

罗书文, 毛永琴, 吴克华, 等. 贵州花溪高坡岩溶台地分水岭水文地貌特征及发育演化研究[J]. 中国岩溶, 2024, 43(5): 991-1006.

DOI: 10.11932/karst20240501

贵州花溪高坡岩溶台地分水岭水文地貌特征及发育演化研究

罗书文^{1,2}, 毛永琴^{1,2}, 吴克华^{1,2}, 高占东^{1,2}, 王慧澄^{1,2}, 王德远^{1,2},
孙燕^{1,2}, 邓亚东³, 张弘智^{1,2}

(1. 贵州省山地资源研究所, 贵州 贵阳 550001; 2. 贵州省喀斯特洞穴(旅游)资源开发利用工程技术研究中心, 贵州 贵阳 550001; 3. 中国地质科学院岩溶地质研究所, 广西 桂林 541004)

摘要: 为了探讨贵州花溪高坡岩溶高原台地分水岭水文地貌特征及形成机制, 文章通过实地调查区内地质构造、岩性、地貌空间展布特征, 结合区内水系特征, 运用岩溶水文地貌学理论探讨其发育与演化。结果表明: ①高坡岩溶台地坡立谷、边缘坡立谷、峰林谷地、岛状峰丛和岩溶洞穴等岩溶地貌较为发育, 展现出层状结构特征; ②峰林谷地主要发育在独木河与摆金河之间的分水岭区域; ③地貌由分水岭向排泄基面呈峰林谷地→峰丛洼地→谷地(或孤峰)的展布特征。分析认为: ①裂隙、节理与断裂等构造是控制区内谷地向北东、东南走向的主导因素, 碳酸盐岩和非碳酸盐岩地层空间展布对岩溶地貌形态具有一定决定作用, 地壳抬升是塑造层状地貌结构的直接动力; ②区内岩溶台地地貌形成演化是随台地水文结构演变而演进, 在地质历史过程中, 台地水系受周围河流溯源侵蚀影响, 由边缘向中心解体; ③在此过程, 高坡岩溶台地岩溶地貌经历了: 石牙—湖泊、峰丛洼地、峰林谷地和台地地貌系统退化消亡等4个时期。

关键词: 岩溶高原台地; 分水岭; 水文地貌; 高坡

创新点: 文章通过对区内岩溶地貌空间展布、层状特征及水文地质条件调查研究, 从岩溶台地水文条件演变, 探讨其分水岭区域地貌发育演化是本文的创新点。

中图分类号: P931.5; P641 **文献标识码:** A

文章编号: 1001-4810(2024)05-0991-16

开放科学(资源服务)标识码(OSID):



0 引言

岩溶地貌几乎占据全球陆地面积的20%, 超过四分之一的人口居住在岩溶地区^[1], 我国西南岩溶区地貌景观类型多样, 生物种类丰富、生态系统极为脆弱^[2-3], 是人地矛盾最尖锐的地区, 是岩溶地貌发育演化理论和岩溶区人地关系研究的天然绝佳场所。

岩溶地貌形成演化一直是岩溶地貌研究的最基础学科问题, 学者认为透水性好的中厚至块状碳酸盐岩岩溶作用强烈^[4-5], 导致地表水系解体或消失, 而塑造出丰富多彩的岩溶地表形态^[6]。自然界中, 构造是增强岩层透水性最有效途径^[7], 在地质构造弱的碳酸盐岩地块岩溶发育较差^[8-9], 除此之外还与岩石纯度和厚度有关, 如果岩石杂质(如黏土矿和硅质岩)含

基金项目: 黔科合基础([2020]1Y159); 黔科合支撑[2023]一般200; 国家自然科学基金(42262002); 贵州省2022年度高层次人才项目黔委人领办发([2022]3号)

第一作者简介: 罗书文(1978—), 男, 硕士, 高级工程师, 从事岩溶水文地貌、洞穴等地质遗迹和岩溶环境研究。E-mail: luoshuwen6700167@126.com。

毛永琴(1977—), 女, 博士, 助理研究员, 从事地层古生物与地质地貌研究。E-mail: maoyongqingy@126.com。

收稿日期: 2024-06-20

量大于 30% 以上,或岩层较薄其岩溶作用也较差^[1,9],因此,对于岩溶地貌形成与演化研究,围绕岩石、构造特征进行探讨较为多见^[9-12]。构造是岩溶作用的先决条件^[13-14],并控制着岩溶演化^[15],水热对岩溶作用具有相当大的影响^[13,16-17],特别是热带岩溶^[18]。由此可见,岩性、构造和水热条件对岩溶地貌发育起到直接作用和间接作用^[19-20]。从我国岩溶地貌研究成果来看,以高原面、斜坡地带和盆地内岩溶地貌较为常见^[21-27],关于岩溶台地地貌演化的研究少见报道。岩溶台地从地貌上看,不仅具有平原、盆地的地貌属性,而且也具有分水岭水文单元属性,它是贵州平地的重要组成部分,也是人们生活生产的集中区之一。因此,本文在分析区内地质构造、岩性、地貌空间展布特征基础上,结合区内水系特征,从水文视角开展岩溶台地地貌演化探讨,不仅丰富了岩溶地貌学理论研究素材,也有利于了解其环境演变规律,为人们生活生产提供参考,具有重要的现实意义。

1 自然地理与地质概况

研究区高坡位于贵州省贵阳市花溪区东南角,与龙里和惠水两县毗邻,海拔 1300~1700 m,以高山台地为主。区内属于珠江和长江分水岭地带,北边属于长江流域,南边属于珠江流域(图 1),属于典型的喀斯特地貌,孤峰、峰丛洼地、峰林谷地较为发育,大小溶洞随处可见。属于亚热带湿润季风气候,雨热同期,气候凉爽、风大、雾多,年凝冻 15~30 天,无霜期较短,高寒山区的气候特征较为明显。年平均气温在 12.5~14 ℃,年日照长 1275 小时,年平均降水量 1180 mm,夏季平均气温 20~22 ℃。高坡岩溶台地地处龙里(箱状)复背斜中龙云背斜内,岩性主要由石炭系的砂岩、白云岩、石灰岩及少量页岩组成,有部分二叠系地层。区内褶皱轴向近南北,开阔平缓,岩层倾角常在 20°以下,而区内断层呈东西走向,如研究区北侧摆所断层,东西延伸 30 余千米,南侧摆金断层,形成地垒式地块隆起,四周峡谷深陷,顶部平坦而形成台地这种较为独特的地理结构。

2 地貌发育类型与特征

2.1 地表岩溶地貌发育类型与特征

区内岩溶地貌类型丰富,发育有峰林谷地、峰丛

洼地、坡立谷、岩溶洞穴以及地下河等宏观地貌和石牙、溶沟等微观溶蚀地貌。其空间展布具有如下特征:(1)在独木和摆金两河流间分水岭区域,坡立谷、峰林谷地与峰丛洼地交错展布,峰丛洼地多呈岛状分布(图 2),谷地发育有落水洞、石牙和脚洞等地貌;(2)分水岭向排泄基面地貌呈峰林谷地→峰丛洼地→谷地(或孤峰)的展布特征;(3)地貌景观呈现出四层结构。

(1) **石牙和溶沟** 区域内石牙零星分布于谷地、谷地边缘和岩溶坡地上,其高度 0.5~1.5 m,谷地内埋藏型岩溶较为常见,边缘及坡地为裸露型,其节理发育,石牙发育主要受节理构造控制,节理溶蚀成为溶沟,谷内的石牙通常伴有土坑、落水洞发育(图 3)。

(2) **孤峰和谷地** 岩溶孤峰,主要分布于区内靠近北部摆所断层、南部摆金断层附近的岩溶谷地中央和分水岭附近谷地中央。区内谷地走向以北东向为主,谷地宽 1050~1100 m 不等,谷地通常发育有地表径流,或为边缘坡立谷,谷地通常与落水洞和孤峰相伴。如,甲定谷地就为典型的边缘坡立谷,由西边和南边汇入的地表径流在谷地汇合后,于谷地西侧峰脚断崖下潜入地下;谷地内发育一锥形高 25 m 的孤峰,峰体周边为农田或其他耕地,峰体基脚发育有脚洞(图 4)。

(3) **峰丛洼地** 区内峰丛洼地被峰林谷地、峰林地貌包围呈岛状分布。峰丛洼地峰顶高程通常在 1400~1430 m 之间,峰体馒头状,鞍部与洼地相对高差 20~30 m,峰顶与洼地相对高差 30~50 m,洼地为碟形、椭圆形、圆形、长条形和不规则多边形等形状,底部高程在 1350 m 左右,洼地四周峰体间连线形成四、五和六等多边形,洼地通常发育有落水洞(图 5)。从纵向看,洼地发育高程呈现出层状结构,在分水岭地区,洼地分别发育在 1350 m、1310 m 和 1290 m 左右的三个高程上(图 12A)。

(4) **峰林和谷地** 在研究区内峰林和谷地通常为伴生关系,峰林主要分布在摆所断层和摆金断层之间的分水岭区域,在靠近两断层附近区域的谷地并与孤峰伴生。峰体为馒头状,峰体高 30~50 m,顶部相对平缓,四周坡度较大,峰体直径 80~200 m 不等,在峰林谷地的中心区,峰体间距较大,形成独立个体,谷地边缘区峰体间距逐渐变小并向垭口地貌转变(图 6)。该处的峰林不像广西峰林那样挺拔,多数为

