

贵州省平塘塘边—罗甸董架天坑群与 罗甸小井地下河系统的相关性

张成忠,杜真科

(贵州有色地质工程勘察公司,贵州 贵阳 550000)

[摘要]平塘塘边—罗甸董架天坑群位于处于规模宏大的小井地下河系统的临近排泄基准面的马鞍寨至小井一带集中分布,具有较大的旅游及科研潜力。地段内厚度巨大的可溶碳酸盐地层及复杂的地质构造为天坑群的发育提供了基础,地壳的不断间歇式提升和暗河系统不断的向上游溯源侵蚀使小井地下河暗河的埋深逐渐加大,由此使地下水不断汇聚、较大的水力坡度、地下水动态的巨幅变化,使岩溶发育具有向深性、迭加性和多阶段性特征,新构造运动是本区天坑形成较为重要的因素,依据岩溶发育的多期性特征,总结出天坑的形成模式。

[关键词]平塘塘边、罗甸董架、天坑群、罗甸小井;地下河系统;相关性

[中图分类号]F592.7;P931.5 [文献标识码]A [文章编号]1000-5943(2017)03-0191-08

0 概述

贵州省平塘塘边—罗甸董架天坑群位于平塘县南部塘边镇的新建村、新店村、新风村和与之接壤的罗甸北部董架乡的白龙村力毛坪组境内约13 km²的范围内,其间分布的大小天坑十几个,其中以大窝幽天坑(已开发为FAST)、打岱河天坑、倒坨天坑、猫底坨天坑以及落魄洞、半边洞天坑等规模较大。独特成群的天坑群地质景观,已经成为贵州的一张名片,目前已列入贵州地质公园的重点开发区域,是一个集地质景观(地质遗迹、岩溶)、旅游、生物垂直分布多样化一体等天然生态系统,自然资源十分丰富、开发区潜力巨大。平塘县政府在近期委托北京天一和恒景观规划设计院编制了《平塘县大射电—天坑群旅游区建设发展规划》,使天坑群这一地质景观的开发能够进入到有序、良性发展轨道,虽然其中没有将罗甸境内的天坑群列入其中,但由于彼此间近在迟迟,二者的融合发展是一个必然趋势。

为什么在如此小的范围内集中形成天坑群,通过对该区的地形地貌、地层分布、地质构造发育程

度、水文地质条件、新构造运动等多方面的研究后认为,小井地下河系统其为流域面积流域面积610 km²,主流长度为43.7 km,径流量近1 000 L/S,这一发育规模宏大的地下水文网对天坑群的形成起着尤为重要的作用,当然新构造运(包括地震活动)以及地质背景如厚度巨大的碳酸盐岩分布及处于贵定南北向构造变形带和右江东西向复杂构造变形带的过渡地段也是不可或缺的组合条件。

1 区域地质背景

1.1 地层及构造特征

贵州省平塘塘边—罗甸董架天坑群发育地段的主要地层为石炭系—三叠系地层,在巨木地下暗河出口及翁吕地下河暗河在李家湾出口以北,分布石炭系大塘组(C_{1d})、摆佐组(C_{1b})、黄龙组(C_{2hn})、马坪组(C_{3m})及二叠系中统的栖霞组(P_{2q})、茅口组(P_{2m})的纯碳酸盐岩和碳酸盐夹碎屑岩组合。中部形似腰带位置为二叠系上统吴家坪组+长兴组+大隆组(P_{3w+c+d}),岩性主要为不纯碳酸盐岩。往南则大面积分布三叠系大冶组

