

盘县大洞的发育与演化

熊康宁

(贵州师范大学地理系, 贵阳 550001)

刘 军

(贵州省六盘水市文管所, 六盘水市 553001)

摘 要

盘县大洞是一个形态和成因复杂的大型喀斯特洞穴系统。本文通过对喀斯特作用与坡立谷结构、古水系变迁与洞穴形成等动力地貌-洞穴过程分析, 探讨区域喀斯特及洞穴形成演化的水动力成因, 结合岩相古地理环境推测指出: 关牛洞形成于早更新世和中更新世早期, 大洞洞厅、阴河坡、消洞和水洞形成于中更新世早期至中更新世中期。十里坪坡立谷的形成始于中更新世早期, 并经历后来反复积水-消水、侵蚀-堆积过程直至全新世。

关键词 喀斯特, 盘县大洞

1 洞穴形态特征

盘县大洞位于贵州省盘县特区十里坪村西, 发育于十里坪坡立谷西缘喀斯特山体中, 由于洞内古人类活动遗存丰富而成为我国南方又一处重要的旧石器遗址。洞穴实测长度共1660m。平面上主要由大洞洞厅、关牛洞、水洞、阴河坡和消洞五条洞道组成(图1)。垂直方向上关牛洞为最上层, 第二层水洞和阴河坡, 大洞洞厅为第三层, 消洞为第四层, 第五层为消洞的地下暗河, 有待探测。各层之间有竖井、陡坎相通, 与十里坪坡立谷伏流点(海拔1638m)的高差分别为65m、47m、34m、-33m, 以及约-50m。

大洞洞厅是一沿 5° - 10° NE断裂发育并崩塌扩大的顺直洞道, 洞底向内缓倾, 海拔1670—1674m, 长达250m, 宽23—56m, 高22—30m, 总面积达 9900m^2 。洞穴横剖面大部分洞道呈三角形, 洞底被直径0.5—13m不等的崩塌岩块覆盖。近洞口段为崩塌形成的自然拱形, 南壁发育有波长45—70cm的贝窝, 推测当时水流流量可达 $50\text{m}^3/\text{s}$ 。洞中其它溶蚀形态少见, 多为崩塌岩壁。沉积形态中, 化学沉积少, 偶见洞底穴珠和高大的石柱、石笋, 大部分为多层钙板与碎屑粘土的互层堆积, 富含中更新世后期至晚更新世的大熊猫-剑齿象动物群化石(斯信强等, 1993)。根据自然露头和发掘剖面特征、沉积物组分、形态结构、动物化石和铀系断代资料(张汉刚等, 1994; 沈冠军等, 1997)建立的层位关系见表1。

