

文章编号: 1000-0550(2013)05-0907-13

# 塔里木盆地奥陶纪碳酸盐岩台地的层序结构演化 及其对盆地过程的响应<sup>①</sup>

林畅松<sup>1</sup> 杨海军<sup>2</sup> 蔡振中<sup>2</sup> 于炳松<sup>1</sup> 陈建强<sup>1</sup> 李浩<sup>1</sup> 芮志峰<sup>1</sup>

(1. 中国地质大学(北京) 北京 100083; 2. 塔里木油田分公司勘探开发研究院 新疆库尔勒 841000)

**摘要** 塔里木盆地奥陶纪的碳酸盐岩台地发育有长达 3 千余千米的台地边缘带。通过综合大量的地震、钻井及野外剖面的分析,奥陶纪碳酸盐岩系中识别出 4 个以不整合面为界的复合(二级)层序。它们均显示出从上超的水进沉积到进积或加积的高位域的沉积结构。其内可进一步划分出 10 个沉积层序或三级层序。它们的组合和分布决定着碳酸盐台地沉积层序结构的基本特征。沉积层序的水进早期或高位域晚期以颗粒灰岩、生物灰岩等沉积相组合为主;而水进期或高位域早期则以泥晶—粉晶灰岩、簿层白云质灰岩等沉积相组合为主。古地貌恢复并结合钻井资料的沉积相分析揭示出,盆地东北部早、中奥陶世的碳酸盐岩台地边缘的分布受到满加尔深水凹陷的边缘斜坡带古构造地貌的控制,形成一向西凸的弧形碳酸盐岩台地边缘带,沿台地边缘发育有礁—滩沉积复合体。中奥陶世的构造古地理变革使盆内的碳酸盐岩台地分异成塔中、塔北、塘南等多个孤立台地,并由深水、半深水的凹陷所分隔。台地边缘的发育和分布常受古隆起边缘的控制。沿台地边缘的礁、滩相带为重要的有利储集层发育带。中奥陶统中央隆起带缺失中奥陶世早期和晚奥陶世早期沉积,并形成了大范围分布的喀斯特岩溶不整合面。喀斯特岩溶体系以发育垂向的、由断裂控制的串珠状洞穴和多层状分布的岩溶洞穴为特征。

跨盆地不同构造带的井—震结合解释剖面的追踪对比表明,盆内与二级、三级层序对应的海进—海退旋回是同时变化的,并与 Haq 的海平面变化曲线可对比。这反映出盆地范围的或全球海平面变化对沉积旋回结构的发育具有控制作用。盆地西缘露头剖面和盆内钻井岩心的碳、氧同位素分析也为海平面变化的旋回结构分析提供了制约。主要海平面下降期的氧同位素  $\delta^{18}\text{O}$  都发生了明显的正偏。盆内晚奥陶世的海平面总体是呈上升趋势的,晚奥陶世中期海平面的上升导致了盆内碳酸盐岩台地的总体淹没。

**关键词** 碳酸盐岩台地 层序结构 沉积演化 奥陶系 塔里木盆地

**第一作者简介** 林畅松 男 1958 年出生 教授 沉积地质与盆地分析 E-mail: lincs58@cugb.edu.cn

**中图分类号** TE121.3<sup>+</sup>4 **文献标志码** A

## 0 引言

碳酸盐岩台地的沉积结构,特别是碳酸盐岩台地的形成演化及其控制因素的研究,一直是国际上广泛关注的研究课题。碳酸盐岩系一般发育在相对稳定的构造环境,但碳酸盐岩体系发育演化的控制因素,包括构造升降、海平面及古气候变化等的综合作用对碳酸盐岩系形成演化的制约过程往往是复杂的。在不同构造背景的盆地中,或盆地演化的不同阶段,或盆地中的不同区域,各种因素相互作用的相对重要性是不同的,并产生了不同的沉积层序结构。揭示这些因素的相互作用及其与特定沉积层序结构样式的成因联系,是建立盆地沉积模式和进行沉积相分布预测的重要基础。

塔里木盆地是位于中国西部的一个大型的沉积盆地,面积达  $56 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。盆地经历了从震旦到新近纪漫长的地质演化和多期的构造变革,一直被称为多旋回盆地或叠合盆地<sup>[1-2]</sup>。近二十余年来,在盆内先后发现了多个奥陶系的海相碳酸盐岩油气田,如塔河、轮南及塔中等奥陶系的大型碳酸盐岩油气藏。碳酸盐岩古隆、台地边缘的礁、滩相、喀斯特岩溶等储层的发育和分布制约着这些碳酸盐岩油气藏的分布。有关塔里木盆地古生代的古构造、古地理及油气聚集背景的研究引起了人们的广泛关注<sup>[3-6]</sup>。早古生代塔里木盆地区域构造背景复杂,盆内基底构造分异明显。奥陶纪碳酸盐岩台地面积分布广泛,发育有长达三千多千米的碳酸盐岩台地边缘。这些台地边缘发生过明显的迁移并形成复杂的层序结构,反映了盆地

<sup>①</sup>国家自然科学基金重点项目(41130422)、国家 973 项目(2011CB201100-03) 联合资助  
收稿日期: 2013-07-31

构造作用、海平面变化等多种因素的控制。本文依据横跨盆地大量地震剖面和钻井资料以及塔中油田区的三维地震资料并结合露头剖面的综合分析,探讨了奥陶系碳酸盐岩台地边缘的沉积层序结构及其形成演化对构造作用、海平面变化等的响应关系。

### 1 区域地质背景

塔里木盆地介于巨型的天山和昆仑山脉之间,其东侧为阿尔金断裂带所限。依据盆地基底构造、断裂带展布及地层层序发育特征等,一般可把塔里木盆地划分为7个构造单元,包括库车坳陷、塔北隆起、北部坳陷、中央隆起、西南坳陷、东南坳陷、塔南隆起等<sup>[2]</sup>(图1)。

塔里木盆地是在前震旦纪陆壳基底上发展起来的。晚元古代形成的超级古陆 Rodinia 从震旦纪开始裂解,塔里木陆块分别与其西南侧羌塘地块、东北侧的准噶尔地块以及北侧的中天山伊犁地块相继裂解和分离。寒武至奥陶纪,塔里木地块周边为多岛洋环绕。盆地南缘的北古昆仑洋的附冲可能开始于早、中奥陶世,产生了大规模的岛弧构造背景的中酸性侵入岩和火山岩<sup>[7]</sup>,并最终在奥陶纪末期关闭。盆地北缘的南天山洋主要是在晚志留世末至早、中泥盆世发生俯冲消减;但在库米什和库尔勒西发现有 490 Ma 的碰撞型花岗岩体<sup>[8]</sup>,意味着南天山洋板块的附冲作用可能始于早奥陶世,并可能在晚石炭世南天山洋最终关闭。

塔里木盆地古生代的构造格局,以发育多个大型

的北西西向、北东东向的古隆起、古坳陷带为显著特征。主要的古隆起带包括塔中隆起、巴楚隆起、塔北隆起、塔西南隆起等<sup>[2,6,9]</sup>。塔中和巴楚隆起构成了横跨盆地东西向长达 1 000 多千米的中央隆起带。塔中隆起位于中央隆起带的东段,是形成于早古生代的一个古隆起带,其形成与盆地在早、中奥陶世开始受到的挤压作用有关。古隆起总体北西西走向,西部宽缓,东部窄陡。隆起南、北两侧分别以断裂带为限。断裂构造主要发育于中、下古生界内,由北西西向的断褶构造带组成,多为基底卷入式的高角度逆冲断裂,在东段叠加了北东向的断褶带。巴楚隆起带主要从晚古生代开始活动,并主要形成于新生代。盆地南、北侧的塔西南隆起和塔北隆起等早期的古隆起带,被认为是在天山、昆仑等古洋盆裂解过程中发育的大型断隆带<sup>[3]</sup>。塔西南隆起近东西向展布并呈鼻状向北东方向延伸,古隆起上上古生界广泛上超变薄。塔北古隆起轴向近东西展布,是一北翼陡、南翼宽缓的不对称边缘隆起。塔北隆起的发育可能同时伴随着北部满加尔拗拉槽的裂陷作用。奥陶纪末受古天山洋俯冲作用的影响,塔北古隆起明显抬升,古隆起扩大,遭受剥蚀。北部的高隆带古生界基本被剥蚀缺失。

位于盆地东北部的满加尔拗拉槽是从震旦纪开始形成的。横跨拗拉槽东北部的地震剖面揭示了早期部分边缘的大型张性断裂带,这些断裂后期受到了挤压反转。满加尔拗拉槽北侧库鲁克塔格地区发现有震旦纪一早寒武世的酸性和基性双峰式大陆裂谷

