河道陡峭指数所反映的祁连山北翼抬升速率的东西差异

胡小飞^①, 潘保田^①, KIRBY Eirc^②, 李清洋^①, 耿豪鹏^①, 陈吉峰^①

① 兰州大学西部环境教育部重点实验室, 兰州 730000;

② Department of Geosciences, Pennsylvania State University, University Park, PA 16802, USA

E-mail: feixhu@lzu.edu.cn

2010-01-03 收稿, 2010-05-13 接受

国家杰出青年科学基金(40925001)、国家创新研究群体科学基金(40721061)和高等学校学科创新引智计划(B06026)资助项目

摘要 祁连山位于青藏高原东北边缘, 其构造抬升速率及其分布特征是理解青藏高原隆升机制的重要线索. 近来, 河流水力侵蚀模型的研究表明造山带岩石抬升速率是控制河道陡峭指数的主要因素, 并且得到了大量的实践证明. 利用这一新的方法对祁连山北翼的河流河道进行了分析, 尝试从河道纵剖面陡峭指数特征中提取该区域构造抬升信息. 结果显示从东到西河道陡峭指数有明显的不同, 有东段小, 中、西段大的特征. 通过对比分析发现, 岩性和降水对河道陡峭指数影响不大, 也没有证据表明河流负载对其有明显的贡献. 河道比降的变化主要是受区域岩石抬升速率差异的影响, 河道陡峭指数的分布特征揭示了祁连山北翼抬升速率的分布特征, 东段抬升速率较小, 中、西段较大, 抬升速率最大的位置位于中段榆木山附近区域.

关键词

祁连山
河流水力侵蚀模型
陡峭指数
抬升速率
河道纵剖面

印度板块与欧亚板块的碰撞导致青藏高原的隆升与一些山系的形成, 如喜马拉雅山、昆仑山和祁连山. 随着碰撞的持续进行, 高原不断扩展, 山系持续变形与抬升. 受控于阿尔金、海原和祁连山北缘断裂等巨型断裂, 位于青藏高原东北缘的祁连山在晚第三纪以来经历了快速的抬升^[1-3], 且被认为是青藏高原最年轻的部分^[4], 所以祁连山是研究青藏高原变形机制的一个关键区域^[5,6]. 由于青藏高原的向北扩展, 与比较稳定的塔里木地块和北部的阿拉善地块相挤压, 造成以左行滑动为特征的阿尔金断裂和海原断裂, 形成以逆冲活动为特征的祁连山北缘断裂等逆冲断裂, 同时造成祁连山的抬升. 不同学者根据相关盆地沉积学、热年代学及构造学等研究认为, 祁连山的隆升开始于始新世^[7,8]、渐新世^[9]和中新世^[2,3,10,11]等, 具体年代还存在争议. 在祁连山抬升变形研究中, 构造抬升速率及其分布特征是主要研究内容之一. 在祁连山一些活动断层发育的部位, 通过对断层错断的地貌面年代测定, 得出了一些断层的垂直滑动

速率^[12-14], 河流下切速率也为区域岩石抬升速率的研究提供了重要证据^[15,16]. 这些研究为祁连山变形及青藏高原的隆升机制提供了重要线索, 但是由于测年手段和野外工作的限制, 研究只能限制于局部的点上. GPS 为研究青藏高原的现今水平变形速率提供了比较全面与可靠的证据^[17], 但由于误差的原因, 目前对于垂直变形速率还不能准确地记录. 所以, 急需一个更方便的研究方法去解决这一问题: 祁连山的抬升速率是如何分布的, 是均匀的还是在不同的区域有差别?

随着对河流水力侵蚀模型研究的开展^[18-20], 直接从地貌形态特征提取岩石抬升信息似乎成为可能. 通过对美国加州北部 King Range 地区的基岩河道纵剖面分析指出, 在岩石抬升速率高的区域河道比较陡, 抬升速率低的区域较缓^[21,22]. 相同的结果在加州的 Santa Ynez 山脉^[23]和 San Gabriel 山脉^[22]也得到印证. Siwalik 山的研究得出了河道陡峭指数(陡峭指数即表征河道整体陡峭程度的一个指标, 其值越大, 河

英文版见: Hu X F, Pan B T, Kirby E, et al. Spatial differences in rock uplift rates inferred from channel steepness indices along the northern flank of the Qilian Mountain, northeast Tibetan Plateau. Chinese Sci Bull, 2010, 55, doi: 10.1007/s11434-010-4024-4

道整体越陡, 详见文献[20,23])与抬升速率有很好的正的线性关系^[22]. 虽然由于一系列条件的限制, 如侵蚀过程、河道形态、基岩岩性和降水特征, 从河道纵剖面定量地提取构造信息目前还很难实现, 但这些实践研究证明构造抬升对河道陡峭程度起着首要的控制作用^[24], 因而从河道纵剖面定性地获得构造抬升信息是可行的. 本文在河道水力侵蚀模型的基础上, 首先从祁连山北翼的数字高程模型(DEM)中提取河道陡峭指数, 再结合区域地质、降水、河流负载和对比分析, 尝试得到祁连山北翼的构造抬升速率的分布特征.