1.2 新构造运动特征

区内晚近时期的新构造运动对地形地貌的格局层次性塑造、岩溶发育的多样性、地下河系统的空间分布特征等起着控制作用(见表 2), 其对小井地下河的影响特征为向深性、迭加性、取直性、阶段性几个方面。向深性表现为地面的抬升河谷下切, 地下水以增大坡降(如抵塘—巨木—小井地下河在马鞍寨以南、翁吕—风洞—小井地下河在芭洞以南等), 增快速度由高处向低处运动, 地下水垂直循环加剧, 交替强烈, 溶蚀作用加强。地貌组合形态多为深切峰丛洼地, 而深切峰丛嶂谷则处于峰丛洼地间, 洼地呈深陷的天坑或漏斗。迭加性表现天坑或洼地、嶂谷中发育落水洞或溶洞, 如在打代河天坑中发育伏流溶洞、在麻园洼地

中发育落水洞等。地下河弃弯取直性, 它是地下水选择捷径寻找更低排泄点的改造现象, 如翁吕地下河原向东在地坝流出, 现在翁同附近改道往南向地势更低得风洞排泄, 抵塘地下河原径流通道下坝、比纳在巨木上洞口流出, 现改道取直经拉扫、板木在巨木下洞口流出等。阶段性表现为地壳大面积的间歇性抬升和河流下切, 它不仅使区域的地形结构层次性, 地貌组合的各具特色, 从上游的浅切峰丛谷地→中部的为峰丛槽谷→下游的深切峰丛洼地。本区的新构造运动活跃, 特别是临近排泄基准面地段的马鞍寨—小井, 上游、中游大面积树枝状的岩溶管道地下水汇聚于此的集中径流, 使岩溶发育的向深性、迭加性和多阶段性最为显著, 新构造运动是本区天坑形成较为重要的因素。

表 2 区内新构造运动的造貌及岩溶发育特征简表

Table 2 Morphogenetic and development characteristics of Neotectonics in this area

地质时代		新构造运动	造貌期及表现特征	岩溶期	岩溶发育特征
第四纪	全新世	乌罗运动	乌江期	乌江岩溶期	岩溶发育处于早期阶段, 在区域水系裂点带以下及深切河谷两岸一带, 以强烈垂向岩溶作用改造山盆岩溶期、乌江岩溶期宽谷岩溶压期岩溶地貌; 区域裂点以上, 岩溶作用以横向为主, 改造山盆岩溶期—乌江岩溶期宽谷岩溶压期岩溶地貌。
	晚更新世				
	中更新世				
	更新世	翁哨运动	宽谷压期: 主要河流基本形成, 地形切割强度不甚剧烈, 以大型溶蚀洼地、谷地及开敞的盆地缓丘峰林为地表	宽谷岩溶压期	岩溶发育成熟度高, 可能以达岩溶原阶段。经后期岩溶作用改造, 岩溶地貌多呈溶丘谷地、峰林谷地、峰丛浅洼等组合形态存在。
晚第三纪	上新世 中新世	喜山运动	在表现为大面积抬升, 并使红色砂砾岩系发生构造运动后, 在较为强烈的剥蚀作用后, 形成第二剥表面。	山盆岩溶期	岩溶开始发育, 但多未达岩溶原阶段。
早第三纪	渐新世		大娄山期: 由褶皱、断裂高程的山间盆地中, 沉积了红色砂砾岩岩系。形成区内最老一级剥表面。	大娄山岩溶期	造貌作用以剥蚀为主, 并在山间盆地中堆积了近源红色砾岩岩系, 古气候干热, 岩溶作用不发育。
	始新世				
	古新世				
白垩纪	晚白垩纪	燕山运动	强烈褶皱造山运动, 形成区内的主要地质构造格架。		
	早白垩纪				

2 小井地下河系统与天坑群的关系

小井地下河系发源于惠水抵季乡的翁吕和抵塘两地附近,主要由翁吕、巨木河、砂厂三条分支地下河构成。其中巨木地下河为流长 43.7 km,规模如此宏大的地下暗河系统是天坑形成的基础。

