

基于 DEM 黄土丘陵沟壑区不同尺度流域地貌 现状及侵蚀产沙趋势

廖义善^{1, 2, 3}, 蔡强国³, 秦奋⁴, 张建波^{2, 3}, 柯文²

(1. 广东省生态环境与土壤研究所, 广东 广州 510650; 2. 华中农业大学资源与环境学院, 湖北 武汉 430070

3. 中国科学院地理科学与资源研究所 陆地水循环与地表过程重点实验室, 北京 100101;

4. 河南大学环境与规划学院, 河南 开封 475001)

摘要: 基于流域 DEM 对各个集水区进行划分, 提取流域沟壑长度、平均高程、平均坡度等信息, 并运用 EXCEL、SPSS对这些信息进行分析处理, 计算出沟壑密度、流域相对高程、面积-高程积分值, 并结合流域侵蚀产沙数据以及实地考察情况, 借助地貌学的相关理论, 分析流域不同区域内、不同尺度流域地貌发育及侵蚀产沙情况。研究发现, 流域左右两岸支流的发育数目、形状受邻近流域的影响; 面积-高程积分值的大小能反应流域的地貌现状与侵蚀趋势, 蛇家沟与岔巴沟的面积-高程积分值分别为 0.547 5、0.463 7, 但面积-高程积分值的大小及变化趋势还与流域最低点是否达到基岩有关; 沟壑发育分为长度发育与宽度发育两个阶段, 沟壑密度只是衡量地貌的一个重要指标, 沟壑密度对流域侵蚀产沙的影响与沟壑的发育阶段有关; 一般情况下产沙模数的大小与流域面积大小没有直接的关系, 主要看流域内的地貌的发育阶段。

关键词: 流域发育阶段; 侵蚀产沙; 尺度; 面积-高程积分

中图分类号: P931.6 TP79

文献标识码: A

自从 Miller在 1958年首次提出数字高程模型 (DEM)的概念以来, 经过 50 a的发展, DEM 的诸多基础理论问题得到了深入的研究, 基于 DEM 的数字地形分析的理论与技术方法体系也不断完善^[1, 2]。DEM 广泛应用水文要素的提取及辅助建立水文模型、洪水预报、土壤学、地貌学、生态学等。

1899年地貌学奠基人戴维斯 (Davis) 提出了地貌侵蚀循环理论, 为地貌研究奠定了理论基础^[3]。20世纪 50年代, 美国理论地貌学家斯特拉勒 (N. Strahler) 提出的面积-高程分析法将戴维斯地貌循环理论定量化, 把面积-高程分析法运用到流域地貌发育研究之中^[4], 此方法的建立, 推动了流域侵蚀地貌演变的定量化研究, 是对戴维斯地貌侵蚀循

环理论的重大发展^[5]。姜鲁光^[6]根据高程分析结果, 初步判定了鲁中南山地及其各流域的地貌发育阶段, 并对鲁中南山地的地貌发育过程、不同流域临城期地面的分布高度、新构造运动期间的相对抬升量以及鲁中南山地临城期平均侵蚀量作了初步探讨。孙希华等^[7]把面积-高程分析法运用到流域地貌发育研究之中, 把山东沂沭泗河流域山丘区地貌发育阶段分为壮年期和老年期。

土壤侵蚀的产生是多种自然和社会因素相互作用、相互制约的结果。在不同尺度的流域, 流域的不同位置, 影响侵蚀产沙的因素作复杂多样。大量研究证实, 地理学研究对象格局与过程的发生、时空分布、相互耦合等特性都是尺度依存的 (scale-de-

收稿日期 (Received date): 2007-12-05; 改回日期 (Accepted): 2008-02-14。

基金项目 (Foundation item): 国家基金委员会重点基金项目 (40635027); 国家重点基础研究发展计划 973 项目 (2007CB407207)。[Supported by the key project of National Natural Science Foundation of China(40635027); the National Basic Research Priorities Programme of China (2007CB407207)]

作者简介 (Biography): 廖义善, 男, 广西桂林人, 硕士, 研究方向流域地貌及 GIS应用。[Liao Yishan male born in Guilin Guangxi M. S. majoring in fluvial geomorphology.] Tel 010-64889814 E-mail yishan_liao@163.com

通讯作者 (Author for correspondence): 蔡强国 E-mail caiq@gsrr.ac.cn Tel: 010-64889310

pendent)。近年来许多学者^[8-12]在土壤侵蚀的研究中都注意到了空间尺度的变化,尤其是注重对侵蚀产沙空间转换的研究。综上所述,DEM的广泛应用为量化地貌研究提供可能,尺度研究也是当今研究的热点,但地貌对侵蚀产沙的影响及其侵蚀产沙的尺度效应尚待进一步研究。本文尝试利用DEM提取数据与流域水文站的观测数据,并借助地貌学的相关理论,结合对大理河流域的实地考察情况,在不同空间尺度下探讨流域地貌现状、地貌对侵蚀产沙的影响及其侵蚀产沙的尺度效应。

