值双曲线图(西岸 S1—S13)

Fig. 4 Curve of the Hack profile with a biplot of values of SL/K of West bank S1—S13

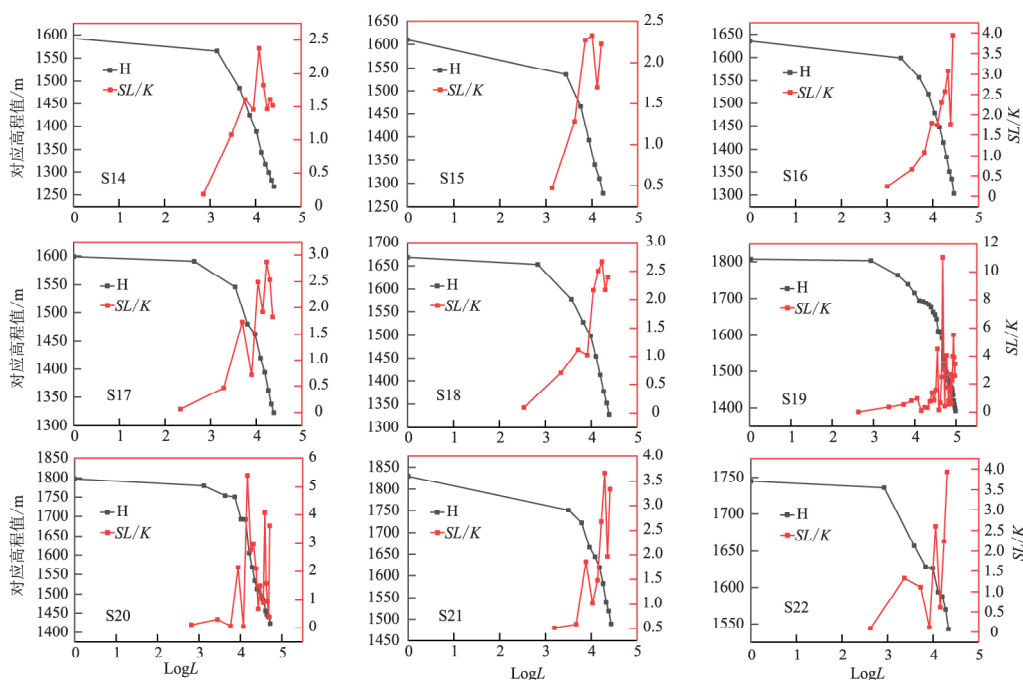


图 5 Hack 剖面曲线与 SL/K 值双曲线图(东岸 S14—S22)

Fig. 5 Curve of the Hack profile with a biplot of values of SL/K of East bank S14—S22

活动影响较大,整体表现出抬升趋势。从各子流域 SL 值的等级分布图(图 6)可以看出,整个流域

内构造活动性存在区域差异,西部流域的 SL 值明显大于东部,构造活动程度表现为西强东弱。

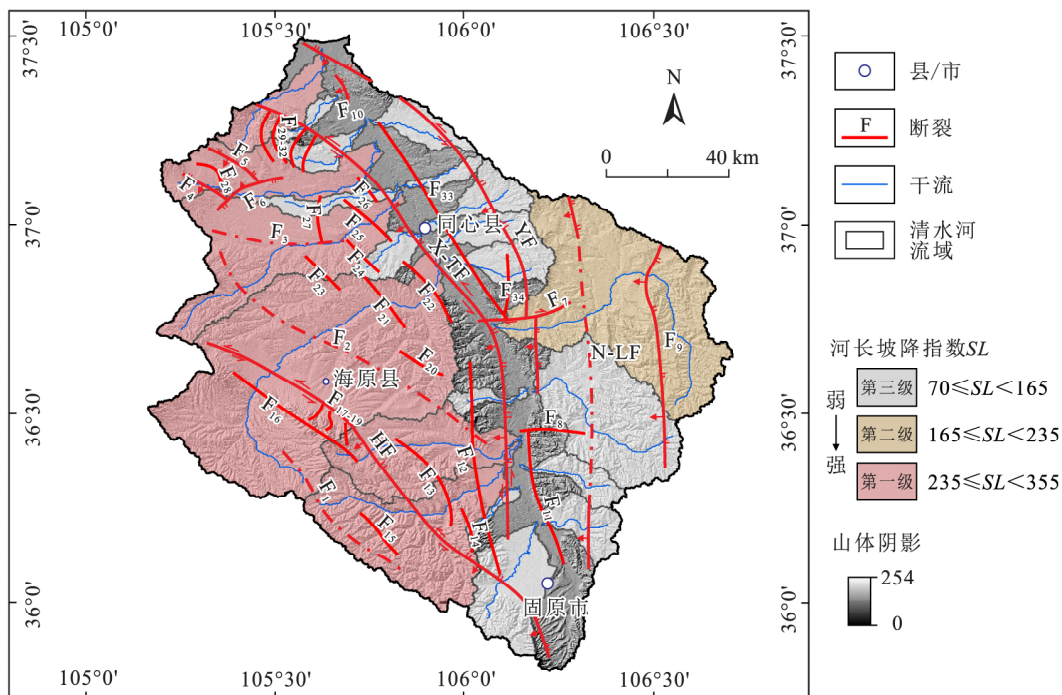


图 6 SL 等级分布图

Fig. 6 Map of distribution of the SL level

3. 2 面积-高程积分(HI)

研究区 HI 值介于 0.282~0.551 之间(表 2),

HI 值最小的是 S13 流域,最大的 S21 流域,说明清水河流域地貌发育不均衡。从各子流域的 HI

曲线(图 7)可以看出有 18 条流域的 HI 曲线形态为上凸形或 S 形,说明这些流域的流域盆地发育阶段处于幼年期或壮年期,大多数子流域盆地处于活动构造强烈区域,从研究区 HI 值等级

表 2 流域地貌参数及 Iat 分级表

Table 2 Geomorphological parameters of the watershed and Iat classification table

