

大型帐篷构造对贵州天星桥喀斯特石林形成演化的控制作用

文雪峰¹⁾, 史振华²⁾, 田明中¹⁾, 杨瑞东³⁾, 喻美艺³⁾

1) 中国地质大学(北京)地球科学与资源学院, 北京, 100083; 2) 贵州省地质调查院, 贵阳, 550004;
3) 贵州大学资源与环境学院, 贵阳, 550025

内容提要: 贵州黄果树天星桥景区下三叠统安顺组白云岩广泛出露, 分布有连片水上石林, 其发育在下三叠世台地相与深海盆地过渡的台地边缘相带上, 这里海水进退频繁, 古海岸带暴露面上大型帐篷构造十分发育。碳酸盐岩古暴露带这种岩性特征, 一则导致岩石充满裂隙及孔洞, 极有利于大气降水入渗及地下水的赋存和运移; 另则导致岩体软弱结构面密布, 岩石的力学强度降低, 在构造应力作用下极易产生节理裂隙, 进而为大气降水入渗及地下水运移开拓出大量通道。通过实地考察, 结合前人资料, 本文试图探讨大型帐篷构造对该区喀斯特石林形成演化的控制作用。

关键词: 大型帐篷构造; 喀斯特石林; 形成演化; 控制作用; 贵州天星桥

石林是由密集林立的锥柱状、锥状、塔状岩体组成的景观, 是一种形态高大的石牙, 国外称为针状喀斯特(pinnacle karst)。作为与锥状喀斯特、塔状喀斯特并列的中国三大喀斯特类型中一种体量较小的地貌形态, 对石林的形成机制、控制因素及发育演化历史进行研究, 无疑将丰富喀斯特地貌学的内容, 对于提高喀斯特地貌的研究水平有着重要的科学意义。在中国, 除了少数学者对个别石林(永安鳞隐石林)进行过科学考察外(张捷等, 1994; 许德祥, 1999), 几乎所有关于石林的研究都集中于路南石林(彭建, 2002)。因此, 可以说路南石林的研究现状和进展代表了中国石林的研究现状和进展, 而对其他地区发现的石林研究较少。

帐篷构造在我国不同时代的地层中多处见及, 但到目前为止仍以贵州三叠纪地层中的大型帐篷构造最为发育, 主要见于三叠纪浅海碳酸盐台地与深海沙泥质沉积盆地的过渡带中, 如分布于青岩之西, 黄果树碑林—贵黄公路两侧早三叠世地层中的大型帐篷构造, 以及青岩之北及关岭扒子场之西, 兴义泥函之北中三叠世地层中的大型帐篷构造。它是古海陆变迁的重要证据。在岩层平缓地区, 帐篷构造多形成石林和奇形怪状的山石, 具有较高的美学价值。

本文就以黄果树天星桥地区为例, 探讨大型帐篷构造对其石林形成演化的控制作用。

1 贵州天星桥石林概况

1.1 交通位置

贵州天星桥石林位于贵州省黔中高原西部, 安顺以西 45km, 距贵阳 128km。地理坐标为: 东经 105°37' ~ 105°48', 北纬 25°40'40" ~ 26°0'15", 平均海拔约为 1390m。黄果树地区属三岔河与北盘江分水岭地带, 其流域面积主要包括镇宁、关岭两县。区内交通便捷, 320 国道、贵(阳)黄(果树)高等级公路贯通全境(图 1)。

1.2 地形地貌

本区沉积岩, 特别是碳酸盐岩发育, 地质构造复杂多样, 给现代岩溶发育提供了必要的条件。中、晚更新世以来, 该地区较老的岩溶地貌受新构造运动影响而抬升, 并为其后的造貌作用所改造, 故而形成峰丛深洼、间列式脊峰洼地溶蚀地貌类型。区内峰顶高程多样: 最低一级在黄果树瀑布附近, 为 1350 ~ 1400m, 其上者为黄果树西北 1600m 向西南逐渐减至 1200m, 溶蚀负地貌在黄果树一带为 1000m 左右, 相对高差一般为 240 ~ 300m。

