2004 年 4 月
25 卷 2 期:119-126

地 球 学 报
ACTA GEOSCIENTICA SINICA

Apr. 2004
25(2):119-126

羌塘盆地雁石坪地区中-晚侏罗世碳、氧同位素特征与沉积环境分析

谭富文 王 剑 王小龙 杜佰伟

(国土资源部成都地质矿产研究所,成都,610082)

摘 要 通过对雁石坪地区中-上侏罗统碳酸盐岩的碳、氧同位素组成特征分析,认为其原始组分保存良好。在垂向上,碳、氧同位素的变化与沉积相演化和海平面曲线相吻合,说明它们与沉积环境的演化密切相关。结合碳、氧同位素的环境效应分析,认为中侏罗世雀莫错期沉积水体主要以陆源淡水作用为主,沉积环境属陆缘近海湖;布曲期为广海碳酸盐台地环境;夏里期为三角洲-淡化泻湖-潮坪环境。晚侏罗世索瓦早期为高盐度、高水温,相对局限浅海碳酸盐台地环境。中侏罗世至晚侏罗世早期经历了一次完整的海侵-海退旋回和一次海侵过程。

关键词 碳同位素 氧同位素 羌塘盆地 雁石坪 侏罗系

Analysis of Carbon and Oxygen Isotope Composition and Sedimentary Environment of the Yanshiping Area of the Qiangtang Basin in Middle-Late Jurassic

TAN Fuwen WANG Jian WANG Xiaolong DU Baiwei

(*Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources*, *Chengdu*, *Sichuan*, 610082)

Abstract An analysis of C and O isotopic compositions of Middle-Upper Jurassic carbonates demonstrates that the original components of the carbonates have been well preserved. Their variations are consistent with the sedimentary facies and the sea level curve, showing a good response to the sedimentary environment. Based on an analysis of the response, the authors have reached some conclusions. In Middle Jurassic Quemocuo period, the sedimentary environment was an offshore terrigenous fresh water lake. In Middle Buqu period, there was an open sea carbonate plateau. In Middle Jurassic Xiali period, the marine delta plain, coastal fresh lagoon and tidal flat existed. In the early Suowa period of Late Jurassic, the environment was a localized sea carbonate plateau. There existed a transgressive-regressive cycle and a transgressive cycle from the Middle Jurassic to the early period of Late Jurassic.

Key word carbon, oxygen isotope Qiangtang basin Yanshiping Jurassic sedimentary environment

羌塘盆地是青藏高原十分重要的含油气盆地,至今,对侏罗纪时期盆地性质及演化的论著颇多(王成善等,1996;和钟铧等,2000;李勇等,2001),而对于盆地内沉积环境的研究却十分概略。笔者于1994~1997 年和 2001~2002 年期间先后承担了多个相关课题,并多次在该区开展了野外石油地质调查,感觉目前对盆地性质的认识尚有许多争议和不足,而解决这一问题的重要途径是沉积环境分析。雁石坪地区的中-上侏罗统发育齐全,出露良好,是盆地东北部的典型剖面。为此,针对前人研究(蒋忠惕,1983;白海生,1989)中的薄弱环节,笔者等人近期以沉积相和层序地层为重点,对雁石坪地区的中、上侏罗统进行了大比例尺(1:2000)实测。剖面上,岩性组合大致可分为下砂岩段、下灰岩段、上砂岩段和上灰岩段。由于上、下砂岩和上、下灰岩段都有着相似的沉积相特征,单纯的沉积学研究难于对其沉积环境和旋回过程准确识别。尤其是中侏罗统下部(下砂岩段)具红、绿相间的沉积特征,曾被解释为气候冷、热交替的产物❶,而笔者据沉积相特征分析,初步认为是陆源近海湖泊沉积,其颜色的变化与陆

本文由国土资源部国际合作与科技司"十五"重大基础研究项目(编号:20010208)资助。
责任编辑:宫月萱。
第一作者:谭富文,男,1963 年生,博士,研究员,油气地质及沉积与大地构造。
❶ 青海地质局,1993. 区域地质调查报告(1:20 万,雁石坪幅).

万方数据

源淡水和海水交替作用有关。本文通过碳、氧同位素对古海洋环境的指示作用(张秀连,1985;王大锐等,1995;李玉成,1998)就中、晚侏罗世的沉积环境进行补充分析,并结合前人在那底岗日剖面开展的类似研究(谢渊等,2000),对羌北古海洋环境演化进行分析,为正确认识侏罗纪时期羌塘盆地的性质提供依据。

1 地质背景

1.1 区域构造

羌塘盆地位于青藏高原北部可可西里-金沙江缝合带与班公湖-怒江缝合带之间的羌塘地块上(图1)。根据地球物理资料和沉积充填特征,可把羌塘盆地基底划分为北羌塘坳陷、南羌塘坳陷和中央隆起带3个次级构造单元。北侧的金沙江洋盆打开于石炭纪以前,早二叠世末闭合,三叠世末—早侏罗世发生了强烈的造山作用,使该区进入陆内演化阶段(边千韬等,1997)。南侧的班公湖-怒江洋盆形成于侏罗纪以前,晚侏罗世—早白垩世洋盆关闭(王希斌等,1987)。对中央隆起带的性质和成因争议很大(李才等,1995),但从三叠系沉积超覆于二叠系之上看,该隆起在三叠纪以前已初具规模,侏罗纪时期对南北羌塘的沉积环境起着明显的控制作用。在北羌塘坳陷,大部分地区缺失瑞替期及早侏罗世沉积,中、下侏罗统与上三叠统呈角度不整合关系;而南羌塘坳陷,下侏罗统整合于上三叠统之上(赵政璋等,2001)。南北羌塘下侏罗统沉积相也有明显差异,羌北主要为陆相喷发的火山碎屑岩相;而羌南为浅海-半深海沉积的细碎屑岩-碳酸盐岩相。尽管南、北羌塘沉积环境差别很大,但二者的演化过程大致同步。

