

湘西要坝洞沉积堆积特征及形成时代

林玉石¹, 张顺治², 张美良¹, 覃嘉铭¹, 舒丽¹, 朱晓燕¹, 曾志飙²

(1. 中国地质科学院岩溶地质研究所岩溶动力学重点实验室, 广西 桂林 541004;

2. 湖南保靖县水利局, 湖南 保靖 416500)

摘要: 要坝洞在保靖县城北 5 km, 是有旅游和科研价值的洞穴。洞穴发育在保靖-复兴断裂带的裂隙破碎构造控制的白云岩、白云岩化灰岩残体中, 是断面陡转缓地段的垂向洞穴, 成洞原因与所处的特定地质构造环境有关。在阐述洞穴形成特征的基础上, 详细论述了洞穴沉积物及其相关性。洞穴碎屑沉积、次生化学沉积类型齐全, 组成高、中、低三个沉(堆)积台面, 构成多期(次)沉(堆)积的伴生共存组合体, 展示洞穴及其沉积特征和过程。笔者进一步完善了次生化学沉积的成因分类, 认为壁流石、钟乳石、石笋、石柱聚集匹配, 构成景点, 具有旅游观赏价值。同时, 选择具有代表性的 1 号石笋进行同位素测年和综合研究, 以其完好的沉积旋回、结构构造特征, 显示 3~1 万 a 间的冰期气候沉积特征, 其冷暖气候转(突)变标志明显。在洞穴及其沉(堆)积综合研究的基础上, 根据洞穴沉(堆)积、洞内外新近系、古近系、白垩系的伴生沉积、储存关系, 判断要坝洞形成于白垩纪前后。

关键词: 洞穴; 构造环境; 沉积堆积; 石笋测年; 时代; 湘西保靖

中图分类号: P588.19 **文献标识码:** A

1 要坝洞发育的地质构造环境

要坝洞位于保靖县城北 5 km, 洞口海拔 420 m, 东南距酉水河不到 2 km, 地处海拔 800 m 左右的溶丘洼地台面前沿, 酉水河宽谷期的谷底附近。区域岩溶地质资料表明, 保靖地区古生代是北东走向的海槽, 加里东运动使沉积碳酸盐成岩, 并短暂隆起成陆, 华力西运动海槽变化不大, 仍接受碳酸盐沉积, 晚期隆起成陆。华力西运动早期, 保靖-复兴大断裂带活动强烈, 东侧是上升活动的主动盘, 断裂带内的下寒武统薄层泥晶灰岩强白云岩化, 形成次生白云岩。其中, 残存的泥晶灰岩强烈揉皱、破碎或不均匀白云石化, 华力西晚期—印支期, 断裂带隆起成山, 从此开始岩溶作用(化)至今。该东西两侧的拗陷继续接受沉积, 晚期隆起成陆, 断裂

作用增强, 至华力西—印支造陆运动, 结束海浸环境。燕山运动以断裂作用为主, 强化了地表、地下岩溶作用, 多数断裂特别是区域性断裂都复活。保靖-复兴区域性大断裂活动强, 时间长, 晚期形成泽家湖断陷, 白垩系的红色砂砾岩、泥砾岩、粉砂质泥岩、粉砂岩等发生沉积作用, 要坝洞及其附近的溶穴、溶隙也充填白垩系红色钙屑灰岩、钙质泥岩、含钙粉砂泥岩, 洞口北壁边槽内充填新近系、古近系(?)灰褐色泥质粉砂岩、粉砂质泥岩。区域地质岩溶发育史表明, 要坝洞与燕山期海拔 800 m 左右的岩溶台地(面)峰丛洼地组合的伴生形成, 定型于酉水河宽谷期前, 被峡谷期复合改造。

1.1 压扭性断面陡缓变换段利于成洞

要坝洞发育在保靖-复兴区域性大断裂带的白云岩、白云岩化灰岩中。通常认为白云岩晶粒结构

收稿日期: 2006-10-11; 修回日期: 2007-03-08

基金项目: 国家自然科学基金(90511004、40152002)资助

作者简介: 林玉石(1935-), 男, 福建晋江人, 研究员, 从事区域岩溶、古气候环境研究。通讯地址: 541004, 广西桂林市七星区七星路 50 号, 中国地质科学院岩溶地质研究所; E-mail: Linyushi1935@163.com。

易溶蚀风化解体, 构造破碎带的碎裂岩孔隙和裂隙极发育, 导致洞顶板和洞壁岩石结构不紧, 抗压强度小, 支撑力不够, 易坍塌、崩塌, 造成洞穴周围应力失衡, 难成大洞。但是洛塔屋檐洞洞穴系统主洞是大洞, 位于北北东挤压带(洛塔岩溶组, 1984)。要坝洞构造处于压扭性断裂破碎带主断面陡缓变换段, 破裂、裂隙、节理等各种结构面间的应力彼此联合制约着洞穴发育。在压扭性大断裂带的菱形块体中, 发育着力学性质不同的各种结构面。其中, 挤压透镜体中部张性裂隙很发育, 岩石破碎, 利于集水开拓洞穴, 也不断引起洞顶脱落, 释放应力, 使断面转弯段向上不断扩大洞体, 当洞顶不再脱落, 则应力处于平衡, 形成垂向洞穴。在岩溶水不断作用下, 洞穴成型后, 岩溶泉不断促进洞穴底部向下延伸, 冒顶不断发生, 洞壁应力不断失衡, 应力周而复始失衡、再平衡, 使小洞穴逐渐扩大, 直至形成垂向裂隙型大洞穴, 并分别与上、下游近水平的高、低洞穴层组成洞穴系统。要坝洞洞口海拔420 m, 高层洞在海拔800 m左右台地陡崖附近, 低层洞有上、下两个出口, 分别在西南响水洞口, 海拔340 m、要坝洞南口, 海拔260 m, 构成楼层式洞穴系统。此外, 县城东部的凉水洞、猪娘洞、银雕洞等是有供水意义的洞穴。其中, 高层洞分别是桐木棋东古钙华充填的洞穴、向家坡上、下洞的季节性水洞, 半壁山残留干洞等构成的向家洞-银雕洞洞穴系统。这些洞的沉(堆)积、结构特征、空间分布、洞穴组合、洞体形态等同样发育在保靖-复兴区域性大断裂带的白云岩和白云岩化灰岩中, 并处于长期断裂作用中及多次复活的压扭性结构面陡缓变换段。这印证了强烈活动的大断裂带可以形成洞穴, 甚至是大洞。由于地质构造环境不同, 洞穴结构组合差别大, 这些洞穴系统的规模、连通性都不如东部白岩洞-金塘湾洞穴系统好。白岩洞容洞的母岩为下寒武统清虚洞组中薄层泥晶灰岩, 结构支撑力大, 形成洞穴系统连通好、规模更大(张顺治等, 2000)。