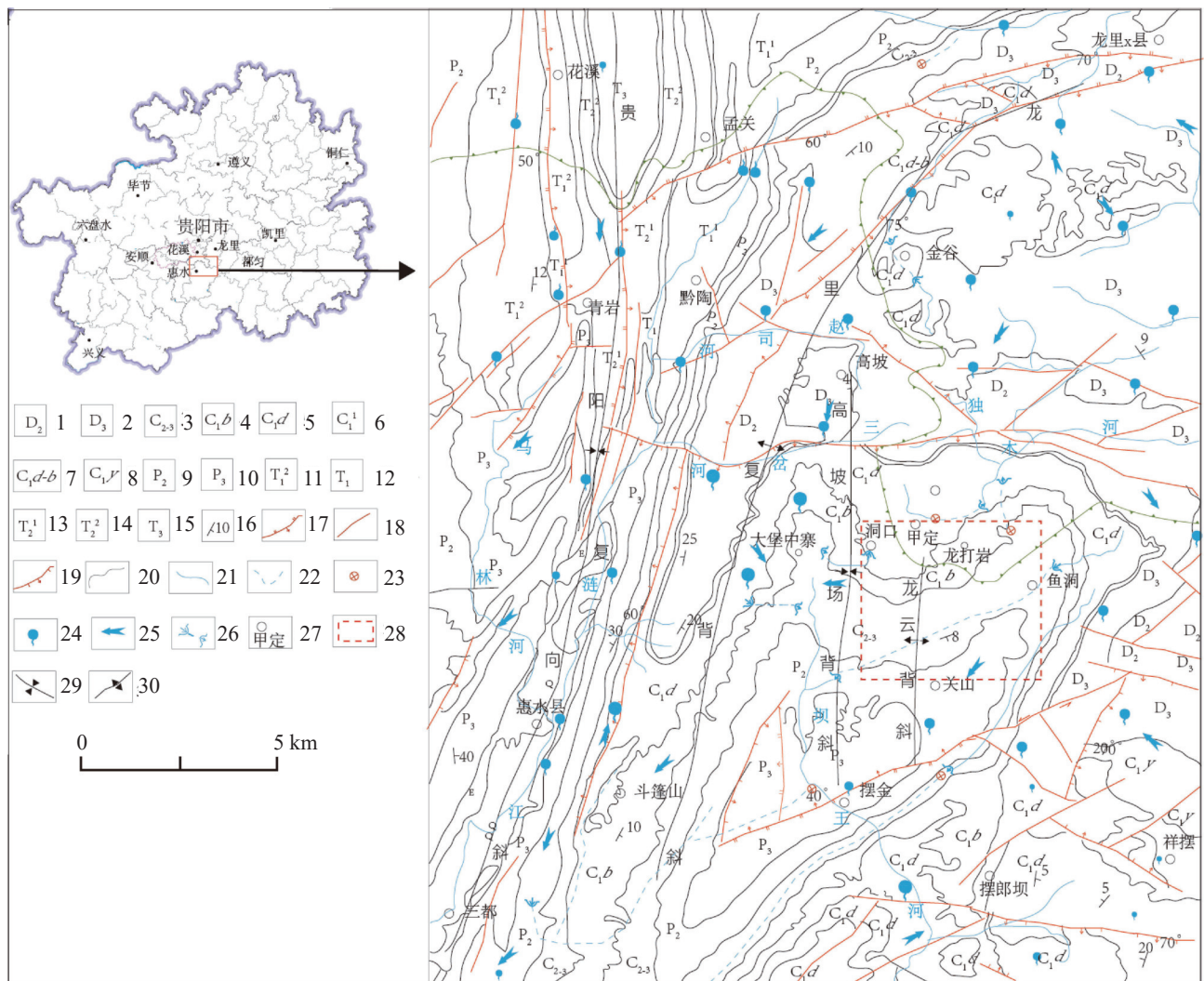


图 1 研究区地质概况

1. 泥盆系中统 2. 泥盆系上统 3. 石炭系中上统 4. 石炭系下统摆佐组 5. 石炭系下统大塘阶 6. 石炭系下统一段 7. 石炭系下统大塘阶至摆佐组
8. 石炭系下统严关阶 9. 二叠系中统 10. 二叠系上统 11. 三叠系下统二段 12. 三叠系下统 13. 三叠系中统一段 14. 三叠系中统二段
15. 三叠系上统 16. 岩层产状 17. 逆断层 18. 性质不明断层 19. 正断层 20. 地层线 21. 地表河流 22. 地下河
23. 落水洞 24. 泉水 25. 径流方向 26. 地下河出入口 27. 地名 28. 研究区 29. 向斜 30. 背斜

Fig. 1 Geological overview of the study area

1. Middle Devonian System 2. Upper Devonian System 3. Middle Upper Carboniferous System 4. Baizuo Formation of Lower Carboniferous 5. Datang Stage of Lower Carboniferous System 6. the first member of Lower Carboniferous System 7. Datang Stage to Baizuo Formation of Lower Carboniferous System 8. Yanguan Stage of Lower Carboniferous System 9. Middle Permian System 10. Upper Permian System 11. the second member of Lower Triassic System 12. Lower Triassic System 13. the first member of Middle Triassic System 14. the second member of Middle Triassic System 15. Upper Triassic System 16. occurrence of rock strata
17. reverse fault 18. unknown fault 19. normal fault 20. stratigraphic line 21. surface river 22. underground river 23. sinkhole 24. spring 25. runoff direction 26. entrance and outlet of the underground river 27. place name 28. the study area 29. syncline 30. anticline

馒头状(溶丘状), 与湖南湘西、常德、郴州和丘北普者黑一代馒头状峰体类似, 但区别在于该处地表水极其不发育, 没有明显的地表河和岩溶湿地类地貌景观(除了部分坡立谷外)。从峰林—谷地地貌来看, 峰体形态类似馒头状, 而谷地为网状, 四通八达将峰体一个个分离, 但峰基侧蚀痕迹较小, 谷地落水洞较发育。从地貌形态来看, 该区系峰林平原发育的雏

形, 后因地表水被地下水袭夺漏失, 而失去地表侧蚀将峰体削小而发育成现在地貌景观。

(5)坡立谷 硐口坡立谷位于高坡场向斜右翼的硐口村, 坡立谷内的河流长 2.9 km, 地下河出水位于硐口村边的山脚下, 出露地表沿着谷地向南流 900 余米, 后折向西流 2 km, 于下坝寨东北方向 25 m 谷地边缘山脚下潜入地下, 河流蜿蜒曲折, 上游谷地



图2 峰丛洼地与峰林谷地展布特征

Fig. 2 Distribution characteristics of peak-cluster depression and peak-forest valley

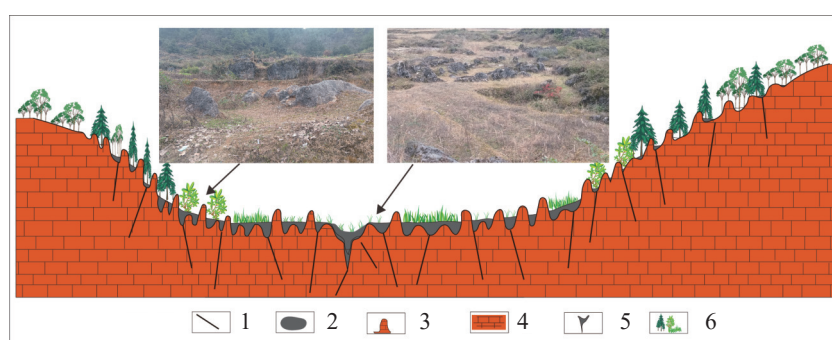


图3 甲定东侧谷地石牙地貌示意图

1. 节理 2. 土壤 3. 石牙 4. 碳酸盐岩 5. 落水洞 6. 植被

Fig. 3 Schematic diagram of clint geomorphology in east Jiading valley

1. joint 2. soil 3. clint 4. carbonate rock 5. sinkhole 6. vegetation

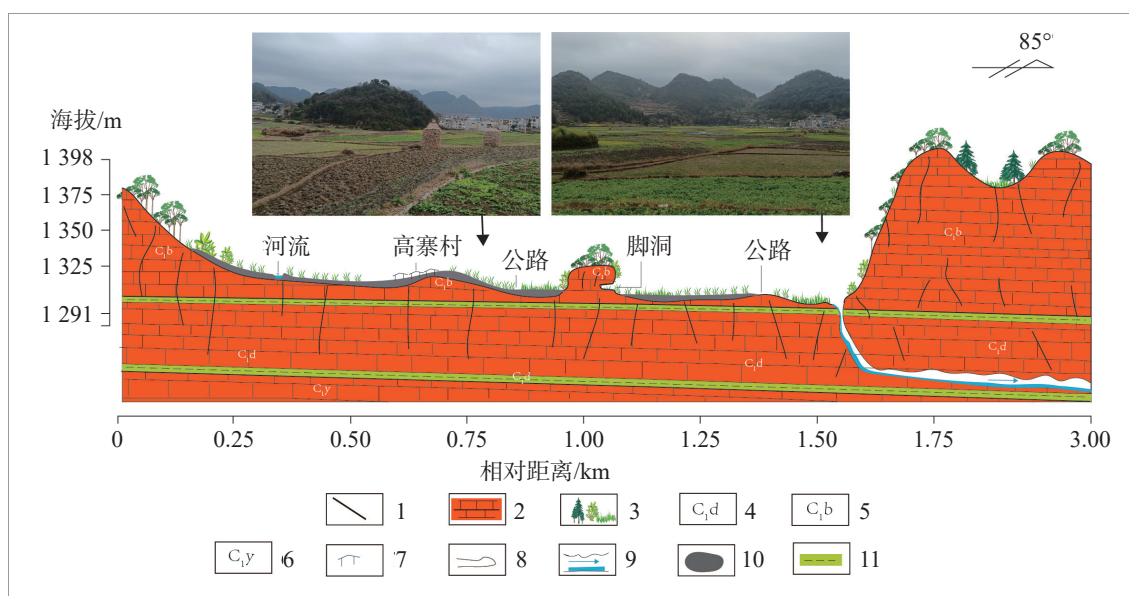


图4 甲定边缘坡立谷剖面图

1. 节理 2. 碳酸盐岩 3. 植被 4. 石炭系下统大唐阶 5. 石炭系下统摆佐组 6. 石炭系下统严关阶 7. 房屋 8. 洞穴 9. 地下河及方向 10. 土壤 11. 非碳酸盐岩夹层

Fig. 4 Section of the polje at the edge of Jiading village

1. joint 2. carbonate rock 3. vegetation 4. Datang stage of lower Carboniferous system 5. Baizuo formation of lower Carboniferous system 6. Yanguan stage of lower Carboniferous system 7. House 8. Cave 9. Underground river and its direction 10. soil 11. interlayer of non-carbonate rock

