

文章编号: 1671-1505(2015)04-0441-16 DOI: 10.7605/gdxb.2015.04.037

早成岩期喀斯特化研究新进展及意义*

谭秀成^{1 2 3} 肖 笛^{1 2} 陈景山² 李 凌^{2 3} 刘 宏^{2 3}

1 油气藏地质及开发工程国家重点实验室, 西南石油大学, 四川成都 610500

2 天然气地质四川省重点实验室, 西南石油大学, 四川成都 610500

3 中国石油碳酸盐岩重点实验室沉积-成藏研究室, 西南石油大学, 四川成都 610500

摘 要 基于四川盆地多个层位的、不同岩相的碳酸盐岩具有差异岩溶特征的发现与思考, 结合当今国外有关碳酸盐岩早成岩期喀斯特化研究进展的调研, 进行了简单的梳理与归纳。(1) 喀斯特物质基础可分为孔渗性较好的早成岩期岩石与致密的晚成岩期岩石 2 类。它们分别以基质粒间孔和裂缝作为岩溶水的输导介质, 形成所谓的非受限管道与受限管道, 从而控制了不同成岩期岩石的喀斯特形态特征, 并强调不同成岩期碳酸盐岩孔渗性控制喀斯特缝洞发育模式。(2) 重视不同地理环境对喀斯特化的影响, 按地理环境可以分为岛屿、海岸型喀斯特和大陆型喀斯特 2 类: 前者主要以与大气淡水透镜体相关的化学溶蚀为主, 发育极具识别意义的侧翼边缘溶洞, 但其影响是局部性的; 后者以地表、地下河流的机械侵蚀为主, 地下暗河沉积发育, 其影响是区域性的。(3) 重点关注目前国内涉及较少的早成岩期喀斯特的宏观与微观特征、判识标志以及溶蚀机理等研究成果。最后, 结合四川盆地古生界多个层位类似早成岩期喀斯特的发现与识别, 分析总结早成岩期喀斯特型储集层发育及分布特征, 以期今后对类似喀斯特现象的发现、识别以及相关储集层的勘探提供参考与借鉴。

关键词 喀斯特 控制因素 地理环境 溶蚀机理 识别标志

第一作者简介 谭秀成, 男, 1970 年生, 教授, 博士生导师, 主要从事储层沉积学研究。E-mail: tanxiucheng70@163.com。

中图分类号: P588.24⁺5 文献标志码: A

New advance and enlightenment of eogenetic karstification

Tan Xiucheng^{1 2 3} Xiao Di^{1 2} Chen Jingshan² Li Ling^{2 3} Liu Hong^{2 3}

1 State Key Laboratory of Oil and Gas Reservoir Geology and Exploitation, Southwest Petroleum University, Chengdu 610500, Sichuan

2 Sichuan Province Key Laboratory of Natural Gas Geology, Southwest Petroleum University, Chengdu 610500, Sichuan

3 Branch of Deposition and Accumulation, PetroChina Key Laboratory of Carbonate Reservoir, Southwest Petroleum University, Chengdu 610500, Sichuan

Abstract Based on the discovery of the karst differentiations of several carbonate layers with different lithofacies in Sichuan Basin, present research advance of eogenetic karstification abroad is collected and collated in this paper. (1) The karst host rocks can be divided into two types, namely eogenetic rock with high porosity-permeability and telogenetic rock with low porosity-permeability or with even totally compacted. The two type rocks mainly use the intergranular pores and the fracture for karst water transferring,

* “十二五”国家科技攻关重大专项(编号: 2011ZX05004-005-03)和四川省省属高校“天然气地质”科研创新团队建设计划联合资助

收稿日期: 2014-12-20 改回日期: 2015-03-25

respectively, and accordingly the so-called unconfined conduit and confined conduit develop. The whole process dominates the karst morphology of carbonate rocks during different diagenetic periods. It can be concluded that the porosity and permeability of carbonate rocks in different diagenetic periods control the development model of karst fissure and cave. (2) More attention should be given to the impact on the karstification by the geographical settings. The karstification type can be divided into island- and coastal-typed and continental typed. The former is mainly related to chemical dissolution associated with meteoric lens, developing flank margin caves which can be regarded as identification marks for island- and coastal-typed karst, but with minor influence on the whole. The latter, on the contrast, mechanically interacts with underground and surface water, with mass underground river deposition and large influence on the range and depth. (3) We follow with interest of the related latest achievements for eogenetic karst investigation, such as the macro- and micro-characteristics, identification marks, and dissolution mechanism of eogenetic karstification, which poorly reported domestically. Finally, for multiple carbonate layers found in Paleozoic are pervasively featured by likely eogenetic karst in Sichuan Basin, it analyzes and concludes the development and distribution characteristics of eogenetic karst reservoir. The results may offer reference for the discovery, recognition for the similar karst, and also the exploration of related reservoir in future.

Key words karst, controlling factor, geographical setting, dissolution mechanism, identification mark

About the first author Tan Xiucheng, born in 1970, is a professor and doctoral supervisor of Southwest Petroleum University. He is mainly engaged in reservoir sedimentology. E-mail: tanxiucheng70@163.com.

1 “早成岩期喀斯特”概念的由来

自“喀斯特(karst)”和“喀斯特化(karstification)”术语诞生以来,众多学者针对这一丰富多样的地貌、地质现象开展了大量研究。其中,大多数研究涉及的是经典喀斯特,其与重要的构造运动或海平面下降造成的大面积陆地长期暴露及与裂缝的沟通、扩溶有关;也有一些学者基于对喀斯特化主控因素的研究,发现了一些不同于“经典喀斯特”的碳酸盐岩喀斯特化现象。早在1988年, Meyers等在一篇名为《新墨西哥州密西西比灰岩的古喀斯特特征》的论文中报道了有关高孔渗性石灰岩的喀斯特化现象,并提出这种喀斯特当中溶洞的发育并非受控于裂缝、层面等,而是强调了岩性对喀斯特的控制,这与当时大多数所谓的“经典喀斯特”特征明显不同(James and Choquette, 1988)。1991年, Esteban通过归纳总结,提出了喀斯特化的“一般模式”(general model)与“加勒比模式”(Caribbean model)。实际上,一般模式就是指上述提到的“经典喀斯特”模式,由于当时对于这类喀斯特的研究较多,且相关认识及理论相对成熟,因此称为一般模式,而加勒比模式则是在

加勒比地区的岛屿、海岸带(例如巴哈马)发现的、不同于经典喀斯特的、一种受地理环境控制的喀斯特模式,当时学者们仅仅意识到这种新模式与一般模式不同,但对于其中的一些现象还没有进行过深入的了解。随后,越来越多的国外学者认识到:虽然影响喀斯特发育的因素很多,但控制喀斯特发育、展布及形态特征最本质或最关键的因素是岩溶水的流体形态,这取决于岩溶物质基础所控制的岩溶水输导介质(Loucks, 1999)。

本世纪初,许多学者针对世界范围内类似加勒比地区岛屿、海岸环境的喀斯特进行研究,并逐渐归纳总结出其发育特征和溶蚀机理。正是基于这类喀斯特研究及理论的逐渐成熟, Vacher和 Mylroie(2002)等通过对前人研究的归纳总结,首次提出了“早成岩期喀斯特(eogenetic karst)”的概念,这一新的喀斯特概念主要就是基于岩溶水输导介质以及岩溶物质基础不同而建立的,而与之对立的晚成岩期喀斯特(telogenetic karst)则类似于上述的经典喀斯特。早成岩期喀斯特即为早成岩期岩石发育的喀斯特,主要基于对现代岛屿、海岸型喀斯特的发现与研究,而晚成岩期喀斯特即为晚成岩期岩

石发育的喀斯特，则主要基于过去对大陆型喀斯特的研究。因此，对于这 2 种不同成岩期的喀斯特，除了考虑到岩溶的物质基础即早成岩期岩石与晚成岩期岩石对喀斯特控制的差异外，还应考虑到喀斯特发生的地理背景即岛屿、海岸环境与大陆环境的差异。

2 早、晚成岩期喀斯特的对比

2.1 碳酸盐岩孔渗性对喀斯特缝洞发育模式的控制

喀斯特化发生时，岩溶水的流动形态主要取决于喀斯特的物质基础，其可大致分为 2 类：早成岩期岩石（eogenetic rock）与晚成岩期岩石（telogenetic rock）。

晚成岩期岩石是指经历了深埋藏和晚成岩作用改造后抬升地表的、矿物相稳定的“成熟”碳酸盐岩，这类岩石往往较为致密，也有学者称为硬岩石（hard rock）（Grimes, 2006）。由于其岩性本身致密，只有依靠裂缝、节理以及层理面的发育为岩溶水提供流体通道；特殊情况下，也可以保存先期孔渗层作为流体通道，如四川盆地寒武系龙王庙组（金民东等，2014）。岩溶水以管流形式流动，随着时间的积累，部分裂缝逐渐形成管道，并进一步形成线性溶洞，而线性溶洞的相互交织则可形成所谓的树枝状溶洞系统（Vacher and Mylroie, 2002）。因此，晚成岩期岩石中的管道与未形成管道的裂缝共同组成了一个管道-裂缝的双孔隙介质模型（图 1）。实际上，在晚成岩期岩石缝洞系统内的洞，就是由交织的管道扩大形成的空间，而缝则是那些未形成管道的原始裂缝空间（Vacher and Mylroie, 2002）。

早成岩期岩石是指未经历过深埋藏的“未成熟或半成熟”碳酸盐岩，这类岩石往往具有较好的孔渗性，也有人称为软岩石（soft rock）（Grimes, 2006），同生沉积物就是早成岩期岩石的一个特例（Jennings, 1968）。这种岩石由于自身具有高孔渗性，可为岩溶水提供流动通道，故岩溶水早期在粒间呈漫流式流动；随着时间的积累可在局部逐渐形成管道，由此形成管道-基质粒间孔的双孔隙介质模式（Vacher and Mylroie, 2002）（图 1），并进一步形成溶洞系统。但不同的是，晚成岩期岩石中的