1 区域背景

祁连山位于青藏高原最东北边缘, 北部为河西走廊盆地, 与北山-阿拉善地块相接, 最东段为乌鞘岭, 西端与阿尔金山相接. 祁连山山体呈北西-南东方向延伸, 南北较窄, 东西长近 1000 km, 平均海拔高程在 3000 m 以上, 最大高程可达 5500 m, 与河西走廊形成了 2000~3000 m 的地形高差(图 1). 这种地形反差的出现与该区域的构造背景紧密相关, 在祁连山北缘是一条与祁连山平行的逆冲断裂, 称为祁连山北缘断裂, 该断裂由一系列断裂组成, 主要有早峡-大黄沟断裂、佛洞沟-红崖子断裂、榆木山北缘和东缘断裂、民乐-大马营断裂和皇城-塔儿庄断裂等, 断面大多倾向南西, 倾角一般为 $45^{\circ}\sim 80^{\circ}$ ^[25]. 祁连山东西端为两条走滑断裂, 分别为阿尔金断裂和海原

断裂(图 1). 祁连山的岩性组成比较复杂, 主要有广泛分布的沉积岩(沉积时代可跨越志留纪到第四纪), 寒武纪、奥陶纪和志留纪浅变质沉积岩, 和一些加里东期的侵入岩体^[26]. 祁连山北翼年平均降水量为 50~600 mm/a, 由于地形作用, 在山体内部高海拔地区降水量较大, 与河西走廊相邻的低山地区降水量较小, 东西分布也不均匀, 在东段降水量较大, 向西逐渐减小. 祁连山北翼发育了大量的内陆水系, 较大的河流有石羊河、黑河、北大河和昌马河等(图 1), 大部分河流的流向为东北向, 与集水区的祁连山脉走向相垂直. 这些河流主要是由雨水及高山融雪补给, 部分由山顶发育的冰川融水补给. 野外考察发现位于祁连山北翼山体内部的冲积河道大多为基岩河道或混合基岩-冲积混合河道, 便于进行河道水力侵蚀模型的分析. 由于祁连山这一区域的特殊构造背景, 及相对稳定的河流侵蚀基准(河西走廊)和抬升较剧烈的山地区域, 为河流河道分析提供了较好的天然实验场所.

2 理论基础

在构造活动强烈的造山带, 基岩河道与基岩-冲积混合河道是最常见的类型, 这些河道的侵蚀速率通常是由河流掘蚀能力所决定的. 这种情况下河道的侵蚀速率 E 可以被表示为流域面积 A 和河流比降 S 的幂函数^[19,20,27]:

$$E = KA^m S^n, \quad (1)$$

图 1 祁连山地形图及活动断层分布

式中, m, n 为正的常数, K 是一个有量纲的侵蚀系数. 这时, 河道的高程 z 可以表示为抬升速率 U 和侵蚀速率 E 的函数:

$$\frac{dz}{dt} = U(x, t) - E, \quad (2)$$

式中, x 表示位置, t 表示时间. 如果河道纵剖面处于均衡状态(这里的均衡是指河道某点的高程不随时间的变化而改变), 即 $\frac{dz}{dt} = 0$, 把公式(1)代入公式(2)可得

$$S = (U/K)^{1/n} A^{-m/n}. \quad (3)$$

公式(3)的形式正好与大量的实践研究^[18,28,29]得出的结果相吻合, 实践研究得出河道比降是流域面积的幂函数:

$$S = k_s A^{-\theta}, \quad (4)$$

式中, 系数 k_s 表示河道的陡峭指数, θ 表示河道的下凹度或曲率. 从模型结果(3)可得出以下关系:

$$k_s = (U/K)^{1/n}, \quad (5)$$

$$\theta = m/n. \quad (6)$$

理论上, 如公式(5)和(6)所示, 均衡河道的陡峭指数由 $(U/K)^{1/n}$ 决定, 如果在整个河道抬升速率 U 和侵蚀系数 K 是均一的, m/n 决定均衡河道的下凹度 θ . 尽管在不同河段下凹度的差别可以指示区域的抬升速率^[30], 但是本研究中主要关注与岩石抬升速率直接相关的陡峭指数 k_s . 在公式(4)中, 除了抬升速率, 两个关键参数(K 和 n)对陡峭指数有重要影响. 其中, 侵蚀系数 K 受很多因素影响, 这些因素主要包括岩性、气候条件(主要是降水)和河流负载^[20,31,32]. 坡度指数 n 对河道陡峭指数与抬升速率和侵蚀系数之间的关系起着重要作用, 研究发现, n 的大小主要与河流的主要侵蚀过程相关^[33].