注: 本文为中国地质大学(北京)中央高校基本科研业务费专项资金资助项目(编号 2011YYL016)的成果。

收稿日期: 2011-10-19; 改回日期: 2012-04-27; 责任编辑: 章雨旭。

作者简介: 文雪峰, 男, 1982 年生。博士研究生。第四纪地质学专业。主要从事第四纪地质及旅游地质研究。Email: wenxuefeng104@yahoo.com.cn。

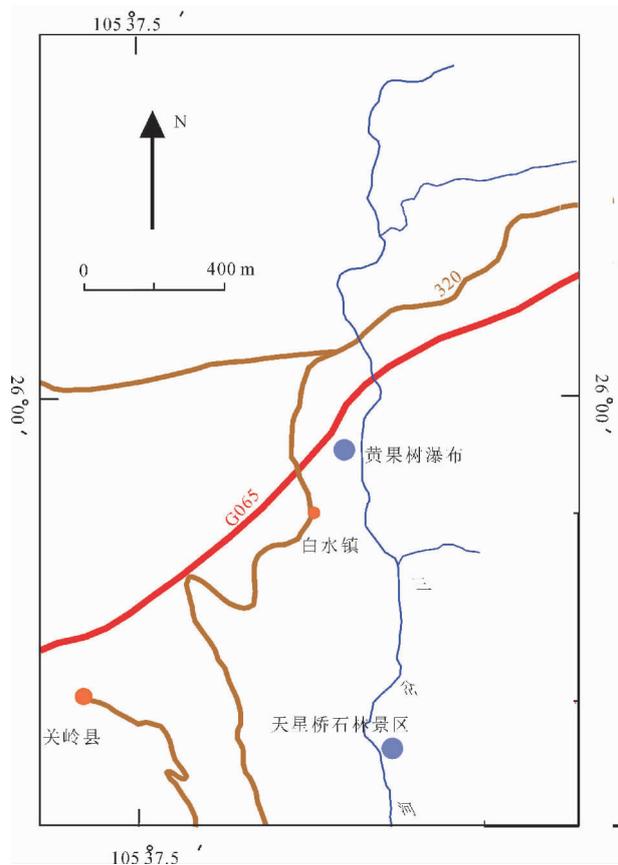


图1 贵州天星桥石林交通位置图

Fig. 1 Location map of the Tianxingqiao Stone Forest, Guizhou

1.3 水文

区内水系发育,水网密度达 $350\text{m}/\text{km}^2$,有常年性流水,地下水埋藏浅,一般 $<30\text{m}$ 。

1.4 气候环境

贵州天星桥石林地处副热带,气候温和,雨量充沛,光照适中,雨热同季,属亚热带湿润季风气候。由于区内地势高差大,地形复杂,因而气候呈多样性,具有“十里不同天”的气候特点。该地区处于中国云量分布的高值区,因此,云量多,太阳辐射总量和日照总量少。现年平均气温 $13.5 \sim 15.3^\circ\text{C}$,最冷月(1月)平均气温多在 $3.3 \sim 5.7^\circ\text{C}$,最热月(7月)平均气温在 $21.2 \sim 22.7^\circ\text{C}$,无霜期 $270 \sim 300$ 天。

该区的降水主要来自孟加拉湾的西南季风和南海的南亚季风,冬季有少量的西伯利亚水汽。年平均降雨量 $1100 \sim 1398\text{mm}$,属于降水量比较丰沛的地区。其中4月~9月降雨量占全年降雨量的 $75\% \sim 82\%$,且多为阵性降水,暴雨多,强度大。

