

doi:10.6053/j.issn.1001-1412.2022.04.009

中国湖相碳酸盐岩碳氧同位素时空特征 及其古湖泊学意义

梁俊红¹, 孙宝亮¹, 尹国英²

(1. 东北大学资源与土木工程学院地质系, 沈阳 110819;

2. 辽宁城市建设职业技术学院建筑工程系, 沈阳 110122)

摘要: 湖相碳酸盐岩是一种分布极其广泛的陆相碳酸盐岩。中国湖相碳酸盐岩沉积始于二叠纪—三叠纪, 经侏罗纪—白垩纪发展, 鼎盛于古近纪, 具有沉积时间跨度长、分布面积广的特征。碳酸盐岩发育方式多样, 常以多个单层、薄夹层状、互层状、韵律沉积为主, 也见以结核状或钙质微体化石等薄层赋存于泥岩、页岩等细粒碎屑岩中。湖相碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}$ 值介于 $-10.0 \times 10^{-3} \sim +10.0 \times 10^{-3}$ 之间, 多数为 $-5.0 \times 10^{-3} \sim +5.0 \times 10^{-3}$, 正负值均有。二叠系—三叠系 $\delta^{13}\text{C}$ 发生负偏, 侏罗系—白垩系先正向漂移随后负偏, 古近系—新近系再次正偏, 达最大值约 $+5.0 \times 10^{-3}$ 。氧同位素 $\delta^{18}\text{O}$ 值介于 $-20.0 \times 10^{-3} \sim +2.0 \times 10^{-3}$ 之间, 多数为 $-15.0 \times 10^{-3} \sim -0.0 \times 10^{-3}$, 几乎全部为负值。二叠系—三叠系、侏罗系—白垩系碳酸盐岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值在 $-15.0 \times 10^{-3} \sim -3.0 \times 10^{-3}$ 之间变化, 古近系—新近系 $\delta^{18}\text{O}$ 值明显正偏移, 多数位于 $-10.0 \times 10^{-3} \sim 0.0 \times 10^{-3}$ 。中国湖相碳酸盐岩碳氧同位素相关性分析表明, $\delta^{13}\text{C}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 密切相关, 且 $\delta^{13}\text{C}$ 值多正值或轻微负值, 指示湖泊为封闭型咸水—半咸水环境; $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 不相关, $\delta^{13}\text{C}$ 值为负值, 指示湖泊为开放型淡水环境。

关键词: 湖相碳酸盐岩; 岩石学; 碳氧同位素; 古湖泊学

中图分类号: P588.245; P597.2 **文献标识码:** A

0 引言

湖相碳酸盐岩是分布极其广泛的陆相碳酸盐岩之一, 它是在内陆湖泊盆地中形成的碳酸盐岩, 其包括淡水型、半咸水—咸水型和盐湖型碳酸盐岩。在湖盆演化过程中, 湖相碳酸盐岩常发育于构造活动相对稳定、湖盆水体持续扩张阶段。平面上, 碳酸盐岩分布于近湖盆边缘的滨岸带和盆内浅湖相的水下隆起区, 呈小面积的点式分布; 垂向上, 多以互层形式分布在碎屑岩剖面中, 也常见以结核或钙质微体化石等薄层赋存于泥岩、页岩细粒碎屑岩中, 具有层数多、单层薄、韵律性变化的特点, 厚度比例一般

小于总厚度的 15%^[1]。湖相碳酸盐岩岩性多样, 物源复杂、成分不纯, 以内源和近源沉积为主, 岩石结构和成因随沉积环境变化而异。在淡水内陆湖盆、咸水内陆湖盆、短期海侵内陆湖盆和潟湖中, 均可形成各种碳酸盐岩, 常见生物灰岩、颗粒灰岩、礁灰(云)岩、泥晶灰(云)岩和白云岩等类型^[2]。淡水型湖泊碳酸盐岩常见岩石标准微相有微(泥)晶、球粒、放射性鲕粒、微似核形石、叠层石以及各种化石。此外, 还常出现外源岩屑和内碎屑。化石常见蓝细菌、藻类、腹足类、双壳类、介形类、鱼骨、鱼鳞和牙齿化石及两栖动物化石遗迹^[3]。咸水型湖泊相碳酸盐岩沉积少见化石, 可含少量腹足类化石。湖泊碳酸盐岩常见沉积组构为块状、纹层状和季候纹层状, 结节(核)状沉积, 并发育生物扰动构造。

收稿日期: 2022-05-06; **责任编辑:** 沈名星

基金项目: 中央高校基本科研业务费项目(编号:N100401005)资助。

作者简介: 梁俊红(1972—), 男, 讲师, 毕业于东北大学, 主要从事陆相沉积地层和沉积地球化学方面研究工作。通信地址: 辽宁省沈阳市和平区文化路三巷 11 号, 东北大学资源与土木工程学院地质系; 邮政编码: 110819; E-mail: liangjunhong@mail.neu.edu.cn