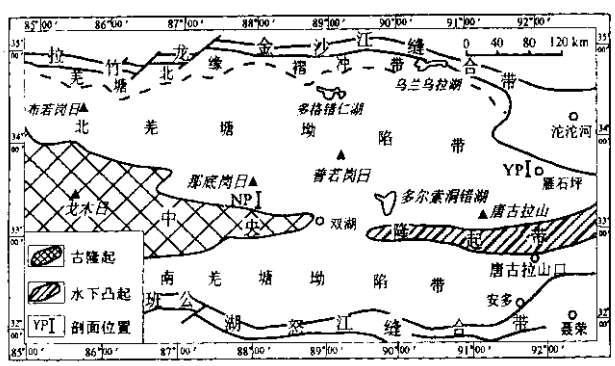

图1 羌塘盆地构造单元划分及剖面位置

Fig.1 The division of the tectonic units of the Qiangtang basin and the location of the sections

YP-雁石坪剖面;NP-那底岗日剖面

YP-Yanshiping section;NP-Nadigangri section

万方数据

1.2 羌北坳陷中、上侏罗统沉积特征

羌北坳陷中、上侏罗统为一套连续沉积,大致可以分为北东、南西和中西部3个沉积区,北东部沉积水体最浅,南西部(如那底岗日地区)次之,中西部为盆地中心。与之对应的是,陆源碎屑沉积逐步减少,碳酸盐岩渐渐增多,至中西部的普若岗日-吐波错一带最为发育。采用最新地层划分方案(赵政璋等,2001),区内中、上侏罗统自下而上可分为中侏罗统雀莫错组(J_2q)、布曲组(J_2b)、夏里组(J_2x)和上侏罗统索瓦组(J_3s)、雪山组(J_3x),其中雪山组仅局部发育。雁石坪剖面涉及的地层及沉积特征见图2。

2 碳、氧同位素组成特征及保存程度分析

2.1 样品的采集与测试

研究表明,碳酸盐岩的原始碳、氧同位素组成受成岩作用变化的影响较大,因此,样品的选择是开展同位素研究的关键。本次样品采自新鲜露头,选择未经蚀变的、无后期方解石脉充填的泥晶灰岩,考虑到该区中-晚侏罗世处于局限海环境,碳、氧同位素受局部环境变化的影响较大,不同部位生物化石的碳、氧同位素组成不同,因此,未采集常用的双壳类化石样品。室内处理过程中,首先经薄片观察和阴极发光检测,对样品进行了二次精选,排除了重结晶的样品。通过常规方法对样品进行了处理,用磷酸法制取CO_2,碳、氧同位素成分的测试送至中石油西南分公司勘探开发研究院,在MAT—252质谱仪上完成,测值按PDB标准计算,误差不超过±0.2‰。

2.2 碳、氧同位素组成特征

雁石坪地区中、上侏罗统碳酸盐岩的碳、氧同位素组分见表1,其变化趋势与那底岗日剖面大体一致,表现出明显的低—高—低—高的变化规律,与地层的岩性组合:下砂岩(J_2q)—下灰岩(J_2b)—上砂岩(J_2x)—上灰岩(J_3s)变化相吻合。据已有资料(Veizer等,1986;陈锦石等,1983),显生宙以来,海相碳酸盐的$\delta^{13}C$值大多分布于$-1‰\sim+3‰$(PDB)之间,$\delta^{18}O$平均值为$-10‰\sim+2‰$(PDB)。相比之下,该区的$\delta^{13}C$值在雀莫错组(J_2q)偏低,在其余地层中与海相碳酸盐的$\delta^{13}C$值基本吻合。$\delta^{18}O$则表现出更加明显的分异特征,其中雀莫错组(J_2q)和夏里组(J_2x)中灰岩夹层的值明显偏低;布曲组(J_2b)和索瓦组(J_3s)中的碳酸盐岩则接近正常海相碳酸盐的$\delta^{18}O$值。

