

文章编号: 1000-0550(2002)02-0188-09

# 羌塘盆地那底岗日地区中 侏罗世层序地层与碳、氧、锶同位素响应<sup>①</sup>

谢渊<sup>1,2</sup> 王剑<sup>2</sup> 刘家铎<sup>1</sup> 罗建宁<sup>2</sup> 张哨楠<sup>1</sup> 杨宝星<sup>1</sup> 李明辉<sup>2</sup>

1(成都理工大学 成都 610059) 2(成都地质矿产研究所 成都 610082)

**摘要** 羌塘盆地那底岗日地区中侏罗世沉积了一套稳定的滨浅海相碳酸盐岩与碎屑岩地层,通过层序地层研究划分出五个三级层序。对其中四个层序内碳酸盐岩碳、氧、锶稳定同位素测试分析得出,不同层序、层序界面及层序内不同体系域的 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $N(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ 值均有明显的差异,并具规律性变化,整体上反映出研究区中侏罗世发生了多次海平面升降变化和气候、构造活动的演变,为层序地层研究提供了定量的地质地球化学依据。

**关键词** 那底岗日地区 中侏罗世 层序地层 碳、氧、锶同位素响应

**第一作者简介** 谢渊 男 1971年出生 博士研究生 储层沉积学

**中图分类号** P539.2 **文献标识码** A

层序地层学在历经二十多年蓬勃发展的今天,尽管定性的地质描述、宏观地质现象的追索、测井及地震地层的划分和对比分析仍是其研究的主要方法,但量化地质依据和微观测试分析的应用也已成为精细、准确、高分辨率层序地层研究的更高要求。稳定同位素测试成果的应用作为地质学向量化方向发展的一大推动力量,在层序地层学研究中同样也已显示出其特有的魅力和广阔的应用前景,并取得了一些颇有价值的研究成果<sup>[1,2,3]</sup>。本文首次通过定量的碳酸盐岩碳、氧、锶稳定同位素测试成果,结合沉积分析,研究羌塘盆地那底岗日地区中侏罗世海相层序地层的形成与演化,探讨了稳定同位素的组成变化与海平面变化、层序地层形成演化的关系。

## 1 地质概况

羌塘盆地形成于前泥盆纪基底上,是一个以泥盆纪—侏罗纪巨厚海相地层为主体沉积盖层的大型复合沉积盆地,以横亘于其间的中央隆起带为界,可划分为南、北羌塘两个坳陷带。本文所研究的那底岗日地区位于北羌塘坳陷带西南缘(图1),在侏罗纪构造活动相对较弱,连续沉积了一套中晚侏罗世海相地层,其中中侏罗世地层可分为三个组:

雀莫错组( $J_2q$ ):为一套杂色碎屑岩夹碳酸盐岩及膏盐岩沉积组合,在本区内平行不整合于那底岗日组之上,或不整合于上三叠统肖茶卡组之上。由下向上可分为三个岩性段:① $J_2q^1$  紫红色砾岩、砂岩沉积,顶部夹薄层微晶灰岩;② $J_2q^2$  灰、深灰色含膏灰岩、泥灰岩、白云质灰岩及白云岩;③ $J_2q^3$  灰绿、灰色夹暗紫红色砂岩、粉砂岩夹钙质泥岩、膏灰岩、灰岩沉积,顶部产较厚石膏层。

布曲组( $J_2b$ ):为一套整合于雀莫错组之上与夏里组之下的碳酸盐岩沉积,区域上展布稳定,为灰、深灰色泥晶灰岩、泥质泥晶灰岩夹生物灰岩、生屑灰岩及鲕粒灰岩沉积,产丰富的腕足类、双壳类化石。

夏里组( $J_2x$ ):为一套整合于布曲组之上和上侏罗统索瓦组之下的、以碎屑岩为主夹碳酸盐岩和膏盐岩的沉积组合。由下向上细分为三段:① $J_2x^1$  灰绿、灰、深灰色钙质泥岩、页岩夹介壳灰岩、泥灰岩及石膏沉积;② $J_2x^2$  灰、深灰色泥晶灰岩、颗粒灰岩及少量钙质

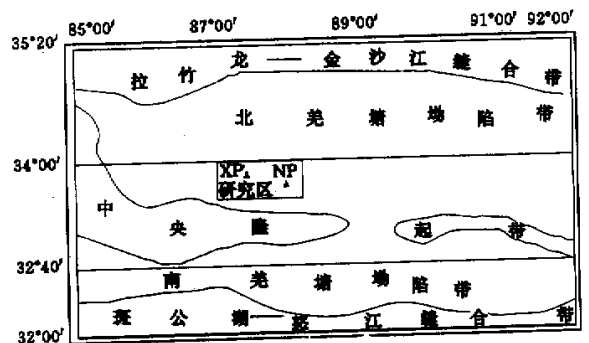


图1 羌塘盆地构造单元划分与研究区位置图

Fig. 1 Division of the tectonic units of the Qiangtang basin and the location of the study area and sections

① 受原中国石油天然气总公司“九·五”科技攻关项目资助(沉积学大会获奖论文)

泥岩, ③ $J_2x^3$ : 下部为灰绿、灰色钙质泥岩夹泥灰岩、石膏沉积, 中上部由紫红、灰绿色砂岩、粉砂岩夹钙质泥岩和少量灰岩组成。

## 2 中侏罗世层序地层划分及其基本特征

本文以区内工作程度较高、中侏罗世地层出露较全的那底岗日剖面(NP)<sup>①</sup>和向阳湖南剖面(XP)<sup>②</sup>(图 1)为基干剖面, 在前人的工作基础上<sup>[3, 4]</sup>, 结合地质路线调查和层序地层界面的追索, 把中侏罗统划分为 5 个三级层序(图 2), 其特征如下:

层序 I: 相当于岩石地层的雀莫错组第一、二段。层序底界面为一区域性平行不整合面(在北羌塘坳陷的菊花山、东湖、错尼、多格错仁、雁石坪、乌兰乌拉湖东山、温泉等地雀莫错组均为平行不整合或不整合于那底岗日组、上三叠统或更老地层之上, 但在南羌塘坳陷为整合接触), 区内表现为上覆粗粒碎屑沉积不整合于下伏火山岩石之上, 属于因强烈构造隆升、火山活动与海平面下降共同作用形成的一个典型的 I 型层序界面。其中低水位体系域(LST)由富含砾岩的砾质辫状河道组成的三角洲—滨岸沉积构成, 初始海泛面上出现薄层微晶灰岩沉积, 海侵体系域(TST)由潮坪相深灰色中层状微晶灰岩组成, 高水位体系域(HST)由蒸发潮坪相灰色中层状微晶、泥晶及粉晶白云岩、中薄层状石膏、白云化泥晶灰岩及泥灰岩组成。

