

贵州普定喀斯特发育特征

俞 锦 标

(南京大学地理系)

提 要

本文从喀斯特类型、不同地文期喀斯特地貌、地下河发育、洞穴形态及分类、喀斯特地貌等方面阐明高原峡谷喀斯特的发育特征。

普定县位于贵州黔中高原西部(图1)。三岔河由西向东横贯境内,形成深切峡谷,为本区地下水排泄基准面。河北为谷坡地带,地面切割深邃。南部是三岔河与白水河之间的分水

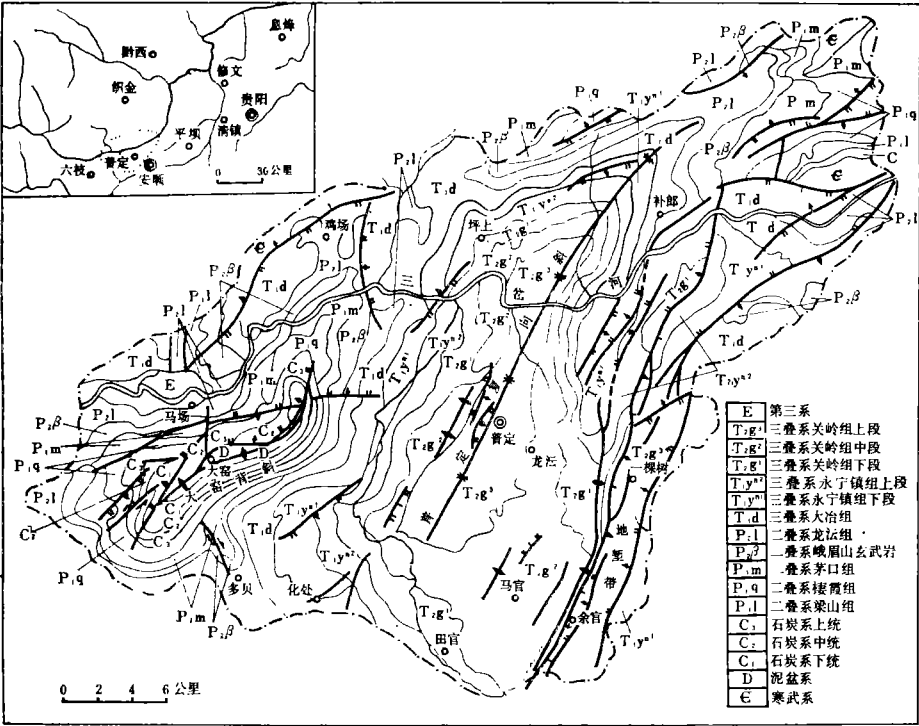


图 1 贵州普定地质图

Location and geological map of Puding County, Guizhou Province

本文1983年11月28日收到, 1985年3月6日收到修改稿。

岭, 地势平坦, 呈波状起伏, 相对高差不及200米, 保留着高原地面。境内碳酸盐岩层分布面积占总面积的82%, 喀斯特广为发育, 具有高原—深切河谷喀斯特发育特征, 因而从普定喀斯特发育的一斑, 可窥视贵州高原喀斯特全貌。

本区地质构造单元属黔中古隆起的西部边缘。加里东期隆起成陆, 并受到剥蚀, 使区内缺失奥陶系、志留系和中、下泥盆统地层。海西期为震荡运动, 是浅海和滨海平原沼泽沉积, 碳酸盐岩和砂页岩及煤系地层相间成层。燕山早期受古隆起控制, 沉积相变复杂。燕山期构造运动奠定了区内构造格局, 有紧密短轴的大窑背斜, 舒展平缓的普定复向斜和一棵树一余官地堑(图1.2)。大窑背斜因受区外北西向构造的影响, 轴向呈北—北东—东—西—南西向伸展的反“S”形。其他构造线多为北东向。

