

文章编号: 1006-6616 (2010) 04-0383-10

抚仙湖流域地貌特征及其构造指示意义

程三友¹, 李英杰²

- (1. 长安大学地球科学与资源学院, 陕西 西安 710054;
2. 陕西省环境科学研究设计院, 陕西 西安 710061)

摘 要: 以数字高程模型数据为基础, 运用 ArcGIS 软件平台, 从数字高程模型数据中提取抚仙湖流域内相对独立的 61 个亚流域, 其中 34 个位于小江断裂东侧的山地中, 另外 27 个位于小江断裂西侧的山地中; 然后计算每一个流域单元流域的面积、周长、河流总长、形状指数、平均坡度、相对高差以及高程-面积积分值和水系分支比, 划分流域等级等。通过对流域地貌参数以及高程-面积积分值和分支比等的特征参数的详细分析, 初步表明抚仙湖两侧水系和亚流域的发育具有东西分异的特征。这些特征指示了抚仙湖水系两侧晚新生代构造活动的差异性, 反映了小江断裂带东西两侧的不均衡抬升。小江断裂带的活动控制了抚仙湖流域晚新生代快速隆起, 滇中高原快速隆起以及小江构造带内部差异活动是造成抚仙湖流域东西差异特征地貌的主要原因。

关键词: 数字高程模型; 地貌; 高程-面积积分值; 水系分支比

中图分类号: P 931.7

文献标识码: A

0 引言

20 世纪 50 年代, 美国地貌学家斯特拉勒 (Strahler, N) 提出的高程-面积分析法将戴维斯地貌循环理论定量化, 此方法的建立推动了流域侵蚀地貌演变的定量化研究^[1]。随着地理信息系统 (GIS) 技术的不断发展, 数字高程模型 (DEM) 数据的应用使地表地貌过程的研究由定性转变到半定量-定量化阶段^[2]。将 DEM 引入到地貌演化过程的研究使传统的地貌学研究得到深入和扩展^[3-5], 研究尺度也由局部尺度扩展到宏观的造山带、大陆板块甚至全球构造地貌^[6-8]。应用地貌学进行新构造研究是一种比较成熟的、传统的方法。由于水系对于构造、气候等外来变量因素的改变非常敏感, 因此水系河流演化通常详细记录了造山带系统最新近时期的细微变动。在快速构造隆起地区, 先期发育水系的相对平衡状态会由于响应构造活动而改变, 水系因此也会重新演化、调整和组合, 并再次迅速适应构造活动所造就的变形及形变, 因此通过区域性的侵蚀和地貌演化研究, 可以揭示区域性构造活动的基本特征^[9-12]。本文以 GIS 为技术支撑, 对美国航空航天局 (NASA) 获取的最新数字高程模型数

收稿日期: 2009-01-22

基金项目: 长安大学发展科技基金 (编号: 07Z1503051001), 国家技术发展计划项目 (编号: 2009ZX07212-002)。

作者简介: 程三友 (1977-), 女, 博士, 讲师, 主要从事遥感地质学等方面的研究, E-mail: zysych@chd.edu.cn。

据 (SRTM-DEM) 处理分析, 从抚仙湖流域盆地的 DEM 数据中提取出高程-面积积分值、水系分支比、亚流域的周长、面积、河流总长度、形状指数、平均坡度和相对高差等地形参数系统, 通过对所获取的流域及 61 个亚流域各量化参数以及高程-面积积分值特征的综合分析, 对其地貌特征成因进行分析, 并探讨其对新构造的指示意义。

1 研究区概况

抚仙湖流域位于云南省中部, 属珠江流域南盘江水系, 是一个半封闭的山间盆地型流域, 流域面积 675km^2 。中心的抚仙湖是我国已知的第二深水湖泊, 湖泊面积 211km^2 , 湖面海拔 1721m , 最大水深 157.3m , 平均水深 87m , 是典型的深水、断陷、高原湖泊。在大地构造位置上, 抚仙湖流域属于扬子板块的西缘, “康滇古陆”的一部分, 基底为中元古界昆阳群复理石、钠质火山岩、碳酸盐建造, 经晋宁运动形成褶皱基底。沉积盖层很薄, 主要由一套南华纪至晚三叠世的海陆交互相碎屑岩、碳酸盐岩、基性火山岩、陆相含煤建造组成。之后本区全部转为陆相沉积, 主要为含煤磨拉石建造、红色碎屑岩建造。晚古近世以来, 该地区持续隆升, 形成一系列小型山间盆地如抚仙湖盆地, 为内陆碎屑含煤建造, 局部遭受构造变形^[3] (图 1)。