国内外地质学者已在湖相碳酸盐岩岩石学、沉积古环境、生烃和储集方面开展了大量的研究工作^[4-8]。关于湖相夹层状、瘤状或结核状碳酸盐岩的成因,大多数学者认为是一定构造背景和古气候环境下古湖泊沉积环境中的正常沉积作用的产物^[9-11],也有学者提出其为微生物作用、热液作用、湖底喷流作用以及火山作用参与的结果^[12-15]。岩石不同成因的认识对于湖相碳酸盐岩及其共生泥岩、页岩的古环境恢复、沉积相带分布的预测和储集层评价具有重要意义。碳酸盐岩的碳、氧同位素组成被应用于湖泊类型判别以及沉积水体环境参数分析,在碳酸盐成因、古气候和古环境得到了广泛的应用。

中国湖相碳酸盐岩地理分布范围广,不同盆地、不同地质时期、不同岩性的碳酸盐岩碳氧同位素数据之间差异明显。本文将通过对国内不同湖盆发育的碳酸盐岩碳氧同位素数据对比和分析,旨在探讨碳氧同位素时空演化规律及其湖泊类型和水体古环境信息,这对于与碳酸盐岩共生的油页岩、页岩形成环境分析、陆相湖盆油气藏储集层的寻找具有一定的参考意义。

1 中国湖相碳酸盐岩时空分布特征

湖相碳酸盐岩广泛发育于国内各陆相含油气盆地,其常具有良好的生油和储油能力。从形成的地质时代上看,国内湖相碳酸盐岩沉积作用始于二叠纪,当时特提斯洋海水从中国北方开始退出,形成了地理上“南海北陆”的地质格局,此时准噶尔盆地和三塘湖盆地在挤压构造背景下,在其前陆拗陷区沉积了一套半深湖—深湖相的含碳酸盐岩地层,如风城组和芦草沟组。中三叠世—晚三叠世,印支运动造成中国南方大规模海退,中国大部分处于大陆环境,在其内部发育多个湖盆。从侏罗纪起,海侵主要限于西藏、青海南部和台湾、湖南、广东一带,仅早期有短暂的海侵。因此“南海北陆”的状态基本结束,华南、华北连成一片,其为侏罗纪、白垩纪湖相碳酸盐岩沉积大发展提供了基本条件。侏罗纪—白垩纪,在松辽盆地、银额盆地和四川盆地等地形成了富含油气资源的湖相碳酸盐岩沉积,如松辽盆地上白垩统青山口组生物灰岩、银额盆地白垩统巴音戈壁组泥质云岩和云质泥岩、四川盆地侏罗系大安寨段介壳灰岩等。湖相碳酸盐岩沉积全盛于早第三纪

的古近纪,衰落于晚第三纪新近纪。湖相碳酸盐岩产出地层较多,如黄骅拗陷下第三系沙河街组、苏北盆地古近系的阜宁组和柴达木盆地第三系干柴沟组、山东平邑盆地下第三系、广东三水盆地下第三系、江汉盆地下第三系潜江组、东淮凹陷下第三系沙河街组、泌阳凹陷下第三系核桃园组等地层较为典型。

表1为发育于不同盆地、不同地质时期、不同岩性的(部分)中国湖相碳酸盐岩岩石学特征和碳氧同位素组成。

1.1 二叠系—三叠系湖相碳酸盐岩

二叠纪时,湖相碳酸盐岩发育于准噶尔盆地、三塘湖盆地、四川盆地、鄂尔多斯盆地,赋存地层为下二叠统风成组(P_1f)、中二叠统芦草沟组(P_2l)、须家河组(T_3x)和上三叠统延长组(T_3y)。有关二叠系—三叠系湖相碳酸盐岩岩石学特征,见表1所述。

准噶尔盆地玛湖凹陷下二叠统风城组湖相富有机质泥岩为近期发现的玛湖大油田的主力供油层段,其为咸化湖盆沉积^[16]。风城组自下而上划分为风一段、风二段和风三段。风一段沉积早期,凹陷东北部以火山碎屑岩—沉火山碎屑岩沉积为主,此后发育富有机质泥岩、白云岩及云质岩类;凹陷中部风二段发育大量天然碱、碱氢钠石、碳酸钠钙石等碱性矿物;风三段沉积期,凹陷内以云质岩沉积为主,顶部发育陆源碎屑岩^[17]。准噶尔盆地东南吉木凹陷内中二叠统芦草沟组主要岩性为一套白云石及硅酸盐矿物以不同比例混合而成的极细粒沉积岩,是盆地内最好的烃源岩,也是致密油勘探的有利层位^[18-19]。芦草沟组岩石主要为化学沉积和机械沉积的过渡性岩类,岩性以云质岩类和凝灰质岩类为主;湖相碳酸盐岩主要为凝灰质泥晶白云岩、云质凝灰岩和含灰沉凝灰岩^[20]。新疆三塘湖盆地,中二叠系芦草沟组由白云岩、灰岩、黑色泥岩、页岩及碎屑岩互层沉积构成。形成于浅—半深湖强还原环境的白云岩可划分为粉—泥晶白云岩和方沸石钾长白云岩2类,粉—泥晶白云岩具有原生沉积白云石特征,岩石中球状及管状白云石与微生物吸附作用有关,而它形及菱形白云石为直接沉淀的原生产物^[21]。

