中国科学: 地球科学 2012 年 第 42 卷 第 12 期: 1802 ~ 1816
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

塔里木盆地良里塔格组沉积环境差异及其对碳酸盐储层发育的制约

刘嘉庆[①*], 李忠[①], 黄君凑[②], 韩银学[①], 彭海军[③]

① 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029;
② 国家知识产权局专利局, 北京 100088;
③ 塔里木油田分公司勘探开发研究院, 库尔勒 841000
* E-mail: liujiaqing@mail.iggcas.ac.cn

收稿日期: 2011-12-28; 接受日期: 2012-05-30
国家自然科学基金(批准号: 41172096)和国家重大专项课题(编号: 2011ZX05008-003)资助

摘要 上奥陶统良里塔格组是塔里木盆地重要的含油气层. 勘探实践显示, 同处塔里木盆地台盆区不同油田的良里塔格组储层存在显著差异. 本文选取塔河、塔中为典型地区, 在等时生物地层格架厘定的基础上, 综合岩芯、测井曲线和锶同位素地球化学分析, 对比研究良里塔格组沉积环境的差异演化以及对碳酸盐岩储层发育的影响. 研究认为, 良里塔格组沉积时期塔河和塔中分属两个台地, 塔中发育 5 个四级层序, 而塔河仅保存下面 4 个四级层序. 塔河地区良里塔格组为缓坡型-弱镶边台地, 碳酸盐岩生长率低(37 μm/a), 水体相对较深、能量较低, 碳酸盐岩基质较高的陆屑矿物含量和锶同位素比值($^{87}Sr/^{86}Sr$)都揭示受陆源碎屑影响显著; 而塔中地区为强镶边台地, 台地建造速度快(250 μm/a), 高能礁滩相发育. 塔河地区由于水体较深, 高能相不发育, 同生期海水胶结作用较强, 因此原生孔隙总体不发育. 而塔中地区Ⅰ号断裂带附近为浅水区域, 高能礁滩体经常暴露水面, 胶结弱, 可以保留更多原生孔隙. 相比于塔河, 塔中地区由于原始沉积环境的优势, 高能的礁滩体为后期构成优质储层打下了很好的物质基础.

关键词
沉积环境
碳酸盐岩台地
良里塔格组
塔河油田
塔中油田

上奥陶统良里塔格组是塔里木盆地碳酸盐岩储层重要的油气勘探目的层系之一, 但良里塔格组储层也呈现出较强的非均质特点. 前人对塔中地区良里塔格组地层划分、沉积特征及储层等方面进行了大量的研究工作[1~13], 认为良里塔格组为镶边台地边缘, 有效储层的分布受高能沉积相带的严格控制, 其次储层受成岩作用改造强烈, 后期构造变形作用产生断裂与裂缝改善储集性能, 形成的孔、洞、缝系统. 与塔中相比, 由于塔河地区目前主力产层为中下奥陶统的一间房组和鹰山组, 对上奥陶统良里塔格组层位的研究还不多[14,15], 一般认为良里塔格组总体为开阔台地相, 有效储层的分布受断裂和表生岩溶控制.

碳酸盐台地发育受多种因素的影响, 如海底地形坡度、海水能量、气候条件、陆源碎屑的注入和古构造等[16~19]. 晚奥陶世良里塔格组沉积时, 塔河和塔中分属两个台地, 中间为阿瓦提-满加尔坳陷, 因

英文引用格式: Liu J Q, Li Z, Huang J C, et al. Distinct sedimentary environments and their influences on carbonate reservoir evolution of the Lianglitag Formation in the Tarim Basin, Northwest China. Science China: Earth Sciences, 2012, 55: 1641–1655, doi: 10.1007/s11430-012-4457-5

此两者在同一海盆下具有同一海平面升降, 且处于相似的气候条件. 储层沉积和后期改造作用的研究, 必须以储层时空属性的界定为目标[20~22]. 对比塔河和塔中良里塔格组碳酸盐岩沉积环境差异演化, 对于整体认识塔里木盆地上奥陶统储层发育特征和有效储层形成的主控因素分析具有重要指示作用. 因此本文以塔河地区和塔中地区良里塔格组地层为研究对象, 通过详尽的沉积学、层序地层研究, 并结合锶同位素分析, 探讨了海平面变化及陆源物质的影响, 试图恢复碳酸盐岩的古环境及其演化, 这对整体认识塔里木盆地上奥陶统碳酸盐岩沉积特征及其对预测储层发育程度具有重要意义.

1 区域构造、地层框架

塔里木盆地是一个具有大陆地壳、由前震旦系构成结晶基底、由不同时期不同属性的原型盆地迭置复合而成的多旋回性复合盆地[23,24]. 本次研究的重点区域分别位于塔北隆起阿克库勒凸起的塔河油田和塔中隆起的卡塔克凸起区(图 1), 这两个隆起区均是塔里木盆地油气勘探的重点区域, 在良里塔格组层位都已获得油气重大突破.

奥陶纪是全球的暖湿气候期, 同时塔里木板块处于南纬 20°和赤道附近的热带-亚热带地区[27], 有利于碳酸盐岩的沉积. 塔里木盆地寒武纪-中奥陶世最主要的沉积特征是形成了广大的碳酸盐台地, 这一时期全球广泛发育碳酸盐台地. 良里塔格组属于上奥陶统凯迪阶沉积[28], 处于晚奥陶世二级海平面变化旋回的早期, 由于这一时期构造挤压作用的影响[23], 塔河与塔中地区碳酸盐岩台地凸现出小型孤立台地性质[29,30]. 晚奥陶世, 塔里木板块近南北向的挤压进一步加强, 南缘北昆仑-阿尔金及东北缘库鲁克塔格已形成边缘隆起并出现陆源剥蚀区, 盆地性质开始向前陆盆地转化[31,32].

塔中地区良里塔格组可识别出 *Belodina compressa* 带、*Phragmodus undatus–Taoqupognathus blandus* 带、*Belodina confluens* 带、*Yaoxianognathus neimengguensis* 带和 *Y. yaoxianensis* 带 5 个牙形石带[33,34], 根据牙形石资料其沉积地质年龄在 452.2~455.4 Ma[1)] 之间, 时限约 3.2 Myr. 塔河邻区的轮南地区所产牙形石自下而上分为 *Belodina compressa* 带、*Phragmodus undatus-Taoqupognathus blandus* 带、*Belodina confluens* 带和 *Yaoxianognathus neimengguensis* 带 4 个牙形石带[33,35]. 可见, 塔中和塔河地区良里塔格组的底界层位相同, 顶界层位不一致, 塔中地层比塔河地层高一个牙形石带(*Y. yaoxianensis* 带), 即与塔中地区的牙形石相比, 塔河地区顶部有一个牙形石带缺失, 为此本文将塔河地区良里塔格组沉积时限按 2.7 Myr 处理.

2 碳酸盐岩的沉积组构与沉积相

钻井、测井剖面揭示, 塔河地区良里塔格组沉积厚度不大, 最厚在 100 m 左右, 且地层厚度在空间展布上变化明显. 由下向上共分为三段, 三段(下段)岩性主要为瘤状灰岩、泥微晶灰岩, 二段(中段)为生屑砂屑灰岩, 一段(上段)为泥质灰岩, 其中一段多被剥蚀掉, 仅在部分井有残余, 厚度约为 20~40 m(图 2).

塔中良里塔格组主要由灰色、褐灰色、浅灰色灰岩组成, 最厚可达 800 m, 与上覆桑塔木组局部呈整合接触, 与下伏中、下奥陶统呈角度不整合接触. 从下到上可细分为含泥灰岩、颗粒灰岩、泥质条带灰岩段三个岩性段(图 3). 含泥灰岩段总体上以泥质含量高为特征, 岩性主要为厚层泥晶灰岩、泥质泥晶灰岩, 夹泥-亮晶砂屑灰岩; 颗粒灰岩段主要为灰色、褐灰色、浅灰色中厚层-块状的泥晶-亮晶颗粒灰岩、蓝细菌灰岩和生物礁灰岩. 颗粒类型多以蓝细菌砂屑、生屑、砂屑为主, 少量为鲕粒、球粒、核形石等, 含量可高达 50%~80%, 亮晶方解石胶结为主, 生物种类多, 数量丰富, 常见灰泥丘和生物礁. 本段厚度一般为 50~150 m, 为礁、丘、滩相发育段, 也是良好的油气显示集中段; 泥质条带灰岩段以发育泥质条带为特征, 岩性主要为灰色、深灰色中层-薄层状泥晶灰岩、粉屑泥晶灰岩、生屑泥晶灰岩、泥晶生屑灰岩以及泥晶砂屑灰岩, 局部发育生物障积岩, 多夹深灰色泥质条带和泥质条纹、岩石常呈假角砾状或疙瘩状构造. 泥质条带由上至下逐渐减少、减薄. 本段厚度变化较大, 一般为 10~80 m, 塔中 24 至 26 井区、塔中 16 井和塔中 162 井泥质条带灰岩段则因地层剥蚀而缺失.