1 研究区概况与研究方法

1.1 研究区概况

大理河为黄河一级支流无定河的一条支流,控制流域面积 $3\,893\text{ km}^2$ 。岔巴沟(图1a)为大理河的一级支流,流域控制面积为 205 km^2 ,蛇家沟为岔巴沟的一条支流,流域控制面积 4.72 km^2 (如图1b所示,图中数字为流域编号)。据黄河流域子洲径流实验站1959~1969年的实测资料表明:岔巴沟多年平均降水量 480 mm ,降水季节分配不均匀,70%集中在6~9月,且多为强度大、历时短的暴雨,实测最大降雨强度达 3.5 mm/min ,年平均温度约 $8\text{ }^{\circ}\text{C}$,最高气温 $38\text{ }^{\circ}\text{C}$,最低气温 $-27\text{ }^{\circ}\text{C}$,霜冻期约半年。流域平均侵蚀模数 $22\,200\text{ t}/(\text{km}^2\cdot\text{a})$,最大侵蚀模数达 $71\,100\text{ t}/(\text{km}^2\cdot\text{a})$,最小亦为 $2\,110\text{ t}/(\text{km}^2\cdot\text{a})$ 。

1.2 研究方法

运用1:1万的地形图生成DEM。为了减少计算量,根据流域面积大小,在分析流域不同位置的地貌现状及侵蚀产沙情况时提取地貌信息的DEM分别采用不同的栅格大小:蛇家沟DEM的栅格大小为 $10\text{ m}\times 10\text{ m}$,岔巴沟DEM的栅格大小为 $30\text{ m}\times 30\text{ m}$ 。在考虑侵蚀产沙尺度效应时所有流域均采用 $30\text{ m}\times 30\text{ m}$ 的栅格提取沟壑密度等信息。基于流域DEM,应用Arcinfo划分大理河、岔巴沟、蛇家沟的次一级流域,并提取不同流域的高程、坡度、沟壑等信息。运用EXCEL、SPSS对提取信息进行分析处理,计算出沟壑密度、流域相对高程、面积-高程积分值。把计算结果结合子洲径流实验站水文实验资料 and 中华人民共和国水文年鉴黄河流域水文资料1959~1969年的侵蚀产沙数据,并借助地貌学的相关理论,分析流域内不同区域、不同尺度流域地貌发育现状及侵蚀产沙情况。

2 流域不同位置的地貌现状及侵蚀产沙情况

流域的侵蚀产沙与地貌形态特征存在较密切的关系^[13],沟壑密度是地貌发育阶段、降水量、地形因素、地表植被状况和地表抗蚀能力等的重要特征值。从流域系统侵蚀的空间分布可知,不同的发育阶段,空间分布有很大的差异。幼年期,流域系统下游侵蚀最强烈,随着系统发育,侵蚀最大值逐渐向上游移动,到壮年期,流域系统中游侵蚀较为强烈,老年期则上游区侵蚀强烈^[14]。

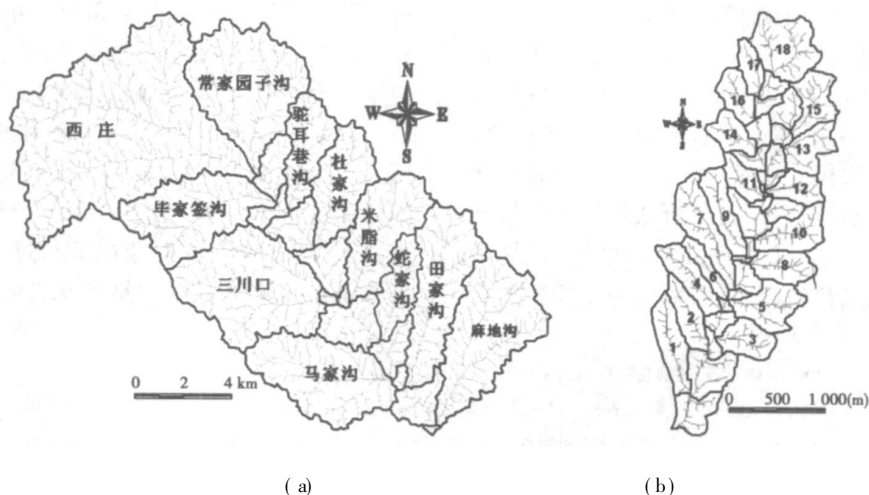


图1 研究区流域示意图

Fig. 1 Sketch map of Chaba-channel watershed

2.1 流域地貌演化阶段的定量分析方法

按照戴维斯的理论,当流域面积 – 高程积分值 > 0.60 时,称为幼年期;面积 – 高程积分值 < 0.60 且 > 0.35 时,为壮年期;面积 – 高程积分值 < 0.35 时,为老年期。在地貌演化的不同阶段,侵蚀和堆积的速度是不同的^[7]。以岔巴沟为例计算其面积 – 高程积分值,在 Arcinfo 中导出岔巴沟 DEM 的属性表,在 EXCEL 表中分别计算出岔巴沟全流域面积 A , 流域内某条等高线以上的面积 a_i , 该等高线与流域最低点的高差为 h_i , 流域最高点与最低点的高差 H , 记 $X_i = a_i/A$, $Y_i = h_i/H$, 显然 X_i , Y_i 均在 $[0\ 1]$ 内取值。根据一系列 (X_i, Y_i) 值,以 X 为横坐标, Y 为纵坐标,通过 SPSS 回归分析,得到这些点的三次方拟合曲线回归方程