四川盆地发育的晚三叠世须家河组自下而上可划分为6个明显的沉积旋回性岩段。须一段、须三段、须五段岩性主要为泥、页岩,富含有机质,含大量炭质页岩和煤线夹层,为相对稳定的湖泊相沉积;须二段、须四段、须六段岩性为灰色中—细粒砂岩,薄层泥岩、煤线和泥质粉砂岩夹层,为三角洲相沉积^[22-23]。

表 1 中国湖相碳酸盐岩岩石学特征与碳氧同位素组成

Table 1 Petrological characteristics and C-O isotopic composition of lacustrine carbonate in China

序号	湖盆名称及时代	地层组	岩性	沉积(亚)相	样品	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}/10^{-3}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}/10^{-3}$	资料来源
1	柴达木盆地—里坪地区新近系	上油砂山组(N ₂)	碳酸盐以方解石为主	半深湖	岩芯	-6.4~-5.4 (7;-3.3)	-11.8~-6.4 (7;-9.2)	曾旭等(2021)
		上干柴沟组(N ₁)	碳酸盐以方解石为主	半深湖、浅湖	岩芯	-2.1~-1.5 (10;-1.8)	-12.4~-4.9 (10;-9.7)	
2	柴达木盆地古近纪—新近纪	上油砂山组、下油砂山组、上干柴沟组(N)	泥晶云岩、亮晶介壳灰岩、内碎屑云岩、灰质岩屑中(细)砂岩	颗粒滩、灰泥坪、湖湾、(半)深湖	露头	-9.39~1.29 (10;-3.90)	-8.36~-1.21 (10;-5.83)	纪友亮等(2017)
		下干柴沟组(E)	泥晶介壳灰岩、介壳灰岩、灰质岩屑细(粉)砂岩	颗粒滩、灰泥坪、湖湾、(半)深湖	露头	-2.55~4.43 (9;0.78)	-10.70~-2.80 (9;-7.14)	
3	松潘地区中新世	马拉墩组	泥晶灰岩	湖泊	露头	-5.71~-1.11 (9;-3.17)	-14.87~-12.69 (9;-14.02)	周学海等(2015)
4	三水盆地始新世	埤心组	泥灰岩	湖泊	岩芯	-7.71~0.94 (37;-2.68)	-8.31~0.74 (37;-5.1)	刘春莲等(2004)
5	东营盆地始新世—渐新世	沙一段	碳酸盐岩介形虫	湖泊	岩芯	2.546~9.258 -0.360~2.961	-9.016~0.446 -4.853~-0.341	刘传联等(2001)
		沙四段	碳酸盐岩	湖泊	岩芯	3.294~6.297 (16;3.858)	-9.215~-5.134 (16;-7.984)	
6	珠江口盆地始新世	文昌组、神狐组	贝壳	湖泊	岩芯	-5.796~-3.871 (7;-4.827)	-4.470~-1.962 (7;-3.075)	
7	渤海湾盆地东营凹陷古近纪	沙四段上	藻格架白云岩、藻屑白云岩、粘结核灰质云岩、粘结核白云岩	浅湖碳酸盐岩台缘礁滩、斜坡	岩芯	1.39~5.79 (9;3.85)	-7.46~-3.25 (9;-4.76)	刘圣坤(2018)
			泥晶灰岩、泥质灰岩、鲕粒灰岩	浅湖台地斜坡、滩间、灰泥混合坪	岩芯	-3.08~5.36 (24;1.96)	-8.77~-2.37 (24;-6.25)	
8	青藏高原风火山盆地沱沱河盆地古近纪—新近纪	五道梁群中新世	灰质白云岩	浅湖	露头	-1.14~1.69 (5;0.18)	-5.39~1.26 (5;-2.26)	尹海生等(2007)
			泥晶灰岩			0.44~2.28 (5;1.62)	-3.88~1.66 (5;-1.18)	
		灰质白云岩	湖相	露头	-0.63~-0.61 (2;-0.62)	-4.08~-1.62 (2;-2.85)		
		泥晶灰岩			-2.52~-0.93 (7;-1.37)	-10.06~-1.83 (7;-5.36)		
风火山群始新世	泥晶灰岩	湖相	露头	-6.59~-2.29 (39;-4.63)	-11.67~-10.52 (39;-11.12)			
9	江汉裂谷江陵凹陷古近纪	新沟嘴组(始新世)	泥灰岩、泥云岩		岩芯	-10.8~-8.8 (15;-9.3)	-10.2~-6.7 (15;-8.6)	王春莲等(2013)
		沙市组(古新世)	泥云岩			-4.8~-1.0 (8;-3.4)	-5.6~-0.6 (8;-3.3)	
10	平邑盆地古近纪	卞桥组古新世	泥晶灰岩、生物碎屑灰岩、颗粒灰岩、粘结核灰岩	混合坪、藻坪亚相、湖湾、浅(藻、岸)滩亚相	露头	-3.6~-1.8 (19;-2.9)	-8.9~-6.3 (19;-7.6)	贾瑜等(2020)
11	松辽盆地晚白垩世	青山口组	白云质灰岩、叠层石灰、鲕粒灰岩	浅—半深湖	露头	-7.28~9.19 (25;0.04)	-16.29~-7.88 (25;-12.53)	丁聪等(2021)
12	银额盆地哈日凹陷早白垩世	银根组	白云质泥岩、泥质云岩	半深湖	岩芯	2.74~8.57 (6;6.07)	-10.19~-3.67 (6;-6.62)	陈志鹏(2019)
		苏红图组	含灰泥岩、灰质泥岩、泥灰岩、白云质泥岩	滨浅湖、半深—深湖	岩芯	2.89~10.91 (7;5.89)	-9.99~-3.09 (7;-5.15)	
		巴音戈壁组			岩芯	1.22~7.60 (7;3.40)	-13.65~-3.98 (7;-9.64)	