1) 中国科学院南京地质古生物研究所. 中国早古生代海相地层研究. 中国石油化工股份有限公司海相前瞻性项目研究报告. 2009

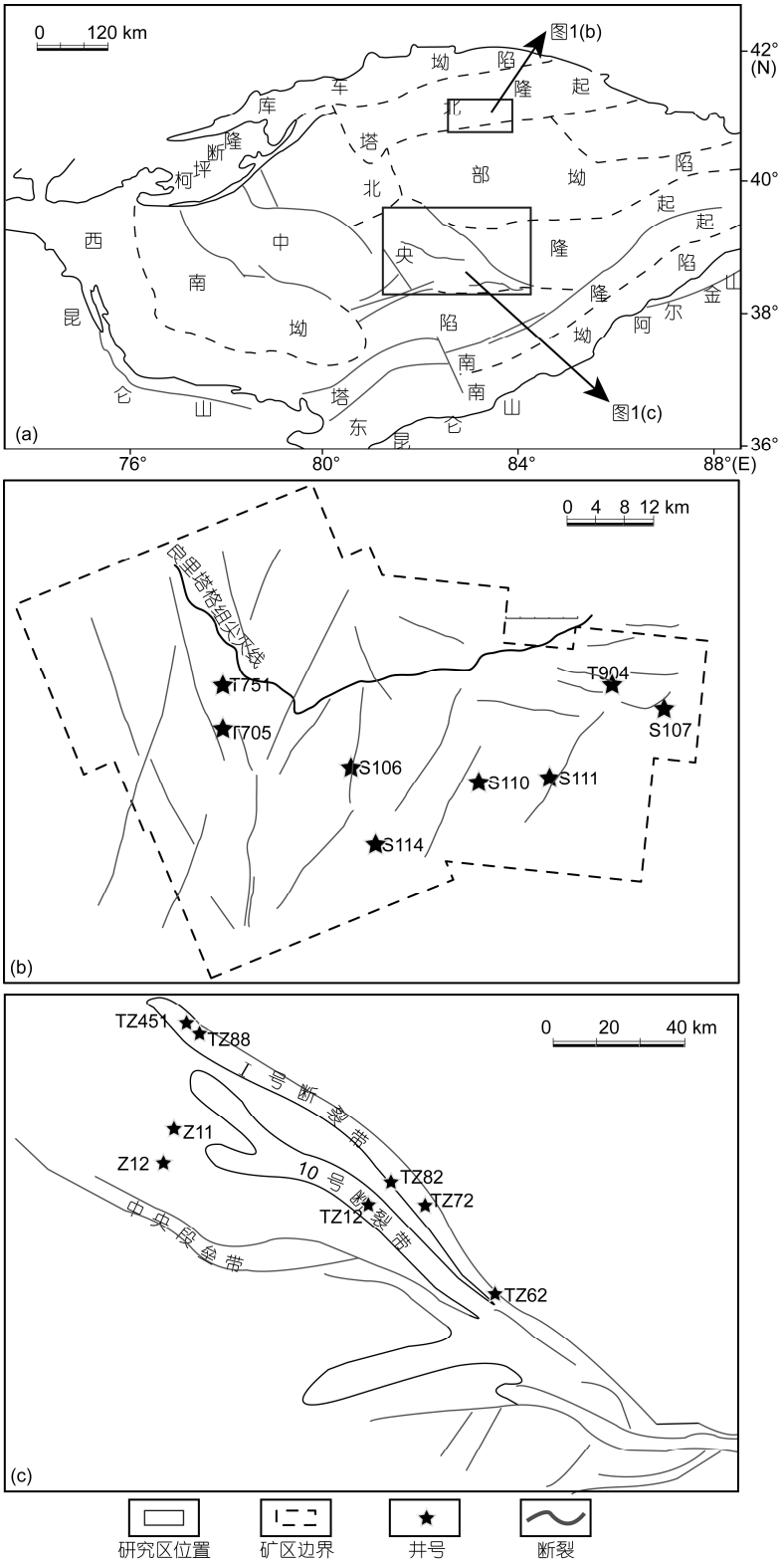


图 1　研究区位置和样品井分布

(a) 塔里木盆地区域构造单元划分(据贾承造[23]); (b) 塔河断裂分布(据李忠等[25]); (c) 塔中断裂分布(据孙龙德等[26])

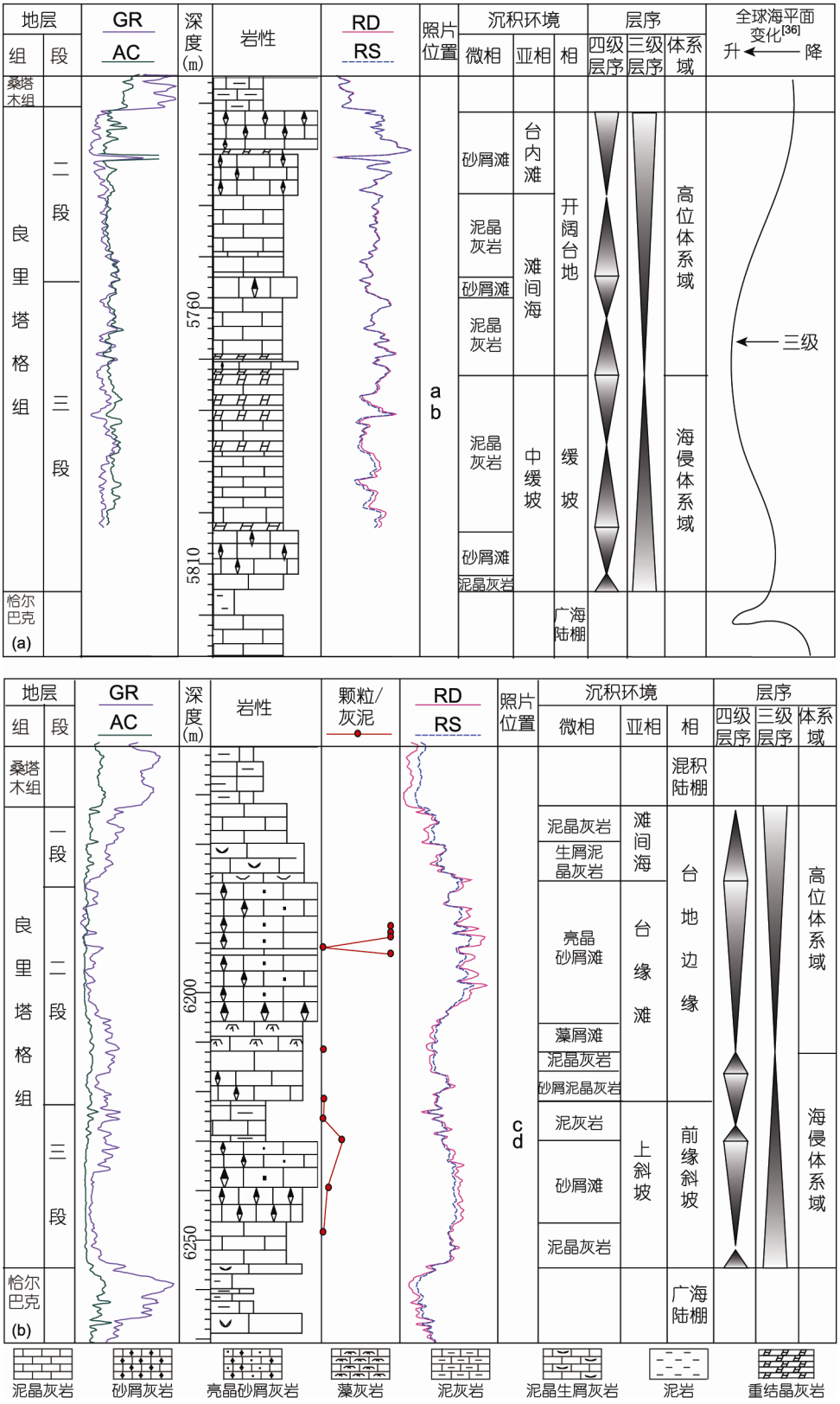
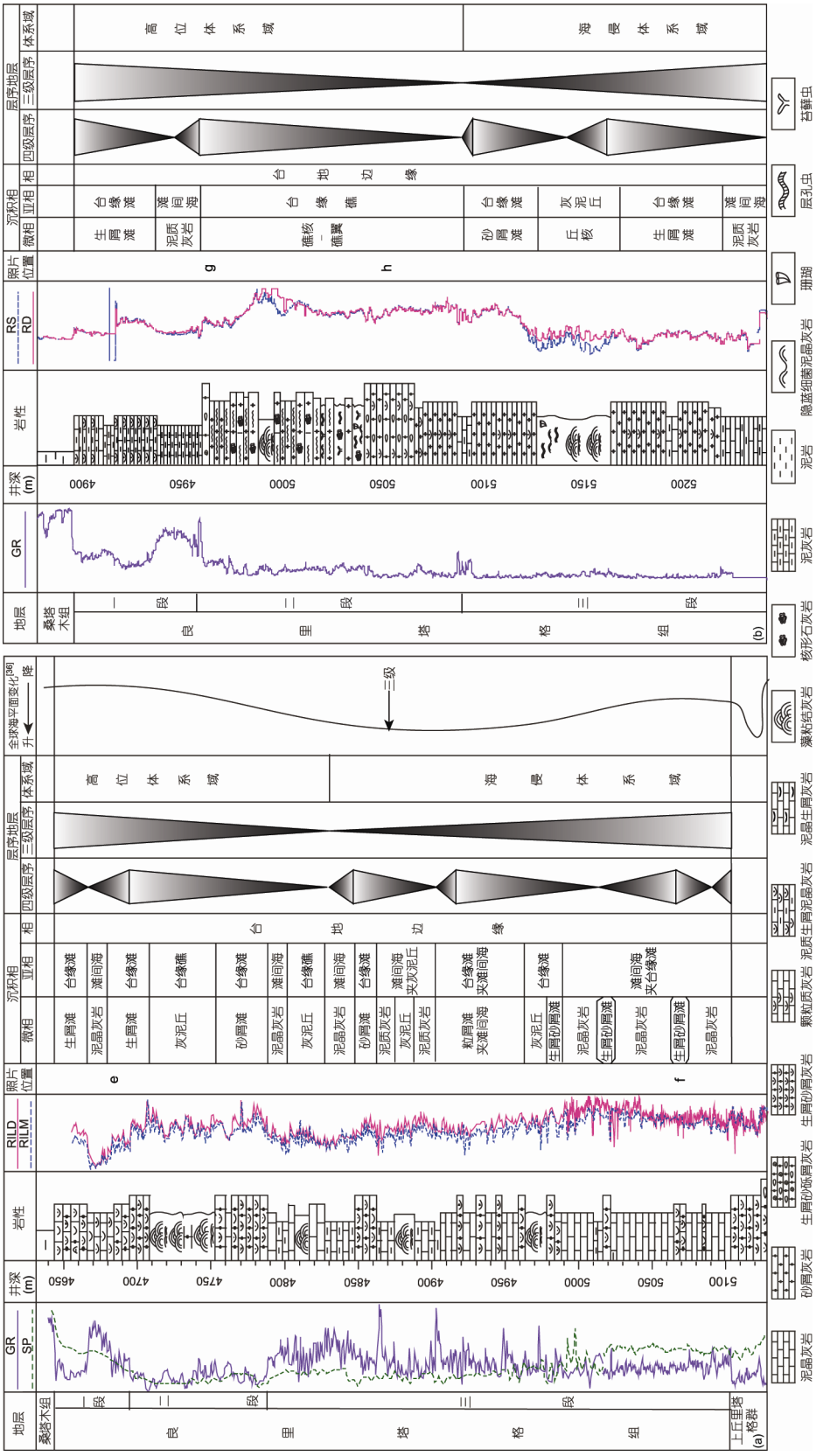