编号	SL	I_{SL}	HI	I_{HI}	$ AF-50 $	$I_{ AF-50 }$	Re	I_{Re}	Iat 值	Iat 等级
S1	157.472	≡	0.393	≡	10.174	≡	0.640	≡	2.25	≡
S2	147.147	≡	0.443	≡	0.474	≡	0.370	—	2.25	≡
S3	249.386	—	0.496	—	26.120	—	0.679	≡	1.25	—
S4	245.791	—	0.447	≡	2.621	≡	0.657	≡	2.00	≡
S5	85.519	≡	0.426	≡	2.403	≡	0.484	—	2.25	≡
S6	353.851	—	0.539	—	15.085	—	0.749	≡	1.25	—
S7	87.182	≡	0.365	≡	18.296	—	0.662	≡	2.25	≡
S8	295.714	—	0.485	—	13.472	≡	0.527	≡	1.50	≡
S9	145.612	≡	0.453	≡	12.709	≡	0.379	—	2.00	≡
S10	279.591	—	0.537	—	34.446	—	0.531	≡	1.25	—
S11	138.101	≡	0.323	≡	19.347	—	0.593	≡	2.25	≡
S12	145.778	≡	0.296	≡	2.828	≡	0.445	—	2.50	四
S13	249.449	≡	0.386	≡	14.035	≡	0.529	≡	2.25	≡
S14	107.223	—	0.282	≡	19.392	—	0.558	≡	1.75	≡
S15	133.766	—	0.372	≡	13.972	≡	0.451	—	1.50	≡
S16	142.506	—	0.405	≡	5.079	≡	0.585	≡	2.00	≡
S17	102.138	—	0.386	≡	20.592	—	0.617	≡	1.75	≡
S18	127.711	—	0.394	≡	28.557	—	0.683	≡	1.50	≡
S19	171.363	≡	0.513	—	13.987	≡	0.855	≡	2.00	≡
S20	135.572	—	0.455	≡	9.231	≡	0.895	≡	2.00	≡
S21	146.084	—	0.551	—	9.396	≡	0.535	—	1.25	—
S22	70.011	—	0.411	≡	4.302	≡	0.81	≡	2.25	≡