图 1 抚仙湖流域地质略图

Fig. 1 A sketch map of Fuxianhu drainage basin

2 数据及分析方法

2.1 数据资料

数字高程模型数据的获取有多种途径, 如地形图等高线数字化和基于航空影像的摄影测量数据等。SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) 利用新型合成孔径干涉成像雷达技术, 成功采集到近全球的 DEM 数据, 为全球尺度的地形地貌研究提供了高精度数据保证^[4]。这是目前能获得的世界范围内最高精度的公开地形数据, 美国之外的其他国家和地区的空间分辨率为 90m, 进行重采样后为 100m。本文采用美国航空航天局 (NASA) 获取的最新数字高程模型数据对抚仙湖流域地貌进行分析。

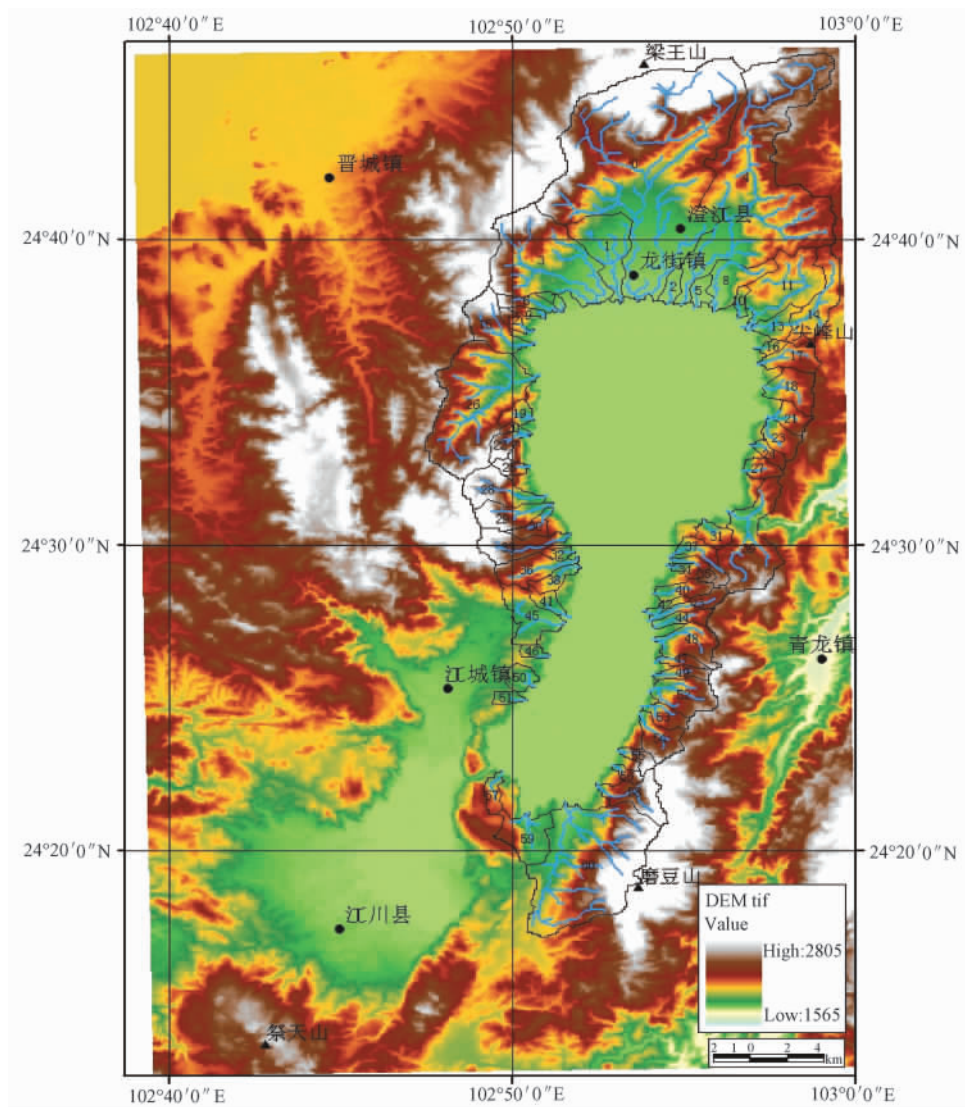


图2 抚仙湖流域分布图

Fig. 2 A map showing the distribution of the Fuxianhu drainage basin

2.2 水系网络提取

水系级别的定义采用现今最为广泛流行的 Strahler 分类系统。以 ArcGIS9.0 为技术平台,利用水文分析模块,可以自动提取抚仙湖流域内部的地表水系网络。图 2 显示了本文所获取的抚仙湖流域水系网络的分布特征。