岩性是影响陡峭指数的重要因素, 它通过影响侵蚀系数和坡度指数而对其产生作用. 不仅河道的宽度(是侵蚀系数 K 的一个组成部分)会受到岩性的作用^[34-36], 并且岩性还控制着河流的主要侵蚀过程^[33]. Moglen 和 Bras 论证了在岩石比较坚硬的区域河流河道比较陡^[37], 美国加州 Sant Yanz 山脉的河道研究与这一结果相吻合^[23]. 另外, 对侵蚀系数 K 的研究发现, 岩石类型对 K 的影响可以达到几个数量级的变化^[27].

实验室的研究也发现侵蚀速率受到不同岩石类型抗张强度的重要影响^[31].

降水条件与河流的径流直接相关, 进而影响河流侵蚀能力的强弱. 降水通过改变流域的水文条件和沉积物供给来改变河流的侵蚀系数 K . 尽管降水在决定河道陡峭指数中的作用不容忽视, 但由于很多条件的限制, 对其与河道陡峭指数之间关系的研究还比较少. Zaprowski 等人^[38]的研究指出, 在山区降水的变化与河道陡峭与否没有系统的对应关系, 而与河道的下凹度有很好的正相关.

河流负载通过相对立的两个方面影响河流的侵蚀: 一是为河流提供工具来加速侵蚀, 二是覆盖基岩河道从而减弱侵蚀过程^[39]. 实验室与实践研究都认为河流负载在控制河流对基岩的侵蚀过程中起着重要作用^[31,40,41]. 由于其对河流侵蚀影响的复杂性和非线性关系^[31], 把河流负载整合到河流水力侵蚀模型中是非常困难的. 但是, 利用水文站点的泥沙数据可以得到区域的产沙率, 可以分析泥沙供给对其的影响; 另外, 考虑到沉积物供给和粒度大小主要受流域岩性和气候条件的影响, 再结合流域沉积物供给资料, 沉积物对河流侵蚀的影响可以定性地进行讨论.

以上所讨论的因素对于我们在地貌形态特征中直接提取构造抬升信息增加了复杂性, 但是通过对区域岩性、气候条件和其他影响因素的细致分析对比, 这一途径还是可行的. 祁连山地区分布有大量的气象站点, 可以提供较好的气候资料, 而且有较翔实的地质调查资料, 为我们利用这一方法对该区域的构造抬升信息进行研究提供了条件.

3 方法与结果

为了使影响河道比降的因素最小化, 在河流的选择上主要考虑了以下几个原则. 首先, 选取比较小的河流, 流域面积为 5~100 km², 以减小流域面积对结果的影响. 第二, 所有被选取的河流都位于祁连山北翼, 而穿越山脉的河流被排除, 这就会使河流构造抬升背景比较均一, 不受多个断裂带的影响. 第三, 大部分北向流的河流都是内陆河, 出山后流入河西走廊, 所以河西走廊可以认为是这些河流的基准面; 为了消除河流侵蚀基准的影响, 选取直接流入河西走廊或首先流入走廊、再汇入径流的河流, 那些在山区就汇入大的干流的支流不被选取, 这些支流的侵

蚀会受干流较大影响. 最后, 选择主要由降水补给的河流, 排除主要由冰川融水补给的河流.

根据 Snyder 等人^[21]和 Kirby 等人^[24]发展的分析方法和步骤, 首先, 我们基于 ArcGIS 系统, 利用一系列 MATLAB 脚本程序, 从 90 m 分辨率 SRTM(Shuttle Radar Topography Mission)的 DEMs 中提取河道高程和流域面积. 再选用 1000 m 的移动窗口对河道进行平滑并消除异常点^[22], 每隔 20 m 的垂直距离进行河道比降的计算. 得到河道比降之后, 根据公式(4)(对数形式: $\log S = -\theta \log A + \log k_s$)对河道比降和流域面积进行反演回归, 就可以得到河道的陡峭指数 k_s (Y轴截距)和下凹度 θ (直线斜率), 如图 2(a)和(b)所示. 在进行反演计算时, 回归分析限制于冲积河道部分, 在河流源区的崩积河道部分和河流出山后的洪积河道部分被排除, 不进行回归分析. 为了方便各个河道之间进行对比, 我们选取河道下凹度值 0.45 对河道陡峭指数进行标准化处理^[39], 得到标准化的陡峭指数 k_{sn} (图 2(a), (b)).