2.1 抵塘—马鞍山—打代河—小井地下河

bv 是小井地下河的主流:按其地下河埋藏状态及水力坡度大致分为三段:第一段为巨木地下河段,由抵塘、西混、望窝三条地下河组成,在水淹坝收拢、交汇后,构成狭义上的巨木地下河,其排泄口位于平塘县塘边镇的巨木村,枯季流量可达 820 L/S,洪水期流量可增至数倍。该段地貌上为浅切峰丛洼地或宽谷,洼地呈串珠状分布,由于地

下河埋深较浅,洼地中多见有地下河天窗;第二段为巨木至马鞍山地下河明暗相间段,地貌为峰丛槽谷,总体水力坡度 6‰~8‰之间,径流地段基本未接受较有规模地下河的补充,相反部分地段在灰岩分布地段有漏失现象,其大致沿层间流动,然后又在地势较低的马鞍山附近流出。第三段马鞍山至小井,地貌为深切峰丛洼地,深陷的洼地即为天坑,如马鞍山、打代河、芭蕉林等,还有一个普遍特征在这些天坑位置均有地下河天窗,地下水暗河的水力坡度在 25‰~32‰之间(见插图 2)。由于该段地下河埋藏较深,地下河径流除了巨木河外,还有来自大井地下河在航龙、白纸厂等潜入的地下水分流汇集,地下暗河的径流量雨季可达近 2 000 L/s,枯季也有近 1 000 L/s 左右。至此,从第一段至第三段,地下水流量从涓涓溪流增至为坝王河,成为蒙江的主要支流,地下水埋深逐渐加大,地下水水力坡度由缓变陡,地下水从裂隙流、似层状流、分散型管道流等各类型流态过渡到集中管道流。

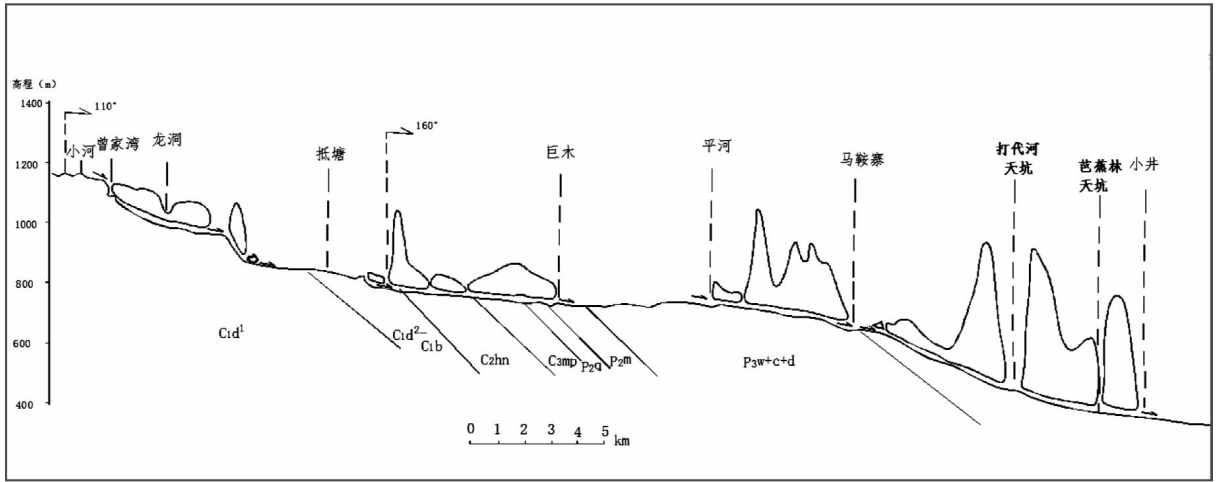


图 2 抵塘—巨木—小井地下河纵剖面示意图

Fig. 2 Longitudinal profile of Ditang-Jumu-Xiaojing underground river

2.2 翁吕—风洞—小井地下河

翁吕地下河支流是小井地下河系的支流,发育于翁吕,经平湾、芭洞、翁同、风洞、麻园至小井(图 3),主要由嘎固、油海、乌泥及播东四条树枝状支流构成的地下河,汇聚于风洞,从发源地至小井地下河出口全程为暗河。芭洞以北,翁吕地下河的主管道循雅水背斜轴部延伸,往南则逐渐沿北西向或北东向大型节理追踪发育。地表有沿北西向背斜轴部发育的翁吕、平湾、上坝、拉落等深