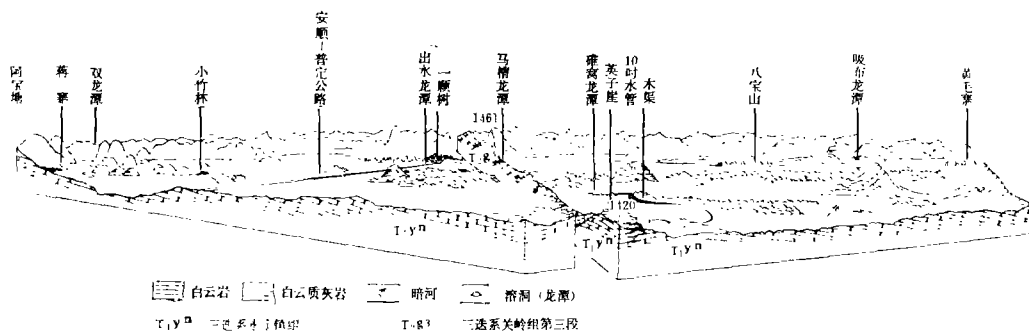


图 2 普定一棵树地堑带喀斯特地貌块状图

Block diagram of karst topography of a graben in Yikeshu area

本区碳酸盐岩层共计厚5700米左右, 约占出露地层总厚度的77%。多为浅海的台地边缘浅滩、台地前缘、台地前缘斜坡、局限海台地和台地蒸发等相带沉积, 局部地方有礁相灰岩[1]。由于沉积时构造变动较剧, 每一统地层一般形成海退序列, 即由正常海的碎屑岩相到清水浅滩乃至潮上带或台地蒸发相带结束, 故为非可溶性碎屑岩向上逐渐过渡到纹层状泥灰岩、泥晶和粉晶灰岩、亮晶生物碎屑(鲕粒)灰岩以及白云岩和含膏白云岩的有规律递变。

## 一、喀斯特类型及不同地文期喀斯特景观

### (一) 喀斯特类型

本区喀斯特具有地带性特征。但它的形态表现既非典型的热带峰林, 又不是亚热带喀斯特丘陵, 也与峰丛不同, 是一种被改造了的蚀低峰林。峰林分布在高原面上, 基部各不相连, 高度和个体均较小(照片1〔图版1〕)。峰林与其间溶蚀洼地、溶蚀谷地面积之比一般为2:1, 高度与宽度之比在1:2之下。高度多在200米之下, 边坡坡度35°左右, 与目前广西境内的峰林外形上有很大差别, 却与湖南马王堆3号汉墓出土的古地图中绘制的九疑山峰林地形相似[2], 与湖南的道县、宁远, 贵州的平坝、安龙、兴义、兴仁、贞丰和云南东部的个旧、师宗等地的峰林一致。分析云贵高原的发育史, 新构造运动的资料表明, 在第三纪时, 本区的海拔较低, 气候湿热, 发育了峰林。第三纪末或第四纪初, 云贵高原大面积剧烈

抬升, 又因青藏高原隆起, 改变西南气流特征, 从而进入亚热带, 并不断改造第三纪古热带峰林, 逐渐向亚热带喀斯特丘陵方向发展, 这种峰林可称为残留峰林<sup>[3, 4]</sup>。对于现代环境来说, 它们是一种“残留”形态, 与目前热带地区发育的峰林有一定区别。

由于岩性、发育史、构造和地貌部位的不同, 区内喀斯特可以分成裸露型、覆盖型和隐伏型三类。

**裸露型喀斯特** 碳酸盐岩石裸露于地表, 它的分布不受地貌部位和构造的限制, 而与组成的岩性有关。凡是清水浅滩的鲕粒灰岩, 亮晶生物碎屑灰岩、团粒和砾屑灰岩等高能环境中沉积的石灰岩, 在成岩过程中可能有弱白云化作用, 但其可溶性盐分占96%以上,  $\text{CaO}$ 与 $\text{MgO}$ 之比为50:1或更大, 均发育这一类型喀斯特。