图 2　塔河地区 T904 井(a)和 S107 井(b)良里塔格组沉积相与层序划分


地层
桑塔木组
良里塔格组
GR
SP
井深(m)
岩性
RILD
RILM
照片位置
沉积相
微相
亚相
相
层序地层
四级层序
三级层序
体系域
全球海平面变化
高位体系域
海侵体系域
台地边缘
台缘滩
滩间海
台缘礁
生屑滩
泥晶灰岩
灰泥丘
砂屑滩
泥质灰岩
粒屑滩
灰泥丘
生屑砂屑滩
泥晶灰岩
泥晶灰岩
生屑砂屑滩
泥晶灰岩
灰泥丘
生屑砂屑滩
泥晶灰岩
滩间海
夹台缘滩
台缘滩
滩间海
夹灰泥丘
台缘滩
夹滩间海
台缘滩
滩间海
台缘礁
滩间海
台缘滩
滩间海
台缘滩
台缘滩
滩间海
台缘滩
台缘滩
滩间海
台缘滩

可见, 塔河和塔中自下而上均可划分为三段, 三段和一段泥质含量较多, 良二段主要为颗粒灰岩段. 塔河主要由三段和二段组成, 一段多被剥蚀, 相比于塔河, 塔中良三段保存较好, 且良里塔格组地层厚度(最厚超过 1000 m)远远大于塔河(最厚为 100 m).

2.1 岩石和矿物学特征

塔河地区良里塔格组岩石矿物成分和化学成分不纯, 主要以方解石为主, 含量可达 97.3%, 而白云石仅占了 1.2%, 硅质、黄铁矿以及陆源碎屑平均含量分别为 0.6%, 0.3%和 0.6%. 依据岩石的成分、结构和成因特征, 塔河地区良里塔格组碳酸盐岩分为 6 类, 分别为: 泥微晶灰岩、颗粒灰岩、结晶灰岩、岩溶岩、蓝细菌粘结灰岩和云(质)灰岩. 通过钻井岩石薄片分析、岩芯观察, 对各类岩石出现频率进行统计, 结果显示泥微晶灰岩类出现频率最高, 平均为 50%, 其次是颗粒灰岩和结晶灰岩, 出现频率在 13%到 32%不等, 而岩溶岩、云质灰岩、蓝细菌出现频率较低, 小于 3%. 通过对塔河油田 1406 个碳酸盐岩薄片的定量分析结果表明, 石灰岩岩石结构的总体特征为颗粒含量占整个结构含量的 25.9%, 灰泥约为 69.1%, 亮晶胶结物主要为方解石, 其含量占 3.3%, 颗粒/灰泥比为 0.4, 且良里塔格组二段颗粒/灰泥比高于三段, 表明代表高能环境的滩相沉积在塔河地区良里塔格组具有较为重要的意义, 沉积环境也相对开阔.

按照岩石结构及成因分类, 塔中Ⅰ号断裂带附近良里塔格组碳酸盐岩岩石类型大致分为 5 类: 亮晶粒屑灰岩(包括亮晶砂砾屑灰岩、亮晶生屑灰岩等)、泥晶粒屑灰岩(包括泥晶生屑灰岩、泥晶核形石灰岩、泥晶球粒灰岩等)、蓝细菌粘结粒屑灰岩(包括蓝细菌粘结生屑灰岩、蓝细菌粘结砂屑生屑灰岩等)、蓝细菌粘结岩(包括蓝细菌粘结泥晶灰岩、蓝细菌凝块岩和蓝细菌纹层灰岩)和泥晶灰岩(包括含粒屑泥晶灰岩和含泥质泥晶灰岩). 通过岩芯及薄片观察统计, 塔中良里塔格组以粒屑灰岩为主, 其中亮晶粒屑灰岩(图 4(e))占 34%、泥晶粒屑灰岩占 18%; 蓝细菌粒屑灰岩(图 4(h))和蓝细菌粘结灰岩约占 16.7%; 泥晶灰岩占 29.4%, 塔中陆源碎屑较少(<0.5%). 塔中地区良里塔格组造礁生物种类丰富, 发育造架生物和粘结生物. 生物含量较高, 可达 30%~70%. 造架生物主要有珊瑚(图 4(f))、层孔虫、海绵、托盘类、管孔蓝细菌、苔藓虫等, 组成多类型的生物骨架岩; 原地生长的枝状、丛状珊瑚等生物常常组成障积岩. 粘结生物主要为蓝细菌, 其粘结生物屑、砂屑、粉屑、球粒和灰泥组成粘结岩. 薄片定量统计分析揭示, 颗粒含量占整个结构含量高达 43.2%, 灰泥约为 47.2%, 亮晶胶结物含量占 9.2%, 颗粒/灰泥比为 1.27.

因此, 不论从岩石类型还是岩石结构, 塔河良里塔格组泥质含量较高(图 4(a), (b)), 水体较深, 而塔中代表高能环境的礁滩相非常发育, 很多岩石已构成颗粒支撑(表 1).

2.2 沉积相类型及特征

通过对大量探井的岩心观察以及大量地震、测井等资料的详细分析, 认为塔河地区良里塔格组为缓坡-台地碳酸盐岩沉积, 发育 4 种沉积相类型: 缓坡相、开阔台地相、台地边缘相和斜坡相, 主要识别出砂屑滩、鲕粒滩、砾屑滩、生屑滩、泥晶灰岩、泥灰岩和粒屑泥晶灰岩七种沉积微相. 以 T904 井和 S107 井为典型井, 井位置见图 1(b), 根据岩心观察以及测井资料的详细分析, 塔河中北部的 T904 井良里塔格组三段主要为一套水体相对较深、能量较低的碳酸盐岩缓坡沉积, 岩性具体为灰色、深灰色厚层状微晶灰岩、微晶泥灰岩, 夹薄-中层状生屑微晶灰岩、砂屑微晶灰岩, 岩石中常含泥质条纹或斑块(图 4(a), (b)); 良里塔格组二段以泥晶灰岩为主, 为开阔台地的台坪相沉积, 上部砂屑滩发育(图 2(a)). 塔河中南部的 S107 井良里塔格组三段以泥灰岩、泥晶灰岩为主, 间或发育砂砾屑灰岩、鲕粒灰岩, 从差的颗粒的分选和磨圆(图 4(d))以及岩芯上明显的滑塌构造(图 4(c))分析其主要为前缘斜坡相; 良里塔格组二段蓝细菌砂屑特别发育, 亮晶胶结, 颗粒/灰泥比为高值, 为水体能量高的台缘滩沉积; 最上部良里塔格组一段水体能量又降低, 岩性以泥晶灰岩、生屑泥晶灰岩为主,