切溶蚀槽谷作为显示标志。这些槽谷的平面形态均为不规则形状,长轴展布方向与背斜轴向一致。芭洞为翁吕地下河管道上的一个水力坡度转变点,以北的地下水水力坡度小于 6‰;以南大于 20‰直至小井排泄处,并在李家湾一带接纳该地段的地表水伏流,地下暗河在流经李家湾至小塘边上统吴家坪组+长兴组+大隆组(P₃w+c+d)的不纯碳酸盐岩地层后,并在矿坪汇入抵塘—马鞍山—打代河—小井地下河主流,地貌类型为深切峰丛洼地,其中发育有大坨(麻园)天坑等。

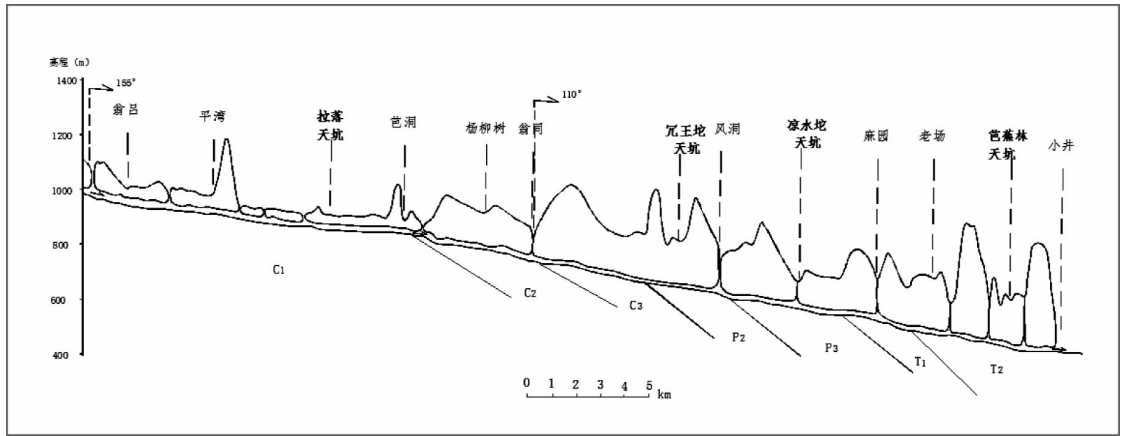


图3 翁吕—风洞—小井地下河纵剖面示意图

Fig. 3 Longitudinal profile of Wenglv-Fengdong-Xiaojing underground river

2.3 砂厂—小井地下河系

发育于砂厂呈北东走向的背斜轴部,砂厂地下河由荣腊河—冗步和砂厂—毛托两条分支地下河组成,地下河管道由西向东延伸,为“入”字形地下河,岩溶管道沿线穿越 P_2 和 T_2 碳酸盐岩类地层,于毛托汇合后径流至小井地下河出口下游 30 m 流出,偶测流量为 1 305 L/S,枯季为 32 L/S,是一个相对独立地下河系。地貌类型为北东向的深切峰丛槽谷,槽谷内普遍迭加发育了深陷洼地或天坑(干坑、冗步等),深陷洼地沿槽谷呈串珠状排列,由于洼间的脊的高差较低,这些洼地在平面藕节状。地形高程从西至东逐渐降低,地下水埋深和地下水水力坡度逐渐加大,地下水流量逐渐增加,在靠近小井排泄基准面有天坑发育,如长环、干坑、冗步天坑等。