**覆盖型喀斯特** 喀斯特正负个体形态均为第四纪松散堆积物所覆盖, 而从景观上尚能看出各种形态类型。它们的形成主要由岩性和地貌所控制。在局限海台地蒸发环境沉积的含石膏白云岩和石灰岩经强烈白云化作用后的白云岩, 虽然可溶性盐分含量仍占95%左右, 但 $\text{CaO}$ 与 $\text{MgO}$ 之比已经由2:1增至3:2, 不仅降低了溶蚀速度, 而且多以白云石粉末覆盖于表面。特别在高原面上平坦的地方, 喀斯特个体形态多成风化壳型淋滤残余堆积。在正地形上覆盖物较薄, 多以白云砂为主, 在大型复合溶蚀洼地中则为红色、棕红色淋滤堆积层, 厚度可达4—5米, 甚至更大, 并逐渐向基岩过渡。

**隐伏型喀斯特** 实为覆盖型喀斯特的一种, 但喀斯特景观在地表没有显示, 为厚十几米甚至二十多米的风化壳、残坡积物所覆盖。如太平农场和三岔河以北的一些高起地方。组成这一类型的岩石是台地蒸发环境沉积的含石膏白云岩和含较多陆源物质的局限海的泥灰岩。前者石膏在地下水淋溶下很快被运走, 促进地下水的循环, 加速白云岩风化和淋滤作用, 形成厚层风化壳层。风化壳的厚度决定于岩石的岩性和构造特点, 在石膏层多且厚、构造裂隙密集的地方, 风化壳厚度可达40米, 在相邻构造裂隙稀疏部位, 厚度仅有20米。泥灰岩中 $\text{CaO}$ 与 $\text{MgO}$ 之比为1:1, 可溶性盐分超过半数(50.65%)。泥灰岩在地表水长期淋溶下, 下渗水流溶解碳酸钙, 并随之带走, 组成泥灰岩的粘土物质却被保留下来, 其原始结构和构造未遭破坏, 这种风化壳型堆积物, 十分近似泥岩, 但比重已自原先的2.65下降到1.05。这种风化壳下的泥灰岩内, 沿裂隙可发育很深的风化裂隙(照片2〔图版I〕), 其端部和侧向还可见溶洞。

## (二) 不同地文期喀斯特景观

在一定气候条件下, 假设地壳稳定, 喀斯特经幼年、壮年、老年向准平原发展, 不同阶段则表现出不同景观。实际上地壳的频繁活动破坏了上述演化过程, 不同阶段喀斯特景观相互更替, 甚至相互迭置。早在1944年, 杨怀仁教授就将贵州猫跳河流域地貌发育的地文期划分为大娄山期、山盆期和乌江期<sup>[5]</sup>, 前者时代为中生代末至新生代初, 山盆期为新第三纪, 后者属第四纪。这个论点至今仍然为不少学者所引用。区内喀斯特发展阶段上也存在着上述特征。

**大娄山期喀斯特景观** 它组成贵州高原西部的高原面, 向东至本区附近为一残留的,

高度近于一致的峰顶面<sup>1)</sup>。区内主要分布在三岔河和六冲河、三岔河和白水河、猫跳河上游羊昌河之间的分水岭地带。如轿子山、大白水山和普屯坝等地。普屯坝和大白水山的喀斯特景观主要是平坦开宽的地面上,散立一些高度在20至30米或更低矮的喀斯特丘陵,丘陵之间或为大片沼泽或为浅漏斗、碟形洼地。在其周围有底部为砾岩,上部为砂岩、粉砂岩的相关沉积层—茅台组砂砾岩。从贵州西部高原梅花山、威宁一带延伸到本区的景观分析,大娄山期地面已发展至喀斯特准平原阶段。由于后期构造运动的缘故,由西向东已经变形,西部高约2200米,到本区已降低为1800米。根据茅台组相关沉积层岩组、结构和构造分析,大娄山期是在燕山旋迴之后,地壳相对稳定,喀斯特作用蚀低山体,填平附近构造低地,以至发展成喀斯特准平原。目前在残留部位所见的喀斯特丘陵、碟形洼地和浅漏斗等形态,多数是后来地壳抬升过程中发展起来的。

