

文章编号: 1009-3850(2005)01-0203-07

晚古生代右江盆地古岩溶作用研究

麻建明^{1,2}, 侯明才¹, 陈洪德¹, 田景春¹, 覃建雄¹, 王成善³

(1. 成都理工大学 沉积地质研究所, 四川 成都 610059; 2. 中石化南方分公司, 云南 昆明 650200; 3. 中国地质大学, 北京 100083)

摘要: 钻井、露头 and 区域构造资料的分析结果表明, 晚古生代的右江盆地存在多期次的岩溶作用, 通常具有 1~3 个岩溶旋回。这些古岩溶作用主要存在于上二叠统顶部、中二叠统茅口组顶部和石炭系顶部, 其次是泥盆系的顶部。古岩溶作用的发生与黔桂运动、紫云运动、东吴运动等所形成的层序界面和低位体系域密切。研究区存在包括风化、区域性大气淡水溶蚀、区域性白云岩化、区域性古岩溶、区域性去白云岩化和区域性淡水胶结充填等 6 种岩溶作用的层序成因类型。

关键词: 晚古生代; 古岩溶; 层序成因类型; 右江盆地

中图分类号: P512.1

文献标识码: A

古岩溶, 系指沉积物成岩以后暴露于地表, 在表生风化期受地表水、地下水的溶蚀作用而发生的溶蚀充填, 而不包括(准)同生期的、埋藏期的溶蚀充填作用^[1]。钻井、露头 and 区域构造资料显示, 右江盆地存在多期次的古岩溶作用, 而且, 古岩溶作用所形成的缝、洞储集体有望成为研究区最具经济意义的储层类型之一。

1 地质背景

本文所指的右江盆地包括广西、贵州西南部以及云南东南部的广大地区, 总体呈北西-南东向展布, 长约400km, 宽约250km, 呈一个不对称的菱形块体, 面积约为90000km²。盆地西边和西北边以弥勒-师宗-盘县断裂带为界与康滇古陆为邻; 西南以那坡-龙州断裂带为界与北越地块分开; 东北边以南丹-河池断裂带为界与华南板块为邻; 东南以南宁-凭祥断裂带为界与钦防海槽分开(图1)。

2 古岩溶存在的证据

通过对晚古生代右江盆地露头、钻井及区域构造演化历史的分析, 笔者认为研究区存在古岩溶, 证据如下:

(1) 具有多套叠置之特征, 主要存在于上二叠统顶部、中二叠统茅口组顶部和石炭系顶部, 其次是泥盆系的顶部, 与黔桂运动、紫云运动、东吴运动密切相关。

(2) 根据秧1井钻井取心分析, 井段2201~2207m为上二叠统底部, 该井段岩心发育裂缝或溶蚀孔洞, 自然伽马值从30API增大到190API, 为明显的高尖峰异常。能谱分析表现出明显的高铀低钾特点, 同时非铀自然伽马值从4.8API增大至40API, 解释孔隙度为10.4%, 渗透率为 $0.25 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ 。井段2348~2354m为茅口组, 岩芯溶蚀现象明显, 见溶液淋滤所形成的针孔状溶孔, 实测孔隙物性度高达