1.2 次生白云岩成大洞

前人认为白云岩粒状结构均匀, 孔隙度大, 利于整体溶蚀而解体, 不易成大洞(翁金桃, 1987)。区域地质资料表明, 保靖-复兴大断裂是区域性压扭大断裂带, 南经复兴场, 北过泽家湖, 长达一百多千米, 宽几千米, 主要发育在中—上寒武统(?)白

云岩内。笔者自1997年研究本区岩溶地质以来, 查明保靖大断裂带是区域性大断裂, 由菱形断块系列组成, 块体由下寒武统杷榔组砂页岩、清虚洞组薄层泥晶灰岩、白云岩和白垩系红色砂岩、粉砂质泥岩、泥砾岩构成。前者出露在鳌溪至张家坪到麻阳水库的大片白云岩中, 地表地下断续夹杂泥晶灰岩残体, 在张家坪人工硐道、向家坡洞、要坝洞的白云岩中都有泥晶灰岩残留体, 这些残存体与城南公路边、新公路岳阳桥两头、猪娘洞和银雕洞洞口的泥晶灰岩残留体一样, 都因遭受强挤压作用而强烈揉皱、破碎、碎裂化、糜棱岩化和白云岩化、洞穴化等。猪娘洞、银雕洞发育在下寒武统清虚洞组薄层泥晶灰岩残体中, 是较大的洞, 还有供水的悠久历史。灰岩在白云岩中呈残留体, 大小不一, 形态各异, 具强烈构造作用和白云岩化现象。说明白云岩是次生的, 是下寒武统泥晶灰岩经断裂作用白云岩化形成的, 必然保留了泥晶灰岩的一些结构构造, 次生白云岩成岩后, 又有糜棱化、碎粒化及成岩胶结的结构构造。因此, 白云岩孔隙度变小, 结构构造不均, 不易整体溶解, 泥晶灰岩的结构构造, 次生白云岩发育洞穴, 甚至成大洞。

1.3 洞底涌泉阶段性下降形成漏斗式裂隙状垂向大洞穴

要坝洞与常见的洞穴(洛塔岩溶研究组, 1984; 朱学稳, 1987; 沈继芳等, 1996)不同, 以漏斗式裂隙状垂向大洞穴为特征, 成洞地下水动力来自浅部岩溶水和深部涌泉。对实测平、剖面图空间形态(图1)观测表明: 洞底13、17点附近分别出露间歇性和常年涌泉, 两点相距不足20 m, 落差约5 m, 涌泉承压水是成洞的主要水动力之一, 旱季洞底常年有泉水, 雨季水淹至22或23点, 甚至迫近12点; 洞底13、16点附近是碳酸盐岩及其构造岩的溶蚀侵蚀残留基岩、强断裂破碎, 其中的溶裂、孔穴、孔隙等有赋水、导水功能, 成为洞内峡谷底涌泉出口。34、25点基岩碎裂(粒)化, 壳层状风化较强, 35~25点一带裂隙、洞(水)道连通, 34、24两点相距不足80 m, 高差8 m, 两点附近分别是洞内宽谷底间歇性和常年性泉; 洞穴沉(堆)积, 纵、横剖面均呈阶梯状降落(图1纵、横剖面), 是洞内水位阶段性下降的例证。13~21点是近期峡谷, 宽10~15 m(图1A-B-C剖面), 它叠置于晚期宽谷, 宽30~35 m。24~25点是晚期沉(堆)积低台面, 2~29