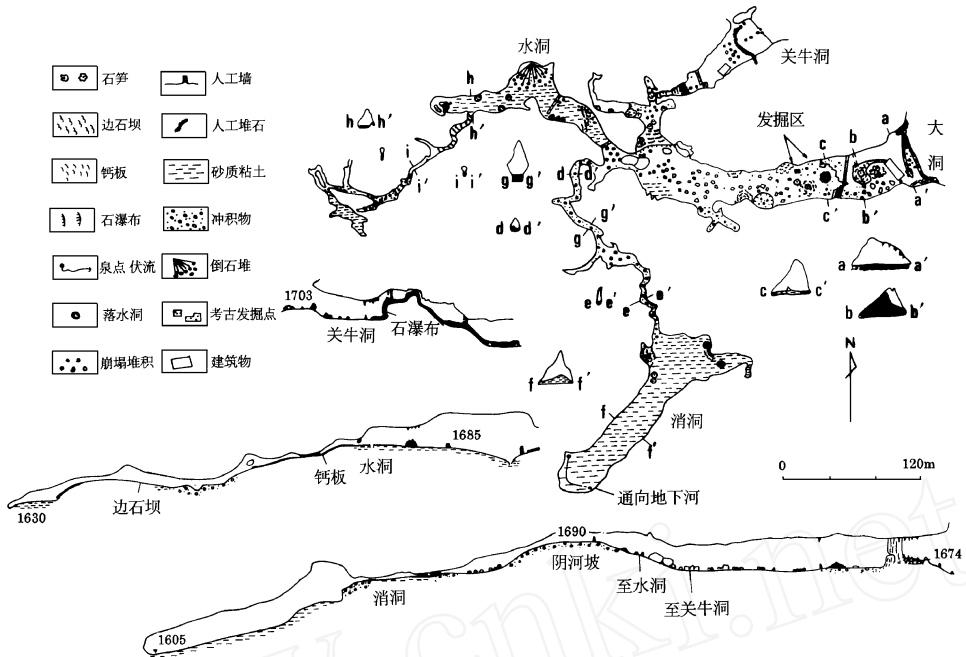


图 1 盘县大洞洞穴平面图及剖面图
Plan and section of the Panxian Dadong

表 1 盘县大洞洞厅的第四系沉积层位
Quaternary sequence in the main hall of Panxian Dadong

层位名称	洞厅中露头	厚度 (cm)	特征	成因类型	铀系年代 (ka)
崩石	整个洞底	0—400	岩块直径 0.5—1.3m 不等, 两端洞底间隔分布有穴珠, 盲洞口有砂砾层未胶结	重力崩塌堆积	
石笋钙板	东半段	10—20	石笋 5—7m 高, 底径 6—30m 不等, 有的因沉陷作用破裂, 与钙板连为一体	滴水—流水化学沉积	10
砂土	近洞口段北部	> 50	砂土夹角砾, 胶结差, 产化石	霜冻风化堆积	15—60
第一层钙板	近洞口段北壁	5—10	残留在洞壁, 离洞底 0—3m 处, 其下有碎屑附着, 产石器	流水化学沉积	130
砂土	近洞口段	200—300	砂土夹角砾, 胶结差, 产石器、化石	霜冻风化堆积	
第二层钙板	近洞口段	12	产石器、化石	流水化学沉积	200
亚粘土	近洞口段	50—100	产石器、化石	流水机械沉积	
第三层钙板	近洞口段	6—10	致密坚硬, 纯度差	流水化学沉积	260
...	...	200—220	
第六层钙板	近洞口段	> 20	致密坚硬, 纯度差	流水化学沉积	
崩石	洞口	200—300	岩块直径 1—7m 不等, 钙质胶结, 之上发育有风化程度深, 并被流水冲蚀掏蚀的石柱 (直径约 20m)	重力崩塌堆积	> 300
粉砂土夹碎石	洞口	> 300	钙质胶结, 夹少许崩塌岩块	霜冻风化墜积 风沙堆积	

关牛洞口朝向NE, 海拔 1703m。近洞口的东北段为一沿NE 向断裂发育, 沿层面崩塌扩大的大厅, 洞壁指向流痕发育, 底部沉积有河流相砂砾层, 富产中更新世动植物化石, 钙质胶结。西南段被石钟乳、石笋、石柱、石幔发育充填, 洞道狭小; 水洞靠近大洞洞厅一侧的东半段为一崩塌扩大的大厅式洞道, 海拔 1685m, 洞顶有两处天窗分别与大洞垭口和洞背后洼地中的落水洞相通, 洞底现代季节河流相粘土砂砾层发育, 水流分别排到洞中两处落水洞。西半段有一沿NE 向断裂发育, 受层面控制的潜流-渗流管道式洞道, 下倾 52m, 一直延伸到地下暗河, 洞顶、洞壁指向流痕、水平溶沟、天窝等溶蚀形态发育; 阴河坡为潜流-渗流管道, 靠近大洞洞厅北段具有显著的反向坡特征, 南段沿层面向南顺坡发育, 两段间最高点海拔 1695m, 堆积有 8.8m 厚的河流相砂砾层, 砾石成份主要是玄武岩夹少量灰岩, 分选性好, 磨圆度高, 风化程度深, 富含动物化石碎片; 消洞为一沿NE 向断裂发育沿层面崩塌扩大的大厅式洞道, 但洞底全为全新世洪水沉积的粘土覆盖, 未见崩塌岩块, 最低处的南端有一小溪进入约 20m 裂隙式竖井中, 通向现代地下暗河。