层序 II: 相当于雀莫错组第三段。层序底界面为一个岩性岩相转换的 II 型界面。NP 剖面中陆棚边缘体系域(SMST)由泥灰岩→泥质粉砂岩夹砂质泥岩→细粒岩屑砂岩组成的前三角洲→三角洲前缘亚相构成, TST 为前三角洲亚相夹三角洲前缘亚相钙质泥岩、粉砂质泥岩、泥灰岩、泥晶灰岩夹薄层钙质(泥质)粉砂岩、岩屑长石砂岩沉积, HST 下部由三角洲前缘亚相河口砂坝、远砂坝砂岩的加积→进积沉积序列组成, HST 上部主要由咸化泻湖相钙质泥岩、砂质泥质灰岩夹石膏和少量白云石组成。XP 剖面中 EHST 砂岩发育小—大型交错层理、沙纹层理、对称波痕及透镜状楔形体; LHST 中产有 *Cyathidites* sp.(杪椶孢)等蕨类植物孢子和 *Classopollis* sp.(内环粉)等裸子植物花粉。

层序 III: 相当于岩石地层的布曲组与夏里组第一段。层序底界面是海平面下降之后旋即发生快速上升形成的一个沉积岩相转换的 II 型界面, 因此该层序不发育 SMST, 主要由 TST 和 HST 构成。其中 TST 为水体较深的台地泻湖相夹浅滩相深灰色、灰黑色薄—中层状泥质泥晶灰岩、泥晶灰岩组成, 含少量介壳灰

岩、鲕粒灰岩, 岩石中生物化石丰富, 并以保存完整的腕足类化石居多。HST 下部由多套中—厚层状泥晶灰岩、钙质泥岩、泥灰岩泻湖相沉积夹介屑灰岩、介屑泥灰岩、含介屑核形石灰岩、鲕粒灰岩浅滩相沉积组成, 岩层中夹少量薄层细砂岩; HST 上部由咸化泻湖相含陆源碎屑钙质泥岩、泥晶灰岩、石膏及少量泥晶白云岩组成, 岩石中动物化石含量减少, 产有 *Classopollis* sp.(内环粉)等裸子植物花粉及少量双壳类化石。

层序 IV: 相当于岩石地层的夏里组第二段、和第三段下部。该层序底界面同样为海平面下降之后发生迅速大规模上升形成的一个沉积岩相转换面, 因此本区该层序主要由 TST 和 HST 组成。其中 TST 由浅滩相与泻湖相的泥质钙质粉砂岩、薄层细砂岩、砂屑灰岩与亮晶鲕粒灰岩、泥晶颗粒灰岩、泥晶灰岩夹泥灰岩组成。HST 下部由浅滩相鲕粒灰岩、泥晶核形石灰岩、介屑灰岩与泻湖相泥质泥晶灰岩、泥灰岩夹钙质泥岩组成, 上部由蒸发泻湖相、潮坪相钙质泥岩夹石膏、泥灰岩或粉砂质泥岩、泥质粉砂岩夹石膏、生屑灰岩、鸟眼状白云岩、泥质白云岩等岩石组成。

层序 V: 该层序的底界面为盆地中从北向南的大规模海退与碎屑物供给充分等地质条件所控制形成的一个 II 型层序界面, 发育滨海碎屑岩甚至河流相沉积。区内中侏罗统事仅发育 SMST(对应于夏里组三段上部), 而 TST 和 HST 发育于上侏罗统索瓦组。NP 剖面的 SMST 由灰绿色薄—中层单方面泥质粉砂岩、钙质粉砂岩夹极薄层煤线、细砂岩及少量含底冲刷砾石的细砂岩沉积的潮坪相、三角洲前缘亚相组成, 其中三角洲前缘亚相发育中—大型斜层理和沙纹层理, 潮坪相富含垂直虫管、少量水平虫管及沙纹层理。

## 3 层序地层的 C、O、Sr 稳定同位素响应

### 3.1 稳定同位素组成的影响因素

#### 3.1.1 $\delta^{13}C$ 值的受控因素

地质历史中海相碳酸盐岩  $\delta^{13}C$  值尽管呈现波动性变化<sup>[5, 6]</sup>, 但不存在随地质年代的明显的单向演化趋势<sup>[7]</sup>, 这可能表明碳酸盐岩碳同位素组成受成岩作用的影响不明显<sup>[8, 9]</sup>, 而主要受沉积时期的环境因素所控制。对此, 早在 1964 年 Keith 和 Weber 便提出了 Z 值公式<sup>[7]</sup>用以判断碳酸盐岩岩石的沉积环境(Z 值 > 120) 还是陆相(Z 值 < 120)。之后人们进一步研究认为, 沉积环境中水介质的物理、化学及生物等条件的变化决定了碳酸盐岩的  $\delta^{13}C$  值的差异<sup>[9, 10, 11]</sup>。一般

① 该剖面(E87°56'32", N33°41'17")由朱同兴、秦建华等测制, 1996

② 该剖面(E87°27'27", N33°51'31")由李光明、谢渊等测制, 1997

认为, 沉积水介质盐度的增高会引起碳酸盐岩  $\delta^{13}\text{C}$  值变大<sup>[7,8,12]</sup>, 大气降水和陆源淡水的注入会使  $\delta^{13}\text{C}$  值降低。氧化条件下有机质中<sup>13</sup>C的氧化消耗并以  $\text{CO}_2$  形式回到海水使碳酸盐岩  $\delta^{13}\text{C}$  值降低, 还原条件下富<sup>12</sup>C的有机质快速埋藏而导致碳酸盐  $\delta^{13}\text{C}$  值增大<sup>[13]</sup>。生物发育时消耗海水中富<sup>12</sup>C的  $\text{CO}_2$  和  $\text{HCO}_3^-$ , 并经快速埋藏, 从而碳酸盐岩  $\delta^{13}\text{C}$  值升高; 生物贫乏时海水中  $\text{CO}_2$  和  $\text{HCO}_3^-$  消耗量减少, 加之有机质埋藏速率降低, 均会导致碳酸盐岩更富<sup>12</sup>C, 使  $\delta^{13}\text{C}$  值减少<sup>[13,14,15]</sup>。近岸带由于陆源淡水、有机物的大量带入和氧化, 从而会使碳酸盐  $\delta^{13}\text{C}$  值变小, 相对远岸带因陆源淡水、有机物注入量的减少和还原程度增强, 引起

岩石碳同位素组成变重。

由于海平面的升降变化在很大程度上影响了沉积环境中水介质的物理、化学及生物等条件的变化, 因而碳酸盐岩的  $\delta^{13}\text{C}$  值的变化可以反映海平面升降的变化。