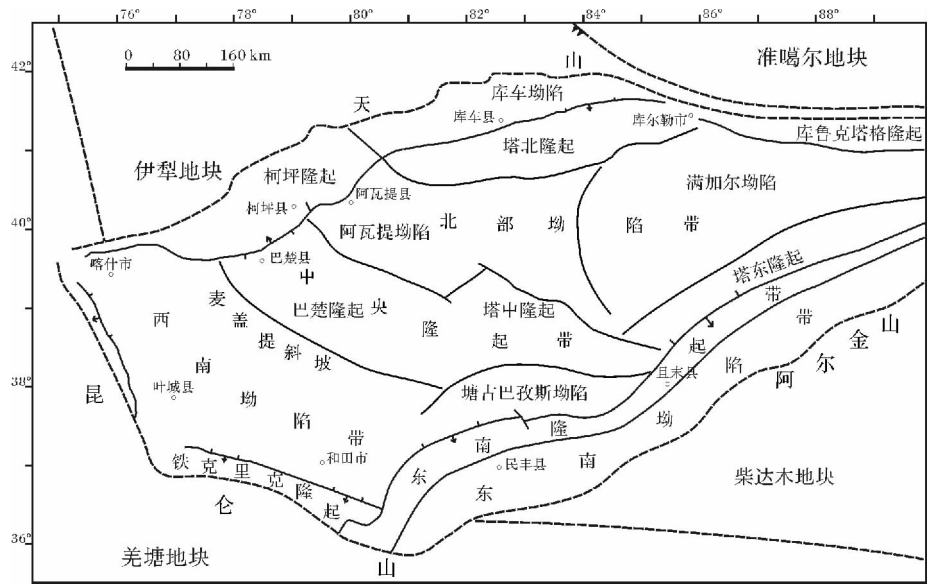


图1 塔里木盆地分布及构造单元划分

Fig. 1 Distribution and tectonic unit divisions of the Tarim Basin

火山岩系;柯坪地区的上震旦统的紫灰色陆源碎屑岩中夹有多套辉绿岩,表明发生了多次张裂的火山喷发<sup>[2]</sup>。塔里木盆地东北部的满加尔拗拉槽由于快速的沉降形成深水盆地环境,寒武纪以饥饿型的、深水环境的暗色泥岩和薄层的细粒浊积沉积为主,而奥陶纪则发育了大规模的海底扇<sup>[10]</sup>。

早古生代围绕塔北和塔西南隆起带发育了广泛的碳酸盐岩台地环境。盆内在早寒武世发生了大规模的海侵,形成了一套藻白云岩、膏质或盐质白云岩及薄层灰岩、浅紫红色硅质砂岩等局限台地相沉积,厚500~700 m,普遍呈微角度不整合上超于震旦系或前震旦系基底之上。不整合面上普遍见有薄层的磷块岩或含磷泥岩等。中寒武统与下伏地层为微角度不整合或整合接触,在地震剖面上微角度不整合接触关系清晰可见。含有较多的石膏和盐岩层,以蒸发性碳酸盐岩台地相为主。上寒武统发育厚层的白云岩和白云质灰岩。早奥陶世总体上继承了寒武纪的沉积格局。中、晚奥陶世盆地的沉积格局发生了重要变化,形成了介于塔北和塔中古隆起之间的、呈东、西向展布的北部拗陷带。中、晚奥陶世盆内以开阔台地环境为主;晚奥陶世晚期,盆内发生了大规模的海侵,碳酸盐岩台地被淹没,形成了巨厚的深水陆棚和斜坡相暗色泥岩、钙质泥岩沉积。奥陶纪末期,盆地遭到挤压抬升,伴随着海平面的总体下降,形成了上奥陶统与志留系之间的区域性角度或微角度不整合面。在塔中等古隆起带,这一界面下覆地层发生一定的变形,发育逆冲断裂或反转构造,这些断裂构造一般终止于志留系底的不整合面。

## 2 地层与岩相组成特征

塔里木盆地奥陶系发育有下奥陶统蓬莱坝组、中一下奥陶统鹰山组、中奥陶统一间房组,上奥陶统吐木休克组、良里塔格组、桑塔木组以及铁热克阿亚提组(图2)。下奥陶统蓬莱坝组一般厚300~500 m,最厚可达1500 m,不整合于上寒武统之上。在盆地西缘巴楚露头区,蓬莱坝组厚约400 m。从岩相组合上,可划分为上、下两个岩相段。下段由中厚层状的颗粒灰岩、残余颗粒细一中晶白云岩、泥晶颗粒灰岩及泥晶灰岩等组成,含硅质条带;上段由薄层泥晶灰岩与厚层泥晶灰岩互层组成。中一下奥陶统鹰山组厚300~700 m,最厚可达1600 m。在巴楚露头剖面上,鹰山组下部为泥微晶灰岩、泥微晶颗粒灰岩夹中一薄层粉—细晶白云岩及硅质团块,富含角石和牙

形石,属下奥陶统阿伦尼克阶;上部主要为浅灰色中厚层泥—微晶砾屑灰岩和颗粒灰岩,属于中奥陶统兰维尔阶。上覆于鹰山组之上的一间房组属于中奥陶统达瑞威尔阶,由泥质灰岩、生物灰岩及颗粒灰岩等组成。在巴楚露头,一间房组下部以颗粒灰岩、鲕粒灰岩为主,上部为灰色厚层状亮晶颗粒灰岩、泥微晶灰岩及海绵礁灰岩等。厚100余米。在盆地西缘露头区的追踪对比表明,该组在横向上可过渡为大湾沟组的榴状灰岩或萨尔干组的暗色泥岩、泥灰岩沉积。在塔北隆起南斜坡带钻遇的一间房组,具有相似的岩相组成。在塔中古隆起带的斜坡带发育有一间房组,但大部分高隆带缺失。

上奥陶统包括吐木休克组、良里塔格组、桑塔木组以及铁热克阿瓦提组。底部的吐木休克组厚20~50 m。上部为紫红色钙质泥岩,下部为褐灰色瘤状泥粉晶灰岩、泥晶粒屑灰岩,含粉砂质泥岩。富含笔石、三叶虫、薄壳腕足类与双壳类化石。在塔北隆起南斜坡带吐木休克组发育完整。在塔中隆起吐木休克组缺失。该组向上过渡为良里塔格组。良里塔格组主要由深灰色薄层钙质泥岩、泥晶灰岩、颗粒灰岩及生物礁灰岩等组成。厚度约120~900 m。下部为泥质灰岩段,厚50~500 m,夹颗粒灰岩层。中部为颗粒灰岩段,主要为颗粒灰岩、生物礁灰岩及泥晶灰岩,厚约50~200 m。上部为泥质条带灰岩段,夹颗粒灰岩薄层,厚约50~100 m,全区分布稳定,在塔中地区由于缺失吐木休克组和一间房组,良里塔格组直接上覆于鹰山组之上。

上奥陶统桑塔木组为灰黑色的厚层状钙质泥岩、薄层泥灰岩、绿灰色互层状粉—细砂岩等组成,富含笔石、腕足类和三叶虫等化石。主要为浅海、半深海陆棚和深海盆地泥质和浊积沉积。上奥陶统顶部的铁热克阿亚提组主要由以灰绿色泥岩、粉—细砂岩等沉积组成,不整合或整合于桑塔木组之上,是一套形成于滨、浅海或潮坪环境的陆源碎屑岩沉积。在隆起区遭受明显的剥蚀。