**山盆期喀斯特景观** 早第三纪末,中新世初,贵州广为发育的喀斯特准平原,因受喜马拉雅山隆起的影响而变形,准平原大部分受到破坏,并发育了第二次的山盆期喀斯特作用。该时期发育的喀斯特形态类型是本区和黔中高原景观的主要组成部分。区内以大型喀斯特洼地—峰林,复合洼地(喀斯特盆地)—峰林(照片1(图版1))和谷地—峰林(图2),局部地区为孤峰—盆地等组合类型。在洼地等负地形中往往有地表河与地下河发育。地表河两侧的洼地边缘地带多有淋滤残余堆积物组成的红土台地,高出河床约15—20米。例如城关附近的新寨、干坝一带的红土台地成片分布,面积达5平方公里。山盆期第二个亚期是在第一亚期基础上继承和发展起来的,具有上叠性质。如母猪洞、余官、马官一带峰林解体,形成叠加的峰丛或“丛状峰林”的二元结构。在负地形中则形成“洼中洼”“洼中斗”等复合形态类型。其时代为上新世。

**乌江期喀斯特景观** 第三纪末第四纪初,喜马拉雅山强烈隆起使云贵高原抬升,与原先高度大致相当的广西盆地分异。第四纪初,乌江水系开始发育,并逐渐将波状起伏的开敞向心盆地串成一起,此时乌江上游三岔河亦同时形成。早更新世时,三岔河进一步发展,谷地的宽度约为0.5—1公里,成为目前本区最高级阶地,高度在1200—1250米,高出现代三岔河平水位约100—150米,称为乌江宽谷亚期。宽谷期的阶地面受到后期改造,成为相对高差20—30米的喀斯特丘陵,与其相应的有水平溶洞层。中更新世之初,高原抬升加剧,三岔河强烈下切,形成峡谷,称峡谷亚期。在陡峭的岸坡上有较平缓的坡折,有水平溶洞与之对应,在岩层较为软弱的三岔街附近,保留四级阶地。乌江期以来,区域排水基准面基本定局,地表水和地下水均向三岔河排泄。仅在支流波玉河与黄果树瀑布上游白水河的分水岭地带,地表水与地下水相互袭夺。在中更新世时,一棵树一余官地堑带的地表水和地下水均排向白水河。晚更新世时,波玉河溯源侵蚀,在断桥附近袭夺地堑带水流,在该处保留有风口。全新世早期,地堑带的地下水,由风口的地下流入白水河,地表水继续汇入波玉河,但水量已大大减小,40多平方公里的流域面积,仅在雨季时才有地表水流流入波玉河。乌江期水文网的形成,对于喀斯特峡谷景观的形成高原内部的地貌发育,特别是地下河的演变起着一定影响作用。

1) 任美镛,威宁—独山剖面,南京大学地理科技,1979年。

## 二、地下河发育特征

作为地下水面附近充水洞穴的地下河来说,本区具有高原分水岭型特征,与高原斜坡和河谷盆地的地下河有很大差异。其特征为:(1)地下河短小,不成河系,多单独排入河谷。

(2)流量较小,流速较慢(最大地下河枯流不超过0.3公方/秒)。(3)明暗相间形态多变,地下河纵剖面多数呈反均衡剖面,地表河与地下河有时重叠,有时斜交。(4)埋藏较浅,演化频繁,有不同排泄区地下河相互袭夺,有同一排泄区地下河的变化。前者如陈家庄地下河袭夺马堡地下河的枯季流量;后者如陇黑、朱官地下河,大白水、小白水地下河。