### 3.1.2 $\delta^{13}\text{O}$ 值的受控因素

海相碳酸盐岩  $\delta^{13}\text{O}$  值在地质历史中具有随地质年代变老而明显降低的“同位素年代效应”, 这可能反映出随地质年代变化, 日益强烈的成岩作用对碳酸盐  $\delta^{13}\text{O}$  值的大小有着重要影响。同时人们也发现, 一定时期内处于相似或同一成岩背景下, 不同沉积环境形成的碳酸盐岩, 其氧同位素组成也有区别。沉积环境

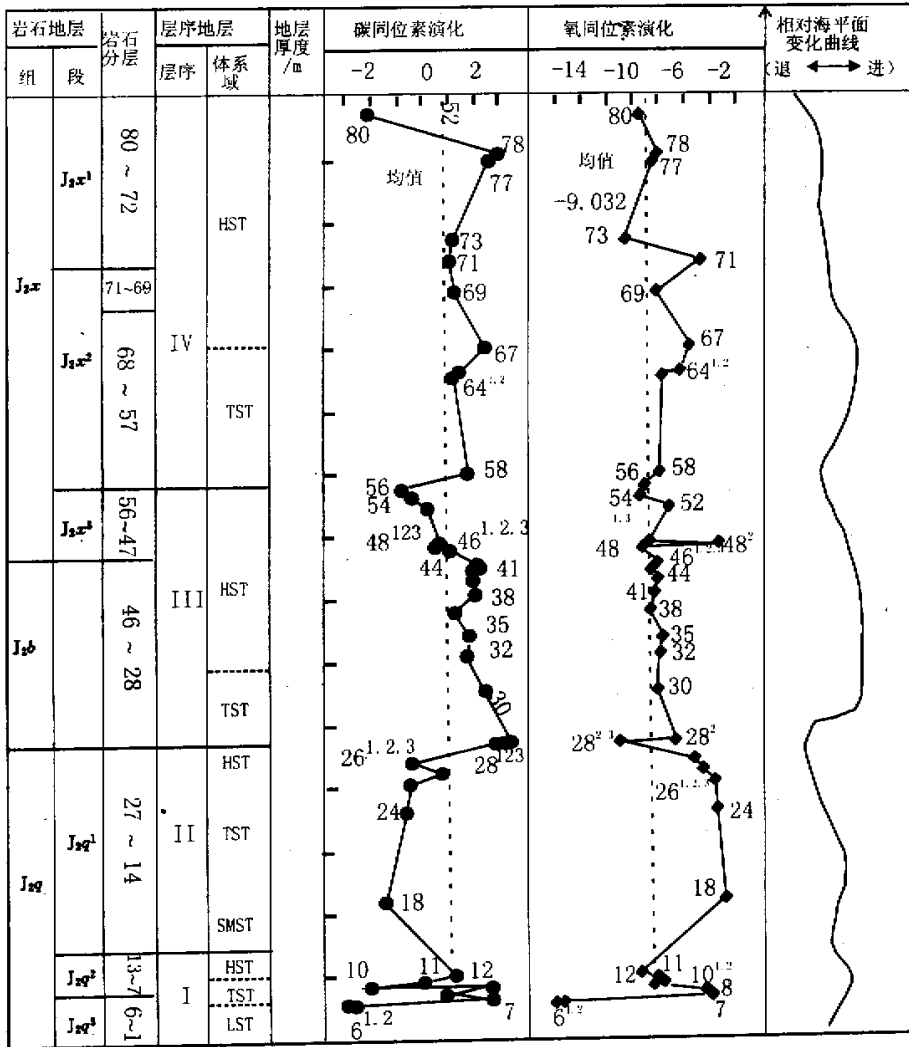


图2 那底岗日剖面中侏罗统层序地层的同位素响应

Fig. 2 Carbon and oxygen isotopic response of carbonates in the middle Jurassic sequence stratigraphy, Nadigangri Profile

中水介质盐度增高,蒸发作用加强,均会使碳酸盐岩  $\delta^{13}\text{O}$  值明显变大<sup>[7,12]</sup>;大气降水和陆源淡水的注入引起介质盐度降低,从而使岩  $\delta^{13}\text{O}$  值变小。温度对  $\delta^{13}\text{O}$  值的影响远大于盐度对它的影响,温度每升高 4℃,  $\delta^{13}\text{O}$  值相应降低 1‰<sup>[10]</sup>,相对应地,温度降低会导致  $\delta^{13}\text{O}$  值增大。海平面上升往往引起  $\delta^{13}\text{O}$  值降低,而海平面下降导致  $\delta^{13}\text{O}$  值增大<sup>[16]</sup>。

由上可见,一定时期内经历过相似或相同成岩过程的碳酸盐岩,其氧同位素组成的系统性、规律性变化,仍可为沉积环境的变化及海平面升降研究提供有益的地质地球化学依据。

### 3.1.3 $N(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ 值的受控因素

从前寒武纪至今,海相碳酸盐岩的  $N(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$  值经历过若干次大的涨落,而且一定地质时期内,不同沉积环境的碳酸盐岩的 Sr 同位素组成也存在变化<sup>[14,17,18,19]</sup>,这主要是由于不同地质时期、不同沉积环境中海水 Sr 组成的来源发生了变化。目前人们普遍认为,海水中 Sr 的同位素组成主要由三种 Sr 源所决定:①大陆壳硅铝质岩石经风化剥蚀提供的 Sr 源,具有极高的  $N(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$  值,平均为 0.720;②地幔铁镁质岩石通过海底扩张或火山活动提供的 Sr 源,其 Sr 同位素值低达 0.704 0;③古老海相碳酸盐岩重溶提供的 Sr 源,其 Sr 同位素组成介于前两者之间,平均为 0.708 0<sup>[18-23]</sup>。

当发生板块碰撞,构造隆升及其伴随的海平面下降时,古陆扩大,大量陆壳富<sup>87</sup>Sr 岩石风化剥蚀带入海水,会使碳酸盐岩  $N(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$  值相应升高。而当年青火山活动、海底扩张及与之伴随的海平面上升时,一方面使大量幔源 Sr 溶于海水,另一方面因古陆缩小而减少壳源 Sr 带入量,两者叠加效应的结果便会使碳酸盐岩  $N(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$  值显著降低。当幔源 Sr 供给稳定时,近岸环境由于大陆壳源 Sr 带入量多,其碳酸盐岩具有较高的  $N(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$  值;而相对远岸带的碳酸盐岩因壳源 Sr 带入量的减少而具有相对低的  $N(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$  值<sup>[18]</sup>。

可见, $N(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$  值的变化所反映的锶源的变化,很大程度上可以响应海平面的升降变化,因而碳酸盐岩的  $N(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$  值的变化可以为海相层序地层研究提供定量依据。