1.5 地质背景

贵州天星桥石林位于扬子准地台内的上扬子台褶皱,属于贵州西部晚近活动明显的威宁北西向构造变形区(贵州省地质矿产局,1987)。其出露地层主要为下三叠统安顺组白云岩夹石灰岩,区内断层发育规律明显,大致为一组平行的高角度冲断层,并呈一束弧形向 NE 突出,断层面向北东倾斜,倾角约为 60° 近至直立。区内断裂的主体方向呈 $\text{NW}310^\circ \sim 320^\circ$ 延伸,一般为坡度较陡的压扭性断层。自西向东,计有坝陵河—打邦河断层、凡化—巴林—岩脚寨—穿洞断层、新寨—小抵拱—下慕役—长冲断层。除上述三条初始断层带外,它们夹持的岩块内还发育了许多小断层,计有 NNE, NWW, NEE, E—W 四类走向(杨汉奎,1984)。天星桥石林发育在北西向断层形成的夹块中(图2)。

2 天星桥喀斯特石林成生类型及发育分布特征

天星桥石林位于黄果树瀑布南 5km 的喀斯特峡谷中,发育在打邦河峡谷裂点带上,面积 1km^2 ;墩状石柱、曲折狭窄的廊道及残存的亚热带原生林木,组成奇奥幽深的墩状石林景观,李兴中等(2009)按喀斯特石林形成的地貌及水文地质条件,将其归类为峡谷裂点型。该段河谷横穿贵州西部十分醒目的威宁—水城北西向活动构造带,新构造间歇性、差异性抬升及河流溯源侵蚀,形成了喀斯特峡谷、古河谷盆地、河谷裂点、伏流、溶洞及瀑布等纷繁庞杂的水文地貌。墩状石林发育在伏流顶部的古河谷盆地中,是河流侵蚀基准面迅速下降,地表水与地下水强烈交替侵蚀溶蚀而成的产物,属于渗流带阶段的石林形态。此种石林成生的水文地貌环境,还局部残存着亚热带喀斯特森林古色古香的原始风貌,山雄水奇、峡谷幽深,石林美景别具洞天(图3a)。

3 帐篷构造及其对石林形成演化的控制作用

3.1 帐篷构造的概念

帐篷构造(tepee structure)于1950年首先由 Adams 和 Frenzel(1950)提出,他们发现一种在海底硬底中呈对称且垂直于层面发育的倒“V”字形构造,其形态类似美国印第安人的帐篷(tepee)而命名为帐篷构造。此后 Smith(1974)、Newell(1953)等人的研究表明 Adams 和 Frenzel 所描述的只是一种理想形态。多数情况下,帐篷构造是不规则的,形态类