3 地震活动与天坑群的关系

地段内天坑群的形成除了区域地质背景外,强烈的地震活动对天坑形成是否有作用成为本文注意的一个内容,区内地震活动频繁是,是一个地震多发区域。1986年10月发生4.5级地震,1987年11月发生4.1级地震,1998年3月发生4.0级地震,2008年12月26日,罗甸县发生4.0级地震,这些地震对当地的构筑物及引发地质灾害的破坏活动不大。而发生在该区地震震级最大一次发生在1875年6月8日,地震震级为6.5级,震中烈度Ⅶ度,关于本次地震震中位置众说纷纭,包括广西乐业、广西凌云、黔桂乐业—罗甸边界、贵州罗甸、贵州紫云等地。虽然地震作用对天

坑的形成还没有直接的地质遗迹证据,但毋庸置疑的是地震活动对一些洞径跨度较大,顶板较薄且岩体破碎,抗震能力较弱地段地下天坑是有加速形成的外部因素,属于这类天坑形态应坑壁直立、坑口平面形状为四边形,如打赖坨天坑等。

4 天坑形成的模式

根据上述区内天坑的形成因素再结合有关文献对所研究天坑的形成因素,本文以抵塘—巨木—小井地下河系统中排泄基准面小井一带的山体上保留完整的四层溶洞以及流域地段内深切溶槽、洼地残留的相应高程的溶洞依据,初步归纳出区天坑形成规律如下:第一阶段:地表水系网络较发育,大部分地段地下水埋藏 < 50 m,地下水流量及坡降小、流速慢,岩溶发育主要以水平发育为主,向深性发育的程度较弱(插图1),地下水在巨木及芭蕉林一带岩溶管道中分别流出。

第二阶段:地表水在局部地段开始出现明暗流交替出现,大部分地段地下水埋藏 $50 \sim 100$ m,地下河在马鞍寨、打代河一带流出,受小井排泄基准面下切的影响,地下暗河开始向深溶蚀、侵蚀,同时溯源侵蚀开始形成。在马鞍寨、打代河一带由于地下河主流河床向深发育,旁侧呈树枝状的次级岩溶管道开始向主流汇集,地下水流量加大及坡降变陡、流速变快,受节理裂隙发育程度差异性的影响,构造发育程度强的地段地下水向深的溶蚀和侵蚀较强,同时受季节对地下水流量动态变化的影响,在丰水期,充满地下水的岩溶管道不仅对顶板有侵蚀和浮托作用,枯水期地下水下降产生吸蚀,破碎且较薄地段的顶板坍塌。当沿溶