## 3.2 那底岗地区中侏罗世层序地层的 C、O、Sr 同位素响应

### 3.2.1 样品采集与测试

本次在 NP 剖面和 XP 剖面上主要选采未经蚀变的、无后期方解石脉充填的腕足类化石或泥晶灰岩、泥灰岩新鲜样品,室内再经薄片观察等检测精选后送样

测试,测得 50 件样品的 C、O 同位素值(NP 剖面 41 件,XP 剖面 9 件)和 15 件样品的 Sr 同位素值(XP 剖面)测值精度均达 0.02%,详见表 1、2。

### 3.2.2 中侏罗世层序地层的稳定同位素响应

从表 1、2 和图 2、3 可见,研究区中侏罗世碳酸盐岩  $\delta^{13}\text{C}$  值为  $-3.25\text{‰} \sim +3.304\text{‰}$ ,  $N(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$  值介于 0.707 02 ~ 0.708 62 之间,  $\delta^{18}\text{O}$  值大多介于  $-11.419\text{‰} \sim -3.28\text{‰}$  之间,与全球同期海相灰岩  $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $N(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$  值的分布范围基本一致<sup>[21]</sup>,而不同层序及其不同体系域中碳酸盐岩具有明显的同位素响应。

层序 I 的 C、O 同位素响应 层序 I 形成于中侏罗世早期海平面升降旋回期,发育 LST(三角洲—滨岸相砂、砾岩沉积)、TST 和 HST(均为泥晶灰岩、泥灰岩、白云岩夹石膏、泥质岩等沉积)。NP 剖面 TST 和 HST 中碳酸盐岩  $\delta^{13}\text{C}$  值为  $-3.25\text{‰} \sim +2.437\text{‰}$ ,平均值为  $-0.817\text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  值为  $-16.663\text{‰} \sim -4.41\text{‰}$ ,平均为  $-11.938\text{‰}$ 。

其中 TST 碳酸盐岩  $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$  平均值分别为  $-0.315\text{‰}$ 、 $-10.388\text{‰}$ ,从初始海泛面到最大海泛面  $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$  值升高。初始海泛面碳、氧同位素均为高负值,特别是  $\delta^{18}\text{O}$  值( $-16.366\text{‰}$ )远低于地史中海相灰岩  $\delta^{18}\text{O}$  值。据 Keith 和 Weber 的 Z 值公式判断,该层灰岩受陆源淡水影响较强(也可能有成岩作用的重要影响),反映此时沉积水体盐度受大气降水和地表径流的影响而大大低于正常海水的盐度,从导致灰岩的碳、氧同位素组成显著偏轻。向上随着海侵的进行,TST 中  $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$  值大幅度上升,顶部最大海泛面上  $\delta^{13}\text{C}$  值达到 2.44‰,  $\delta^{18}\text{O}$  值增大到  $-4.41\text{‰}$ ,表明随着中央隆起的沉降,大气降水和陆源物注入量明显减少,正常盐度海水入侵,使该区水体盐度增高,有机物理藏速率加大,氧化条件减弱,碳酸盐岩  $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$  值明显正偏。HST 中  $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$  平均值分别为 0.309‰、 $-8.129\text{‰}$ ,整体上反映此时沉积水体为正常盐度海水,而且随着海平面的逐渐回落,陆源淡水的注入对岩石碳、氧同位素值有明显的影响,  $\delta^{13}\text{C}$  值出现正、负频繁波动,  $\delta^{18}\text{O}$  值向上逐渐减小。

层序 II 的 C、O 同位素响应 层序 II 是一套碎屑岩夹碳酸盐岩的混合沉积层序,由 SMST、TST 及 HST 组成。其中碳酸盐岩  $\delta^{13}\text{C}$  值介于  $-1.69\text{‰} \sim 0.583\text{‰}$ ,平均达  $-0.651\text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  值为  $-3.28\text{‰} \sim -5.645\text{‰}$ ,平均为  $-4.359\text{‰}$ 。

NP 剖面中 SMST 主要为前三三角洲→三角洲前缘亚相碎屑岩沉积,不发育碳酸盐岩;TST 由前三三角洲亚相夹三角洲前缘亚相的泥质岩、泥灰岩、泥晶灰岩夹

表1 那底岗日剖面中侏罗统层序地层碳酸盐岩碳、氧同位素组成

Table 1 Carbon and oxygen isotopic compositions of carbonates in the middle Jurassic sequence, Nadigangri Profile

岩石地层	层序地层		样号	岩性	$\delta^{13}\text{C}/\text{‰}$		$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$		
	层序	体系域			测值	均值	测值	均值	
$J_2x^2$	IV	HST	Np80	泥灰岩	-2.100	1.153	-9.480	-8.280	
			Np78	白云岩	2.956		-8.138		
			Np77	白云化灰岩	2.610		-8.470		
			Np73	泥晶灰岩	1.180		-10.670		
			Np71	泥晶灰岩	1.050		-4.700		
			Np69	泥灰岩	1.220		-8.220		
	IV	TST	Np67	泥晶灰岩	2.380	1.673	-5.600	-7.000	
			Np64 <sup>(1)</sup>	泥晶灰岩	1.420		-6.410		
			Np64 <sup>(2)</sup>	泥晶灰岩	1.180		-7.820		
			Np58	泥晶灰岩	1.710		-8.170		
$J_2x^1$	III	HST	Np56	泥灰岩	-0.890	1.048	-9.360	-8.334	
			NP54	泥灰岩	-0.520		-9.710		
			Np52	泥晶灰岩	0.100		-7.360		
			Np48 <sup>(1)</sup>	泥晶灰岩	0.560		-9.010		
			Np48 <sup>(2)</sup>	泥晶灰岩	0.364		-3.559		
			Np48 <sup>(3)</sup>	泥晶灰岩	0.961		-9.538		
			Np46 <sup>(1)</sup>	泥晶灰岩	2.001		-8.474		
			Np46 <sup>(2)</sup>	泥晶灰岩	2.122		-8.572		
			Np46 <sup>(3)</sup>	泥晶灰岩	1.800		-8.850		
			Np44	泥晶灰岩	1.850		-8.310		
			Np41	泥晶灰岩	1.930		-8.640		
			Np38	泥晶灰岩	1.110		-8.940		
			Np35	泥晶灰岩	1.750		-8.070		
			Np32	泥晶灰岩	1.530		-8.280		
		III	TST	Np30	泥晶灰岩	2.290	2.830	-8.410	-9.565
				Np28 <sup>(1)</sup>	泥晶灰岩	3.304		-7.080	
				Np28 <sup>(2)</sup>	泥晶灰岩	3.027		-11.419	
				Np28 <sup>(3)</sup>	泥晶灰岩	2.700		-11.350	
$J_2b$	III	HST	Np46 <sup>(3)</sup>	泥晶灰岩	1.800	1.048	-8.850	-8.334	
			Np44	泥晶灰岩	1.850		-8.310		
			Np41	泥晶灰岩	1.930		-8.640		
			Np38	泥晶灰岩	1.110		-8.940		
			Np35	泥晶灰岩	1.750		-8.070		
$J_2q^3$	II	HST	Np26 <sup>(1)</sup>	泥灰岩	-0.600	-0.392	-5.645	-4.629	
			Np26 <sup>(2)</sup>	泥灰岩	0.583		-4.939		
			Np26 <sup>(3)</sup>	泥灰岩	-0.700		-4.040		
			Np24	泥灰岩	-0.850		-3.890		
		II	TST	Np18	泥灰岩		-1.690		-3.280
	$J_2q^2$	I	HST	Np12	微晶灰岩	1.000	0.309	-9.930	-10.388
				Np11	泥晶白云岩	-0.205		-8.683	
				Np10 <sup>(1)</sup>	云化泥晶灰岩	-2.320		-8.230	
				Np10 <sup>(2)</sup>	云化泥晶灰岩	2.437		-8.982	
				Np8	微晶白云岩	0.631		-4.876	
I			TST	II Np7	微晶灰岩	2.44		-0.315	
	Np6 <sup>(1)</sup>	微晶灰岩		-3.25	-16.070				
	Np6 <sup>(2)</sup>	微晶灰岩		-2.891	-16.663				