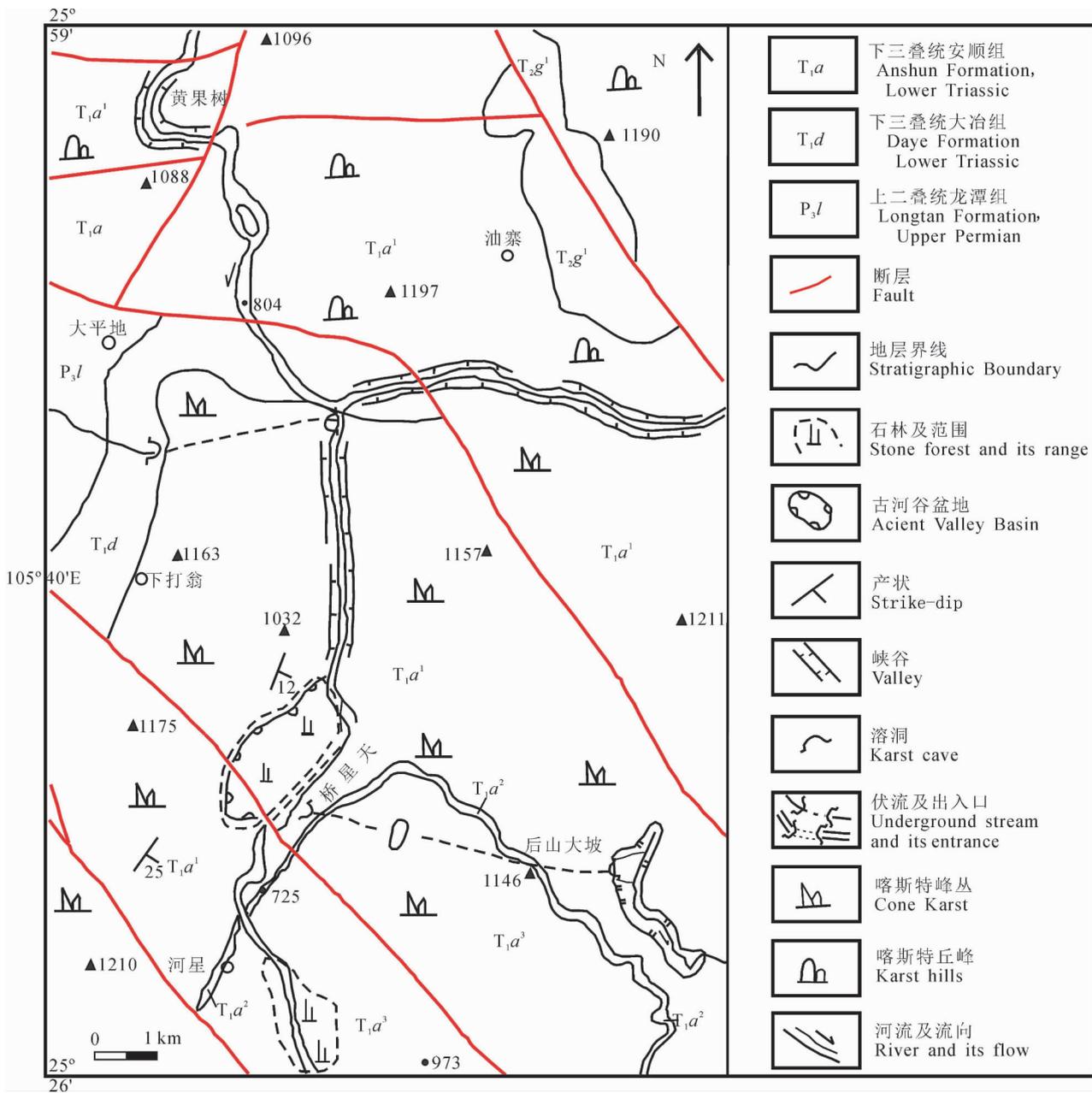


图2 贵州天星桥石林地质地貌图

Fig. 2 Geological and geomorphical map of Tianxingqiao Stone Forest, Guizhou

似于矮山脊状,而不是圆锥状。类似的构造从新元古代至现代第四纪碳酸盐沉积中都有发育。帐篷构造曾被认为是反映了热带潮坪或是滨海沉积环境 (Tucker and Wright, 1990; Pratt et al., 1992),并在现代热带滨海区附近发现了类似的构造 (Davies, 1970; Evamy, 1973; Warren, 1982; Ferguson and Burne, 1982; Handford et al., 1984)。但也有学者认为帐篷构造是一种不反映成因,仅是纯几何学上的表述 (Kendall and Warren, 1987),在海相、潮缘相、

湖相到陆相都有发育。

3.2 帐篷构造的形成环境

贵州天星桥石林位于下三叠世台地相与深海盆地过渡的台地边缘相带上,这里海水进退频繁,帐篷构造与鸟眼构造、干裂痕等暴露相关的构造伴生,属潮缘带帐篷构造。这里的帐篷构造分布密集,甚至彼此包容、联合发育。由于潮缘带的水动力条件较强,帐篷构造为多期次破碎和充填胶结。虽然帐篷构造与暴露有关,暴露却不是帐篷构造的主要成因。



图3 贵州天星桥石林典型地貌景观

Fig. 3 Typical geomorphologic landscapes of Tianxingqiao Stone Forest, Guizhou

(a) 天星桥水上石林; (b,c) 帐篷构造的轴及沿着轴部发育的裂隙; (d,e) 沿裂隙发育而成的高大石柱;