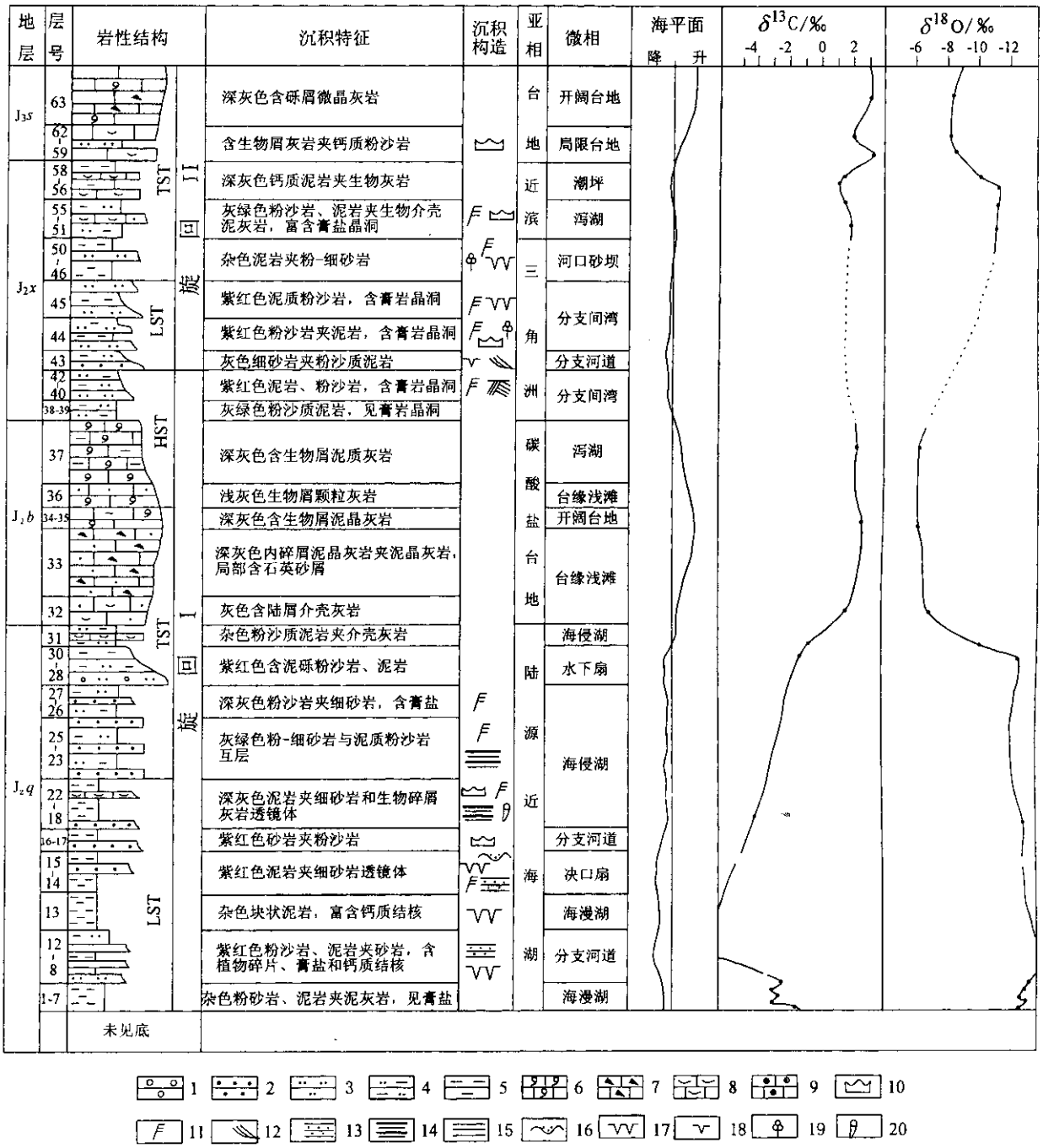

图 2　雁石坪地区中、上侏罗统沉积演化与碳、氧同位素地层曲线

Fig. 2　Sedimentary evolution and the carbon and oxygen isotopic stratigraphic curve of the middle-upper Jurassic in the Yanshiping area

1-砾岩;2-砂岩;3-粉砂岩;4-粉砂质泥岩;5-泥岩;6-生物灰岩;7-内屑灰岩;8-介壳灰岩;9-鲕粒灰岩;10-波痕;11-沙纹层理;12-板状斜层理;13-平行层理;14-条带状层理;15-水平层理;16-冲刷面;17-干裂纹;18-槽模;19-植物碎片;20-虫迹;LST-低位体系域;TST-海侵体系;HST-高位体系域

1-conglomerate;2-sandstone;3-siltstone;4-silty mudstone;5-mudstone;6-biolimestone;7-intraclast limestone;8-shell limestone;9-olitic limestone;10-ripple marks;11-sand laminar bedding;12-planar cross bedding;13-evenly bedding;14-banding bedding;15-horizontal bedding;16-erosion surface;17-mud crack;18-flute cast;19-plant fragment;20-burrow;LST-lowstand system tract;TST-transgressive tract;HST-highstand tract

2.3　原始碳、氧同位素组成的保存程度分析

只有碳酸盐岩的原始碳、氧同位素组成才对沉积环境有指示意义。因此,对所测定的碳、氧同位素组成的保存程度进行了简单分析。首先,尽管各组段间的碳、氧同位素组成变化较大,但在各组段内部,变化范围很小,说明引起本次测定的碳、氧同位

表 1 雁石坪和那底岗日中、上侏罗统碳酸盐岩碳、氧同位素成分

Table 1 Carbon and oxygen isotope compositions of carbonates in the The Middle-Upper Jurassic of the Yanshiping and Nadigangri areas ‰