(5)水文动态多变,平水期和枯水期一般地表河补给地下河,洪水期地下河作反向补给。地下河水文动态完全受该流域喀斯特发育阶段和喀斯特地貌形态组合控制。在山盆期地面的峰林洼地、峰林盆地内的地下河,具有暴涨暴落的水文动态特征,洪峰滞后时间很短,流量变幅可达几百乃至上千倍。如母猪洞地下河,洪峰流量为枯水流量的1710倍(流域面积5平方公里,1979—1982年资料),朵贝仙人洞地下河洪枯流量变幅可达200倍。地下河发育不久,与地表河有管道相通的后寨地下河,洪水时洪峰流量大多由地表河排走,地下河流量仅为枯水流量的10倍左右(1979—1982年资料)。陇黑地下河是最近发育起来的新管道系统,枯流稳定在24升/秒左右,洪峰时流量也只有40升/秒,而其上老的朱官地下河,枯流仅9升/秒,洪峰时可达500—600升/秒。(6)多数地下河具有“多循环”成因特征。为响水洞、高羊、仙人洞等地下河均保留深埋时期的溶蚀痕迹。(7)地下河发育受岩性控制。据全区23条地下河发育与岩性关系的比较,它们绝大部分发育于亮晶生物碎屑灰岩、生物碎屑泥晶灰岩、亮晶鲕粒灰岩中,如表1。

表 1 不同岩层中地下河发育比例

Development (in per cent) of subterranean streams in different carbonatites

层 位	岩 石 名 称	百分比
三叠系关岭组第三段	核形石(礁相)亮晶鲕粒灰岩、泥晶灰岩、亮晶弱白云化灰岩	6
三叠系关岭组第二段	生物碎屑泥晶灰岩、亮晶生物碎屑灰岩、生物碎屑—砂屑泥晶灰岩	18
三叠系永宁镇组第一段	粉晶、泥晶灰岩、含生物泥晶灰岩、含砾屑砂屑泥晶灰岩、亮晶鲕粒灰岩	26
三叠系大冶组	亮晶鲕粒灰岩、粉晶灰岩、砾屑灰岩	24
二叠系下统栖霞、茅口组	泥晶生物碎屑灰岩、生物碎屑泥晶灰岩、亮晶生物碎屑灰岩	14
石炭系中上统黄龙、马平群	亮晶生物碎屑灰岩、生物碎屑泥晶灰岩、白云化亮晶灰岩	12

### 三、喀斯特地貌及洞穴特征

#### (一) 喀斯特地貌特征

##### 1. 喀斯特地貌在水平方向上呈带状分布、垂直方向上呈层状分布

本区碳酸盐岩层与非可溶性岩层相间沉积, 喀斯特地貌与流水地貌也相间排列。峰林、洼地和喀斯特丘陵沿地层走向带状延伸。反“S”形的大窝背斜轴部地层倾角陡峻, 喀斯特形态多呈紧闭条带。平缓的普定向斜轴部为白云岩和含膏白云岩, 因而向斜中心发育覆盖型喀斯特, 两翼则为峰林和洼地。地堑带为带状峰林和谷地(图2)

新构造运动将本区山盆期、宽谷亚期的喀斯特地面抬升到新的高度, 每次抬升以后, 在新的侵蚀基准面控制下, 又发育了相应的喀斯特地貌。又因每次抬升均未达到一个完全的侵蚀旋回, 因此新老地面得以同时保留。这种多层性显示出由下向上喀斯特发育阶段由不成熟到成熟, 不同发育阶段的层状喀斯特显示不同的景观, 但都叠加以后各阶段喀斯特作用的影响。

##### 2. 从分水岭到河谷, 喀斯特作用程度逐渐减弱

分水岭地带喀斯特自第三纪至今尚在持续作用, 古代和现代作用叠加, 因此地表喀斯特化程度较强, 地下喀斯特也不例外。如分水岭的一棵树—余官地堑内, 在不大范围内就有地下河的天窗40个。又如母猪洞地下河流域不到5平方公里内有洼地20个, 马官附近的漏斗密度达35个/平方公里。