$$f(x) = 0.884 - 2.25x + 4.154x^2 - 2.72x^3 \quad (1)$$
$$R^2 = 0.983$$

绘出面积 – 高程曲线: $y = f(x)$, 如图 2 所示, 曲线与坐标轴所包围的面积即为面积 – 高程积分值

$$S = \int_0^1 f(x) dx \quad (2)$$

把 (1) 式代入到 (2) 式, 通过积分, 便可求出岔巴沟流域面积 – 高程积分的近似值。

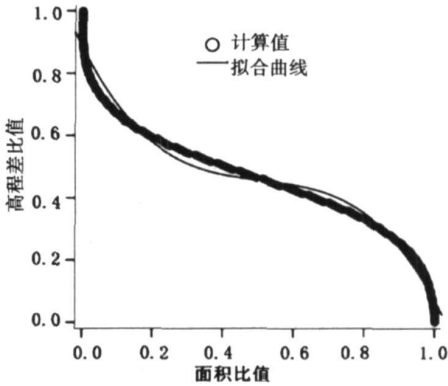


图 2 岔巴沟流域面积 – 高程积分

Fig. 2 The area-elevation integral value of Chaba-channel watershed

2.2 流域区域地貌变化

根据蛇家沟、岔巴沟各个支流(沟)的相对高程,流域出口高程,地貌的发育阶段(面积 – 高程积分值)及个支流在流域中所处的位置等综合考虑,分别把蛇家沟、岔巴沟分为上、中、下游(表 1, 表 2), 相对高程为集水区平均高程与该集水区沟口处高程的差值。

2.2.1 蛇家沟区域地貌变化情况

表 1 蛇家沟流域基本地貌信息

Table 1 Information of Shejiagou subwatershed

| 流域名称 | 相对高程 (m) | 沟壑密度 (km /km ²) | 平均坡度 (°) | 面积 – 高程积分值 | 河岸 /位置 |
|------|-------------|---------------------------------|---------------|------------|--------|
| 1 | 85.5 | 6.255 | 28.25 | 0.570 | 右岸 /下游 |
| 2 | 80.6 | 6.065 | 26.63 | 0.540 | 右岸 /下游 |
| 3 | 78.1 | 7.240 | 25.92 | 0.567 | 左岸 /下游 |
| 4 | 88.5 | 5.994 | 29.01 | 0.579 | 右岸 /下游 |
| 5 | 83.9 | 7.472 | 27.17 | 0.599 | 左岸 /下游 |
| 6 | 77.6 | 6.839 | 26.94 | 0.553 | 右岸 /下游 |
| 7 | 93.7 | 5.993 | 27.32 | 0.553 | 右岸 /下游 |
| 8 | 78.8 | 6.122 | 27.53 | 0.576 | 左岸 /中游 |
| 9 | 74.7 | 7.906 | 29.15 | 0.499 | 右岸 /中游 |
| 10 | 73.7 | 5.936 | 24.92 | 0.470 | 左岸 /中游 |
| 11 | 62.3 | 6.351 | 30.2 | 0.447 | 右岸 /中游 |
| 12 | 68.3 | 6.666 | 29.26 | 0.503 | 左岸 /中游 |
| 13 | 65.6 | 6.979 | 23.19 | 0.591 | 左岸 /中游 |
| 14 | 66.0 | 5.993 | 30.3 | 0.506 | 右岸 /中游 |
| 15 | 57.0 | 7.648 | 24.51 | 0.442 | 左岸 /上游 |
| 16 | 62.0 | 5.476 | 23.99 | 0.564 | 右岸 /上游 |
| 17 | 58.1 | 8.966 | 23.62 | 0.531 | 右岸 /上游 |
| 18 | 52.3 | 6.842 | 18.43 | 0.488 | 上游 |

由(图 1 a)所示,蛇家沟两岸地貌发育存在一定差异,右岸的集水区一般比较狭长,左岸的集水区一般比较宽短。右岸发育毛沟的数目与相对高程均大于左岸,但左岸的沟壑密度要大于右岸。流域地貌的发育状况可以用发育现状与发育趋势来衡量。通过对表 1 的统计分析发现,左岸面积-高程积分要小于右岸,即过去左岸单位面积内被侵蚀搬运的物质要大于右岸。由于左岸过去的侵蚀大于右岸,因而造成了现阶段右岸的相对高程与平均坡度均比左岸大,右岸较左岸更易于土壤的侵蚀与泥沙的搬运。即蛇家沟过去平均侵蚀强度左岸大于右岸,现阶段右岸的侵蚀强度要大于左岸,笔者在蛇家沟的实地考察也印证了这一点。左岸的毛沟发育一般主沟道比较短,但主沟道向两岸发育比较强烈,如蛇家沟 3 号沟(见图 1)沟口附近宽几十米、现阶段重力侵蚀比较少;右岸特别是中、下游毛沟的主沟道发育均比较长,沟道比较狭窄,在主沟道的中、上部有的

地方不到 0.5 m 宽,两边沟坡坡度比较大,有的几乎成垂直,沟道中重力侵蚀发生比较频繁,沟底有大量堆积物,现阶段侵蚀比较强烈。

通过统计发现蛇家沟流域相对高程下游最大,中游次之,上游最小,上游的平均坡度要比下游、中游小将近 5°。面积-高程积分下游为 0.566 中游为 0.513,上游为 0.506。通过对蛇家沟的实地考察,发现由于蛇家沟的主沟道比较短,主沟道已经发育到蛇家沟分水岭。上游地势比较平缓,相对高程比较小,主沟道下切不深,沟坡坡度比较小,因而上游平均坡度比较小。中游的相对高程、沟壑密度、面积-高程积分均处在中间位置,这说明流域自下而上的发育过程中,强烈发育阶段处由下游正在向中游过渡。既然流域地貌一般是自下而上发育,是什么造成上游的面积-高程积分值反而最小,将在后面进行分析(图 3)。