点是中期沉(堆)积中台面, 30点附近为早期沉(堆)积高台面。这些台面、基岩残体基本体现了晚

期宽谷底部涌泉在35、25点附近, 近期才出现在峡谷底部13、17点附近。

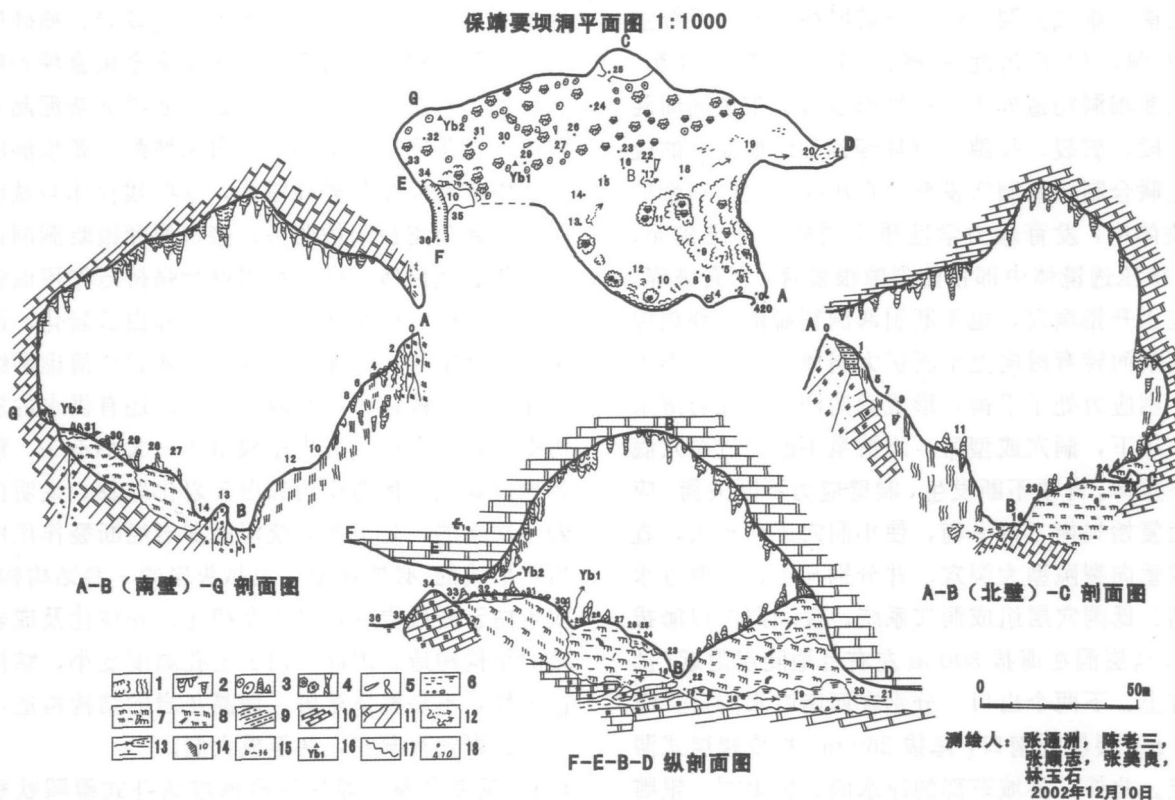


图1 湘西保靖县要坝洞平面、剖面图

Fig. 1 The vertical and plane section showing Yaoba cave in Baojing county, west Hunan

1. 壁流石、流石平、剖面; 2. 钟乳石平、剖面; 3. 石笋剖面; 4. 石柱平、剖面; 5. 脱落钟乳石、倒塌石笋平、剖面; 6. 黏土平、剖面, 砂卵石; 7. 早、中期钙华、黏土层; 8. 晚期钙华黏土层; 9. 古近系, 新近系粉砂质泥岩、泥质粉砂岩; 10. 下寒武统白云岩、白云岩化灰岩; 11. 压扭性断裂构造岩、碎裂白云岩; 12. 间歇泉、常年泉; 13. 地下河流向, 半充水洞道及其水面; 14. 洞道陡崖及其高差(m); 15. 洞穴测量点及其编号; 16. 石笋样位编号; 17. 沉(堆)积界线; 18. 要坝洞口海拔420m

总之, 要坝洞洞穴系统是断裂破碎带深循环水的洞底间歇泉、常年泉与浅部循环地下水、洞穴滴水构成的地下水呈阶段性降落, 促进漏斗式、裂隙状洞穴的形成, 组成系统与演变。伴随洞形成的4期洞穴沉(堆)积台面高低有序, 地下近期峡谷和晚期宽谷依序切割中, 早期洞穴沉(堆)积台面, 中、早期沉积剖面都有石笋或倒塌石笋或脱落石块、钟乳石等, 被黏土钙化层包裹或纹层有弯曲、堵截和穿切构造。这些岩溶沉积堆积现象、洞穴演变过程与洞底涌泉阶段性下降呈同步生成关系, 是大气降水下渗汇集的浅部岩溶水与洞底断裂裂隙深源泉水混合成洞作用的结果。

2 要坝洞洞穴沉(堆)积特征

洞穴及其沉(堆)积, 已有大量区域性、专题性研究成果(邓自强等, 1988; 沈继芳等, 1996; 林钧枢 1993; 袁道先等, 1999, 2002; 张美良等, 2004)。要坝洞洞穴沉(堆)积成因类型复杂, 次生化学沉积以滴石类和壁流石为主, 组合复杂, 其分布地段性明显。南壁以壁流石类型为主, 多期复合; 北壁以滴流石类型为主, 多期复合。多期复合的洞穴沉(堆)积呈阶段性组合阶梯式分布(图1纵、横剖面), 显示地下水对东壁作用以侵(侧)蚀为主, 洞壁陡峭, 微向南东倾斜。中、上部出水点较多, 形成复合壁流石。上部钟乳石多, 规模大; 西壁陡, 微

向南西倾斜, 以沉(堆)积为主, 早期沉积被冲刷侵蚀的残余与坍塌或脱落块石和钟乳石、斜歪石笋等混杂堆积, 其中有较多沉积包裹(绕)、复合生长现象。这些沉(堆)积不仅有区域性意义, 还有洞穴及其沉积成因、成生关系印证等方面的意义。下文简述洞穴次生化学沉积成因类型与相关的水流态。

2.1 洞壁流水类、壁流石及组合类型

洞壁各出水点的水在洞壁上漫流, 伴随 CO_2 不断逸出, 逸出速度因流程和流态的差异使得方解石析出不同, 因此沉积在壁面的规模、组合形态各异。洞壁上因漫流水作用的沉积, 统称壁流石, 主要类型有:

(1) 石帷幕。壁面水向下漫流, 流水处聚集的方解石逐渐淤积形成厚1~20 cm、宽10~70 cm、长几~10 m以上表面形态、纹饰不同的流石, 组合成石帷幕。北壁石帷幕雄伟, 多以长大于10 m者为主, 宽30~70 cm, 呈圆柱形、藕节柱状、旗状毗连组合, 平行分布, 表面纹饰细致, 级次错落有序, 胜似牙雕, 有的藕节状、波纹状表面纹饰相间组合, 栩栩如生, 成为要坝洞壮观的景点。

(2) 石旗。沿流水线逐渐沉积的方解石, 组成极薄的流石板, 纵、横、侧三面都显波状纹层, 厚小于1 mm者, 透明或半透明, 大于1 mm或1 cm以上者不透明, 宽度几至几十厘米, 由上向下波状收敛, 形态似旗, 称石旗; 组合如帷幕者, 称石帷幕。石旗不多, 色暗, 仅作配景, 有观赏价值。

(3) 石蚊帐。在洞壁或顶、底板, 沿裂隙渗流的承压水向某方向呈放射状挤出或呈扇形、伞状漫流, 滴落的水伴随 CO_2 不断逸出, 析出的方解石聚集成盾盘附着在壁上, 从盾缘滴流水几乎同步沉积, 形成由上而下逐渐收敛的辐射状薄板, 组成褶皱状流石。流石厚1 mm~几cm, 小于1 mm者, 透明或半透明, 宽几至几十厘米, 上宽下窄, 长几十厘米至几米, 与盾盘组成形似蚊帐的流石, 统称石蚊帐。要坝洞石盾、石蚊帐不多, 但构成标志性景物。