地层	那底岗日剖面(NP)				雁石坪剖面(NP)			
	样号	岩性	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$	样号	岩性	$\delta^{13}C$	$\delta^{18}O$
J_3s	—	—	—	—	YP63	泥晶灰岩	3.0	−8.4
	—	—	—	—	YP61	泥晶灰岩	1.9	−8.4
	—	—	—	—	YP59	泥晶灰岩	3.166	−8.5
J_2x	NP78	白云岩	2.9	−8.1	YP58	泥晶灰岩	1.3	−9.7
	NP77	白云化灰岩	2.6	−8.5				
	NP73	泥晶灰岩	1.2	−10.7	YP56	泥灰岩	0.9	−11.3
	NP71	泥晶灰岩	1.0	−4.7				
	NP69	泥灰岩	1.2	−8.2				
	NP67	泥晶灰岩	2.4	−5.6	YP55	泥晶灰岩	1.8	−11.4
	NP64	泥晶灰岩	1.3	−7.1				
	NP58	泥晶灰岩	1.7	−8.2				
	NP56	泥灰岩	−0.9	−9.4	YP53	微晶灰岩	1.9	−11.4
	NP54	泥灰岩	−0.5	−9.7				
	NP52	泥晶灰岩	1.0	−7.4				
	NP48	泥晶灰岩	0.6	−7.4				
J_2b	NP46	泥晶灰岩	1.9	−8.6	YP37-2	介壳碎睡	0.9	−10.2
	NP44	泥晶灰岩	1.8	−8.3				
	NP41	泥晶灰岩	1.9	−8.6	YP37-1	泥晶灰岩	2.3	−6.3
	NP38	泥晶灰岩	1.1	−8.9				
	NP35	泥晶灰岩	1.7	−8.1	YP34	微晶灰岩	2.6	−6.4
	NP32	泥晶灰岩	1.5	−8.3				
	NP30	泥晶灰岩	2.3	−8.4	YP33	泥晶灰岩	2.1	−7.4
	NP28	泥晶灰岩	3.0	−9.9				
J_2q	NP26	泥灰岩	−0.2	−4.9	YP31	微晶灰岩	0.7	−10.2
	NP24	泥灰岩	−0.8	−3.9	YP30	泥晶灰岩	−0.9	−12.3
	NP18	泥灰岩	−1.7	−3.3	YP18	泥晶灰岩	−3.7	−13.3
	NP12	微晶灰岩	1.0	−9.9	YP8	钙质结核	−6.9	−14.8
	NP11	微晶白云岩	−2.0	−8.7	YP6	泥灰岩	−1.9	−13.8
	NP10	白云化灰岩	−2.3	−8.2	YP5	泥灰岩	−2.4	−13.7
	—	—	—	—	YP4	泥灰岩	−2.3	−13.4
	—	—	—	—	YP2	泥灰岩	−2.6	−13.6
	—	—	—	—	YP1	泥灰岩	−1.4	−13.4

注 本文样品(剖面 YP)测试由成都地质矿产研究所测试中心与中石油西南分公司共同完成 剖面(NP)据张秀莲等(1985) $\delta^{13}C$ 和 $\delta^{18}O$ 相对于 PDB 标准,误差 ±0.2‰。

素值变化的原因主要取决于雁石坪剖面沉积相的变化,也就是说其具有环境指示意义。其次,对测定的碳、氧同位素的相关性进行了分析,由图 3 可以看出,除 YP8 号样品(钙质结核)外,其余样品的 $\delta^{13}C$ 和 $\delta^{18}O$ 值存在良好的相关性。据黄文辉等(1999)对德国南部上侏罗统碳酸盐岩的碳、氧同位素研究,

万方数据

导致碳、氧同位素波动同步性变差的原因有 2 个:①古海洋沉积环境频繁而强烈的变化,因为控制这两种同位素变化的因素并不完全一致;②因受到了成岩后生作用的影响,Magarite 等曾指出,在平衡的成岩体系内,$\delta^{13}C$ 在固相中迁移至少需要大于其 1 500倍体积的孔隙溶液通过该体系,而相同的变化对于 $\delta^{18}O$ 而言仅需 5 倍于它的孔隙溶液体积即可发生(李儒峰等,1996)。可见,$\delta^{18}O$ 比 $\delta^{13}C$ 更易受成岩作用的影响,其结果必然使碳、氧同位素的波动不同步。反过来,雁石坪剖面中、上侏罗统碳酸盐岩 $\delta^{13}C$ 和 $\delta^{18}O$ 值良好的相关性说明所取采集样品受成岩作用的影响弱,原始 $\delta^{13}C$ 和 $\delta^{18}O$ 保存好,对古海洋环境的研究具有指示意义。

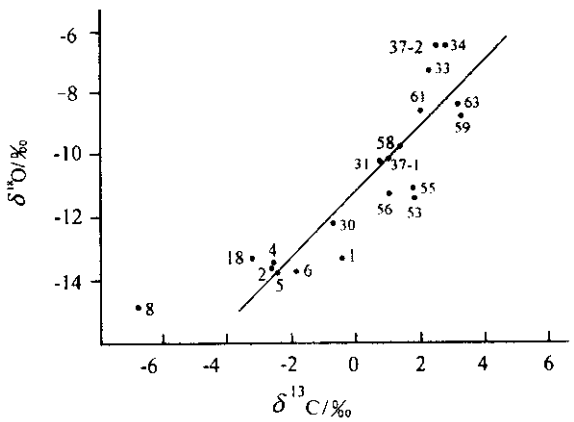

图 3　雁石坪剖面中、上侏罗统碳、氧同位素相关图

Fig. 3　Plot of $\delta^{13}C$ versus $\delta^{18}O$ of the Mddle-Upper Jurassic in the Yanshiping area

3　碳、氧同位素与古海洋沉积环境效应

排除成岩作用的影响,就碳酸盐岩的原始碳同位素组成的控制因素,有过大量论著。通常用碳储库概念加以解释(卢武长等,1994;王可法,1994)。在自然界,碳以有机碳和无机碳的形式存在,主要分布于生物圈和碳酸盐岩两大储库中,当一种质量的碳在一个储库中减少时必然转移到另一储库当中。由于有机碳富^{12}C,无机碳富^{13}C,所以,当某一地质作用导致不同储库间或者同一储库的不同部位间碳循环不充分的话,就会产生某一储库或某一局部的^{13}C 富集或亏损。归纳起来,在古海洋沉积环境中,破坏这一循环而产生^{13}C 异常的因素主要有海水的温度、盐度、氧化-还原条件、海平面变化、大气降水和陆源淡水的注入、古气候条件和有机质含量及其埋藏速率等。