2.3 亚流域提取

抚仙湖流域是一个半封闭的流域,河流作用主要表现为东西两侧的山地遭受侵蚀而降低、中部的断陷盆地发生堆积。同盆地沉降相比,山地水系的地貌演化更直接地反映了断裂差异活动的强弱。因此,选择山地的小流域进行地貌演化的定量分析。本文将抚仙湖流域内的抚仙湖湖泊定义为整个抚仙湖流域的汇水点,而相应各亚流域的汇水点则分别定义为位于抚仙湖湖泊各个方向的边界,各支流都汇入抚仙湖内。同时以黑白色调显示 DEM 影像(像元颜色由黑到白像元高程值由小到大),则在数字高程模型影像上由于流域内的沟谷表现为深色调,沟脊表现为浅色调,流域内的水系网络型式清晰可见,从水系的上游追溯到下游,水流逐渐汇合,最终汇成一条主流流入抚仙湖。据此,本文在抚仙湖流域东、西侧山地中分别提取出 34、27 个亚流域(见图 2)。亚流域内水系的最高级数即为亚流域等级^[6]。

在提取水系网络、流域以及亚流域的基础上,可以进一步提取出河流的分支比。河流的分支比是亚流域内所有每一级别水系的总数与下一级别水系总数比值的平均值^[5]。比如,一级水系由 12 条,二级 8 条,三级 3 条。那么,该河流的分支比则为: $(12/8 + 8/3) / 2 = 2.08$ 。本文计算了抚仙湖流域东西两侧山地中 61 个亚流域的水系分支比。

2.4 高程-面积分析法

高程-面积分析法首先涉及到的是流域高程-面积积分曲线,即 Strahler 积分曲线,它是反映流域地貌发育阶段与侵蚀间关系的数学模型。对于每一个单独独立的流域单元都可以作出与其对应的 Strahler 积分曲线,曲线下方与坐标轴之间所围的面积,即侵蚀积分值或高程-面积积分值。这种积分值的大小可以定量反映该曲线所对应的某个具体的独立流域单元遭受侵蚀的程度,进一步可以间接推断出演化时间的长短、发育阶段的早晚^[2]。本文不考虑和研究曲线的具体形态,仅计算高程-面积积分值,具体结果见表 1。

2.5 三维显示地貌图

由遥感图像和数字高程模型数据叠加生成了抚仙湖流域三维显示地貌图(图 3)。

3 分析结果及讨论

3.1 流域地貌基本特征

抚仙湖流域地处滇中盆地中部长江水系与珠江水系的分水岭地带。由图 2 和图 3 可见,流域四面环山,周围多为海拔 2500m 左右的断块侵蚀山地,山体呈阶梯状,南北向延伸,西部高于东部,北部高于南部;较高的山峰有谷堆山、三岭子山、三梁子山和鼻子山等,海拔均在 2500~2650m 左右。流域的中心为抚仙湖,湖泊岸线平直,整个湖面呈南北向的倒葫芦形,两端大,中间窄,湖岸和湖盆的特征均呈现出典型的地堑断陷湖泊的形态。湖的南北两端形成湖积-冲积平原,岸带平缓。北部的平原面积较大,约 40km²,由北向南倾斜;由于地形的起伏,平原上有很多池塘沼泽。北端岸线平直,略向北弯曲。南部的平原面积较小,且被分为东西两块,东块大于西块。湖的东西两岸,地势陡峭,峭壁直逼湖边,形成位于东西两侧的岩石陡峭岸带。在近湖岸区,西岸与东岸相比,地势相对平坦。东西两岸均被