复合石笋帐是要坝洞最具标志性景物。

11点附近石笋生长在石蚊帐顶部, 石蚊帐长2 m多, 直径40~80 cm, 上大下小分3节, 显示3阶段渗水量: 早、中、晚期依序减少。复合于顶部的石笋, 高2 m多, 直径20~30 cm, 下中上三笋段, 段间直径较小, 显示早、中、晚三期滴水量依次序

渐减。从表面看, 石笋与石蚊帐似上下三阶段彼此对应, 同步形成, 其实不然, 因石笋开始生长处近 2 m^2 的界面与石笋伴生的流石不多, 而是泥粒化的钙华, 显示石蚊帐早形成, 石笋晚形成, 石笋叠置于石蚊帐上, 这类上为石笋下是石蚊帐组合体, 暂称复合石笋帐。

2.2 顶板流水-滴水-流水类、滴石及组合类型

洞穴顶板滴(渗)水, 从顶板滴落, 有时形成漫流, 汇成水珠后滴落, 滴落引起流态转换和促进 CO_2 逸出快, 顶板水漫流沉积方解石, 聚集成悬垂(挂)体向下生长, 称钟乳石或鹅管。在底板滴落处水漫流沉积方解石, 从着落处向上生长, 似笋体, 称石笋。沿滴落线钟乳石、石笋对长连接形成柱体, 为石柱。受滴流水动态、流态、流程影响, 钟乳石、石笋、石柱三者组合和各自组合类型都很复杂。

(1) 钟乳石。根据洞顶出水点分布不同, 钟乳石以点状、线状、簇状悬挂顶板。钟乳石内部鹅管下垂贯穿, 其上端是渗(滴)水入口, 下端是出水(滴水)口, 水脱落处, 有薄膜管状或环状方解石晶芽, 是鹅管生长端, 管径3~5 mm, 不断向下垂直生长。钟乳石形体取决表面漫流水沉积与鹅管增长的联合造型。要坝洞钟乳石以中小型单体、连体为主, 星点状, 方向性分布, 在壁龛处与石笋、石柱共存。钟乳石复合较复杂, 串珠钟乳石为简单复合, 都是重要景物之一。

(2) 石笋。洞顶或钟乳石滴水在底板着落, 滴水转为漫流水, 由着落处向外漫流逐渐减少, 沿漫流面逐渐沉积方解石, 聚成极薄纹层, 由下而上叠复, 形成球状、柱状、锥状、塔状、饼状、直角或弯管状、笋状体等, 统称石笋。石笋组成以方解石为主, 内部结构构造、纹(壳)层组合、结构构造类型很复杂, 综合显示石笋形成过程的滴水量及其动态变化特征。以单体、连体、复合体, 点状、线状、簇状的石笋群, 在22~33点构成洞景区。石笋外观能判定成笋阶段, 以纹(壳)层组构确定成生关系、年代、成笋过程、演变方式。

(3) 石柱。钟乳石与石笋对生连接后, 滴水转为漫流水, 沿两者表面形成了石柱壳层, 刚对接的石柱形状复杂, 柱形完好者, 成柱时间长。内部结构构造表明: 50%以上有鹅管的石柱, 以钟乳石为主, 成型前滴水钙浓度较高, 如32点附近的石柱, 长1~2 m, 直径10 cm, 无鹅管的石柱段, 仅10%

~ 15%。反之,无鹅管的石柱段,达 50% 以上者,以石笋为主,成柱前滴水钙浓度较低。

2.3 洞穴底板流水类、流(边)石(坝)类型

洞顶钟乳石等滴水、洞壁渗水、悬挂泉水、支洞悬挂水和主(支)洞水汇于洞穴底部,水在基岩上或洞穴沉(堆)积物中形成漫流水、层流、瀑布、陡滩和缓流水池、水潭(坑、塘)等。伴随 CO_2 不断逸出,方解石沉积纹层叠成垅,呈波纹状、脑纹状、波状、蛇曲状,统称流(边)石坝。纹层叠成薄片状,称钙华板。钙华纹层(板)、黏土层互层互为夹层,统称钙华层。

(1) 流(边)石坝。要坝洞底板流石坝以小型为主,小者毫米至厘米级,大者米级。以厘米至毫米级为主,不构成单独景物,但有匹配成景意义,与其他沉积物呈复合关系,有成因意义。

(2) 钙华层。流石池、洞道水中,方解石、碎屑物交替沉积,呈纹(微)层组合构造,泥晶-粗晶结构。钙质与土互层、互夹是静水或微弱流动水的沉积特征。洞口右壁边槽中,充填的钙华、粉砂层、黏土层,成岩度较高,被壁流石和滴流石类覆盖,属新近纪、古近纪(?)洞穴沉积。

(3) 钙膜、石花。流石(坝)池水蒸发作用, CO_2 从水中逸出,析出方解石沉积聚结在流石池。如晶粒、晶簇、晶花等统称石花。飘浮在水面的晶片结成薄片,称钙膜。钙膜、石花有的与穴珠混杂沉积。如 34~ 29 点洞段的少数流石池中就有这种情况。

2.4 洞穴雾气-凝结水类、石花、剑形石等类型

洞水流态发生质的转化,由液态转为气态,在洞穴中飘流,于洞壁、沉积物表面,在较封闭的地方形成凝结水, CO_2 从中逸出,凝结水附着处沉积方解石,聚积为石花、石葡萄、花瓣石、叶片石和手掌石、剑形石等。当雾气绕石笋(柱),沿壁面蒸腾飘浮旋动上移。由于洞高大,雾气上移速度不同,于相应地段分别形成花瓣石、叶片石、剑形石、手掌石等,绕石笋(柱)面或沿壁面呈鱼鳞状交错黏贴。要坝洞内石花、石葡萄较多,花瓣石少而小。

2.5 微孔(缝)隙承压水类、石枝、卷曲石等类型

这类沉积在要坝洞有少量石盾,还有毫米至厘米级的石枝、卷曲石、石毛等,常形成于封闭较好的局部环境。洞顶断裂裂隙发育、岩石破碎不能形成几十厘米甚至几米级的鸡爪石或弯曲钟乳石。