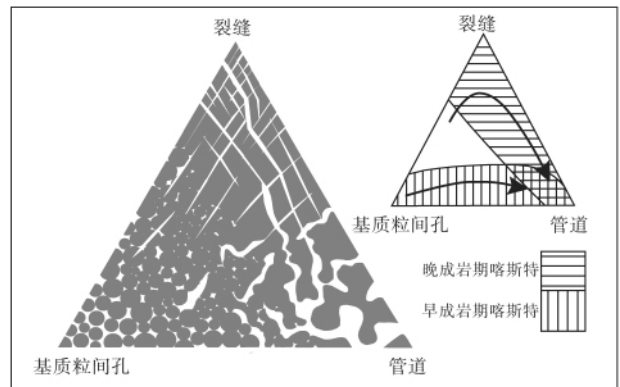


图 1 早、晚成岩期喀斯特流体通道类型及演化示意图（据 Grimes, 2006）

Fig. 1 Sketch showing types and evolution of fluid passages in eogenetic and telogenetic karst (after Grimes, 2006)

管道发育完全受到先期裂缝空间形态的限制，而早成岩期岩石中的管道则是在基质粒间孔中“随机”、无序形成的，不受上述类似的限制。因此，有学者将晚成岩期喀斯特称为“受限喀斯特（confined karst）”，早成岩期喀斯特则称为“非受限喀斯特（unconfined karst）”或“漫流喀斯特（diffuse karst）”。这 2 种不同的双孔隙介质形成的喀斯特形态特征以及水文方面均具有鲜明的差异性（Vacher and Mylroie, 2002）。

关于“管道”这一术语在国内相关喀斯特研究的文献中似乎较少出现，而在国外文献中却经常出现（Vacher and Mylroie, 2002; Grimes, 2006; Moore *et al.*, 2010）。所谓“管道”，实际上就是相对较大的溶蚀孔洞，由微裂缝（如晚成岩期岩石）或者粒间孔（如早成岩期岩石）扩溶形成，且可比作专门用于输导流体的管状通道，直径一般大于 10 mm，随着溶蚀扩大可达 0.01 ~ 10 m，从而形成所谓的“管道-溶洞”。不少国外学者做过一项水文方面的调研，研究显示在管道形成之后，岩溶水主要沿管道流动，当岩溶水补给量增大（如降雨量增大）时，晚成岩期岩石含水层的岩溶水排泄量会随之骤升，出现一个峰值，随后又快速恢复正常；而早成岩期岩石含水层则不会有如此敏锐的反应，岩溶水排泄量在相当长的一段时间内缓慢增高，且不会达到上述的峰值流量，或者理解为其更适于长期的季节性以及周期性补给量的整体变化反应。这项研究表明，在正常情况下，岩溶水体主要在管道中流动，当岩溶水补给流量大于管道的渗流

能力时,岩溶水则会向管道之外的粒间孔或裂缝渗流。孔渗支配的早成岩期喀斯特系统比裂缝支配的晚成岩期喀斯特系统具有更好的储集能力,这在很大程度上取决于基质粒间孔隙的贡献 (Florea and Vacher, 2006)。

在一份国外的报告中,统计数据显示以裂缝、层面为介质发育的喀斯特(晚成岩期岩石发育的喀斯特)占到喀斯特总数的 98%,而以粒间孔为介质发育的喀斯特(早成岩期岩石发育的喀斯特)仅占 2% (Loucks, 2009)。目前国内发现的现代喀斯特地貌如石林、峰丛、天坑地缝等几乎都与裂缝的切割、扩溶或者基岩的后期垮塌有关,包括油气方面的古喀斯特大型缝洞储集层等,均可归属于晚成岩期喀斯特范畴(朱学稳和陈伟海, 2006)。孔渗性较好的早成岩期岩石发育的喀斯特实例,主要集中在海平面相对下降期相对高地发育的礁滩的同生或准同生期暴露(张宝民和刘静江, 2009),而这种岩溶伴随产生的组构选择性溶蚀特征等,在国外学者看来还达不到“狭义”的喀斯特范畴,仅仅是一种早期的溶蚀作用。由此可见,国内学者对于这种早成岩期喀斯特以及相关溶洞系统的关注及研究实例不多。

2.2 地理环境对喀斯特化的影响

如前所述,早成岩期喀斯特与晚成岩期喀斯特分别基于对大量岛屿、海岸型喀斯特和大陆型喀斯

特的观察与研究。一般情况下,在经历了深埋藏之后再抬升至地表的晚成岩期碳酸盐岩往往就是以大陆环境形式暴露并遭受喀斯特化的,而早成岩期碳酸盐岩(包含同生沉积物)则往往以小型岛屿或者海岸环境形式暴露并遭受喀斯特化(图 2)。因此,岛屿、海岸型喀斯特与早成岩期喀斯特在某种程度上几乎是同义词,而大陆型喀斯特与晚成岩期喀斯特也同样近乎同义词。但实际上,除岩溶物质基础本身对喀斯特化控制的差异外,岛屿、海岸与大陆作为 2 种不同的地理环境,其喀斯特化的控制因素也是不同的。

严格意义上,岛屿与海岸环境是不完全相同的,最大的区别在于岛屿环境的大气淡水补给完全是原地补给,而海岸环境除了原地补给外,还有来自大陆方向的异源补给,因此海岸环境中的大气淡水补给量大,喀斯特化影响的范围及规模也较岛屿环境要相对大得多。不过,岛屿、海岸环境下的喀斯特化模式都可归纳为与大气淡水透镜体有关。大气淡水透镜体往往可比作一个水平潜流带,其内部水体往往类似于层流流动,其上部发育垂直渗流带以及表层岩溶带,在大气淡水透镜体的顶部和底部分别存在一个所谓的混合溶蚀区,顶部的混合溶蚀区是指上部垂直渗流大气水与下部水平潜流大气水的混合。这 2 种不同方向流体的混合会造成对碳酸盐不饱和并产生溶蚀作用 (Bögli, 1980),因而可形成层状孔洞;而底部的混合溶蚀区是指大气淡水

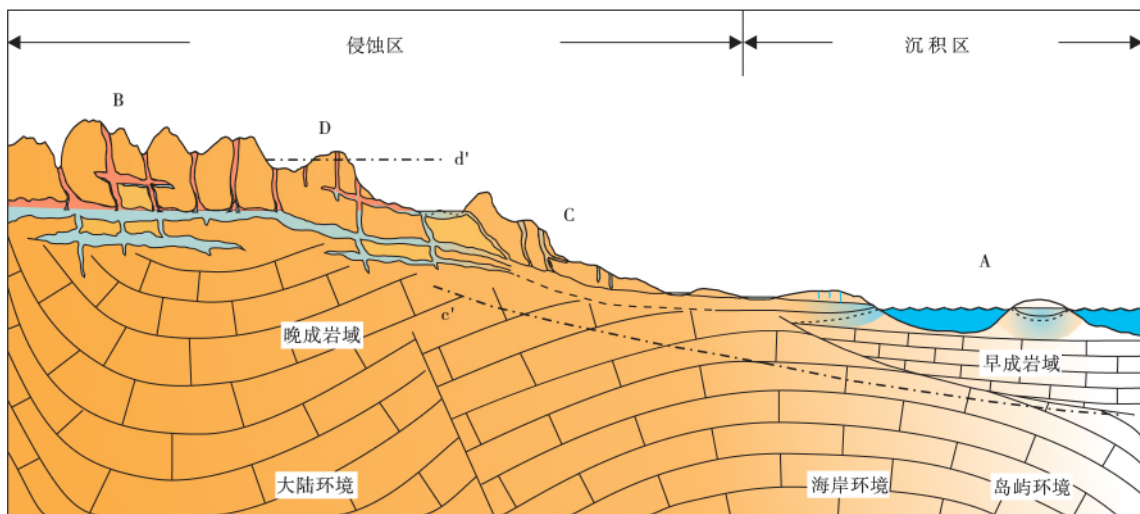


图 2 不同地理环境和不同成岩期的喀斯特分布示意图

Fig. 2 Sketch showing karst distribution in different geographic settings and diagenetic periods

A—岛屿、海岸环境早成岩期喀斯特; B—大陆环境晚成岩期喀斯特; C—大陆环境早成岩期喀斯特(早成岩域边界位于 c' 处); D—岛屿、海岸环境晚成岩期喀斯特(海平面位于 d' 处)

与海水的混合, 这2种不同性质的流体混合同样会造成碳酸盐岩的溶蚀作用 (Plummer, 1975; Smart *et al.*, 1988a, 1988b; Stoessel *et al.*, 1993; Socki *et al.*, 2002), 尤其在海岸环境, 可形成似层状孔洞 (Smart *et al.*, 2006; Baceta *et al.*, 2007)。海岛环境由于淡水补给量相对有限, 仅在透镜体边缘的泄水区发育这类溶蚀孔洞 (Mylroie and Carew, 1995)。值得一提的是, 在大气淡水透镜体的边缘由于2种混合溶蚀区的叠加效应, 往往会形成所谓的边缘侧翼溶洞。这是海岸、岛屿环境中喀斯特化最具识别意义的现象 (Mylroie and Carew, 1990, 1995)。但也有例外, 例如在巴哈马 Lizarraga Pass 附近, 裂缝发育带截断了淡水透镜体, 导致淡水无法从台地边缘泄流, 从而不发育侧翼边缘溶洞 (Whitaker and Smart, 1997, 1998)。此外, 在半干旱气候下的海岸环境中, 由于蒸发作用较强导致淡水透镜体上部的垂直渗流大气水补给不足, 因而透镜体顶部无法形成混合溶蚀效应, 从而不发育孔洞, 仅在底部的混合溶蚀区发育孔洞系统。需要指出的是, 在靠近海岸带的区域可能由于混合溶蚀效应以及潮汐泵作用更强, 因此以发育大型溶洞为特征, 溶洞边缘过渡为相对较小的海绵状孔洞, 而向内陆方面则以海绵状溶蚀带发育为特征 (Baceta *et al.*, 2007)。这种环境下遭受暴露淋滤的时间往往为短—中长期, 且目前已有报道的海岸型溶蚀最大可从海岸向内陆影响 7 ~ 12 km (Beddows, 2004; Smart *et al.*, 2006), 例如尤卡坦半岛, 也有学者将其视为大陆环境与岛屿、海岸环境之间的一种喀斯特模式类型, 总之影响范围不大, 属于局部性的(图3)。