注 样品由成都地质矿产研究所、中国科学院地质所测试

薄层钙泥质粉砂岩等沉积,泥灰岩  $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$  值分别为  $-1.69\text{‰}$ 、 $-3.28\text{‰}$ ;向上 HST 上部咸化泻湖相碳酸盐岩  $\delta^{13}\text{C}$  值增加、 $\delta^{18}\text{O}$  值降低,分别平均达到  $-0.392\text{‰}$ 、 $-4.629\text{‰}$ 。XP 剖面中 HST 上部咸化泻湖相碳酸盐岩  $\delta^{13}\text{C}$  值达到  $3.167\text{‰}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$  值达到  $-8.087\text{‰}$ 、 $N(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$  值为  $0.70728$ 。

整体上该层序内部从 TST→HST 碳、氧同位素组

成分别具有升高和降低的趋势,具体表现为 TST 形成时,受陆源淡水与正常海水共同作用,灰岩  $\delta^{13}\text{C}$  值降低、 $\delta^{18}\text{O}$  值上升之势;到 HST 形成时,随着中央隆起转为抬升,海平面下降并遭受强烈蒸发作用,水体盐度升高,出现稳定的较厚石膏层沉积,导致碳酸盐  $\delta^{13}\text{C}$  值有所升高,而可能由于此时海洋表层温度升高,这些因素的综合效应便产生碳酸盐  $\delta^{18}\text{O}$  值继续减小。

表 2 向阳湖南剖面中侏罗统层序地层碳酸盐岩碳、氧、锶同位素组成

Table 2 Carbon, oxygen and strontium isotopic compositions of carbonates in the middle Jurassic sequence, southern Xiangyang Lake Profile

岩石 地层	层序地层		号	岩性	$\delta^{13}\text{C}/\text{‰}$		$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$		$N(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$	
	层序	体系域			测值	均值	测值	均值	测值	均值
$J_2x^3$			XP53	泥灰岩	1.026		-5.666		0.70728	
			XP45	钙质页岩	0.384		-4.797		0.70862	
$J_2b$	III	HST	XP43	泥晶灰岩					0.70747	
			XP42	泥灰岩					0.70728	
			XP41	泥晶灰岩	2.010	1.243	-5.882	-5.178		0.70746
			XP39	泥灰岩					0.70735	
			XP37	生物灰岩	1.550		-4.366		0.70714	
			XP35	泥晶灰岩					0.70728	
		XP34	泥晶灰岩					0.70723		
		TST	XP33	生物灰岩	2.178		-5.207		0.70702	
			XP31	泥晶灰岩	2.025		-5.886		0.70728	
			XP30	泥晶灰岩					0.70727	
			XP28	泥晶灰岩	1.945	2.163	-5.777	-6.502	0.70710	0.70719
			XP27	泥晶灰岩					0.70722	
XP25	泥晶灰岩		2.504		-9.138		0.70722			
$J_2q^3$	II	HST	XP24	泥灰岩	3.167		-8.087		0.70728	

注 样品由成都理工学院测试

层序 III 的 C、O、Sr 同位素响应 层序 III 由 TST 和 HST 两个体系域组成,是一个主要受海平面升降变化控制的典型碳酸盐岩沉积层序。其  $\delta^{13}\text{C}$  值为  $-0.89\text{‰} \sim 3.304\text{‰}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$  值分布为  $-11.419\text{‰} \sim -7.36\text{‰}$ , 总体上碳、氧同位素分别明显高于、低于其它几个层序;  $N(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$  值介于  $0.70702 \sim 0.70747$ , 远低于地史中海相碳酸盐岩 Sr 同位素平均值  $0.7080$ , 并接近于全球侏罗纪碳酸盐岩 Sr 同位素最低值  $0.7067^{[23]}$ , 因此, 该区 Sr 同位素组成具有良好的全球对比意义。

NP 剖面 TST 中碳酸盐岩  $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$  平均值为  $2.830\text{‰}$ 、 $-9.565\text{‰}$ , HST 中  $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$  平均值为  $1.048\text{‰}$ 、 $-8.334\text{‰}$ ; XP 剖面中 TST 碳酸盐岩  $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$  平均值为  $2.163\text{‰}$ 、 $-6.502\text{‰}$ ,  $N(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$  平均值  $0.70719$ , HST 中  $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$  平均值为  $1.243\text{‰}$ 、 $-5.178\text{‰}$ ,  $N(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$  平均值  $0.70746$ 。可见, 层序内部从 TST  $\rightarrow$  HST 具有碳同位素组成变轻、氧同位素组成变重、锶同位素比值增加的趋势, 相应地对层序形成过程中海平面变化、沉积环境的演变具有良好的响应。

在 TST 形成期间, 受班公错—怒江断裂带拉张事件和中央隆起带转为沉降的影响<sup>[4]</sup>, 盆地内发生大规模海侵, 古陆消沉并被海水淹没, 气候半温暖、半干热, 形成北羌塘最大海侵期广阔的较深水台地相泥晶灰岩、泥灰岩夹颗粒灰岩等碳酸盐岩沉积, 水体盐度恢复正常, 生物(双壳类、腕足等)繁盛而消耗大量  $^{12}\text{C}$ , 并得

以快速埋藏贮存于有机质中, 导致碳酸盐岩更富  $^{13}\text{C}$  而使  $\delta^{13}\text{C}$  值增大;  $\delta^{18}\text{O}$  值也因海平面上升而减小;  $N(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$  平均值为  $0.70719$ , 远低于地史中海相碳酸盐岩 Sr 同位素平均值  $0.7080$ , 表明此时班公湖—怒江洋底扩张提供的幔源 Sr 在海水 Sr 同位素组成中占较大比例, 而壳源 Sr 因中央隆起古陆的沉降而带入到海水中的量明显减少, 从而导致此时锶同位素比值明显较低。同时, TST 内部碳酸盐岩的碳、氧、锶同位素组成还呈波浪式升降变化, 反映存在次一级海平面变化的沉积环境演化。