2.6 池水类、晶(石)花、晶片等类型

这类沉积成因原理与钙膜、石花类同,但成晶聚结时方解石结晶瞬间,泥晶粒、微针状晶体分别按结晶习性以同向晶轴连结或针尖连结,形成晶锥、晶(石)花,黏结在水下池壁和底部,是水下石(晶)花。泥晶粒连结成菱形晶片,连成薄片浮在池水面(前人称钙膜),固结在池边,是池水面遗迹,称标(水)志(面)石。如 26~ 31 点西侧个别边石池中,有晶(石)花、标志石沉积。以碎片沉(堆)积在水下的聚结体,具架空构造,无纹(微)层构造,前人称晶穗。

洞穴次生化沉积成因类型国内外早有系统分类(朱学稳等,1987,1988;沈继芳等,1996),在此基础上,作者将洞穴流水、雾气、凝结水等作为流态之一,参与次生化沉积成因分类,更符合岩溶动力系统理论。要坝洞次生化沉积主要以壁流石、滴流石类为主,规模大,各自组合,彼此复合,交织分布,集中于洞穴西部和北东壁,表面微细纹饰极发育,石花黏结不多;滴石类大小掺杂,以中小型为主,连生、复合石笋规模较大,伴生流石类。

3 洞穴石笋的定年、沉积特征对比

关于洞穴沉(堆)积的研究、滴石类形态描述和分类、石笋内部结构观测和古气候信息的提取等,成果较多(杨子赓等,1985;林钧枢等,1993;袁道先等,1999,2002;张美良等,2004,2004;覃嘉铭等,2004;林玉石等,2001)。多年来笔者在对石笋的结构构造、同位素测年和岩溶沉积建造的区域对比中发现(邓自强等,1988;林玉石等,2006;冉景丞等,2005),1号石笋的沉积特征值得一提。

3.1 石笋的同位素测年

要坝洞以单笋、复合石笋为主,前者高 10~ 70 cm,后者 1~ 2 m,大于 2 m (直径 50 cm 以上)和小于 1 m 者较少,直径 5~ 20 cm,表壳较少石花。精选的 1 号石笋是中台面石笋群中的小石笋,近期停止生长,代表晚期沉积特征,附近大量 1~ 2 m 高石笋群(簇),石笋中、下段的表壳黏结石花,是中期沉积。还有规模大,高 2~ 3 m 以上的复合石笋簇,其表壳都是石花黏结,属于早期沉积。1 号石笋高 42.5 cm,方解石粒径 μm 级,灰、灰白色夹黑色、灰黑色纹(微)层,厚度 0.01~ 0.1 mm,组成 6 个沉积旋回。石笋纵剖面展现的沉积纹层组合和韵律旋