2.2.2 岔巴沟区域地貌变化情况

表 2 岔巴沟流域基本地貌信息
Table 2 Information of Chabagou

| 流域名称 | 面积 (km^2) | 平均高程 (m) | 相对高程 (m) | 沟壑密度 (km/km^2) | 平均坡度 ($^\circ$) | 面积-高程 积分值 | 河岸 位置 |
|------|-------------------------|-------------|-------------|-------------------------------------|----------------------|--------------|-------|
| 麻地沟 | 17.20 | 1 048.4 | 138.4 | 3.215 | 21.25 | 0.534 | 左岸/下游 |
| 田家沟 | 12.50 | 1 050.9 | 139.9 | 3.215 | 20.29 | 0.504 | 左岸/下游 |
| 马家沟 | 16.20 | 1 046.6 | 135.6 | 3.242 | 20.98 | 0.470 | 右岸/下游 |
| 蛇家沟 | 4.72 | 1 040.3 | 118.3 | 3.436 | 21.14 | 0.548 | 左岸/下游 |
| 米脂沟 | 11.00 | 1 062.9 | 131.9 | 3.344 | 19.96 | 0.532 | 左岸/中游 |
| 三川口 | 21.00 | 1 075.6 | 132.6 | 3.332 | 21.57 | 0.434 | 右岸/中游 |
| 杜家沟 | 8.56 | 1 068.2 | 118.2 | 3.287 | 20.12 | 0.516 | 左岸/中游 |
| 驼耳巷沟 | 5.74 | 1 077.6 | 117.6 | 3.382 | 19.24 | 0.498 | 左岸/中游 |
| 毕家沟 | 13.80 | 1 095.2 | 125.2 | 3.258 | 19.48 | 0.448 | 右岸/上游 |
| 常家园子 | 18.70 | 1 106.0 | 126.0 | 3.248 | 19.08 | 0.488 | 左岸/上游 |
| 西庄 | 49.00 | 1 136.2 | 156.2 | 3.198 | 20.35 | 0.507 | 上游 |

岔巴沟主河道两岸地貌发育存在一定差异,从两岸地貌发育程度上看,左岸的面积-高程积分要大于右岸,右岸的沟壑密度大于左岸;从两岸支流数目上看,河岸左岸的支流数目要大于右岸,左岸的小流域集水区较狭长,但面积要较右岸小。左岸的面积-高程积分值大于右岸,且右岸各支沟沟口均已下切到基岩,表明过去岔巴沟右岸侵蚀强度要大于左岸,现阶段左岸的侵蚀强度要大于右岸。笔者通过实地调查发现,左岸各支沟流域内除驼耳巷沟外,

基本很少看见支沟两岸有大片岩石出露,但在岔巴沟主干道中部,右岸过去发生过强烈的侵蚀,大量土壤被侵蚀搬运,造成右岸有大量岩石出露,特别是在三川口(刘家沟),其面积-高程积分值仅为 0.43,在三川口一条毛沟,从沟道剖面看,两岸岩石上仅覆盖几米厚的黄土。因而虽然右岸的相对高程、平均坡度都大于左岸,但由于右岸过去发生了强烈的侵蚀,岩石出露较多,现阶段右岸的侵蚀强度还是小于左岸。

通过对表 2 流域面积与相对高程的分析发现, 沟壑密度与相对高程的相关系数为 -0.703 。沟壑的发育与地表径流有关, 需要地表径流提供足够侵蚀力。靠近河沟的地方汇水面积最大, 这就造成了流域沟壑发育一般从靠近沟道的区域向流域分水岭发育。流域面积越大, 沟壑向源侵蚀达到分水岭的距离越长, 沟头发育到分水岭的时间越长, 靠近分水岭区域沟壑的发育越不完善, 流域沟壑密度越小。所以流域面积越大, 流域内该提取级别的沟壑发育越不完善。相对高程的变化是由于河床下切与河岸侵蚀的速度、时间不同步造成的。一般是先由于河流的下切造成相对高程的增加, 才促使沟壑发育加强, 侵蚀强度加剧。相对高程在岔巴沟流域范围内, 随着面积的增大而增大。因而, 在岔巴沟流域范围内, 沟壑密度与相对高程成负相关(图 4)。

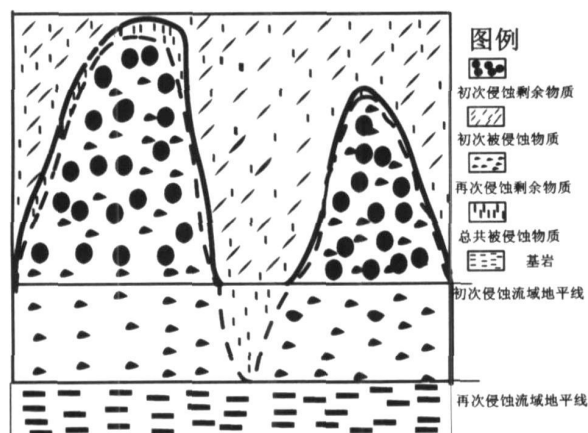


图 3 流域侵蚀过程与地貌变化

Fig 3 Erosion processes and morphology change

图 4 为流域沟壑密度与相对高程从下游到上游的变化情况, 流域编号自下而上增大, 1 号为流域最下游的支沟麻地沟, 11 号为流域上游西庄。由图 4 可知, 流域的相对高程在流域从下游到中游出现减小的趋势, 从中游到上游又急剧增大, 流域沟壑密度从下游到中游增加, 但到达中游以后又开始持续减小。通过对岔巴沟上、中、下游的数据进行统计, 可以发现岔巴沟中游的流域相对高程、流域平均坡度都是最小的, 沟壑密度的大小仅次于下游。岔巴沟河床的下切作用已经发展到中游, 中游的下部相对高程比中游的上部要大, 也印证了这一点。由于河床的下切作用大于土壤侵蚀的夷平作用, 中游的相对高程将会进一步增加, 同时, 相对高程的增大也促