(f,g) 沿“X”型裂隙发育而成的菱形石柱; (h) 天星桥的天星桥

(a) stone forest in Tianxingqiao; (b,c) the axis of tepee structure and cracks along it; (d,e) The stone cloumns which formed along cracks; (f,g) the diamond-shaped blocks formed along the “X” type fractures; (h) the natural bridge in Tianxingqiao

碳酸盐岩层大型地表干裂片的体积沿其边缘向外增长,是产生帐篷构造的主要原因 (Assereto and Kendall, 1977)。

由于海平面和海底高度的变化,沉积物多次暴露出水面形成干裂痕,后被高盐度、富含碳酸钙镁离子的海水覆盖,于是海水中的碳酸钙镁离子就加入

到大型干裂片所含的白云石矿物晶格中去,使其继续生长。干裂痕中填充的沉积物和胶结物结晶膨胀使裂隙扩张,并接受新的充填物,再结晶、再暴露,如此循环使固结的层面破坏变形,随着干裂片内白云石矿物的继续生长,裂片体积逐渐增大,其边缘不断向空中翘起,并且愈翘愈高,形成帐篷构造(图4)。这就是天星桥大型帐篷构造形成的背景和过程。

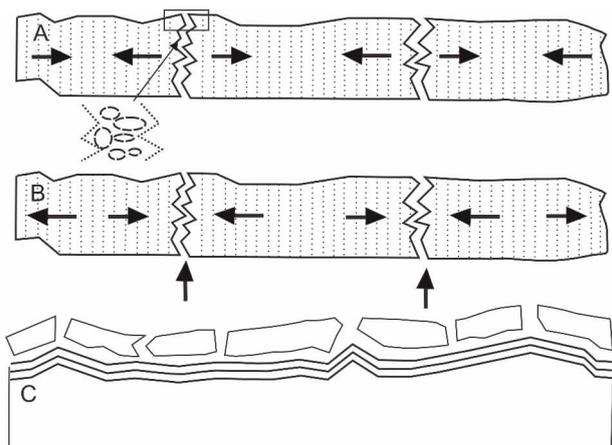


图4 潮缘带帐篷构造形成示意图
(据 Kendall and Warren)

Fig. 4 The process of tepee formation in the peritidal area

A—帐篷构造形成阶段 I:岩层收缩形成裂隙,裂隙被填充、胶结;B—帐篷构造形成阶段 II:岩石膨胀,相互挤压使得岩层向上弯曲;C—帐篷构造形成阶段 III:岩石破裂后被胶结,形成帐篷构造

A—The formative stages of the tepee structure I: Contraction and the rock fissures were formed, cracks to be filled, cemented; B— The formative stages of the tepee structure II: Rock expansion, squeezing each other makes the rock bending upward; C—The formative stages of the tepee structure III: Rock cemented after split, tepee was formed

3.3 帐篷构造对石林形成演化的控制

天星桥石林发育很大程度上受碳酸盐岩古暴露面的岩条件控制。由于地处下三叠世台地相与深海盆地过渡的台地边缘相带上,暴露面上大型帐篷构造十分发育;碳酸盐岩古暴露带这种岩性特征,一则导致岩石充满裂隙及孔洞,极有利于大气降水入渗及地下水的赋存和运移;另则导致岩体软弱结构面密布,岩石的力学强度降低,在构造应力作用下极易产生节理裂隙,进而为大气降水入渗及地下水运移开拓出大量通道。正是由于这些原因,不光天星桥石林,贵州几乎所有的石林都形成于碳酸盐岩的暴露带和喀斯特侵蚀面上。

首先,帐篷构造中轴垂直裂隙的发育(图3b、

c),有利于渗流带水的溶蚀作用,也有利于高大石柱的形成,促进了石林在垂直方向的快速发展。其次,由于帐篷构造在岩层垂向上是多层面的,所以当地表水下切到一定深度,到达下一层面帐篷构造发育的裂隙时,就会沿着此层帐篷构造中轴裂隙继续向下侵蚀,有利于高大石柱的形成(图3d、e)。