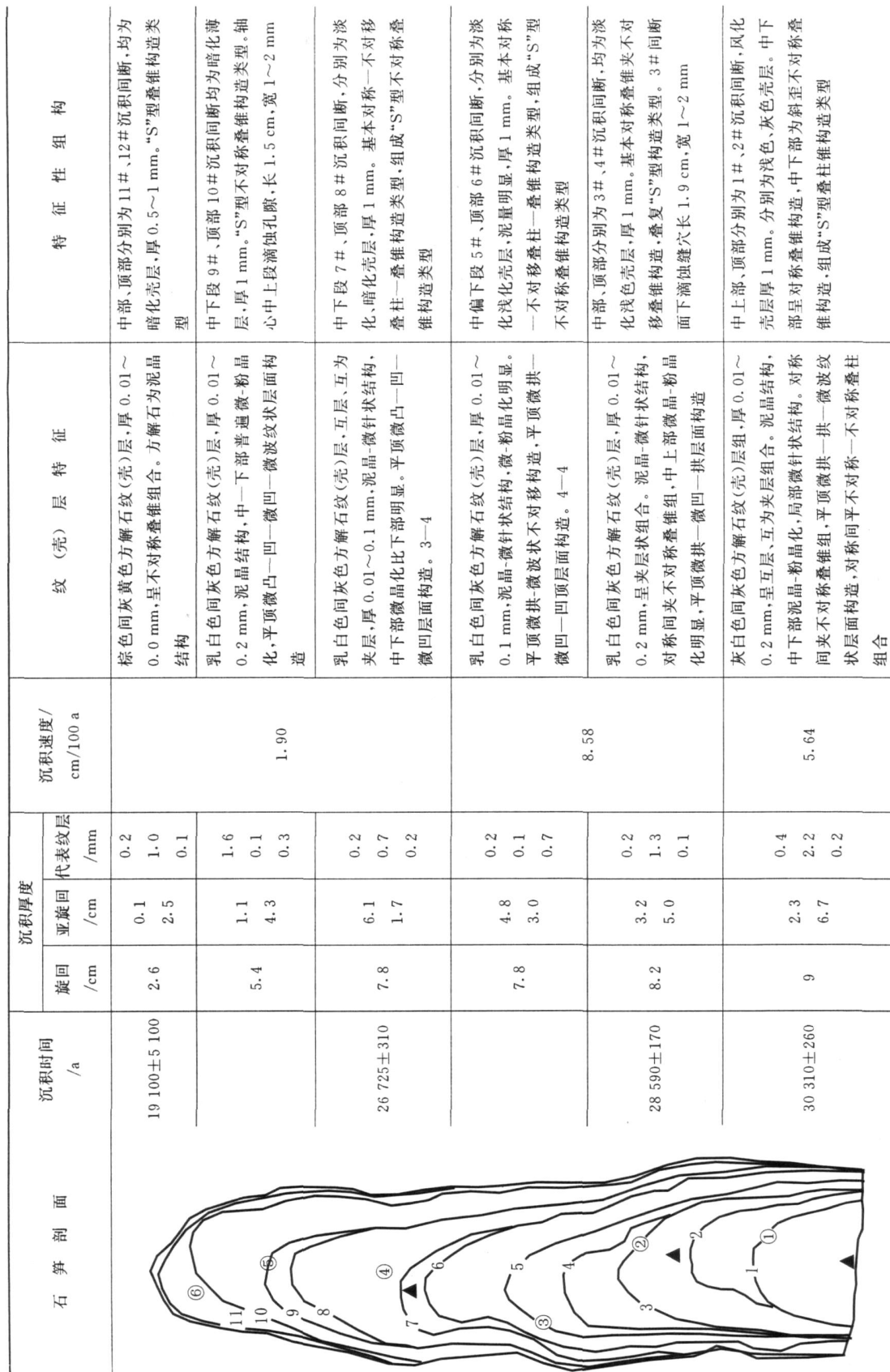


图2 要坝洞1号石笋剖面图

Fig. 2 The section of No. 1 stalagmite in Yaoba cave

回极明显(图2),显示每个旋回滴水量均由大变小。旋回之间5次百年、千年级间断沉积,旋回内部1~2次短时间断沉积,间断面都有暗色化、泥化、粒化,说明石笋的形成经历6个气候阶段十多个气候期,期间有12次沉积间断,并以风化壳层为标志。组成石笋方解石结构,泥晶粒、微晶、针状为主,粉晶(粒)化不均匀,聚集成灰白、乳白色、灰—暗灰色沉积纹(壳)层,呈相间层、互夹层组合,呈“S”型叠柱(锥)状不对称构造类型,层面构造以平缓拱、拱形为主,其次是微波纹状不对称斜拱形或下洼,显极薄水层的沉积特征,是滴水量小,滴落缓慢,有滴水微小位移、雾珠状着落等标志,距石笋顶4 cm、14 cm、19 cm、29 cm、40 cm处,纹层面明显下洼,表明滴水着落处,遭水滴蚀后,微有积水。这些沉积结构构造特征是很典型的冷气候显示特征。测年表明1号石笋形成于距今19 100~30 310 a(表1),测年精度高,测试误差为 2σ 。在结构构造综合研究的基础上,以表1年龄计算石笋沉积速度,确定1号石笋沉积速率(未扣除沉积间断时间)为:下段5.64 mm/100 a,中段8.58 mm/100

a,上段1.90 mm/100 a,平均3.59 mm/100 a。桂林、贵州、云南等中国南方石笋沉积速率研究表明,沉积速率 $< 10\text{ mm}/100\text{ a}$ 是寒冷(冰)期气候的缓慢沉积(林玉石等,2005)。因此,要坝洞1号石笋符合冰(寒冷)期气候沉积特征,30.3~19.1 ka年间也正是第四纪末次冰期,在29 ka、27 ka、20 ka前后气候明显跃变冷,3次较长沉积间断,27.5 ka、23 ka前后,则是较短沉积间断,均形成暗色化、泥化、粒化特征的风化壳,说明气候冷暖转(跃)变频繁,跃(转)变时有短暂干冷气候环境。这些时间记录与上述灰色、灰白色间灰色、暗灰色的纹(壳)层,夹深色—暗灰色风化壳层、“S”型叠复构造类型等,寒冷气候沉积标志等,典型结构构造的空间展现是一致的。

总之,滴水动态变化、成分、结构、构造、组合标志、沉积速率小等正是末次冰期寒冷气候演变的响应,与石笋沉积结构构造具冰期沉积特征的判断一致,这一成果具区域性典型意义,也有时空对比的广泛性。

表1 湘西保靖要坝洞1号石笋测年结果表

Tab. 1 The ages of TMSU series from No. 1 stalagmite of Yaoba cave in Baojing

样号	距笋顶 /cm	$^{238}\text{U}/\times 10^{-9}$	$^{232}\text{Th}/\times 10^{-12}$	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}/\text{atomic } 10^{-6}$	$^{234}\text{U}_{\text{m}}/\text{测量值}$	$^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}/\text{活度比}$	^{230}Th Age/ 未校正年龄	^{230}Th Age/ 校正年龄 a.B.P.
yb-1	1	183.4 \pm 0.3	62 150 \pm 420	12.1 \pm 0.3	72.0 \pm 1.7	0.248 1 \pm 0.006 2	288 660 \pm 820	19 100 \pm 5 100
yb-4.1	15.5	183.6 \pm 0.2	3 090 \pm 10	232 \pm 2	68.9 \pm 1.4	0.236 0 \pm 0.001 4	27 170 \pm 190	26 710 \pm 300
yb-4.2	15.5	182.2 \pm 0.2	3 740 \pm 10	191 \pm 1	70.6 \pm 1.4	0.237 4 \pm 0.001 2	27 300 \pm 160	26 740 \pm 320
yb-6	31.5	212.5 \pm 0.2	1 129 \pm 5	768 \pm 5	64.6 \pm 1.3	0.246 9 \pm 0.001 2	28 730 \pm 160	28 590 \pm 170
yb-8	41.2	214.2 \pm 0.3	3 065 \pm 8	308 \pm 2	86.3 \pm 1.9	0.267 1 \pm 0.001 3	30 690 \pm 180	30 310 \pm 260

注:年龄计算采用的衰变常数: $\lambda_{238} = 1.551\ 25 \times 10^{-10}\text{ y}^{-1}$; $\lambda_{234} = 2.826\ 3 \times 10^{-6}\text{ y}^{-1}$; $\lambda_{230} = 9.157\ 7 \times 10^{-6}\text{ y}^{-1}$; y代表年龄;

$\delta^{234}\text{U} = [(^{234}\text{U}/^{238}\text{U}) - 1] \times 1000$ 。表中结果由(美)明尼苏达大学同位素室程海博士测定。

3.2 洞内外沉积堆积的区域对比

根据要坝洞内沉(堆)积的相关性、复合关系和年龄(表1)、风化与成岩度等,沉(堆)积时代暂定为近期(全新世)、晚期(1~20万a前后)、中期和早期4个时期。近期是正进行的沉(堆)积,有洞穴流水、滴水、雾气的地方,就有不同类型沉积,主要是与峡谷期伴生沉积的淤泥、砂砾卵石,各台面石笋中一大上部白色段、钟乳石末端白色段。晚期沉积物由11点附近的复合石笋帐、伴生壁流石及其下沉(堆)积组成宽谷期沉(堆)积低台面,并被峡谷切割,出露在22~25点和33点附近。1号石

笋生长于距今3万~1.9万a,各台面中型以上的石笋、复合大石笋中—上笋段为晚期沉积。1号石笋及其附近复合石笋中—下段及其下的沉(堆)积组成沉(堆)积中台面,出露在26~29点。30点附近复合大石笋下段及其下沉(堆)积组成沉(堆)积高台面。组成中、高台面的沉(堆)积,分别形成于第四纪中、早期。洞口1点附近洞穴边槽内沉积的钙质泥岩、粉砂质泥岩、粉砂岩,成岩度极高,应属新近纪、古近纪(?)沉积。