按照前面提到的步骤, 对位于祁连山北翼的 84 条河道进行了提取与分析. 结果显示, 河流河道纵剖面下凹度的变化范围为 0.16~1.5, 大部分河道的值处于 0.52 左右. 标准化的河道陡峭指数(k_{sn})的变化范围是 57~240. 在图 3 中, 河道 k_{sn} 值的大小用不同的颜色予以表示, 从图中可以明显看出河道陡峭指数沿山脉呈规律变化, 祁连山东段(河道 1~39 所处区域) k_{sn} 较小, 中段(河道 40~66 所处区域)、西段(河道 67 以西区域)较大(图 2(c)), 最大处位于中段榆木山附近区域.

4 讨论

根据河流侵蚀模型, 如果利用公式(5)对河道陡峭指数进行解释, 首要的前提是河流河道要处于均衡或接近均衡状态. 在祁连山东段, 河流阶地研究^[16]指出 0.8 Ma 以来岩石抬升速率几乎是匀速的, 根据这一结果, 祁连山东段河流对构造的响应至少有 0.8 Ma 的时间, 有足够长的时间达到均衡状态^[42]. 尽管其他区域没有长期构造抬升记录, 但所有分析的河道都和祁连山东段的河道一样, 有下凹的平滑的纵剖面(图 2), 没有明显的裂点出现(裂点的出现可能反映了抬升速率的空间或时间上的改变^[20]). 另外, 在流域面积-河道比降的分析中发现, 84 条河道中有 72 条在流域面积-河道比降对数图上有理想的线性关系

图2 河道纵剖面与流域面积-比降对数图

(a) 河道 18 纵剖面与流域面积-比降对数图; (b) 河道 56 纵剖面与流域面积-比降对数图; (c) 祁连山北翼东段与中、西段多条河道的流域面积-比降对比图

(图 2), 利用理论模型公式拟合出的河道纵剖面与实际河道纵剖面非常吻合, 其他 12 条的拟合纵剖面与实际纵剖面相差不大, 但也符合面积-比降的对数线性关系. 所以, 我们认为分析的河道大多数都处于或接近均衡状态, 可以利用公式(5)进行解释.

从公式(5)中可以看出, 河道陡峭指数由 3 个量决定: 岩石抬升速率 U 、侵蚀系数 K 和坡度指数 n , 其中任何一个变量的改变都会导致陡峭指数的变化. 除了抬升速率是比较简单的变量, K 和 n 都受到多个因素的影响, 这些因素主要是岩性、降水和河流负载. 虽然 K 和 n 的值从实践研究中可以得到, 但是具体把岩性、降水、河流负载及其他因素定量化来计算 K 和 n 目前还很难做到. 所以, 下面我们分别对岩性、降水和河流负载进行讨论, 通过对比和分析探讨河道陡峭指数与各因素之间的关系, 以对陡峭指数的

图3 祁连山北翼河道陡峭指数的分布
河道按照从东到西依次增大的顺序编号

分布特征进行解释, 讨论其是否可以反映出抬升速率信息.

4.1 岩性

河道基岩抗侵蚀能力随岩石类型的不同而改变, 同时其可侵蚀性可能主要由岩石的破裂程度所决定^[43]. 另外, 不同的岩石类型还可能改变河流的侵蚀过程, 即改变 n 的大小^[33]. 由于没有详细的野外岩石强度的测量数据, 我们利用岩石的不同类型或形成时代来讨论其对河道陡峭指数的影响. 在我们进行河流分析的研究区域, 奥陶纪到志留纪的沉积岩和变质沉积岩沿祁连山走向 NWW-SEE 呈带状分布, 岩石类型主要包括砂岩、砂砾岩、碎屑岩、浅变质的碎屑岩、页岩、火山岩和硅酸岩. 少部分第三系沉积岩分布于山前靠近走廊的位置, 有两个区域分布有加里东期的花岗岩和斜长花岗岩^[26]. 此外, 泥盆纪到白垩纪的沉积岩也有少量分布(图 4(a)). 在祁连山东段, 河流阶地研究得出 0.8 Ma 以来这一区域的河流下切速率都在 0.1 mm/a 左右^[16], 说明该区域的岩石抬升速率是比较均一的. 在这一区域, 共对 23 条河道(河道编号 1~23)进行了分析, 这些河流的流域