而 HST 形成期间, 随着中央隆起转而缓慢上升, 海平面开始下降, 水体变浅而发育台地浅滩相颗粒灰岩、泥晶灰岩及泥灰岩等沉积, 之后海平面的继续下降而形成钙质泥岩夹灰岩、石膏陆缘泻湖相沉积。此时沉积水体局限, 陆源物质注入, 海洋生物有所减少, 氧化作用增强, 导致碳酸盐岩  $\delta^{13}\text{C}$  值减小。而  $\delta^{18}\text{O}$  值, 一方面因海平面下降, 水体变浅, 且由于气候变得干燥炎热、气温升高而蒸发作用增强, 引起水体盐度增大, 这些因素的综合影响使  $\delta^{18}\text{O}$  值升高。  $N(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$  值因海水中壳源 Sr 随中央隆起古陆的抬升, 古陆面积增大, 而带入到海水中的量明显增加; 与此相反, 幔源 Sr 在海水 Sr 同位素组成中所占比例减小, 从而导致此时锶同位素平均比值增加到  $0.70746$ , 甚至达到极大值  $0.70862$ 。同时, HST 内部碳酸盐岩的碳、氧、锶同位素组成还呈波浪式的升降变化, 反映存在次一级的海平面变化。区内 NP 与 XP 剖面灰岩氧同位素平均组

成存在较大差异 (2‰),一方面可能为后期两地所经历的成岩作用强度的差异所致,另一方面也反映出由于沉积当时水体变浅,连通性变差,而导致处于近岸带的 NP 剖面相对比远离岸区的 XP 剖面更高含<sup>12</sup>C。

层序Ⅳ的 C、O 同位素响应 层序Ⅳ底部层序界面附近碳酸盐岩碳、氧同位素组成与层序Ⅲ顶部同位素组成相比有着明显的正偏,标志着继层序Ⅲ的 HST 形成期间海平面下降之后,到层序Ⅳ的 TST 形成时,海平面迅速回升,同位素组成发生较大的变化。NP 剖面层序Ⅳ中 TST 碳酸盐岩 δ<sup>13</sup>C、δ<sup>18</sup>O 平均值分别为 1.673‰、-7.000‰,HST 中 δ<sup>13</sup>C、δ<sup>18</sup>O 平均值为 1.153‰、-8.280‰,总体反映层序内部从 TST→HST δ<sup>13</sup>C、δ<sup>18</sup>O 值均呈减小的趋势。

层序Ⅳ形成于继层序Ⅲ晚期(J<sub>2</sub>x<sup>1</sup>期)海平面短暂下降之后的海平面再度上升→下降期间(J<sub>2</sub>x<sup>2</sup>期→J<sub>2</sub>x<sup>3</sup>早期),其中 TST 为水体动荡的台地浅滩沉积环境,发育颗粒灰岩、泥晶灰岩及泥灰岩沉积,其 δ<sup>13</sup>C、δ<sup>18</sup>O 值均同步回升,出现了中侏罗世第二次 δ<sup>13</sup>C 极大平均值。整体上反映此时中央隆起沉降、古陆缩小,大量双壳类、腕足类生物得以发育并被快速埋藏,有机质氧化程度减弱。但灰岩 δ<sup>13</sup>C 值未升高到层序Ⅲ中 TST 碳酸盐岩 δ<sup>13</sup>C 值的高度,表明此时海平面上升幅度没达到层序Ⅲ的水平。同时,δ<sup>18</sup>O 值也因海平面上升、陆源淡水注入减少及盐度的进一步增高而明显变

大。

HST 形成于 J<sub>2</sub>x<sup>2</sup> 后期→J<sub>2</sub>x<sup>3</sup> 早期海平面再度开始下降期间,早期 HST 浅滩相碳酸盐岩碳、氧同位素组成仍较高,但整体低于 TST 的水平,反映此时海平面开始下降,碳同位素组成逐渐减小。HST 晚期(J<sub>2</sub>x<sup>3</sup> 早期),中央隆起带、盆地东北部及西北部抬升剥蚀,气候变得干热,形成一套潮坪相钙质泥、页岩、灰岩、白云岩及石膏夹砂、泥岩沉积,碳酸盐岩 δ<sup>13</sup>C 值发生明显的不规则变化,既出现高正值(2.56‰,NP78 样),又有高负值(-2.1‰,NP78 样);δ<sup>18</sup>O 值较早期 HST 明显减小,表明此时继早期 HST 海平面开始下降之后,海平面继续大幅度下降,沉积水体局限,蒸发作用强烈,引起盐度增高,导致云化灰岩、白云岩(NP77、NP78 样)的 δ<sup>13</sup>C 值明显增大;随后加之大气淡水、地表径流大量注入,引起灰岩(NP80 样)δ<sup>13</sup>C 值强烈负偏移(-2.1‰)。而晚期 HST δ<sup>18</sup>O 值明显较 TST 和早期 HST 降低,且较稳定,可能主要是因为海平面持续下降之后,受大气淡水、地表径流的影响,加之后期成岩作用因素的叠加效应所致。

### 4 讨论与结论

羌塘盆地那底岗日地区中侏罗统层序地层中碳、氧、锶同位素组成,表现为层序界面和层序内部重要界面上下碳酸盐岩同位素组成具有明显的规律性变化特

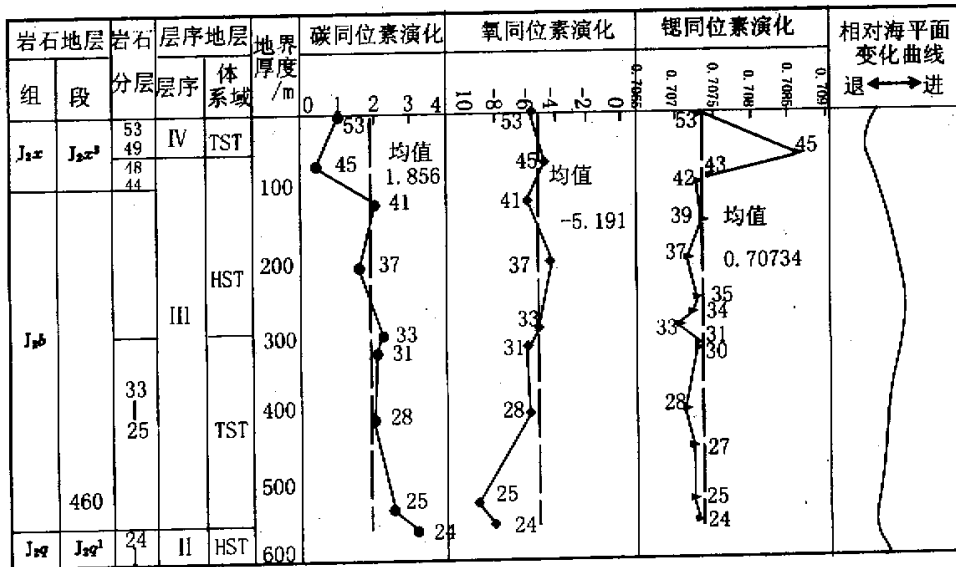


图 3 向阳湖南剖面中侏罗统层序地层的同位素响应

Fig.3 Carbon, oxygen and strontium isotopic response of carbonates in the middle Jurassic sequence stratigraphy, southern Xiangyang Lake Profile