表 1 塔河地区和塔中地区良里塔格组灰岩组构对比

地区	颗粒(%)	基质(%)	亮晶胶结物(%)	颗粒/灰泥	亮晶胶结物/灰泥	样品数(个)
塔河	25.9	69.1	3.3	0.4	0.05	1406
塔中	43.2	47.2	9.2	1.27	0.29	377

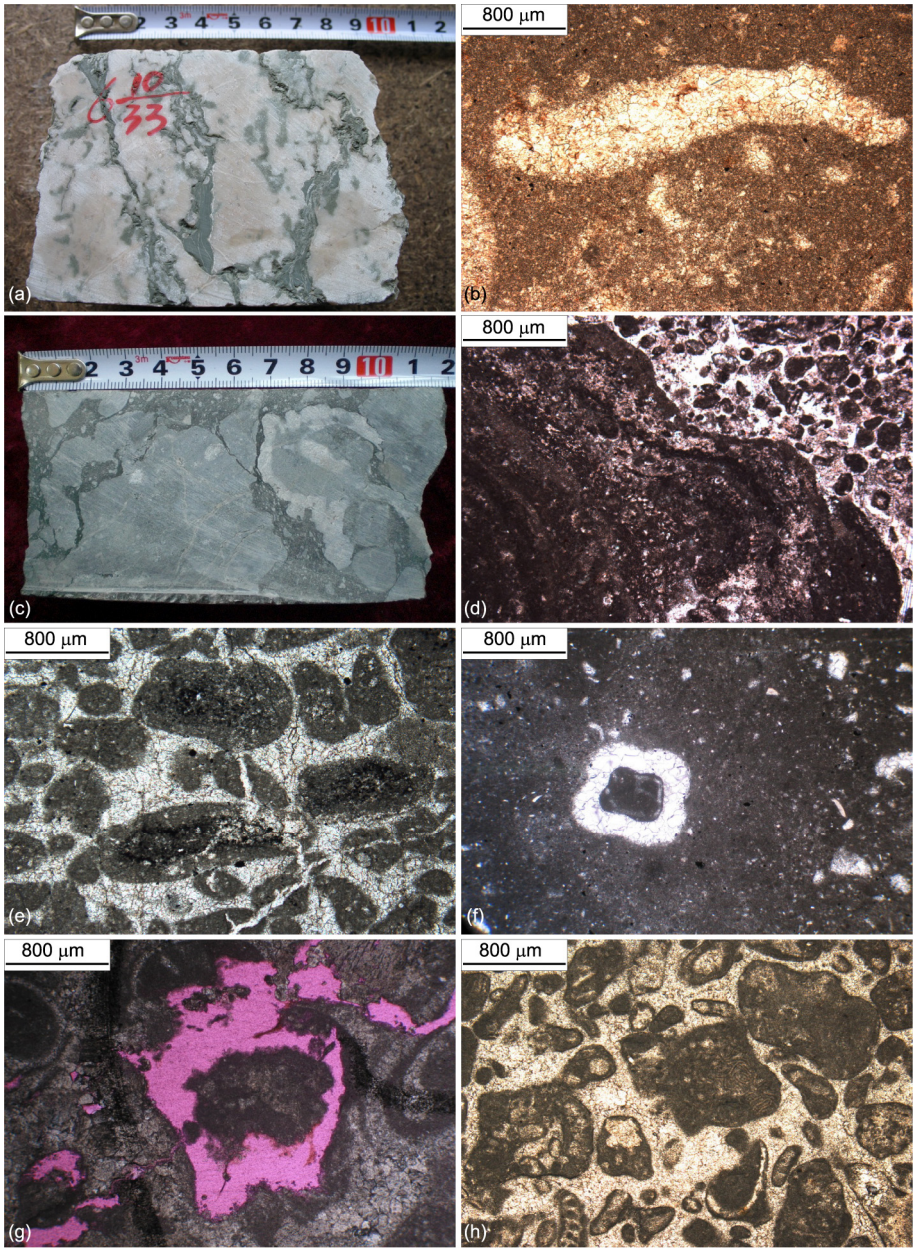


图 4　良里塔格组碳酸盐岩岩相特征

(a) T904 井, 5772.78 m, 泥晶灰岩, 含大量泥质; (b) T904 井, 5776.00 m, 泥微晶灰岩; (c) S107 井, 6230.33 m, 含生屑泥灰岩; (d) S107 井, 6232 m, 含生物碎屑泥灰岩; (e) TZ12 井, 4678.4 m, 生屑砂屑灰岩; (f) TZ12 井, 5075.1 m, 泥晶灰岩, 含四射珊瑚; (g) TZ72 井, 4967.2 m, 蓝细菌生屑灰岩, 粒内溶孔发育; (h) TZ72 井, 5054.56 m, 亮晶蓝细菌砂屑灰岩

自然伽玛曲线升高(图 2(b)).

在充分吸收前人认识的基础上, 通过岩芯观察和测井资料分析, 塔中良里塔格组主要发育 3 种沉积相类型: 开阔台地、台地边缘和斜坡相, 主要识别出砂屑滩、生屑滩、鲕粒滩、砾屑滩、礁、灰泥丘、泥晶灰岩、泥灰岩和粒屑泥晶灰岩九种沉积微相. 本文以 TZ12 井和 TZ72 井为典型单井, 井位置见图 1(c), 详细分析了其微相在时间上的演化规律. TZ12 井良里塔格组三段主要为低能滩间海夹砂屑滩和灰泥丘沉积, 能量较低; 二段为灰泥丘和砂屑滩发育; 一段为生屑滩, 整体来看 TZ12 井能量不高, 含灰泥充填, 为台地边缘内侧沉积(图 3(a)). TZ72 井良里塔格组三

段主要发育低能的灰泥丘和滩间海, 在中上部砂屑滩和生屑滩发育; 二段高能台缘礁发育; 一段为生屑滩沉积, 二段和一段整体能量较高, 为台地边缘外侧沉积(图 3(b)).

3 层序划分与对比

从岩石类型上, 塔河地区良里塔格组由下而上岩性上由泥晶灰岩为主到颗粒灰岩为主, 反映沉积水体能量由低到高. 自然伽玛曲线和电阻率曲线反映出来的泥质含量的旋回性变化特征清楚, 由下部到中部, 自然伽玛值由低到高, 中部达到自然伽玛最高值后, 往上部自然伽玛值又变小. 根据前述牙形石资料确定的沉积时限(2.7 Myr), 以及岩石类型旋回和碳酸盐岩中泥质含量的旋回性变化将良里塔格组划分为一个三级层序. 海侵体系域主要岩性为深灰色薄层状瘤状泥晶含生屑灰岩及含生屑泥晶粉屑灰岩夹斜坡相砾屑灰岩, 属于缓坡相沉积, 高位体系域由亮晶砂屑灰岩等组成. 层序顶界面(T_7^2)是一个区域性的古暴露界面和沉积间断界面[37], 通过三维地震剖面反映, 在良里塔格组顶部与上覆桑塔木组之间存在不整合面, 上奥陶统桑塔木组自南向北部的阿克库勒凸起高部位明显海侵上超. 良里塔格组底界面与恰尔巴克组整合接触, 为沉积环境突变面, 在岩性、测井曲线、地震剖面上均有良好的识别标志, 为Ⅱ型层序界面. 在三级层序内部, 次级的相对海平面下降形成了四级高频层序, 根据岩性旋回性变化特征和测井曲线特征, 良里塔格组三级层序内部可划分为 4 个四级层序, 层序下部是由水体相对较深的泥晶灰岩沉积为主, 上部沉积物粒度变粗, 以粒屑为主, 岩性为砂屑灰岩、生屑灰岩及鲕粒灰岩等, 代表向上变浅的沉积序列(图 2).

塔中良里塔格组自下而上表现为由深到浅的相对海水深浅变化旋回, 根据前述牙形石资料确定的沉积时限(3.2 Myr), 划分为一个三级层序. 海侵体系域主要发育低能带微生物组合和丘席组合, 良里塔格组第三段即含泥灰岩段构成海侵体系域, 高位体系域主要为良里塔格组二段和一段的高能滩礁组合、滩丘组合, 总体表现为向上变浅的叠置特征. 层序顶界面与桑塔木组为整合或不整合接触, 良里塔格组底界为构造不整合面. 根据岩性旋回性变化特征和测井曲线特征, 三级层序内部划分为 5 个四级层序, 每个四级层序从底部到顶部, 由泥晶灰岩沉积为主到颗粒灰岩逐渐增多, GR 值由相对高值变化为相对低值(图 3).