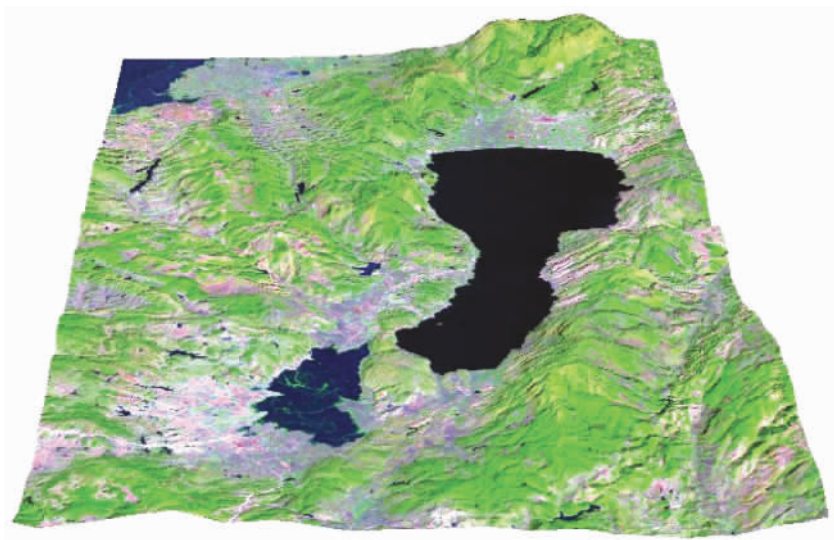


图3 抚仙湖流域三维显示地貌图

Fig. 3 3D map of Fuxianhu drainage basin

中、低山围绕, 断层发育, 为断层崖或断块山, 分水岭呈“人”字形分布, 断块山在湖区分布较广, 其山脉自北向南延伸, 延绵不断, 山体陡峭。

3.2 流域东西两侧亚流域对比

通过对抚仙湖流域盆地东西两侧 61 个亚流域的等级划分, 以及对其面积、周长以及亚流域内河流总长度、形状指数、平均坡度和相对高差的统计分析显示, 流域东西两侧存在显著的特征差异 (表 1)。关于亚流域等级, 西侧最高级别为 4, 3 个 3 级, 9 个 2 级, 14 个 1 级, 而东侧最高级为 3, 15 个 1 级, 只有 2 个 3 级。关于亚流域面积, 西侧亚流域面积相对较大, 平均面积为 7.31km^2 , 面积较大的 0# 和 26# 亚流域均发育于西侧, 最大的 0# 亚流域面积达 83.25km^2 ; 而东侧亚流域平均面积仅为 5.76km^2 , 最大的 3# 亚流域面积为 57.38km^2 。关于亚流域河流总长, 西侧亚流域河流总长可达 87.32km , 且亚流域平均河流总长为 7.46km , 而东侧亚流域河流总长为 57.38km , 且亚流域平均河流总长为 5.66km 。关于亚流域内相对高差, 东侧相对高差绝大部分均大于 200m , 相对高差大于 800m 的亚流域发育 3 个, 其极值可达 998m , 而西侧亚流域相对高差大于 800m 的发育 6 个, 其极值可达 1044m 。两侧亚流域形状指数分析结果表明, 西侧的形状指数平均值高于其东侧, 这表明东侧亚流域平面形状相对较为狭长。两侧亚流域平均坡度特征也差异显著, 西侧坡度较大。

3.3 流域水系分支比变化规律

抚仙湖两侧流域地貌发育呈现明显的东西分异现象, 东西两侧亚流域水系分支比存在一定差异 (表 1)。与抚仙湖东侧亚流域相比较, 西侧 27 个亚流域中, 8 个表现出了较高的分支比, 西侧亚流域分支比以大于或等于 1 为主, 最大值为 5.33; 而东侧 34 个亚流域盆地中有 2 个盆地内河流分支比小于 1, 其余各河流的分支比均介于 $1.0 \sim 2.0$ 。河流分支比表征了流域内水系发育的成熟度, 分支比越大, 表明水系发育得越成熟, 相应地流域更加趋于演化阶段的后期; 反之, 分支比越小, 表明水系未完全发育或者处于新近生成的状态, 流域处于演化的初始阶段^[9-13]。