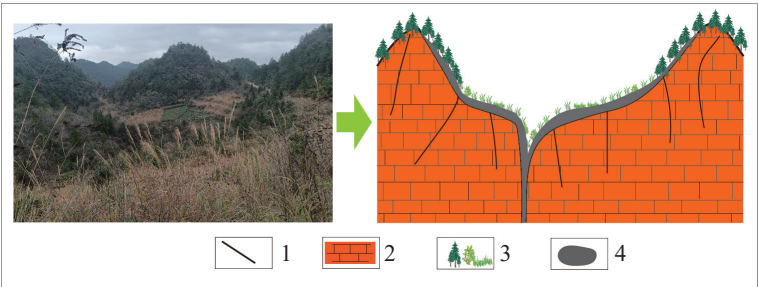


图 5 峰丛洼地地貌

1.节理 2.碳酸盐岩 3.植被 4.土壤

Fig. 5 Geomorphology of peak-cluster depression

1. joint 2. carbonate rock 3. vegetation 4. soil



图 6 峰林和谷地地貌景观

Fig. 6 Geomorphic landscape of peak-forest and valley

宽 1 000~1 500 m, 谷地内锥状峰体林立, 峰高 50~80 m, 峰体基地直径 90~270 m(图 7)。在坡立谷内发育为数不多的峰林, 与广西峰林相似, 峰径相对较小(图 7)。

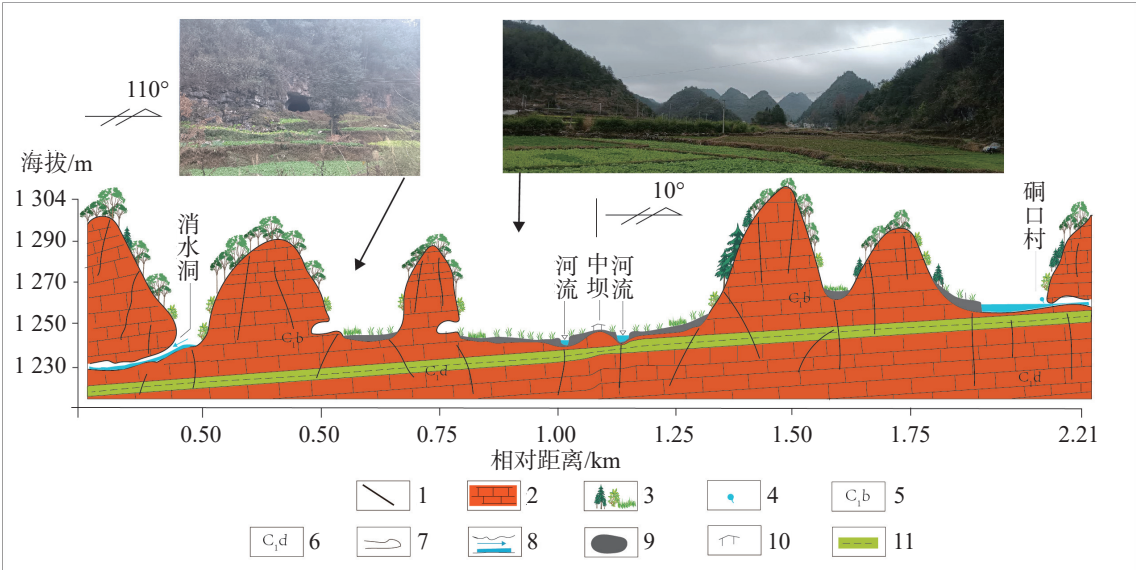


图 7 坡立谷及峰林地貌剖面

1.节理 2.碳酸盐岩 3.植被 4.泉点 5.石炭系下统摆佐组 6.石炭系下统大塘阶 7.洞穴 8.地下河及方向 9.土壤 10.村寨 11.非碳酸盐岩夹层

Fig. 7 Geomorphology of polje and peak-forest

1. joint 2. Carbonate rock 3. vegetation 4. spring point 5. Baizuo formation of lower Carboniferous system 6. Datang stage of lower Carboniferous system 7. cave 8. Underground river and its direction 9. soil 10. village 11. interlayer of non-carbonate rock

2.2 地下岩溶地貌发育特征

(1)落水洞 区内落水洞也比较普遍,在峰丛洼地、谷地区内发育较多,规模大小不一,形态各异。如龙打岩峰林谷地 0.17 km^2 内发育了直径、深度分别在 $0.5 \sim 10.0 \text{ m}$ 和 $0.5 \sim 20.0 \text{ m}$ 之间,坑口形态多为椭圆形或圆形的洼地、土洞和竖井 3 种负地形 22 个(图 8)。①土洞发育 11 个,其平均深 2.2 m ,短轴平均长 5.2 m ,长轴平均长 6.8 m ;②竖井发育 7 个,其平均深 10.0 m ,短轴平均长 13.0 m ,长轴平均长 13.1 m ;③碟型洼地发育 4 个,其平均深 1.3 m ,短轴平均长 4.5 m ,长轴平均长 8.3 m 。

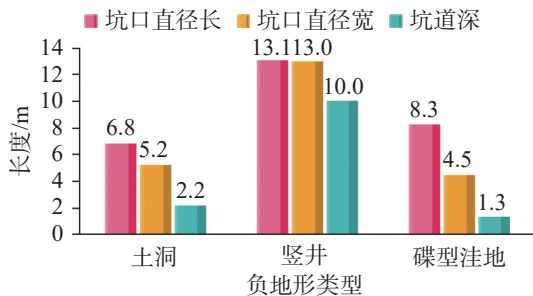


图 8 龙打岩谷地内落水洞发育情况

Fig. 8 Development of sinkhole in Longdayan valley

(2)溶洞与暗河 区域内溶洞众多,从洞穴发育位置和类型来看,在分水岭区域,呈现出两种类型:①位于 $1330 \sim 1350 \text{ m}$ 之间,发育于峰体半腰上的岩屋状洞穴,如龙打岩棺材洞;②位于 $1290 \sim 1300 \text{ m}$ 之间,发育于谷地边缘的消水洞或水平脚洞,洞内通常通过竖井与地下河相连,如龙打岩洞穴为脚洞。而位于排泄区附近通常是以地下河发育为主,如南部一地下河从鱼洞村附近的消水洞沿西南向断裂发育,于高坡场向斜的摆金河谷甲烈附近的龙洞出露地表,全长 11.5 km ,以及北部发育的甲让哨冒水井地下河出口。

龙打岩洞穴是区内脚洞的典型代表,为溶蚀型洞穴。洞口形态为穹形、扁形、矩形,沿层面和构造面发育,洞道有多层椭圆形状截面的水平洞道,洞内次生化学沉积物较少。洞道整体呈“U”型结构(图 9):“U”型洞道左边部分发育成网格状迷宫式洞穴,系地下水沿着 $91^\circ \angle 7^\circ$ 层间裂隙和北北东向与东南向节理溶蚀形成,发育有两个高程基本相同的洞口(图 9 的入口 1 和 2),一个朝向 210° ,该洞口为现在的上洞口,另一个洞口朝 290° ,并在洞口前发育一直径 5 m 的漏斗状洼地,通过该洞口地表水将大量

的黏土带入洞内,在冲积物中挖掘出大量更新世的脊椎化石牙齿如图 10(1)所示;“U”型右半为单管状廊道洞腔,洞口为喇叭状与左半洞口相对高差底 8 m (图 9 的入口 3),洞壁边缘发育有大量侧蚀溶痕,在洞穴入口不远发育一深 40 余米的裂隙状竖井,竖井底部与地下河相连,地下河沿层间裂隙发育,于北北东向甲让哨冒水井潜出地表;“U”型底段为水洞长 70 m ,水深 30 cm 的水洞,在洞壁出露大量的软体动物化石,如珊瑚、菊石等动物如图 10(2)所示。洞穴探明总长度 870 m ,面积超过 3000 m^2 ,容积约 30000 m^3 。

3 区内岩溶水文地貌形成机制及演化

3.1 区内岩溶水文地貌形成机制

3.1.1 发育条件分析

(1)岩溶层组类型对地貌发育的影响 不同层组岩性不同,不同岩性的透水性和可溶性直接影响着地下水的运移和溶蚀作用,因而塑造出不同的地貌形态^[21-22]。区内出露地层有石炭系的大塘阶(C_1d)、摆佐组(C_1b)和中上统的黄龙群与马平群(C_2h-C_3m)以及二叠系的栖霞组和茅口组(P_2q-m),分别发育着不同类型的地貌景观(表 1)。调查发现,在石炭系下统大塘阶与摆佐组接触带通常发育泉水或漏斗,在研究区龙云背斜核部北段甲定村附近,大塘阶顶部石英砂岩层出露地表发育成宽缓的坡地和谷地,其具有一定隔水作用,导致地表水系较为发育,随着该隔水层被侵蚀击穿地表河潜入地下发育成边缘坡立谷地貌景观(图 4)。相反,在高坡场向斜右翼的硐口村,上覆厚层白云岩夹灰岩,局部夹燧石条带及泥质灰岩的摆佐组(C_1b)的地下水,遇到大塘阶顶层的石英砂岩和页岩层起到隔水作用,地下水出露地表形成地表径流后又潜入地下,形成硐口坡立谷地貌景观(图 7)。

(2)断层节理对地貌发育影响 研究区地处于川黔经向构造南段西侧,属扬子准地台黔南台陷的贵定南北向构造变形区^[28],它以挤压型的南北向构造为主并具典型的侏罗山式构造,背斜宽达 $20 \sim 50 \text{ km}$ 呈箱状,向斜宽 10 km 左右呈槽状(图 10)。研究台地主要位于宽缓的龙里箱状复背斜轴部发育的云龙背斜之中,其轴向近南北向,长 18 km ,宽约 6 km ,北起摆省村西北,经上午村,南至关山村西部,区内岩