通过对塔中、塔北研究区20余口井的奥陶系岩心和镜下薄片鉴定,结合野外露头剖面的分析,盆地奥陶系碳酸盐岩沉积可划分出以下7种主要的岩相组合类型(表1)。

## 3 碳酸盐岩台地边缘的层序结构

### 3.1 主要不整合面与复合层序(二级)

依据横跨盆地的二维地震剖面、重点区的三维地

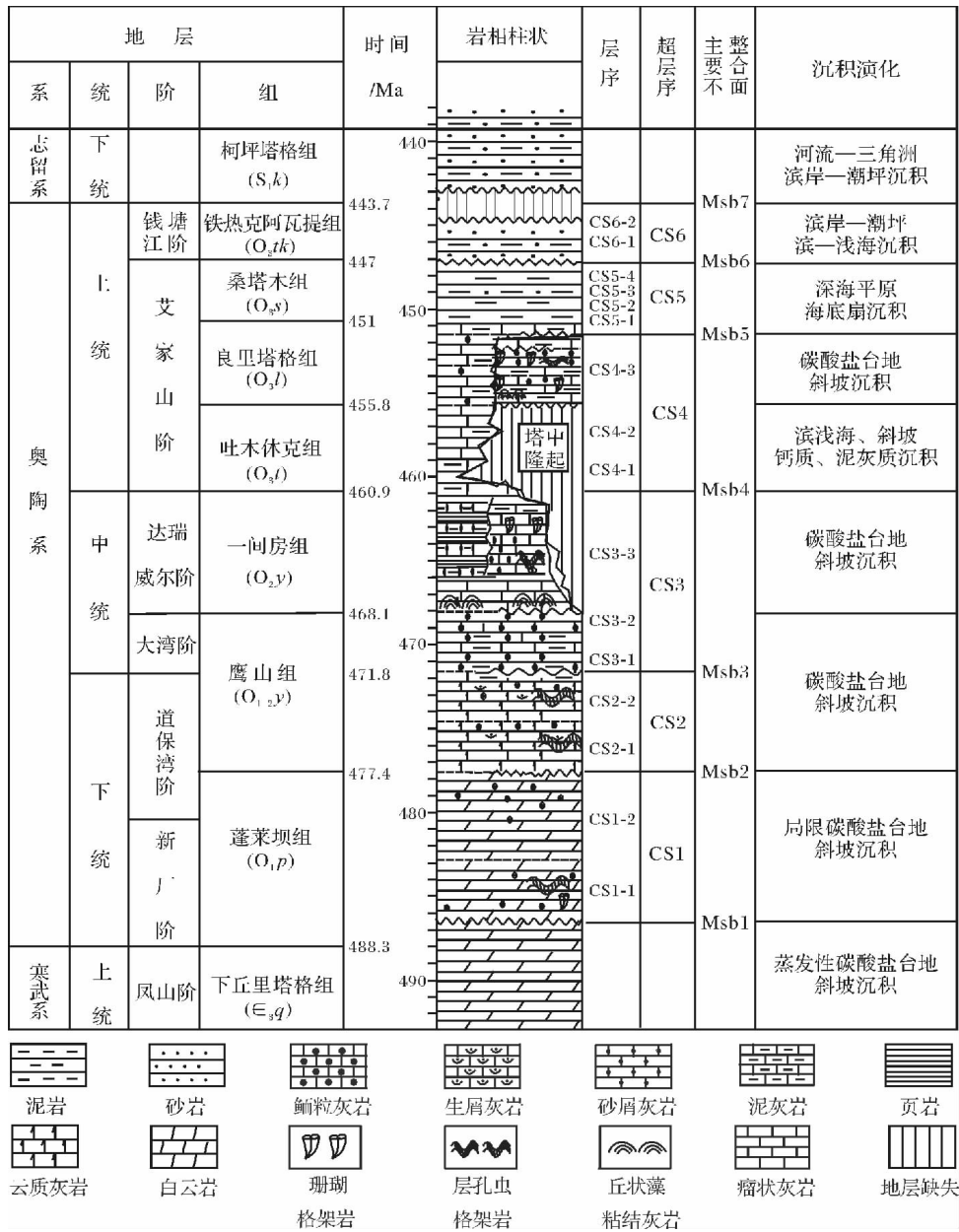


图2 研究区奥陶系层序划分及沉积序列

Fig. 2 Sequence classification and depositional evolution of the Ordovician system in the Tarim Basin

震、钻井及野外露头资料的综合分析,在盆内奥陶系中识别了7个主要的不整合面,即下奥陶统(蓬莱坝组)底(Msb1)、中一下奥陶统(鹰山组)底(Msb2)、鹰山组上部一间房组底(Msb3)、上奥陶统(吐木休克组)底(Msb4)、上奥陶统良里塔格组顶或桑塔木组底(Msb5)、上奥陶统上部(铁热克阿瓦提组)底(Msb6)以及志留系底(Msb7)等不整合面(图2)。这些不整合界面在相对隆起的台地区表现为角度或微角度不整合面,向盆地区过渡为平行不整合或整合接触,在横跨盆地不同构造单元的二维地震剖面上基本可

以追踪。其中的Msb7是广泛分布的角度不整合面。

依据以上主要不整合界面及其对应的整合面所划分出的7个高级别的层序地层单元或复合层序(composite sequences),一般由一个区域性的水进到水退的沉积旋回组成,时间跨度在8~12 Ma,因而可看作是二级的沉积层序(图2)。它们内部可依据三维地震资料、测井及露头剖面等进一步划分出10个三级层序以及体系域或更低级别的层序地层单元。这些层序地层单元的组合和分布反映了盆地总体的等时地层格架的基本特征(图3)。

表 1 塔里木盆地奥陶系碳酸盐岩相组合

Table 1 Facies associations of the Ordovician carbonate system in the Tarim Basin

岩相组合	沉积特征	沉积环境解释
(1) 厚层状砂、砾屑灰岩, 夹薄层状泥粒灰岩和粒泥灰岩组合	主要由亮晶颗粒灰岩组成, 呈厚层状广泛分布, 颗粒主要包括内碎屑、鲕粒、藻粒及生物碎屑等。砾屑灰岩较薄, 常常位于冲刷面之上。可见波状或交错层理。	中—高能沉积水动力条件, 主要形成于台地边缘、开阔台地的浅滩或潮下带环境。
(2) 薄互层状颗粒灰岩、泥粒灰岩和粒泥灰岩组合	主要由泥晶颗粒灰岩和泥粒灰岩组成, 含少量亮晶颗粒灰岩; 常夹于微晶灰岩中, 代表相对低能的沉积环境。可见波状层理	中—低能的沉积水动力条件, 形成于台内的中—低能浅滩、礁(滩)后相对低能带。
(3) 厚层状生物骨架灰岩, 夹砂、砾屑灰岩、粒泥灰岩组合	造礁生物有钙质海绵、托盘海绵、层孔虫、珊瑚等, 含苔藓虫、葛万藻、管孔藻及其复合体。	形成于中—高能浅水生物礁环境。
(4) 中、厚层状黏结灰岩, 夹泥粒灰岩、颗粒灰岩及粒泥岩及薄层障积岩组合	黏结灰岩主要由蓝细菌、葛万藻、珊瑚、托盘海绵、层孔虫和黏结的生物屑、内碎屑、球粒和灰泥等组成。可见托盘类、珊瑚类的障积灰岩以及藻纹层灰岩、隐藻泥晶灰岩等, 可见鸟眼构造、示底构造。	形成于中—低能的潮坪、泻湖或滩间海浅水环境, 黏结岩多为礁基的主要组成成分。
(5) 中厚层状泥晶、粉晶灰岩和白云质灰岩组合, 夹泥粒或粒泥灰岩	灰黑色、浅褐灰色泥晶灰岩、白云质灰岩、燧石结核灰岩、瘤状泥晶灰岩、黑色钙质泥岩等, 含有钙质海绵骨针、三叶虫、腕足等生物碎屑。瘤状泥晶灰岩多见。	低能沉积环境, 主要形成于泻湖、潮坪、滩间海或开阔陆棚等环境。
(6) 厚层状钙屑角砾岩、含砾砂屑灰岩及粉砂岩组合	具递变层理、块状层理, 与深灰色、灰色泥岩共生。	台地前缘斜坡相, 为钙屑碎屑流或钙屑浊流沉积。
(7) 岩溶角砾岩、洞穴充填砂、泥岩组合	分选差, 充填洞穴, 可见交错层理、水平层理。	不整合面风化壳岩溶带上洞穴塌陷、沉积充填。

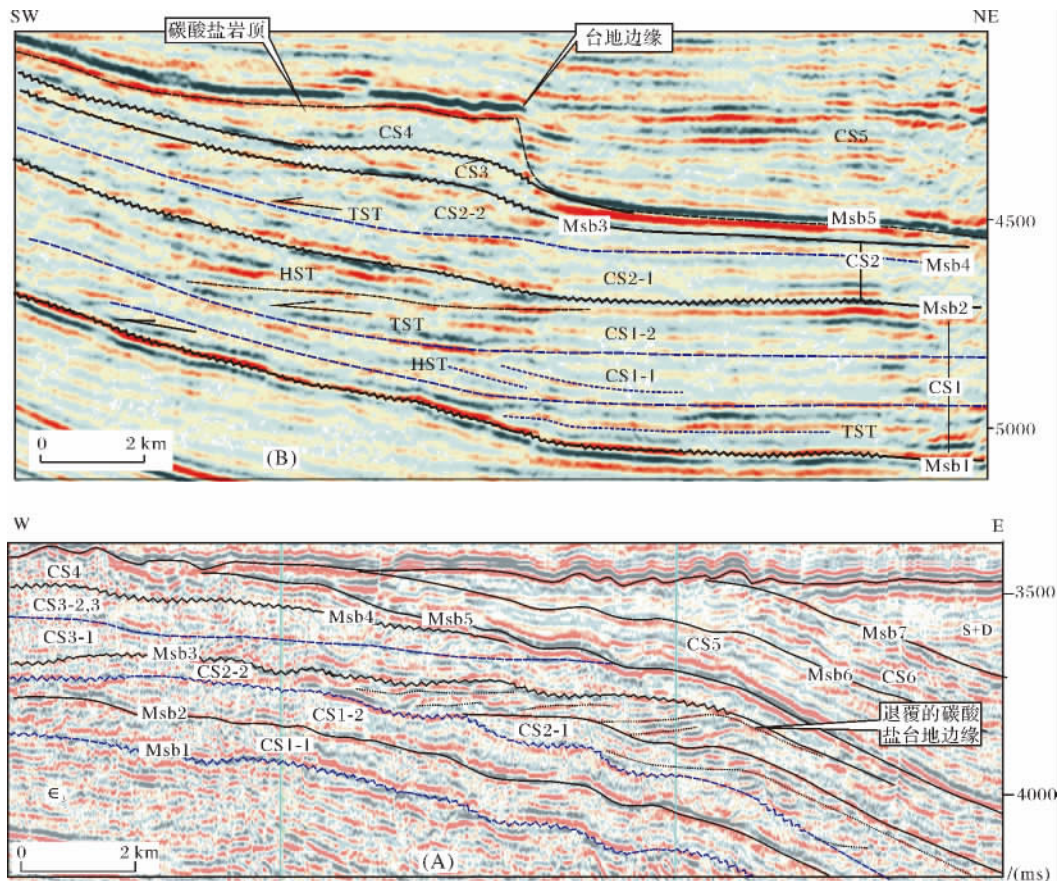


图 3 塔中隆起北斜中部 (A) 和塔北古隆起东南斜坡 (B) 奥陶系台地边缘沉积结构的地震解释剖面

Fig. 3 Depositional sequence architecture interpretation of 3-D seismic profiles across the Ordovician platform margins in the northern slope zone of the Tazhong (A) and Tabei (B) uplifts