另外,在褶皱平缓地带,并且帐篷构造发育密集区域,形成类似“X”型节理裂隙(图5),地下水频繁活动使其拓宽成为喀斯特地下水管道系统,并将岩层分割成相对独立的、规模大小不一的菱形块体(图6、图3f、g),从而奠定了石林与溶沟的基本展布格局。

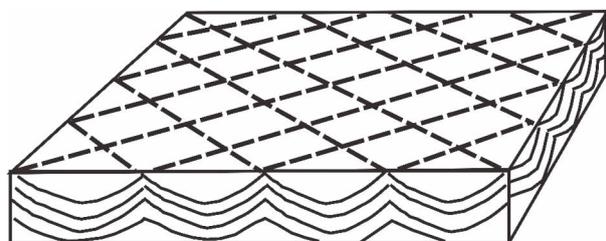


图5 帐篷构造发育密集区域形成的“X”型裂隙
Fig. 5 The “X” type fractures formed in tepee structure intensive region

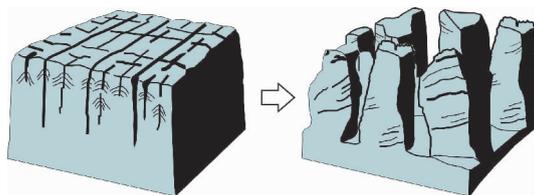


图6 石柱发育模式

Fig. 6 Developmental models of the stone columns

南部石林(银链坠潭瀑布)所处地层为下三叠统安顺组三段($T_1 a^3$),是帐篷最发育的层位,加之位于河谷裂点上,地形坡度大,岩层厚度厚,这些条件促使这里形成剑状石林以及成片石芽。北部地层下三叠统安顺组一段($T_1 a^1$)的帐篷构造没有南部发育,所以形成的石林形态与之有很大的差别。

4 天星桥石林形成的其它条件

4.1 地层岩性

天星桥石林主要发育在下三叠统安顺组白云岩夹石灰岩中,岩性为灰—灰白色薄层至厚层粉晶—微晶白云岩,条纹—条带状构造;通过李兴中等

(2009)采取岩石化学样,其化验、鉴定结果是:岩石化学成分 CaO 为 30.65%, MgO 为 20.07%, CaO、MgO 比值为 1.53。

4.2 地层产状

该区位于为 NW 向堕脚背斜南东倾没端,产状平缓,有利于高大石柱的形成。

4.3 地质构造

(1) 断裂对石林成生环境的控制:天星桥石林区南北两侧发育一系列北西向活动性断裂,打邦河自北而南穿过该区,形成河谷裂点段,创造出地下水水位急剧下降的喀斯特水动力环境,从而在峡谷伏流的顶部形成别具洞天的石林景观。

(2) 断裂及节理裂隙对石林形态的影响:夹持在北西向断裂之间的天星桥石林区,陡立平直的两组扭裂面将岩体分割成棋盘格式构造,从而促进了墩状石林景观的形成。

4.4 水文条件

区内水系发育,水网密度达 $350\text{m}/\text{km}^2$,有常年性流水,地下水埋藏浅,一般 $<30\text{m}$ 。石林发育在伏流顶部的古河谷盆地中,是河流侵蚀基准面迅速下降、地表水与地下水强烈交替侵蚀溶蚀而成的产物。

4.5 新构造与古水文网变迁

新构造大幅度大面积抬升,是云贵地区晚新生代发生的重大地质事件(李兴中,2001)。新构造及其引起的水文网变迁,对石林形成及演化的影响主要表现在断裂褶皱构造的挽近活动及差异抬升,使喀斯特水力坡度不断增大。

由于该区地处贵州西部十分醒目的北西向挽近活动构造带上,属于挽近活动性明显的断裂褶皱带,是喀斯特强烈发育、喀斯特地下水频繁活动的地带。发育在这种活动性构造渗流带上的石林,由于受到喀斯特溶洞管道密集发育、地下水径流排泄十分通畅的影响,致使残坡积松散物质很难聚积成土,石林发育过程很难进入土下发育阶段,因而最终也很难形成典型的石林景观,而呈现出沟槽幽深的墩状石林景观。