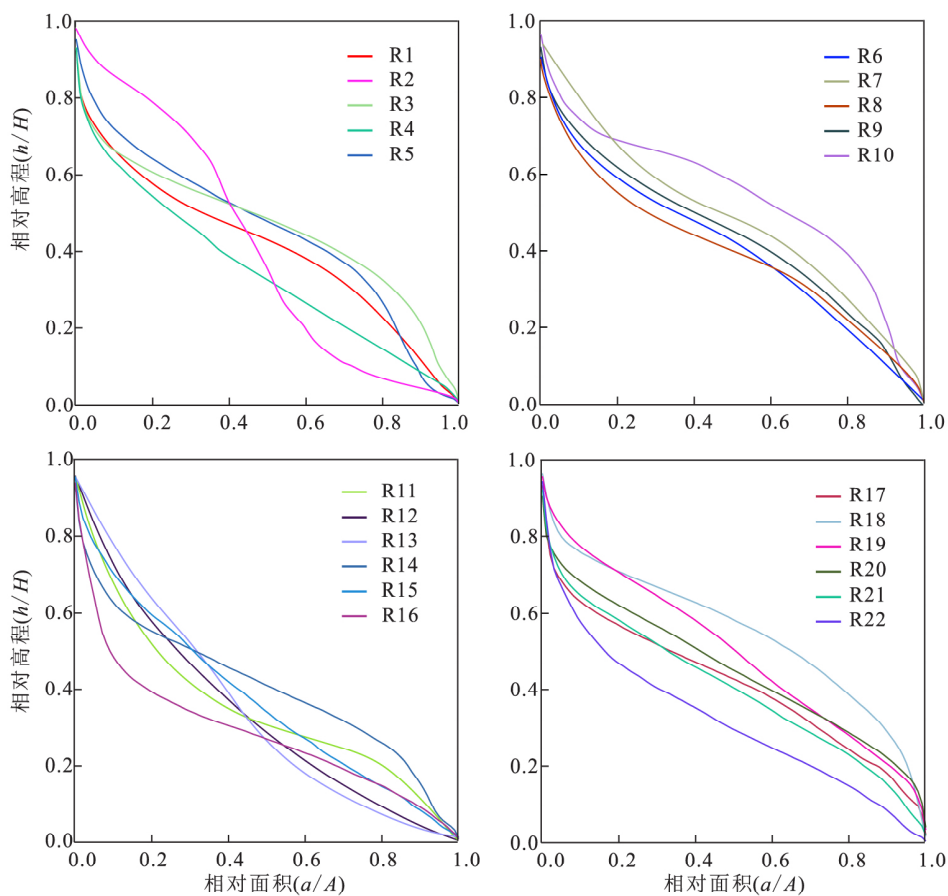


图 7 清水河流域 HI 曲线图
Fig. 7 HI curve of the Qingshui River Basin

分布图(图 8)来看,HI 值处于第一级的流域主要分布在西岸地区,HI 值处于第二、三级的流域主

要分布于东岸和清水河下游地区,这表明西岸流域受构造活动影响更大。

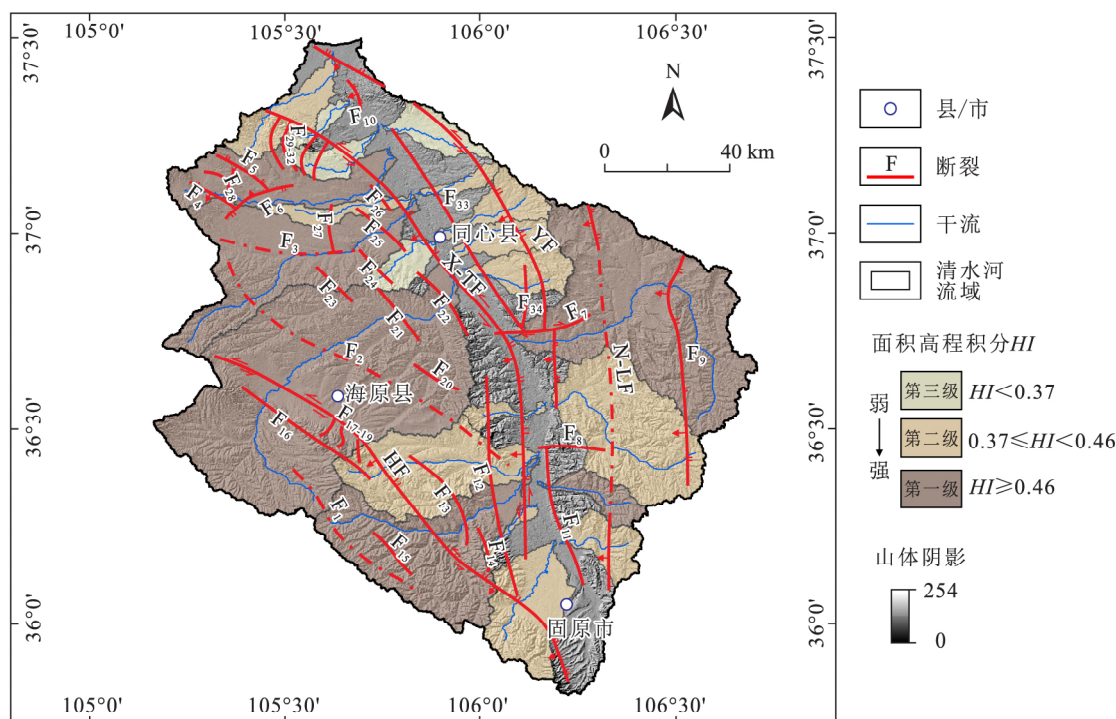


图 8 HI 值等级分布图
Fig. 8 Distribution of HI values

总体而言,清水河流域 HI 指数偏高,构造活动强烈且西岸构造活动性大于东岸。

3.3 流域不对称度(AF)

根据求得清水河各子流域|AF-50|值(表 2)与其等级分布图(图 9)可知,|AF-50|值处于 0.474~34.446 之间。所有子流域中,|AF-50|为第一级有 8 条,第二级有 8 条,第三级的有 6 条,表明清水河流域在构造影响下,发生了不同程度的构造倾斜。此外,位于西岸的 S10 流域因受 F₄,F₅,F₆ 三条断层的共同控制,|AF-50|值高达 34.446,流域盆地表现出明显的向左倾斜,S3 流域在 F₁ 和海原断裂的控制下表现出明显的向北倾斜,|AF-50|值为 26.12。表明研究区西岸构造活动更为强烈。

对于整个清水河流域而言,其|AF-50|平均值为 16.9,表现出明显的向东倾斜,其构造强烈程度属于第一级,表明整个清水河流域构造活动强烈且西岸受青藏高原东北缘扩张的影响更大。

3.4 盆地延伸率(Re)

从计算得到的清水河各子流域的 Re 值(表 2)和其等级分布图(图 10)来看,Re 值在 0.37~0.895 之间,区内各子流域表现出较大的差异性。其中有 5 条流域为第一级,分别是 S2,S5,S9,S12 和 S15,除了 S15,其他的都受香山-天景山断裂控制,盆地延伸较大,呈长条形发育,构造活动活跃;有 14 条子流域为第二级,主要分布在清水河流域西岸和东岸下游区域,这些流域主要受海原断裂、烟筒山断裂控制;剩下的 3 条子流域为第三级,主要分布在清水河流域东岸上游区域,盆地延伸小,构造活动较弱。总体而言清水河流域构造活动性较强,且展现出活动性由东向西逐渐增强的趋势。

3.5 相对构造活动性程度(Iat)

从计算得到的清水河流域 22 条子流域的 Iat 值(表 2)可以看出,有 4 条子流域的 Iat 值为第一级,分别是位于西岸的 S3,S6 和 S10 以及位于东岸的 S21,这 4 条流域面积之和达到了总面积的 42%;有 7 条子流域的 Iat 值为第二级,分别是位于西岸的 S8 和位于东岸的 S14,S15,S17,S18,