2 坡立谷结构与洞穴形成

十里坪坡立谷为一典型的喀斯特盆地, 位于区域沟谷水系的排泄区, 即为地表、地下水和泥沙物质的汇聚中心(图 2)。归顺断裂和滑石板断裂在此交接, 其断层破碎带为水流的溶蚀-侵蚀下切和渗透提供了薄弱地带; 来自上覆玄武岩、砂页岩和煤系地层等非碳酸盐岩地面的外源水, 由于碳酸钙含量低, 侵蚀性强, 加之雨季十里坪河伏流点消水不及时, 造成大量积水, 强烈的边缘溶蚀侵蚀等均加剧了坡立谷的垂直方向下切和侧向加宽, 且这一喀斯特过程因新构造运动性质和气候变迁控制下的水动力系统而不断推进坡立谷的发育与演化。因此, 十里坪坡立谷的地貌结构在垂直方向上表现为多层性, 即由盆地边缘向盆地中心由高到低由不同形态成因类型构成的圈层状结构。最外层, 尤其是北、东、南三面, 由溶丘斗淋构成的最高层级, 属早第三纪形成的一级剥夷面, 海拔 2000m 左右, 如青山坡、大杨梅山等地, 丘顶仍覆盖着上二叠玄武岩和砂页岩煤系地层, 丘间斗淋底部多为成份属玄武岩和砂页岩的砖红壤型坡残积物覆盖, 属上覆非碳酸盐岩刚被剥露的青年期喀斯特; 向盆地即出现由峰丛洼地构成的第二层级地貌面, 海拔 1920m 左右, 如大洞山、营哨山、十里左坡、山背后等地, 这是处于晚第三纪以来仍处于强烈发育过程中的裸露型山盆期喀斯特; 第三层由坡立谷周围断续分布的丘顶(如水井湾)以及与之相应的溶洞层(如关牛洞)和古河道(如洞垭口)组成, 海拔 1710—1750m 不等, 代表早更新世地貌面; 第四层由坡立谷谷坡上断续分布的喀斯特台地(如红岩子)以及与之相应的溶洞层(如大洞洞口顶端)和胶结较好的砾石层布满的谷坡(如大洞山东南坡面)组成, 海拔 1670—1690m, 代表中更新世的地貌面; 最低层即现在的坡立谷底部平均海拔 1640m, 面积 0.75km², 平坦开阔, 晚更新世至第四纪以来的堆积物较厚(> 15m), 以冲积-洪积为主, 间夹湖积和残坡积层, 岩性甚杂, 以粘土为主, 多砂页岩、玄武岩和灰岩砂砾层, 大小不均, 磨圆度中等, 堆积层中冲沟发育, 如炼山坡冲沟深达 8m, 代表山区性流水冲刷-堆积-再冲刷-再堆积交替的特点; 在第四系覆盖层之下还存在着一个喀斯特发育深度数十米不等的强裂隙-管道带, 现代伏流型的落水洞沿河床分布, 如十里坪河伏流入口, 红岩子伏流入口, 这无疑是喀斯特地块二元结构上的一个地下层次(杨明德, 1982)。