通过洞外沉积堆积的区域对比,我国南方20世纪60年代区调资料表明,广东南雄、三水、星子,

湖南衡阳、麻阳、吉首, 广西钦州、田阳等地的陆相沉积堆积红色砾岩、砂岩、粉砂岩、泥岩等, 含钙红色岩系多数富含微体化石。如介形虫、输藻等, 有的产恐龙蛋化石等, 主要形成于白垩纪, 少量是新近纪、古近纪。十几年来, 在研究岩溶发育史时, 笔者较系统地研究广西桂林和参照研究了广东南雄、三水、星子和湖南道县、通道, 相继侧重研究湘西麻阳、凤凰、吉首、泽家湖、龙山、洛塔(洛塔岩溶研究, 1984)、贵州荔波(冉景丞等, 2005)等地的陆相红色岩系与洞穴、洞穴层等岩溶发育的成因联系。桂林地区中、高层洞穴常充填含钙红色岩系, 也含丰富介形虫、轮藻等化石, 有少量孢子花粉, 确定为白垩纪的沉积(邓自强等, 1988)。要坝洞附近、泽家湖、洛塔、龙山、荔波等地的红色岩系同样由溶积钙砾岩、钙屑砂岩、钙质泥岩组成, 这些地区的中、高层洞, 特别是中、高洼地都有不同规模的红色岩系充填或沉积, 区域分布上是当时衡阳和江汉两大湖西部小湖盆、地表地下河系的沉积堆积, 应归属白垩纪的沉积堆积。根据要坝洞附近有红色岩系、洞口黄灰色钙质泥岩、粉砂质泥岩、粉砂岩成岩度很高, 洞内有近、晚、中、早四期洞穴碎屑沉积堆积和次生化学沉积, 石笋同位素年龄确定, 近期是第四纪全新世。1万a以来, 第四纪晚期在1~20万a, 那么中、早期应在20万至几百万a或更老, 故推断洞口边槽内成岩度高的黄灰色钙质泥岩、粉砂质泥岩、粉砂岩属新近纪、古近纪, 洞口及其附近沉积、储存少量红色岩系是白垩纪。因此, 要坝洞洞穴系统形成于白垩纪前后, 新近纪、古近纪特别是第四纪以来改造、完善系统, 并伴随以上洞穴沉(堆)积堆积。

4 结论

要坝洞发育在保靖区域性断裂带的白云岩夹白云岩化灰岩中, 漏斗式裂隙状洞穴形成于压扭性断裂面陡缓转变段, 处于阶梯状下降的地下浅层岩溶水与深成涌泉混合带, 这一特定地质构造环境, 利于形成漏斗状裂隙型垂向大洞穴。

要坝洞洞穴沉(堆)积成因类型齐全, 沉积组合类型复杂, 洞穴水流态与其沉积成因关系是次生化学沉积成因类型的分类根据。因此, 洞穴雾气作为气态运动形式参与次生化学沉积成因分类, 把石

(晶)花分为池水和凝结水成因, 更符合岩溶动力学理论原理, 也是对次生化学沉积成因分类的完善。要坝洞次生化学沉积以壁流石、钟乳石、石笋为主体, 规模大, 组合复杂, 研究、观赏利用价值大。

要坝洞洞穴沉(堆)积组合按相关性、1号石笋的气候环境和年龄记录, 依次序暂分为近、晚、中、早四期。近期指第四纪全新世, 即1万a以来, 晚期1万~20万a前后, 中、早期年代待定; 槽内黄灰色粉砂岩、泥岩、钙质泥岩为新近纪、古近纪, 洞口附近、泽家湖、吉首一带的红色岩系, 根据区域对比属白垩纪, 是岩溶洞形成的伴生沉积。因此, 要坝洞形成于白垩纪前后。

参考文献 (References):

- 洛塔岩溶研究组. 洛塔岩溶及其水资源评价研究 [M]. 北京: 地质出版社, 1984: 63-104.
- 张顺治, 曾志飙, 张美良, 等. 湘西保靖白岩洞-金塘湾洞穴系统的发育特征 [J]. 中国岩溶, 2000, 19 (2): 188-194.
- 翁金桃. 桂林岩溶与碳酸盐岩 [M]. 重庆: 重庆出版社, 1986: 82-166.
- 朱学稳, 汪训一, 朱德浩, 等. 桂林岩溶地貌与洞穴研究 [M]. 北京: 地质出版社, 1988: 96-117.
- 朱学稳. 我国灰岩洞穴次生化学沉积物的类型和形成系统 [J]. 中国地质科学院院报, 1987, (15): 137-142.
- 沈继芳, 李焰云, 徐瑞春, 等. 清江流域岩溶研究 [M]. 北京: 地质出版社, 1996: 56-113.
- 林钧枢, 张耀光, 等. 瑶琳洞形成与环境研究 [M]. 北京: 中国科学技术出版社, 1993: 62-136.
- 杨子廉, 牟昀智. 北京猿人遗址综合研究 [M]. 北京: 科学出版社, 1985, 1-85.
- 袁道先, 覃嘉铭, 张美良, 等. 桂林20万年石笋高分辨率古环境重建 [M]. 桂林: 广西师范大学出版社, 1999: 5-52.
- 袁道先, 刘再华, 林玉石, 等. 中国岩溶动力系统 [M]. 北京: 地质出版社, 2002: 162-177.
- 张美良, 程海, 袁道先, 等. 末次冰期贵州七星洞石笋高分辨率气候记录与Heinrich事件 [J]. 地球学报, 2004, 25 (3): 337-344.
- 张美良, 程海, 林玉石, 等. 桂林地区水南洞14~25万年石笋的碳氧同位素记录和古气候重建 [J]. 古地理学报, 2004, 6 (1): 57-68.
- 覃嘉铭, 袁道先, 程海, 等. 贵州都匀七星洞石笋剖面晚更