表 1 抚仙湖流域亚盆地主要特征参数

Table 1 Characteristics of the sub-basins in the Fuxianhu drainage basin

流域东侧											流域西侧										
亚流域编号	亚流域等级	面积/km ²	周长/km	河流总长/km	形状指数	平均坡度/度	水系分支比	相对高差/m	高程-面积积分值	地貌发育阶段	亚流域编号	亚流域等级	面积/km ²	周长/km	河流总长/km	形状指数	平均坡度/度	水系分支比	相对高差/m	高程-面积积分值	地貌发育阶段
2	1	1.60	6.26	1.71	1.40	0.79		16	0.43	壮年期	0	4	83.25	51.88	87.32	1.60	12.38	1.87	1044	0.32	老年期
4	3	53.62	53.74	57.38	2.07	11.36	1.93	998	0.25	老年期	1	3	9.00	15.92	12.44	1.50	3.48	2.00	315	0.15	老年期
5	1	1.58	6.12	1.61	1.37	0.63		17	0.43	老年壮期	3	3	23.25	23.66	26.10	1.38	12.26	2.08	804	0.30	老年期
8	2	5.34	12.45	6.40	1.52	7.86	1.50	273	0.27	老年期	6	1	2.04	7.96	2.72	1.57	14.74		673	0.38	老年壮期
10	1	0.96	5.14	1.18	1.48	9.55		226	0.42	壮年期	7	1	0.82	4.38	0.67	1.37	5.24		181	0.22	老年期
11	2	11.08	17.38	11.09	1.47	9.04	1.50	308	0.49	壮年期	9	1	0.77	4.72	0.68	1.51	14.76		541	0.35	老年壮期
13	2	2.52	8.01	4.88	1.42	9.05	0.50	226	0.41	壮年期	12	1	1.14	5.47	1.08	1.44	17.70		626	0.46	壮年期
14	2	6.95	17.48	7.33	1.87	8.37	1.30	257	0.49	壮年期	15	2	6.31	13.58	6.69	1.52	14.63	1.50	707	0.50	壮年期
16	1	0.87	4.55	0.71	1.38	12.48		221	0.56	壮年期	19	2	1.75	5.99	1.56	1.28	15.39	2.00	349	0.43	壮年期
17	2	3.54	9.53	3.69	1.43	9.81	2.00	371	0.59	壮年期	20	1	0.69	4.14	0.77	1.40	17.35		497	0.43	壮年期
18	2	4.58	9.97	3.96	1.31	10.29	1.50	377	0.56	壮年期	22	2	1.91	7.05	5.17	1.44	22.82	1.00	803	0.52	壮年期
21	2	2.24	7.35	2.42	1.39	13.53	2.00	454	0.47	壮年期	25	1	1.24	5.39	0.73	1.36	24.06		798	0.54	壮年期
23	2	2.78	7.50	2.52	1.27	11.58	2.00	453	0.47	壮年期	26	3	25.97	27.51	22.37	1.52	15.66	5.33	797	0.32	老年期
24	1	1.39	5.80	1.09	1.39	10.15		368	0.60	幼年期	28	2	5.95	12.59	5.08	1.46	19.85	1.50	827	0.52	壮年期
27	1	1.81	6.19	1.34	1.30	14.35		374	0.55	壮年期	29	2	4.47	10.77	3.97	1.44	18.07	1.50	843	0.49	壮年期
31	2	2.04	6.70	1.49	1.32	12.54	2.00	310	0.55	壮年期	30	1	1.79	7.69	2.00	1.62	11.57		646	0.42	壮年期
34	1	0.86	5.00	0.91	1.52	13.25		376	0.40	壮年期	32	1	0.90	4.61	0.71	1.37	11.96		333	0.41	壮年期
35	1	1.42	7.09	1.60	1.68	10.99		472	0.57	壮年期	33	2	5.44	12.88	1.69	1.56	15.21	3.00	812	0.53	壮年期
37	1	2.97	10.61	3.68	1.74	11.81		490	0.46	壮年期	36	2	4.60	11.45	4.40	1.51	14.52	2.00	582	0.43	壮年期
39	2	12.46	21.22	11.07	1.70	14.43	1.30	553	0.49	壮年期	38	1	1.94	7.50	2.25	1.52	9.69		377	0.45	壮年期
40	1	2.44	7.66	2.28	1.38	14.58		457	0.50	壮年期	41	1	1.59	6.56	1.65	1.47	8.50		275	0.37	老年壮期
42	1	0.86	5.82	1.30	1.77	9.06		333	0.32	老年期	45	2	5.87	13.69	5.11	1.59	6.77	1.50	293	0.29	老年期
43	1	2.56	10.62	3.83	1.87	14.74		502	0.49	壮年期	46	1	0.90	4.46	0.77	1.32	10.67		162	0.51	壮年期
44	1	1.96	8.12	2.44	1.63	12.81		410	0.41	壮年期	50	2	1.95	6.12	1.38	1.24	8.05	2.00	163	0.37	老年壮期
47	1	1.15	6.32	1.64	1.66	12.22		531	0.48	壮年期	51	1	0.99	4.71	0.98	1.34	9.16		164	0.40	壮年期
48	2	5.21	12.37	5.45	1.53	14.62	1.50	584	0.40	壮年期	56	1	1.00	5.00	0.86	1.41	20.32		628	0.48	壮年期
49	1	1.73	7.48	2.15	1.61	16.02		581	0.45	壮年期	57	1	1.69	7.31	2.20	1.59	10.55		309	0.60	壮年期
52	2	5.62	10.79	6.42	1.28	15.60	1.50	582	0.48	壮年期											
53	2	2.25	6.76	2.91	1.27	12.46	2	469	0.54	壮年期											
54	2	4.01	10.42	3.46	1.47	14.80	0.66	580	0.54	壮年期											
55	2	1.49	6.73	1.39	1.55	16.36	2.00	655	0.62	幼年期											
58	2	5.01	14.13	4.48	1.78	17.14	2.00	818	0.57	壮年期											
59	2	5.84	13.41	4.88	1.57	9.28	1.30	377	0.31	老年期											
60	3	35.11	31.09	41.01	1.48	12.67	1.66	890	0.34	老年期											

3.4 流域地貌发育阶段划分

按照戴维斯地貌旋回理论,当流域高程-面积积分值大于 0.60 时,地貌特征变化迅速,水系不断扩展分支,流域侵蚀剧烈,是地貌发育的不均衡阶段,称为幼年期。当高程-面积积分值小于 0.60 时,是地貌发育的均衡阶段;该阶段又可划分为 2 个时期:高程-面积积分值小于 0.60 且大于 0.35 时,为壮年期;高程-面积积分值小于 0.35 时,为老年期。为了更详细地区分研究区各流域的地貌发育阶段,可对积分值为 0.35~0.60 的壮年期作更细致的划分,0.35~0.40 的老年壮期、0.40~0.50 的壮年期和 0.50~0.60 的壮年期^[10]。