万方数据

通常情况下,炎热干旱气候使蒸发作用加强,海水的盐度升高,碳酸盐岩的 $\delta^{13}C$ 值增加(张秀莲,1985);大气降水和陆源淡水的 $\delta^{13}C$ 为高负值,因此,它们的注入会使海水 $\delta^{13}C$ 降低;海平面降低时,海相生物的减少,氧化作用加强,海洋中有机质的埋藏速率降低,致使大量富^{12}C 的 CO_2 被释放至海水中,加之陆架上有机质大量冲刷暴露,氧化成富^{12}C 的 CO_2 也被带入海水中,共同进入 CO_2-HCO_3^--Ca-CO_3 系统,导致碳酸盐岩的 $\delta^{13}C$ 明显降低;海平面升高时,沉积区与外海的水交换畅通,陆表海水与广海的碳同位素组成相近,如果海相生物繁盛,消耗了海水中富含^{12}C 的 CO_2 和 HCO_3^-,并在还原条件下快速埋藏,将使沉积区的 $\delta^{13}C$ 升高(王大锐等,1995;卢武长等,1994;郑荣才等,2001)。

对氧同位素组成受控因素的讨论相对较少。普遍认为,氧同位素组成受温度的影响远大于受盐度的影响(王大锐等,2001),温度每升高 4℃,$\delta^{18}O$ 值相应下降 1‰(王可法,1994);相反,温度降低会导致 $\delta^{18}O$ 值增大。盐度的增加导致海水中 $\delta^{18}O$ 值随之增加,是因为蒸发作用将轻的氧同位素优先被蒸发的缘故,雨水中 $\delta^{18}O$ 值较海水中约小 7‰(张秀莲,1985)。相应地,由于雨水和淡水中 $\delta^{18}O$ 为高负值,因此,大气降水和陆源淡水的注入降低了海洋中的 $\delta^{18}O$,导致沉积的碳酸盐岩的 $\delta^{18}O$ 值降低。海平面的升降主要控制着相对滞流封闭的盆地与外海的连通性,影响着沉积区与广海区氧同位素的均一程度,从而导致所沉积的碳酸盐岩 $\delta^{18}O$ 值的升降。海平面升高时,对流畅通,其 $\delta^{18}O$ 值与广海相近;海平面降低时,环境相对闭塞,$\delta^{18}O$ 值更易受温度、盐度以及大气降水和陆源淡水注入量的控制。

图 2 给出了雁石坪中、上侏罗统的岩性结构、沉积特征和沉积相的主要标志、沉积亚相和微相的划分、海平面变化曲线以及碳、氧同位素变化曲线。其中沉积相的划分综合了野外露头的相标志、古生态分析、物源及古流向分析、重矿物资料、粒度分析、元素地球化学以及同位素地球化学等多方面研究结果。可以看出,碳、氧同位素变化曲线与海平面的升降一致,与沉积环境的变化密切相关。

3.1　中侏罗世雀莫错期(J_2q)

雀莫错期雁石坪地区主要为一套杂色陆源碎屑岩沉积,沉积速率高,厚度大。岩石的结构和成分成熟度低,几乎所有的砂岩均见有电气石、斜长石、变质岩屑及基性火山岩屑等低成熟类组分,结合古流向分析,其物源主要来自于附近的北侧可可西里造

山带。剖面上,尤其是下部干裂纹十分发育,说明当时处于过补偿沉积状态。过去将之划为泻湖-潮坪环境(李勇等,2001),但从同位素组成看,$\delta^{13}C$ 和 $\delta^{18}O$值均为高负值,明显低于侏罗纪时期海相碳酸盐岩之值(Veizer 等,1986;陈锦石等,1983),更接近于淡水碳酸盐岩值。反映此时的水体主要来自于大气降水和地表径流,海水仅间歇性进入该区。为此,把当时的沉积环境定为陆缘近海湖环境,但与泻湖环境不能等同,前者是受海水影响的淡水湖泊类型,而泻湖则是由障壁隔离出来的一部分近岸海域,中国华北地区早第三纪就是典型的陆缘近海湖环境(刘宝 等,1985)。这一认识,实际上与古生态研究是一致的,前人已经提出该期沉积物中存在淡水双壳与半咸水生物混生的现象❶,笔者也在 1~8 层和第 18 层中也发现了淡水双壳类化石,并对 1~2 层的双壳化石进行 Sr 同位素测定,两件样品的$^{87}Sr/^{86}Sr$分别为 0.70955 和 0.70974,高于海相碳酸盐岩之值(0.708;杨杰东等,1988),向陆源淡水的$^{87}Sr/^{86}Sr$值偏移。