收稿日期: 2002-04-15

第一作者简介: 麻建明, 1955年生, 高级工程师, 研究方向: 石油天然气地质。

资助项目: 四川省重点学科“构造地质学”建设基金资助项目(SZD0408)。

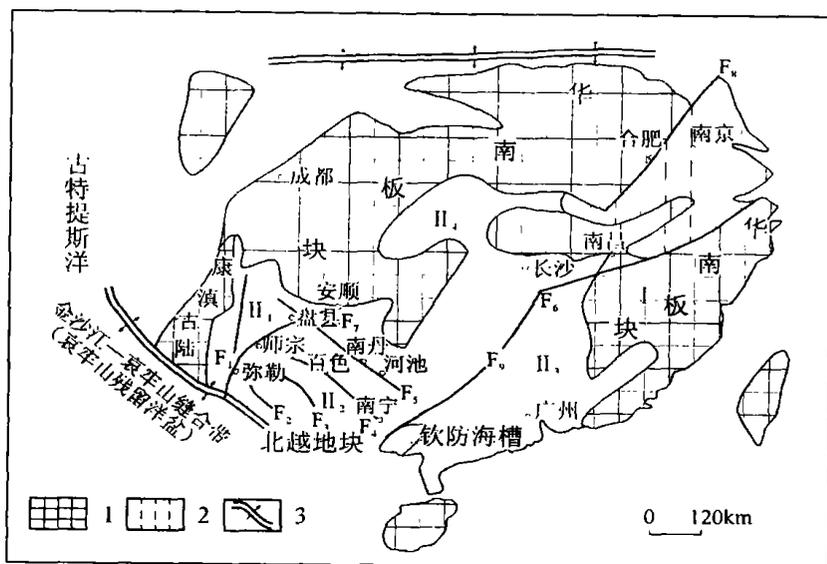


图1 华南泥盆纪古构造图^[4]

I. 华南板块; II₁. 滇黔断陷带; II₂. 右江盆地; II₃. 湘桂粤断陷带; II₄. 鄂西拗陷带; F₁. 小江断裂带; F₂. 那坡-龙洲断裂; F₃. 广南-靖西断裂带; F₄. 南宁-百色断裂带; F₅. 南丹-河池断裂; F₆. 江山-绍兴断裂带; F₇. 弥勒-师宗-盘县断裂带; F₈. 嘉山-响水断裂带; F₉. 南宁-凭祥断裂带。1. 古隆起; 2. 下扬子陆内断陷带; 3. 板块缝合带

Fig. 1 Palaeotectonic map of South China during the Devonian (after Zeng Yunfu et al., 1995)

I = South China plate; II₁ = Yunnan-Guizhou fault zone; II₂ = Youjiang Basin; II₃ = Hunan-Guangxi-Guangdong fault zone; II₄ = Western Hubei depression; F₁ = Xiaojiang fault; F₂ = Napo-Longzhou fault; F₃ = Guangnan-Jingxi fault; F₄ = Nanning-Baise fault; F₅ = Nandan-Hechi fault; F₆ = Jiangshan-Shaoxing fault; F₇ = Mile-Shizong-Panxian fault; F₈ = Jiashan-Xiangshui fault; F₉ = Nanning-Pinxiang fault. 1 = palaeouplift; 2 = Lower Yangzi intracontinental fault zone; 3 = suture zone

11.5%，平均6.25%。电测井径相对正常，自然伽马值为中—高值，声波时差从48μs/ft至62μs/ft，补偿中子从0上升至4%，密度为相对低值。井段2573~2594m为栖霞组，岩芯中微裂缝较为发育，垂直裂缝多被方解石充填，层间裂缝和缝合线断续分布，未被方解石充填，局部可见针孔状孔隙和小溶蚀孔洞被方解石半充填或未被充填。这些现象说明存在大规模的空洞，这种规模的空洞不是准同生或埋藏溶蚀所能形成的。

(3) 露头剖面显示出溶蚀的分带性，反映出与地表水、地下水相一致的特点。

(4) 溶蚀作用不受组构的控制，为非组构选择溶蚀，区别于以组构选择性溶蚀为特征的(准)同生溶蚀作用。

(5) 区域上存在古岩溶不整合面。

其一，二叠系合山组、海绵藻礁灰岩的顶界出现明显的古岩溶化，下三叠统罗楼组或中三叠统板纳组、百逢组超覆其上^[3]。因此，区域上存在下三叠统/二叠系、中三叠统/二叠系两个古岩溶侵蚀间断面。

其二，中二叠统茅口组与上二叠统吴家坪组之间，由于东吴运动导致大部份台地的暴露，造成研究区内中、上二叠统之间的岩溶不整合(图2)。

其三，由于黔桂运动的影响，导致广西中二叠世栖霞阶和晚石炭世马平阶之间古岩溶不整合，如凤山县城的凤阳关，在二叠系海绵礁灰岩与马平组的分界点，出现一套角砾状灰岩，角砾大小不一，呈棱角—尖棱角或不规则状，角砾岩性多样(均为马平组岩性)，孔隙式胶结，孔隙间充填棒壳状方解石、方解石或灰泥，并有二叠系海绵礁灰岩岩性的沉积岩脉穿插或充填于孔隙中。