从区域来看, 塔河地区层序地层横向展布特征如下(图 5(a)): 位于塔河地区北部的 T738 良里塔格组顶部岩层明显遭受了剥蚀作用, 与其他三口井相比缺少了高位体系域的发育, 为水体中等的缓坡相沉积; 塔河地区中部的 T704 井良里塔格组海侵体系域为较低能的缓坡相, 内部划分为 2 个四级层序, 高位体系域为开阔台地相, 台内砂屑滩发育, 可进一步划分为 2 个四级层序; 中部偏东南端的 S116 井, 良三段为较深水的缓坡相, 到二段随着水体进一步变浅, 良里塔格组上部生物开始繁盛, 出现了台地边缘相的蓝细菌灰岩和生屑灰岩沉积, 为浅水台地边缘高能相沉积; 到南部的 S112-1 井, 地层厚度变化明显, 岩性宏观上以瘤状灰岩为主, 瘤体主要为泥晶灰岩和生屑泥晶灰岩, 属于水体较深的斜坡相沉积.

在塔中地区, 在对中 12, 中 11, 塔中 451 和塔中 88 井进行单井层序地层分析的基础上, 建立了中 12-中 11-塔中 451-塔中 88 井层序地层横向等时对比格架(图 5(b)). 从西部到东部, 良里塔格组依次为开阔台地-台地边缘相. 良三段发育 3 个四级层序, 地层叠置样式为近对称的退积/进积型为主, 良二段和良一段各为 1 个四级层序. 台内滩和台缘礁滩在良二段和良一段最为发育, 且多位于四级层序界面下部和上部.

沉积厚度在塔河和塔中之间的极大差异, 反映了塔河、塔中良里塔格组两个台地的碳酸盐岩沉积速率存在具有差别. 塔中良里塔格组沉积物厚度平均约 800 m, 根据牙形石资料确定的沉积时限计算, 其碳酸盐岩沉积速率为 250 μm/a. 塔河良里塔格组沉积物厚度平均约 100 m, 根据牙形石资料确定的沉积时限计算, 其碳酸盐岩沉积速率约为 37 μm/a, 可见, 塔中台地建造速度远远大于塔河地区. 塔中良里塔格组内部发育 5 个四级层序, 而塔河良里塔格组内部可划分为 4 个四级层序, 结合前述的牙形石分析, 塔河良里塔格组顶部应有大约 1 个四级层序没有保存.

4 讨论

4.1 塔河和塔中台地类型及演化模式对比

晚奥陶世良里塔格组沉积时, 塔河和塔中分属两个台地, 中间为阿瓦提-满加尔坳陷. 这样在同一

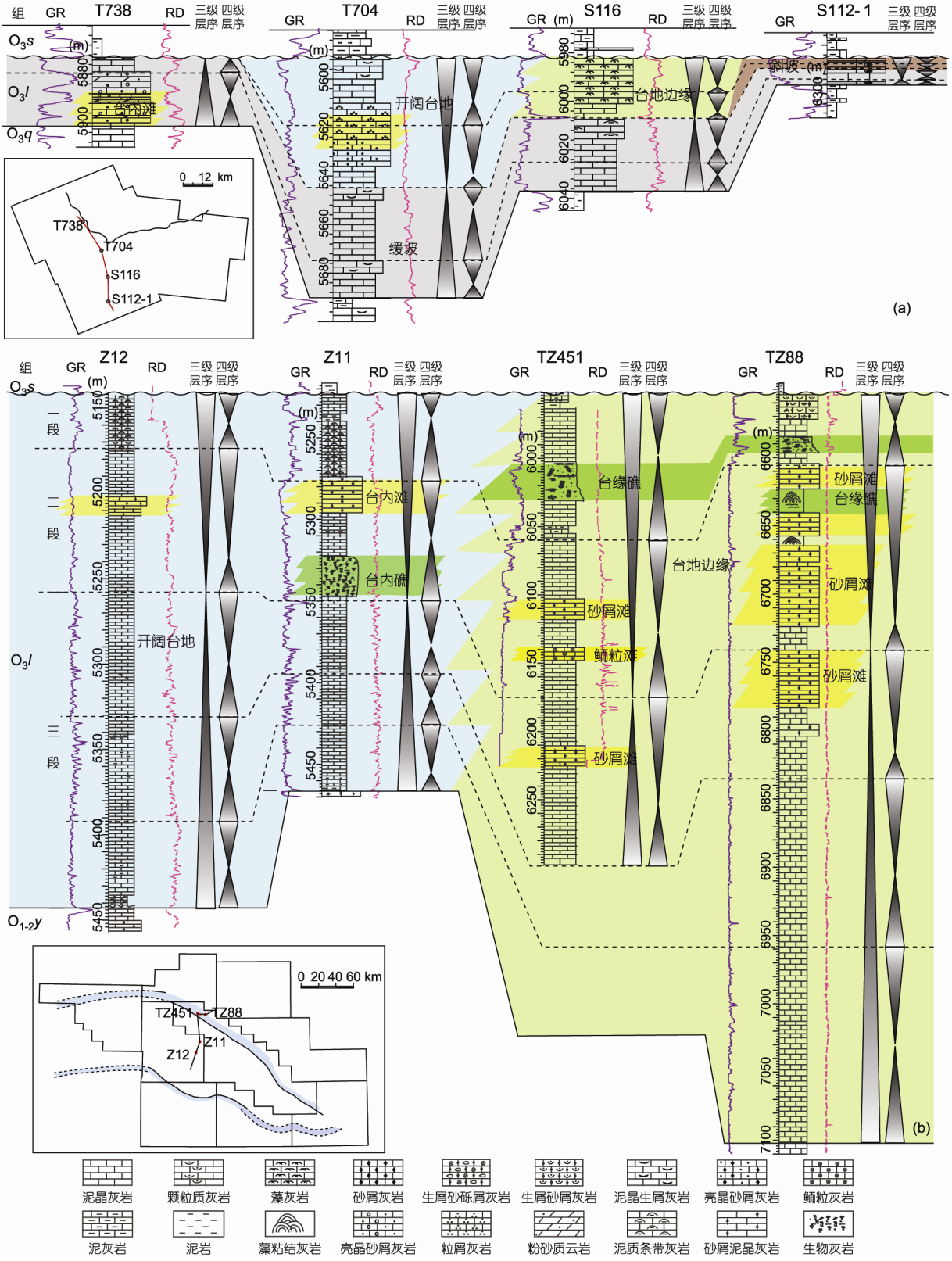


图 5　塔河油田(a)和塔中油田(b)层序地层格架对比

海盆、同一相对海平面升降和相似的气候条件的制约下, 两个台地沉积环境不同的主要因素是什么呢? 因为前人已经对两个地区的构造演化做了大量的工作研究[38~41], 并取得了较为明确的认识, 因此本次工作主要着重从陆源碎屑注入这一因素探讨两个台地的异同.

为了更进一步的探讨台地发育过程中是否受到陆源碎屑物质注入的影响, 鉴于海水的锶同位素组成主要受壳源和幔源两个来源锶的控制, 可以很好的指示壳源和幔源[42~46], 本文选取塔河地区 6 口井 18 个样品和塔中地区 TZ82 井 14 个样品进行了锶同位素测试. 样品用微型牙钻钻取, 取样过程中避开后期的脉和溶蚀孔洞, 尽量避免后期受强成岩蚀变影响的区域. 锶同位素样品在中国科学院地质与地球物理研究所 Rb-Sr 同位素超净化实验室完成, 测试在 VG354 固体同位素质谱仪上进行, 测得的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值按照 $^{87}Sr/^{86}Sr=0.1194$ 的质量分馏标准进行校正, 测得的 NBS987 标准样品锶同位素平均值为(0.710272±0.000012).

分析结果表明(表 2), 塔河良里塔格组 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值在 0.708136~0.719936 之间, 平均值为 0.7099, 在 18 个样品中有 6 个样品 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值>0.710, 晚奥陶世时全球正常海相碳酸盐岩锶同位素的组成范围为 0.7078~0.7082[47,48], 塔河良里塔格组碳酸盐岩显