研究区各流域高程-面积积分值见表 1。由表 1 可知,抚仙湖东侧山地中的 34 个小流域的高程-面积积分值在 0.25 到 0.62 之间,其中有 2 个小流域处于幼年期(24#,55#),地貌

特征变化迅速,水系不断扩展分支,流域侵蚀剧烈,是地貌发育的不均衡阶段,5 个小流域处于老年期(4#, 8#, 42#, 59#, 60#),其他整体上均处于壮年期以及壮年后期阶段,侵蚀能力从强烈逐渐向中度衰减转化。西侧山地的 27 个小流域的高程-面积积分值在 0.15 到 0.60 之间,其中 6 个处于老年期,其他整体上均处于从壮年期以及壮年后期和老年壮期的过渡阶段。整体分析这些老年期小流域发现其大致位置在湖泊北侧和南侧。湖泊东西两侧对比而言,东侧侵蚀能力相对于西侧要略强。

3.5 流域地貌东西差异成因探讨

抚仙湖流域地貌的分析研究表明,该流域的一些地貌特征参数存在显著的东西分异特征,两侧亚流域呈不对称发育的状况,如亚流域等级划分、面积、周长、河流总长、形状指数、平均坡度、相对高差、水系分支比以及高程-面积积分值等多个方面均有显著差异。一般地,流域地貌发育出现分异现象的主要原因有构造运动、岩性、气候等几个方面或构造-气候耦合作用对河流的影响^[6]。

抚仙湖盆地是滇中高原在晚古近世以来抬升过程中形成的断陷型湖盆地之一^[7-18],位于小江断裂带上(图4)。小江断裂带是滇东地区南北向构造带的主体,康滇菱形断块的边界断裂,近期断裂带新构造运动较为强烈,具左旋性质,水平错距达 2.5~3 km,沿湖两侧出现的断层崖壁显示为高角度的正断层。抚仙湖盆地呈 SN 向长轴状,西小江断裂在该湖盆北端分裂成 2 条近直立的分支断裂,分别构成该湖盆的东、西边界。在印度和欧亚大陆晚新生代 SN 向陆内汇聚作用下,川滇地块沿小江左行走滑断裂和红河右行走滑断裂发生向 SE 的侧向逃逸和顺时针旋转运动,其南缘地壳发生挤压缩短和隆升。其中,滇中高原的挤压变形引发上部地壳的近 EW 向伸展,使得小江断裂左行走滑具有垂向运动分量^[8-20]。抚仙湖流域位于亚热带季风气候区,属中亚热带半湿润季风气候,在如此小的区域内气候特征基本不存在差异;此外,抚仙湖流域四周出露的地层按岩性主要有三大类:①石灰岩与白云岩,②砂页岩和砾岩,③玄武岩。从地层岩性来看,南北向抚仙湖流域水系东西两侧的河床基底呈对称分布^[3]。因此,导致抚仙湖流域地貌发育出现东西分异的主要因素,应是晚新生代以来抚仙湖两侧不同构造单元沿小江断裂带发生不协调构造隆升所致,即抚仙湖流域地貌特征是晚新生代(或新构造运动时期)以来,小江断裂强烈的左旋走滑运动以及两侧断块垂直差异活动^[21-24],使抚仙湖流域受小江断裂控制发生差异性构造隆升的具体地貌响应^[7-18]。

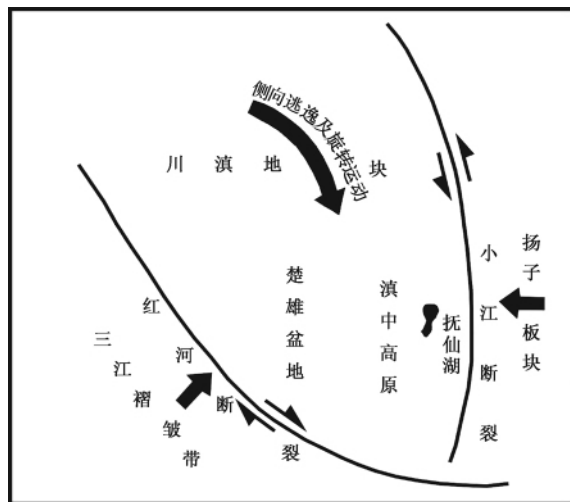


图4 滇中高原及其周围运动学模式

(据 Michael A. 2000^[7], 有修改)

Fig. 4 Kinematic model of the central Yunnan Plateau and its adjacent regions
(after Michael A, 2000^[7])

4 结论

本文通过对流域地貌参数以及高程-面积积分值和水系分支比等的特征参数的详细分析,初步表明抚仙湖两侧水系和亚盆

地的发育具有东西分异的特征。这些特征指示了抚仙湖水系两侧晚新生代构造活动的差异性,反映了小江断裂带东西两侧的不均衡抬升。小江断裂带的活动控制了抚仙湖流域晚新生代快速隆起,滇中高原快速隆起以及小江构造带内部差异活动是造成抚仙湖流域东西差异特征地貌的主要原因。