年平均降水为 150~300 mm/a, 多数在 200 mm/a 左右, 变化范围不大. 如果我们假设这些河道岩石抬升速率和降水是均一的, 影响河道侵蚀的只有岩性条件, 但如图 4(a)所示, 虽然有 3 种不同类型的基岩, 河流陡峭指数没有随着基岩的不同有明显的变化. 在祁连山中、西段, 构造抬升背景目前还不是很清楚, 但河道陡峭指数没有随岩石类型或形成时代的不同而呈现规律的变化. 唯一的例外是新第三纪的沉积岩, 编号为 46, 47, 66 和 67 的河道以其为基岩, 相比附近的河道其陡峭指数较小, 这应该是由该岩石沉积时代非常年轻, 岩石胶结还比较松散, 抗侵蚀能力非常小, 所以导致较小的陡峭指数. 而对于其他的石炭纪以前的沉积岩和加里东期的花岗岩, 虽然其岩石强度有所不同, 但对河道陡峭指数的影响是有限的.

在图 4(c)中所示的河道, 它们的基岩都是同一时期的花岗岩, 岩性相同, 降水条件也类似, 但从图中可看出, 它们的陡峭指数相差很大, 位于祁连山西部的河道(编号 61~66)陡峭指数约是东部河道(编号 14~21)的 2 倍. 这一现象说明基岩不是控制河道陡峭指数的主要因素, 而是其他因素控制着祁连山河道的陡峭指数.

图 4 研究区岩性与河道陡峭指数

(a) 研究区岩性分布^[26]; (b) 在不同岩性条件下, 祁连山东段河道陡峭指数的对比; (c) 在相同的岩性条件下, 祁连山东、西段两个区域河道陡峭指数的对比. A, 奥陶纪浅变质沉积岩; B, 寒武纪火山岩、变质沉积岩; C, 加里东花岗岩

4.2 降水

大的降水量可以增大河流的径流量, 增强河流的侵蚀能力(增大侵蚀系数 K), 从而减小河道的陡峭指数. 基于分布于祁连山及附近区域的 31 个气象站点近 50 年的降水记录(图 5), 在 ArcGIS 中利用样条插值得出了研究区全范围的降水分布. 数据显示祁连山北部地区年平均降水量为 50~600 mm, 并且从东到西有明显递减的趋势(图 5(a)).

祁连山东段降水量有较大变化(150~600 mm/a), 河道陡峭指数却没有明显的变化(图 5(b)). 如河道编号为 14~24 的流域降水量为 150~250 mm/a, 是河道编号为 30~39 的流域降水量(450~600 mm/a)的 1/3~1/2, 并且河道编号 30~39 的流域基岩(泥盆系沉积岩)比河道编号 14~24 的流域基岩(花岗岩和老的沉积岩)抗侵蚀能力还要弱一些, 但降水和岩性的这些差

别并没有导致河道陡峭指数的明显变化. 从图 5(a)中似乎可以看出在东段西部到中段这一部分河道陡峭指数有随着降水量减小而增大的趋势, 但从祁连山东段的情况可以看出, 降水量虽然有 2~3 倍的变化(与东段西部到中段类似), 而河道陡峭指数却没有明显的变化; 中段到西段也类似, 降水量逐渐减小, 河道陡峭指数没有增大反而有所减小, 所以我们认为祁连山东段西部到中段这一部分, 河道陡峭指数的变化不是降水变化导致的, 降水与陡峭指数的对应关系是一个表象, 而不是实质的因果关系. 从 4.1 最后一段的例子中也发现, 如图 4 所示, 两个区域有类似的岩性条件, 降水条件也是类似的, 都比较小, 河道陡峭指数却出现明显的差异, 也说明是其他因素(可能是抬升速率)在主导着陡峭指数的变化, 而降水对祁连山北翼河道陡峭指数的影响是有限的. 可

图5 祁连山降水与河道陡峭指数

(a) 祁连山年平均降水量分布(因为个别气象站点位于研究区外,所以在图中没有显示);(b) 不同降水量条件下,河道陡峭指数的对比。(a)中的椭圆区域为(b)中河道所在的位置;(b)中河道14~24所处的区域降水量为150~200 mm/a,河道30~39所处的区域降水量为450~600 mm/a

能的解释为,处于干旱-半干旱区域的祁连山,其降水量只有几百毫米,变化范围不是很大,这样的降水变化还不能促使河流侵蚀系数产生较大变化,对该区域河道陡峭指数变化的贡献有限。

4.3 河流负载

因为河流负载对河流侵蚀有两个对立方面的作用^[39],如果它对祁连山河道陡峭指数有影响,一是可能增加东段河道的覆盖,从而减缓河道比降;二是在西部地区为河流提供更有效的下切工具,从而增加河流比降。但从流域沉积物供给情况、野外观察,并结合集水盆地岩性和河流水文特征发现这种