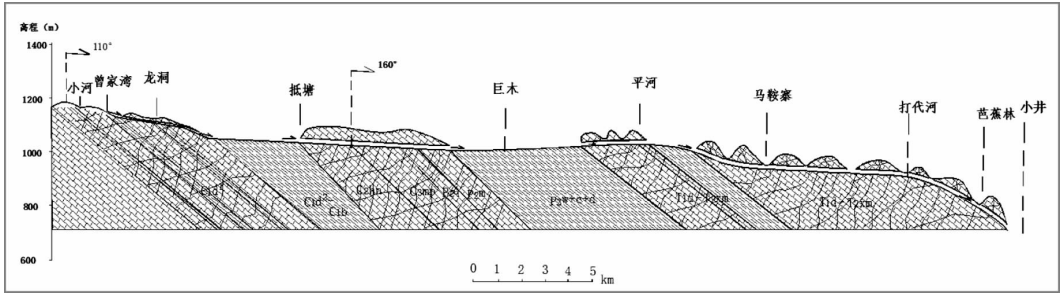


图4 天坑形成的第一阶段

Fig. 4 First stage of Tinakeng formation

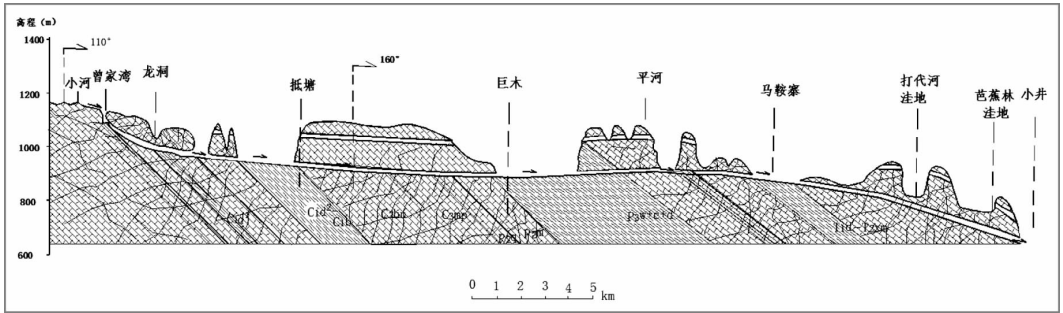


图5 天坑形成的第二阶段

Fig. 5 Second stage of Tinakeng formation

洞顶板坍塌范围较长时,为槽状岩溶峡谷,坍塌范围狭窄时,则为洼地,并在马鞍寨、打代河等槽谷或洼地中迭加发育落水洞或者溶洞。此阶段马鞍寨、打代河、打赖坨等开始形成。

第三阶段:由于地壳不断抬升,处于小井一带的排泄基准面不断下切,地下暗河的溯源侵蚀点移至马鞍寨一带。地下暗河的水力坡度由之前的6‰~8‰陡增至25‰左右,之前形成的地下水平衡剖面由于受到排泄大幅度下降的影响,马鞍寨至小井逐渐呈现反平衡剖面特征,地下水的埋藏进一步加深,两侧呈树枝状的次级岩溶管道向主流汇集面积加大,径流途径进一步延伸,主流地下暗河系统的地下水流量加大及坡降变陡、流速变快。地下水的垂向侵蚀溶蚀加剧,深陷的漏斗、洼地开始出现,同时虽然沿径流方向的水平溶蚀侵

蚀较弱,但在构造裂隙发育地段侧向侵蚀溶蚀较发育,几乎与垂向溶蚀强度相当,这就是远宽于主流岩溶管道的深陷漏斗发育的原因。随着地下水不断向深溶蚀侵蚀,在地下水动态变化的影响下,一些较构造发育地段由破碎岩体构成的岩溶管道顶板坍塌淤塞在地下暗河中,当其地下水流量可以携带时或者短时可内能溶蚀、侵蚀这些坍塌物时,地下暗河的径流通道不会改变或者改变甚微,地下暗河的管道空间得以进一步拓展,为天坑的形成提供了向深部发展的空间;如果崩塌体较大,形成堰塞湖(如绿荫塘),使原有的岩溶管道系统废弃,于是地下暗河岩溶管道系统沿构造裂隙发育地段溶蚀侵蚀,形成新的岩溶管道,这就是地下河改道的和许多洼地没有形成天坑的原因。