大陆环境是指远离海岸带的内陆地区, 尤其是构造活跃的山丘地带, 该区域的喀斯特化与上述类似透镜体相关溶蚀无关, 主要受到地表、地下河流水体的高速紊流、离散流流动和侵蚀作用的显著影响, 因此明显的地下暗河沉积物往往是识别大陆环境喀斯特的重要证据之一 (Palmer, 1991)。与此同时, 大陆环境往往为区域性暴露, 岩溶影响面积较大, 且深度较深 (海拔高差大), 遭受至少长达 4 Ma 的长期地表暴露和大气降水淋滤 (Bosák, 2003), 地表形成明显的可作为层序界面的区域风化壳不整合面, 整个岩溶系统在长期的大气水循环体系作用下, 随流体势以及基准面的控制由上至下

可依次形成垂直渗流带、水平潜流带和深部缓流带 (James and Choquette, 1988), 地下流体最终汇入平原地区的地表河流、湖泊、地下含水层, 并流向广海。

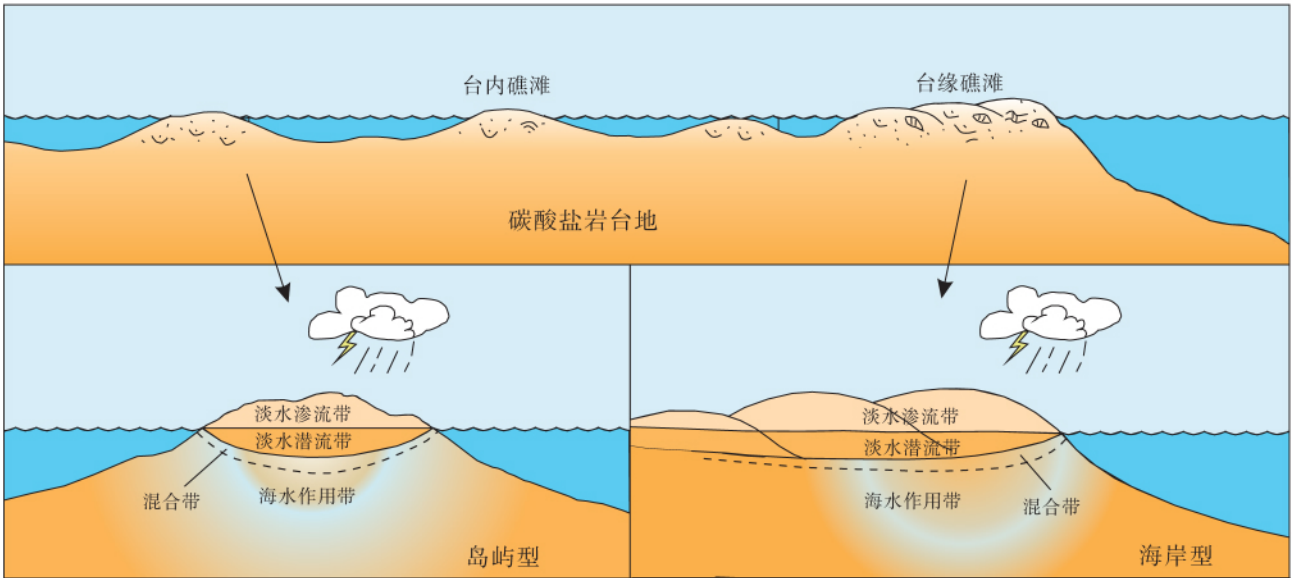
3 早成岩期喀斯特的研究进展

相对于晚成岩期喀斯特而言, 早成岩期喀斯特的系统研究要晚得多。实际上, 早在 20 世纪 70—90 年代初, 晚成岩期喀斯特被广泛称为经典喀斯特, 即大陆环境中晚成岩期岩石发育的喀斯特类型, 又称传统的大陆型喀斯特, 也有人称为硬岩石喀斯特 (hard-rock karst) (Grimes, 2006)。这些术语的涵义与国内普遍使用的表生期岩溶、风化壳岩溶、不整合面岩溶、侵蚀面岩溶大致相当 (陈景山等, 2007; 张宝民和刘静江, 2009), 其特征及控制机理等已被国内外研究者所熟识, 这里不再赘述。不过, 值得注意的是, 近来国外学者还发现了岛屿、海岸环境中晚成岩期岩石发育的喀斯特, 其中以新西兰南岛、北岛实例较为典型 (Mylroie *et al.*, 2008), 研究发现这一地区也存在侧翼边缘溶洞的发育, 但其最大的不同是侧翼边缘溶洞与大气淡水透镜体溶蚀带均受裂缝、层面发育区的控制, 溶洞系统也明显发育在具有流体输导通道的区域。

如前所述, 早成岩期喀斯特即为早成岩期碳酸盐岩发育的喀斯特类型(图3), 研究实例报道主要为岛屿、海岸型环境 (Mylroie and Carew, 1997, 2000), 也有人称为软岩石喀斯特 (soft-rock karst) 或同生喀斯特 (syngenetic karst) (Grimes, 2006), 目前鲜有古代较长时间的大陆型暴露实例。这类喀斯特正逐渐被研究者们熟识和接受。总体来看, 早成岩期喀斯特以碳酸盐岩仅经历早期成岩改造后即出露地表遭受喀斯特化为特征; 若为区域性海平面下降或总体抬升导致台地大面积暴露, 其岩溶水系的发育多受沉积地貌的控制, 并以发育岩溶台地、残丘、溶沟等岩溶地貌单元为特征。

值得指出的是, 这里所提到的同生喀斯特与国内使用的同生期岩溶并不是一个概念。从时间上看, 同生喀斯特中的“同生期”可能与国内的“准同生期”更为接近, 且同生喀斯特中非组构选择性溶蚀比较发育, 不同于国内同生期岩溶常见的组构选择性溶蚀特征。实际上, 组构选择性溶蚀作

(准) 同生期 (短期) 暴露/高水位期



准同生期、早成岩期 (中长期) 暴露/低水位期

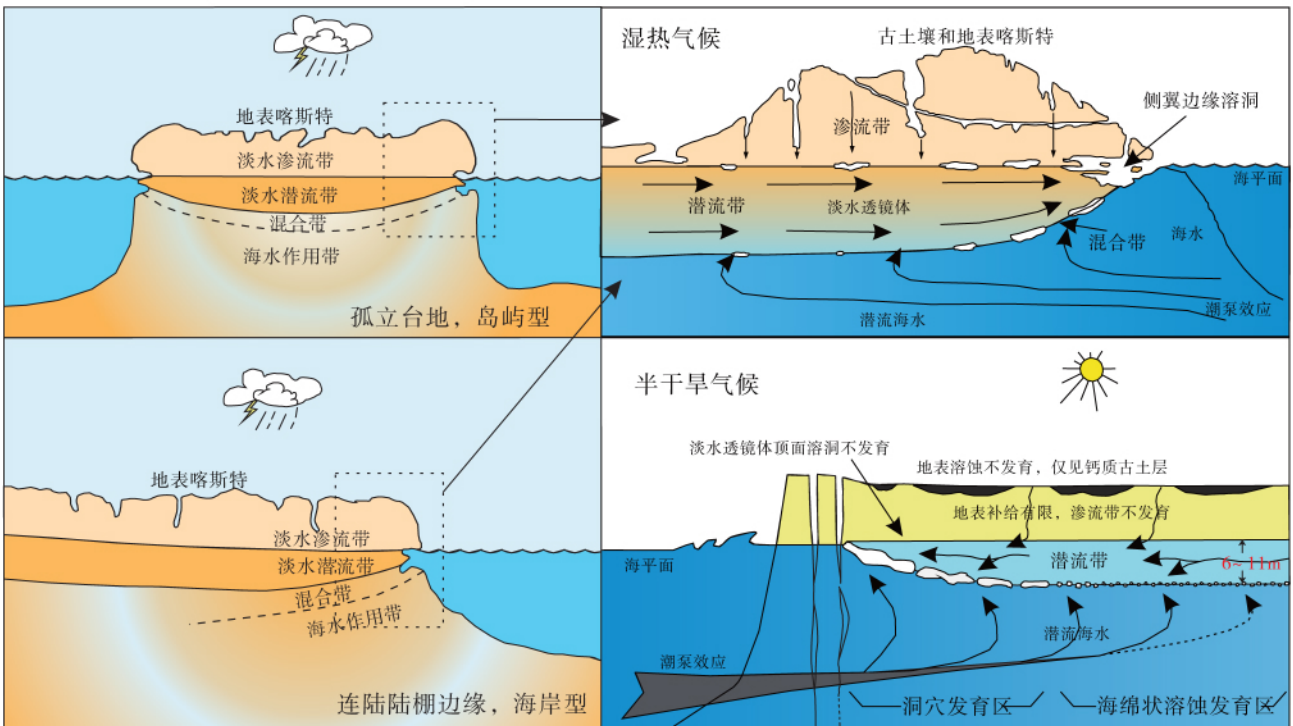


图 3 经典岛屿、海岸型喀斯特模式示意图 (据 Mylroie and Carew, 1995; Baceta et al., 2007; Moore and Wade, 2013; 有改动)

Fig. 3 Sketch showing classical karst models of island and coastal type

(modified from Mylroie and Carew, 1995; Baceta et al., 2007; Moore and Wade, 2013)

用在时间和空间上是十分局限的, 国外学者并不认为它是真正的喀斯特范畴。

3.1 早成岩期喀斯特的溶蚀机理

目前, 早成岩期喀斯特的溶蚀机理主要是基于对现代早成岩期喀斯特的研究, 结果显示, 除了大

型的、如人可以进出的洞穴外, 洞穴的周缘以及规模相对小一些的溶洞系统常表现为蜂窝状、海绵状等类似形态特征(图 4)。实际上, 这与孔渗性碳酸盐岩的内部结构对岩溶水流动形态的控制关系密切, 即岩溶水在孔渗性碳酸盐岩内部整体呈漫流溶蚀, 因此在三维空间里形成相对非受限的、均匀的