S19 和 S20,占流域总面积的 38%。剩下的流域中只有 S22 为第四级,其他都为第三级,第三、四

级流域占流域总面积的 20%。可以看出,整个流域的构造活动性强烈。

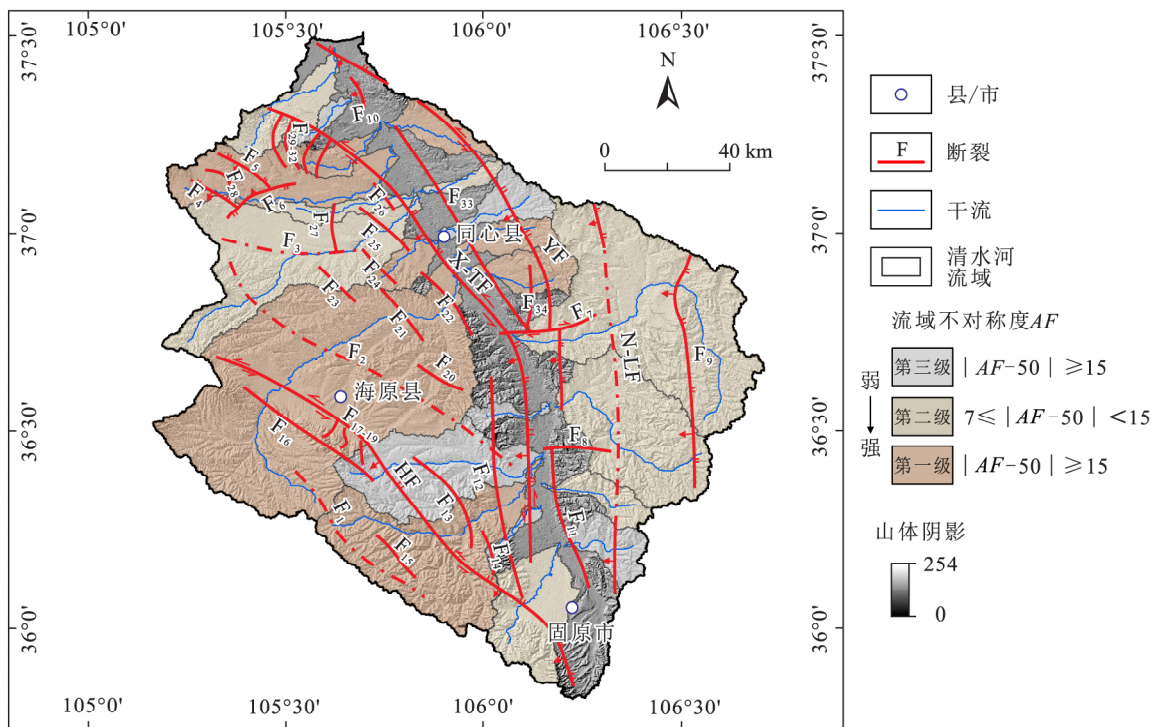


图 9 AF 值等级分布图
Fig. 9 Distribution of AF values

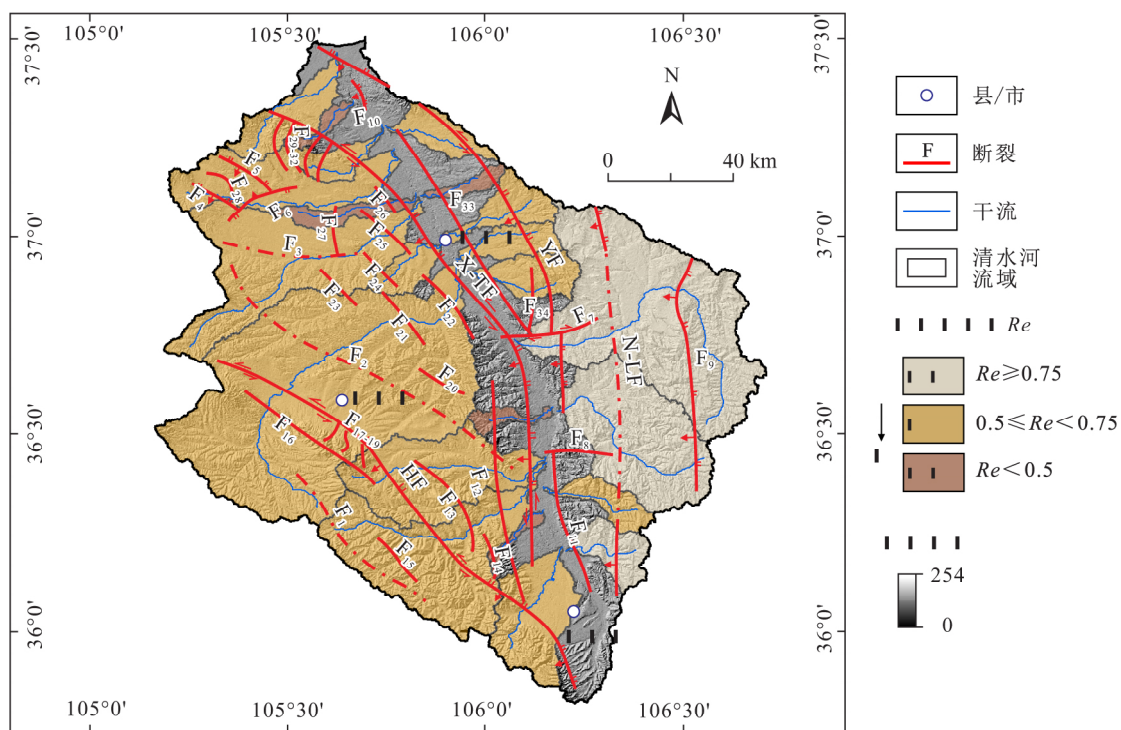


图 10 Re 值等级分布图
Fig. 10 Distribution of Re values

此外,结合研究区各个子流域的 Iat 值等级分布图(图 11)来看,清水河流域的相对构造活动性程度存

在明显差异,以山区隆起和沉积盆地为主的东岸区域的构造活动性强于以黄土地貌为主的西岸地区。

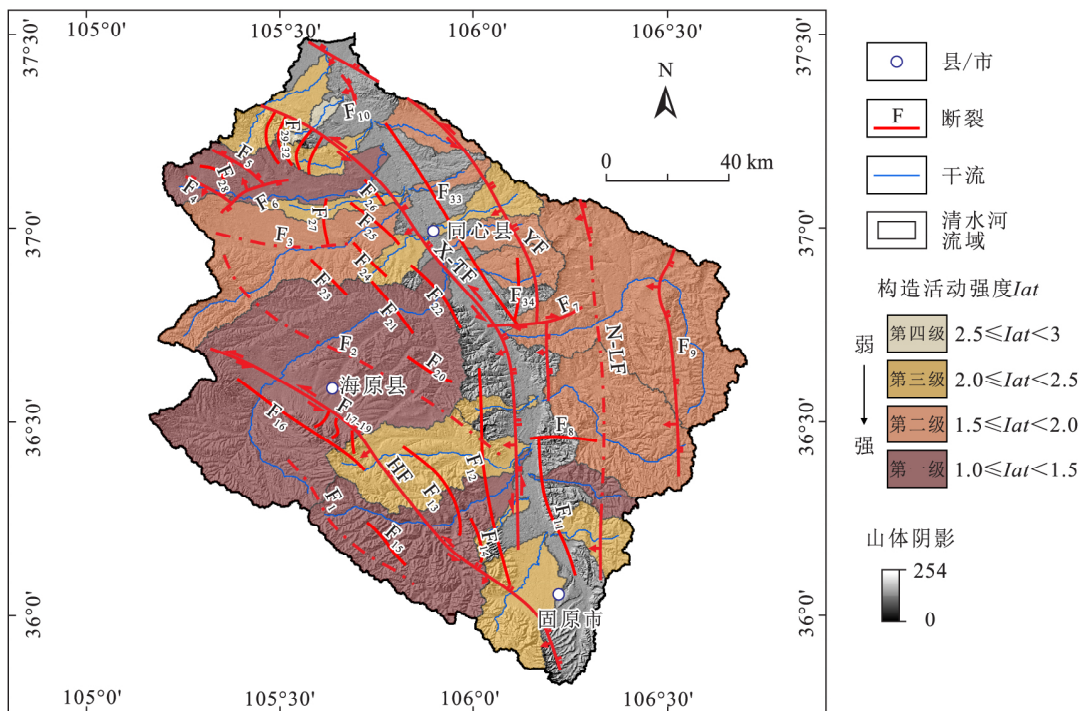


图 11 Iat 值等级分布图
Fig. 11 Distribution of Iat values

4 讨论

4.1 地貌参数影响因素

气候和岩性因素在地貌演化中起到了重要作用,所以在评价构造活动时,需要考虑它们对这些流域地貌指标的影响(Keller and Printer, 2002)。

气候因素,尤其是降水的时间和空间变化可能会对地貌指数有着显著影响(Kirby and Whipple, 2012)。根据研究区的降水量分布(图 12),可以看出,研究区年平均降水量在 227~527 mm 之间,降水量差异较大,高达 300 mm。其表现出北部降水量低,南部降水量高的特点,并有自北向南降水量递增的趋势,降水量低值主要集中在清水河下游盆地,高值主要集中在清水河上游六盘山一带。经对比,发现各地貌参数及 Iat 的数值没有与降水量一同变化的趋势。因此,本文认为,清水河流域的降水量变化对地貌参数的影响不显著,可以排除降水因素的影响。