续表 1:

序号	湖盆名称及时代	地层组	岩性	沉积(亚)相	样品	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}/10^{-3}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}/10^{-3}$	资料来源
13	六盘山盆地 早白垩世	乃家河组- 东山组	微(泥)晶灰岩	深湖-滨浅湖, 滨浅湖	露头	-3.92~2.74 (9; -0.41)	-4.45~1.45 (9; -0.46)	周勇 (2011)
		李洼峡组	泥晶灰岩	滨浅湖	露头	-2.60~3.10 (9; 1.30)	-6.51~1.19 (9; -0.66)	
		和尚铺组	泥(粉)晶灰岩	河流-滨湖	露头	-2.39~-1.18 (4; -1.93)	-12.30~-6.80 (4; -8.93)	
14	辽西义县盆地 早白垩世	义县组 金刚山层	泥晶白云岩、纹层状白云岩、生 屑灰岩、凝灰质云岩	滨浅湖、湖坪亚相	露头	2.34~4.26 (10; 3.26)	-19.09~-12.00 (10; -17.21)	本文
		义县组 砖城子层				-3.44~0.27 (11; -1.21)	-15.73~-9.93 (11; -11.32)	
15	鄂尔多斯盆地 志丹地区 中侏罗世	安定组	泥灰岩	滨浅-浅湖	岩芯	-3.5~2.2 (13; 0.55)	-6.0~-1.2 (-3.87)	汤超等 (2021)
16	四川盆地 川中东北部 中侏罗世	凉高山组	泥晶介壳灰岩	浅湖-滨浅湖	岩芯	0.40~1.02 (2; 0.71)	-15.70~-14.58 (2; -15.14)	汤聪 (2012)
		自流井组	细(微、泥)晶介壳灰岩、钙质泥 岩	介壳滩、浅湖泥	岩芯	0.09~4.59 (37; 2.87)	-15.54~-9.83 (37; -13.12)	张藏等 (2013)
17	四川盆地 早侏罗世	自流井组	介壳微晶灰岩、微晶介形虫灰 岩、微晶灰岩	湖缘	露头	-4.49~-0.85 (9; -2.27)	-9.14~-6.75 (9; -7.82)	王全伟等 (2006)
				滩间亚相		-3.46~1.62 (6; -0.34)	-8.52~-4.56 (6; -6.90)	
18	豫西宜阳地区 三叠纪早期(?)	孙家沟组	粉砂质白云岩、含砂白云岩、粉 砂质灰岩、含粉砂灰岩、砂质灰 岩	浅湖	露头	-8.887~0.34 (34; -3.67)	-14.87~-2.05 (34; -6.57)	曹高社等 (2019)
19	豫西宜阳地区 晚二叠世	孙家沟组	椭球状结核	滨-浅湖	露头	-8.56~-1.57 (8; -4.04)	-10.16~-2.75 (8; -4.27)	郑德顺等 (2020)
20	准噶尔盆地 吉木凹陷 中二叠世	芦苇沟组	含方解石脉泥晶白云岩、泥晶白 云岩、凝灰质白云岩、含云凝灰 岩和云质凝灰岩	半深-深湖	岩芯	6.80~9.70 (21; 8.24)	-11.90~-3.50 (21; -6.20)	曲长胜等 (2017)
21	准噶尔盆地 吉木凹陷二叠纪	芦苇沟组	凝灰质泥晶白云岩、云质凝灰 岩	湖相	岩芯	-0.39~7.61 (21; 5.10)	-14.52~-3.42 (21; -8.03)	杨焱钧等 (2019)
22	三塘盆地 二叠纪	芦苇沟组	泥-粉晶白云岩、泥晶灰岩、方解 石脉	浅-半深湖	岩芯	4.60~8.30 (3; 5.83)	-19.90~-7.30 (3; -12.87)	李红等 (2012)
			方沸石钾长白云岩	浅-半深湖		-4.10~-2.30 (3; -3.37)	-17.8~-13.5 (3; -15.10)	
23	乌鲁木齐地区 二叠纪	芦苇沟组	含燧石微晶灰岩	浅-半深湖	露头	4.7~8.7 (2; 6.70)	-10.00~-9.80 (2; -9.90)	李红等 (2013)
			微晶白云岩、微晶含泥白云岩、 白云质泥岩	浅-半深湖		9.20~15.60 (8; 13.54)	-8.50~-3.00 (8; -5.26)	