4.6 晚新生代气候波动

晚新生代以来,贵州高原曾发生多次气候冷暖波动(林树基等,1992)。根据铀系法及碳、氧同位素年代测定的最新资料,黔桂地区 250 ka 以来存在着三次冰期,其中最近两次为 100 ka 完整的冰期一间冰期旋回(袁道先等,1999;张美良等,2001;林玉石等,2003;覃嘉铭等,2004)。因此贵州高原曾数度轮为“雪域高原”。

李兴中等(2009)认为冰期冰层的移动导致石柱倒塌,崩塌作用盛行,冰层夹带岩块构建天然桥奇观。在天星桥石林区,一条喀斯特沟谷上见一座由三块巨石镶嵌而成的天然桥,已被开发成十分著名的“桥上桥”景点(图 3h)。

5 结语

(1) 黄果树天星桥墩状石林发育在打邦河峡谷裂点带上,位于伏流顶部的古河谷盆地中,是河流侵蚀基准面迅速下降、地表水与地下水强烈交替侵蚀溶蚀而成的产物,是一种渗流带阶段的石林形态,没有经过土下发育阶段。

(2) 石林发育很大程度上受碳酸盐岩古暴露面的岩条件控制,尤其是大型帐篷构造的发育,有利于渗流带水的溶蚀作用,也有利于高大石柱的形成,促进了石林在垂直方向的快速发展。在褶皱平缓地带,帐篷构造发育密集区域,形成类似“X”型节理裂隙,地下水频繁活动使其拓宽成为喀斯特地下水道系统,并将岩层分割成相对独立的、规模大小不一的菱形块体,从而奠定了石林与溶沟的基本展布格局。

(3) 天星桥石林的发育还与地层岩性、岩层产状、地质构造、水文条件、新构造运动及古水文网变迁、晚新生代气候波动密切相关。

参 考 文 献 / References

- 贵州省地质矿产局. 1987. 贵州省区域地质志. 北京:地质出版社, 1~698.
- 李兴中. 2001. 晚新生代贵州高原喀斯特地貌演进及其影响因素. 贵州地质, 18(1): 29~36.
- 李兴中, 王立亭, 陈跃康. 2009. 贵州喀斯特石林发育演化特征. 贵州地质, 26(1): 36~43.
- 林树基, 周启水, 陈佩英. 1992. 贵州的上新生界. 贵阳: 贵州科技出版社.
- 林玉石, 张美良, 程海, 袁道先, 覃嘉铭, 王兆荣, 冉景丞. 2003. 贵州荔波第四纪晚近期石笋地质年表与气候事件. 地学前缘, 10(2): 341~350.
- 彭建. 2002. 中国石林发育研究进展. 中国岩溶, 21(1): 67~72.
- 覃嘉铭, 袁道先, 程海, 林玉石, 张美良, 章程, 王福星, 王华, 冯玉梅, 涂林玲, 张会领, 冉景丞. 2004. 过去 25 万年黔桂地区千年尺度东亚季风气候的变化. 中国岩溶, 23(4): 261~266.
- 许德祥. 1999. 永安鳞隐石林的成因分析. 福建地理, 14(1): 9~11.
- 杨汉奎. 1984. 黄果树区域喀斯特景观. 贵州环保科技, (Z1): 1~14.
- 袁道先, 覃嘉铭, 林玉石, 张美良, 李彬. 1999. 桂林 20 万年石笋高分辨率古环境重建. 桂林: 广西师范大学出版社.
- 张捷, 包浩生, 李春华. 1994. 福建永安石林地貌的现代生物喀斯特侵蚀营力. 山地研究, 12(3): 136~140.
- 张美良, 袁道先, 林玉石, 覃嘉铭. 2001. 贵州荔波董哥洞 3 号石笋的同位素年龄及古气候信息. 沉积学报, 19(3): 425~432.