岩性对地貌参数的影响是不可忽视的,在本文中,可能会受到影响的有 SL 值和 HI 值。由于不同岩石单元的抗侵蚀能力不同,当河流流过

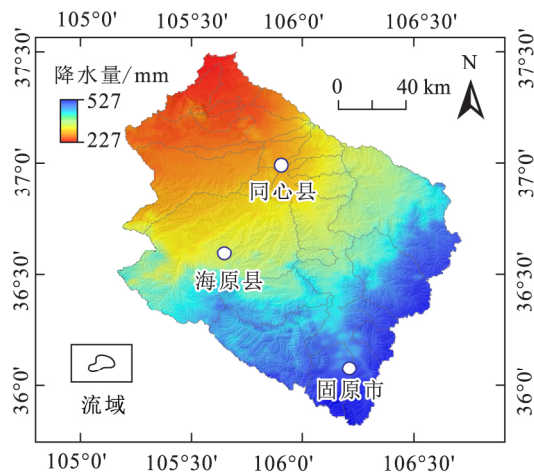


图 12 研究区年均降水量图
Fig. 12 Map of average annual precipitation in the study area

国家地球系统科学数据中心(<http://www.geodata.cn/>)
中国 1 km 分辨率年降水量数据(2001—2020 年)

它们时, SL 值就可能会发生变化(Hack, 1973)。而对于 HI 值来说,在较小的流域其主要受到岩性因素的影响,而在较大的流域则受构造活动的影响更为显著(Chen et al., 2003; 张天琪等, 2015)。

在清水河流域内,出露的有古生代灰岩、砂岩、砾岩和页岩,中生代碎屑沉积物(砂岩、砾岩、页岩和泥岩),新近纪黏土以及第四纪黄土、黏土。将 SL 值和 HI 值的分布与区内岩性的分布进行对比,发现 SL 值在清水河西岸表现出了较高的值,不仅在抗侵蚀能力强的岩石单元上体现为高值(如 R3, R10 等流域),也在抗侵蚀能力较弱的新生代黄土和黏土上体现为高值(如 R6, R8 等流域)。同时,一些抗侵蚀能力强的岩石单元的 SL 值并不比抗侵蚀能力弱的高(如流域 R1, R14),且流域 R6 具有全区最高的 SL 值(353.851)。同样地, HI 值的分布也有类似的特点,抗侵蚀能力弱的 R6 和 R19 流域的值均大于 0.5,是区内 HI 值最高的 3 个之 2,还有一些抗侵蚀能力强的流域(如 R1, R13 和 R14 等流域)则显示出了较低的值。通过以上分析,认为岩性对研究区地貌参数的影响是有限的。

经对比分析,本文认为,清水河流域地貌参数的变化主要与构造活动有关,而诸如岩性、气候等其他因素对其影响有限,可不计入考虑范围。因此,清水河流域的地貌参数在空间分布上的系统性变化就为研究该区的第四纪构造活动提供了依据。海原断裂带和香山—天景山断裂带的构造活动引起了一系列的地貌响应,并在西岸反应得最为明显,表现为 SL 值较高的河流、 HI 值较高和 Re 值普遍较低的流域、不对称程度各异的盆地。

4.2 构造活动性分析

清水河流域整体呈现出近拉长状的盆地形状,其 Re 值多处于第一级和第二级,代表区内的构造活动较为强烈,且主要集中于清水河流域西岸。 HI 值和 SL 值也得到了类似的结果,较高的 HI 值表明区内的构造活动较为活跃, SL 值则显示出清水河流域西岸的抬升和剥蚀率较高。区内流域的 HI 值曲线多为“S”型或凹型,说明清水河流域整体上是处于流域演化的中年—老年阶段,这种趋向于稳定的趋势可能与新生代以来该地的高侵蚀率有关,并受海原断裂带和香山—天景山断裂带控制。Hack 剖面显示,清水河西岸的河流剖面具有最凸的曲线特征,代表着西岸的差异隆升作用更为强烈。 AF 值显示出,清水河流域的构造倾斜方向呈现出明显的向东倾斜,且西岸表现得更为强烈。

若一个地区的构造活动较为活跃, Iat 值则

能较好地体现出构造活动水平 (Hamdouni et al., 2008; Shi et al., 2020)。 Iat 值的分布表明,构造活动最强的流域基本分布在清水河流域西侧,这也意味着,海原断裂和香山—天景山断裂的构造活动性是整个研究区中最强的 2 条(海原断裂和香山—天景山断裂作为边界断裂,分别控制了区内南华山—六盘山地块和香山—天景山地块的地貌演化)。而烟筒山断裂和牛首山—罗山断裂的构造活动性是区内最弱的 2 条,它们多处于相对构造活动的第二级。

4.3 地貌及构造意义

通过对清水河流域地貌参数分析,发现区内的构造活动性较强。根据 Iat 值,对区内断裂的相对构造活动进行评价。前人的研究表明,清水河流域内的地形变化与断裂控制的构造活动密切相关(公王斌等, 2016; 秦翔等, 2017)。清水河流域东西两侧显著的地形差异表明,区内的南华山—六盘山地块和香山—天景山地块有着强烈的构造抬升,并暗示着海原断裂和香山—天景山断裂具有强烈的构造活动。同时近期的研究也计算了研究区内断裂的滑动速率(李煜航等, 2015; Wang et al., 2021; 田朝阳等, 2023)。海原断裂展现出区内最高的走滑速率与活跃性,这与本研究分析结果一致。

研究区是青藏高原东北缘弧形构造带扩展的最前锋部位,受阿拉善地块的阻塞,青藏高原北东向扩张的构造应力向东南转移(Wang et al., 2013; 雷启云等, 2016; 董晓朋等, 2023)。南华山—六盘山地块的移动方向完成了从北东向到南东向的转变(Zheng et al., 2006; 施炜等, 2013; Wang et al., 2013; 雷启云等, 2016)。海原断裂和香山—天景山断裂吸收和容纳块体之间的相对运动和变形(Zheng et al., 2013; Wang et al., 2013; Zhang and Pan, 2023),在晚第四纪以来先后进行左旋走滑运动(王伟涛等, 2014; 雷启云等, 2016)。这与多种研究结果一致,地层学及年代学研究表明(施炜等, 2013; Wang et al., 2013; 王伟涛等, 2014),新生代以来,青藏高原东北缘清水河流域受到印度板块向西俯冲于亚欧板块之下远程效应的影响,经历了北东—南西向的构造变形和地壳升降过程,区域内新生代沉积序列对该过程有较好地响应。此外,通过 GPS 测量的地壳水平速度场与垂直速度场结果反演显示青藏高原东北