情况是不太可能出现的。首先,河道沉积物覆盖的情况在祁连山东、西段没有太大差别,普遍的情况是河道有偶尔暴露的基岩和薄层砾石覆盖,东部的河道没有更多的沉积物覆盖。这些沉积物的覆盖对于基岩的侵蚀没有比较大的作用,在河流侵蚀发生时(多数是降水时的洪水)基岩之上的砾石是可以移动的。其次,在这些基岩河道中,影响河流负载的主要是沉积物的供给,表1为分布于祁连山北翼河流出口9个水文站点近50年的输沙量计算得出的流域平均年产沙量数据。从表中可以看出,祁连山东段与中、西段的产沙量没有太大差别,流域泥沙供给相差不大,说明河流负载在东西段上没有太大的差别。最后,祁

表 1 祁连山水文站点记录的悬移质含量与流域年平均产沙量

站点	河流	记录年限	流域面积 /km ²	悬移质 /10 ³ t·a ⁻¹	流域年平均产沙量 /t·km ⁻² ·a ⁻¹
沙金台	黄羊河	1959~1975	455	72	158
杂木寺	杂木河	1956~2000	842	146	173
九条岭	西营河	1956~2000	1082	153	141
杂马什克	黑河	1958~2000	4585	1139	248
祁连	八宝河	1956~2000	2413	401	166
莺落峡	黑河	1956~2000	10000	2366	237
梨园堡	梨园河	1956~1989	2231	408	183
冰沟	讨赖河	1956~2000	6896	692	100
昌马堡	昌马河	1956~2000	10910	2963	272

连山东西段河道中砾石粒径大小也没有明显区别，都是在河流上游粒径较大，向下游粒径逐渐减小。另外，流域沉积物的生产和在河道中的运输主要是受流域降水和地表状况(包括岩性)的影响。在前两节的讨论中，通过对比分析了降水和岩性的作用，这同时也在一定程度上也反映了受降水和岩性影响的河流负载对河道陡峭指数的作用也是有限的。

4.4 岩石抬升速率

通过前面的讨论我们知道，降水、岩性和河流负载对祁连山北翼河道陡峭指数的影响是有限的，排除了这些因素，影响河道陡峭指数变化的原因应主要是这一区域岩石抬升速率的差异。所以我们认为，祁连山北翼河道陡峭指数的变化反映了祁连山北翼岩石抬升速率的分布特征。在祁连山东段有较小的抬升速率，西段较大，抬升速率最大处位于祁连山中、西段榆木山以西的区域。这一结果与以前的研究也有较好的对应关系(图 6)。在河道陡峭指数较低的东段，河流的下切速率为 0.1 mm/a 左右^[16]，远小于中段摆浪河 0.6~0.9 mm/a^[44]的下切速率和西段玉门附近 0.8~1.0 mm/a^[14]的下切速率。在陡峭指数较高的中段榆木山附近，断层研究也得到较大的垂直滑动速率，为 0.6~0.9^[14]和 0.4~1.9 mm/a^[12]。在祁连山最西端，祁连山北缘断裂附近的河流阶地变形研究显示，该区域垂直运动速率可达到 2 mm/a^[45]，而河道陡峭指数显示这一区域的抬升速率要比中段低，由于这一区域数据点较少，还需要补充更多的数据。

如果根据河道陡峭指数分布把祁连山分成两段，河道编号 1~43 所处的区域为东段，河道 44~84 为中、西段，陡峭指数在东段的平均值为 103，中、西段的平均值为 169，中、西段的值大概是东段的 1.7 倍(图 6(b))。但这并不是指示祁连山中、西段的构造抬升速率是东

图 6 祁连山北翼河道陡峭指数与岩石抬升速率分布 (a) 河道陡峭指数所反映的祁连山北翼抬升速率分布特征及其与其他方法得出的抬升速率的对比; (b) 祁连山北翼 84 条河道的陡峭指数。图中虚线为祁连山东西两段河道陡峭指数的平均值; 河流下切速率引自文献[15,16,44]; 断层垂直错断速率引自文献[12,14,45]

段的 1.7 倍，因为决定抬升速率 U 和陡峭指数 K_s 关系的坡度指数 n 还不能确定。由于影响 n 的因素的复杂性，实际研究^[22,32]或模拟研究^[33]显示 n 的值存在矛盾和不确定性。所以，在本研究中，祁连山北翼河道陡峭指数分布只是定性地反映了构造抬升速率的分布特征及其差异。还需要进行更多的野外和模拟工作来定量地提取该区域的抬升速率信息。