在剖面下部的紫红色地层中夹有多个灰绿色条带,后者主要为钙质泥岩或泥灰岩,形成了多个紫红色粉砂岩-紫红色泥岩-灰绿色钙质泥岩(或泥灰岩)组成的沉积旋回。过去把这一红-灰相间的沉积现象解释为古气候冷-热交替的结果❶,认为干热期沉积物呈紫红色,干冷期呈灰绿色。在每一个旋回顶部的灰绿色钙质泥岩(或泥灰岩)的层面出现了丰富的膏盐晶洞和干裂纹。为弄清其确切原因,对这些泥灰岩和紫红色粉砂岩中丰富的钙质结核进行了碳、氧同位素分析。钙质结核(YP8)的 $\delta^{13}C$ 和 $\delta^{18}O$ 值分别为 -6.879‰和 -14.767‰,显然为淡水环境的产物,而泥灰岩(共 5 件)的 $\delta^{13}C$ 和 $\delta^{18}O$ 均值分别为 -2.135‰和 -13.575‰,介于淡水和海水之间。据此推测,灰绿色沉积反映大气降水和地表径流减弱,海水进入相对加强时期,总体则为淡水-海水交替作用环境,不过淡水作用明显强于海水作用,沉积环境当为海漫湖。向着剖面上部灰绿色沉积明显增多,$\delta^{13}C$ 和 $\delta^{18}O$ 值也逐渐加大,反映海水影响逐步加强,至第 26 层,$\delta^{13}C$ 和 $\delta^{18}O$ 值分别达到 0.702‰和 -10.154‰,说明此时海水入侵作用明显加强,沉积环境演变为海侵湖。

3.2 中侏罗世布曲期(J_2b)

该期羌北地区广泛沉积一套展布稳定的碳酸盐岩地层,局部夹厚层石膏。雁石坪地区为一套广海台地环境的碳酸盐沉积,$\delta^{13}C$ 和 $\delta^{18}O$ 值急剧升高,平均值分别达到 1.995‰和 -7.55‰,与同时期全球海水均值(Veizer 等,1986)相近。反映继霍莫错晚期开始的海侵作用迅速加强,海平面快速上升,原剥蚀区大面积下沉并被海水快速淹没,大气降水和地表径流的影响基本结束,而且干热气候造成了区域上海水盐度的增高。此外,$\delta^{13}C$ 和 $\delta^{18}O$ 值还与西南部的那底岗日剖面同期碳酸盐岩之值接近,说明整个羌北地区的沉积水体的性质基本均一化,并与中央隆起带南侧的广海有着良好的连通性。

3.3 中侏罗世夏里期(J_2x)

夏里早期沉积一套具三角洲相特征的紫红、杂色钙质泥岩、粉砂岩,含丰富的膏盐晶洞,标志着区内发生了一次明显的海平面下降过程。由于其中缺乏碳酸盐岩沉积,未获相应的 $\delta^{13}C$ 和 $\delta^{18}O$ 数据。从西南侧的那底岗日剖面看,该期的 $\delta^{13}C$ 值明显回落,而 $\delta^{18}O$ 值变化不明显,二者出现了不同步的变化特点,说明这一时期,不仅沉积环境发生了明显变化,气候也发生了较大的变化(谢渊等,1998)。

夏里晚期沉积物主要为灰色、灰绿色泥质粉砂岩、泥岩夹紫色泥岩和生物屑泥晶灰岩,含薄层蜂巢状膏盐条带。$\delta^{13}C$ 值为 0.708‰~1.956‰,平均(4 件)为 1.473‰,与全球同期海相碳酸盐岩 $\delta^{13}C$ 平均值(Veizer 等,1986)接近,说明此时虽有地表径流和陆源碎屑物的进入,但海水的影响更大,对 $\delta^{13}C$ 值起着决定性作用,但与比布曲期相比,却明显偏低,说明其环境可能较布曲期闭塞得多。$\delta^{18}O$ 值为 -9.716‰~ -11.414‰,平均值(4 件)为 -10.950‰,与全球海相碳酸盐岩 $\delta^{18}O$ 值(-10‰~2‰)相比偏低,这可能是两方面影响的结果。一方面是 $\delta^{18}O$ 值易受改造,因有大量富含^{16}O的陆源淡水的加入而降低;另一方面可能是继承前期的炎热气候使这一闭塞的沉积水体温度显著升高,$\delta^{18}O$ 值降低。结合其他沉积相标志推断该区在夏里晚期为淡化泻湖-潮坪环境。与夏里早期相比,此时的海平面已经开始了又一轮上升,因此它应该划归海侵体系域,而不是前人划分的高位体系域(李勇等,2001)。泻湖相中可进一步划分出多个海侵-加积-暴露的米氏旋回,每一个小旋回下部为灰色介壳灰岩,见底冲刷和滞留的介壳层;向上为杂色钙、泥质粉砂岩,发育浪成沙纹层理和潮汐层理;顶部为

❶ 青海地质矿产局.1993.区域地质调查报告(1:20 万,雁石坪幅),35~44.