表 2　塔河和塔中地区良里塔格组碳酸盐岩锶同位素测试结果

样品号	深度(m)	样品类型	$^{87}Sr/^{86}Sr$	2σ
S106-1	5885.92	生屑灰岩	0.708353	0.000011
S106-2	5884.14	泥晶灰岩	0.710756	0.000011
S110-1	6096.61	泥晶鲕粒灰岩	0.710044	0.000011
S110-2	6095.65	泥晶灰岩	0.719936	0.000011
S110-3	6089.9	泥晶砂屑灰岩	0.709088	0.000013
S110-4	6088.43	泥晶砂屑灰岩	0.708904	0.000019
S110-5	6086.52	泥晶砂屑灰岩	0.709119	0.000010
S110-6	6083.91	泥晶砂屑灰岩	0.708919	0.000013
S111-1	6105.89	亮晶蓝细菌砾屑灰岩	0.708202	0.000009
S111-2	6104.96	生屑灰岩	0.708136	0.000011
S114-1	6304.17	亮晶砂屑灰岩	0.708596	0.000010
S114-2	6299.39	泥晶灰岩	0.708560	0.000011
T705-1	5657.95	含生屑微晶灰岩	0.711927	0.000014
T705-2	5648.6	结晶灰岩	0.708659	0.000011
T705-3	5641.7	砂屑微晶灰岩	0.711311	0.000014
T705-4	5638.3	砂屑灰岩	0.708261	0.000010
T751-1	5840.2	蓝细菌泥晶灰岩	0.709005	0.000012
T751-2	5776	泥晶灰岩	0.710323	0.000015
塔河平均			0.709894	
TZ82-1	5354	生屑泥晶灰岩	0.708114	0.000010
TZ82-2	5366.9	生屑泥晶灰岩	0.708312	0.000010
TZ82-3	5378.46	含生屑粉晶灰岩	0.708299	0.000014
TZ82-4	5420.53	粉晶灰岩	0.708270	0.000012
TZ82-5	5435.27	砂屑灰岩	0.708211	0.000014
TZ82-6	5437.67	粉晶灰岩	0.708254	0.000012
TZ82-7	5447.44	蓝细菌灰岩	0.708326	0.000012
TZ82-8	5452.87	蓝细菌灰岩	0.708341	0.000014
TZ82-9	5461.45	泥晶灰岩	0.708746	0.000013
TZ82-10	5461.66	泥晶灰岩	0.708517	0.000012
TZ82-11	5465.71	泥晶灰岩	0.708700	0.000010
TZ82-12	5466	泥晶灰岩	0.708754	0.000011
TZ82-13	5477.3	砂屑灰岩	0.708320	0.000012
TZ82-14	5479.58	粉晶灰岩	0.708276	0.000010
塔中平均			0.708389	

著高的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值反映了受到了壳源组分影响, 这与岩芯和显微镜下普遍见陆源碎屑成分相吻合, 有机质碎屑影响导致塔河地区良里塔格组台地建造速度与海平面变化不协调. 而塔中良里塔格组 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值在 0.7081~0.7088 之间, 平均值为 0.7084, 与前人研究报道[49,50]数据分布范围接近. 有一半样品的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值>0.7082, 高于海相碳酸盐岩锶同位素组成范围, 表明塔中地区在良里塔格组沉积时期也受陆源物质影响, 但影响程度远没有塔河地区强烈.

塔河地区良里塔格组碳酸盐台地建造在海平面上升背景下[49], 发育远不如寒武纪-中奥陶世台地, 在本区最厚为 145.5 m. 通过对大量探井的岩心观察以及大量地震、测井等资料的详细分析, 认为早期研究区为碳酸盐岩缓坡沉积, 以发育灰色、深灰色厚层状微晶灰岩、微晶泥灰岩, 夹褐灰-灰褐色薄-中层状生屑微晶灰岩、砂屑微晶灰岩为特征, 高能相相对不发育; 晚期由缓坡型碳酸盐台地演变为弱镶边型碳酸盐岩台地, 发育高能台地边缘相.

塔中地区良里塔格组为开阔台地-台地边缘-斜坡相沉积, 研究区西部总体上以低能开阔海台地沉积为主, 沉积了较厚的泥晶灰岩和少量的台内砂屑滩; Ⅰ号断裂带附近主要为台地边缘相, 再往东演变为斜坡相和深水盆地沉积. 良里塔格组沉积早期(良三段), Ⅰ号断裂带比较低缓, 沉积物以含泥灰岩为主, 局部发育灰泥丘, 良二段-良一段塔中Ⅰ号断裂带台缘陡坡逐渐形成, 沉积物以强镶边式礁滩复合体为主, 是储层发育的主要层段.

综上所述, 碳酸盐岩沉积学、层序地层学结合揭示了碳酸盐台地的演化过程(图 6). 塔河地区良里塔格组早期为缓坡型台地, 到晚期建设为弱镶边台地, 坡度较小, 礁滩复合体厚度相对较小(图 6(b)); 塔中晚奥陶世良里塔格组沉积早期, 由于塔中Ⅰ号断裂带初始发育, 塔中发育宽缓低能弱镶边碳酸盐岩台地边缘, 以发育灰泥丘和低能泥晶粒屑滩为特征, 良里塔格组沉积晚期, Ⅰ号断裂带活动明显, 断裂上盘逐渐抬升, 断裂运动引起的局部地区抬升在短暂的构造稳定期和适度的海平面上升背景下, 塔中东北Ⅰ号断裂带附近是一个清澈、纯净、碳酸盐岩生长率较高的区域, 极利于礁滩的形成, 为强镶边台地, 发育礁滩复合体, 礁滩复合体厚度大(图 6(a)). 塔河和塔中不同的沉积环境导致其物质基础不一样, 这表现在矿物成分, 礁滩体规模等上. 塔河地区良里塔格期碳酸盐岩台地的发育程度比塔中碳酸盐岩台地发育程度差得多, 反映了良里塔格期两地构造运动的强弱及陆源物质的充注程度的差别.

4.2 早期成岩作用对比

早成岩阶段主要的成岩作用类型包括海底胶结作用和同生-准同生大气水作用. 前人研究表明, 早成岩阶段成岩作用与沉积环境密切相关. 如浅水碳酸盐岩受早期成岩作用影响强烈[51], 在海平面小幅下降过程中, 碳酸盐台地沉积物也可能会暴露在大气淡水环境而发育大气水成岩作用, 特别是对于台地边缘或者台地内部高能沉积环境鲕粒、团粒浅滩和礁在海平面下降时易暴露出海面接受淡水淋滤[52~54], 形成优质的原生-准同生储集空间, 从而成为良好的

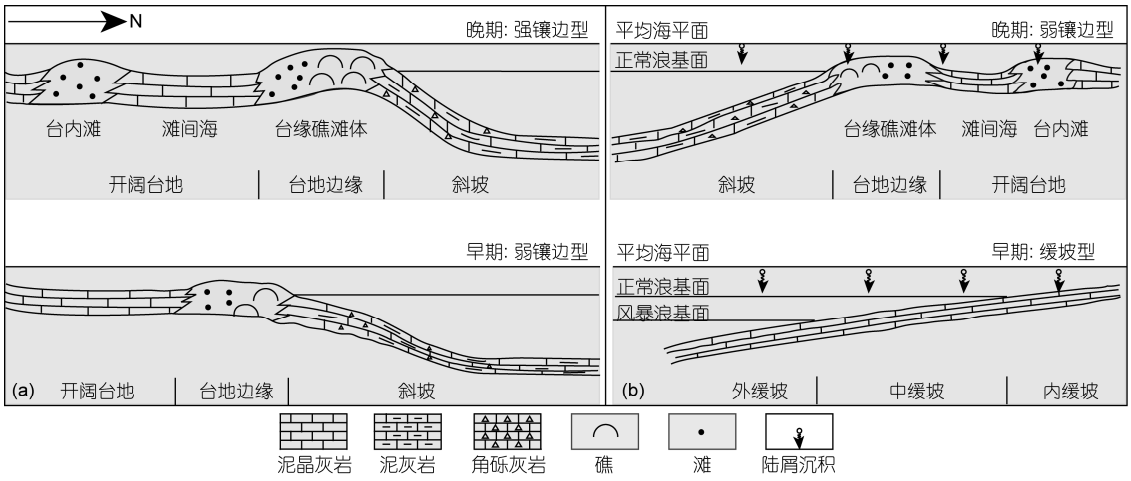


图 6 塔中地区(a)和塔河地区(b)良里塔格组碳酸盐岩沉积演化模式对比

储层.

塔河地区良里塔格组时期总体水体较深, 高能相不发育, 同生期海水胶结作用较强, 因此原生孔隙总体不发育. 且准同生大气淡水溶蚀作用发育整体不明显, 这与塔河整体水体较深密切相关, 高频层序多形成于水下, 仅在局部的高能带有微暴露. 而塔中地区由于Ⅰ号断裂带的发育, 使Ⅰ号断裂带附近为浅水区域, 高能礁滩相发育, 海平面变化时经常暴露水面, 胶结弱, 可以保留更多原生孔隙的同时, 形成多期大气淡水透镜体, 早期粒内溶孔和粒间溶孔发育(图 4(g))[55].

相对台地其他部位灰岩, 台缘水体能量较高, 较高的水体能量淘洗了细粒灰泥或陆源碎屑泥质物, 使得较纯的礁滩相灰岩在相同的构造强度下有利于构造缝的发育, 也为深部流体的流动提供了通道, 而且蓝细菌类有机质在一定的埋深条件下容易发生热演化产生有机酸, 这都有利于埋藏溶蚀作用的发生. 因此, 塔河和塔中台缘礁滩处后期易发育埋藏溶蚀作用, 特别是水体能量更高、礁滩体规模更大的塔中地区.

4.3　沉积作用对储层影响

通过对塔河地区 13 口钻井铸体薄片显微观测与储集空间发育状况统计表明, 良里塔格组碳酸盐岩最主要的储集空间为裂缝, 出现频率达到 68.6%, 其次为晶间溶孔和非选择性不规则溶孔, 两者约占总薄片数的 20%, 准同生(成岩)期的选择性溶蚀孔隙仅局部少量发育, 同生-准同生储集空间在塔河地区所占比例<10%(图 7).