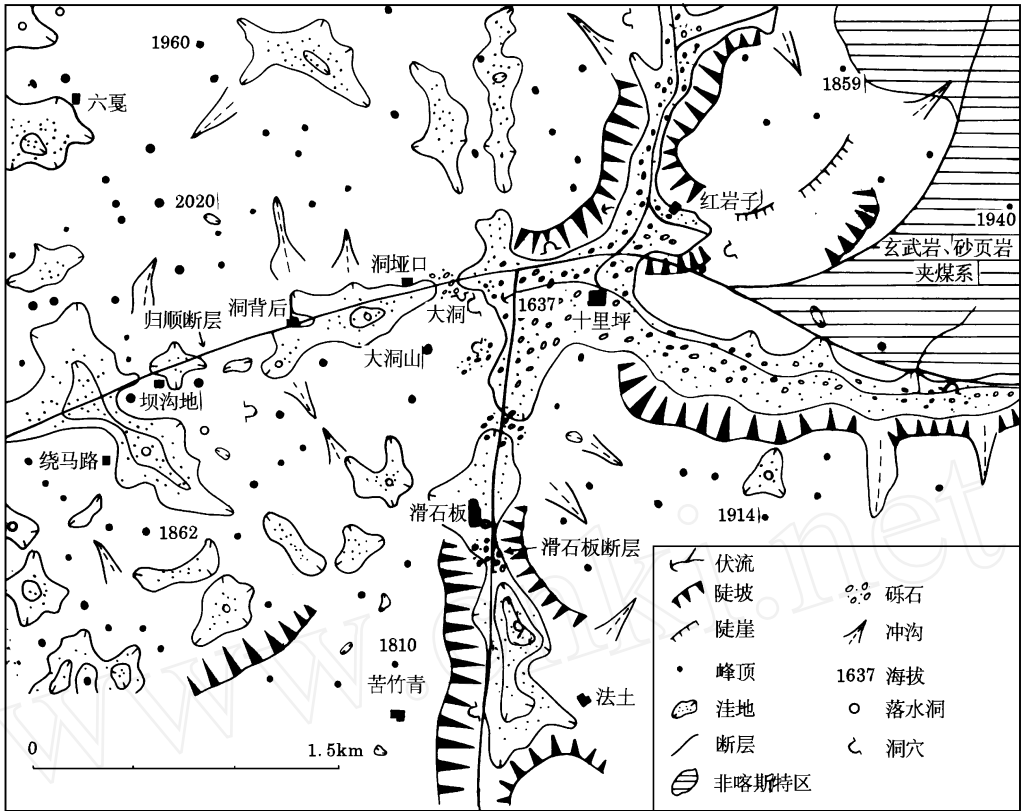


图 2 十里坪坡立谷的水文地貌
Hydrogeomorphology of the Shiliping Polje

地表、地下水的相互袭夺和水系变迁在洞穴的形成、发育与演化中起着重要的作用。大量的野外观测证明，十里坪地区至少存在着两条古河道。一条位于大洞山的北麓，十里坪河潜伏点西部，由关牛洞口、洞垭口、洞背后、坝沟地延至绕马路，走向与大洞山断裂吻合，大约成东西向，并向西缓倾，为串连着十里坪坡立谷和四个洼地的一条干谷，海拔 1720—1750m 不等。高出现坡立谷底部 80—110m。谷中洼地间河谷形态保存完整，谷坡面上因侵蚀崩塌揭露的洞穴碳酸钙沉积已超出铀系法测定范围。关牛洞口和洞垭口一带发现稳定的河流相砾石层，胶结好，富含中更新世动植物化石。绕马路洼地底面海拔仅 1670m，其中有一深大落水洞。为此，可以推断，大约在早更新世至中更新世早期，十里坪河谷位于海拔 1750m 左右的高度上，成为玄武岩地面上的明河，自东向西流经洞垭口至绕马路一带潜入地下，后因新构造抬升、河流下切，上覆玄武岩的剥蚀和下伏灰岩的出露，河水沿归顺断层带节理裂隙渗漏，并沿河床逐级向上游后退，大洞山北部和东部山麓一带的渗漏点发育为斗淋、洼地，最后演化为关牛洞和后来的大洞。另一干谷位于十里坪坡立谷南部，由滑石板、大小井延至法土，走向与滑石板断层相吻合，大约成南北向，并向南倾斜，为十里坪坡立谷的南部出口。海拔 1610—1650m 不等，最高点高出坡立谷底部 11m，最低点低于 29m。谷地中落水洞、斗淋、洼地发育，河谷横剖面呈典型的 U 型，宽达 100—200m，