- 新世高分辨率的气候地层学 [J]. 第四纪研究, 2004, 24 (3): 318-324.
- 林玉石, 袁道先, 程海, 等. 云南宁蒗泸沽湖地区的古环境重建 [J]. 中国岩溶, 2001, 20 (3): 174-182.
- 林玉石, 张美良, 覃嘉铭, 等. 再论洞穴石笋的沉积速率 [J]. 地质论评, 2005, 51 (4): 435-441.
- 林玉石, 袁道先, 程海, 等. 桂林水南洞 1 号石笋的沉积年代学研究 [J], 西北地质, 2006, 39 (4).
- 邓自强, 林玉石, 张美良, 等. 桂林岩溶与地质构造 [M]. 重庆: 重庆出版社, 1988: 37-125.
- 冉景丞, 林玉石. 荔波洞穴研究 [M]. 贵阳: 贵州民族出版社, 2005: 30-70.
- Research group of Luota karst geology. Study on karst development and water resources assessment in Luota area. [M]. Geological Publishing House, Beijing, 1984, 63-104.
- ZHANG Shunzhi, ZENG Zhibiao, ZHANG Meiliang, et al. Development characteristics of Baiyandong-Jintangwan cave system, Baojing county of Hunan province [J]. Carsologica Sinica. 2000, 19 (2): 188-194.
- WENG Jintao. Karst and carbonate rocks in Guilin [M]. Chongqing Publishing House, Chongqing, 1988: 82-166.
- ZHU Xuwen, WANG Xunyi, ZHU Dehao, et al. Study on karst geomorphology and caves in Guilin [M]. Geological Publishing House, Beijing, 1988: 96-117.
- ZHU Xuwen. The type of secondary chemical deposition and forming system in limestone cave, China [J]. Acta Geoscientia Sinica. 1987, (15): 137-142.
- SHEN Jifang, LI Yanyun, XU Ruichun, et al. Karst study in the drainage area of Qijiang river [M]. Geological Publishing House, Beijing, 1996: 56-113.
- L N Junshu, ZHANG Yaoguang, et al. Study on cave development and environment in Yaolin cave [M]. Science Press, Beijing, 1993, 62-136.
- YANG Zigeng, MOU Yunzhi. The Synthetical Study of Beijing Man Site [M]. Science Press, Beijing, 1985: 1-85.
- YUAN Daoxian, Q N Jiaming, ZHANG Meiliang, et al. High resolution paleoenvironmental reconstruction up to 200000 years B.P. with speleothems from Guilin [M]. Guangxi Normal University Press, Guilin, 1999: 5-52.
- YUAN Daoxian, LIU Zaihua, LI N Yushi, et al. Karst dynamic systems of China [M]. Geological Publishing House, Beijing, 2002: 162-177.
- ZHANG Meiliang, CHENG Hai, YUAN Daoxian, et al. The high resolution climatic records from two stalagmites in Qinxin cave of Guizhou and Heinrich events during the last glacial periods [J]. Acta Geoscientia Sinica. 25 (3): 337-344.
- ZHANG Meiliang, CHENG Hai, LI N Yushi, et al. The Records of Carbon and Oxygen Isotope and Palaeoclimate Reconstruction From A Stalagmite of Shuinan Cave During 140~250ka B.P. In Guilin [J]. Journal of Palaeogeography, 2004, 6 (1): 57-68.
- Q N Jiaming, YUAN Daoxian, CHENG Hai, et al. A high resolution late Pleistocene climato-stratigraphy of 4 stalagmites from Qixin cave, Duyun, Guizhou [J]. Quaternary Sciences, 2004, 24 (3): 318-324.
- LI N Yushi, ZHANG Meiliang, Q N Jiaming, et al. The record of paleoclimatic environment in Lugu lake area of Lingling county, Yuannan [J]. Carsologica Sinica. 2001, 20 (3): 174-182.
- LI N Yushi, ZHANG Meiliang, Q N Jiaming, et al. Growth rate of cave stalagmites [J]. Geological Review, 2005, 51 (4): 435-441.
- LI N Yushi, YUAN Daoxian, CHENG Hai, et al. Research on the stalagmites sedimentary chronology-A case study on No. 1 stalagmite of Shuinan cave in Guilin, China [J]. 2006.
- DENG Ziqiang, LI N Yushi, ZHANG Meiliang, et al. Karst and geologic structure in Guilin [M]. Chongqing Publishing House, Chongqing, 1988: 37-125.
- RAN Jingcheng, LI N Yushi. Speleology and biospeleology research in Libo [M]. Printing House of Guizhou Nation, Guiyan, 2005: 30-70.

Sedimentary and Accumulation Characteristics and Formation Age of Yaoba Cave in Baojing County, West Hunan

LI N Yu-shi¹, ZHANG Shun-zhi², ZHANG Mei-liang¹, QIN Jia-ming¹,
SHU Li¹, ZHU Xiao-yan¹, ZENG Zhi-biao²

(1. Karst Dynamics Laboratory, Institute of Karst Geology, GA GS, Guilin 541004,
China; 2. Hydroelectric Bureau of Baojing County, Baojing 416500, China)

Abstract: The Yaoba cave with a great value in tourism and scientific research is situated about 5 km to north of Baojing county. The cave was vertically developed in dolomite and dolomitized limestone and controlled by a fracture zone in the Baojing-Fuxing area. The formation of the cave is closely related to the special geological tectonic environment. Authors discussed the cave sediments-speleothem in particular and its relativity on the base of cave formation characteristics. The cave has all types of cave sediments including debris sediments and sub-chemical deposits and formed upper, middle and lower three different deposit platforms. These platforms and its accompanying deposits display characteristics of cave shape, deposits and its sediment processes. The study has completed the origin classification for sub-chemical deposits and suggests that the wall flow stones, stalactite, stalagmites and stalactite-stalagmites accumulated together could form scenery spots with great importance in tourism. The No. 1 stalagmite with perfect deposit cycle, texture and structure characteristics indicates that the deposit of the glacial stage during 30~10ka BP. On the basis of synthetic study about the cave and its sediments, and combined with the Tertiary and Cretaceous sediments and the relationship between the accompanying deposits, it is concluded that the Yaoba cave was formed during the Cretaceous period.

Key words: cave; structure environment; accumulation and sediment; stalagmite dating; time; Baojing, west Hunan