塔中地区礁滩储层普通薄片和铸体薄片观察统计表明, 良里塔格组碳酸盐岩粒内溶孔非常发育, 平均约占 30.8%, 裂缝和粒间溶孔次之, 所占比例分别为 27.3%和 20%, 晶间溶孔出现频率为 10.3%, 而铸模孔相对较少, 约为 6%(图 7). 可见, 粒内溶孔、裂缝、粒间溶孔发育在基质孔隙中占优势, 塔中地区良里塔格组总体为裂缝-孔隙型.

由上可知, 塔河和塔中地区良里塔格组碳酸盐岩储层储渗空间类型特征有很大差异, 塔河良里塔格组碳酸盐岩储层储渗空间类型较为单一, 以裂缝为主, 粒内溶孔不常见, 仅在礁滩相颗粒灰岩中少量发育; 塔中地区良里塔格组礁滩相储层储渗空间类型多样, 孔隙类是其最主要的储渗空间, 粒内溶孔和粒间溶孔最为重要, 其次为裂缝、晶间溶孔、和非组构选择性溶孔等.

通过对塔河工区内 16 口井 257 个样品常规物性统计分析, 塔河地区良里塔格组台地边缘的生屑滩物性最好, 平均孔隙度为 1.9%; 砂砾屑滩微相平均孔隙度次之, 为 1.7%; 滩间海物性较差, 平均孔隙度为 0.58%(图 8). 位于高能带的台缘相有较好的油气显示, 如 S107 井良里塔格组为台地边缘相, 砾屑、砂屑含量高, 结构较粗, 有利于岩溶作用的发育, 因而形成了岩溶缝洞型储层; S111 局部高能台缘浅滩和蓝细菌丘环境下物性较好, 并且岩芯录井局部生物

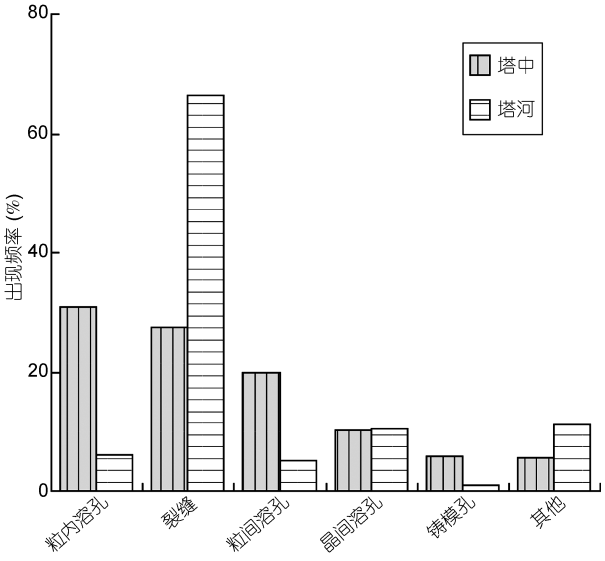


图 7　塔河和塔中Ⅰ号断裂带良里塔格组碳酸盐岩储集空间类型统计图

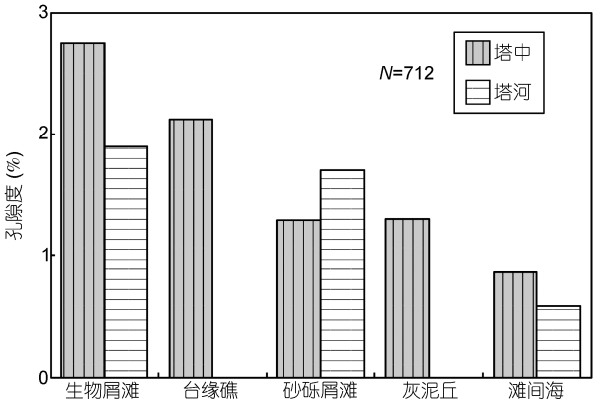


图 8　塔河和塔中地区良里塔格组碳酸盐岩不同沉积相带孔隙度分布

体腔发生溶蚀, 形成溶蚀孔洞, 见到良好油气显示.

塔中碳酸盐岩储集层的储渗性能与所处沉积相带关系密切. 统计表明[5], 台地边缘相带礁滩复合体储集性能由好到差的顺序是: 生屑滩>台缘礁>灰泥丘>砂砾屑滩>滩(礁或丘)间海(图 8), 而且台缘外带灰岩储层的质量总体上优于台缘内带. 总体来看, 生物屑滩、礁核和礁翼储层最好, 平均基质孔隙度在2%以上, 如塔中 62 井区发育的棘屑灰岩的平均孔隙度可达 7%~8%, 面孔率为 4%~5%[13], 是Ⅰ号断裂带地区的一类优质储层. 而灰泥丘和砂砾屑滩较低, 平均孔隙度仅约 1.3%. 生物礁原生孔隙、洞穴发育, 且孔洞间连通性好, 孔隙度、渗透率高, 后期成岩和构造作用改造产生大量次生孔隙和裂缝, 这都使生物礁成为良好的储层. 礁前角砾相、浅滩相原生孔隙发育, 是有利储集相带. 泥晶灰岩、粒泥岩及泥晶颗粒灰岩的渗蚀程度远远小于高能环境下沉积的亮晶颗粒灰岩及礁灰岩. 相比与塔中, 塔河良里塔格组生屑滩和台缘礁不发育, 因此总体上储层物性不如塔中地区.

综上所述, 高能相带是优质储层发育的基础, 沉积相控制岩石的结构和岩性, 从而控制岩石原生孔的发育程度, 并在很大程度上影响溶蚀孔隙的发育, 虽然储层孔隙主要为次生溶蚀孔隙, 但原生孔隙的存在是溶蚀作用发生的必要条件, 溶蚀孔隙大多是在原生孔隙的基础上发展起来的. 因此, 在塔里木盆地上奥陶统良里塔格组碳酸盐岩储集层必须考虑沉积环境的影响, 特别是塔中地区, 由于原始沉积环境的优势, 高能的礁滩体构成很好的储层.

5 结论与认识

(1) 通过厘定等时地层格架, 综合岩心、测井曲线和地震资料分析, 塔河和塔中地区良里塔格组各划分为 1 个三级层序, 塔中发育 5 个四级层序, 而牙形石资料说明塔河仅保存下面 4 个四级层序. 与塔河地区相比, 塔中地区除发育有砂屑滩、生屑滩、鲕粒滩、砾屑滩、泥晶灰岩、泥灰岩和粒屑泥晶灰岩沉积微相外, 还识别出礁和灰泥丘沉积微相.

(2) 塔河地区良里塔格组为缓坡型-弱镶边台地, 碳酸盐岩生长率低(37 μm/a), 水体相对较深、能量较低, 且碳酸盐岩基质较高的陆屑矿物含量和锶同位素比值($^{87}Sr/^{86}Sr$)都揭示受陆源碎屑影响显著, 导致台地建造速度与海平面变化不协调; 而塔中地区台地建造速度与海平面变化基本谐调, 为强镶边台地, 台地建造速度(250 μm/a)和高能礁滩相的分布远远大于塔河地区. 两地区良里塔格组时期沉积环境存在较大差异.

(3) 塔河地区由于水体较深, 高能相不发育, 同生期海水胶结作用较强, 因此原生孔隙总体不发育. 而塔中地区由于Ⅰ号断裂带的发育, 使Ⅰ号断裂带附近为浅水区域, 高能礁滩体经常暴露水面, 胶结弱, 可以保留更多原生孔隙. 塔里木盆地上奥陶统良里塔格组碳酸盐岩储集层预测时需考虑沉积环境的影响.

致谢 本文写作过程中, 就地层划分和对比征求了中国科学院南京地质古生物研究所陈旭院士和李越研究员、中国石油勘探开发研究院张师本教授级高工的意见, 中国石油塔里木油田分公司勘探开发研究院、中国石化西北分公司在岩芯观测方面给予大力支持, 在此一并表示衷心感谢.