从分水岭到河谷地区喀斯特形态分布也是有规律的, 主要由峰林-谷地, 峰林-洼地过渡到峰丛-漏斗和喀斯特丘陵-漏斗等。这些不仅反映分水岭地区喀斯特作用以水平方向发展为主, 河谷地区喀斯特以垂直作用占优势, 而且还表明分水岭地区从第三纪至今, 喀斯特持续发育, 在古喀斯特基础上, 叠加了近期喀斯特, 因此, 地表和地下的喀斯特化程度都比较强烈。

##### 3. 喀斯特地貌组合呈有规律分布

喀斯特形态组合类型的出现, 表明它受喀斯特水动力条件的控制和调节, 喀斯特水的分布和状态直接受排泄基准面的制约。区内接近排泄基准面地区, 地表水系不发育, 密度一般在100米/平方公里, 喀斯特形态组合主要是峰丛深洼地和峰丛深漏斗, 伏流和干谷等, 且洼地和漏斗的底部不在同一位置上, 向排泄基准面倾斜, 干谷的底部坡度也较大, 多呈悬谷形态。如猫洞、猛舟、鸡场和小窝公社临近三岔河地区。分水岭地区为峰林-谷地, 喀斯特丘陵-谷地、峰林-盆地以及明流伏流相间, 地表水和地下水融为一体。过渡地区为峰林-盆地, 峰林-浅洼地, 叠置漏斗, 叠置洼地、峰丛-谷地等, 盆地中地表水系多为季节性水流, 地下水与地表水相互补排。喀斯特地貌完全反映高原深切的水动力特征。

#### (二) 洞穴分类及其形态特征

由于喀斯特发育的多期性, 使地下溶洞具有“多循环”的特征。洞穴的空间分布、时间发展以及所受的营力均有交叉和叠加而使形态多样。归纳起来, 大致可分三类。

1. 渗流带内的洞穴 有两种情况: 1) 由原先潜水面以下的洞穴因地貌更新后成为渗流带洞穴; 2) 少数是在目前渗流带内发育起来的。

由早期喀斯特阶段中的深潜水带溶洞进入渗流带后变干的洞穴, 在分水岭、谷坡和岸坡

地区发展过程和形态特征各不相同。在分水岭地带这类洞穴往往与洼地、漏斗和谷地共生,一般是垂直椭圆形管道与水平廊道相联。例如小窑公社的岩湾洞和穿洞地区的穿上洞、穿洞和穿下洞。较早进入渗源带内的洞穴因洞体崩坍和滴水作用时间长,有较多堆积物,刚脱离地下水(穿下洞)的洞穴堆积物很少。岸坡和谷坡地带渗流带洞因受乌江期深切河谷的影响,一般呈垂直状态。它们是在自由水流呈重力作用下形成,其侵蚀溶蚀作用的速度落后于三岔河或地下河的下切速度,垂直竖井状的洞穴中有部分因排水不畅而暂时贮水,这种滞留水可高达上百米,使液面升高数十米乃至百多米,对渗流带洞穴发育有很大影响。如硝洞公社青杠林、毛栗坝的天生桥附近的垂直洞穴。它们或沿层面,或沿构造发育,深达100米以上,雨季时滞洪在20天左右。因而在裂隙相汇地段形成大厅。在陡倾角的岸坡地带,如排泄基准面长期稳定,这种垂直管道会在排泄点附近彼此联通,在下切较速的基准面两岸洞穴,多数是孤立的,彼此平行独立顺层面倾斜发育。对水电水利建设的关系颇大。