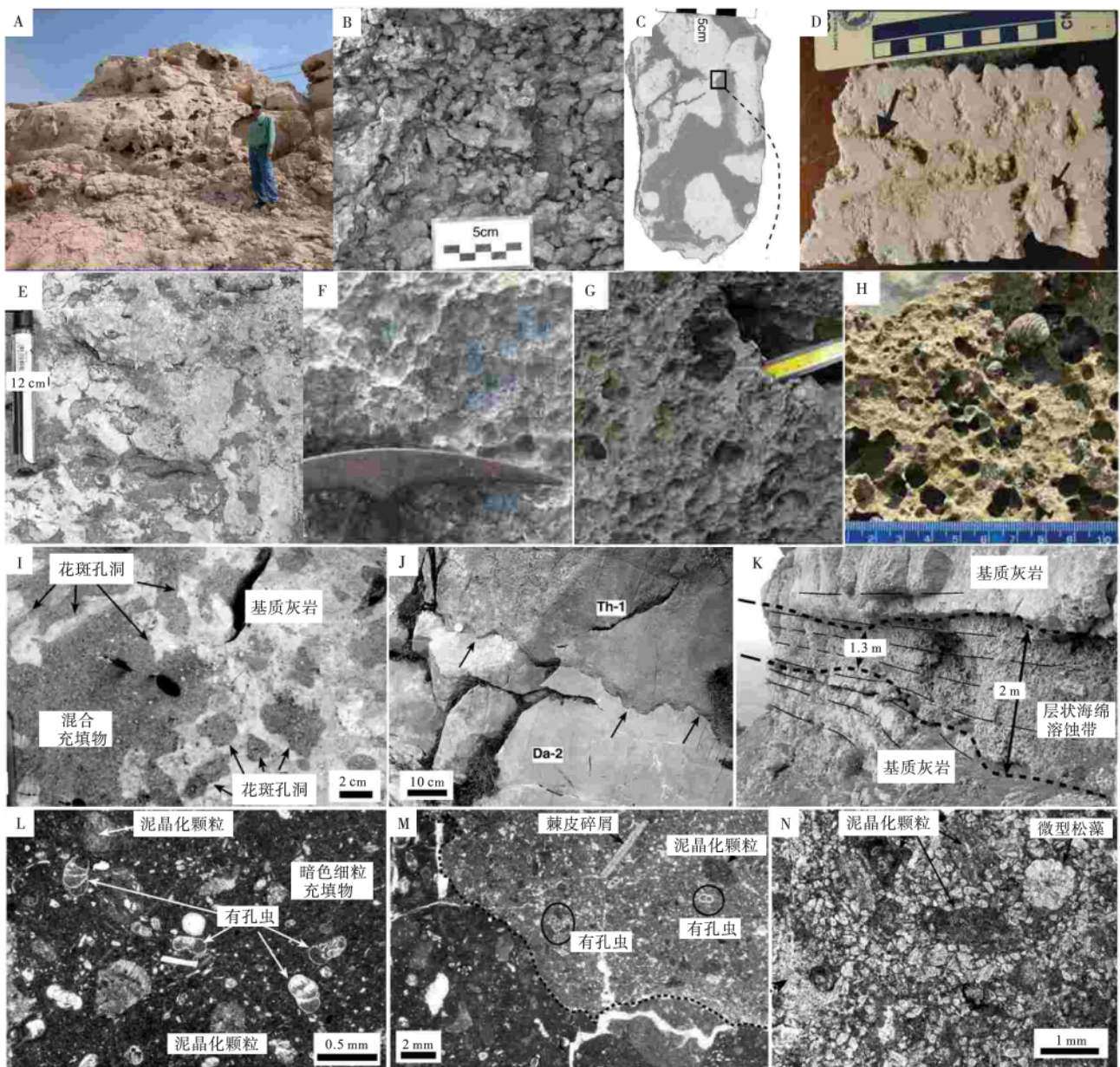


图 4 国外早成岩期喀斯特宏观与微观特征

Fig. 4 Macroscopic and microcosmic characteristics of eogenetic karst from abroad

A—蜂窝、海绵状溶蚀孔洞形态，美国新墨西哥州，野外剖面；B—海绵状溶蚀形态，孔洞直径 1 ~ 2 cm，西班牙瓦纳拉，野外剖面；C—海绵状溶蚀特征，浅色为基岩，暗色为充填物，西班牙瓦纳拉，岩心光面；D—早成岩期岩石含水层中的孔洞形态，有学者解释为生物活动形成的遗迹，佛罗里达，岩心；E—海绵状溶蚀形态，充填物为自形泥晶方解石晶体西班牙瓦纳拉，野外剖面；F—早成岩期岩石溶蚀早期的表面形态，马里亚纳群岛，野外剖面；G—早成岩期岩石的溶蚀表面形态，发育小型凹槽特征，关岛，野外剖面；H—早成岩期岩石遭受较强溶蚀形成复杂的蜂窝状形态，可能还存在生物作用的影响，波多黎各，野外剖面；I—蜂窝状、海绵状孔洞形态，西班牙瓦纳拉，野外剖面；J—早成岩期喀斯特顶部假整合风化面，呈不规则凹凸形态，西班牙瓦纳拉，野外剖面；K—层控型海绵状溶蚀带，西班牙瓦纳拉，野外剖面；L—海绵溶洞内的混合充填物，包括泥晶、微亮晶化的颗粒、生屑碎片、碳酸盐岩砂、泥等，西班牙瓦纳拉，单偏光；M—图 4 - C 中方框内部分微观照片，混合充填物中可见有孔虫、棘皮碎片以及泥晶化颗粒，西班牙瓦纳拉，单偏光；N—基质岩颗粒溶蚀离解高度泥晶化，粒间孔内充填碳酸盐岩砂、泥，西班牙瓦纳拉，单偏光。A 据 Meyers 等，1988；B、C、E、I - N 据 Baceta 等，2007；D 据 Cunningham 等，2009；F-H 据 Lacey 和 Myroie，2013

网状管道。当然,若孔渗性碳酸盐岩中具有先期存在的微裂缝或管道,依然会优先沿着这些优势通道扩溶,而溶蚀扩大的网状管道与它们之间具有微观粒间孔的基岩在空间上交织分布,从而在一个横截面上呈现出蜂窝状、海绵状溶蚀形态。

近来国外学者对于致密晚成岩期碳酸盐岩中管道扩溶的研究与分析,主要是基于流经管道的岩溶水中 Ca^{2+} 浓度的增加来反映管道周缘致密碳酸盐岩的溶蚀 (Grasso and Jeannin, 2002; Grasso *et al.*, 2003)。然而,在孔渗性较好的早成岩期碳酸盐岩中,管道扩溶机理与过程要复杂得多,上述针对致密岩性中受限管道扩溶的研究方法并不适用。目前已有研究证实,早成岩期碳酸盐岩中管道的扩溶与管道内外的水头压力差(液压差)有关 (Martin *et al.*, 2006)。如前所述,在一次较大岩溶水补给之后可理解为相对贫水期,此时基质粒间孔内的液压要大于管道内的液压,因此基质粒间孔中相对饱和碳酸钙的岩溶水会进入管道,造成管道内流体 Ca^{2+} 浓度升高,但这时管道内流体 Ca^{2+} 浓度升高的现象并不能如晚成岩期岩石那样反映管道周缘岩石的溶蚀,恰恰相反,从基质粒间孔流入管道的岩溶水会妨碍贫水期补给量少且不饱和碳酸钙的岩溶水与管道围岩接触,从而导致管道围岩溶蚀的停滞。当岩溶水补给量较大时,管道内、外水力梯度反转,管道内的液压大于基质粒间孔的液压,这时未饱和的岩溶水由管道进入基质粒间孔并对管道周缘的岩石进行溶蚀。在这一过程中,管道围岩逐渐溶蚀离解并沿管道周缘形成 1 圈“易碎晕 (friable halo)”,这种“易碎晕”结构往往是弱固结或不稳定的,因此更容易遭受岩溶水的化学溶蚀以及岩溶水搬运沉积物过程中产生的机械侵蚀作用,从而导致管道的扩溶以及不规则孔洞、海绵状溶洞的发育。与此同时,正是由于早成岩期碳酸盐岩中管道的扩溶与管道内外的液压差有关,因此在相对贫水期管道的扩溶是几乎停滞的,这也导致早成岩期喀斯特管道的扩溶过程具有不连续性或幕式的特征。据国外学者多年的跟踪研究,发现其中只有 30% 的时间管道发生扩溶 (Moore *et al.*, 2010),这与晚成岩期喀斯特中几乎连续的管道扩溶过程及其特征明显不同。不过,需要补充说明的是,由于岛屿、近海岸带的生物作用十分活跃,因此有人提出蜂窝状溶洞的形成往往还具有生物扰动的影响

(图 4-D) (Cunningham *et al.*, 2009)。

3.2 早成岩期喀斯特以多层溶洞发育为特征

早成岩期喀斯特可分为岛屿—海岸型与大陆型,其中大陆型实例仅美国佛罗里达地区近地表 Biscayne 含水层喀斯特 (Fish and Stewart, 1991; Moore *et al.*, 2010),而岛屿—海岸型实例数量多且研究深入。国外学者总结了不同地区现代岛屿、海岸环境下早成岩期喀斯特中常见的几种溶洞形成模式:(1) 地表淋滤带次生孔洞的发育;(2) 大气淡水透镜体顶、底部次生孔洞的发育,尤其当大气淡水透镜体顶部孔洞与上覆地表淋滤带孔洞位置相近而叠加时,如巴哈马地区发育的所谓“蓝洞”;(3) 侧翼边缘溶洞;(4) “流洞 (stream cave)”,指沿孔渗性岩石与下伏致密或低孔渗性岩石界面发育的溶洞,往往出现在渗流带,或终止于潜流带顶部;(5) 沿裂缝—管道扩溶形成的线性溶洞系统。在这 5 种溶洞形成模式中,仅第 5 种溶洞是受先期裂缝形态控制的,与晚成岩期喀斯特溶洞形成模式相同,即“受限喀斯特”,而前 4 种溶洞的形成则不受这种限制,属于“非受限喀斯特”。岛屿—海岸型暴露多层溶洞的发育受控于海平面位置 and 变化以及大气水和海水的相互作用,可由于地下水活动特点而在大气水透镜体顶部形成淡水溶蚀的似层状溶洞;也可在大气淡水透镜体与海水的混合区因饱和度的变化而溶蚀形成似层状溶洞。若有海平面多期升降叠合的影响,则可形成多层似层状溶洞,但这类溶洞向陆方向延伸不远,难以解释台地大面积暴露情况的层状溶洞的发育。