注:同位素数据列中的数据,如“4.60~8.30(3;5.83)”之意:4.60~8.30表示数值范围,(3;5.83)表示(样品数;平均值)。

暗色泥岩和所夹煤层是上三叠统须家河组的主要烃源岩,在四川盆地广泛发育,主要发育于须一段、须三段、须五段^[24]。川中须家河组砂岩中碳酸盐岩胶结作用发育,对储层物性影响重要。碳酸盐胶结物多以方解石为主,极少数为白云石^[25-26]。

鄂尔多斯盆地晚三叠世延长组为主要烃源岩,霸王庄采石场和瑶曲聂家河露头剖面长7油层泥页岩中发育球粒灰岩结核和白云岩结核,围岩为正常

泥质页岩沉积物。碳酸盐岩结核矿物学、常量元素、微量元素和稀土元素地球化学分析认为其为沉积成因的碳酸盐岩,富烃凹陷延长期局部地区存在热液上涌作用影响^[27]。

1.2 侏罗系和白垩系湖相碳酸盐岩

印支运动造成中国南方大规模海退,国内大部分处于大陆环境,陆内发育多个古湖盆。侏罗系和白垩系湖相碳酸盐岩发育于四川盆地、鄂尔多斯盆

地、银额盆地、酒泉盆地、松辽盆地和辽西义县盆地等,赋存地层有自流井组(J_1z)、安定组(J_2a)、巴音戈壁组(K_1b)、苏红图组(K_1s)、银根组(K_1y)、青山口组(K_2qn)和义县组(K_1y)。有关侏罗系和白垩系湖相碳酸盐岩岩石学特征,见表 1 所述。

四川盆地东北部自流井组和凉高山组中分布多层浅湖相介壳灰岩沉积。自流井组按岩性自下而上可划分出珍珠冲段、东岳庙段、马鞍山段、大安寨段和过渡层,对应沉积亚相分别为三角洲前缘-浅湖、浅湖泥夹风暴介壳、三角洲-浅湖、介壳滩-浅湖泥、浅湖泥。川中地区龙浅 104×井、平昌 1 井和龙浅 103 井取得自流井组和高凉山组的 40 件湖相碳酸盐岩样品,岩性为细(粉)晶介壳灰岩、泥(微)晶介壳灰岩、钙质泥岩、含生屑钙质泥岩等^[28]。四川自贡井-高峒桥、重庆合川炭坝剖面自流井组上部大安寨段湖相碳酸盐岩类型为微晶介壳灰岩、介壳微晶灰岩、微晶介形虫灰岩和微晶灰岩等^[29-30]。

鄂尔多斯盆地中东部的志丹地区,中侏罗统安定组岩性较复杂,为河流相和湖泊相沉积,在靖边一环县-宜君西一线以东地区,形成一个内流湖泊,中心部位为较深湖相沉积。安定组可划分为 3 个岩性段,下部以黑色泥岩及少量粉砂岩为主;中部为灰紫色、灰绿色粉砂岩夹薄层泥灰岩;上部为杂色泥灰岩与褐黄色粉砂岩互层。形成于半干旱炎热古气候湖水咸化期的泥灰岩细划分为 3 种类型:①纹层状泥灰岩;②块状泥灰岩;③生物碎屑泥灰岩^[31-32]。