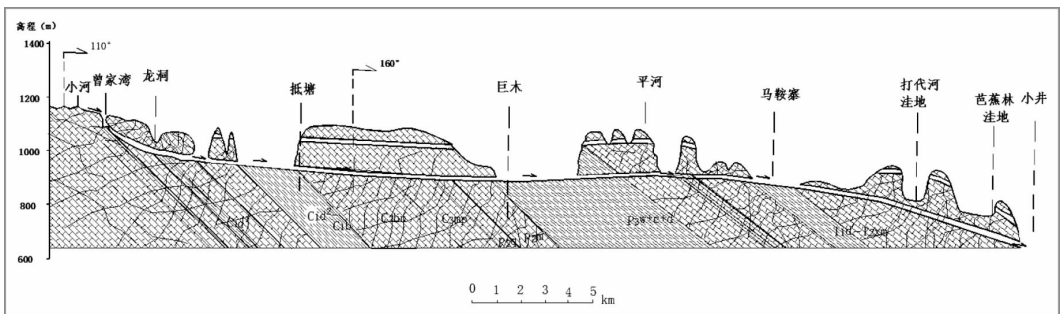


图6 天坑形成的第三阶段

Fig. 6 Third stage of Tinakeng formation

第四阶段: 由于小井一带的排泄基准面不断下切, 地下水埋深在 100 ~ 300 m 之间。地下暗河的溯源侵蚀点从小井往抵塘往上游移动十几公里至几公里, 同时各支流地下河也不同程度的往上游移动, 越靠近排泄基准面地段移动的距离越大, 如从下井至马鞍山溯源侵蚀的距离有 12 km 左右, 往上游至平河以及巨木至抵塘一带仅几公里, 说明下游地下河下切的强于上游。特别是在马鞍山至下井之间地下河为适应排泄基准面的下降影响, 地下水的水力坡度较大, 地下水的垂向侵

蚀、溶蚀继续加剧, 同时受溯源侵蚀上移的制约汇集于主流的地下水径流量不断加大, 地下水的动态变幅更大。较大的水位变幅对较薄且较为破碎的岩溶管道顶板的浮托和真空吸蚀致使坍塌(地震动力也是其中一个致使坍塌的因素), 同时巨大的水动力和与之匹配的水力坡度可将坍塌物体冲蚀。循序渐进, 在地下河暗河岩溶管道不断向深拓展且顶板坍塌物能冲蚀殆尽就形成天坑; 如果岩溶管道被淤塞, 地下河暗河改道, 溶洞的向深性停止发展, 就形成岩溶洼地。

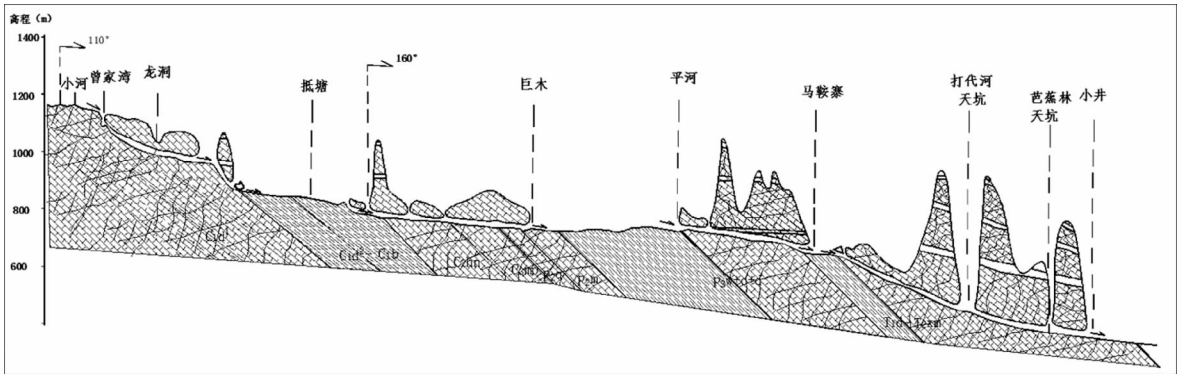


图 7 天坑形成的第四阶段

Fig. 7 Forth stage of Tinakeng formation

5 结论

(1) 巨厚的可溶岩石和构造裂隙强烈发育的不均匀性和复杂性是天坑发育的基础。

(2) 规模宏大的小井地下暗河系统汇聚效应提供了较大的水动力和地下水位动态呈陡立的波峰波谷变幅, 使地下岩溶管道的顶板不断的受到地下水浮托和真空吸蚀的反复作用, 致使较薄或者破碎的顶板不断坍塌冲蚀。

(3) 本区的新构造运动活跃, 特别是临近排泄基准面的马鞍山—小井一带, 地下水的巨大埋深、流量较大的水动力和较陡的地下河坡水力度使其使岩溶发育的向深性、迭加性和多阶最为显著, 新构造运动是本区天坑形成较为重要的因素。