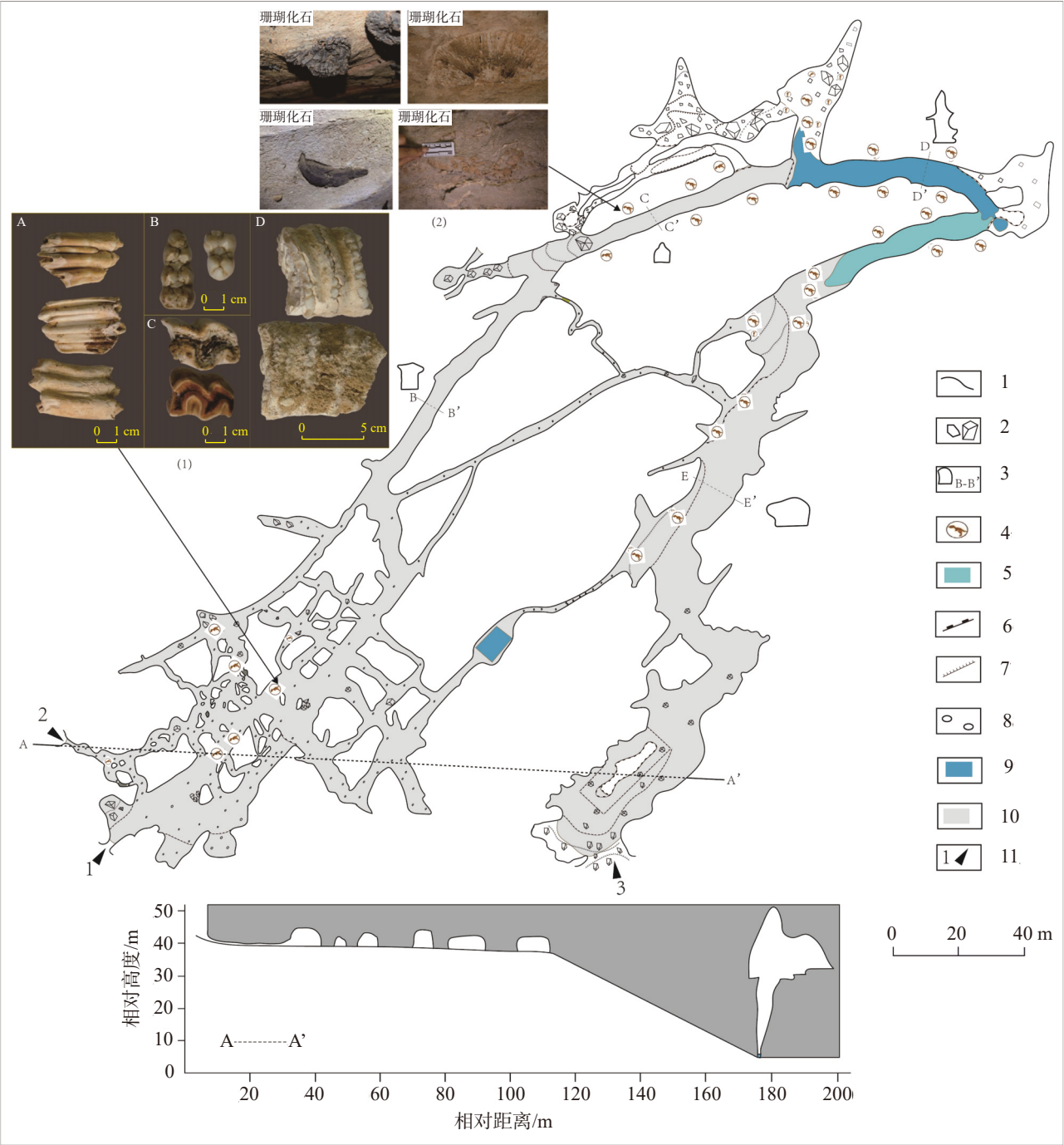


图 9 龙打岩洞洞穴图(洞穴图据高占冬,毛永琴,周文龙,2020,改)

1.洞道边界 2.石块 3.洞穴横截面 4.化石 5.季节性池水 6.陡坎 7.缓坡 8.卵石 9.常年池水 10.黏土 11.主要洞口

注:(1)脊椎动物化石:a.牛、b.野猪、c.犀牛、d.剑齿象 (2)无脊椎动物化石

Fig. 9 Map of Longdayan cave (Modified according to Gao Zhandong, Mao Yongqin & Zhou Wenlong, 2020)

1. cave boundary 2. rock 3. cross-section of the cave 4. fossil 5. seasonal pool water 6. steep slope 7. gentle slope 8. pebble 9. perennial pool water 10. clay 11. main entrance of the cave

Note: (1) vertebrate fossils, a. cattle, b. wild boar, c. rhinoceros, d. stegodon (2) invertebrate fossils

Note: (1) vertebrate fossils, a. cattle, b. wild boar, c. rhinoceros, d. stegodon (2) invertebrate fossils

层平缓,北西、东北向共轭扭性断裂及东西向横张断裂较为发育(图 1,图 10)。

为了较为直观地说明断层节理构造对区内地貌发育影响,调查区内 42 个谷地走向,并在龙打岩调

查了 46 条节理,将调查数据通过转换在 270°~360°、0°~90°方向上,并将数据按照每 10°为一组进行统计,结果表明:区内节理走向主要集中在 [0°, 50°)、[60°, 90°)、[290°, 330°)、[330°, 360°) 这四个区间,其发育

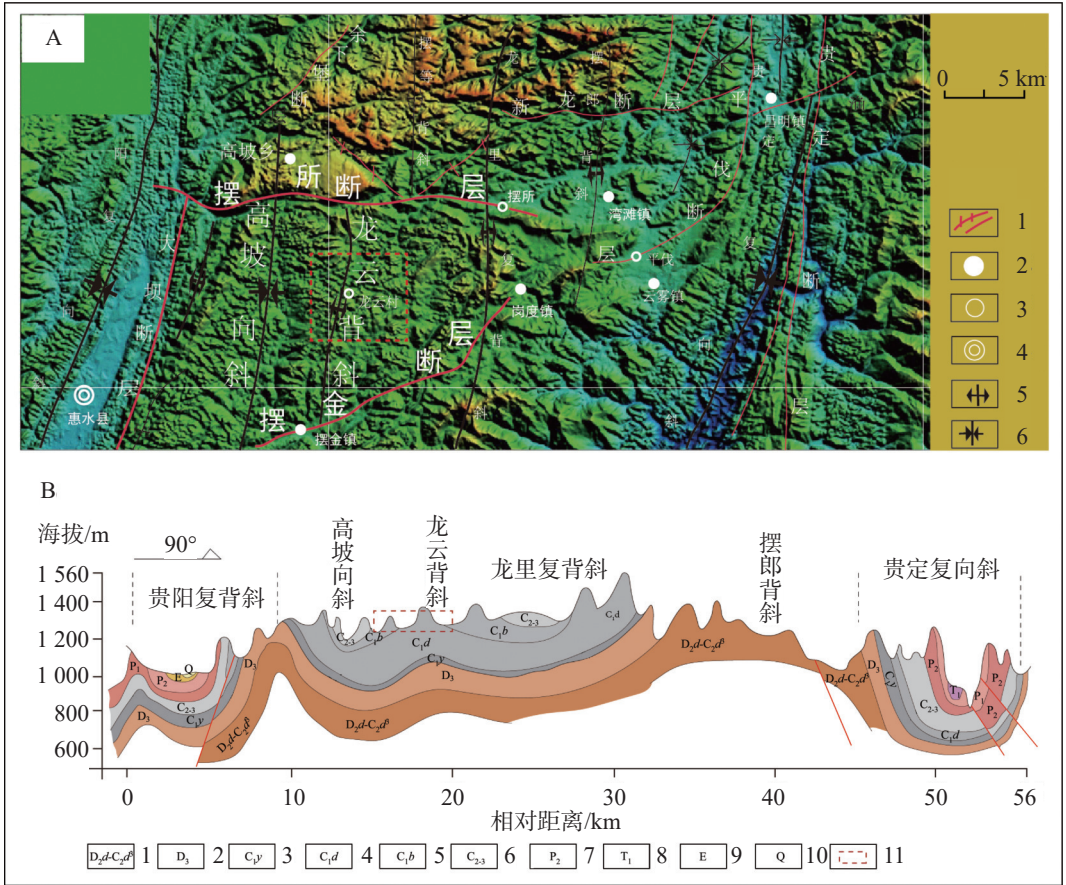


图 10 区内褶皱展布图

A:1.断层 2.村 2.乡镇 3.县城 5.背斜 6.向斜 B:1.泥盆系中统独山组 2.泥盆系上统 3.石炭系下统严关阶 4.石炭系下统大塘阶
5.石炭系下统摆佐组 6.石炭系中统 7.二叠系中统 8.三叠系下统 9.第三系 10.第四系 11.研究区

Fig. 10 Fold layout in the area

A:1. fault 2. village 2. town and village 3. county 5. anticline 6. syncline B:1. Dushan formation of Middle Devonian system 2. Upper Devonian system, 3. Yanguan stage of Carboniferous system 4. Datangian stage of lower Carboniferous system 5. Baizuo formation of lower Carboniferous system 6. middle upper Carboniferous system 7. middle Permian system 8. lower Triassic system 9. Tertiary system 10. Quaternary system 11. the study area

表 1 区内岩层与地貌景观对比

Table 1 Comparison of rock strata and geomorphic landscape in the area

地层		岩性	地貌	
石炭系	下统	大塘阶 (C ₁ d)	灰白色中厚层至薄层石英砂岩深灰色砂质页岩、黑色炭质页岩, 夹 1~4层煤线或煤层	洼地、缓丘、边缘坡立谷
		摆佐组(C ₁ b)	厚层灰岩夹白云岩, 局部夹燧石条带及泥质灰岩	峰丛洼地、峰林谷地、坡立谷、石牙、溶洞、地下河
	中上统	黄龙、马平群 (C ₂ h-C ₃ m)	厚层块状中粗晶白云岩、灰岩、白云岩质灰岩	峰丛洼地、峰林谷地
二叠系	中统	栖霞组和茅口组 (P ₂ q-m)	深灰色至浅灰色厚层块状灰岩夹燧石灰岩	竖井、漏斗、落水洞、岩溶峡谷、峰林、峰丛、溶洞、泉、瀑布、地下河

密度达 20 条/40 cm;谷地主要集中在 [0°, 40°)、[50°, 90°)、[280°, 310°)、[320°, 360°) 这四个区间 (图 11)。

通过对谷地、节理统计数据进行相关性分析,其

相关系数为 R=0.81, 表明断层节理对区内谷地空间展布有显著的控制作用。断层、断裂、节理、裂隙等地质构造区通常是地质条件薄弱地带,为地下水运移提供天然通道,并沿着这些天然通道溶蚀扩大形

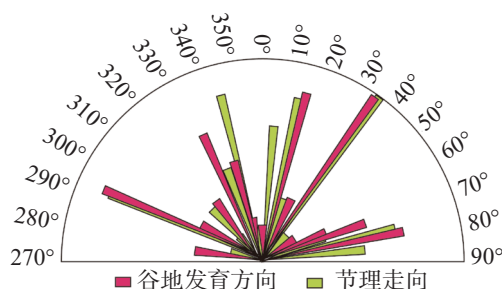


图 11 节理与谷地发育方向统计玫瑰图

Fig. 11 Statistical comparison between the development direction of joint and valley