胶结较差的河流相砾石层零星分布, 法土洼地中有一深达 20m 左右的落水洞, 直通现代地下水河。据推断, 大约在中更新世, 十里坪坡立谷中的水流曾一度沿此断层谷南泄至法土一带并潜入地下。

3 喀斯特与洞穴发育史探讨

盘县十里坪地区的喀斯特与洞穴发育, 是一个在区域大地构造及新构造运动控制下的气候地貌演化过程。老第三纪时强烈的物理风化和瀑流作用, 使地面剥蚀严重, 形成现在海拔约 2000m 左右的夷平面。进入新第三纪, 炎热多雨的气候环境促进了活跃的流水侵蚀和化学风化, 形成新生代以来最强烈的一次喀斯特化时期。本区由石炭系灰岩组成的背斜核部此时发育了典型的湿热带峰丛洼地, 构成该高原分水岭约 1920m 海拔面上的主体地貌景观。在第四纪期间, 发生大规模、大幅度自东向西的掀斜式间隙性强烈抬升, 从而导至

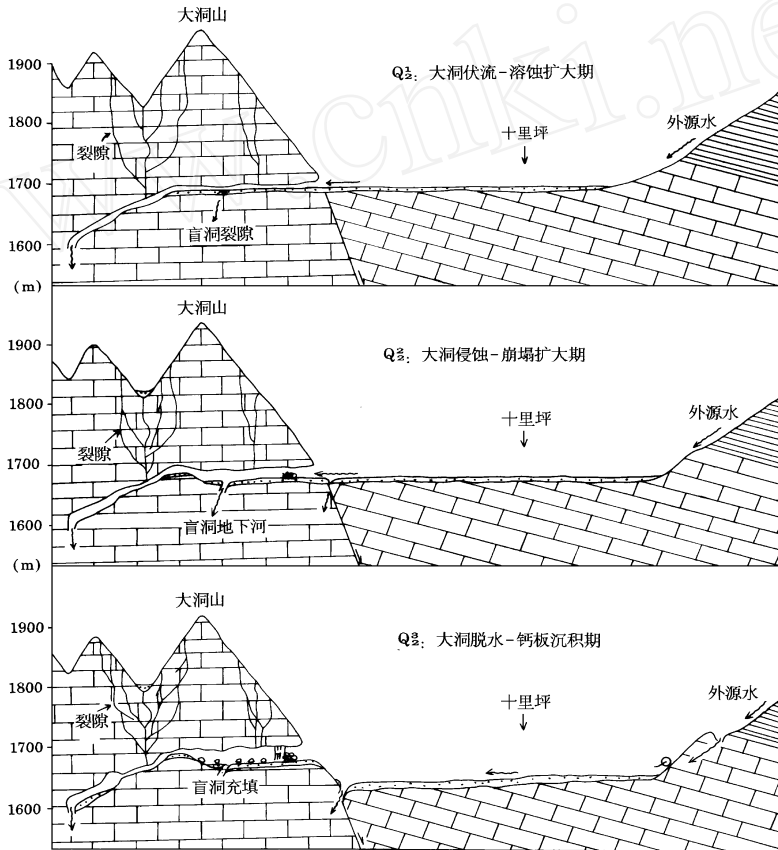


图 3 十里坪地区喀斯特地貌及洞穴的演化模式

Evolutional model of karst landforms and caves in the Shiliping area

了干湿分明、冷暖交替的亚热带高原型季风气候及其与本区相应的气候地貌（熊康宁等，1997；杨明德，1982）和洞穴成因过程（图3）。

在早更新世（ Q_1 ），大洞山短轴背斜峰丛洼地区外围的下二叠灰岩仍被上覆的玄武岩、砂页岩和煤系地层覆盖，以流水侵蚀-搬运过程为主，十里坪河在现今海拔约1710—1750m高度上沿归顺断层在大洞山北部经大洞垭口自东向西，作为地表明河流动。随着新构造运动强烈抬升，河流快速下切，河床下伏灰岩剥露，河水沿宽达50m的断层破碎带节理裂隙潜入地下，并在南部马别河系地下水的袭夺作用下折向西南，经过漫长的溶蚀-侵蚀扩大，形成关牛洞落水洞及地下河。