有限的研究报道表明,在厚层的碳酸盐岩地层沉积后,由于总体抬升或区域性海平面下降而使台地处在大面积暴露的背景下时,在台地内部可广泛发育受岩性岩相控制的层状溶洞 (Cunningham and Florea, 2009)。这类溶洞的发育显然不属于岛屿—海岸型的范畴,而是受岩相控制的多层溶洞。分析认为其可能受多级海平面下降、台地水体变浅而发育的高能颗粒滩等形成的高渗层控制,台地内部海平面相对下降期形成高渗层多具有发育层位稳定、横向连续性较差的似层状特点,高频海平面升降变化使这类高能颗粒岩构成的高渗层在纵向上呈多旋回叠置,为地下水沿高渗层多层漫流流动提供了基础条件。若台地大面积暴露是由构造总体抬升引起

的,也可能伴以断裂-裂缝系统作为地下水纵向通道,使地下水可同时进入多个高渗层漫流流动,从而发育多层溶洞系统。

3.3 早成岩期喀斯特特征及识别标志

早成岩期喀斯特典型的古代实例主要有西班牙北部瓦纳拉地区阿尔巴萨—安迪亚高原古新统丹尼阶灰岩古喀斯特 (Baceta *et al.*, 2007)、美国新墨西哥州密西西比系灰岩古喀斯特 (Meyers, 1988) 以及伊拉克米桑油田 Mishrif 组灰岩古喀斯特等。通过对现代、古代早成岩期喀斯特对比研究,笔者大致总结归纳了早成岩期喀斯特发育特征及识别标志: (1) 早成岩期喀斯特发生的成岩阶段可从同沉积期至浅埋藏期后暴露不等,形成岛屿—海岸型喀斯特,甚至也可形成台地整体抬升暴露的大陆型喀斯特,在喀斯特顶部往往会形成假整合风化面 (图 4-J); (2) 早成岩期喀斯特发育在具有较好孔渗性的岩石中,受到明显的岩性岩相控制,具有相控\层控特征 (图 4-K),溶蚀孔洞往往呈现出花斑状和蜂窝状形态,并发育于洞穴周缘; (3) 古喀斯特中的孔洞多被充填,充填物中含有大量基岩溶蚀离解、离散形成的颗粒和生物碎屑,并与碳酸盐岩砂、泥混合充填 (图 4-L, 4-M),溶蚀孔洞与围岩界面模糊,往往呈渐变过渡特征,并发育所谓“易碎晕”特征; (4) 在显微镜下,溶蚀离解的以及破碎、白堊化的颗粒和生物碎屑组呈现出泥晶、微亮晶特征 (图 4-L, 4-M, 4-N),对于这一现象目前还没有确切的相关成因解释,但确实是广泛且客观存在的。以上这些特征在晚成岩期喀斯特中尚未见到。此外,通过对已报道的现代与古代喀斯特实例分析统计,发现几乎所有的晚成岩期喀斯特都具有明显的垮塌角砾沉积 (Palmer, 1991),而早成岩期喀斯特中则发育较差,这可能是由于早成岩期喀斯特溶蚀过程具不连续性,相对缓慢,且以化学溶蚀过程的逐渐离解、离散为特征,发育的溶洞规模也较晚成岩期喀斯特小得多,更容易被离散的碳酸盐岩砂及时充填所致。

4 实例: 四川盆地类似早成岩期喀斯特

4.1 发现与识别

四川盆地古生代发育多套海相碳酸盐岩,在多

期次区域构造运动影响下,曾分别抬升出露地表遭受表生岩溶改造,形成多套岩溶型储集层 (例如,陈学时等, 2004; 罗冰等, 2010; 张兵等, 2011; 肖笛等, 2014)。研究表明,上震旦统灯影组、下寒武统龙王庙组、上二叠统长兴组以及中二叠统栖霞组和茅口组等海相碳酸盐岩的喀斯特特征有别于已有报道的经典喀斯特特征,尤其表现在岩性岩相对喀斯特作用的控制和溶蚀孔洞的发育明显受孔渗性碳酸盐岩 (如高能颗粒岩) 的控制方面。其中,灯影组、长兴组、栖霞组、茅口组皆为沉积后不久就较长时间暴露 (李凤杰和陈荣林, 2008; 罗冰等, 2010; 肖笛等, 2014; 刘宏等, 2015), 现今残余地层在暴露时的埋深一般小于 500 m (考虑剥蚀地层厚度), 根据碳酸盐岩成岩环境和成岩阶段划分标准应划归早成岩阶段; 而龙王庙组的碳酸盐岩虽然经历了中—深埋藏成岩作用后出露地表发生喀斯特化,但其颗粒云岩依然具有相对高的孔渗性,其特征可归于类似具高孔渗性的喀斯特类型。

下寒武统龙王庙组颗粒云岩中的岩溶形态特征鲜明,可识别出花斑针孔型 (图 5-A)、花斑溶洞型 (图 5-B) 等不同的溶蚀—充填形态,并显示出一种由弱到强的溶蚀作用过程。在靠近古隆起核部区域,由于岩溶水的直接补给导致溶蚀程度相对较高,加之溶蚀时间的积累,粒间孔隙被不断扩溶变大,往往呈现出花斑型溶洞特征 (图 5-B); 而远离古隆起核部区域由于岩溶水的补给有限以及岩溶水的溶蚀能力已经基本耗竭,溶蚀—充填形态欠发育,以弱溶蚀的花斑针孔型 (图 5-A) 和欠溶蚀的原生针孔型为主 (金民东等, 2014)。灯影组砂屑云岩和藻凝块 (粘结) 云岩、长兴组颗粒云岩、茅口组颗粒灰岩以及栖霞组豹斑云岩同样呈现出不规则的、大小不一的花斑状溶蚀—充填特征 (图 5-C, 5-D, 5-E, 5-F, 5-G)。在茅口组颗粒灰岩的岩心中可识别出 3 种不同的溶蚀—充填现象,分别称为基岩带、半离解带和混合充填带,并表现出基岩带—半离解带—混合充填带的渐变过程。由基岩向溶洞方向呈现出基岩逐渐离散并被溶蚀殆尽的特征 (图 6-A), 其中半离解带内可见灰白色离散型粒状基岩组构间被黑色碳质泥充填,这与前述早成岩期喀斯特中岩溶管道周缘发育的“易碎晕”特征十分相似。在灯影组、龙王庙组、栖霞组、茅口组的一些岩心薄片,镜下均可

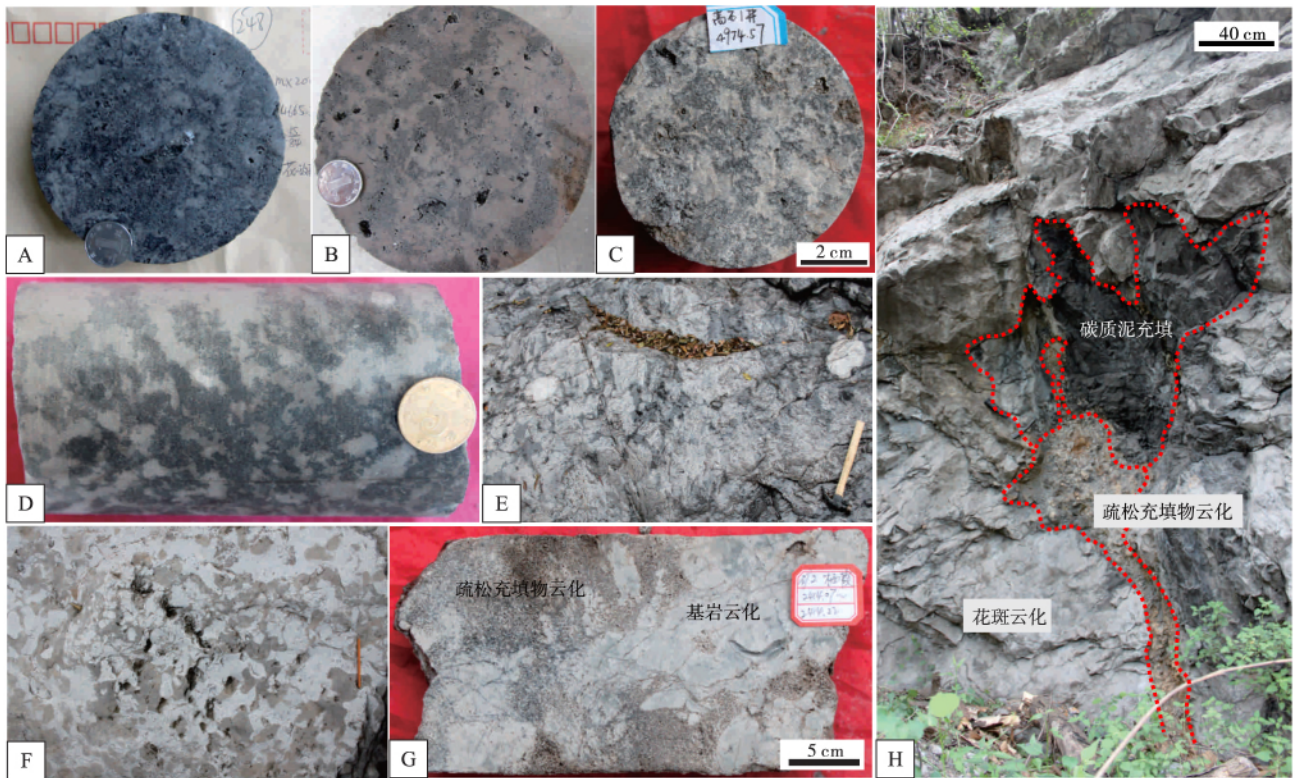


图 5 四川盆地具孔渗性岩石喀斯特（早成岩期喀斯特）及储集岩宏微观特征（一）

Fig. 5 Macroscopic and microcosmic characteristics of eogenetic karst and its reservoir rock in Sichuan Basin (I)