其四，发生在泥盆纪末、石炭纪初的滇东、桂北、桂东北的紫云运动以抬升为主，大规模的海退造成海域面积大大缩小，而陆地面积急剧增大，原碳酸盐岩台地背景中强烈地区域性喀斯特化及发育厚度不等的风化溶蚀残积层，如东兰县金谷乡纳立龙用剖面石炭系底部之尧云岭组底界上发育一层(或透镜状)粉砂质泥岩、(含铁质)泥岩，平行不整合于泥盆系顶部的融县组或额头村组灰岩古风化面之上。秧1井显示上泥盆统顶部40m为鲕粒、豆粒、球粒灰

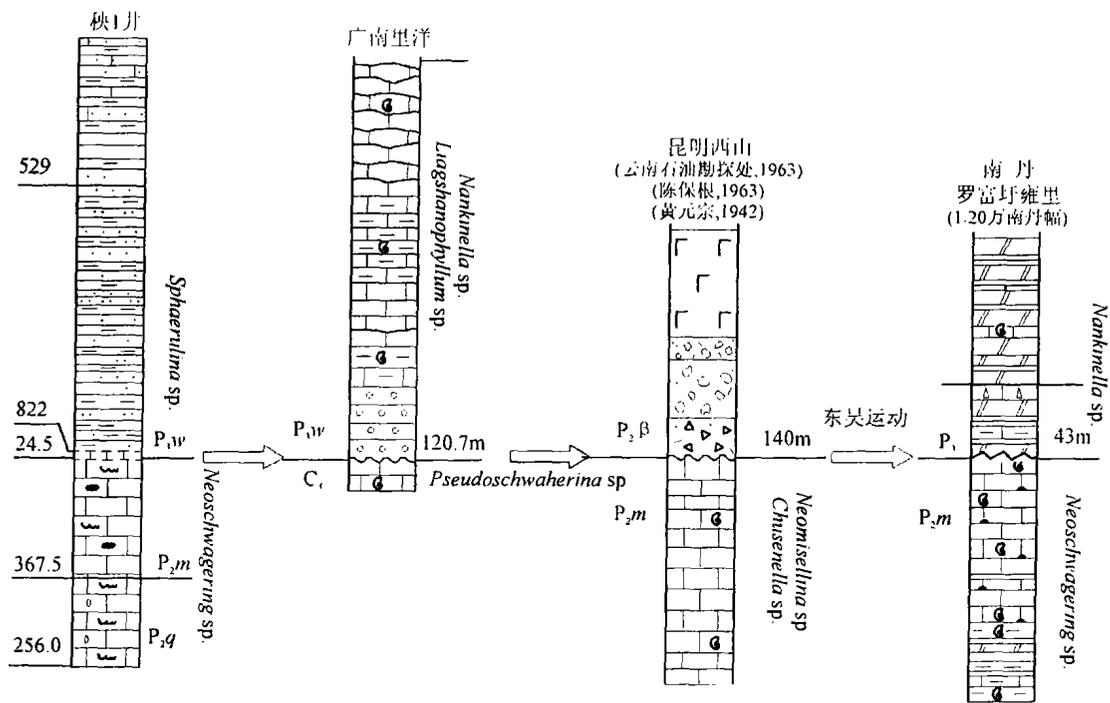


图 2 右江盆地东吴运动面

P_{2q}. 中二叠统栖霞组; P_{2m}. 中二叠统茅口组; P_{2β}. 峨眉山玄武岩; P_{3w}. 上二叠统吴家坪组

Fig. 2 The surfaces created by the Dongwu Movement in the Youjiang Basin

P_{2q}= Middle Permian Qixia Formation; P_{2m}= Middle Permian Maokou Formation; P_{2β}= Emeishan basalts; P_{3w}= Upper Permian Wujiaping Formation