使中游土壤侵蚀加强。岔巴沟中游现阶段处于强烈侵蚀阶段, 蔡强国^[15]在研究流域区域侵蚀特点时, 也认为岔巴沟流域侵蚀量中游最大, 上游次之, 下游最小。

2.2.3 流域区域地貌差异的探讨

由图 1 可知, 蛇家沟、岔巴沟左右两岸的一级支流的数量分布、形状均有所不同。这主要与邻近流域发育有关, 如蛇家沟的邻近流域是田家沟与米脂沟, 米脂沟与蛇家沟的主沟道距离比田家沟与蛇家沟的主干道的距离大, 米脂沟左岸的毛沟沟头与蛇家右岸的毛沟沟头间还有比较大的汇水面积, 两边沟头仍然在前进。田家沟右岸的毛沟与蛇家沟左岸的毛沟沟头距离比较近。对蛇家沟 15 号毛沟的考察发现, 15 号沟的沟头距离田家沟毛沟的沟头最窄处仅 40 m 左右。由于两边沟头间汇水面积比较小, 沟头前进缓慢。因而蛇家沟右岸毛沟发育一般比左岸细、长。岔巴沟右岸邻近流域为马蹄沟, 岔巴沟与马蹄沟的主沟道平行, 而在岔巴沟左岸没有与岔巴沟主干道平行发育的河流, 左岸沟头距离流域分水岭还有一段距离, 沟头仍在继续前进, 因而岔巴沟左岸支沟发育比较细长。

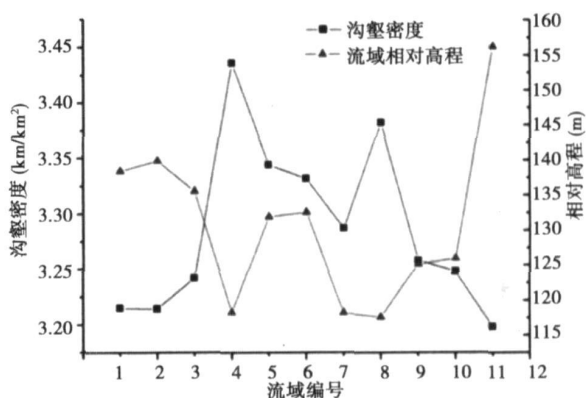


图 4 流域沟壑密度与相对高程

Fig 4 The variation of drainage density and the relative height with drainage area

在对不同尺度流域上、中、下游的数据进行统计发现, 流域上游的面积-高程积分一般偏小, 这不符合流域发育一般是自下(游)而上(游)的规律。因为面积-高程积分值的大小与流域内最低点处基岩是否出露有关。当流域内最低点未下切到基岩时, 面积-高程积分值不是一个单调减小的量。如图 3 所示, 由于流域再次下切, 沟道的下切速度大于流域由于侵蚀而下降的速度, 则再次下切后流域面积-

高程积分值要大于初次下切时的值。当下游沟道侵蚀到基岩, 沟道很难下切, 沟道下切速度小于流域整体下降速度, 随着流域的侵蚀, 面积 - 高程积分值将会持续减小。上游由于沟道未下切到基岩, 沟道下切的速度大于流域整体下降的速度, 面积 - 高程积分有一个增大的过程。这就造成了蛇家沟、岔巴沟、大理河上游面积 - 高程积分值一般偏小。

河床下切一般是由于干沟到支沟, 由下游到上游, 但由于流域区域地质、降雨、坡向、植被等因素的影响, 使得流域地貌发育并不是严格遵从自下而上的规律。黄土高原的局部抬升作用, 也是造成地貌发育阶段不是简单的遵从自下而上发育的一个重要原因。但由于受当地侵蚀基准面的影响, 流域地貌大体要符合流域自下而上发育的原则。通过对数据的分析发现, 蛇家沟的强烈侵蚀区域位于蛇家沟下游,

正在向流域中游发展, 岔巴沟的强烈侵蚀区域正位于中游下部。由上面对不同尺度的流域进行分析发现, 同一流域, 河流两岸、上、中、下地貌发育, 侵蚀产沙状况存在着差异性。这就决定了在研究流域侵蚀产沙尺度效应时, 要考虑该流域在其上一级流域中所处的位置。

3 流域地貌及其侵蚀产沙尺度

由于整个大理河流域 $> 3\,000\text{ km}^2$, 在空间尺度比较大的情况下, 为了避免次降雨尺度内降雨分布不均匀, 侵蚀产沙的时间尺度采用年尺度。选取 1959~ 1969 年大理河流域的多年平均产沙情况 (表 3) 结合地貌信息进行相关分析。