成谷地^[1,29]。因此,区内谷地发育延伸方向与展布受到区内断裂、节理走向与展布影响。

(3)地貌形态对新构造运动的响应 研究区在整体隆升背景下,且现代仍处在隆升趋势之中,加剧了先期构造形迹和地质体的切割,为地表水系和地形地貌塑造提供了基础。从研究区附近地表河谷和峰丛洼地来看,在台地两侧的地表河谷发育有五级阶地(图 12C);而在台地分水岭的中心区域,峰丛洼地发育有 3 个不同高程的洼地和 1 个发育于谷地边缘的边坡阶地如图 12A(1)所示。龙打岩岛状峰丛洼地的 3 个不同高程上发育的洼地和现在谷地面共四层结构:①最高层洼地发育在山顶高程在 1 350 m 左右,该层洼地底部面积较小,峰洼差较小,峰丛洼地完整性较差,多呈斜坡,或在独个峰体中发育呈马鞍形。②第二级高程洼地发育在 1 310 m 左右,在岛状峰丛洼地的边缘区,洼地封闭性也较差,多为肩状台地,靠近谷地一侧发育的峰体高度与上层洼地高度相当,另一侧的峰体通常与上层洼地共用;而在中心区,洼地中部多有竖井发育,洼地封闭性相对较好(图 5)。③第三级高程洼地发育高程在 129 m 左右,主要分布在岛状峰丛洼地的边缘区,该层洼地与谷地间的垭口高度相当,该层因靠近谷地被后期改造相对较强,多为围椅状或斜坡状台地,该时期发育的洞穴,因受到谷地边坡崩塌后退的影响,另一半被剥蚀掉而在崖壁残留有边槽状形态(图 12A(a));④在谷地边缘还发育有台状边坡,在其边缘通常发育有大量的脚洞和落水洞如图 12A 中 IV 所示。这些地貌特征反映出贵州新构造运动具有明显的掀斜性、间歇性隆升和隆升的差异性等特征。因此,从区内河流阶地和层状地貌结构特征来看,台地两侧河流及附近的贵阳南明河流域的河谷地区均残留有五级阶地;从台地上的岩溶地貌层状结构特征来看,地貌

呈现出显著的四级层状结构。

3.1.2 岩溶水文地貌发育动力分析

岩溶地区水对地貌的塑造起到至关重要作用,岩溶地貌发育与岩溶水文条件密切相关^[21,30]。杨明德等^[21]从河流流域结构开展岩溶地貌发育特征与规律研究,认为水的运动形式是产生不同地貌类型的直接原因。而河流是区域内地表、地下水的排泄基面即侵蚀基面,直接影响水的运动形式和水力坡度。研究区位于长江与珠江两大水系分水岭地区,东面在贵定向斜内发育有曹渡河,南面在高坡向斜内发育摆金河,西面贵阳复向斜内发育涟江,三大河流均属于珠江水系;而北面发育的独木河属于长江水系。曹渡河、涟江发育于台地两侧向斜谷地内,霸王河、龙滩河和独木河发育于背斜岩溶台地上,研究区处于岩溶台地内发育的独木河和坝王河间的分水岭地带(图 13)。因此,它们的溯源侵蚀作用是研究区岩溶地貌发育的直接动力。

(1)岩溶台地水文地貌发育水动力结构分析 地形地貌的岩溶发育分带性是不同时期地表、地下水共同作用的结果,也是岩溶高原地下水径流系统垂向分带的控制因素,高原普遍发育了多级夷平面或溶蚀台面以及缓倾斜的溶洞层,对应着成层分布的强岩溶发育带,在大厚度的碳酸盐岩分布区,夷平面或溶蚀台面可成为地下水排泄基准面,完好的强岩溶发育带底板可能成为地下水径流系统垂向分带的边界^[31]。区内由 3.1.1 中的(3)地貌形态对新构造运动的响应分析可知:①地表岩溶形态,在涟江河谷地带发育有五级阶地,而位于分水岭的研究区地貌表现出四级层状特征(图 12),在箱状背斜肩部附近(台地边缘)的岩溶地貌表现为五级层状地貌结构,并运用河流阶段和层状地貌结构拟合区内箱状背斜(台地边缘)向槽状向斜河流排泄的侵蚀面(图 14A);②地下岩溶形态,研究区内地表水系通过地下暗河向周边地表河排泄,如前所述硐口坡立谷地表河通过地下河向坝王河排泄,甲定边缘坡立谷和龙打岩地表水通过竖井与地下河暗河连接向独木河排泄,以及地表水从鱼洞消水洞汇聚从甲烈老虎洞向坝王河排泄。因此这些地貌垂向上的地貌分异分带性为探讨区内地貌发育动力结构提供有力证据。通过从河谷排泄基面到分水岭层状结构相关数据拟合表明:在河谷和宽缓背斜转折端存在第五级侵蚀基面,而

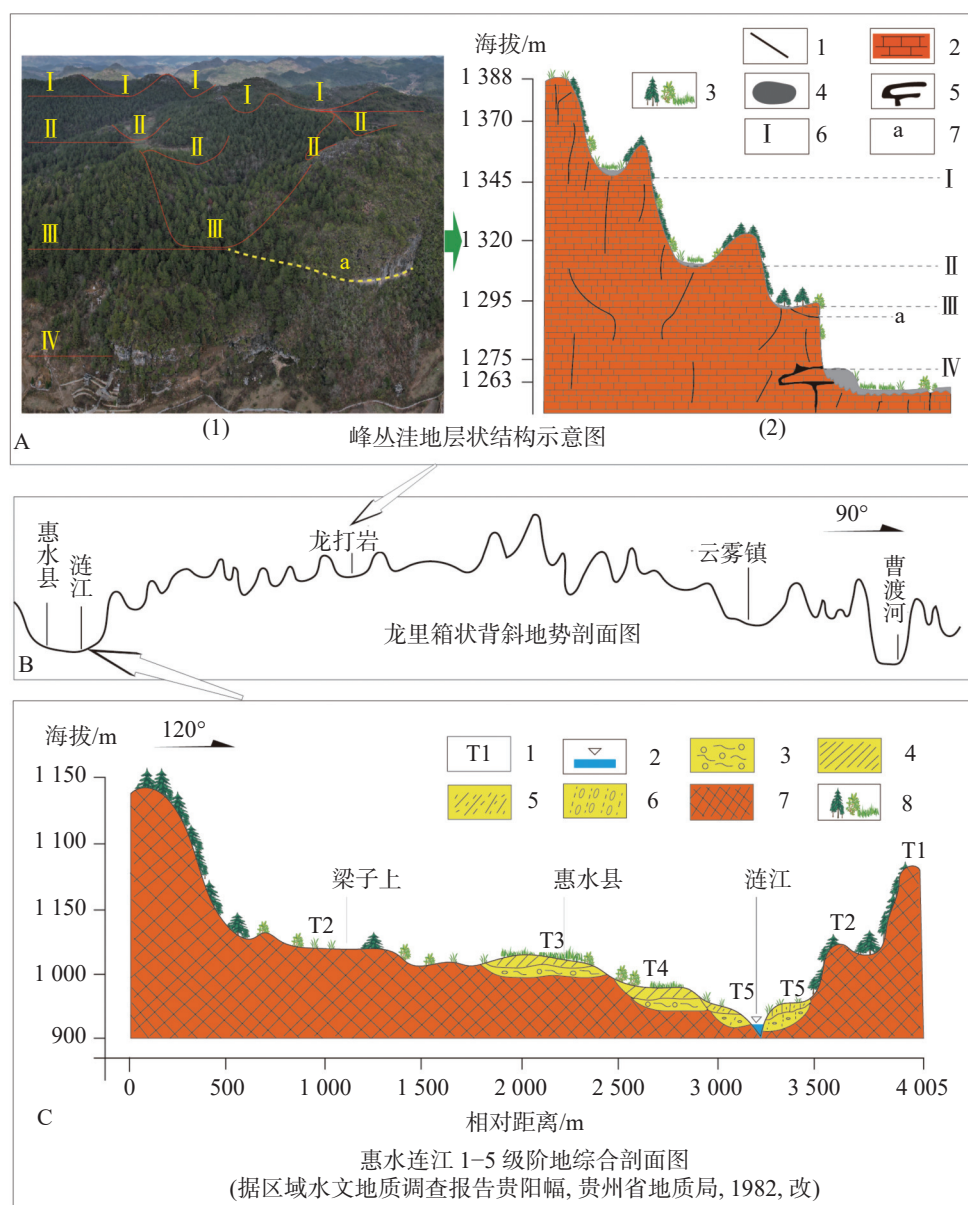


图 12 台地两侧河流阶地与台地峰丛洼地结构图

A: 1. 节理 2. 碳酸盐岩 3. 植被 4. 土壤 5. 洞穴 6. 洼地层次 7. 残留边槽状洞穴 C: 1. 河流阶地 2. 河流 3. 泥砾 4. 亚黏土 5. 亚砂土 6. 砾石 7. 基岩 8. 植被

Fig. 12 Structures of river terrace and peak-cluster depression in the area

A: 1. joint 2. carbonate rock 3. vegetation 4. soil 5. cave 6. depression level 7. residual edge cave C: 1. river terrace 2. river 3. mud gravel 4. sub-clay 5. sub-sandy soil 6. gravel 7. bedrock 8. vegetation

分水岭地带没有, 认为该时期河流溯源侵蚀作用还未波及到研究区时, 地壳又开始抬升, 在宽缓背斜区继承上期溯源侵蚀路径向研究区波及, 形成第四级侵蚀基面。由拟合曲线可知: ①从台地中心→台地边缘→河谷, 侵蚀基面在台地边缘存在一个转折点; ②从背斜转折端向背斜中心(台地边缘向中心)每一级的侵蚀基面相对平稳, 水力梯度较小, 而在转折端向向斜河谷的侵蚀基面则要比宽缓背斜上的水力梯度大得多。在岩溶区, 地下水位变化直接影响着地

表水侵蚀情况, 因此在高坡岩溶台地的地下水位从台地中心→台地边缘→河谷排泄过程中也和地表水一样, 在台地边缘存在一个转折点。所以在箱状背斜岩溶台地地表、地下水径流速度较慢, 或以岩溶湖、潭的形式在箱状背斜岩溶台地内发育, 其侧蚀作用较强, 岩溶地貌主要以峰林平原、峰林谷地等地貌景观为主。但随着溯源侵蚀作用逐步加强, 转折点也逐渐向台地中心后退, 最后台地水平运动的地下水位消失(图 14B)。随着转折点的后退, 地下水位逐步