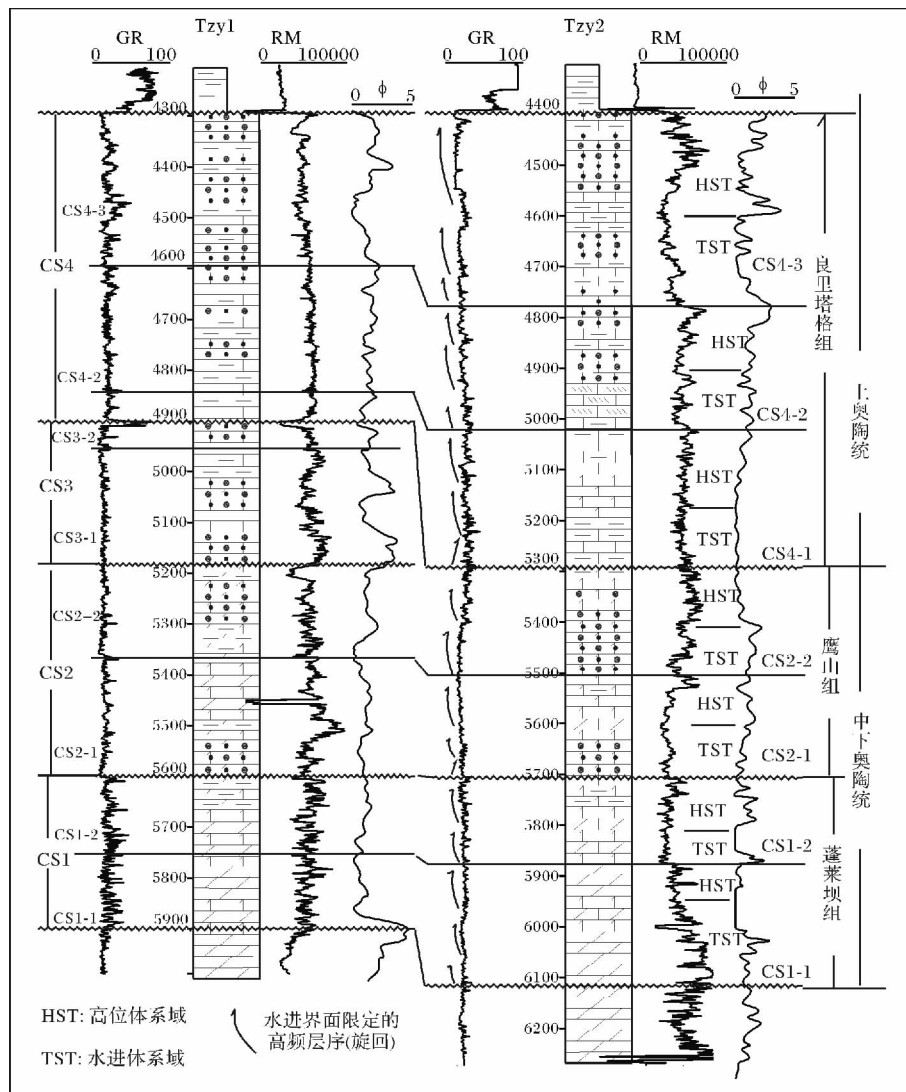


图4 塔中隆起奥陶系钻井剖面层序划分对比

Fig. 4 Well log-based correlation of the sequences of the Ordovician in the Tazhong uplift

CS1 至 CS4 复合(二级)层序为碳酸盐岩系,是本文的研究对象。通过对这些层序单元的组合样式和沉积构成特征的精细研究,可揭示碳酸盐岩台地的沉积演化过程。形成于碳酸盐岩系内的不整合面,以发育有喀斯特岩溶带为典型特征。岩溶作用形成的水平层状的或垂向分布的洞穴在地震剖面上表现为断续分布的强、弱变振幅反射带或垂向分布的“串珠状”地震反射结构。在塔中隆起带 Msb3 不整合形成较明显的喀斯特岩溶带,可划分出表层岩溶带、垂直渗流及水平潜流带等,可观察到垂向分布数百米的“串珠状”洞穴和水平分布的岩溶洞穴层<sup>[5,6]</sup>。垂向“串珠状”洞穴的发育常常受到断裂带的控制;而多套水平层状的岩溶储层则多沿潜流带内的生物灰岩和颗粒灰岩层发育,其间由不渗透的泥质岩、泥晶或

微晶灰岩所分隔(图5)。这生物灰岩或颗粒灰岩发育层段也是微裂隙的优势发育带。当前盆内的油气勘探已发现这一层位形成了重要的喀斯特储层油气藏。

### 3.2 沉积层序结构

#### 3.2.1 层序单元 CS1

依据井一震资料的标定,该层序单元(CS1)相当于下奥陶统蓬莱坝组,厚约 300~700 m。CS1 上覆于上寒武统之上,其底界面(Msb1)在碳酸盐岩台地为一相对明显的不整合层序界面。地震剖面上沿这一界面广泛可观察削蚀和广泛的上超接触关系。界面上具有断续分布的强、弱变振幅反射或层状的“串珠状”地震反射,反映界面上发育有喀斯特(图3)。在盆地西缘柯坪露头剖面上,这一界面为凹凸不平

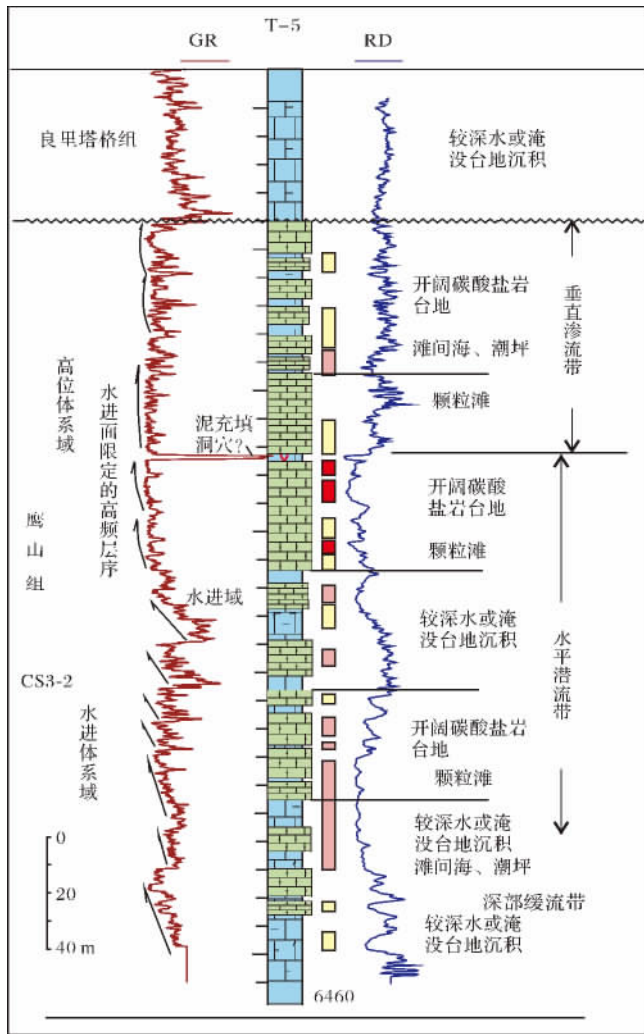


图 5 塔中鹰山组上部的表生岩溶发育剖面 (反映潜流带的多套岩溶储层与隔层的交互关系)

Fig. 5 Well log-based interpretation of karst cave system , noting that the alternatively developed reservoir beds (grainstone dominated) and the impermeable beds (mudstone or wackstone dominated) in the phreatic zone , Tazhong uplift

的、遭受侵蚀和古喀斯特的不整合面,凹坑及其与之联系的缝洞内充填紫红色黏土岩、砂质泥岩及岩溶角砾岩<sup>[11]</sup>。钻井的测井曲线上该界面有突变特征(图 4)。

CS1 总体显示一个总体的从水进上超到水退进积的沉积层序结构,因而可看作是一个区域性的复合层序或二级层序(图 4)。在塔中和塔北古隆起带,CS1 的内部一般还可划分出两个三级的层序单元(CS1-1 和 CS1-2)。下部的 CS1-1 是形成于总体水进过程中的一个次一级的沉积旋回,也显示出从上超到进积的反射结构。塔北隆起东南斜坡和塔中隆起东