表 3 不同尺度的侵蚀产沙及地貌的基本情况
Table 3 Information about sediment yield and geomorphology

| 流域名称 | 产沙模数 (t/km^2) | 流域面积 (km^2) | 沟壑密度 (km/km^2) | 相对高程 (m) | 面积 - 高程 积分值 |
|------|------------------------------------|---------------------------|-------------------------------------|------------------------|----------------|
| 团山沟 | 19 600 | 0. 18 | 3. 860 | 84. 0 | 0. 567 0 |
| 蛇家沟 | 18 500 | 4. 72 | 3. 436 | 118. 3 | 0. 547 5 |
| 三川口 | 16 800 | 21. 00 | 3. 332 | 132. 6 | 0. 434 3 |
| 西庄 | 21 700 | 49. 00 | 3. 198 | 156. 2 | 0. 506 8 |
| 曹坪 | 21 765 | 187. 00 | 3. 237 | 180. 5 | 0. 487 6 |
| 青阳岔 | 15 939 | 658. 00 | 3. 119 | 196. 7 | 0. 353 9 |
| 大理河 | 15 778 | 817. 00 | 3. 175 | 249. 7 | 0. 484 1 |
| 大理河 | 16 071 | 3 887. 00 | 3. 083 | 392. 5 | 0. 427 8 |

3. 1 流域沟壑密度对侵蚀产沙的影响

沟壑的发育分为长度发育与宽度发育两个阶段。沟壑一般自下而上溯源发育, 开始发育的沟壑横截面比较窄, 但下切比较深, 在沟头处形成跌水。沟头前进的速度很快, 有时一场大暴雨沟头就能前进几米, 在沟壑长度发育的阶段沟壑密度增加。由于新形成的沟壑深而且横截面小, 沟壑两岸容易发生重力侵蚀, 沟壑在原有基础上向两岸发育, 但这个阶段沟壑密度没有变化, 只是沟壑的面积增加。在蛇家沟实地考察中发现一条正在发育的沟壑, 该沟壑下部宽度大概有 4 m 左右, 深度约 3 m 左右。沟壑发育比较强烈, 从一棵直径 15 cm 左右的树旁经过, 树根被切断, 树木连根倒下。在沟头处, 沟壑横截面宽仅 10 cm 左右, 但沟壑深度仍然有 2 m 左右。

鉴于沟壑发育的阶段性的, 虽然在沟壑横截面发育阶段, 重力侵蚀比较频繁, 产沙贡献比较大, 但沟壑密度却没有发生变化。同时, 流域中存在一些发育比较稳定的沟壑, 即使该类沟壑的密度很大, 但对产沙的作用已经不大明显了。因而, 沟壑密度只是衡量地貌的一个重要指标, 不能完全代表流域侵蚀产沙的强度。如图 5 所示, 产沙模数并不是随着沟壑密度的增大而增大, 只有存在强烈重力侵蚀的沟壑才会对产沙模数产生明显的影响。

3. 2 流域地貌的尺度效应研究

用二次方曲线拟合相对高程随着流域尺度变化趋势, 拟合度 R^2 达到 0. 961, 通过相关分析, 相关系数 R 为 0. 966, 说明相对高程随着流域的变化有很好的相关性。采用相对高程定量的表示流域出口高

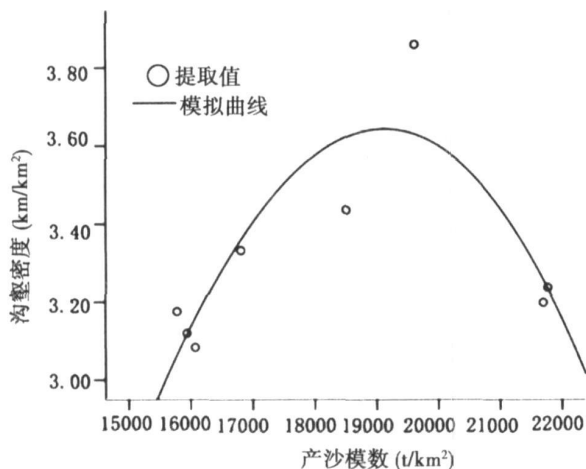


图 5 沟壑密度与产沙模数的关系

Fig. 5 The variation of sediment yield with drainage density

程与流域平均高程的差值, 衡量流域内势能的大小。当顺流而下时, 流域内平均高程将会减小, 同时河床

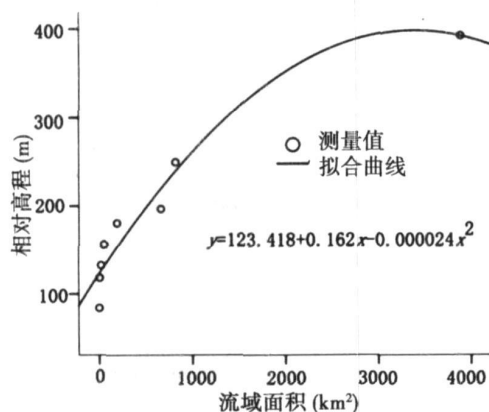


图 6 相对高程随尺度的变化

Fig. 6 The variation of the relative height with drainage area

3.3 流域侵蚀产沙尺度效应探讨

Walling 等人认为产沙模数和流域面积之间呈现线性负相关^[16-17], Church 和 Slaymaker^[18]发现加拿大一些河流的产沙模数与流域面积之间存在着非线性关系, 即随着流域面积的增大, 产沙模数先增大, 然后减小。卢金发等^[19]通过对黄土高原中游进行研究发现: 流域侵蚀产沙随流域尺度变化规律并非是单一的, 而是复杂多样的, 可以呈反比关系, 也可以呈正比关系。