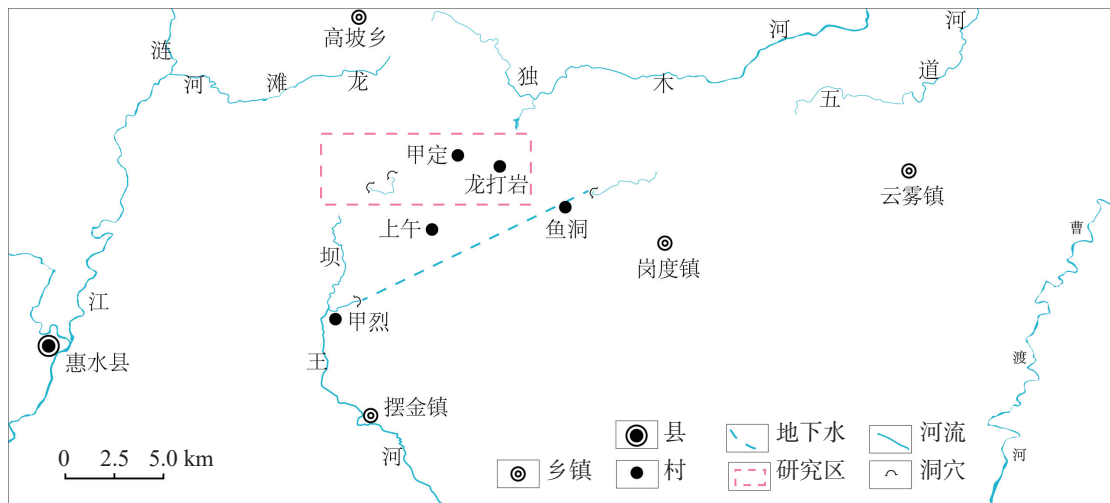


图 13 水系展布特征

Fig. 13 Features of water system distribution

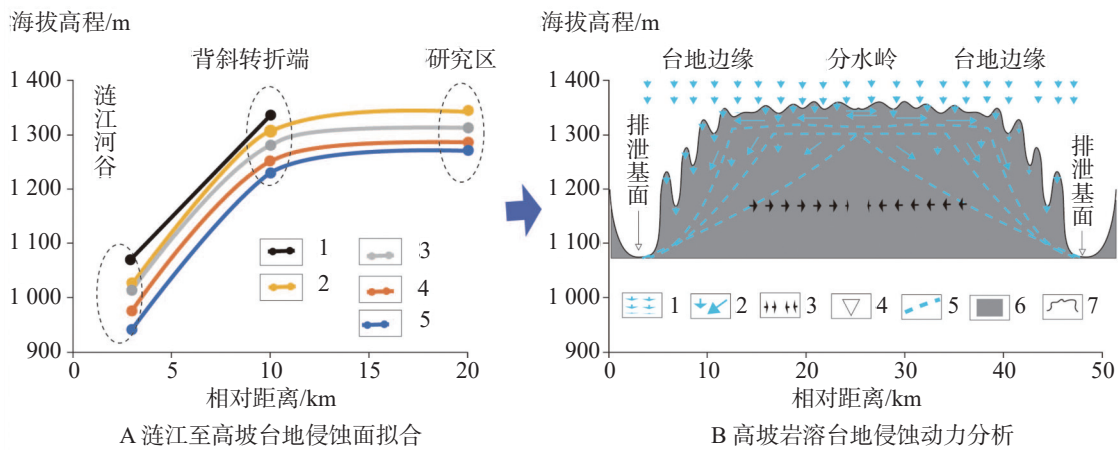


图 14 侵蚀基面及动力示意图

A: 1.一级侵蚀基面 2.二级侵蚀基面 3.三级侵蚀基面 4.四级侵蚀基面 5.五级侵蚀基面 B: 1.降水 2.地下径流;
3.地下水位后退方向 5.地下水位 6.基岩 7.地表剖面线

Fig. 14 Schematic diagram of erosion base and dynamics

A: 1. primary erosion base surface 2. secondary erosion base surface 3. tertiary erosion base surface 4. fourth erosion base surface 5. fifth erosion base surface

B: 1. precipitation 2. underground runoff 3. receding direction of groundwater table 5. underground water table 6. bed rock 7. surface profile line

下降,包气带逐渐增厚,地表、地下水由水平运动转向竖向运动,地表发育大量的洼地、漏斗、落水洞和竖井等地貌。

(2)岩溶台地水文地貌发育水动力的地质条件分析 岩溶区地表水、地下水沿着节理、裂隙、断裂和断层等构造线溶蚀、切割形成区内水文网。研究区主要构造线以南北向为主,同时发育了东西向断层(图 1,图 10A),在研究区北部发育了①摆所断层:其长 32 km,东西走向,东段倾向北,西端倾向南,倾角 $60^{\circ}\sim 70^{\circ}$,张性断层,角砾岩带宽数十米,胶结较差,为地表、地下水侵蚀溶蚀成谷奠定了条件,断层

两侧有泉出露,沿断裂带形成深 200~300 m 的峡谷,小河蜿蜒穿流汇聚成独木河,成为区内排泄基面。在其南部发育了②摆金断层:长 23 km,走向北东,倾向北,倾角 $40^{\circ}\sim 60^{\circ}$,压性断层,角砾岩 10~30 m,东段胶结较差,具有较好的导水性,发育为汇水河谷,形成了摆金河部分河段,而西段胶结较好具有较好的阻水性。

在两组断层间还发育了南北向构造:①高坡场向斜,轴向南北,长 22 km,宽 3~6 km,北起高坡场,经中寨,南止甲烈公社。北部轴部为 D_3g 白云岩,两翼为 D_2d 石灰岩,砂页岩,地层倾角 $4^{\circ}\sim 6^{\circ}$,中段

C_1d-C_3 , 为石灰岩及少量白云岩, 两翼地层倾角 $9^\circ\sim 19^\circ$, 南段为 P_2 石灰岩, 两翼地层倾角 $10^\circ\sim 15^\circ$, 赋存岩溶水。摆金河起源于惠水县大坝乡田坎寨, 沿高坡场向斜轴部由北向南流汇入摆金断裂谷地, 向斜北段地下水主要以泉水的形式向南北两端现代河排泄, 中段向斜为谷地, 地下水自西翼向轴部汇流形成汇流富集带, 南段地下水向摆金河径流排泄。②龙云背斜, 轴向近南北, 长 18 km, 宽约 6 km, 北起摆省村西北, 经上午村, 南至关山村西部。北段为摆所断层所限, 轴部为 C_1d 石灰岩、砂页岩, 两翼部为 C_1b 石灰岩, 地层倾角 $5^\circ\sim 10^\circ$, 中段为 C_1b-C_3 石灰岩及少量白云岩, 翼部地层倾角 $10^\circ\sim 13^\circ$ 。南段受摆金断层所限, 出露 P_2 石灰岩, 翼部地层倾角 10° 左右, 赋存岩溶水。上午村以北地下水向两翼径流排泄, 上午村以南地下水向摆金河排泄。

调查显示, 研究区龙打岩、甲定等北部地区地下水通过溶洞向独木河岸以泉水形式排泄, 如龙打岩洞穴地下从其北部 2.4 km 甲让哨冒水井出露, 并向独木河排泄; 上午村以南, 地下水向摆金河排泄。因此, 区内形成图 13B 的水文溯源侵蚀模式, 在该模式下地貌发育演化。

3.2 区内岩溶水文地貌形成演化

3.2.1 区内地质地貌演化历程

研究区在中生代以前属扬子海, 主要为浅海—滨海环境的碳酸盐建造夹碎屑岩建造; 到晚三叠世晚期, 一场上升运动(安源运动)发生, 从此结束了贵州海相沉积历史^[28]; 晚侏罗世, 区内发生了强烈褶皱的燕山运动, 形成南北向宽缓的箱状背斜及狭窄的槽状向斜; 在燕山运动之后, 研究区进入陆地接受剥蚀; 进入第四纪以来, 贵州发生了多次抬升的新构造运动, 侵蚀基面多次相对下降^[29]。区内在白垩纪末至上新世, 前期气候干旱炎热, 剥蚀强烈, 季节性地表水以面状冲刷为主, 凸起处以剥蚀为主, 低洼处以堆积为主, 如台地东侧惠水谷地沉积了下第三系地层; 古新世中期至始新世早期, 一幕构造运动不断强化原有燕山期老的褶皱、断裂构造, 加剧了区内向斜谷、背斜台地的地貌结构, 区内地表有较显著的相对高差; 在始新世中期, 喜山运动第二幕间歇性急剧隆升形成高原; 上新世末, 区内现代主要河流形成并南北分流, 是区内现代岩溶地貌演化的动力条件, 区

内岩溶地貌随着区内河流溯源侵蚀演进而演化。

3.2.2 区内岩溶水文地貌形成演化

由 3.2.1 区内地质地貌演化历程可知, 浅海—滨海环境的碳酸盐建造夹碎屑岩建造为区内岩溶地貌发育奠定了物质基础, 晚侏罗世区内形成的箱状背斜为区内岩溶地貌发育构建了地形架构, 在此基础上, 区内岩溶地貌随着地壳隆升和外部营力的相互作用发育演化。通过分析研究, 认为区内岩溶地貌发育演化水动力模式如图 14B 所示, 在该动力模式塑造下, 高坡岩溶台地岩溶地貌发育演化主要经历以下 4 个阶段: 石牙期—湖泊期、峰丛洼地期、峰林谷地期和台地地貌系统退化消亡期(图 15)。

(1)石牙—湖泊期 晚侏罗世, 因强烈褶皱的燕山运动, 区内形成南北向宽缓的箱状背斜并发育大量的张性北东向、东南向、近东西向和近南北向断裂、裂隙和节理, 将区内岩层产状平缓的岩体切割成棋盘状格, 为地表、地下水运移溶蚀提供了天然通道。渐新世后, 区内一直处于间歇式抬升成陆, 接受外力侵蚀剥蚀, 这时候, 区内没有接受外源水的补给, 主要受大气降水改造, 其沿构造裂隙、节理和断裂运移切割溶蚀岩体形成石牙, 开始进入岩溶地貌发育演化; 当地壳抬升作用相对缓和或进入相对稳定的间歇期时, 地表起伏不大, 在区内发育成一个个相对独立的与外界没有水力联系的溶蚀内陆湖泊(图 15A), 犹如研究区附近龙里大草原上残余岩溶方山地貌偶有湖泊发育一样。