北斜坡 CS1-1 发育有向盆地方向进积的、呈丘形的边缘沉积体,解释为台地边缘的礁—滩复合体(图 3)。靠近古隆起的上部,CS1-2 底界的冲刷有时较为强烈,造成 CS1-2 层序的缺失。从盆地西缘露头剖面和研究区的测井曲线上,CS1 内的两个层序大体相当于蓬莱坝组的上、下两个岩相段。下段层序上覆于区域性不整合古喀斯特面上,由中厚层状的颗粒灰岩、含燧石结核的残余砂屑细—中晶白云岩、泥晶颗粒灰岩及泥晶灰岩等组成,含硅质条带,显示出多个厚 40~60 m 的、从泥质灰岩、泥晶灰岩到颗粒灰岩的向上变浅的沉积序列(图 4)。该层序中上部泥晶灰岩含量较多,上、下部的颗粒灰岩相对发育,构成一个三级的沉积旋回。下段层序的底部以广泛发育颗粒灰岩为特征,反映了波浪较强的滩坝相环境。蓬莱坝组的上段构成另一三级层序,由薄层泥晶灰岩与厚层泥晶灰岩构成,纵向上由薄层泥晶灰岩与厚层泥晶灰岩的相对含量多少显示出四、五级的水进和水退的沉积结构。该段的中部存在含泥质的泥晶灰岩层,代表最大水进界面。总体上 CS1-2 比 CS1-1 处于相对高的海平面期,以开阔陆棚及潮缘带沉积为主。

### 3.2.2 层序单元 CS2

CS2 大体由鹰山组下段(第三和第四岩性段)组成,为下奥陶统,底界面(Msb2)为一不整合面,可在较大范围内追踪对比。在地震剖面上该界面显示出断续的强、弱振幅相间的地震反射特征,反映存在岩溶喀斯特现象。沿界面可观察到广泛的上超接触关系(图 3)。在盆地西缘柯坪野外剖面上,该界面上同样可观察到明显的暴露岩溶和古土壤化特征<sup>[11]</sup>。整体上,CS2 为一区域性的水进到水退的沉积旋回,相当于一个二级的层序地层单元。顶、底部广泛发育有浅滩颗粒灰岩相。顶部遭受较为强烈的剥蚀和风化及岩溶作用。

依据三维地震剖面 and 测井曲线分析表明,CS2 包含 2 个三级的层序(CS2-1 和 CS2-2),其内均可观察到从海侵上超到进积海退的沉积结构。上部的 CS2-2 层序的底界面在台地边缘带为一明显的上超不整合面,层序中下部以发育大套的具有上超结构的水进体系域。在塔北古隆起斜坡带,可进一步以短暂的水退面划分出 3~4 个(四级)具有上超结构的台地边缘沉积体,呈现总体的退积结构,表明这一时期的海平面呈缓慢上升(图 3 A、5)。在塔中隆起区的台地边缘带,这两个层序均可识别追踪,并可划分为水进和高位进积两部分。但上部的 CS2-2 由于剥蚀而变

薄或局部缺失。从钻井资料和野外露头剖面资料对比分析表明,这一复合层序内的两个三级的沉积旋回在野外和测井曲线上都可识别,每一旋回的下部以泥粉晶生屑灰岩为主,夹鲕粒灰岩、泥晶团块和燧石条带,上部为厚层的褐灰色亮晶砂屑、砂砾屑灰岩与藻凝块灰岩互层的沉积。

### 3.2.3 层序单元 CS3

CS3 由膺山组上段(第一、二岩性段)和一间房组构成。这一地层单元的底界面为削蚀不整合,在台地边缘可观察到明显的上超不整合接触关系;顶界面为明显的剥蚀面。在塔中隆起带的台地上部这一层序单元往往被剥蚀缺失(图3-4)。沿台地或缓坡边缘的下斜坡带,CS3 呈楔状的边缘沉积体,内部主要显示上超或前积结构(图3)。在塔北南斜坡带,这一地层单元发育相对完整,总体为一区域性的沉积旋回。依据测井剖面可划分为三个层序。CS3-1 和 CS3-2 相当于膺山组上部的2个岩性段,分别构成从泥粉晶生屑粒泥灰岩为主,夹鲕粒灰岩、泥晶团块和燧石条带,到巨厚褐灰色亮晶颗粒灰岩、砾屑灰岩与藻凝块灰岩互层的沉积序列。CS3-3(主要为一间房组)在盆地西侧露头区发育中厚层状生物礁和粒屑灰岩及泥晶灰岩等沉积。下部为微晶灰岩、砾砂屑灰岩为主,中上部以藻黏结灰岩、生物灰岩、砂砾屑灰岩或鲕粒灰岩及生物碎屑灰岩等,表明沉积环境能量较高的礁、滩环境。顶部以泥晶灰岩和砂屑灰岩为主。这套沉积在塔北隆起斜坡带构成盆内重要的油气储层。

### 3.2.4 层序 CS4

CS4 为上奥陶统下部地层,包括吐木休克组和良里塔格组,总体也构成一个从水进到水退的沉积序列,相当于一个二级的层序单元。底界面(Msb4)为盆内一个重要的不整合(图3-4-5)。在塔中古隆起区中部东段相对高隆起带,该界面具有明显的角度不整合接触和削蚀现象。良里塔格组直接不整合上覆于膺山组之上。在巴楚露头剖面上不整合面下伏地层缺失了9个牙形石带<sup>[12]</sup>。

SC4 二级层序可进一步划分出3个次一级的沉积旋回,分别相当于吐木休克组、良里塔格组下部的泥质灰岩夹颗粒灰岩段、生物礁灰岩段及上部的颗粒灰岩-生物礁灰岩段组成(图2-4)。在塔中隆起区的三维地震剖面上,可观察到从古隆起中部向北东拗陷方向的低缓的前积结构或叠瓦状前积结构,反映了礁、滩台地边缘带的前积式生长过程(图3)。通过钻

井连续取心段的观察表明,地震剖面上叠瓦状的进积结构可能是由相当于四级的、厚约60~100 m的向上变粗的礁-滩沉积序列侧向叠置形成的。这些沉积序列的底部为灰质泥岩、含泥微晶灰岩,往上过渡为含生屑泥-粉晶灰岩、生屑砂屑亮晶灰岩、含藻灰岩、珊瑚格架灰岩及砂屑亮晶灰岩等,顶部常见有准同生岩溶作用形成的粒内溶孔、铸模孔等。这些前积层的顶面是平整的,高的碳酸盐岩生产率是形成这种结构的关键。这种几何形态的形成显然与中部古隆起的缓慢隆升和碳酸盐岩台地边缘礁-滩坝体系的高生产率有关。

## 4 碳酸盐岩台地边缘发育演化与构造作用、海平面变化的控制

碳酸盐岩台地宏观的沉积结构和几何形态的形成和演化,主要受到盆地可容纳空间与碳酸盐岩生产率变化的控制,而可容纳空间的变化又是构造升降、海平面变化等多种因素相互作用的结果。

### 4.1 早、中奥陶世沿满加尔深水盆地斜坡边缘的弧形碳酸盐岩台地边缘带

盆内的碳酸盐岩台地环境是在早寒武世的大规模海侵后开始形成的。从寒武纪到早、中奥陶世,盆内的碳酸盐岩台地边缘基本上是沿早期满加尔拗拉槽的边缘斜坡带发育,形成一弧形的碳酸盐岩台地边缘带(图6)。斜坡边缘的一侧为碳酸盐岩台地环境,另一侧为快速沉降的深水盆地,接受浊积和深水泥质沉积。深水盆地南、北两侧的斜坡边缘带事实上都受到深部断裂活动或早期形成的构造地貌的控制。从过塔中古隆起带北斜坡区的碳酸盐岩台地边缘的南北向剖面的地震古地貌剖面可看出,这里的台地边缘是从寒武纪开始形成的(图7)。早、中奥陶世的台地边缘的生长主要表现为垂向加积,同时斜坡边缘北侧的深水盆地不断加深,斜坡不断变陡。粗略估算,从中奥陶世晚期(SC2 顶)台地边缘至坡脚的古水深(落差)达2 000~2 500 m。深部断裂的继承活动和拗拉槽裂后的热衰减沉降可能是导致斜坡边缘差异沉降的控制因素。碳酸盐岩台地边缘带上(层序单元 SC1-2)可观察到丘形的、局部杂乱的反射结构,在从寒武纪至早、中奥陶世显示以垂向加积为特征。盆地东南部沿台地边缘的钻井(古墟4井)证实发育有礁、滩相沉积。台地边缘以北的深水盆地区,钻遇了(塔东1井)厚数千米的中、晚奥陶世浊积岩。