2. 与侵蚀基准面相适应的洞穴 实际上为起吸、排水作用的地下河,与温带地区的网状水溶洞完全不同。由深潜水带洞穴抬升形成的地下河及水平溶洞,形态上极不规则,但仍然保持着循层面或循构造发育的特征,后经地下河改造,在溶蚀形态上叠加侵蚀形态,洞顶保留椭圆形的管道与上层洞穴联通,在与支洞交汇点具有喇叭形态。下部是流水冲蚀作用的刻入深槽,有洞体早先形成的锐角和直角转弯的修饰点。如化处响水洞地下。这一类型的洞穴底部起伏较大,深潭和浅滩,大厅和狭道相对发育。

在产状平缓、岩性较纯的灰岩地区发育的洞穴支叉甚多,甚至达几十个。它们如成排的鸽洞一样,在洞口还存在洪水泛滥倒灌的形态特征。其分布似掌状或窗格状。如化处的崆山(照片3〔图版1〕),半边山体测量结果有47个出口,内部弯曲迷离。老水母的李家洞,鸡场木鱼洞、白岩的鸽子岩,波玉河的九股龙洞等,化处的水淹坝也向上述洞穴发展。

3. 深潜水带洞穴 深潜水带洞穴的洞壁常呈圆形袋状构造的溶蚀穴,向内呈喇叭状尖灭,壁上有海绵状小孔,十分粗糙。洞顶有似烟囱状管道,其中有含粘土的网眼,在一些洞中有肋状悬岩下垂。例如马官团山洞。

根据近百个洞穴的统计,由地下河变枯干的洞穴约占57%,深潜水带变来的洞穴约20%,渗流带中形成的洞穴占23%。

### 参 考 文 献

- 〔1〕 俞锦标等:贵州普定碳酸盐岩层沉积相带成岩作用与岩溶发育。南京大学学报(自然科学版)第3期,1982年。
- 〔2〕 马王堆汉墓,书古地图,文物出版社,1977年。
- 〔3〕 任美鏐等:中国岩溶发育的若干规律,南京大学学报(自然科学版)第4期,1979年。
- 〔4〕 任美鏐等:中国自然地理(地貌),科学出版社,P119—138,1980年。
- 〔5〕 杨怀仁:贵州中部之地形发育,地理学报,11(1),1944年。
- 〔6〕 Ford, D.C., A Classification of limestone Solution Caves, 1974.
- 〔7〕 Jakucs, L, Morphogenetics of karst Regions, 1979.
- 〔8〕 Лишенберг, Д.А., О "Тропическом" Карсте и некоторых Палеогеоморфологических реконструкция геоморф., 1974.

## THE CHARACTERISTICS OF THE DEVELOPMENT OF KARST IN PUDING REGION GUIZHOU PROVINCE

Yu Jinbiao

(Nianjing University)

### Abstract

The study of karst development in Puding region, Guizhou Province reveals that karst is more intensively developed in bioclastic sparitic limestone and biomicrite, and underground rivers are also well developed. There is an uplifted Karst peneplain that was formed from Early Tertiary or Late Cretaceous age, in Puding region. The mogotes may be formed in Neogene when it was tropical climate. But it is distinctly subtropical climate now. The mogotes are subdued usually less than 200M high. They are known as relict mogotes. Owing to the recent strong uplift of the Plateau, the rivers have incised deeply into the Plateau and thus formed steep gorges. The development of Karstification is not abated but enhanced in puding region from river-valleys to waterdivides. The distribution of the Karst topography reveals that it is in zontion horizontally and in Layer verlically. There develop caves. They may be grouped into three categories: (1) caves formed by a belt of downward filtration, (2) caves fit in with the baselevel of the Karst erosion, and (3) caves of the inactive deep Karst.

### 图版 I 说明

- 照片 1 残留峰林和复合洼地 (马官)  
照片 2 泥灰岩上发育的隐伏型喀斯特  
1. 残坡积层; 2. 风化壳; 3. 泥灰岩  
其内发育有风化裂隙和溶洞  
照片 3 窗格状溶洞 (可见 47 个洞口)



俞锦标：贵州普定喀斯发育特征

Yu Jinbiao: The Characteristics of the Development of Karst in Puding Region,  
Guizhou Province

图版 I

Plate I