5 结论

分布于祁连山北翼的河流河道陡峭指数沿祁连山走向有系统的变化，在东段较小，中、西段较大。

在区域岩性、降水的背景下,通过对比分析显示岩性和降水条件对河道的陡峭指数影响有限,也没有明显的证据显示河流负载对河道的陡缓有明显的作用,河道陡峭指数的变化主要受区域构造抬升速率的影

响。所以,河道陡峭指数的变化反映了祁连山北翼构造抬升速率的分布特征:祁连山东段抬升速率较低,中、西段较高,抬升速率最大处位于中段榆木山附近区域。

致谢 感谢石许华、高红山、宋春晖和戴霜提出的宝贵建议。

参考文献

- 1 潘保田, 邬光剑, 王义祥, 等. 祁连山东段沙沟河阶地的年代与成因. 科学通报, 2000, 45: 2669—2675
- 2 Geoge A D, Marshallsea S J, Wyrwoll K H, et al. Miocene cooling in the northern Qilian Shan, northeastern margin of the Tibetan Plateau, revealed by apatite fission-track and vitrinite-reflectance analysis. *Geology*, 2001, 29: 939—942
- 3 方小敏, 赵志军, 李吉均, 等. 祁连山北缘老君庙北斜晚新生代磁性地层. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2004, 34: 97—106
- 4 Tapponnier P, Xu Z Q, Roger F, et al. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau. *Science*, 2001, 294: 1671—1677
- 5 Meyer B, Tapponnier P, Bourjot L, et al. Crustal thickening in Gansu-Qinghai, lithospheric mantle subduction, and oblique, strike-slip controlled growth of the Tibet plateau. *Geophys J Int*, 1998, 135: 1—47
- 6 Tapponnier P, Ryerson F J, Van der Woerd J, et al. Long-term slip rates and characteristic slip: Keys to active fault behaviour and earthquake hazard. *Earth Planet Sci*, 2001, 333: 483—494
- 7 Yin A, Harrison T M. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 2000, 28: 211—280
- 8 Yin A, Dang Y Q, Wang L C, et al. Cenozoic tectonic evolution of Qaidam basin and its surrounding regions (Part 1): The southern Qilian Shan-Nan Shan thrust belt and northern Qaidam basin. *Geol Soc Am Bull*, 2008, 120: 813—846
- 9 Wang X M, Wang B Y, Qiu Z X, et al. Danghe area (western Gansu, China) biostratigraphy and implications for depositional history and tectonics of northern Tibetan Plateau. *Earth Planet Sci Lett*, 2003, 208: 253—269
- 10 Metivier F, Gaudemer Y, Tapponnier P, et al. Northeastward growth of the Tibet plateau deduced from balanced reconstruction of two depositional areas: The Qaidam and Hexi Corridor basins, China. *Tectonics*, 1998, 17: 823—842
- 11 Gaudemer Y, Tapponnier P, Meyer B, et al. Partitioning of crustal slip between linked, active faults in the eastern Qilian Shan, and evidence for a major seismic gap, the 'Tianzhu gap', on the western Haiyuan Fault, Gansu (China). *Geophys J Int*, 1995, 120: 599—645
- 12 Tapponnier P, Meyer B, Avouac J P, et al. Active thrusting and folding in the Qilian Shan, and decoupling between upper crust and mantle in northeastern Tibet. *Earth Planet Sci Lett*, 1990, 97: 382—403
- 13 Hetzel R, Niedermann S, Tao M X, et al. Low slip rates and long-term preservation of geomorphic features in Central Asia. *Science*, 2002, 297: 428—432
- 14 Hetzel R, Tao M X, Stokes S, et al. Late Pleistocene/Holocene slip rate of the Zhangye thrust (Qilian Shan, China) and implications for the active growth of the northeastern Tibetan Plateau. *Tectonics*, 2004, 23: TC6006
- 15 Hetzel R, Niedermann S, Tao M X, et al. Climatic versus tectonic control on river incision at the margin of NE Tibet: Be(10) exposure dating of river terraces at the mountain front of the Qilian Shan. *J Geophys Res*, 2006, 111: F03012
- 16 Pan B T, Gao H S, Wu G J, et al. Dating of erosion surface and terraces in the eastern Qilian Shan, northwest China. *Earth Surf Proc Land*, 2007, 32: 143—154
- 17 Zhang P Z, Shen Z K, Wang M, et al. Continuous deformation of the Tibetan Plateau from global positioning system data. *Geology*, 2004, 32: 809—812
- 18 Howard A D, Kerby G. Channel changes in badlands. *Geol Soc Am Bull*, 1983, 94: 739—752
- 19 Howard A D, Dietrich W E, Seidl M A. Modeling fluvial erosion on regional to continental scales. *J Geophys Res*, 1994, 99: 13971—13986
- 20 Whipple K X, Tucker G E. Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *J Geophys Res*, 1999, 104: 17661—17674
- 21 Snyder N P, Whipple K X, Tucker G E, et al. Landscape response to tectonic forcing: Digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. *Geol Soc Am Bull*, 2000, 112: 1250—1263
- 22 Wobus C, Whipple K X, Kirby E, et al. Tectonics from topography: Procedure, promise, and pitfalls. *Geol Soc Am Spec Pap*, 2006, 398: 55—74