中更新世（ Q_2 ）是该区洞穴发育最有意义、最复杂的时期。 Q_2^1 ：随着关牛洞落水洞上游十里坪河床的进一步渗漏，关牛洞落水洞及地下河水量减少，最后脱水形成干洞，即现今的关牛洞，在洞中和大洞垭口一带沉积了一套河流相的砂砾层，成为废弃的古河道；同时，河水在大洞山东坡，当时大约海拔1685m的峰麓开拓多个伏流点潜入地下，进一步加剧了大洞山体的洞穴化，其中的大洞洞顶伏流点，作为当时的入流型脚洞，由于层面节理裂隙发育，接纳了大量来自上游玄武岩和煤系地层的侵蚀性外源水，分别经过阴河坡排入消洞和经水洞排入落水洞，迅速溶蚀-侵蚀扩大为具有潜流管道特征的主地下河，构成大洞雏形。其它伏流入口则废弃并被河流相砂砾层充填。这时在洞口外十里坪一带，因地处归顺断层与滑石板断层的交接处，地层破碎，且因滑石板断层活动断陷，加之因丰水期大洞河伏流口径流排泄不完，暂时性积水成湖，伴随着强烈的溶蚀-侵蚀作用，形成十里坪坡立谷。 Q_2^2 ：随着新构造运动的进一步抬升，区域侵蚀基面下降，大洞地下河在平水期强烈下蚀，在丰水期受十里坪坡立谷古湖面的控制，强烈侧蚀，逐渐加高加宽这一地下河洞穴，随后，地下水在洞厅南壁袭夺洞穴河水，经盲洞再次潜入地下，大洞便成为季节性半冲水洞，而阴河坡因水量减少，富含剑齿象-大熊猫动物群化石碎片的砂砾大量堆积；这时的气候冷暖干湿交替频繁，曾一度在洞口形成一套霜冻风化的碎石堆积和风沙作用的黄土状堆积，并在30万年前产生过一次大规模的洞内崩塌作用，洞口最甚。大量的崩塌岩块覆盖在黄土状堆积物上，形成一天然的洞口坝；暖湿期雨季时十里坪坡立谷湖水上涨，洪水决堤后大量的砂砾填充了盲洞，湖水被迫沿滑石板断层破碎带向南排泄至法土一带并经洼地底部的落水洞潜入地下，在坡立谷中留下厚达30cm的湖相沉积。 Q_2^3 ：由于多次的地表、地下水的相互转化变迁，大洞山体洞穴化程度高，十里坪坡立谷中的河再次在山麓潜入地下，地面经历了如今仍继续充填的季节性冲积和洪积作用，巨厚的冲积层阻碍了坡立谷中水流的下渗，促进了坡立谷谷坡因边缘溶蚀-侵蚀的平行后退，即坡立谷的日益扩大。地下则形成如今继续发育并且低于坡立谷底部近20m的最低一层地下暗河洞，而大洞这时已逐渐稳定，初步形成目前的规模，有利于古人类进洞居住。

晚更新世（ Q_3 ）时干湿、冷暖的气候交替变化日益明显和频繁，暖湿期丰富的洞内滴水、流水在洞底形成钟乳石钙板。而干冷期霜冻风化和风沙作用则提供了大量的碎屑粘土堆积。这一作用一直延至全新世，从而形成目前揭露的多层钙板与碎屑粘土互层的沉积结构。