缘弧形地块有向东南向运动的特征,且受鄂尔多斯地块的影响,滑动速率有明显的减小而相应的挤压速率增大(Zhang, 1988; 李煜航等, 2015)。这些研究表明青藏高原的北东向扩张影响了清水河流域地区,造成了流域的西部近东向倾斜。如上所述,因清水河流域的构造地貌过程受青藏高原北东向扩张的显著影响,所以该区的水系格局和河流地貌为区内构造变形提供了重要证据。在本研究中,河流系统对构造变形产生响应,使得清水河流域的地貌参数分析得到了一致的结果,表现为不对称方向(AF)符合构造应力的盆地、SL 值较高的河道、HI 值较高和 Re 值较低(拉长形态)的流域。这些皆验证了区内的构造变形受青藏高原北东向扩张所带来的应力控制。

5 结论

本文以青藏高原东北缘清水河流域为研究区,以 30 m 分辨率的 ASTGTM DEM 为数据源,利用 ArcGIS 软件提取了研究区相关地貌形态参数,定量获取了研究区的地貌形态特征,得到了该区域的相对构造活动性,同时结合相关地质资料对研究区新生代以来的河流发育阶段以及构造变形特征进行探讨。得到以下几点认识:

a. 研究区 SL 值分布在 70.1~353.9 之间,表明整个流域内构造活动性存在区域差异且整体活动变形程度较高。

b. 受海原断裂带和香山—天景山断裂带的影响,研究区西岸流域 HI, AF 和 Re 指数的平均值均大于东岸,表明西岸构造活动性大于东岸。

c. 研究区相对活动构造指数(Iat)表现出的区域差异性主要与活动构造相关,Iat 高值流域主要分布在活动较强的断裂带附近,处于第一、二级的面积达到 80%,主要分布在东岸,表明整个流域的构造活动性强烈,且展现出活动性由东向西逐渐增强的趋势。

[参 考 文 献]

陈刚,孙建博,周立发,等,2007. 鄂尔多斯盆地西南缘中生代构造事件的裂变径迹年龄记录[J]. 中国科学(D辑:地球科学),37(增刊1):110—118.
Chen G, Sun J B, Zhou L F, et al., 2007. Fission-track-age records of the Mesozoic tectonic-events in the southwest margin of the Ordos Basin, China[J]. Science in

China (Series D), 37(S1):110—118. (in Chinese).

董晓朋,李振宏,井向辉,等,2023. 青藏高原东北缘弧形构造带新生代地层沉积序列及年代学研究进展[J]. 地质力学学报,29(4):465—484.

Dong X P, Li Z H, Jing X H, et al., 2023. Stratigraphic sequence characteristics and geochronology research progress of the Cenozoic in the arcuate tectonic belt on the northeastern margin of the Tibet Plateau[J]. Journal of Geomechanics, 29(4):465—484. (in Chinese).

段佳鑫,2021. 基于河流地貌学与构造分析的滇中地区新生代构造活动特征研究[D]. 昆明:昆明理工大学档案馆.

Duan J X, 2021. Study on Characteristics of Tectonic Activity in Central Yunnan Based on Geomorphology and Structural Analysis[D]. Kunming: The Archive of Kunming University of Science and Technology. (in Chinese).

公王斌,施炜,陈虹,等,2016. 牛首山—罗山断裂带北段柳木高断裂第四纪活动特征[J]. 地质力学学报,22(4):1004—1014.

Gong W B, Shi W, Chen H, et al., 2016. Quaternary active characteristics of the Liiumugao Fault in the northern segment of the Niushoushan-Luoshan Fault [J]. Journal of Geomechanics, 22(4):1004—1014. (in Chinese).

韩慕康,1992. 构造地貌学[J]. 地球科学进展,7(5):61—62.

Han M K, 1992. Tectonic geomorphology[J]. Advances in Earth Science, 7(5):61—62. (in Chinese).

雷启云,张培震,郑文俊,等,2016. 青藏高原东北缘三关口—牛首山断裂的右旋走滑与弧形构造带扩展[J]. 中国科学:地球科学,46(5):691—705.

Lei Q Y, Zhang P Z, Zheng W J, et al., 2016. Dextral strike-slip of Sanguankou-Niushoushan fault zone and extension of arc tectonic belt in the northeastern margin of the Tibet Plateau[J]. Scientia Sinica Terrae, 46(5):691—705. (in Chinese)

李煜航,崔笃信,郝明,2015. 利用 GPS 数据反演青藏高原东北缘主要活动断裂滑动速率[J]. 地球科学(中国地质大学学报),40(10):1767—1780.

Li Y H, Cui D X, Hao M, 2015. GPS constrained inversion of slip rate on major active faults in the northeastern margin of Tibet Plateau[J]. Journal of Earth Science, 40(10):1767—1780. (in Chinese).

马兆颖,2021. 清水河盆地晚更新世以来沉积特征及地质意义[D]. 北京:中国地质科学院.