(4) 1875 年 6 月 8 日发生在罗甸一带的地震活动, 对天坑的形成有加速作用。

(5) 抵塘—巨木—小井地下河系统中排泄基

准面小井一带的山体上保留完整的四层溶洞以及流域地段内深切溶槽、洼地残留的相应高程的溶洞依据, 本区天坑的形成模式大致可分四个阶段。

(6) 平塘塘边—罗甸董架天坑群集中分布, 旅游及科研的潜力巨大。

[参考文献]

贵州省地质局第一水文地质工程地质大队. 1:20万罗甸幅区域地质调查报告[R]. 1980, 33-119.

Arthur N. PALMER, et al 天坑形成的水机制, 中国岩溶[J]. 2006, 第 25 卷增刊, 77 页.

贵州省地质调查院. 贵州典型地区岩溶地下水调查和地质环境整治示范—大小井岩溶流域地下水与环境地质调查报告—大小井岩溶流域[R]. 2006. 44-72.

锐伟, 等. 兴文侵蚀型天坑的形成演化过程研究, 四川地质学报, 2009 年 1 月第 29 卷专辑: 12-14.

贵州省地质矿产局地质研究所, 黔南岩溶地质研究[R]. 1985, 33-162.

罗远模, 等. 1875 年 6 月 8 日贵州罗甸地震再考证, 贵州地质, 2009 年 04 期, 12-14.

Correlation of Tangbian–Luodian Dongjia Tiankeng Group in Pingtang and Xiaojing Groundwater System in Luodian, Guizhou

ZHANG Cheng–zhong, DU Zhen–ke

(*Guizhou Neoferrous Engineering Investigation Co. Ltd, Guiyang 550000, Guizhou, China*)

[**Abstract**] Dongjia Tiankeng group located in Maanzhai and Xiaojing area which is drainage datum plane of big Xiaojing groundwater system, has abundant tourism and scientific potential. Thick soluble carbonate layer and complex geologic structure supported the development of Tiankeng group, the ceaseless batch uplift of crust and upcurrent corrosion of groundwater system make the depth of Xiaojing groundwater system bigger and bigger, the groundwater collected continuously, big hydraulic slope and change of groundwater dynamic make the karst development has the features of deep, superposition and multistage. Neotectonics is an important factor for the Tiankeng formation, the formation pattern of Tiankeng is summarized according to the multistage of karst development.

[**Key words**] Pingtang Tangbian; Luodian Dongjia; Tiankeng group; Luodian Xiaojing; Groundwater system; Correlation

(上接第 182 页)

Early Barrier Island and Phosphorite–formation Controlling Process of Late Nanhua Period–Early Sinian Period in Middle and South Guizhou

FAN Yu–mei

(*Guizhou Academy of Geologic Survey, Guiyang 550005, Guizhou, China*)

[**Abstract**] Phosphorite of Sinian in central Guizhou is controlled by the basement formed in Xuefeng orogeny and the sedimentary environment in that time. From late Nanhua period to early Sinian, NNE uplift existed in Shangtang of Huangpin and Qingping of Majiang, it uplift under the water when the sea level raised, it formed barrier island when the sea level dropped. The barrier island is very important for the formation of phosphorite, the phosphorite from acceding current accumulated and deposit in the barrier island, then phosphorite deposit of thick orebody, big scale and high quality formed. In the east open sea, it's hard for phosphorite to accumulate, the phosphorite deposit of thin orebody, small scale and normal quality formed. The uplift and depressed Palaeogeographical pattern in Shangtang of Huangpin and Qingping of Majiang afford advanced place for the accumulation and sedimentary of phosphorite deposit, it's very important for the phosphorite deposit prediction in the central Guizhou.

[**Key words**] Phosphorite deposit; Barrier island; Phosphorite formation ore–control process; Sinian period; Central Guizhou