岩, 见鸟眼构造, 缝合线特别发育, 说明在晚泥盆世已明显出现丘台浅(鲕粒) 滩。

3 古岩溶作用特征

3.1 岩溶地貌形态

岩溶地貌形态与岩溶水的流动状态、流动部位密切相关。岩溶水可分为地表和地下水两类, 而地下水又可分为渗流带、潜流带和深部滞流带 3 个带。处于不同带中的地下水具有不同的流动状态及溶蚀能力, 从而在岩层的不同部位形成不同的溶蚀组合形态。晚古生代右江盆地可划分出地表岩溶带、渗流岩溶带及潜流岩溶带。地表岩溶带以规模较大的岩溶高地、斜坡、洼地及一些高低起伏的次级地形存在。渗流岩溶带多形成与岩层斜交或近于垂直的溶缝、溶孔及直立或倾斜的椭圆形、似圆形、近圆形、峡谷形、裂缝形溶洞。该带以溶蚀为主, 化学充填物较少, 但可见渗流粉砂、粘土、白云石碎屑等机械充填物。潜流岩溶带多形成水平状溶缝, 水平状层孔形、似圆形、椭圆形溶洞以及大型洞穴。化学沉淀形成的白云石充填物常见, 同时还可见暗河搬运所形成

的机械碎屑充填。

在乐业、天峨、凤山等台地的边缘相及靠近台缘相的台内开阔台地相中, 其二叠系海绵藻礁灰岩及合山组的顶部, 二叠系与三叠系界面之下, 多处发现古溶洞沉积。古溶洞沉积物为下三叠统罗楼组砾岩、含泥质条带的薄层微晶灰岩, 它们呈洞穴状、团状、囊状包于二叠系灰岩之中。它们是二叠纪末、三叠纪初海平面下降, 经历较长时间暴露, 岩溶作用的产物, 溶洞为后来的沉积物所充填。

在下三叠统/二叠系、中三叠统/二叠系两个古岩溶不整合面的部分面上和面下, 有透镜状的角砾状灰岩分布。不整合面上的多由含铁钙泥质胶结, 砾石含量变化很大, 常充填于古岩溶溶蚀形成的溶沟、洼地、凹坑内; 不整合面下的多数仅有少许钙泥质、微晶灰泥或硅质或白色方解石充填于砾石间的缝隙中, 一些角砾的移位不大, 大体可以拼接。角砾的成分主要是下伏地层的灰岩、白云岩, 棱角至不规则状, 砾径相差很大, 具古岩溶角砾岩特征, 部分构成底砾岩。

3.2 岩溶旋回

一个完整的岩溶序列应包括地表岩溶带、渗流岩溶带和潜流岩溶带 3 个部分。但由于地貌的差异,后期剥蚀及地下水作用的不同,常造成岩溶序列不完整。另一方面,由于地壳的抬升,使得潜水位相对下降,可形成早期的潜流带和后期渗流带相叠加的现象。每一次潜水面的相对变动所引发的岩溶作用,都可称为是一个岩溶旋回。

在黔南桂北地区,下二叠统茅口组顶部古岩溶储层分布厚度向下延伸至 3~10m,具多旋回特点,通常在 1~3 个岩溶旋回之间。每一岩溶储层旋回通常为白云质岩溶角砾岩,厚度在 4~25m 之间变化。岩溶储层旋回之间为岩溶化的生屑微晶灰岩或微晶生屑灰岩。上石炭统马平组上部亦发现少量岩溶储层旋回,通常在 1~2 个之间。但单一岩溶储层较薄,向下延伸至 15cm 左右;就孔渗条件而言,岩溶储层孔隙度远大于岩溶化岩层或非岩溶储层,如天峨拉水、凤山后洞剖面,2 个岩溶储层平均孔隙度 3.14%,平均渗透率 $8.14 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$,而其间的非岩溶储层平均孔隙度仅 1.60%。而对乐业烟棚剖面,其比例则更大。此外,在凤山县城的凤阳关之二叠系海绵礁灰岩与上石炭统马平组分界点,出现一套角砾状灰岩,角砾大小不一,呈棱角—尖棱角或不规则状,角砾岩性多样(均为马平组岩性),孔隙式胶结,孔隙间充填栉壳状方解石、方解石或灰泥,并有二叠系海绵礁灰岩的沉积岩脉穿插或充填于孔隙中,具有震积角砾岩的特点,是构造运动产生的沉积物,也是黔桂运动的佐证。