早白垩世银额盆地哈日凹陷为一封闭性陆内断陷湖盆,陆源碎屑供给较少,湖盆处于欠补偿环境,形成了一套厚层富有机质的深水细粒沉积岩,为该区主要烃源岩。该套细粒沉积岩是在区域伸展背景下封闭断陷湖盆中热液与湖水相互作用的产物,主要以碳酸盐岩和陆源碎屑混合沉积的泥页岩为主。就湖相碳酸盐岩的岩性而言,巴音戈壁组和苏红图组热水沉积岩主要为含灰泥岩、灰质泥岩、泥灰岩和白云质泥岩,银根组则以泥质云岩和白云质泥岩为主^[33-35]。

辽西义县盆地早白垩世义县组湖相碳酸盐岩以薄层或夹层的形式出现,主要出露于英窝山砖城子层剖面、王家沟大康堡层剖面 and 枣茨山金刚山层剖面。湖相碳酸盐岩主要以薄层白云岩、纹层状白云岩、含燧石团块砂屑灰岩、含膨润土泥灰岩、白云质灰岩、白云质胶结滑塌沉积灰岩,沉积亚相为滨浅湖斜坡相、湖坪相以及半深湖相^[36-37]。

松辽盆地上白垩统青山口组为一套暗色厚层细

粒沉积岩,局部可见深湖相油页岩,是页岩油气成藏重要层位^[38-40]。青白口剖面青白口组下部为黑、灰黑色泥岩、页岩和泥质粉砂岩夹薄层灰岩;中部以页岩和油页岩为主,夹白云质灰岩;上部以泥质粉砂岩、粉砂岩和细砂岩为主,夹薄层灰岩。青白口组建组剖面地区普遍发育薄层白云质石灰岩,具有一定的横向可对比性。丁聪等以细粒沉积岩为研究切入点,对青白口组深湖白云质灰岩、浅湖白云质灰岩、叠层石灰岩和鲕粒灰岩 4 大类碳酸盐岩进行了成因分析^[41]。

1.3 新生界湖相碳酸盐岩

新生界湖相碳酸盐岩分布广泛,中国东部东营凹陷、平邑盆地、三水盆地、江汉裂谷江陵凹陷、柴达木盆地、青藏高原古湖盆群均有发现。湖相碳酸盐岩赋存地层有沙四段(E_2s^4)、卞桥组一段(E_1b^1)、沙河街组(E_2s)、神狐组(E_1sh)和文昌组(E_2w)、埭心组(E_2b)、沙市组(E_1s)和新沟嘴组($E_{1-2}x$)、上干柴沟组(E_3sh)和上油砂山组(N_1sh)、风火山群(E_2Fh)、雅西措群(E_3Yx)和五道梁群(N_1Wd)等。有关新生界湖相碳酸盐岩岩石学特征,见表 1 所述。

东营凹陷古近系沙四上段湖相碳酸盐岩主要形成于碳酸盐岩台地沉积环境,沉积相演化经历了低位域的不发育碳酸盐岩、湖侵域的碎屑岩和碳酸盐岩过渡沉积和高位域碳酸盐岩大面积发育。湖相碳酸盐岩为藻格架灰(云)岩、粘结灰(云)岩、砾屑灰(云)岩、颗粒灰(云)岩、泥晶颗粒灰(云)岩、颗粒泥晶灰(云)岩、泥晶灰(云)岩和混积岩 8 种类型^[42]。山东平邑盆地古近系卞桥组一段岩性从底部至顶部依次为粗碎屑岩、核形石灰岩、生物碎屑灰岩、颗粒灰岩、泥晶灰岩/泥灰岩组合^[43]。珠江三角洲西北部的三水盆地为小型陆缘近海拉张型断陷盆地,盆内沉积一套厚达数千米的白垩纪-古近纪地层。古近系始新统埭心组沉积时盆地断裂活动微弱,湖盆处于稳定沉降阶段,是湖盆发育的鼎盛时期。埭心组红岗段主要由暗色纹层状钙质泥岩、泥质粉砂岩、泥灰岩、灰岩和劣质油页岩组成,是三水盆地的主要生油层^[44]。

江汉裂谷江陵凹陷古近统沙市组和新沟嘴组发育的湖相碳酸盐岩由泥灰岩和泥云岩 2 种类型构成^[45]。

柴达木盆地西部新生界下干柴沟组、上干柴沟组、下油砂山组和上油砂山组的湖相碳酸盐岩垂向上与碎屑岩频繁互层,碳酸盐岩包括鲕粒灰岩、介壳灰岩、藻灰岩、泥晶灰岩和硅质碎屑-碳酸盐岩混积

岩5大类,为滨-浅湖、半深湖亚相沉积,沉积微相为灰泥坪、鲕粒滩、介壳滩、藻丘(坪)、浅湖湾以及(半)深湖等6种类型^[46-47]。碳酸盐岩主要发育于湖侵期,高频湖平面变化形成了碳酸盐岩与碎屑岩频繁互层。枯水期,盆地坡折发育碎屑岩滩坝或三角洲前缘沉积;在湖侵期,盆地坡折发育鲕粒滩及藻灰岩,盆地洼陷区发育泥灰岩或灰泥岩^[46-48]。