由图 7 所示, 产沙模数并非随着高程 - 面积积分值而单调增大。青阳岔现阶段高程 - 面积积分值

高度也会减小, 但由于河流发育一般是先河床下切, 引起相对高程的增大, 从而导致侵蚀的加剧, 促使流域平均高程的减小。所以平均高程的减小较河床高程的降低有一定的滞后性, 随着流域的增大, 平均高程减小的值小于河床减小的值, 则相对高程随着流域面积的增大而增大。随着流域面积的进一步增大, 到了大理河的下游地区, 地貌发育、地表径流作用的时间比较长, 因而下游地貌不断变得平缓, 平均高程减小的值与河床高程减小的值越来越接近, 则相对高程随着流域面积的增大而增大, 但增速变缓。相对高程在大理河流域随着面积的增大而增大, 还有一个重要原因是, 大理河处于壮年时期, 河流的下切作用还在持续, 大体上整个流域的相对高程上升趋势。当河流由大理河进入黄河的一级支流无定河后, 流域平均高程减小的值大于河床高程减小的值, 则相对高程随着流域面积的增大而减小, 如图 6 所显示。

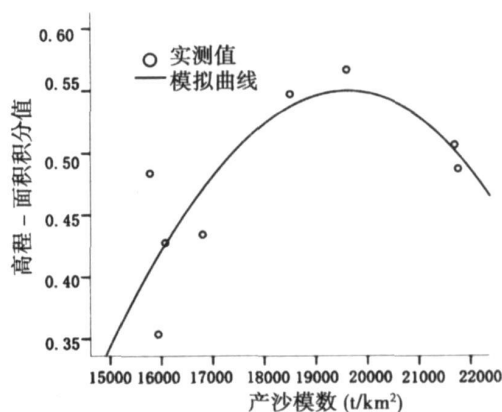


图 7 产沙模数与高程 - 面积积分的关系

Fig. 7 The variation of sediment yield with the area-elevation integral value

仅为 0.353 q 按戴维斯的观点, 则青阳岔已开始进入河流的老年期, 与实际不符。由前面分析可知, 当流域某区域内 (流域的上游), 最低点未下切到基岩时, 高程 - 面积积分值会偏小, 随着沟道的下切与流域的侵蚀作用, 高程 - 面积积分值会出现先增大后减小的变化趋势。因而, 随着大理河河道强烈下切部位到达上游后, 青阳岔高程 - 面积积分值将会出现一个增大的过程, 同时青阳岔的产沙模数也会随之增加。而大理河、小理河、岔巴沟等流域出口处 (流域最低点) 河道已下切到基岩, 高程 - 面积积分值将随着流域侵蚀而出现下降, 整个流域平均产沙

模数也会随之减小。因而流域产沙模数随流域空间的尺度变化不是简单的随着流域面积的增大而增大或减小。关键是看流域面积增大时,新增加面积的产沙模数如何,流域的强烈侵蚀区域在流域的什么位置。如流域的强烈侵蚀区域在流域的上游,则流域由上而下,随着流域面积的增大,产沙模数减小;如果流域的强烈侵蚀区域在流域的中游,则流域自上而下,随着流域面积的增大,产沙模数先增大后减小。

4 结论

1. 面积-高程积分值的大小能反应流域的地貌现状与侵蚀趋势,但研究发现面积-高程积分值的大小还与流域最低点是否达到基岩有关。特别是在沟道强烈下切位置未达到流域上游时,上游的面积-高程积分值普遍偏小。

2. 通过对研究区域的实地考察,结合基于DEM提取的地貌信息,证明基于1:1万的地形图能基本反映实际地貌,提取信息可信度比较高。

3. 沟壑发育分为长度发育与宽度发育,一般是向沟头前进的速度大于向沟道两旁发育的速度。沟壑发育早期,沟壑的横截面一般比较小,沟壑发育到一定阶段,由于沟道下切到一定深度,沟中重力侵蚀的发生,促使沟道向两岸发育,沟壑的横截面面积增大。沟壑密度只是衡量地貌的一个重要指标,并不能完全代表流域侵蚀产沙的强度。

4. 流域左右两岸支流的发育数目、形状受邻近流域的影响。如果邻近流域的主河道平行发育,两个主河道的距离将决定两个流域相邻的支流发育情况。

5. 流域地貌自下(游)而上(游)发育时,流域存在一个强烈侵蚀区域,这个区域与河流主干道河床强烈下切位置有关,一般是强烈侵蚀区域从下游向上游移动。流域产沙模数的大小与该流域所处位置在其上一级流域中的位置有关。

参考文献 (References)