- 23 Duvall A, Kirby E, Burbank D. Tectonic and lithologic controls on bedrock channel profiles and processes in coastal California. *J Geophys Res*, 2004, 109: F03002
- 24 Kirby E, Whipple K X, Tang W Q, et al. Distribution of active rock uplift along the eastern margin of the Tibetan Plateau: Inferences from bedrock channel longitudinal profiles. *J Geophys Res*, 2003, 108: B42217
- 25 国家地震局地质研究所, 国家地震局兰州地质研究所. 河西走廊-祁连山活动断裂系. 北京: 地震出版社, 1993. 74—94
- 26 中国地质科学院成都地质矿产研究所. 青藏高原及邻区地质图(1:1500000). 北京: 地质出版社, 2007. 3—41
- 27 Stock J D, Montgomery D R. Geologic constraints on bedrock river incision using the stream power law. *J Geophys Res*, 1999, 104: 4983—4993
- 28 Hack J T. Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland. *US Geol Surv Prof Pap*, 1957, 294: 45—97
- 29 Flint J J. Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge. *Water Resour Res*, 1974, 10: 969—973
- 30 Kirby E, Whipple K X. Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis. *Geology*, 2001, 29: 415—418
- 31 Sklar L S, Dietrich W E. Sediment and rock strength controls on river incision into bedrock. *Geology*, 2001, 29: 1087—1090
- 32 Snyder N P, Whipple K X, Tucker G E, et al. Channel response to tectonic forcing: Field analysis of stream morphology and hydrology in the Mendocino triple junction region, northern California. *Geomorphology*, 2003, 53: 97—127
- 33 Whipple K X, Hancock G S, Anderson R S. River incision into bedrock: Mechanics and relative efficacy of plucking, abrasion, and cavitation. *Geol Soc Am Bull*, 2000, 112: 490—503
- 34 Montgomery D R, Gran K B. Downstream variations in the width of bedrock channels. *Water Resour Res*, 2001, 37: 1841—1846
- 35 Montgomery D R. Observations on the role of lithology in strath terrace formation and bedrock channel width. *Am J Sci*, 2004, 304: 454—476
- 36 Finnegan N J, Roe G, Montgomery D R, et al. Controls on the channel width of rivers: Implications for modeling fluvial incision of bedrock. *Geology*, 2005, 33: 229—232
- 37 Moglen G E, Bras R L. The effect of spatial heterogeneities on geomorphic expression in a model of basin evolution. *Water Resour Res*, 1995, 31: 2613—2623
- 38 Zaprowski B J, Pazzaglia F J, Evenson E B. Climatic influences on profile concavity and river incision. *J Geophys Res*, 2005, 110: F03004
- 39 Sklar L S, Dietrich W E. River longitudinal profiles and bedrock incision models: Stream power and the influence of sediment supply. In: Tinkler K J, Wohl E E, eds. *Rivers Over Rock: Fluvial Processes in Bedrock Channels*. Washington D C: American Geophysical Union, 1998. 237—260
- 40 Sklar L S, Dietrich W E. A mechanistic model for river incision into bedrock by saltating bed load. *Water Resour Res*, 2004, 40: W06301
- 41 Sklar L S, Dietrich W E. The role of sediment in controlling steady-state bedrock channel slope: Implications of the saltation-abrasion incision model. *Geomorphology*, 2006, 82: 58—83
- 42 Whipple K X. Fluvial landscape response time: How plausible is steady-state denudation? *Am J Sci*, 2001, 301: 313—325
- 43 Molnar P, Anderson R S, Anderson S P. Tectonics, fracturing of rock, and erosion. *J Geophys Res*, 2007, 112: F03014
- 44 赵井东, 周尚哲, 崔健新, 等. 摆浪河流域的 ESR 年代学与祁连山第四纪冰期新认识. *山地学报*, 2001, 19: 481—488
- 45 陈杰, 卢演铸, 丁国瑜. 祁连山西段酒西盆地区阶地构造变形的研究. *西北地震学报*, 1998, 20: 28—36