万方数据

灰色或紫红色泥岩,往往在顶面上出现一个膏盐晶洞密集发育的灰绿色条带。

3.4　晚侏罗世索瓦期(J_3s)

该剖面上侏罗统仅出露下部地层,为灰色、深灰色泥晶灰岩、生物碎屑灰岩、泥灰岩及夹少量泥岩、泥质粉砂岩等。$\delta^{13}C$ 值为 1.917‰～3.166‰,平均(3 件)为 2.710‰;$\delta^{18}O$ 值为 -8.432‰～-8.482‰,平均值(3 件)为 -8.450‰。二者较前期明显升高,说明中侏罗世晚期开始的海侵作用明显加强,全区发生了又一次大规模的海平面上升过程。与中侏罗世布曲期相比,$\delta^{13}C$ 值升高,$\delta^{18}O$ 值降低,导致这一结果的原因可能是该期继承了夏里晚期特点,与广海的连通性差,处于半开放环境,水温和盐度相对较高,水介质与广海间均一程度低。结合区域沉积特点,可以认为索瓦早期雁石坪处于相对局限的浅海碳酸盐台地沉积环境。

4　结论

通过对雁石坪地区中、上侏罗统成岩后生变化较弱的泥灰岩、泥晶灰岩的碳、氧同位素测试结果的研究,结合沉积相分析结果,对碳、氧同位素组成特征的古环境效应有以下认识:

(1)中侏罗世雀莫错期(J_2q)的 $\delta^{13}C$ 和 $\delta^{18}O$ 平均值分别为 -1.820‰和 -12.949‰,反映沉积水体主要以陆源淡水作用为主,海水影响微弱,沉积环境属陆源近海湖,而非前人认为的泻湖。至雀莫错晚期,$\delta^{13}C$ 和 $\delta^{18}O$ 值增高,分别达 0.702‰ 和 -10.154‰,显示海水已开始强烈入侵,沉积环境演变为海侵湖。

(2)中侏罗世布曲期(J_2b)为一套广海型碳酸盐台地沉积,其 $\delta^{13}C$ 和 $\delta^{18}O$ 平均值分别为 1.995‰和 -7.55‰,与同时期全球海水均值和西南部的那底岗日剖面同期碳酸盐岩之值均相近,反映继雀莫错晚期开始的海侵作用迅速加强,海平面快速上升,整个羌北地区的沉积水体的性质基本均一化,并与中央隆起带南侧的广海有着良好的连通性。

(3)中侏罗世夏里早期海平面下降,变为三角洲环境。晚期的 $\delta^{13}C$ 和 $\delta^{18}O$ 平均值分别为 1.473‰ 和 -10.950‰。可能为闭塞的淡化泻湖-潮坪环境。

(4)晚侏罗世索瓦早期以碳酸盐沉积为主,$\delta^{13}C$ 和 $\delta^{18}O$ 平均值分别为 2.710‰和 -8.450‰。与中侏罗世布曲期相比,$\delta^{13}C$ 值升高,$\delta^{18}O$ 值降低,显示又一次规模较大的海侵,雁石坪处于半局限,高盐度、高水温的浅海碳酸盐台地环境。

万方数据

综上所述,中侏罗世至晚侏罗世早期该区经历了一次完整的海侵-海退旋回和一次海侵过程。第 1 次海侵开始于雀莫错晚期,布曲中期达到最大海泛,布曲晚期开始海退,至夏里早期海平面最低。第 2 次海侵开始于夏里晚期,晚侏罗世早期海平面再次快速上升。

参 考 文 献

白生海. 1989. 青海西南部海相侏罗纪地层新认识. 地质论评, 35(6):529～536.

边千韬,沙金庚. 1997. 青海可可西里地区蛇绿岩的时代及形成环境. 地质论评, 43(4):347～355.

陈锦石,陈正文. 1983. 碳同位素地质学概论. 北京:地质出版社,25～40.

黄文辉,刘文中,W M Bausch. 1999. 德国南部地区上侏罗统麻姆组碳酸盐岩碳、氧稳定同位素研究. 地球化学,28(1):97～102.

和钟铧,陈光权. 2000. 西藏羌塘盆地的构造沉积物征及演化. 长春科技大学学报,30(4):347～352.

蒋忠惕. 1983. 羌塘地区侏罗纪若干问题. 青藏高原地质文集. III,北京:地质出版社, 87～112.

刘宝　,曾允孚. 1985. 岩相古地理基础和工作方法. 北京:地质出版社,133～137.

李玉成. 1998. 华南二叠世碳酸盐岩碳同位素旋回对海平面变化的响应. 沉积学报,16(3):52～57.

李勇,王成善,伊海生等. 2001. 青藏高原中侏罗世—早白垩世羌塘复合型前陆盆地充填模式. 沉积学报,19(1):20～27.

李才,程立人,胡克等. 1995. 西藏龙木错-双湖古特提斯缝合带研究. 北京:地质出版社,1～115.

李儒峰,刘本培. 1986. 碳、氧同位素演化与层序地层学关系研究——以黔南马平组为例. 地球科学,21(3):261～265.

卢武长,崔秉荃,杨绍全等. 1994. 甘西剖面泥盆纪海相碳酸盐岩的同位素地层曲线. 沉积学报,12(3):12～19.

王成善,张哨楠. 1996. 青藏高原含油气盆地分析及油气资源预测. 地球科学,21(2):120～129.

王大锐,白志强. 1995. 广西及邻区泥盆系碳酸盐岩碳、氧同位素组成特征及意义. 北京大学学报(自然科学版), 18(4):461～467.

王大锐,马学平,董爱正等. 2001. 晚泥盆世弗拉斯期-法门期之交海水温度变化的同位素证据. 地球学报,22(2):141～144.

王希斌,鲍佩声,邓万明等. 1987. 西藏蛇绿岩. 地质专报,第 8 号,北京:地质出版社,138～212.

王可法. 1994. 海相碳酸盐碳同位素组成及其意义. 地质地球化学,(5):50～54.

谢渊,罗建宁,张哨楠等. 2000. 羌塘盆地那底岗日地区中侏罗世碳酸盐岩碳、氧稳定同位素与古海洋沉积环境. 矿物岩石,20(1):80～86.