- Ma Z Y, 2021. Sedimentary Characteristics and Geological Significance of Oingshuihe Basin since Late Pleistocene[D]. Beijing: Chinese Academy of Geological Sciences. (in Chinese).
- 秦翔, 施炜, 李恒强, 等, 2017. 基于 DEM 地形特征因子的青藏高原东北缘宁南弧形断裂带活动性分析[J]. 第四纪研究, 37(2): 213—223.
- Qin X, Shi W, Li H Q, *et al.*, 2017. Tectonic differences of the southern Ningxia arc-shape faults in the northeast Tibetan Plateau based on Digital Elevation Model[J]. Quaternary Sciences, 37(2): 213—223. (in Chinese).
- 施炜, 刘源, 刘洋, 等, 2013. 青藏高原东北缘海原断裂带新生代构造演化[J]. 地学前缘, 20(4): 1—17.
- Shi W, Liu Y, Liu Y, *et al.*, 2013. Cenozoic evolution of the Haiyuan fault zone in the northeast margin of the Tibetan Plateau[J]. Earth Science Frontiers, 20(4): 1—17. (in Chinese).
- 田朝阳, 陈虹, 刘新社, 等, 2023. 鄂尔多斯西缘牛首山—罗山地区裂变遗迹年龄与中生代构造抬升[J]. 地质力学学报, 29(5): 599—617.
- Tian C Y, Chen H, Liu X S, *et al.*, 2023. Fission track ages and Mesozoic tectonic uplift in the Niushoushan-Luoshan area on the western edge of the Ordos Basin [J]. Journal of Geomechanics, 29(5): 599—617. (in Chinese).
- 王岸, 王国灿, 2005. 构造地貌及其分析方法述评[J]. 地质科技情报, 24(4): 7—12.
- Wang A, Wang G C, 2005. Review on morphotectonic and its analytical methods[J]. Bulletin of Geological Science and Technology, 24(4): 7—12. (in Chinese).
- 王伟涛, 张培震, 雷启云, 2013. 牛首山—罗山断裂带的变形特征及其构造意义[J]. 地震地质, 35(2): 195—207.
- Wang W T, Zhang P Z, Lei Q Y, 2013. Deformational characteristics of the Niushoushan-Luoshan Fault Zone and its tectonic implications[J]. Seismology and Geology, 35(2): 195—207. (in Chinese).
- 王伟涛, 张培震, 郑德文, 等, 2014. 青藏高原东北缘海原断裂带晚新生代构造变形[J]. 地学前缘, 21(4): 266—274.
- Wang W T, Zhang P Z, Zheng D W, *et al.*, 2014. Late Cenozoic tectonic deformation of the Haiyuan Fault Zone in the northeastern margin of the Tibetan Plateau[J]. Earth Science Frontiers, 21(4): 266—274. (in Chinese).
- 邢宇堃, 刘静, 王伟, 等, 2023. 青藏高原周缘的河流纵剖面特征及其对构造地貌演化的启示[J]. 地质通报, 42(1): 107—121.
- Xing Y K, Liu J, Wang W, *et al.*, 2023. Longitudinal profile analysis of rivers draining edges of the Tibetan Plateau and its geomorphology implications[J]. Geological Bulletin of China, 42(1): 107—121. (in Chinese).
- 张天琪, 王振, 张晓明, 等, 2015. 北天山乌鲁木齐河流域面积-高程积分及其地貌意义[J]. 第四纪研究, 35(1): 60—70.
- Zhang T Q, Wang Z, Zhang X M, *et al.*, 2015. Hypsometric integral analysis of the Ürümqi River drainage basin and its implications for topographic evolution[J]. Quaternary Sciences, 35(1): 60—70. (in Chinese).
- Brookfield M E, 1998. The evolution of the great river systems of southern Asia during the Cenozoic India-Asia collision: Rivers draining southwards[J]. Geomorphology, 22(3—4): 285—312.
- Bull W B, McFadden L D, 1977. Tectonic geomorphology north and south of the Garlock Fault, California[J]. Synthetic Metals.
- Cannon P J, 1976. Generation of explicit parameters for a quantitative geomorphic study of the Mill Creek drainage basin[J]. Oklahoma Geology Notes, 36(1): 3—16.
- Chen Y C, Sung Q, Cheng K Y, 2003. Along-strike variations of morphotectonic features in the Western Foot-hills of Taiwan: Tectonic implications based on stream-gradient and hypsometric analysis [J]. Geomorphology, 56(1—2): 109—137.
- Cheng Y, He C, Rao G, *et al.*, 2018. Geomorphological and structural characterization of the southern Weihe Graben, central China: Implications for fault segmentation[J]. Tectonophysics, 722: 11—24.
- Cuong N Q, Zuchiewicz W A, 2001. Morphotectonic properties of the Lo River Fault near Tam Dao in North Vietnam[J]. Natural Hazards and Earth System Sciences, 1(1/2): 15—22.
- Dong X P, Li Z H, Liu X S, *et al.*, 2022. Eogene to Neogene north-eastward expansion of the arcuate tectonic belt in north-east Tibetan Plateau: Constraints from detrital zircon geochronology and heavy minerals[J]. Geological Journal, 57(9): 3601—3622.
- England P, Molnar P, 1990. Right-lateral shear and rotation as the explanation for strike-slip faulting in eastern Tibet[J]. Nature, 344: 140—142.
- England P, Molnar P, 1997. The field of crustal velocity in Asia calculated from Quaternary rates of slip on faults[J]. Geophysical Journal International, 130(3):