- [1] Wilton J.P., Galant J.C. Terrain Analysis: Principles and Applications[M]. New York: John Wiley & Sons, 2000.
- [2] Tang Guoan, Liu Xuejun, Li Guonian. Digital Elevation Model and Geography Analysis Principle and methods[M]. Beijing: Science Press, 2005. [汤国安, 刘学军, 闫国年. 数字高程模型及地学分析的原理与方法[M]. 北京: 科学出版社, 2005.]
- [3] Davis W.M. The geographical cycle[J]. *Geogr. J.*, 1899, 14: 481~501.
- [4] Strahler A.N. Hypsometric analysis of erosional topography[J]. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 1952 (63): 25~34.
- [5] Li B+cheng. The Remote Sensing Monitoring of Soil and Water Erosion and Integrated Management in Small Watershed[M]. Beijing: Science Press, 1995. [李壁成. 小流域水土流失与综合治理遥感监测[M]. 北京: 科学出版社, 1995.]
- [6] Jiang Luguang, Zhang Zuh. Altitude-area analysis on the drainage landform in the Luzhongnan mountainous region[J]. *Journal of Shangdong Normal University (Natural Science)*, 2003, 18(1): 63~66 [姜鲁光, 张祖陆. 鲁中南山地流域地貌的面积-高程分析[J]. 山东师范大学学报(自然版), 2003, 18(1): 63~66]
- [7] Sun Xihua, Yao Xiaoyou, Zhou Hong, et al. Research on erosion landforms evolution and water and soil loss in Yishusi Valley based on DEM[J]. *Bulletin of Soil and Water Conservation*, 2005, 25(4): 24~28 [孙希华, 姚孝友, 周虹, 等. 基于DEM的山东沂沭泗河流域地貌演化与水土流失研究[J]. 水土保持通报, 2005, 25(4): 24~28]
- [8] Favis-Mortlock D.T., Quinton J.N., Dickinson W.T. The GCTE validation of soil erosion models for global change studies[J]. *Journal of Soil and Water Conservation*, 1996, 51(5): 397~403.
- [9] Kirkby M.J., Cox N.J. A climate index for soil erosion potential (CSEP), including seasonal factors[J]. *Catena*, 1995, 25: 333~352.
- [10] Kirkby M.J., Ineson A.C., Beranek P.G., et al. Scaling up processes and models from the field plot to the watershed and regional areas[J]. *Journal of Soil and Water Conservation*, 1996, 54(3): 391~396.
- [11] Boardman J., Favis-Mortlock D.T. Modelling soil erosion by water: some conclusions[A]. In: Modeling Soil Erosion by Water[C]. NATO ASI Series. Springer, 1998.
- [12] Kirkby M.J., McMahon M.L. MEDRUSH and the Catsop basin—the lessons learned[J]. *Catena*, 1999, 37: 495~506.
- [13] Yin Guokang. Drainage Area Geomorphic System[M]. Nanjing: Nanjing University Press, 1991: 117~152 [尹国康. 流域地貌系统[M]. 南京: 南京大学出版社, 1991: 117~152]
- [14] Ma Xizhong, Lu Zhongchen, Jin Desheng. Evolution and dissipative structure in the drainage-geomorphic system[J]. *Acta Geographica Sinica*, 1993, 48(4): 367~376 [马新中, 陆中臣, 金德生. 流域地貌系统的侵蚀演化与耗散结构[J]. 地理学报, 1993, 48(4): 367~376]
- [15] Cai Qiangguo, Wang Guiping, Chen Yongzong. Process and Simulation of Yellow Sediment of Small Watershed in Loess Plateau[M]. Beijing: Science Press, 1998. [蔡强国, 王贵平, 陈永宗. 黄土高原小流域侵蚀产沙过程与模拟[M]. 北京: 科学出版社, 1998.]
- [16] Walling D.E. The sediment delivery problem[J]. *Journal of Hydrology*, 1983, 65(1-3): 209~237.
- [17] Owens P., Shyamaker O. Late Holocene Sediment Yields in Small Alpine and Subalpine Drainage Basins[M]. British Columbia: ASH Publications, 1992: 147~154.

- [18] Church M, Slaymaker O. Disequilibrium of Holocene sediment yield in glaciated British Columbia [J]. *Nature*, 1989, 337 (6206): 452~ 454
- [19] Lu Jinfa, Huang Xinhua. Thresholds in variation of sediment yield in the middle Yellow River Basin [J]. *Journal of Mountain Science*, 2004, 22 (2): 147~ 153 [卢金发, 黄秀华. 黄河中游地区流域产沙中的地貌临界现象 [J]. 山地学报, 2004, 22 (2): 147~ 153]

Study on Topographic Evolution and the Eroding Trend in Hilly Loess Areas, North China

LIAO Yishan^{1 2 3}, CAI Qianguo³, QIN Fen⁴, ZHANG Jianbo^{2 3}, DING Shuwen²

(1. Guangdong Institute of Eco-environment and Soil Science, Guangzhou 5100650;

2. College of Resources and Environment, Huazhong Agricultural University, Wuhan 430070, China;

3. Key Laboratory of Water Cycle and Related Land Surface Processes, Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China; 4. College of Environment and Planning, Henan University, Kaifeng 475001, China)

Abstract Based on digital elevation data of basin, catchments have been divided. According to extracting terrain information (gully length, mean elevation, mean gradient etc.) of basin and analyzing with the software EXCEL and SPSS, gully density, relative elevation of basin and area-elevation integral are calculated. Then, combining with erosion data and investigation, physiognomy development and erosion in regions and scales has been analyzed. It's found that the basic developed shape, both banks branch growth number is influenced by nearby basins. The area-elevation integral value can respond the present physiognomy situation and the erosion tendency in basin, it also relate with that whether the lowest point of basin reach the bedrock. The gully growth can be divided into two stages: the length growth and the width growth. The gully density is just an important physiognomy indicator whose impact on erosion and sediment yield in basin is relate with the stage of gully growth. The sediment yield modulus is mainly relate with gully growth stage and there is no direct relation with basin area.

Key words geomorphologic evolution; erosion and sediment yield; spatial scale; the area-elevation integral value