参 考 文 献

- 杨明德. 1982. 贵州高原喀斯特地貌结构及演化规律. 喀斯特地貌与洞穴. 北京: 科学出版社.
- 沈冠军, 刘 军, 金林红. 1997. 贵州盘县大洞遗址年代位置初探. 人类学学报, 16 (3): 221—230
- 张汉刚, 熊康宁. 1994. 盘县大洞旧石器遗址洞穴堆积与古人类活动. 人类活动与岩溶环境. 北京: 北京科技出版社.
- 斯信强, 刘 军, 张汉刚等. 1993. 盘县大洞发掘简报. 人类学学报, 12 (2): 113—119.
- 熊康宁, 秦启万, 张汉刚等. 1997. 盘县十里坪喀斯特地貌的形态结构与洞穴形成过程. 人类学学报, 16 (3): 247—253

DEVELOPMENT AND EVOLUTION OF THE PANXIAN DADONG CAVE

Xiong Kangning

(Department of Geography, Guizhou Normal University, Guiyang 550001)

Liu Jun

(Cultural Relic Management Committee of Liananshui City, Guizhou Province 553001)

Abstract

The Panxian Dadong, with a mapped passage of 1660m long is a large karst cave system complicated by multi-genesis of morphology. The main passage, 250m × 40m × 26m in volume, contains much relics of human activities in the Paleolithic Age. Based on analysis of some dynamic geomorphical and speleogenetic processes in the cave area, including karstification and polje structure, fossil drainage and speleogenesis, this paper deals with hydraulic-genetic relations on development and evolution between karst and caves. It suggested a evolutionary model of the karst landforms and caves in the area, supplemented by paleo-geographic environment data and U-series dating.

Early Pleistocene: The limestone areas around the peak-cluster depression on the Dadong Hill anticline were still covered by basalt, sandstone, shale and coal formations with an active erosion-transportation process. The Shiliping River, as a surface stream at an elevation of 1710-1750m above sea-level, flowed along the fault in the northern part of the Dadong Hill via the Dadong Col to the west. With the strong uplift of neotectonics and the active downcutting of rivers, limestone on the river bed was exposed by erosion and the river disappeared underground, through joints in the fault zone, and captured by underground water of the Mabie River System to the south, which gives rise to a sinking stream and hence underground river of the Guanniudong Cave.

Beginning of the Middle Pleistocene: As upstream river bed of the Shiliping further

seeped and water of the underground river then decreased, the underground river became a dry cave, the Guanniudong Cave at present. At the same time, the river water found a new way to disappear underground on the eastern slope of the Dadong Hill. One of stream sinks along bedding-plan joints, as a former foot-cave at 1685m above sea-level, collected much upstream water from allogenic area of classic rocks. The water drained into the Xiaodong via Yinhepo passage and into the Loushuidong via Shuidong passage. The flow-path gradually became a main underground river with phreatic features, the early Dadong Cave.

Middle of the Middle Pleistocene: With the further uplift of neotectonics and a lowering of base level, the water passage was enlarged by downcutting in dry-season and undercutting at the level of the Shiliping polje lake during wet season. Later, water in the passage was captured by lower leveled rivers and disappeared underground again, a seasonal flooded passage of the Dadong Cave was then formed. With alternating changes of cold-warm, dry-humid climate before 300ka, a set of debris by frost weathering and loss by wind process and breakdowns by collapse were accumulated at the passage entrance to form a natural dam. The water in the polje lake had to drained along the Huashiban Fault to the south which gives rise to a lowering of the polje bottom, about 30m.

Late of the Middle Pleistocene: With frequent changes of surface water and underground water, caves in the Dadong Hill developed well and the Shiliping River in the polje disappeared underground again at the hill-base to form the lowest water passage 20m below the polje floor. Since then onward, the passage was dry, stable and large. The Dadong Cave underwent a long time alternation of speleothem deposition and classic accumulation up to the Holocene.

Key words Karst, Panxian Dadong