青藏高原北部地区风火山盆地和沱沱河盆地中发育古近系始新统风火山群、渐新统雅西措群,以及新近系中新统五道梁群湖泊沉积地层。湖相沉积碳酸盐岩主要岩石类型为泥晶灰岩、灰质白云岩、叠层石灰岩、生屑灰岩以及藻砂屑灰岩^[49]。在青藏高原北部五道梁盆地,古大湖开始发育于23.5 Ma~24.7 Ma,结束于15 Ma~14 Ma,发育时长约10 Ma。早中新统古大湖沉积中心厚度约150 m,大部分时期湖泊沉积深湖相灰岩和白云质灰岩;部分时期沉积浅湖相泥岩和泥灰岩;缺乏滨湖环境砂砾岩沉积^[50]。

此外,在现代湖泊沉积物中也可见碳酸盐的产出,如青海湖湖底沉积物中存在呈球状、椭球状,大小1~2 μm 白云石集合体与草莓状的黄铁矿伴生^[51]。青藏高原14个现代湖泊沉积物表层中的碳

酸盐矿物多以方解石为主,并含白云石,其中冷湖以白云石为主,尕斯库勒还含一定量的文石^[52]。

2 湖相碳酸盐岩碳氧同位素特征

目前国内外认为:海相碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 为 $-5.0 \times 10^{-3} \sim 5.0 \times 10^{-3}$,陆相碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 为 $-15.0 \times 10^{-3} \sim 5.0 \times 10^{-3}$;蒸发岩中 $\delta^{13}\text{C}$ 为 $-2.0 \times 10^{-3} \sim 5.0 \times 10^{-3}$ ^[2]。中国湖相碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}$ 值位于 $-10.0 \times 10^{-3} \sim +10.0 \times 10^{-3}$ 之间,多数为 $-5.0 \times 10^{-3} \sim +5.0 \times 10^{-3}$,正负值均有。氧同位素 $\delta^{18}\text{O}$ 值位于 $-20.0 \times 10^{-3} \sim +2.0 \times 10^{-3}$ 之间,多数为 $-15.0 \times 10^{-3} \sim 0.0 \times 10^{-3}$,几乎全部为负值。有关中国湖相碳酸盐岩碳氧同位素组成特征,见表1所述。

2.1 碳同位素组成时间演化规律

碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}$ 数值相较于 $\delta^{18}\text{O}$ 具有明显的地质时间演化规律。二叠系—三叠系 $\delta^{13}\text{C}$ 发生轻微负偏,侏罗系—白垩系先正向漂移随后负偏,古近系—新近系再次正偏,达到最大值约 $+5.0 \times 10^{-3}$ (图1)。

二叠纪早期芦草沟组 $+5.0 \times 10^{-3}$ 向晚二叠世—早三叠世的孙家沟组发生明显的负向漂移现

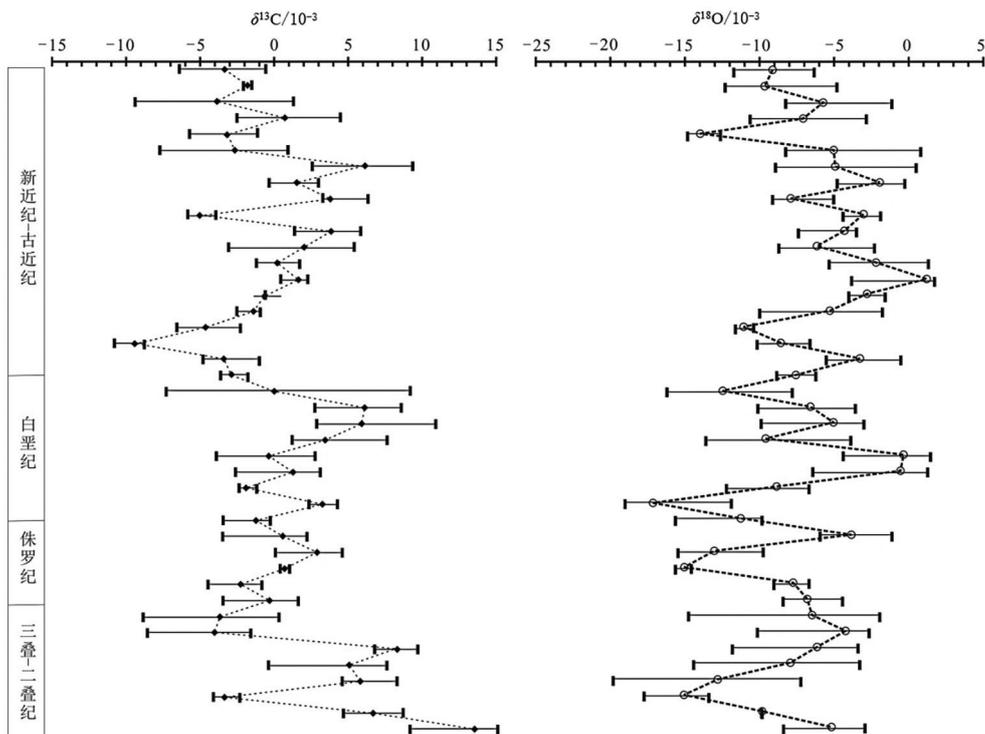


图1 国内湖相碳酸盐岩碳、氧同位素组成演化规律图(数据源于表1)