- Adams J E, Frenzel H N. 1950. Capitan barrier reef, Texas and New Mexico. *J. Geol.*, 58: 289 ~ 312.
- Assereto R and Kendall C G. 1977. Nature, origin and classification of peritidal tepee structures and related breccias. *Sedimentology*, 24: 153 ~ 210.
- Davies G R. 1970. Algal laminated sediments, Gladstone embayment, Shark Bay, Western Australia. In: Logan B W. ed. *Carbonate Sedimentation and Environments, Shark Bay, Western Australia*. Am. Assoc. Pet. Geol. Mem., 13: 169 ~ 205.
- Evamy B. 1973. The precipitation of aragonite and its alteration to calcite on the Trucial Coast of the Persian Gulf. In: Purser B H. ed. *The Persian Gulf*. Berlin: Springer, 321 ~ 341.
- Ferguson J, Burne R V, Chambers L A. 1982. Lithification of peritidal carbonates by continental brines at Fisherman Bay, South Australia, to form megapolygon spelean limestone association. *J. Sediment. Petrol.*, 52: 1127 ~ 1147.
- Handford C R, Kendall A C, Prezbindowski D R, Dunham J B and Logan B W. 1984. Salina-margin tepees, pisoliths, and aragonite cements, Lake MacLeod, Western Australia; their significance in interpreting ancient analogs. *Geology*, 12: 523 ~ 527.
- Kendall C G St C, Warren J. 1987. A review of the origin and setting of tepees and their associated fabrics. *Sedimentology*, 34: 1007 ~ 1027.
- Newell N D, Rigby J K, Fischer A G. 1953. The Permian Reef Complex of the Guadalupe Mountains region, Texas and New Mexico. In: *A Study in Paleogeology*. San Francisco: Freeman, 1 ~ 236.
- Pratt B R, James N P, Cowan C A. 1992. Peritidal carbonates. In: Walker R G, James N P. eds. *Facies Models, Response to Sea Level Change*. St. John's, Geological Association of Canada, 303 ~ 322.
- Smith D B. 1974. Origin of tepees in Upper Permian shelf carbonate rocks of Guadalupe Mountains, New Mexico. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 58: 63 ~ 70.
- Tucker M E, Wright V P. 1990. *Carbonate Sedimentology*. Oxford: Blackwell, 1 ~ 482.
- Warren J K. 1982. The hydrological significance of Holocene tepees, stromatolites, and boxwork limestones in coastal salinas in South Australia. *J. Sediment. Petrol.*, 52: 1171 ~ 1201.

Control Action of Large Tepee Structure to Formation and Evolution of Karst Stone Forest in Tianxingqiao, Guizhou

WEN Xuefeng¹⁾, SHI Zhenhua²⁾, TIAN Mingzhong¹⁾, YANG Ruidong³⁾, YU Youyi³⁾

1) *School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing, 100083;*

2) *Geological Survey of Guizhou Province, Guiyang, 550004;*

3) *Guizhou University, Guiyang, 550025*

Abstract: In Huangguoshu—Tianxingqiao area, Anshun, Guizhou, the dolomite of the Lower Triassic Anshun Formation was widely exposed, and a contiguous Water Stone Forest was developed. The Anshun Formation was developed on the transitional zone between the Triassic deep-sea basin and platform margin where marine transgression happened frequently, and large tepee structures were well developed on the exposed surface of the ancient coastal. The feature of exposed zone in ancient carbonate rocks, firstly, resulted in cracks and holes in rocks, which was highly conducive to infiltration of precipitation and groundwater's storage and transport; and secondly, it resulted in weak structural dense rock so that rock mechanical strength decreased and joint fissures emerged easily under the action of tectonic stress, then a large number of channels were opened up for the precipitation infiltration and groundwater migration. In this paper, combining field visits and previous data, writers attempt to study the control action of the large tepee structure to the formation and evolution of karst stone forest in this area.

Key words: large tepee structure; karst stone forest; formation and evolution; control action; Tianxingqiao, Guizhou