A—花斑针孔型砂屑云岩，磨溪 204 井，4665.54 m，龙王庙组，岩心；B—花斑溶洞型砂屑云岩，磨溪 20 井，4612.76 m，龙王庙组，岩心；C—砂屑云岩发育花斑状溶蚀，偶见针孔、溶洞，高石 1 井，4974.57 m，灯影组，岩心；D—颗粒云岩发育花斑状溶蚀，天东 74 井，4117.5 m，长兴组，岩心；E—花斑状溶蚀—充填形态，溶洞混合充填物呈暗色，茅口组，川西北车家坝剖面；F—花斑状或海绵状溶蚀—充填形态，豹斑灰（云）岩，栖霞组，川西北车家坝剖面；G—花斑状溶洞被疏松碳酸盐岩砂、泥等充填，充填物与基岩均云化，矿 2 井，2414.14 m，栖霞组，岩心光面；H—断裂系统周缘发育花斑状云化，向远端云化程度减弱，茅口组，川东涪陵老黄仝剖面

观察到颗粒组构逐渐被溶蚀、离解，形成破碎的颗粒碎屑并与早期胶结物一起呈现出泥晶、微亮晶特征(图 6-D, 6-E, 6-F, 6-G, 6-H)。大气淡水的溶蚀不仅表现为沿高孔渗基岩进行，也可能沿早期发育的断裂—裂缝发育，形成“缝控洞”的模式，而在溶洞的周缘则可发育“豹斑状”岩溶系统(图 5-H)。这些特征与前述早成岩期喀斯特的微观溶蚀特征也很相似，表现出孔渗性较好的早成岩期岩石的溶蚀特征。相反，致密碳酸盐岩的岩溶欠发育，仅见沿微裂缝、层面扩溶的小型溶缝，表现出类似于致密的晚成岩期岩石的溶蚀特征。在所研究的这些古生界层段中，孔渗性较好的滩相颗粒岩与致密的低能泥晶岩这 2 种岩类一般呈多旋回交互叠置产出。在这种明显的岩性差异的控制下，这 2 种岩类形成不同的溶蚀—充填特征，即表现出相控或层控喀斯特特征(图 6-B, 6-C)，

因此暂且将其称为层控型喀斯特。

近年来，一些国内学者通过对中国南方现代喀斯特地貌的深入考察研究，也逐步关注到类似具孔渗性岩石的喀斯特现象（戎昆方等，2009）。如大型洞穴往往具有岩性岩相的选择性，主要发育在具颗粒组构的岩石当中，而早期学者往往都是以水对“整个”岩石（岩体）的总体作用为出发点，而忽视了岩石内部结构、构造的多样性，尤其是具有颗粒组构的颗粒岩类，其颗粒内部、颗粒与颗粒之间存在着复杂多样的孔隙与微裂缝等，将这些原生显微结构、构造，放在与肉眼可见的断层、节理、裂缝、层面等等重要的位置上来进行思考，可能会在岩溶孔隙成因机理等研究中得到全新的观念与认识。这种大型洞穴的岩性选择性是否也可解释为早、晚成岩期喀斯特的叠合改造？或者说早成岩期层控型溶洞系统发育后，再埋藏经历晚成岩期后抬

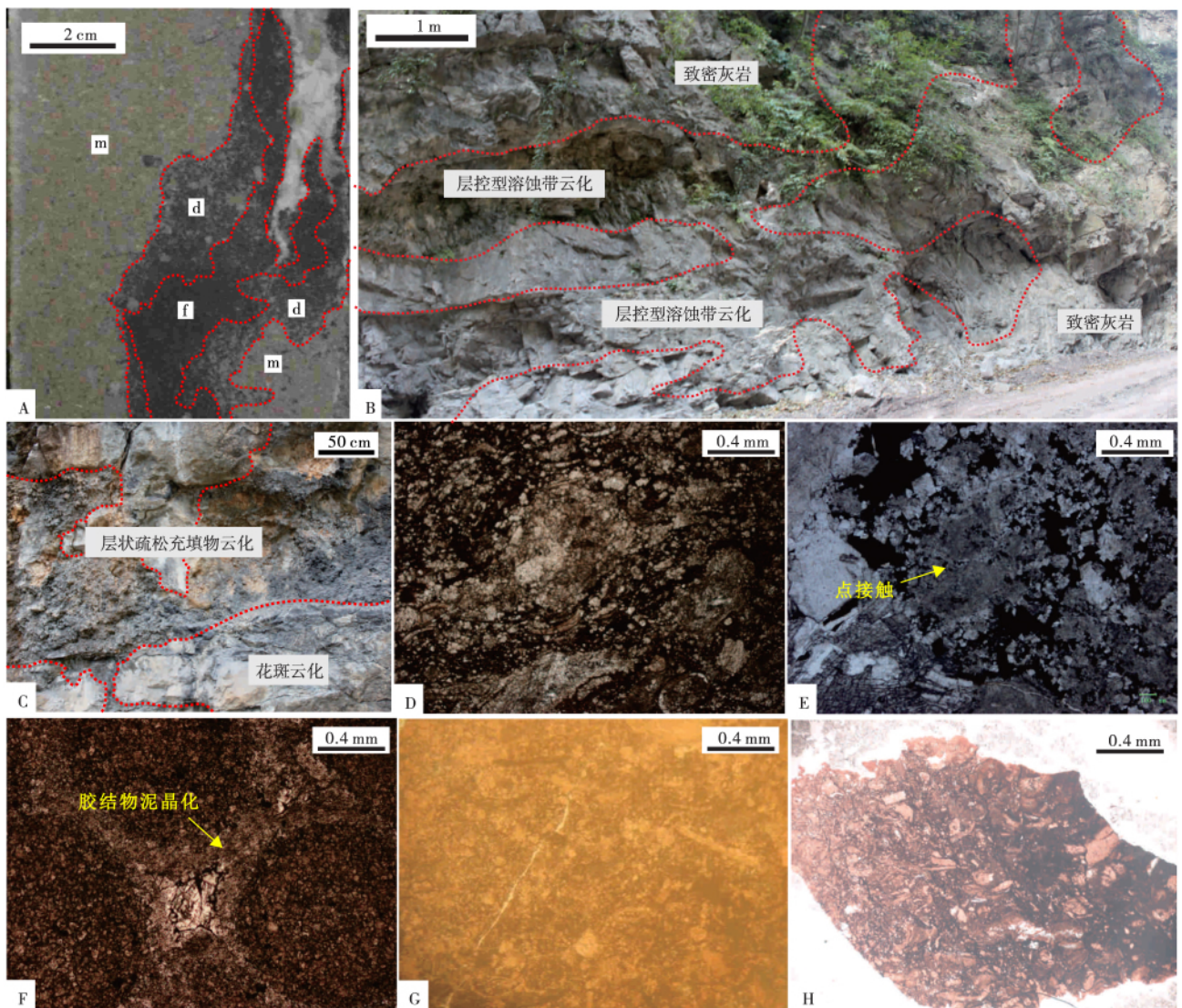


图 6 四川盆地具孔渗性岩石喀斯特（早成岩期喀斯特）及储集岩宏观特征（二）

Fig. 6 Macroscopic and microcosmic characteristics of eogenetic karst and its reservoir rock in Sichuan Basin (II)

A—颗粒灰岩中由管道—溶洞外部向内部可划分为 3 个溶蚀—充填带：m 为基岩带，d 为半离解带，f 为混合充填带，镇 1 井，2374 m，茅口组，岩心光面；B—层控/相控溶蚀带，栖霞组，川西北车家坝剖面；C—层状疏松充填物云化，周缘发育花斑状云化，茅口组，川东涪陵老黄仟剖面；D—视域中心可见残余基岩颗粒组分，沿其周缘溶蚀并离解成泥晶、微亮晶，视域内可见溶蚀破裂后完整性不一的生屑碎片，隆 40 井，2154.58 m，茅口组，单偏光；E—视域中心可见相邻颗粒呈点接触关系，颗粒与胶结物被溶蚀离解呈白泥化或泥晶状，孔隙被黑色沥青充填，威阳 17 井，1754.33 m，茅口组，单偏光；F—针孔型鲕粒云岩，粒间孔被粒状白云石全充填，岩溶水漫流导致鲕粒、胶结物泥晶化，磨溪 21 井，4665.27 m，龙王庙组，单偏光；G—离解的碳酸盐岩碎屑呈微亮晶、泥晶化，与碳酸盐岩砂泥等混合充填，龙 004-x1 井，6170 m，茅口组，单偏光；H—离解的碳酸盐岩及生物碎屑与碳酸盐岩砂泥等混合充填，双探 1 井，栖霞组，单偏光

升暴露，先期的层状孔渗系统作为地下水通道，从而形成似层状分布的大型溶洞系统？中国塔里木奥陶系的大型似层状溶洞系统的发育机理是否具有这种特征值得进一步深入研究。

4.2 储集层典型特征

勘探表明，四川盆地灯影组、龙王庙组、栖霞

组等多套海相碳酸盐岩均是极好的天然气储集层，并获得了可观的效益。这些储集层多属于早成岩期喀斯特型储集层，或者如龙王庙组具有类似于早成岩期岩石的层状孔渗层作为地下水的通道，但其储集层响应特征明显与传统喀斯特储集层有别，主要表现在以下几方面：

- 1) 特征的小型花斑或豹斑状储集层。

早成岩期喀斯特型储集层发育一类特殊的小型花斑状或豹斑状储集层(图 5-A, 5-B, 5-C, 5-D, 5-E, 5-F, 5-G)。其中豹斑状溶洞系统混合充填疏松碳酸盐岩砂等形成暗色斑块, 碳酸盐岩砂间孔隙是主要的储集空间, 其良好的储集性能可能是再埋藏过程中围岩支撑了地静压力, 而使充填物间孔隙得以保存。浅色斑块主要由围岩构成, 其储集性能较差, 其储集空间以粒间孔为主。豹斑状溶洞系统在小尺度上非均质性极强, 但从其是受大气水影响溶蚀成因、理论上在三维的大尺度上是相互连通的或者说在大尺度上可作为均质体考虑(金民东等, 2014), 研究这种特殊的储集层的非均质性是没有意义的。如川中龙王庙组无论是小岩样还是全直径取心测试的物性皆不能很好地解释测试产能(表 1), 也说明这类储集层在溶蚀流体来源方向上是连通的。豹斑状溶洞系统可作为后期热液的输导体系, 形成豹斑状云质灰岩(图 5-F) 和埋藏溶蚀(图 6-D), 并且溶洞中疏松碳酸盐岩砂充填物云化后白云石呈自形、晶间(溶)孔发育(图 7-A)。围岩或者不云化(图 5-F), 或者云化后白云石呈他形镶嵌状(图 7-B, 7-C); 致密围岩云化后储集性能极差, 或者见残余粒间孔(图 7-B)。