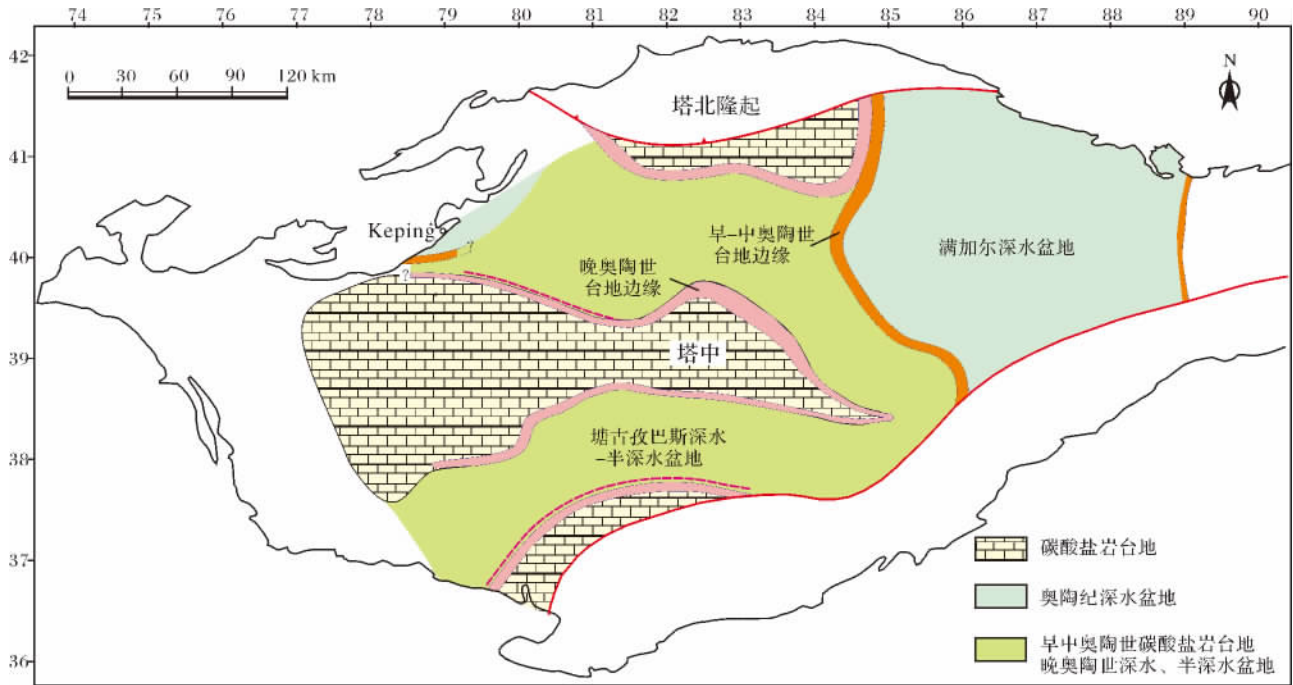


图 6 塔里木盆地奥陶纪碳酸盐岩台地边缘分布和古地理分布

Fig. 6 Schematic map showing the paleogeography and the distribution of carbonate platform margins of the Ordovician Tarim Basin

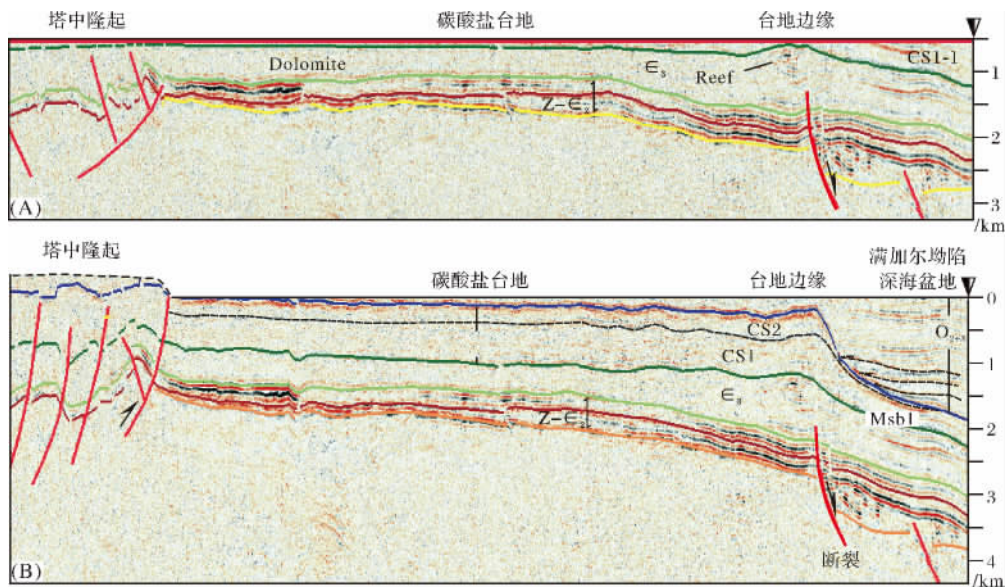


图 7 过塔中古隆起北斜坡带拉平沉积层恢复的早古生代碳酸盐岩台地边缘演化剖面

Fig. 7 Paleo-geomorphological reconstruction of the Ordovician (carbonate platform margins reconstructed by flattening depositional horizons) on the seismic profile from the north of the Tazhong paleo-uplift to the margin of the Manjialier depression

#### 4.2 中奥陶世晚期—晚奥陶世塔中古隆起的形成对碳酸盐岩台地发育演化的控制

中奥陶世晚期到晚奥陶世早期的塔中古隆起的发育对盆地的古构造和沉积格局产生了重要的改变。塔中古隆起带在震旦至早、中寒武世表现为裂解背景

的斜坡带或低凸起带,发育有同沉积断裂和小型的地堑、地垒或断块构造。早奥陶世为稳定的台内环境<sup>[4]</sup>。早奥陶世晚期开始,塔里木盆地的构造背景发生了从伸展到挤压背景的重要转化。古昆仑洋和天山洋开始关闭,盆地周边处于周缘前陆环境。从依

据地震资料结合钻井的约束所恢复的构造古地貌可看出,从塔中古隆起向北到满加尔拗陷带,可划分出古隆起中部的高隆带、隆起边缘斜带、陆棚缓斜坡或低凸起平台、深水陆架坡折带以及深海盆地平原等构造地貌单元<sup>[9]</sup>。高隆带主要是受逆冲断裂形成的,部分逆冲断裂是由早期的正断裂经挤压或压扭反转形成的反转构造。这些古构造地貌单元控制着随后的沉积古地理单元的分布。

塔中古隆起区的挤压抬升是从中奥陶世开始的,复合层序CS2的沉积厚度已受到古隆起的影响。在中奥陶世未明显抬升,缺失沉积并遭受暴露、剥蚀和岩溶作用,仅在台地边缘形成薄的边缘沉积楔。晚奥陶世古隆起开始被海侵淹没,受古隆起地貌的制约形成了晚奥陶世早期具有南、北两侧台地边缘、东窄西宽并向东倾没的碳酸盐岩台地系。在塔中古隆起的东段,碳酸盐岩台地南、北两侧的台地边缘是沿古隆起南、北两侧的边缘断裂带分布的(图6)。北部的碳酸盐岩台地边缘从原来的满加尔拗拉槽深水盆地斜坡边缘后退至塔中古隆起的北斜坡一号断裂带上。沿一号断裂带的钻井资料揭示出一种以珊瑚—层孔虫—钙藻为主造礁的相镶台地边缘。在古隆起的东端,以逆断裂控制的台地边缘具有陡的台地边缘斜坡,向西延伸,断裂作用变弱,古隆起边缘斜坡变缓,台地边缘过渡为无镶边台地或远端变陡的台地边缘<sup>[5]</sup>。古隆起东段中、晚奥陶世的台地边缘具有向中部高隆起带变薄的、楔状的向盆地方向进积的沉积体形态。这里由于构造隆升具有较小的可容纳空间,相对高的碳酸盐岩生产率促使台地边缘向盆地方向进积。沿塔中隆起的东南侧的边缘断裂带也形成相似的相镶台地边缘坡折带,台地边缘向东南倾斜,并过渡到中、晚奥陶世开始发育的塘古巴斯弧后前陆拗陷的快速下沉,碳酸盐岩台地被淹没并形成深水拗陷,接受深水泥质和浊流沉积。塔中隆起带南侧的三号断裂带主体由北向南逆冲,晚奥陶世古隆起的南侧台地边缘受到逆冲断裂形成的古隆起高地的控制。塔中隆起具有前陆隆起的形成背景,其发育控制了中、晚奥陶世塔中碳酸盐岩台地的形成。

通过比较塔中与塔北古隆起斜坡的台地边缘结构可看出,奥陶系碳酸盐岩台地边缘的沉积结构、不整合的发育程度及台地边缘的分布等存在明显差异,反映出构造作用差异的明显控制。塔北古隆起南斜坡带在奥陶纪时期的构造沉降是相对稳定的,台地边

缘没有发生过明显变化。塔北古隆起东北部的斜坡带(图3),从寒武纪到奥陶纪碳酸盐岩台地边缘的位置没有发生过明显的变化,各沉积旋回发育较完整,并显示出总体的垂向加积、略有退积的结构样式,尽管其间存在多个短暂的水退暴露面。这表明盆地的构造沉降相对较快并与台地的生长速率基本达到平衡。在塔北隆起南斜坡中部边缘,显示出略有不同的沉积层序结构。早寒武世海侵迅速达到最大后,碳酸盐岩台地边缘在整个寒武纪不断向东(深水盆地)进积。油气钻证实具有前积结构的建隆体系为礁—滩相镶边的台地边缘。早奥陶世SC1复合层序的底界面为海平面下降最低时期。此后开始海侵,早、中奥陶世的各个沉积层序以水进的退覆沉积为主,特别是SC3复合层序内可观察到明显的上超接触关系;而各沉积层序的水退则表现为大范围的剥蚀不整合界面。SC4复合层序的顶界面为淹没不整合面,其上可观察到弱的削蚀。显然,由于这里的沉积速率相对较低,不整合界面明显,水进—水退旋回主要表现为水进退积和水退不整合面构成的层序结构。