征,总体上响应出四个层序形成演化中海平面的四次升降变化旋回,同时表明中侏罗统层序地层的形成演化除受到海平面变化的控制外,还受中央隆起带的抬升与沉降以及气候等条件的综合影响。

该区中侏罗统各层序间同位素组成的较大差异,反映出各层序形成期间海平面升降幅度与升降持续时间的差别,以及影响不同层序形成发育的地质因素发生了明显的变化。层序 I 中碳、氧同位素组成总体上在初期受大陆淡水和海水的混合作用影响,之后随着海侵的继续,陆源淡水影响减小,碳、氧同位素组成与变化对海平面的上升具有良好的相应。层序 II 中碳、氧同位素组成分别呈现异常的负偏和正偏,反映此时层序地层的发育与演化明显受到陆源淡水、陆源碎屑物大量注入的控制,层序内从 TST→HST 同位素组成的异常变化不能很好地反映海平面的变化。层序 III 和层序 IV 均是以正常海水碳酸盐岩台地相为主的沉积层序,各层序内从 TST→HST 碳、氧、锶同位素组成的规律性演变对海平面变化具有良好的地质响应;而且不同体系域内部同位素组成的次一级的波浪式升降变化也很好地反映体系域内部次一级的海平面升降变化。在上述四个层序中,层序 I 海平面升降幅度较小、升降持续时间较短,层序 IV 海平面升降幅度较大、升降持续时间较长,层序 III 海平面升降幅度最大与升降持续时间最长。

本次研究的两条剖面中同一层序碳同位素组成及演化具有良好的对比意义,表明碳同位素对海平面变化的良好响应和较强的可对比性;而氧同位素组成及变化可对比性相对较差,原因在于氧同位素组成受到除海平面变化以外的多种地质因素的明显控制,尤其是成岩作用对其有着极大的影响,因此用于海相层序地层研究要全面分析多种地质因素的综合效应。综上所述,海相碳酸盐岩的碳、氧、锶同位素组成及演化对古代沉积环境演变、海平面升降等地质信息具有良好的响应。其中  $\delta^{13}\text{C}$  值的组成演化反映沉积时期氧化—还原条件、海平面变化及有机质埋藏速率等地质条件的变化,而在相对稳定的构造环境中,海平面变化是控制  $\delta^{13}\text{C}$  值分布和演化的主要因素; $\delta^{18}\text{O}$  受沉积环境的盐度、气温、后期成岩作用及海平面等因素的影响,但在相对统一的成岩环境中, $\delta^{18}\text{O}$  组成的变化对海平面变化等沉积环境信息具有一定程度的响应; $N(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$  值主要决定于海水中大陆壳源、幔源及古老海相碳酸盐岩重溶来源的三种 Sr 源的构成比例的大小,受控于沉积时期的构造环境、海平面变化及火山活动地质条件,很大程度上反馈出受海平面变化控制的地质信息。可见  $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 、 $N(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$  值能够

有效地反映古海平面变化,因而能够为海相层序地层研究提供良好的定量的地质地球化学依据。

但是,在应用同位素成果研究层序地层时,还必须对具体的沉积、构造背景进行具体分析。在混合沉积层序中,碳酸盐岩的碳、氧同位素组成受到多种地质因素的制约,尤其是陆源淡水、陆源有机质及碎屑的注入对其有着重要影响,因而同位素组成的演化对海平面变化的响应是极不确定的、复杂的。而在台地相碳酸盐岩中,碳、氧同位素组成对海平面变化具有较好的响应,因而能较好地用于层序地层研究;碳酸盐岩的锶同位素组成与演化极大地受到构造、火山作用的影响,因而用于层序地层研究海平面变化的同时应重视深入分析沉积时的构造及火山活动背景。

致谢 值刘宝玉院士 70 华诞之际,特撰此文为贺!并衷心感谢先生对作者多年的教导!本文编写过程中,参阅或引用了秦建华、朱同兴、雍永源、贾宝江、余谦、李光明、王小龙、朱忠发等同志尚未公开发表的有关资料,部分同位素样品的测试得到尹观教授的帮助,我所情报室提供了良好的文献查阅条件,在此一并致以真诚的感谢!

#### 参 考 文 献 (References)

- 1 郑荣才,刘文钧. 龙门山泥盆纪层序的碳、氧同位素效应[J]. 地质论评, 1997, 3: 264~272 [Zheng Rongcai, Liu Wenjun. Carbon and strontium isotopic effects of the Devonian sequence in the Longmen Mountains area[J]. Geological Review, 1997, 43(3): 264~272]
- 2 李儒峰,刘本培. 碳氧同位素演化与碳酸盐岩层序地层学关系研究[J]. 地球科学, 1996, 3: 261~266 [Li Rufeng, Liu Benpei. Application of carbon and oxygen isotopes to carbonate sequence stratigraphy: Analysis of Maping formation, southern Guizhou province[J]. Earth Science, 1996, 3: 261~266]
- 3 谢渊,罗建宁,张哨楠等. 羌塘盆地那底岗日地区中侏罗世碳酸盐岩碳、氧、锶同位素与古海洋沉积环境[J]. 矿物岩石, 2001, 1: 80~86 [Xie Yuan, Lou Jianning, Zhang Shaonan, et al. Palaeo-oceanic sedimentary environment during the middle Jurassic in Nadigangri area, Qiangtang basin[J]. J. Mineral Petrol. 2001, 1: 80~86]
- 4 李永铁,罗建宁. 青藏高原地层[M]. 北京: 科学出版社, 2001 [Zhao Zhengzhang, Li Rongtie, Ye Hefei, et al. The stratigraphic succession of Qinghai-Tibet Plateau[M]. Beijing: Science Press, 2001]
- 5 Veizer J, Fritz P, Jones B. Oxygen and carbon isotopic records of Paleozoic ocean[J]. Geochim. et. Cosmoch. Acta. 1986, 50: 1679~1696
- 6 Veizer J, Hoefs J. The nature of  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  and  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  secular trends in sedimentary carbonate rocks[J]. Geochim. et. Cosmoch. Acta, 1976, 11: 1387~1395
- 7 Keith M L, Weber J N. carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils[J]. Geochim. et. Cosmoch. Acta, 1964, 28: 1786~1816
- 8 张秀连. 碳酸盐岩中氧、碳同位素与古盐度、古水温的关系[J]. 沉积学报, 1985, 3: 17~30 [Zhang Xiulian. Relationship between carbon and