3.3 白云岩化与渣状层

靠近两个不整合面的下伏地层常常出现白云岩化,白云岩化往下逐渐减弱(图 3)。局部界面之下的暴露溶孔与裂隙不整合面之下的灰岩及部分古风化壳中,特别是二叠系的顶部,常见大量浅色方解石充填的溶孔、斑块及裂隙。溶孔呈不规则状、椭圆状、圆状、斑状,部分可见多世代栉壳状方解石(图 4)垂直孔壁生长,部分溶孔充填渗滤粉砂。与海平面下降沉积物暴露有关,受大气淡水影响,CO₂ 未饱和的地下水运移交代而形成。

4 古岩溶作用的层序成因类型

研究区古岩溶作用与层序界面和低位体系域密切相关。在层序界面形成期间,相对海平面下降至陆棚坡折带或台地边缘及其以下附近,陆棚坡折带以上或整个台地进入大气成岩环境,形成丰富的



图 3 紫云芹菜圆茅口组顶部的白云化(东吴运动所致)
Fig. 3 Dolomitization created by the Dongwu Movement at the top of the Middle Permian Maokou Formation in Qinciyuan, Ziyun



图 4 德保县梦屯上石炭统粒屑灰岩中粒屑—藻团块之间的栉壳状方解石胶结物,古岩溶成因
Fig. 4 Pectinate calcite cements of palaeokarst origin between grains and algal mats from the Upper Carboniferous grainstones in Mengtun, Debao

地表—近地表大气淡水作用体系。研究区与层序界面有关的岩溶作用包括风化、区域性大气淡水溶蚀、区域性白云岩化、区域性古岩溶、区域性去白云岩化和区域性淡水胶结充填等 6 种作用。

1. 风化成因岩溶作用

风化成因岩溶作用位于层序不整合面上,由于碳酸盐岩较长期的风化、淋滤和剥蚀作用,易搬运的 Ca²⁺、Mg²⁺ 被带走,而不易搬运的 Si⁴⁺、Al³⁺、Fe³⁺ 在原地富集形成硅质壳、铁质壳、铝土质壳、铝土质粘土层、古土壤层、硅质豆粒层等风化残积体系。如泥盆系顶面发育的铁铝质岩堆积、下石炭统岩关组顶部发育的铝土质粘土层和鲕状赤铁矿、下石炭统顶部的根土层和粘土层、上石炭统和下二叠统顶部区域分布的铁铝质岩帽等。

2. 区域性大气淡水溶蚀作用

大气淡水溶蚀作用与层序界面密切相关。不同

性质及级别的层序界面,其溶蚀作用略有差别,表1列出了受不同级别及性质界面控制的淋蚀作用的识别标志。从表中可看出,受二级层序界面控制的大气淡水岩溶作用具有水压势头强、作用时间长、受溶改造强烈、影响层位深、区域性分布、非均质性强、与构造裂隙关系密切等特点^[4]。如泥盆系顶部、石炭系顶部、下二叠统顶部分布的大气淡水溶蚀面或水平带。特别是栖霞—茅口组中发育大型溶蚀缝洞穴标志,深度达20m,穿越1~3个三级层序,其发育与顶部广泛分布的I型层序界面密切相关。

受I型三级层序界面控制的溶蚀作用形成于全球海平面大幅度下降期间,在台地暴露时间较长,溶蚀作用强烈,可形成明显的溶蚀作用标志,如研究区埃姆斯阶—艾菲尔阶、法门阶、茅口期、早三叠世诸

三级层序上部白云岩中发育广泛的溶蚀孔洞缝带,相应岩石溶蚀孔洞面孔率可达20%~30%。

受II型层序界面控制的溶蚀作用时间较短,受溶蚀改造稍弱,如栖霞组、泥盆系部分三级层序中,高水位体系域上部发育粒间溶孔,孔洞率低,厚度小,溶蚀作用到达不了下伏高水位体系域下部灰岩中,溶孔边缘仅见少量自形白云石生长。

3. 区域性白云岩化

区内泥盆系—中三叠统中,白云岩分布广泛,呈现出与层序界面明显相关的特点,表现为不同性质及级别的层序界面,其规模、分布、组构特征及成因模式存在较大差别。表2列出了与二级层序界面、二级层序I型界面和三级层序I型界面相关的白云岩化识别标志。从表3可以看出,受二级层序界面