#### 4.3 海平面变化与海进—海退的沉积旋回结构

奥陶纪塔里木盆地周边为古南天山洋(北缘)和北昆仑洋(南缘)所围绕。盆地面积大,构造分异明显。通过长距离的、跨越不同构造古地理区域的沉积旋回结构的对比分析,可获得构造作用、全球海平面平面变化及其相互作用的信息。

横跨盆地不同古构造单元的地震剖面 and 连井对比表明,在盆地区奥陶系碳酸盐岩沉积中识别出的8个沉积旋回在全盆地范围上是可追踪对比的,它们应与全球海平面变化或盆地规模的沉积基准面变化有关。在生物地层格架的约束下,这些旋回结构似乎可以与Haq(2008)<sup>[13]</sup>的海平面变化曲线作对比(图8)。形成晚寒武世末或早奥陶世初期的不整合(Msb1)的海平面下降是明显的全盆地范围的海平面下降事件,大体应相当于Haq海平面变化中早奥陶世早期(486.8 Ma)。这一界面下伏的上寒武统在盆地内均为白云岩;而界面之上的蓬莱坝组以云质灰岩或灰岩为主,界面上、下的岩相发生了盆地范围的突变。界面上有较为明显的侵蚀和岩溶作用。同时,界面下的台地边缘在多个剖面上都可观察到明显的水退和后期的强制性水退作用。总体的水退是从早寒武世的最大的水进后开始的,在SC1复合层序的底界面形成时海平面下降到最低。在塔北古隆起斜坡带上局部可观察到地层的微弱倾斜。但基本上是平行

不整合, 没有发生明显的地层掀斜。此后发生了奥陶纪的总体海平面上升, Msb1 界面上存在全盆地范围的广泛水进上超。

SC3 复合层序的底界面是另一个重要的水退界面。这个界面是盆内塔中古隆起开始发育的主要标志。与 Haq 的海平面变化曲线相比较, 这一界面应形成于早奥陶世末至中奥陶世初期的海平面下降期 (471 Ma)。随后沿该界面发生了大规模的上超, 反映了海平面的不断上升。从这一时期至晚奥陶世早期(吐木休克组沉积期) (455.5 Ma) 是塔中古隆起的主要形成期。晚奥陶世晚期(约 450 Ma) 的全球海平面的迅速上升, 可能是形成复合层序 SC4 顶部的海侵或淹没不整合的主要因素。这个界面是盆地范围的一个海侵界面, 此后盆地内结束了碳酸盐岩体系的发育历史。盆地西部边缘的柯坪露头剖面上, 上奥陶统底部的吐木休克组瘤状灰岩顶上覆了相对深水的斜坡相泥岩和钙屑浊积、重力滑塌堆积等, 这表明在晚奥陶世早期盆地边缘的碳酸盐岩台地就开始被淹没; 而在盆内的碳酸盐岩台地主要是在 SC4 复合层序(良里塔格组) 顶发生淹没。总体上, 从 SC1 至 SC4 海平面是上升的, 台地边缘显示出从垂向加积到退积的变化趋势。这种变化趋势与 Haq 的全球海平面变化曲线大体是一致的(图 8)。于炳松等 (2001) [14] 曾对中国华北、扬子及塔里木地块的奥陶纪海平面变化作过比较, 结果表明高级别的周期性变

化结构与 Haq 的全球海平面变化具有可对比性。

上述海平面变化周期的结果, 得到碳、氧同位素变化分析的佐证(图 8)。本次研究主要对盆地西缘露头区柯坪剖面的中、上奥陶统进行系统采样分析。所得分析测验数据  $\delta^{18}O$  值分布于  $-2.5\text{‰} \sim -6.8\text{‰}$ , 同时  $\delta^{18}O$  与  $\delta^{13}C$  二者不存在线性关系。综合前人的一些研究成果可得出区内奥陶系碳、氧同位素的变化曲线(图 8)。不难看出, 碳、氧同位素的变化反映的总体的海平面变化趋势(上升) 与盆内上超曲线所反映的变化是较为一致的。下奥陶统(蓬莱坝组) 底部的  $\delta^{18}O$  的一个明显的正漂移反映了早奥陶世早期的一次明显的海平面下降事件。另外两个代表明显海退的正漂移出现在中奥陶统底部和上奥陶统底部, 相当于盆内的 MSb3 和 MSb4 界面。同时, 上奥陶统 SC4 复合层序的  $\delta^{18}O$  值变化总体反映出一个从水退到水进的区域性旋回。

### 5 结论

塔里木盆地的奥陶系可划分为以主要不整合为界的 6 个复合层序或二级层序。其中的 4 个复合层序为碳酸盐岩台系, 沿台地边缘带它们均显示出从水进到水退的沉积结构。依据次一级的不整合及其对应的整合面或沉积旋回结构可进一步划分出 10 个沉积层序或三级层序。它们在盆地范围内可以追踪对比。各层序地层单元内一般都可划分出具有上超结

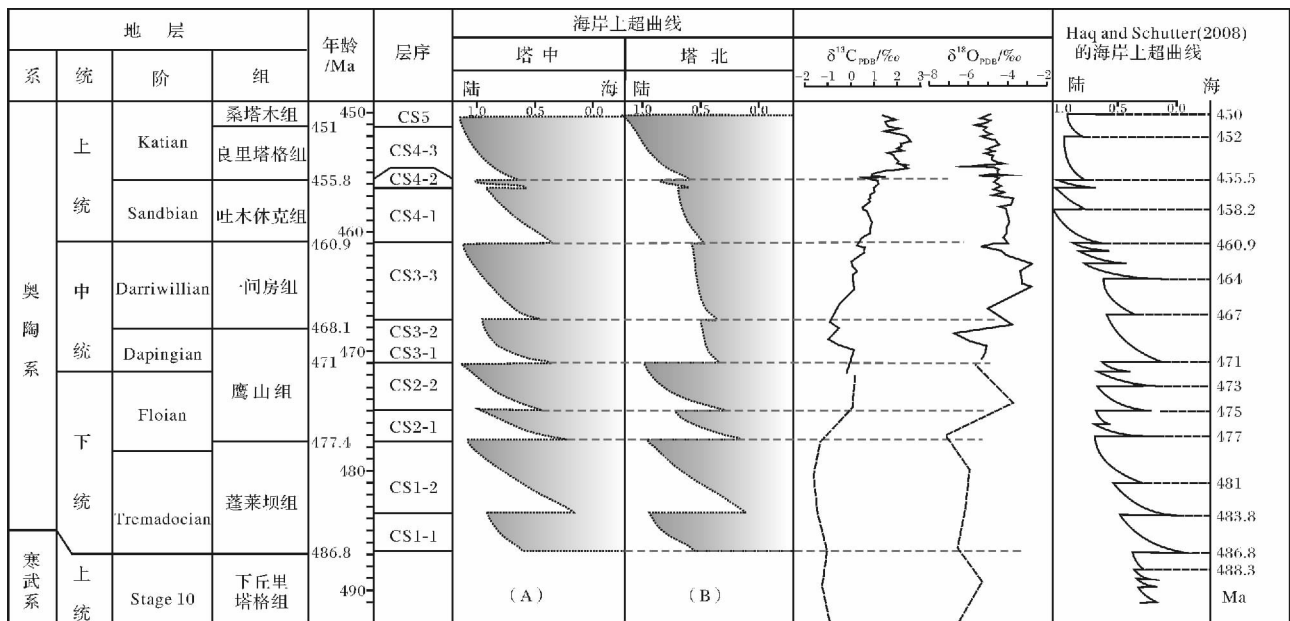


图 8 在盆地不同构造部位依据上超点变化建立的海平面升降曲线(下奥陶统的测试数据据前人成果 [15])

Fig. 8 Sea-level onlap curves established along the slope margins in the Tabei (A) and in Tazhong (B) paleo-uplifts.

The relative sea-level change curve (C, D) is mapped based on the borehole logging data in the areas

构的水进体系域和进积的高位体系域。这些层序地层单元及其界面的分布决定着碳酸盐台地边缘的等时地层格架的基本特征。三级层序内的四、五级的高频旋回或层序一般可依据水进界面和高频的旋回结构进一步划分。沉积层序中水进早期或高位域晚期以颗粒灰岩、生物灰岩沉积相组合为主,而水进期或高位域早期则以泥晶—粉晶灰岩、簿层白云质灰岩等沉积相组合为主。在低水位或海平面下降期发育古喀斯特不整合面及岩溶角砾岩。重要的岩溶体系在震害剖面上可观察到受到断裂控制的垂向“串珠状”洞穴和层状岩溶储层与隔层交替发育的层次洞穴体系。