(2)峰丛洼地期 随着地壳抬升, 地下水位相对下降, 包气带增厚, 地表水沿裂隙、节理、断裂等构造薄弱带运移溶蚀下切, 并向断裂、节理、裂隙交汇处汇聚溶蚀、侵蚀作用形成洼地, 受构造作用小的地块发育成峰体, 原有湖泊也逐渐向中心萎缩消失形成洼地, 发育成峰丛洼地景观(图 15B)。随着地壳持续抬升, 地下水位持续下降, 洼地在大气降水和地下水共同作用下逐渐变深, 峰洼差逐渐增大。此时, 地表水不发育, 以地下河为主, 形成典型的峰丛洼地、峰丛谷地景观。该时期只有台地边缘受到两侧河流溯源侵蚀影响, 边缘发育落水洞和竖井; 中心区域地下水未受到边缘溯源侵蚀影响, 地下水位下降系台地隆升导致, 因此在峰丛洼地间发育大量竖井、落水洞, 而在潜水面附近发育大量水平的暗河。图 12A(1)中的 a 表示的龙打岩残留于边槽状洞穴是该时期形成

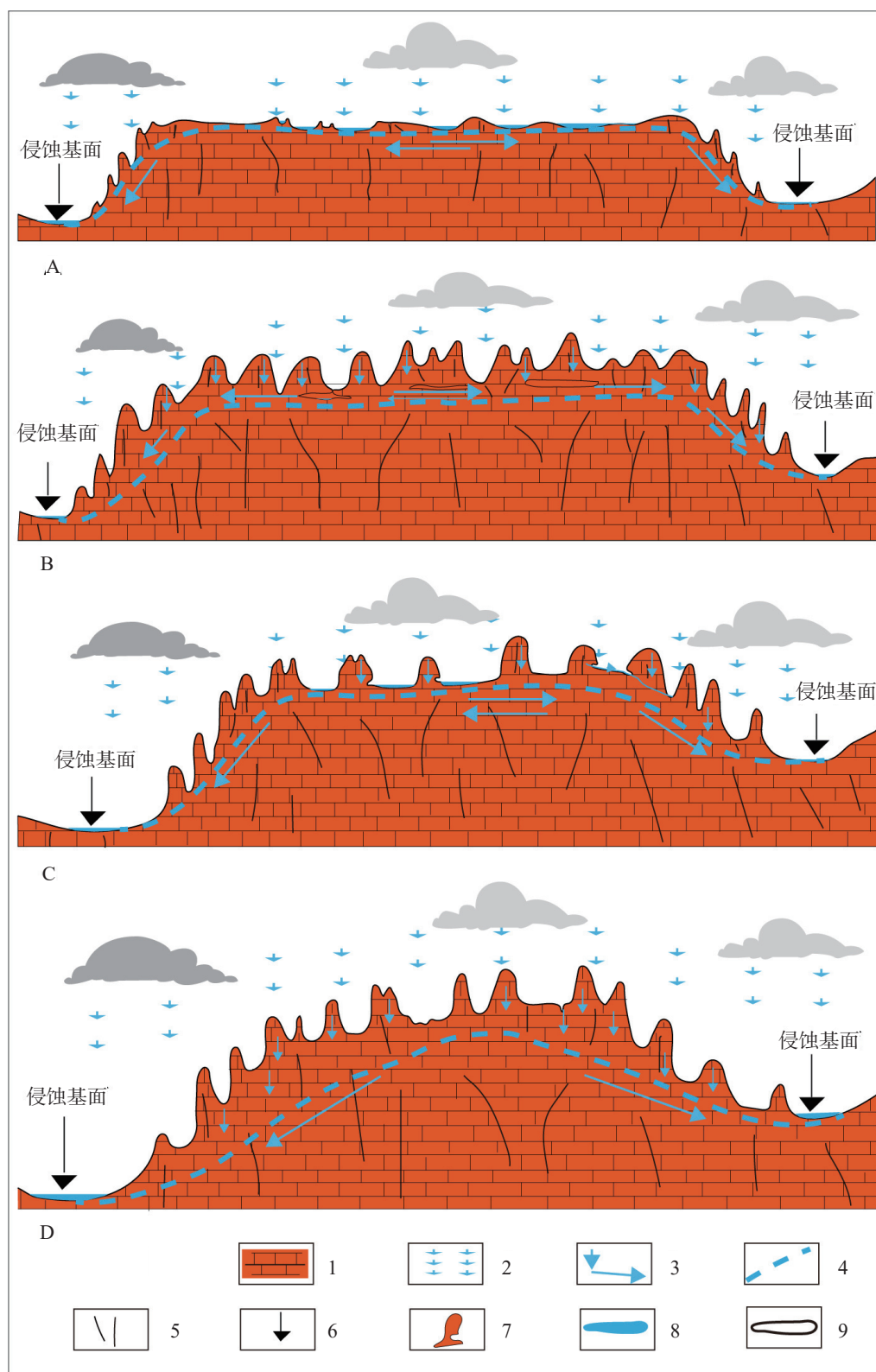


图 15 区内岩溶台地水文地貌形成演化示意图

1.碳酸盐岩 2.降水 3.地下水径流方向 4.地下水位 5.裂隙和节理 6.地表河 7.脚洞 8.地表湖泊 9.洞穴

Fig. 15 Development and evolution of karst hydrogeomorphology in the area

1. carbonate rock 2. precipitation 3. direction of groundwater runoff 4. water table 5. fissure and joint 6. surface river 7. foot cave 8. surface lake 9. cave

的水平洞穴,后期崩塌残留的产物。

(3)峰林谷地期 当地壳抬升处于平稳,在与外界没有水力联系或台地边缘与外界有联系,地下水位相对稳定,洼地向下发育接近地下水位,地下水逐渐出露地表,且排水不畅,洼地谷地泛滥,地表、地下水侧蚀作用加强,峰体边坡后退,使洼地逐渐变大,垭口逐渐被削平削低,将相对封闭洼地连成一片,峰体逐渐被分割成相对独立的个体或岛状峰丛地貌;随着水量增加,谷地、洼地形成连片的湖泊或湿地,此时,地表、地下水侧蚀作用进入鼎盛时期,谷地、洼地边缘基岩基溶蚀形成边槽或脚洞,如龙打岩洞穴、果里洼地脚洞等洞穴,当边坡基岩被溶蚀掏空,而失重崩塌后退形成较陡或接近笔直的峰体边坡。如今果里、龙打岩等区域保留该时期地貌模样。从龙打岩洞穴中被洪水和黏土一并带入洞内的脊椎动物化石,可知该阶段在更新世发育为鼎盛时期(图 15C)。

(4)台地地貌系统退化消亡期 当区内受到外围河流溯源侵蚀影响,区内地表水、地下水向各自附近地表河排泄,原来内部的水文网解体,地表水系逐渐消失,地下水水位下降,包气带增厚,地下水以竖向运动为主,在谷地、洼地内发育有大量竖井、土洞、洼地、石牙等地貌,其地貌特征如上述“地貌特征”所述,整个岩溶台地进入消亡退化阶段,区内的大气降水快速通过这些地貌汇入地下,以泉水和地下河的形式向北侧排泄基面的独木河和南侧排泄基面的摆金河排泄,这一过程由边缘向中心逐渐波及退化消亡,地貌向峰丛洼地地方发育(图 15D)。

4 结论与讨论

4.1 结 论

岩溶台地受到两侧河流溯源侵蚀影响,台地地貌景观右边缘向中心解体。贵州花溪高坡岩溶台地地貌景观正在全面解体,地貌由峰林谷地景观向峰丛洼地转变,其发育演化随着区内地下水位变化而演进,区内地表地下水水文网解体,成珠江、长江分水岭,导致地表水匮乏,其水系的解体也是花溪高坡岩溶台地岩溶地貌景观解体的重要标志。

4.2 讨 论

岩溶地区地下管道较为发育,地表分水岭与地下分水岭具有不一致性特征,从地貌形态上可以分

为:平原和谷地分水岭、山地岩溶分水岭及台地分水岭三种类型。①平原、谷地分水岭区域,因其地下水位埋藏较浅,在雨季因地势平坦两流域的径流排泄不畅,其分水岭作用会消失,地表水会连成一片,也是峰林平原、谷地发育的动力之一。②岩溶山区分水岭区域,地下水位埋藏深,包气带厚,地下水位和地表水系结构通常为凹型的常态结构,水系间没有水力联系,塑造地貌的水动力作用相对单一。③岩溶台地分水岭地区,具有平原、谷地分水岭区域的属性特征,也具有岩溶山区分水岭区域的属性特征。岩溶台地分水岭与平原、谷地分水岭区别在于平原、谷地基本为区内排泄基面而岩溶台地不是;在转折点至河谷段与岩溶山区分水岭地区类似,具有相对高差较大的水头差,而在转折点向台地中心的区域不像岩溶山区分水岭那样水力梯度较大,而和平原、谷地区相似具有较小的水头差。因此,在转折点之间的台地区未受到河流溯源侵蚀作用波及,岩溶地貌发育动力与平原、谷地类似,区内小系统间的分水岭不显著时而连片时而分开;当转折点后退,台地地下水具有平原、谷地的属性消失时,只具有类似山地的分水岭动力属性。在这过程中,岩溶台地水文结构从凸型的反常态结构向凹型转变,地表水逐渐向地下水转变,地貌景观也从地表水丰富的峰林谷地向地表水缺乏的峰丛洼地地貌景观转变。

参考文献

- [1] Ford D C, Williams P W. Karst Hydrogeology and Geomorphology[M]. Chichester, United Kingdom: John Wiley & Sons Ltd., 2007.
- [2] 袁道先, 蒋勇军, 沈立成, 蒲俊兵, 肖琼, 等. 现代岩溶学[M]. 北京: 科学出版社, 2016.
- [3] 胡宝清. 喀斯特人地系统研究[M]. 北京: 科学出版社, 2014. HU Baoqing. Study on human-land systems in karst areas[M]. Beijing: Science Press, 2014.
- [4] 曾昭璇. 中国南部石灰岩地貌类型若干问题[J]. 地质学报, 1964, 44(1): 119-128. TSENG Chiusuen. Some questions on the classification of relief types in karst region in South China[J]. Acta Geologica Sinica, 1964, 44(1): 119-128.
- [5] Annable W K. Numerical analysis of conduit evolution in karstic aquifers[D]. Waterloo, Canada: University of Waterloo, 2003.
- [6] Radulović M M. A new view on karst genesis[J]. Carbonates and Evaporites, 2013, 28(4): 383-397.
- [7] Mozafari M, Sajjadian M, Sorninia Y, Bagheri R, Ghader F. Hydrogeology and geomorphology of Bisetun aquifer (NW