2) 层状溶洞系统多为离解的碳酸盐岩砂和砾充填, 溶洞多为小型充填残余溶洞。

受海平面升降变化的影响, 碳酸盐岩台地内沉积物在海平面下降期, 多以发育多旋回叠置、层位稳定的似层状颗粒滩沉积为特征。在早成岩期, 这些颗粒滩构成的层状孔渗层与断裂—裂缝系统共同控制地下水的活动, 形成同期多层的相控岩溶系统

(图 6-B, 6-C)。由于地下水浸润影响疏松的高渗层, 致使颗粒因侵蚀剥离而极易离散, 叠合高渗层垮塌的影响, 使层状溶洞系统极易为离解的碳酸盐岩砂、砾和异源物质混合充填, 结果可残余一些较小的溶洞(图 6-B)。受再埋藏过程中的成岩改造, 疏松碳酸盐岩砂、砾充填的层状溶洞系统也极易受埋藏热液的叠合影响, 形成沿岩溶系统的白云岩化(图 6-B) 或者埋藏溶蚀的优化改造。结果使半—全充填的溶洞系统和围岩的储集性能差异颇大, 甚至仅充填的溶洞系统方可发育为优质储集层(图 6-B, 6-C)。充填的岩溶系统的储集空间类型也以碳酸盐岩砂间(溶蚀)孔隙和充填残余溶洞为主; 若已云化, 则以晶间(溶)孔和小型溶洞为主(图 6-B, 6-C)。鉴于溶洞系统的这种充填特征, 这类储集层在钻井过程中井漏、放空频率和钻具放空量较经典喀斯特储集层要低, 如川中灯影组与川南茅口组的放空频率分别不到 10% 和 7%, 放空高度也十分有限, 大多数为 0.2~0.3 m(图 8)。

3) 岩溶高地和岩溶斜坡皆为喀斯特储集层发育的有利区。

由于多旋回叠置的孔渗层及早期断裂—裂缝的叠合影响, 使台地大面积暴露时的地下水文体系极其复杂, 只要存在地下水的输导体系, 皆会存在极其发育的喀斯特作用。如前所述, 早成岩期台地大面积暴露, 地表水的流动与汇聚多受沉积古地貌的控制, 岩溶高地往往是沉积期地貌高地或者为大型继承性发育古隆起(如四川盆地的泸州—开江印支古隆起和乐山—龙女寺加里东古隆起)(金民东等, 2014), 其高能(丘)滩构成的高渗层在纵向

表 1 川中龙王庙组取心井单井储集层厚度、储渗性能及测试产能统计

Table 1 Statistics of reservoir thickness, porosity and permeability, test deliverability of coring wells of the Longwangmiao Formation in central Sichuan Basin

井位	储集层厚度 /m	孔隙度/%		渗透率/ $10^{-3} \mu\text{m}^2$			储能系数 ($H \times \varphi$)	测试产能 / $10^4 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$
		范围	平均值	范围	平均值	数目		
磨溪12井	37.46	0.5~11.3	3.48	0.006~369	4.4	145	2.79	116.77
磨溪13井	34.3	0.63~10.09	3.78	0.001~136.1	6.59	95	1.76	128.84
磨溪16井	21.4	0.27~5.53	2.15	0.0001~2.47	0.2	56	1.99	11.47
磨溪17井	37.98	1.45~12.11	4.55	0.001~177	2.72	117	2.21	53.2
磨溪19井	23.71	0.55~8.34	4.12	0.0001~34.6	1.11	77	1.78	11.45
磨溪21井	16.35	0.88~5.95	3.17	0.0007~4.06	0.26	49	0.59	7.27
磨溪202井	29.1	0.42~9.3	3.41	0.0001~113	0.55	113	1.95	30.32
磨溪204井	33.66	0.51~18.48	4.93	0.001~207	14.5	91	3	115.62
磨溪205井	7.87	1.54~6.2	2.71	0.0001~14.2	1.65	27	1.25	116.87

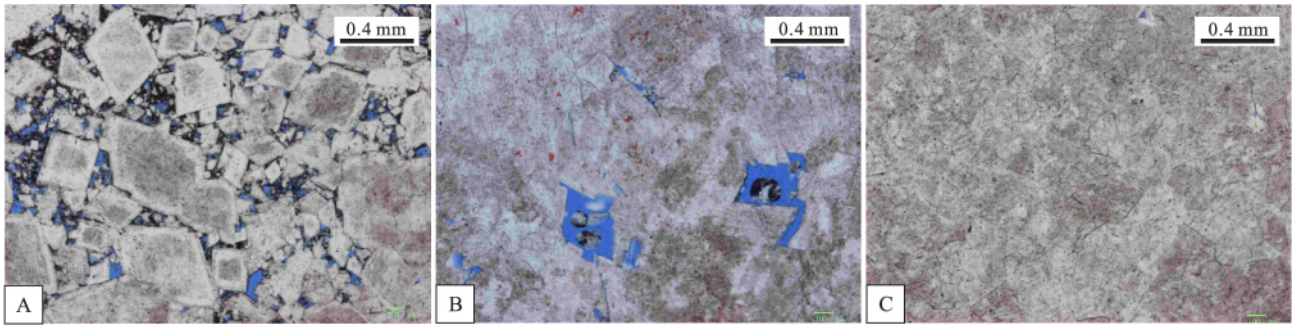


图 7 川西北矿 2 井栖霞组白云岩镜下特征

Fig. 7 Microscopic features of dolostones of the Qixia Formation from Well Kuang2 in northwestern Sichuan Basin

A—喀斯特孔洞内疏松充填物云化，晶粒较自形，孔渗性最好，2441 m；B—残余颗粒云岩，晶粒化强烈，粒间孔孤立，2452.23 m；C—泥晶岩类云化，晶粒呈他形，致密，2442.16 m

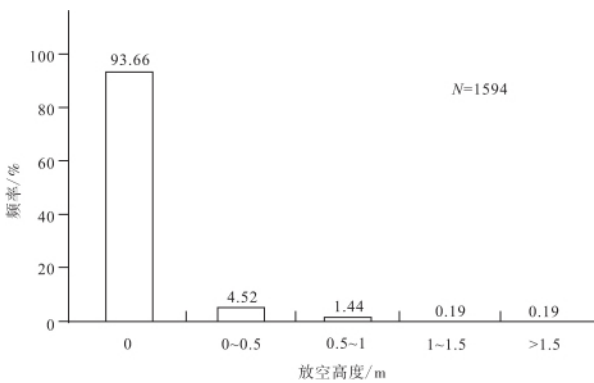


图 8 川南茅口组放空频率与放空量统计

Fig. 8 Statistics of relief frequency and height of the Maokou Formation in southern Sichuan Basin

上的发育频率和规模以及横向延伸规模皆较大，形成暴露时的透水层和区域地下水活动层，淡水改造的结果也会使岩溶高地喀斯特作用极其发育，从而形成了储集层在岩溶高地和斜坡皆发育的特点，这在蜀南地区中二叠统茅口组的勘探实践中也已证实(肖笛等，2014)。

4.3 油气勘探意义

综上所述，早成岩期喀斯特储集层在钻录井、测井以及岩心物性上均难以真实、全面地反映其地下喀斯特系统的实际储集能力，而以充填为主的溶洞系统也给储集层地球物理预测增加了难度。但这类储集层的识别及发育特点可为勘探提供如下的思路和借鉴。

1) 微观识别标志的建立可降低钻探成本。

在川西地区，中二叠统栖霞组和茅口组埋深一般在 6000 m 左右，取心过程中带来的工程风险

大，况且并非部署井位都能准确预测和钻遇主溶洞系统，因而如何利用宝贵的测录井资料有效识别这类喀斯特储集层的存在至关重要。如川西北部地区的双探 1 井与龙 004-x1 井茅口组的储集层测井响应不明显(图 9)，对于是否开展试油工作争议颇大。通过前述建立的这类溶洞系统具非沉积成因的混合杂乱充填的微观识别标志，在岩屑薄片发现了这类早成岩期喀斯特改造产物(豹斑状溶洞系统充填物)(图 6-G, 6-H)，并认为该井可能钻遇了溶洞系统的边缘，可通过酸化、压裂沟通该井段附近的主溶洞系统，结果均试获超过 $100 \times 10^4 \text{ m}^3$ 的高产工业气流，成为早成岩期喀斯特储集层预测与勘探的典型成功案例。

2) 重视广大台内地区的岩溶高地和岩溶台地的勘探，尤其是古隆起背景下的岩溶高地。

与过去认识的传统晚成岩期喀斯特储集层往往集中发育于喀斯特斜坡的特征明显不同，这类喀斯特储集层只要具先期孔渗性的岩性岩相发育，加之断裂系统的沟通，不论喀斯特台地、斜坡均可以发育多层有利于天然气储集的层状喀斯特并形成储集层(肖笛等，2014)，四川南部地区茅口组和长兴组的勘探结果也证实了岩溶高地极具勘探价值(罗冰等，2010；肖笛等，2014)，因此，在台地内部的广大地区仍可能找到这类储集层的发育区。在四川盆地南部的茅口组，长期的勘探实践主要寻找背斜区和断裂—裂缝系统，并证实了同期活动断裂控制的溶洞发育位置距不整合面深度不一(表 2)，表明这类断裂可作为地表水向深部运移的通道而影响喀斯特作用。同时在远离断层的广大向斜区也发现了溶洞系统，并试获高产气流(云锦向

与模式，而目前国内关于早成岩期喀斯特的研究及涉及较少。

2) 结合国外及近年来四川盆地类似早成岩期喀斯特的发现与识别，大致归纳了早成岩期喀斯特的宏微观识别特征，如蜂窝状、海绵状、花斑溶洞型等溶蚀形态，岩溶管道周缘的“易碎晕”，充填物中富含离解的基岩颗粒、生物碎屑、碳酸盐岩泥砂等，溶蚀离解以及破碎、白垩化碎屑组分镜下多呈泥晶和微亮晶等特征。