参 考 文 献

- [1] 廖义善,蔡强国,秦奋,等. 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 [J]. 山地学报, 2008, 26 (3): 347 ~ 355.
LIAO Yishan, CAI Qiangguo, QIN Fen, et al. Study on topographic evolution and the eroding trend in hilly loess areas, North China [J]. Journal of Mountain Science, 2008, 26 (3): 347 ~ 355.
- [2] Summer field M A. Geomorphology and Global Tectonics [M]. London: John Wiley & Sons, Ltd Press, 2000, 1 ~ 143.
- [3] 张思科,倪晋宇,高万里,等. 三维地质建模技术方法研究-以东昆仑造山带为例 [J]. 地质力学学报, 2009, 15 (2): 201 ~ 208.
ZHANG Sike, NI Jinyu, GAO Wanli, et al. Study on the technology and method of 3-D geological modeling: A case study of the east Kunlun orogenic belt [J]. Journal of Geomechanics, 2009, 15 (2): 201 ~ 208.
- [4] 刘玉涛. 地球空间信息学与对地观测学在灾难管理中的应用研究进展 [J]. 地质力学学报, 2008, 14 (3): 212 ~ 220.
LIU Yutao. Geomatics and earth observation science (EOS) for disaster management: An overview [J]. Journal of Geomechanics, 2008, 14 (3): 212 ~ 220.
- [5] 郭芳芳,杨农,张岳桥,等. 基于 GIS 的滑坡地质灾害地貌因素分析 [J]. 地质力学学报, 2008, 14 (1): 87 ~ 96.
GUO Fangfang, YANG Nong, ZHANG Yueqiao, et al. GIS-based analysis of geomorphological factors for landslide hazards [J]. Journal of Geomechanics, 2008, 14 (1): 87 ~ 96.
- [6] Michael A. Geomorphology and Global Tectonics [M]. London: John Wiley & Sons, Ltd Press, 2000.
- [7] Burbank D W, Anderson R S. Tectonic Geomorphology [M]. Massachusetts: Blackwell Science, 2002, 1 ~ 274.
- [8] 付碧宏,张松林,谢小平,等. 阿尔金断裂系西段—康西瓦断裂的晚第四纪构造地貌特征研究 [J]. 第四纪研究, 2006, 26 (2): 228 ~ 235.
FU Bihong, ZHANG Songlin, XIE Xiaoping, et al. Late Quaternary tecton-geomorphic features along the Kangxiwar fault, Altyn Tagh fault system, northern Tibet [J]. Quaternary Sciences, 2006, 26 (2): 228 ~ 235.
- [9] 张会平,杨农,张岳桥,等. 岷江水系流域地貌特征及其构造指示意义 [J]. 第四纪研究, 2006, 26 (1): 126 ~ 135.
ZHANG Huiping, YANG Nong, ZHANG Yueqiao, et al. Geomorphology of the Minjiang drainage system (Sichuan, China) and its structural implications [J]. Quaternary Sciences, 2006, 26 (1): 126 ~ 135.
- [10] 李新坡,莫多闻,朱忠礼. 侯马盆地冲积扇及其流域地貌发育规律 [J]. 地理学报, 2006, 61 (3): 241 ~ 248.
LI Xinpo, MO Duowen, ZHU Zhongli. Developments of alluvial fans and their catchments in Houma Basin [J]. ACTA Geographica Sinica, 2006, 61 (3): 241 ~ 248.
- [11] 张沛全,高明星,刘小汉. 雅鲁藏布江大拐弯入口地区流水地貌特征及其对构造运动的响应 [J]. 地理与地理信息科学, 2008, 24 (3): 45 ~ 48.
ZHANG Peiquan, GAO Mingxing, LIU Xiaohan. Fluvial morphological features of the entrance region of Yarlung Zangbo river great gorge and its response to tectonic movement, north-eastern Tibet [J]. Geography and Geo-Information Science, 2008, 24 (3): 45 ~ 48.
- [12] 王林,何仲太,马保起. 岱海流域地貌演化及其对断裂活动性的指示意义 [J]. 第四纪研究, 2008, 28 (2): 310 ~ 318.