- Iran): Interesting example of deep endokarst[J]. *Carbonates and Evaporites*, 2020, 35(4): 115.
- [8] Cvijić J. Geography of the limestone terrains[A]//Cvijić J. Geography of karst (unpublished works). Belgrade, Republic of Serbia: Serbian Academy of Sciences and Arts, 1989: 125-270.
- [9] 王克林, 陈洪松, 曾馥平, 岳跃民, 张伟, 付智勇. 生态学研究支撑喀斯特区域生态环境治理与科技扶贫[J]. *中国科学院院刊*, 2018, 33(2): 213-222.
- WANG Kelin, CHEN Hongsong, ZENG Fuping, YUE Yuemin, ZHANG Wei, FU Zhiyong. Ecological research supports ecological environment management and poverty alleviation in karst region of Southwest China[J]. *Bulletin of the Chinese Academy of Sciences*, 2018, 33(2): 213-222.
- [10] 袁道先. 论峰林地形[J]. *广西地质*, 1984(1): 79-86.
- [11] 任美镠, 刘振中, 王飞燕, 等. 岩溶学概论[M]. 北京: 商务印书馆, 1983.
- [12] 宋林华. 喀斯特地貌研究进展与趋势[J]. *地理科学进展*, 2000, 19(3): 193-202.
- SONG Linhua. Progress and trend of karst geomorphology study[J]. *Progress in Geography*, 2000, 19(3): 193-202.
- [13] Cvijić J. Das karstphänomen: Versuch einer morphologischen monographie[J]. *Geographische Abhandlungen*, 1893, 5(3): 217-330.
- [14] Cvijić J. Karst, geographic monograph (in Serbian)[M]. Belgrade, Republic of Serbia: Royal Publishing House of Serbia, 1895b.
- [15] Shanov S, Kostov K. Tectonic control on karst evolution[J]. *Dynamic Tectonics and Karst*, 2015: 1-5.
- [16] Cvijić J. Hydrographie souterraine et évolution morphologique du karst[J]. *Revue de Géographie Alpine*, 1918, 6(4): 375-426.
- <https://doi.org/10.3406/rga.1918.4727>.
- [17] Jakucs L. Morphogenetics of karst regions: Variants of karst evolution[M]. Hungary: Akadémiai Kiadó, 1977.
- [18] Veress M. Covered karst[M]. Berlin, Heidelberg: Springer, 2016.
- [19] Bakalowicz M. Géochimie des eaux et flux de matières dissoutes: L'approche objective du rôle du climat dans la karstogenèse[J]. *Karst Evolutions Climatiques*, 1992: 61-74.
- [20] Márton V. Karst types and their karstification[J]. *Journal of Earth Science*, 2020, 31(3): 621-634.
- [21] 杨明德, 谭明, 梁虹. 喀斯特流域水文地貌系统[M]. 北京: 地质出版社, 1998.
- [22] 罗书文, 贺卫, 杨桃, 邓亚东, 吕勇, 吴克华, 孟庆鑫. 湘桂走廊地貌发育特征的地学意义及形成机制研究[J]. *中国岩溶*, 2021, 40(5): 750-759.
- LUO Shuwen, HE Wei, YANG Tao, DENG Yadong, LV Yong, WU Kehua, MENG Qingxin. Geological significance of the development characteristics of karst geomorphology and its formation mechanism in Hunan-Guangxi corridor[J]. *Carsologica Sinica*, 2021, 40(5): 750-759.
- [23] Ghahrodi M, Jalilian T, Alijani F. Detection of karstic groundwater flow system: A case study of prao-bisetoun limestone mass, Kermanshah Province, Iran[J]. *International Bulletin of Water Resources & Development*, 2014, 2(4): 27-39.
- [24] Klimchouk A. The karst paradigm: Changes, trends and perspectives[J]. *Acta Carsologica*, 2015, 44(3): 289-313.
- [25] 朱学稳. 峰林喀斯特的性质及其发育和演化的新思考 (1)[J]. *中国岩溶*, 1991, 10(1): 51-62.
- ZHU Xuewen. New considerations on characteristics and evolution of Fenglin karst[J]. *Carsologica Sinica*, 1991, 10(1): 51-62.
- [26] 朱学稳. 峰林喀斯特的性质及其发育和演化的新思考 (2)[J]. *中国岩溶*, 1991, 10(2): 137-150.
- ZHU Xuewen. New considerations on the characteristics and evolution of the Fenglin karst (the second continuance)[J]. *Carsologica Sinica*, 1991, 10(2): 137-150.
- [27] 朱学稳. 峰林喀斯特的性质及其发育和演化的新思考 (3)[J]. *中国岩溶*, 1991, 10(3): 171-182.
- ZHU Xuewen. New considerations on characteristics and evolution of Fenglin karst[J]. *Carsologica Sinica*, 1991, 10(3): 171-182.
- [28] 贵州省地质矿产局. 贵州省区域地质志[M]. 北京: 地质出版社, 1987: 586-588.
- Guizhou Bureau of Geology and Mineral Exploration and Development. Regional Geology of Guizhou Province[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1987: 586-588.
- [29] 张竹如, 唐波, 蒋玺, 李燕. 龙里高山草原形成机理与旅游资源初评[J]. *中国岩溶*, 2001, 20(1): 53-57.
- ZHANG Zhuru, TANG Bo, JIANG Xi, LI Yan. The forming process of the Longli alpine meadow and evaluation of its tourism resource[J]. *Carsologica Sinica*, 2001, 20(1): 53-57.
- [30] De Waele J, Plan L, Audra P. Recent developments in surface and subsurface karst geomorphology: An introduction[J]. *Geomorphology*, 2009, 106: 1-8.
- [31] 王宇. 岩溶高原地下水径流系统垂向分带[J]. *中国岩溶*, 2018, 37(1): 1-8.
- WANG Yu. Vertical zoning of groundwater runoff system in karst plateau[J]. *Carsologica Sinica*, 2018, 37(1): 1-8.

Research on hydrogeomorphologic characteristics and evolution of the watershed on the Gaopo karst tableland in Huaxi of Guizhou

LUO Shuwen^{1,2}, MAO Yongqin^{1,2}, WU Kehua^{1,2}, GAO Zhandong^{1,2}, WANG Huicheng^{1,2},
WANG Deyuan^{1,2}, SUN Yan^{1,2}, DENG Yadong³, ZHANG Hongzhi^{1,2}

(1. Guizhou Institute of Mountain Research, Guiyang, Guizhou 550001, China; 2. Guizhou Engineering and Technology Research Center
for Karst Cave (Tourism) Resources Development and Utilization, Guiyang, Guizhou 550001, China;
3. Institute of Karst Geology, CAGS, Guilin, Guianxi 541004, China)

Abstract In order to explore the hydrogeomorphologic characteristics and formation mechanism of the watershed on the Gaopo karst tableland in Huaxi, Guizhou, this study investigates the spatial distribution of geological structure, lithology and geomorphology, in conjunction with the hydrological characteristics of the study area. It employs the theory of karst hydrogeomorphology to discuss the development of these characteristics. The results indicate: (1) The karst landforms of the Gaopo karst tableland, including poljes, edge poljes, peak-forest valleys, island peak clusters and karst caves, are well developed and exhibit layered structural characteristics. (2) The peak-forest valley is mainly developed in the watershed area between the Dumu river and the Baijin river. (3) The landform transitions from the watershed to the drainage base, displaying a spatial distribution pattern of peak-forest valley→peak-cluster depression→valley (or isolated peak).

The analysis shows that fractures, joints and faults are the dominant factors controlling the northeastward and southeastward trend of the valley in the study area. Spatial distributions of carbonate rocks and non-carbonate strata play a certain decisive role in karst geomorphology. On the Gaopo karst tableland in Huaxi, there is an erosion base at Grade-5 in the valley and at the transition end of the broad anticline, but not in the watershed area. This phenomenon is caused by the fact that the crust began to rise again before the river tractive erosion in a certain period spread to the study area. In the broad anticline area, the tractive erosion path of the previous period spread to the center area, so only a Grade-4 erosion base was formed in the study area. Based on the layered geomorphic structure, it can be seen that from the center to the edge of the tableland and then to the valley, there is a turning point in the erosion base at the edge of tableland. In addition, the erosion base of each grade from the anticlinal transition end to the anticlinal center (from the edge to the center of tableland) is relatively stable with small hydraulic gradients, but the hydraulic gradients in erosion bases from the transition end to the synclinal valley are much larger than those on the anticline. Therefore, in the process of drainage from the center to the edge of tableland and then to the valley, there is also a turning point for the groundwater level as well as the surface water level of Gaopo karst tableland at its edge. As a result, the flowing rates of both the surface runoff and groundwater runoff on the box anticlinal karst tableland are slow, or the runoffs are transformed into karst lakes and pools inside the box anticlinal karst tableland, whose side erosion is strong, forming karst landforms of peak-forest plain, peak-forest valley, etc. However, with the gradual strengthening of traceable erosion, the turning point also gradually retreated to the center of the tableland, and finally the groundwater level of the tableland disappeared. With the retreat of the turning point, the groundwater level gradually decreased, the saturation zone gradually thickened, and the movement of surface water and groundwater shifted from the horizontal to the vertical. As a result, a large number of depressions, funnels, sinkholes and vertical shafts were developed on the surface.

Therefore, it is believed that the formation and evolution of karst geomorphology in the watershed area of the Gaopo karst tableland in Huaxi are closely linked to the development of platform hydrological structure. Throughout geological history, the platform water system has been affected by the tractive erosion caused by surrounding rivers, leading to the disintegration of the surface hydrological network from the edges toward the center of the platform. In this process, the karst geomorphology of the Gaopo karst tableland experienced four stages: stone clint-lake, peak-cluster depression, peak-forest valley and the degradation and extinction of platform geomorphology system.

Key words karst tableland, watershed, hydrogeomorphology, the Gaopo karst tableland

(编辑 杨 杨)