参考文献

1 刘春晓, 杨小波, 钱利. 新疆塔中地区奥陶系地层划分与岩性研究. 地层学杂志, 2009, 33: 217–224
2 陈轩, 赵宗举, 张宝民, 等. 塔里木盆地塔中孤立台地北缘上奥陶统良里塔格组精细沉积建模. 沉积学报, 2009, 27: 1002–1011
3 张传禄, 韩宇春, 罗平. 塔中地区中上奥陶统沉积相. 古地理学报, 2001, 3: 35–44
4 顾家裕, 张兴阳, 罗平, 等. 塔里木盆地奥陶系台地边缘生物礁、滩发育特征. 石油与天然气地质, 2005, 26: 277–283
5 陈景山, 王振宁, 代宗仰, 等. 塔中地区中上奥陶统台地镶边体系分析. 古地理学报, 1999, 1: 8–17
6 何碧竹, 焦存礼, 王生朗, 等. 塔里木盆地塔中地区上奥陶统近环带状台地边缘相带特征及勘探前景. 地质学报, 2009, 83: 1039–1046
7 杨海军, 刘胜, 李宇平, 等. 塔中地区中-上奥陶统碳酸盐岩储集层特征分析. 海相油气地质, 2000, 5: 73–83
8 邬光辉, 李启明, 张宝收, 等. 塔中Ⅰ断裂坡折带构造特征及勘探领域. 石油学报, 2005, 26: 27–30
9 孙玉善, 韩杰, 张丽娟, 等. 塔里木盆地塔中地区上奥陶统礁滩体基质次生孔隙成因——以塔中 62 井区为例. 石油勘探与开发, 2007,

34: 541–547
10 王振宇, 严威, 张云峰, 等. 塔中上奥陶统台缘礁滩体储层成岩作用及孔隙演化. 新疆地质, 2007, 25: 287–290
11 赵宗举, 王招明, 吴兴宁, 等. 塔里木盆地塔中地区奥陶系储层成因类型及分布预测. 石油实验地质, 2007, 29: 40–47
12 魏国齐, 贾承造, 宋惠珍, 等. 塔里木盆地塔中地区奥陶系构造-沉积模式与碳酸盐岩裂缝储层预测. 沉积学报, 2000, 18: 408–412
13 沈安江, 王招明, 杨海军, 等. 塔里木盆地塔中地区奥陶系碳酸盐岩储层成因类型、特征及油气勘探潜力. 海相油气地质, 2006, 11: 1–12
14 侯明才, 万梨, 傅恒, 等. 塔河南盐下地区上奥陶统良里塔格组沉积环境分析. 成都理工大学学报(自然科学版), 2006, 33: 509–516
15 刘嘉庆, 李忠, 韩银学, 等. 塔河油田上奥陶统良里塔格组碳酸盐岩沉积地球化学特征与台地演化. 地质科学, 2010, 45: 278–291
16 Schlager W. Carbonate sedimentology and sequence stratigraphy. SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology, Vol. 8. SEPM: Tulsa, Oklahoma, 2005. 200
17 Schlager W. Sedimentology and sequence stratigraphy of reefs and carbonate platforms. Am Ass Petrol Geol Continuing Education Course Notes Series, 1992, 34: 71
18 Handford C R, Loucks R G. Carbonate depositional sequences and systems tracts-responses of carbonate platforms to relative sea-level changes. In: Loucks R G, Sarg J F, eds. Carbonate Sequence Stratigraphy. Am Assoc Petrol Geol Mem, 1993, 57: 3–42
19 Fyhn M B W, Boldreel L O, Nielsen L H N. Tectonic and climatic control on growth and demise of the Phanh Rang Carbonate Platform offshore south Vietnam. Basin Res, 2009, 21: 225–251
20 李忠, 韩登林, 寿建峰, 等. 沉积盆地成岩作用系统及其时空属性. 岩石学报, 2006, 22: 2151–2164
21 李忠, 刘嘉庆. 沉积盆地成岩作用的动力机制与时空分布研究若干问题及趋向. 沉积学报, 2009, 27: 837–848
22 Spence G H, Tucker M. Modelling carbonate microfacies in the context of high-frequency dynamic relative sea-level and environmental change. J Sediment Res, 1999, 69: 947–967
23 贾承造. 中国塔里木盆地构造特征与油气. 北京: 石油工业出版社, 1997
24 王清晨, 李忠. 库车-天山盆山系统与油气. 北京: 科学出版社, 2007
25 李忠, 黄思静, 刘嘉庆, 等. 塔里木盆地塔河奥陶系碳酸盐岩储层埋藏成岩和构造-热流体作用及其有效性. 沉积学报, 2010, 28: 969–979
26 孙龙德, 李曰俊, 江同文, 等. 塔里木盆地塔中低凸起——一个典型的复式油气聚集区. 地质科学, 2007, 42: 602–620
27 方大钧, 沈忠悦. 塔里木地块各时代视磁极及板块漂移. 浙江大学学报(理学版), 2001, 28: 100–106
28 陈旭, Bergström S M. 奥陶系研究百余年: 从英国标准到国际标准. 地层学杂志, 2008, 32: 1–14
29 高志前, 樊太亮, 焦志峰, 等. 塔里木盆地寒武-奥陶系碳酸盐岩台地样式及其沉积响应特征. 沉积学报, 2006, 24: 19–27
30 樊太亮, 于炳松, 高志前. 塔里木盆地碳酸盐岩层序地层特征及其控油作用. 现代地质, 2007, 21: 57–65
31 俞仁连, 傅恒. 构造运动对塔河油田奥陶系碳酸盐岩的影响. 天然气勘探与开发, 2006, 29: 1–6
32 张涛, 蔡希源. 塔河地区加里东中期古岩溶作用及分布模式. 地质学报, 2007, 81: 1125–1134
33 赵宗举, 赵治信, 黄智斌. 塔里木盆地奥陶系牙形石带及沉积层序. 地层学杂志, 2006, 30: 193–203
34 王志浩, 李越, 王建坡, 等. 塔里木中央隆起区上奥陶统的牙形刺. 微体古生物学报, 2009, 26: 97–116
35 贾承造, 张师本, 吴绍祖, 等. 塔里木盆地及周边地层(下册). 北京: 科学出版社, 2004, 260–261
36 Haq B, Schutter S R. A chronology of Paleozoic sea-level changes. Science, 2008, 322: 64–68
37 楼雄英. T_7^2 界面与塔中隆起上奥陶统碳酸盐岩古岩溶储层. 沉积与特提斯地质, 2005, 25: 24–32
38 闫相宾, 李铁军, 张涛, 等. 塔中与塔河地区奥陶系岩溶储层形成条件的差异. 石油与天然气地质, 2005, 26: 202–207
39 徐国强, 刘树根, 李国蓉, 等. 塔中、塔北古隆起形成演化及油气地质条件对比. 石油与天然气地质, 2005, 26: 114–119
40 吕修祥, 杨宁, 周新源, 等. 塔里木盆地断裂活动对奥陶系碳酸盐岩储层的影响. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2008, 38(增刊Ⅰ): 48–54
41 李曰俊, 吴根耀, 孟庆龙, 等. 塔里木盆地中央地区的断裂系统: 几何学、运动学和动力学背景地质科学. 地质科学, 2008, 43: 82–118
42 Peterman Z E, Hedge C E, Tourtelot H A, et al. Isotopic composition of strontium in sea water throughout Phanerozoic time. Geochim Cosmochim Acta, 1970, 34: 105–120
43 Veizer J. Strontium isotopes in seawater through time. Ann Rev Earth Planet Sci Lett, 1989, 17: 141–167
44 Banner J L. Application of the trace element and isotope geochemistry of strontium to studies of carbonate diagenesis. Sedimentology, 1995, 42: 805–824
45 McArthur J M, Howarth R J. Strontium isotope stratigraphy. In: Gradstein F M, Ogg J M, Smith A G, eds. A Geologic Time Scale. Cambridge: Cambridge University Press, 2004. 96
46 Tomomi K, Mamiko F, Yukio I, et al. The Paleozoic minimum of $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratio in the Capitanian (Permian) mid-oceanic carbonates: A

critical turning point in the Late Paleozoic. J Asian Earth Sci, 2008, 32: 22–33
47 Denison R E, Koepnick R B, Burke W H, et al. Construction of the Cambrian and Ordovician seawater $^{87}Sr/^{86}Sr$ curve. Chem Geol, 1998, 152: 325–340
48 McArthur J M, Howarth R J, Bailey T R. Strontium isotope stratigraphy: Low ess version 3: Best fit to the marine Sr isotope curve for 0–509 Ma and accompanying look up table for deriving numerical Age. J Geol, 2001, 109: 155–170
49 江茂生, 朱井泉, 陈代钊, 等. 塔里木盆地奥陶纪碳酸盐岩碳、锶同位素特征及其对海平面变化的响应. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2002, 32: 36–42
50 郑和荣, 刘春燕, 吴茂炳, 等. 塔里木盆地奥陶系颗粒石灰岩埋藏溶蚀作用. 石油学报, 2009, 30: 9–15
51 Friedman G M. Early diagenesis and lithification in carbonate sediments. J Sediment Res, 1964, 34: 777–813
52 Beach D K, Ginsburg R N. Facies succession of Pliocene-Pleistocene carbonates, northwestern Great Bahama Bank. Am Ass Pet Geol Bull, 1980, 94: 1634–1642
53 Beach D K. Controls and effects of subaerial exposure on cementation and development of secondary porosity in the subsurface of Great Bahama Bank. In: Budd D A, Saller A H, Harris P M, eds. Unconformities and Porosity in Carbonate Strata. Am Ass Petrol Geol Mem, 1995, 63: 1–33
54 Manfrino C, Ginsburg R N. Pliocene to Pleistocene deposition history of the Upper Platform Margin. In: Ginsburg R N, ed. Subsurface Geology of A Prograding Carbonate Platform Margin. SEPM Spec Publ, 2001, 70: 17–40
55 刘嘉庆, 李忠, 韩银学, 等. 塔里木盆地塔中上奥陶统碳酸盐台地高频层序控制的早期成岩作用及其对储层分布的影响. 岩石学报, 2010, 26: 3629–3640