早、中奥陶世盆地东北部的碳酸盐岩台地边缘是沿早期满加尔拗拉槽的边缘斜坡带发育的,形成总体向西凸出的弧形碳酸盐岩台地边缘带,其分布受到深水拗拉槽斜坡边缘古构造地貌的控制。中奥陶世塔中古隆起的隆升、塘古孜巴斯拗陷及北部拗陷带的形成,改变了盆地的构造古地貌格局。盆内统一的大型碳酸盐岩台地分离成塔中、塔北、塘南等孤立台地。塔古隆起的分布控制了盆地中部总体向东变窄和倾向的孤立碳酸盐岩台地的发育。台地边缘受到古隆起边缘逆冲断裂形成的古构造地貌的控制,并沿古隆起两侧形成了楔状的台地边缘沉积体。北侧由一号断裂带控制的台地边缘发育以珊瑚—层孔虫—钙藻为主造礁的相镶台地边缘,向西和向东方向随着古隆起的变缓而过渡为无镶边台地或远端变陡的台地边缘。这些台地边缘的礁、滩相构成了塔中大型油气田的主要储集层。古隆起的形成与来自东南侧盆地边缘的类前陆的挤压挠曲上隆有关。中奥陶世的隆起造成了古隆起区缺失中奥陶统和晚奥陶世早期沉积,并形成了大范围分布的古喀斯特不整合面。沿这一不整合面已发现了重要的岩溶不整合油气藏。

依据跨盆内不同构造带的地震剖面的追踪(台地边缘上超曲线和不整合面)和连井剖面沉积旋回的对比,揭示出与主要的二级、三级层序(CS1-CS4及其内的三级层序)对应的海进—海退旋回结构是盆地范围内可对比的,这反映受到盆地范围的或全球海平面变化的控制。早奥陶世早期(SC1底)、早奥陶世中期(SC2底)、中奥陶世中、晚期(SC3底)等发生了海平面的下降,上超点向盆地方向明显下移,碳同位素 $\delta^{18}\text{O}$ 出现明显正偏移。从早奥陶世至晚奥陶世中期,海平面总体是呈上升趋势的。晚奥陶世中期大规模的海侵形成了碳酸盐岩系顶部的淹没不整合面,

此后塔里木盆地结束了早古生代碳酸盐岩的沉积历史。

### 参考文献(References)

- 1 Li Desheng, Liang Digang, Jia Chengzao, et al. Hydrocarbon accumulation in the Tarim Basin, China[J]. AAPG Bulletin, 1996, 80(10): 1587-1603
- 2 贾承造. 中国塔里木盆地构造特征与油气[M]. 北京: 石油工业出版社, 1997 [Jia Chengzao. The tectonic characteristics and oil & gas in Tarim Basin, China[M]. Beijing: Petroleum Industry Press, 1997]
- 3 贾承造, 魏国齐. 塔里木盆地构造特征与含油性[J]. 科学通报, 2002, 47(增刊): 1-8 [Jia Chengzao, Wei Guoqi. Structural characteristics and petroliferous features of Tarim Basin[J]. Chinese Science Bulletin, 2002, 47(Suppl.): 1-8]
- 4 林畅松, 杨海军, 刘景彦, 等. 塔里木盆地早古生代古隆起地貌和构造古地理与地层圈闭的发育分布[J]. 石油与天然气地质, 2008, 29(2): 189-197 [Lin Changsong, Yang Haijun, Liu Jingyan, et al. Paleohigh geomorphology and paleogeographic framework and their controls on the formation and distribution of stratigraphic traps in the Tarim Basin[J]. Oil & Gas Geology, 2008, 29(2): 189-197]
- 5 Lin Changsong, Yang Haijun, Liu Jingyan, et al. Sequence architecture and depositional evolution of the Ordovician carbonate platform margins in the Tarim Basin and its response to tectonism and sea level change[J]. Basin Research, 2012, 24(5): 559-582
- 6 Lin Changsong, Yang Haijun, Liu Jingyan, et al. Distribution and erosion of the Paleozoic tectonic unconformities in the Tarim Basin, Northwest China: Significance for the evolution of paleo-uplifts and tectonic geography during deformation[J]. Journal Of Asian Earth Sciences, 2012, 46(2): 1-19, Doi: 10.1016/j.jseas.2011.10.004
- 7 马瑞士, 舒良树, 孙家齐. 东天山构造演化与成矿[M]. 北京: 地质出版社, 1997: 1-202 [Ma Ruishi, Shu Liangshu, Sun Jiaqi. Evolution and Metallization in the Eastern Tianshan Belt[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1997: 1-202]
- 8 韩宝福, 何国琦, 吴泰然, 等. 天山早古生代花岗岩锆石 U-Pb 定年、岩石地球化学特征及其大地构造意义[J]. 新疆地质, 2004, 22(1): 4-11 [Han Baofu, He Guoqi, Wu Tairan, et al. Zircon U-Pb dating and geochemical features of Early Paleozoic granites from Tianshan, Xinjiang: implications for tectonic evolution[J]. Xinjiang Geology, 2004, 22(1): 4-11]
- 9 林畅松, 杨海军, 刘景彦, 等. 塔里木盆地古生代中央隆起带古构造地貌及其对沉积相发育分布的制约[J]. 中国科学(D辑): 地球科学, 2009, 39(3): 306-316 [Lin Changsong, Yang Haijun, Liu Jingyan, et al. Paleostuctural geomorphology of the Paleozoic central uplift belt and its constraint on the development of depositional facies in the Tarim Basin[J]. Science China (Seri. D): Earth Sciences, 2009, 39(3): 306-316]
- 10 Lin Changsong, Liu Jingyan, K. Eriksson, et al. Ordovician, deep-water gravity-flow deposits, palaeogeography and tectonic setting, Tarim Basin, Northwest China[J]. Basin Research, 2013, 25: 1-23
- 11 陈明, 许效松, 万方, 等. 塔里木盆地柯坪地区中下奥陶统碳酸

- 盐岩层序地层学研究[J]. 沉积学报, 2004, 22(1): 110-116 [Chen Ming, Xu Xiaosong, Wan Fang, *et al.* Study on outcrop sequence stratigraphy of the Lower-Middle Ordovician strata in Keping, Tarim Basin [J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2004, 22(1): 110-116]
- 12 熊剑飞, 武涛, 叶德胜. 新疆巴楚中一晚奥陶世牙形刺研究的新进展[J]. 古生物学报, 2006, 45(3): 359-373 [Xiong Jianfei, Wu Tao, Ye Desheng. New advances on the study of Middle-Late Ordovician conodonts in Bachu, Xinjiang [J]. Acta Palaeontologica Sinica, 2006, 45(3): 359-373]
- 13 Haq B U, Stephen R S. A chronology of Paleozoic sea-level changes [J]. Science, 2008, 322: 64-68
- 14 于炳松, 陈建强, 林畅松. 塔里木地台北部寒武纪—奥陶纪层序地层及其与扬子地台的华北地台的对比[J]. 中国科学(D 辑): 地球科学, 2001, 31(1): 17-26 [Yu Bingsong, Chen Jianqiang, Lin Changsong. Cambrian-Ordovician sequence stratigraphy on the northern Tarim Platform and its correlations with Yangtze Platform and North China Platform [J]. Science China (Seri. D): Earth Sciences, 2001, 31(1): 17-26]
- 15 杨杰东, 王宗哲. 新疆柯坪地区早古生代地层的碳、氧、锶同位素[J]. 地质论评, 1995, 40(4): 377-385 [Yang Jiedong, Wang Zongzhe. C, O and Sr isotops of Early Paleozoic strata in the Kalpin area, Xinjiang [J]. Geological review, 1995, 40(4): 377-385]

## Evolution of Depositional Architecture of the Ordovician Carbonate Platform in the Tarim Basin and Its Response to Basin Processes

LIN Chang-song<sup>1</sup> YANG Hai-jun<sup>2</sup> CAI Zhen-zhong<sup>2</sup> YU Bing-song<sup>1</sup> CHEN Jian-qiang<sup>1</sup>  
LI Hao<sup>1</sup> RUI Zhi-feng<sup>1</sup>

(1. China University of Geosciences, Beijing 100083;

2. PetroChina Tarim Oilfield Company, Kuerle 841000)

**Abstract:** The Tarim Basin contains extensive carbonate platform deposits of the Ordovician System, with more than three thousand kilometers of rimmed carbonate platform margins. Comprehensive analysis of seismic, borehole and outcrop data reveals that the Ordovician carbonate system in the basin can be divided into four composite sequences defined by major unconformities. Ten sequence consists of a regional depositional cycle from transgression with an overlapping transgressive systems tract (TST) to regression with a prograding highstand systems tract (HST), and can be further subdivided into eight third-order sequences based on subordinate discontinuous boundaries at the carbonate platform marginal zones. Constrained by the marginal slope of the early-rifted Manjiaer aulacogen, the carbonate platform margins of the Lower and Middle Ordovician that prograded eastward in an arcuate belt extending generally north-south across the northern part of the basin. The development of the Tazhong uplift resulted in an extensive unconformity between the Middle and the Upper Ordovician in the south-central basin, and subsequently constrained the formation of an isolate carbonate platform, with their margins controlled by marginal thrust-fault belts of the paleo-uplift during the Late Ordovician. In the northern basin, the Late Ordovician carbonate platform margin developed around the marginal slope of the Tabei paleo-uplift. The transgressive regressive cycles of the carbonate system are comparable and seem to have occurred simultaneously across the entire basin, suggesting that the cyclic sequence architecture was fundamentally controlled by eustatic fluctuations. The reef shoal facies complexes that developed along the platform margins, with paleokarst development at unconformities, constitute the major reservoir of large petroleum reserves in the basin.

**Key words:** carbonate platform; sequence architecture; depositional evolution; Ordovician; Tarim Basin