杨杰东. 1988. 锶同位素方法在地层研究中的某些应用介绍. 地质科技情报,17(3):109～114.

张秀莲. 1985. 碳酸盐岩中碳、氧同位素与古盐度、古水温的关系. 沉积学报,3(4):17～28.

郑荣才,刘文均. 2001. 龙门山泥盆纪层序地层的碳、锶同位素效应. 地质论评,43(3):264～271.

赵政璋,李永铁,叶和飞等.2001.青藏高原地层.北京:科学出版社,125～141.

References

Bai Shenghai. 1989. New recognition of the marine Jurassic strata in Southwestern Qinghai. Geological Review, 35(6):529～536(in Chinese).

Bian Qiantao, Sha Jingeng. 1997. Age and tectonic setting of ophiolite in the Hoh Xil region, Qinghai province. Geological Review, 43(4): 347～355(in Chinese with English abstract).

Chen Jingshi, Chen Chengwen. 1983. Carbon and oxygen isotopic geology. Beijing: Geo-logical Publishing House(in Chinese).

Huang Wenhui, Liu Wenzhong et al. 1999. Stable isotops(C, O) of Upper Jurassic Malm carbonate rocks in southern Germany. Geochimica, 28(1): 97～102 (in Chinese with English abstract).

He Zhonghua, Chen Guangquan. 2000. The tectonic－sedimentary feature and evolution of Qiangtang basin in Northern Tibet. Journal of Changchun University of Science and Technology, 30(4):347～352 (in Chinese with English abstract).

Jiang Zhongti. 1983. Problems of Jurassic in Qiangtang area, Qinghai-Xizang plateau. Geologic Research on the Qinghai-Xizang Plateau Publication No. 3, Beijing: Geological Publishing House, 87～112 (in Chinese).

Liu Baojun, Zeng Yingfu. 1985. Lithofacies paleogeography and its application. Beijing: Geological Publishing House, 133～137(in Chinese).

Li Yucheng. 1998. The carbon isotopic cyclostratigraphic responses to sea level change in Upper Permian limestone from south China. Acta Sedimentologica Sinica, 16(3):52～57 (in Chinese with English abstract).

Li Yong, Wang Chengshan et al. 2001. Fill models in the Qiangtang composite foreland basin in Qinghai-Xizang plateau, China. Acta Sedimentologica Sinica, 19(1):20～27 (in Chinese with English abstract).

Li Cai, Cheng Liren et al. 1995. Study on the paleo-Tethys suture zone of Lungmu Co-Shuanghu, Tibet. Beijing: Geological Publishing House, 1～115 (in Chinese with English abstract).

Li Rufeng, Liu Benpei. 1986. Application of carbon and oxygen isotopes to carbonate sequence stratigraphy: analysis Maping formation, southern Guizhou province. Earth Science, Journal of China University of Geosciences, 21(3):261～265 (in Chinese with English abstract).

Lu Wuchang, Cui Bingquan. 1994. Isotopic strata curves of Devonian marine carbonates in Ganqi profile. Acta Sedimentologica Sinica, 12(3):12～19(in Chinese with English abstract).

Veizer J, Fritz P, Jones B. 1986. Geochemistry of brachiopods: oxygen and carbon isotopic records of Paleozoic ocean. Geochim. Cosmochim Acta, 50:1679～1696.

Wang Chengshan, Zhang Shaonan. 1996. Preliminary analysis of petroliferous basins and oil-gas prospects in Qinghai-Xizang (Tibet) plateau. Earth Science, Journal of China University of Geosciences, 21(2):120～129 (in Chinese with English abstract).

Wang Darui, Bai Zhixiang. 1995. Stable isotopic compositions and significance of Devonian carbonates in Gangxi and adjacent area, south China. Acta Scientiarum Naturalium, Universitatis Pekinensis, 18(4):461～467 (in Chinese with English abstract).

Wang Darui, Ma Xueping, Dong Aizheng et al. 2001. Isotopic evidence for the temperature change of the Paleo-ocean between late Devonian Fransnian period and Famennian period in south China. Acta Geosientica Sinica, 22(2):141～144(in Chinese with English abstract).

Wang Xibin, Bao Peisheng et al. 1987. Xizang (Tibet) ophiolite. Geological Memoirs, No. 8, Beijing: Geological Publishing House, 138～212 (in Chinese).

Wang Kefa. 1994. Carbon isotopic compositions of marine carbonates and its significance. Geology-Geochemistry, 5: 50～54(in Chinese).

Xie Yuan, Luo Jianning, Zhang Shaonan et al. 2000. Palaeo-oceanic sedimentary enviroment during the Middle Jurassic in Nadigangri area, Qiangtang basin. Mineral Rock, 20(1): 80～86. (in Chinese with English abstract).

Yang Jiedong. 1988. Some applications of isotope method in stratum researches. Geological Science and Technology Information, 17(3): 109～114(in Chinese).

Zhang Xiulian. 1985. The relationship between oxygen and carbon isotopic compositions in carbonate rocks and the salinity and temperature in ancient ocean. Acta Sedimentologica Sinica, 3(4):17～28 (in Chinese).

Zheng Rongcai, Liu Wenjun. 2001. Carbon and strontium isotopic effects of the Devonian sequence in the Longmen mountain area. Geological Review, 43(3):264～271(in Chinese with English abstract).

Zhao Zhengzhang, Li Yongtie et al. 2001. Sedimentary strata in Qinghai-Xizang plateau, China. Beijing: Science Press (in Chinese with English abstract).

万方数据