表1 不同性质及级别层序界面控制的大气淡水溶蚀作用特征

Table 1 Meteoric corrosion controlled by different sequence boundaries

界面性质及级别	沉积学标志	区域对比性	实例
受I型界面控制的溶蚀作用	主要形成粒内溶孔、铸模孔,受沉积组控制,粒间胶结物未受改造,溶孔中难见到干净淡水白云石	规模小,分布于陆棚坡折带或台缘丘礁滩相带以内,区域对比标志不明显	泥盆—三叠系中几乎所有I型三级层序中的丘礁滩灰岩顶部
受I型界面控制的溶蚀作用	通常见于灰岩及白云岩层序顶部,受或不受沉积组限制,粒间多世代胶结物或沉积组分可受溶蚀,溶孔中大量分布淡水方解石、淡水白云石或滤渗豆石或粉砂	规模较大,在中—内缓坡、台地、孤台或陆棚坡折带向陆地区均可进行对比	泥盆—三叠系中几乎所有I型三级层序顶部
受II级层序(构造层序)界面控制的溶蚀作用	受构造运动面和构造裂隙的控制,通常形成大的洞穴系统,其发育及分布极不均匀	规模大,分布广,区域对比标志明显	泥盆系顶、石炭系顶、下二叠统顶

表2 与不同性质及级别界面有关的白云岩化识别标志

Table 2 The criteria for the recognition of dolomitization associated with different sequence boundaries

层序界面性质及级别	识别标志	区域对比性	实例
受二级层序界面控制的白云岩化	粉细晶—中晶白云岩或细中晶残余粒白云岩(混合水白云岩)、蒸发泵和渗透回流白云岩、埋藏成因白云岩、构造成因的白云岩等多期叠加改造,多为厚层块状,分布呈区域性,不受沉积相带的控制,白云岩 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 明显偏负,阴极发光强烈,呈现多期环带结构,富含酸不溶残余物和 Al_2O_3 、 FeO 、 MnO 组分,与区域性平行一角度不整合面共生。	规模大,分布具区域性或全球性,对比标志明显	上泥盆统白云岩,上石炭统白云岩,茅口组白云岩,长兴组白云岩等
与I型三级层序界面相关的白云岩化	以混合水成因白云岩为主,分布具地区性或地方性,呈大透镜体或似层状,通常受丘礁滩相	带的控制, $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 矿中等偏负中等规模,地方性或地区性,区域对比标志较明显	DS6—7, DS11—13, CS3, CS9—10
与II型三级层序界面相关的白云岩化	以蒸发泵、渗透回流白云岩和淡水成因的白云岩为主,分布有限,呈纹层—薄层状,或呈淡水白云石晶粒出现, $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 轻微负偏—正偏, Al_2O_3 、 FeO 含量低	规模小,斑点状或不规则状,纹层状—薄层状,不能进行对比,仅见于礁滩相顶部	DS5, DS9, DS14—16, PS1—4

控制的白云岩化以厚层一块状为主,不受沉积相带的控制,受二级层序界面或平行一角度不整合面分布的控制,具有区域性甚至全球对比性,该类白云岩具多成因、多期白云岩化置加改造的特点,但 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 值明显偏负,富含酸不溶残余物和 Al_2O_3 、 FeO 、 MnO 组分。区内埃姆斯—艾菲尔阶白云岩层、法门阶白云岩层、上石炭统白云岩层、茅口阶白云岩层,以及下三叠统白云岩层的发育均与二级层序界面有关。

受三级层序 I 型界面控制的白云岩化,以混合成因白云岩为主,呈大透镜状或似层状,通常受丘滩礁带的明显控制,其分布通常具有地方性或地区性, $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 值中等负偏或介于二级界面和 II 型界面之间,集中分布于二级层序格架内,典型实例是泥盆系三级层序 DSQ4、DSQ6—8、DSQ11—13、DSQ17^[5] 底界白云岩化,以混合水成因白云岩为主,向台地内部或向盆方向,白云岩化逐渐减弱甚至尖灭。