- WANG Lin, HE Zhongtai, MA Baoqi. Geomorphic evolution and its implication for the fault activity in the Daihai drainage basin [J]. Quaternary Sciences, 2006, 28 (2): 310 ~ 318.
- [3] 王刚, 王二七. 挤压造山带中的伸展构造及其成因以滇中地区晚新生代构造为例 [J]. 地震地质, 2005, 27 (2): 188 ~ 199.
- WANG Gang, WANG Erchie. Extensional structures within the compressional orogenic belt and its mechanism: a case study for the late Cenozoic deformation in central Yunnan [J]. Seismology and Geology, 2005, 27 (2): 188 ~ 199.
- [4] Rabus B, Eineder M, Roth A, et al. The shuttle radar topography mission—a new class of digital elevation models acquired by space borne radar [J]. ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing, 2003, 57: 241 ~ 262.
- [5] McEullagh P. Modern Concepts in Geomorphology [M]. London: Oxford University Press, 1978.
- [6] 施炜. 黄河中游晋陕峡谷的 DEM 流域特征分析及其新构造意义 [J]. 第四纪研究, 2008, 28 (2): 288 ~ 298.
- SHI Wei. DEM drainage analysis of the Shanxi-Shaanxi gorge in the middle reaches of the Huanghe river and its neotectonic implications [J]. Quaternary Sciences, 2008, 28 (2): 288 ~ 298.
- [7] 田钧, 楼柯. 抚仙湖及其附近地震地质构造和地震活动特征的初步探讨 [J]. 天文研究与技术, 2008, 5 (2): 213 ~ 216.
- TIAN Jun, LUO Ke. A preliminary study on geological structure and seismological activity in Fuxian lake and neighbouring region [J]. Astronomical Research & Technology, 2008, 5 (2): 213 ~ 216.
- [8] 中国科学院南京地理与湖泊研究所. 抚仙湖 [M]. 北京: 海洋出版社, 1990.
- Nanjing Institute of Geography & Limnology, Chinese Academy of Sciences. Fuxian lake [M]. Beijing: China Ocean Press, 1990.
- [9] 中国科学院南京地理与湖泊研究所. 云南断陷湖泊环境与沉积 [M]. 北京: 科学出版社, 1989, 107 ~ 108.
- Nanjing Institute of Geography & Limnology, Chinese Academy of Sciences. Yunnan fault lake environment and sediment [M]. Beijing: Science Press, 1989, 107 ~ 108.
- [20] 云南省地质矿产局. 云南省区域地质志 [M]. 地质出版社, 1990.
- Yunnan Bureau of Geology and Mineral Resources. Regional geology of the Yunnan province [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1990.
- [21] 毛玉平, 韩新民, 谷一山, 等. 云南地区强地震 ($M \geq 6$) 研究 [M]. 昆明: 云南科技出版社, 2003.
- MAO Yuping, HAN Xinmin, GU Yishan, et al. Study on the strong earthquake ($M \geq 6$) of the Yunnan province [M]. Kunming: Yunnan Science and Technology Publishing House, 2003.
- [22] 宋方敏. 小江活动断裂带 [M]. 北京: 地震出版社, 1998.
- SONG Fangmin. Xiaojiang active faults [M]. Beijing: Earthquake Press, 1998.
- [23] Allen C R, Gillespie A R, Han Y, et al. Red River and Associated Yunnan Province, China: Quaternary Geology. Slip Rates and Seismic Hazard [J]. Geological Society of America Bulletin, 1984, 95: 686 ~ 700.
- [24] Wang Erchie, Buichfiel B C, Royden L H, et al. Late Cenozoic Xianshuihe-Xiaojiang, Red River and Dal Fault Systems of Southwestern Sichuan and Central Yunnan, China [A]. Geological Society of America, 1998, Special Paper 327.

GEOMORPHOLOGY OF THE FUXIANHU DRAINAGE BASIN AND ITS STRUCTURAL IMPLICATION

CHENG San-you¹, LI Ying-jie²

(1. School of Earth Sciences and Resources, Chang'an University, Xi'an 710054, China;

2. Shaanxi Provincial Academy of Environmental Science Research and Design, Xi'an 710061, China)

Abstract: We took advantage of ArcGIS software platform to obtain the data of geometrical shapes and boundaries of 61 sublevel individual watersheds in the Fuxianhu drainage. With SRTM-DEM as the basic data, 34 in the ridges east to Xiaojiang fault, 27 in the ridges west to the Xiaojiang fault. Afterwards, we calculated the watershed areas, perimeters, river lengths, shape indexes, average slopes, relative height differences, elevation-area integral values, the drainage branching ratios and the level of the 61 watersheds. The results show some differences between the east and west ridges. These features indicate the difference in Late Cenozoic tectonic activity on both sides of the Fuxianhu drainage and reflect the uneven uplift on east and west sides of the Xiaojiang fault zone. The activity of the Xiaojiang fault zone imposed a control over the rapid uplift of the Fuxianhu drainage during the Late Cenozoic basin, and the rapid uplift of the Central Yunnan Plateau and the difference in activity of interior of the Xiaojiang fault zone are the leading factors causing the different topographies on east and west sides of the Fuxian drainage.

Key words: digital elevation model (DEM); geomorphology; the elevation-area integral values; the drainage branching ratios