- 551—582.
- Faghih A, Soudejani E A, Nourbakhsh A, *et al.*, 2015. Tectonic geomorphology of High Zagros Ranges, SW Iran: An initiative towards seismic hazard assessment [J]. *Environmental Earth Sciences*, 74 (4): 3007—3017.
- Figueroa A M, Knott J R, 2010. Tectonic geomorphology of the southern Sierra Nevada Mountains (California): Evidence for uplift and basin formation [J]. *Geomorphology*, 123(1—2): 34—45.
- Hack J T, 1973. Stream-profile analysis and stream-gradient index [J]. *Journal of Research of the US Geological Survey*, 1(4): 421—429.
- Hack J T, 1975. Dynamic equilibrium and landscape evolution [J]. *Theories of Landform Development*, 1: 87—102.
- Hamdouni R E, Irigaray C T, Fernández, *et al.*, 2008. Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (southern Spain) [J]. *Geomorphology*, 96(1—2): 150—173.
- Harrison T M, Copeland P, Kidd W S F, *et al.*, 1992. Raising Tibet [J]. *Science*, 255(5052): 1663—1670.
- Holt W E, Chamotrooke N, Le P X, *et al.*, 2000. Velocity field in Asia inferred from Quaternary fault slip rates and Global Positioning System observations [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105 (B8): 19185—19209.
- Houseman G, England P, 1986. Finite strain calculations of continental deformation; 1. Method and general results for convergent zones [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91(B3): 3651—3663.
- Kaushal R K, Singh V, Mukul M, *et al.*, 2017. Identification of deformation variability and active structures using geomorphic markers in the Nahan salient, NW Himalaya, India [J]. *Quaternary International*, 462: 194—210.
- Keller E A, Printer N, 2002. Active Tectonics: Earthquake, Uplift, and Landscape [M]. New TercewPrentice Hall Tnc.
- Kirby E, Whipple K X, 2012. Expression of active tectonics in erosional landscapes [J]. *Journal of Structural Geology*, 44: 54—75.
- Langbein W B, 1947. Topographic characteristics of drainage basins [J]. *United States Geological Survey, Water Supply Paper*, 968-C: 127—157.
- Makrari S, Sharma G, Taloor A K, *et al.*, 2022. Assessment of the geomorphic indices in relation to tectonics along selected sectors of Borpani River Basin, Assam using Cartosat DEM data [J]. *Geosystems and Geoenvironment*, 1(3): 100068.
- Molnar P, Tapponnier P, 1975. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision: Features of recent continental tectonics in Asia can be interpreted as results of the India-Eurasia collision [J]. *Science*, 189(4201): 419—426.
- Pedrerá A, Eacute P, Ntilde R, *et al.*, 2009. Testing the sensitivity of geomorphic indices in areas of low-rate active folding (eastern Betic Cordillera, Spain) [J]. *Geomorphology*, (3—4): 218—231.
- Pérez-Pena J V, Azanón J M, Azor A, *et al.*, 2008. Spatial analysis of stream power using GIS: SLk anomaly maps [J]. *Earth Surface Processes & Landforms*, 34(1): 16—25.
- Ramírez-Herrera M T, 1998. Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay graben, Mexican volcanic belt [J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23(4): 317—332.
- Royden L H, Burchfiel B C, van der Hilst R D, 2008. The geological evolution of the Tibetan Plateau [J]. *Science*, 321(5892): 1054—1058.
- Shi X, Yang Z, Dong Y, *et al.*, 2020. Geomorphic indices and longitudinal profile of the Daba Shan, northeastern Sichuan Basin: Evidence for the late Cenozoic eastward growth of the Tibetan Plateau [J]. *Geomorphology*, 353: 107031.
- Strahler A N, 1964. Quantitative geomorphology of drainage basin and channel networks [J]. *Handbook of Applied Hydrology*, 63: 439—476.
- Székely B, 2001. On the Surface of the Eastern Alps: A DEM Study [M]. *Inst. und Museum für Geologie und Paläontologie*.
- Tapponnier P, Peltzer G, Le D A Y, *et al.*, 1982. Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine [J]. *Geology*, 10(12): 611—616.
- Tapponnier P, Xu Z Q, Roger F, *et al.*, 2001. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau [J]. *Science*, 294(5547): 1671—1677.
- Wang S D, Shi Y Q, Feng X J, *et al.*, 2021. Late Quaternary sinistral strike-slipping of the Liupanshan-Baoji fault zone: Implications for the growth of the northeastern Tibetan Plateau [J]. *Geomorphology*, 380: 107628.
- Wang W T, Kirby E, Zhang P Z, *et al.*, 2013. Tertiary basin evolution along the northeastern margin of the Ti-

- betan Plateau; Evidence for basin formation during Oligocene transtension[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 142: 113–137.
- Wang X X, Song C H, Zattin M, *et al.*, 2016. Cenozoic pulsed deformation history of northeastern Tibetan Plateau reconstructed from fission-track thermochronology[J]. *Tectonophysics*, 212–227.
- Xue L, Gani N D, Abdelsalam M G, 2017. Geomorphologic proxies for bedrock rivers: A case study from the Rwenzori Mountains, East African Rift system[J]. *Geomorphology*, 285: 374–398.
- Zhang P, 1988. Rate, amount, and style of late Cenozoic deformation of southern Ningxia, northeastern margin of Tibetan Plateau, China[J]. *Massachusetts Institute of Technology*.
- Zhang P Z, Shen Z, Wang M, *et al.*, 2004. Continuous deformation of the Tibetan Plateau from global positioning system data[J]. *Geology*, 32(9): 809–812.
- Zhang Z H, Pan Z Y, 2023. Geodetic and seismic constraints on contemporary deformation on the northeastern Tibetan plateau: Velocity and strain rate tensor analysis[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 338: 107014.
- Zheng D W, Zhang P Z, Wan J L, *et al.*, 2006. Rapid exhumation at similar to 8 Ma on the Liupan Shan thrust fault from apatite fission-track thermochronology: Implications for growth of the northeastern Tibetan Plateau margin[J]. *Earth and Planetary Science Letters; A Letter Journal Devoted to the Development in Time of the Earth and Planetary System*, (1–2): 198–208.
- Zheng W J, Zhang P Z, He W G, *et al.*, 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[J]. *Tectonophysics*, 584: 267–280.
- Zhou S, Hu C, Zhang K J, *et al.*, 2022. Tectonic evolution of the Liupan Shan fold-and-thrust belt, NE Tibetan Plateau during the late Cenozoic: Numerical simulations[J]. *Geophysical Journal International*, 231(3): 1604–1617.

(责任编辑:魏 崑)



(上接第 578 页)

- Li M Y H, Zhao W W, Zhou M F, 2017. Nature of parent rocks, mineralization styles and ore genesis of regolith-hosted REE deposits in South China: An integrated genetic model[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 148: 65–95.
- Maniar P D, Piccoli P M, 1989. Tectonic discrimination of granitoids[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 101(5): 635–643.
- Mao J, Zheng W, Xie G Q, *et al.*, 2021. Recognition of a Middle-Late Jurassic arc-related porphyry copper belt along the southeast China coast: Geological characteristics and metallogenic implications[J]. *Geology*, 49(5): 592–596.
- Nesbitt H W, Young G M, 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites[J]. *Nature*, 299(5885): 715–717.
- Parker A, 1970. An index of weathering for silicate rocks [J]. *Geological Magazine*, 107(6): 501–504.
- Sun S S, McDonough W F, 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes[J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1): 313–345.
- Yuan S, Mao J, Cook N J, *et al.*, 2015. A Late Cretaceous tin metallogenic event in Nanling W-Sn metallogenic province: Constraints from U-Pb, Ar-Ar geochronology at the Jiepailing Sn-Be-F deposit, Hunan, China [J]. *Ore Geology Reviews*, 65: 283–293.
- Zhang S, Zhang R, Lu J, *et al.*, 2019. Neoproterozoic tin mineralization in South China: Geology and cassiterite U-Pb age of the Baotan tin deposit in northern Guangxi[J]. *Mineralium Deposita*, 54(8): 1125–1142.

(责任编辑:黄维婷)