受 I 型层序界面控制的白云岩化以蒸发泵-渗透回流白云岩化和淡水成因白云石化为主,受 I 型三级层序界面控制,分布有限,仅见于滨岸带及滩礁顶部,呈纹层状—薄层状、斑点状或不规则状,顺层序界面分布, $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 值明显高于二级界面和 I 型三级层序界面控制的白云岩化,该类界面白云岩化主要分布于上石炭统。

4. 区域性古岩溶作用

古岩溶作用主要受二级层序界面或 I 型界面的控制,具有地区性或区域性特点。最典型的是下三叠统广泛分布的古岩溶现象,受二级层序顶界面分布的控制,在川滇黔桂地区甚至整个华南均有分布,厚 0~50m 不等。如天峨地台、凤山地台、乐业地台剖面中泥盆统顶部发育的“岩溶帽”,由风化裂隙角砾岩构成,角砾成分为礁灰岩碎块,角砾大小悬殊,但移位不明显,角砾间为礁灰岩砂、白云石和铁泥质充填。广西田林浪平茅口组顶部岩溶岩体厚 1~5m,岩性组合为角砾状生物屑灰岩、灰质岩溶角砾岩及生物屑微晶灰岩。其次是上石炭统黄龙组的古岩溶现象,在整个台地背景广有分布,尤其是乐业甘田剖面和西风剖面,厚 0~1m 不等,其中发育了 1~2 个不同深度的岩溶带,并构成重要的油气储层。另外,天峨拉水和拉莫剖面泥盆系吉维特阶顶部零星发育的岩溶洞穴角砾岩,岩石显棕红色,角砾成分单

一,为白色微晶—粉晶白云岩,角砾大小混杂,棱角状—一次棱角状,角砾间为白云岩砂、泥质及淡水方解石胶结。在凤山后洞剖面下三叠统顶部,发育 1~3m 岩溶带,由镶嵌状岩溶角砾岩构成,其间被淡水方解石和白云石充填胶结。

5. 区域性去白云岩化作用

去白云岩化作用受二级层序界面的严格控制,见于上石炭统界面以下附近以及茅口组界面。证据主要有:沿界面分布的次生灰岩帽;次生灰岩中含有菱形白云石残余或假晶;菱形白云石溶蚀孔—白云石晶模孔。这是由于先期形成的白云岩在层序界面控制的大气水作用下,大气淡水溶蚀 SO_4^{2-} ,带出白云石中的 Mg^{2+} 或溶蚀掉白云石所致。

6. 区域性淡水胶结充填作用

大气水成因的表生矿物的形成与溶蚀作用相伴,在白云岩中主要为溶蚀孔洞缝壁的淡水成因亮晶自形白云石和方解石,区内泥盆系、石炭系和三叠系白云岩中。

LST 格架中的成岩作用包括三方面:一、陆棚坡折带向陆环境,或台地边缘—台地背景发育风化残积型成岩体系,形成风化残积相,如残积角砾堆积、古粘土层和铁铝质岩(图 5A);二、中下斜坡背景发育 LST 期混合水白云岩化(图 5B),该类白云岩呈透镜状分布,横向上与盆地相或台地相或斜坡相连续过渡,如广西南丹车河剖面法门阶;三、盆地边缘钙屑重力流沉积发生海底胶结作用,如南丹车河剖面层序 S16 的 LST 沉积中,钙质重力流沉积角砾发生到二世代海底胶结作用,角砾组分具淡水的成岩特征(图 5C),但胶结物全为海底成因,未见任何淡水成岩迹象,这说明 LST 期台缘溶蚀垮塌角砾沿斜坡进入盆缘,处于海底成岩环境,并发生海水胶结作用所致。

5 结 论

晚古生代右江盆地中分布有众多的碳酸盐孤台,其发育时间长、跨越层位多。它们经历了多次构造运动,发于多期次的古岩溶作用,形成了不同深度的古岩溶层段或溶蚀孔洞缝层,顶部又被中下三叠统盆地相泥岩所超覆。因此,晚古生代古岩溶储层极有可能成为右江盆地海相油气的最有利保存单元。