- oxygen stable isotope in carbonate rocks and paleosalinity and paleotemperature of seawater[ J ]. *Acta Sedimentologica Sinica* ,1985 ,3 :17~30 ]
- 9 卢武长主编. 稳定同位素地球化学[ M ]. 成都:成都地质学院出版社,1986. 173~189[ Lu Wuchang. Stable isotopic geochemistry[ M ]. Published by Chengdu College of Geology ,1986. 173~189 ]
- 10 Hudson J D. Stable isotopes and limestone lithification[ J ]. *J. Geol. Soc.* ,1977 ,133 :637
- 11 刘文钧,田洪钧等. 稳定同位素在古环境研究中的应用[ J ]. *岩相古地理* ,1988 ,3~4 :98~107[ Liu Wenjun ,Tian Hongjun , *et al.* Application of stable isotope in study on Paleoenvironment [ J ]. *Sedimentary Facies and Palaeogeography* ,1988 ,3(4) :98~107 ]
- 12 Clayton R N ,Degens E T. Use of carbon isotope analyses of carbonates for differentiating fresh-water and marine sediments[ J ]. *AAPG* ,1959 ,4 :889~897
- 13 陈锦石,陈文正著. 碳同位素地质学概论[ M ]. 北京:地质出版社,1983. 75~87[ Chen Jinshi ,Chen Wenzheng. An introduction to carbon isotopic geology[ M ]. Beijing :Geological Publishing House ,1983. 75~87 ]
- 14 黄思静. 川西北甘溪中、上泥盆统海相碳酸盐岩的碳、锶同位素组成及其地质意义[ J ]. *岩石学报* ,1993 ,9 :214~220[ Huang Sijing. Carbon and strontium isotope compositions and their geological significance of marine carbonates in the middle-upper Devonian in Ganqi profile ,in the northwest of Sichuan province[ J ]. *Journal of Petrology* ,1993 ,9 :214~220 ]
- 15 卢武长,崔秉荃,杨绍全等. 甘溪剖面泥盆纪海相碳酸盐岩的同位素地层曲线[ J ]. *沉积学报* ,1994 ,3 :12~19[ Lu Wuchang ,Cui Bingquan ,Yang Shaoquan. Isotope stratigraphy curves of Devonian marine carbonates in Ganqi Profile[ J ]. *Acta Sedimentologica Sinica* ,1994 ,3 :12~19 ]
- 16 崔秉荃,卢武长,杨绍全. 上扬子石炭纪锶、碳同位素和微量元素铝与海平面变化的关系[ J ]. *成都地质学院院报* ,1993 ,3 :33~37[ Cui Bingquan ,Lu Wuchang ,Yang Shaoquan. The relationship between Sr , C isotopes ,trace element Al and sea level fluctuation of Carboniferous in upper Yangtze Platform[ J ]. *Journal of Chengdu College of Geology* ,1993 ,3 :33~37 ]
- 17 朱炳泉等著. 地球科学中同位素体系理论与应用[ M ]. 北京:科学出版社,1998. 247~257[ Zhu Bingquan , *et al.* Isotopic theory and its application in geoscience[ M ]. Beijing :Science Press ,1998 ,1 :247~257 ]
- 18 田景春,曾允孚. 中国南方二叠纪古海洋锶同位素演化[ J ]. *沉积学报* ,1995 ,4 :125~130[ Tian Jingchun ,Zeng Yunfu. The evolution of isotope Sr in palaeomarine during Permian ,in South China[ J ]. *Acta Sedimentologica Sinica* ,1995 ,4 :125~130 ]
- 19 尹观,王成善. 西藏南部中白垩世的锶、硫同位素组成及其古海洋地质意义[ J ]. *沉积学报* ,1998 ,1 :107~111[ Yin Guan ,Wang Chengshan. Strontium ,sulfur isotope composition and the significance of the palaeo-oceanic geology in the middle Cretaceous in the south of Tibet[ J ]. *Acta Sedimentologica Sinica* ,1998 ,1 :107~111 ]
- 20 Veizer J ,Compston W.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  Sr composition of seawater during Phanerozoic[ J ]. *Geochim. et. Cosmoch. Acta* ,1974 ,38 :1461~1484
- 21 江茂生. 湘黔地区奥陶纪红花园期及宝塔期碳酸盐岩碳氧同位素与古环境[ J ]. *岩相古地理* ,1994 ,6 :44~48[ Jiang Maosheng. Honghuayuanian and Baotaian (Ordovician) carbonate rocks in the Hunan-Guizhou region :Carbon and Oxygen isotope and palaeoenvironment[ J ]. *Sedimentary Facies and Palaeogeography* ,1994 ,6 :44~48 ]
- 22 Spooner E. The strontium isotopic composition of seawater and seawater-oceanic crust interaction[ J ]. *Earth Planet. Sci. Lett.* ,1976 ,31 :167~174
- 23 Burke W N. Variation of seawater  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  throughout Phanerozoic time[ J ]. *Geology* ,1982 ,10 :516~519

## Carbon ,Oxygen and Strontium Isotopic Responses of Carbonate Rocks and the Middle Jurassic Sequence Stratigraphy in the Nadigangri Area ,Qiangtang Basin

XIE Yuan<sup>1,2</sup> WANG Jian<sup>1</sup> LIU Jia-duo<sup>2</sup> LUO Jian-ning<sup>1</sup>  
ZHANG Shao-nan<sup>2</sup> YANG Bao-xing<sup>2</sup> LI Ming-hui<sup>1</sup>

1 ( Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources , Chengdu 610082 )

2 ( Chengdu University of Technology , Chengdu 610059 )

**Abstract** A series of steady carbonate and clastic rocks of coastal-shallow sea facies were deposited in the Nadigangri area ,Qiangtang Basin ,during the middle Jurassic. The middle Jurassic can be divided into five 3rd-graded sequences through sequence interpretation . On the basis of C ,O and Sr isotopic compositions of four of those  $\delta^{13}\text{C}$  ,  $\delta^{18}\text{O}$  and  $N(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$  values are all of distinct difference and regularity among different sequences , sequence boundaries and systems stracts. It is suggested that the going up and down of sea level occurred many times and the climate and tectonics change during the middle Jurassic , which controlled the formation and evolution of the middle Jurassic sequences. As a result , C ,O and Sr isotopes can provide some quantitative geological and geochemical evidence for analyzing the middle Jurassic sequence.

**Key words** Nadigangri Area , middle Jurassic , sequence stratigraphy , C ,O and Sr isotopic responses