3) 对四川盆地早成岩期喀斯特储集层的发育及分布特征进行了分析总结，包括以小型花斑或豹斑状储集层为特征，颗粒滩相控层状溶洞系统多为离解的碳酸盐岩砂、砾充填，溶洞多为小型充填残余溶洞，且该岩溶高地与斜坡皆为储集层发育的有利区带，以上对这类储集层下一步勘探提供了思路与借鉴，具有重要的指导意义。

致谢 2 位审稿专家提出了宝贵的修改意见，在此致以衷心的感谢！

参 考 文 献

- 陈景山,李忠,王振宇,等. 2007. 塔里木盆地奥陶系碳酸盐岩古岩溶作用与储集层分布[J]. 沉积学报, 25(6): 858-868.
- 陈轩,赵文智,张利萍,等. 2012. 川中地区中二叠统构造热液白云岩的发现及其勘探意义[J]. 石油学报, 33(4): 562-569.
- 陈学时,易万霞,卢文忠. 2004. 中国油气田古岩溶与油气储集层[J]. 沉积学报, 22(2): 245-247.
- 李凤杰,陈荣林. 2008. 四川盆地东北地区中一下二叠统层序地层特征研究[J]. 石油实验地质, 30(5): 472-477.
- 刘宏,罗思聪,谭秀成,等. 2015. 四川盆地灯影组古岩溶地貌恢复及地质意义[J]. 石油勘探与开发, 42(3): 283-293.
- 金民东,曾伟,谭秀成,等. 2014. 四川盆地磨溪—高石梯地区龙王庙组深埋优质滩控岩溶型储集层特征及控制因素[J]. 石油勘探与开发, 41(6): 650-660.
- 罗冰,谭秀成,李凌,等. 2010. 蜀南地区长兴组顶部岩溶不整合的发现及其油气地质意义[J]. 石油学报, 31(3): 408-414.
- 戎昆方,戎庆,刘志宇. 2009. 研究岩溶的新观点: 以贵州独山南部织金洞为例[M]. 北京: 地质出版社.
- 舒晓辉,张军涛,李国蓉. 2012. 四川盆地北部栖霞组—茅口组热液白云岩特征与成因[J]. 石油与天然气地质, 33(3): 442-458.
- 肖笛,谭秀成,山述娇,等. 2014. 四川盆地南部中二叠统茅口组古岩溶地貌恢复及其石油地质意义[J]. 地质学报, 88(10): 1992-2002.
- 张宝民,刘静江. 2009. 中国岩溶储集层分类与特征及相关的理论问题[J]. 石油勘探与开发, 36(1): 12-28.
- 张兵,郑荣才,王绪本,等. 2011. 四川盆地东部黄龙组古岩溶特征与储集层分布[J]. 石油勘探与开发, 38(3): 257-267.
- 朱学稳,陈伟海. 2006. 中国的喀斯特天坑[J]. 中国岩溶, 25(增刊): 7-24.
- Baceta J I, Wright V P, Beavington-Penney S J, et al. 2007. Palaeohydrogeological control of palaeokarst macro-porosity genesis during a major sea-level lowstand: Danian of the Urbasa-Andia plateau, Navarra, North Spain[J]. Sedimentary Geology, 199: 141-169.
- Beddows P A. 2004. Groundwater hydrology of a coastal conduit carbonate aquifer: Caribbean coast of the Yucatan peninsula, Mexico[D]. University of Bristol, UK: 303.
- Bögli A. 1980. Karst Hydrology and Physical Speleology[M]. New York: Springer-Verlag, 284.
- Bosák P. 2003. Karst processes from the beginning to the end: How can they be dated[J]. Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers, 1(3): 1-24.
- Cunningham K J, Florea L J. 2009. The Biscayne Aquifer of Southeastern Florida[J]. Caves and Karst of America: 196-199.
- Cunningham K J, Sukop M C, Huang H B, et al. 2009. Prominence of ichnologically influenced macroporosity in the karst Biscayne aquifer: Stratiform “super-K” zones[J]. GSA Bulletin, 121(1/2): 164-180.
- Esteban M. 1991. Palaeokarst: Practical Applications[A]. In: Wright V P, Esteban M, Smart P L (eds). Palaeokarsts and Palaeokarstic Reservoirs[C]. P. R. I. S. Occasional Publication Series 2: 89-119.
- Fish J, Stewart M T. 1991. Hydrogeology of the surficial aquifer system, Dade County Florida[R]. US Geological Survey Water-Resources Investigations Report 90-4108: 50.
- Florea L J, Vacher H L. 2006. Springflow Hydrographs: Eogenetic vs. Telegenetic Karst[J]. Ground Water, 44(3): 352-361.
- Grasso D A, Jeannin P Y. 2002. A global experimental system approach of karst springs hydrographs and chemographs[J]. Ground Water, 40: 608-617.
- Grasso D A, Jeannin P Y, Zwahlen F. 2003. A deterministic approach to the coupled analysis of karst springs' hydrographs and chemographs[J]. Journal of Hydrology, 271: 65-76.
- Grimes K G. 2006. Syngenetic karst in Australia: A review[J]. Helveticite, 39(2): 27-38.
- James N P, Choquette P W. 1988. Paleokarst[M]. New York: Springer-Verlag.
- Jennings J N. 1968. Syngenetic karst in Australia: Contributions to the study of karst[J]. Department of Geography Publication, Australian National University, 5: 41-110.
- Lace M J, Mylroie J E. 2013. Coastal Karst Landforms[M]. Dordrecht-Heidelberg-New York-London: Springer.
- Loucks R G. 1999. Origin and attributes of Paleocave carbonate reservoirs (in Karst modeling; proceedings of the symposium) [J]. Karst Waters Institute Special Publication, 5: 59-64.
- Loucks R G. 2009. Origins of reservoir heterogeneity in paleokarst reservoirs; key to understanding production[R]. Bureau of Economic Geology Centennial Lecture Program: 12-15.
- Martin J M, Screaton E J, Martin J B. 2006. Monitoring well responses to karst conduit head fluctuations: Implications for fluid exchange and matrix transmissivity in the Floridan aquifer[A]. In: Wicks C M,

- Harmon R S (eds.) . Perspectives on Karst Geomorphology ,Hydrology and Geochemistry: A Tribute Volume to Derek C F and William B W [C]. Geological Society of America ,Boulder ,Colorado: 209 – 217.
- Meyers W J. 1988. Paleokarstic features on Mississippian limestone ,New Mexico [A]. In: James N P ,Choquette P W (eds) . Paleokarst [C]. New York: Springer-Verlag ,306 – 328.
- Moore C H ,Wade W J. 2013. Carbonate reservoirs: Porosity and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework [M]. Oxford: Elsevier , 173.
- Moore P J ,Martin J B ,Screaton E J , et al. 2010. Conduit enlargement in an eogenetic karst aquifer [J]. Journal of Hydrology ,393: 143 – 155.
- Mylroie J E ,Carew J L. 1990. The flank margin model for dissolution cave development in carbonate platforms [J]. Earth Surf. Processes and Landforms ,15: 413 – 424.
- Mylroie J E ,Carew J L. 1995. Karst development on carbonate islands [A]. In: Budd D A ,Saller A H ,Harris P M (eds.) . Unconformities and Porosity in Carbonate Strata [C]. Am. Assoc. Pet. Geol. Mem. 63: 55 – 76.
- Mylroie J E ,Carew J L. 1997. Land use and carbonate island karst [A]. In: Beck B F ,Stephenson J B (eds) . The engineering geology and hydrogeology of karst terranes [C]. A. A. Balkema ,Brookfield: 3 – 12.
- Mylroie J E ,Carew J L. 2000. Speleogenesis in coastal and oceanic settings [A]. In: Klimchouk A B ,Ford D C ,Palmer A N (eds) . Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers [C]. Huntsville ,Alabama , National Speleological Society: 226 – 233.
- Mylroie J E ,Mylroie J R ,Nelson C S. 2008. Flank margin cave development in telogenetic limestones of New Zealand [J]. ACTA CARSOLOGICA 37(1) : 15 – 40.
- Palmer A N. 1991. Origin and morphology of limestone caves [J]. Geological Society of America Bulletin ,103: 1 – 25.
- Plummer L N. 1975. Mixing of sea water with calcium carbonate ground water [A]. In: Whitten E H T (ed) . Quantitative Studies in Geological sciences [C]. Geological Society of America Memoir ,142: 219 – 236.
- Smart P L ,Beddows P A ,Coke J , et al. 2006. Cave development on the Caribbean coast of the Yucatan Peninsula , Quintana Roo , Mexico [A]. In: Harmon R S ,Wicks C (eds) . Perspectives on Karst Geomorphology ,Hydrology and Geochemistry [C]. Geological Society of America Special Paper 404: 105 – 128.
- Smart P L ,Dawans J M ,Whitaker F. 1988a. Carbonate dissolution in a modern mixing zone [J]. Nature 335: 811 – 813.
- Smart P L ,Palmer R J ,Whitaker F , et al. 1988b. Neptunian dykes and fissure fills: An overview and account of some modern examples [A]. In: James N P , Choquette P W (eds) . Paleokarst [C]. New York: Springer. 149 – 163.
- Socki R A ,Perry E C ,Romanek C S. 2002. Stable isotope systematics of two cenotes from the northern Yucatan Peninsula ,Mexico [J]. Limnology and Oceanography 47: 1808 – 1818.
- Stoessel R K ,Moore Y H ,Coke J G. 1993. The occurrence and effect of sulphate reduction and sulphide oxidation on coastal limestone dissolution in Yucatan cenotes [J]. Ground Water 31: 566 – 575.
- Vacher H L ,Mylroie J E. 2002. Eogenetic karst from the perspective of an equivalent porous medium [J]. Carbonates and Evaporites , 17(2) : 182 – 196.
- Whitaker F ,Smart P L. 1997. Groundwater circulation and geochemistry of a karstified bank-marginal fracture system ,South Andros Island , Bahamas [J]. Hydrology ,197: 293 – 315.
- Whitaker F ,Smart P L. 1998. Hydrology ,geochemistry and diagenesis of fracture blue holes ,South Andros ,Bahamas [J]. Cave and Cave Res 25: 75 – 82.

(责任编辑 张西娟)