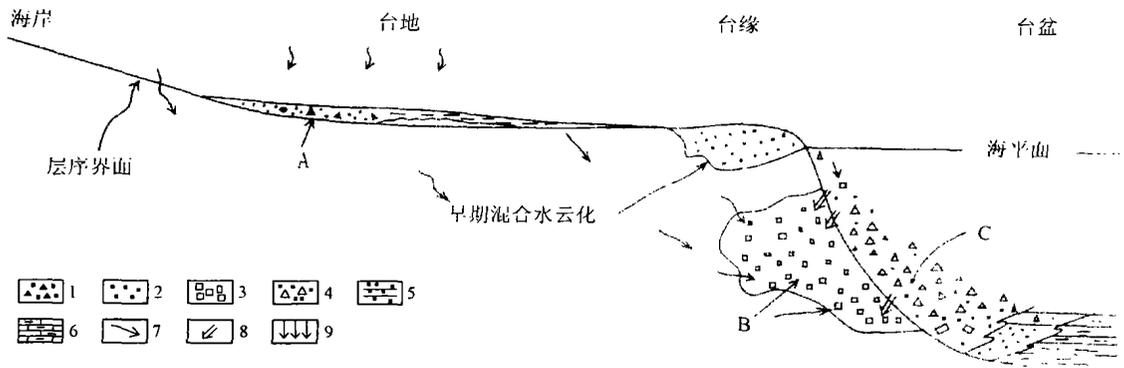


图5 LST 期成岩作用模式

1. 风化残积体系; 2. 先期混合水白云岩化; 3. 斜坡混合水白云岩化; 4. 沉积物发生海底胶结作用; 5. 盆缘相; 6. 盆底相; 7. 淡水渗滤方向; 8. 海水渗滤方向; 9. 大气淡水。A. 残积角砾堆积; B. 混合水白云岩化; C. 具淡水成岩特征的角砾组分

Fig. 5 Diagenetic model during the deposition of the low stand systems tract

- 1= weathering-residual systems; 2= pre-existing mixed dolomitization; 3= slope mixed dolomitization; 4= submarine cementation; 5= basin-margin facies; 6= basin-floor facies; 7= infiltration direction of fresh water; 8= seepage direction of sea water; 9= meteoric water. A= residual breccias; B= mixed dolomitization; C= breccias with fresh-water diagenetic features

参考文献:

- [1] 向芳, 陈洪德, 张锦泉. 资阳地区震旦系古岩溶作用及其特征讨论[J]. 沉积学报, 2001, 19(3): 421-424.
[2] 曾允孚, 刘文均, 陈洪德, 等. 华南右江复合盆地的沉积构造演化[J]. 地质学报, 1995, 69(2): 113-124.

- [3] 陆刚, 韦文林, 张能, 等. 桂西北上二叠统及下三叠统古岩溶不整合[J]. 广西地质, 2002, 15(4): 5-10.
[4] 李国蓉. 碳酸盐岩中缝合线的形成机制及其储集意义讨论[J]. 矿物岩石, 1997, 17(2): 49-54.
[5] 陈洪德, 田景春, 刘文均, 等. 中国南京海相震旦系一中三叠统层序划分与对比[J]. 成都理工学院学报, 2002, 29(4): 355-379.

The palaeokarstification in the Late Palaeozoic Youjiang Basin, southwestern China

MA Jian-ming^{1,2}, HOU Ming-cai¹, CHEN Hong-de¹, TIAN Jing-chun¹, QIN Jian-xiong¹, WANG Cheng-shan³

(1. Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, Sichuan, China; 2. Southern Branch, SINOPEC, Kunming 650200, Yunnan, China; 3. China University of Geosciences, Beijing 100083, China)

Abstract: The integration of well logs, outcrops and tectonic data shows that the Youjiang Basin underwent several stages of palaeokarstification during the Late Palaeozoic. One to three karst cycles may be recognized mostly at the top of the Upper Permian strata, top of the Middle Permian Maokouan strata and top of the Carboniferous strata and subordinately at the top of the Devonian strata. The occurrence of the palaeokarstification is closely associated with the sequence boundaries and lowstand systems tract created by the Guizhou-Guangxi, Ziyun and Dongwu Movements. The genetic types include weathering, regional meteoric corrosion, regional dolomitization, regional palaeokarstification, regional dedolomitization and regional fresh-water cementation and filling.

Key words: Late Palaeozoic; palaeokarstification; genetic type; Youjiang Basin