Fig. 1 Diagram showing C, O isotopic composition and the evolution regularity of lacustrine carbonate in China

象,减低至 -4.0×10^{-3} 。这与有机碳的生物分馏作用有关,其结果形成贫 ^{13}C 的 CH_4 和富 ^{13}C 的 CO_2 ,当富 ^{13}C 的 CO_2 溶于孔隙水并进入碳酸盐晶格,造成湖水沉淀碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 严重正偏^[12]。三塘湖盆地芦苇沟组白云岩、灰岩、黑色泥岩、页岩及碎屑岩互层沉积,形成于浅-半深湖强还原环境下的白云岩,粉-泥晶白云岩具有原生沉积特征,岩石中的球状及管状白云石与微生物吸附作用有关,而它形及菱形的白云石为直接沉淀的原生产物,岩石样品 $\delta^{13}\text{C}=4.8 \times 10^{-3}$ ^[14]。三塘湖盆地芦苇沟组白云岩与湖相暗色泥岩共存,其 $\delta^{13}\text{C}$ 值介于 $4.8 \times 10^{-3} \sim 11.4 \times 10^{-3}$ 之间,平均 6.93×10^{-3} ,其与古湖水高盐度有关^[21]。豫西宜阳地区三叠纪早期孙家沟组的 $\delta^{13}\text{C}$ 数值为 $-8.87 \times 10^{-3} \sim 0.34 \times 10^{-3}$,只有 1 个岩石样品砂质白云岩为正,其余为负,均值为 -3.167×10^{-3} 。碳同位素组成负偏可能与这些原因有关:①植被和土壤来源偏轻的 $\delta^{13}\text{C}$ 贡献;②湖相生物强烈活动,富 ^{13}C 的生物成因 CO_2 的强烈逸出而减少;③湖泊底部的还原到氧化条件的转变,有机质氧化后产生较轻的 $\delta^{13}\text{C}$ 的 CO_2 参与碳酸盐岩的沉淀^[10]。

四川盆地侏罗系自流井组、鄂尔多斯盆地安定组以及辽西义县盆地白垩系义县组、六盘山盆地的湖相碳酸盐岩岩石类型以泥灰岩、泥晶灰岩、泥晶白云岩为主, $\delta^{13}\text{C}$ 值 $\pm 0 \times 10^{-3}$,为 $-2.00 \times 10^{-3} \sim +3.00 \times 10^{-3}$,变幅收窄。

四川盆地侏罗系自流井组分布多层浅湖相碳酸盐岩,不同岩石类型之间略存差异,介壳灰岩(28件) $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $0.40 \times 10^{-3} \sim 4.59 \times 10^{-3}$,平均 2.88×10^{-3} ;钙质泥岩(12件) $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-1.24 \times 10^{-3} \sim 4.47 \times 10^{-3}$,平均 2.16×10^{-3} ;总体 $\delta^{13}\text{C}$ 变化于 $-1.24 \times 10^{-3} \sim 4.59 \times 10^{-3}$,平均 2.66×10^{-3} ,除 1 个样品负值之外,均为正值^[28]。四川盆地自贡、重庆合川中侏罗世自流井组大安寨段湖相碳酸盐岩详细沉积相分析,识别出介壳微晶灰岩、微晶介形虫灰岩,微晶灰岩形成于湖缘、滩间沉积亚相。湖缘亚相碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}=-4.49 \times 10^{-3} \sim -0.85 \times 10^{-3}$,平均 -2.27×10^{-3} ;滩间亚相碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}=-3.46 \times 10^{-3} \sim 1.62 \times 10^{-3}$,平均 -0.34×10^{-3} ^[29]。

松辽盆地晚白垩世青山口组碳酸盐岩为白云质灰岩、叠层石灰岩、鲕粒灰岩等类型。半深湖相白云质灰岩 $\delta^{13}\text{C}=-7.28 \times 10^{-3} \sim 9.19 \times 10^{-3}$,均值为 -1.13×10^{-3} ;浅湖相白云质灰岩(6件), $\delta^{13}\text{C}$ 值为

$-1.65 \times 10^{-3} \sim 8.81 \times 10^{-3}$,均值 2.56×10^{-3} ;叠层石灰岩(12件) $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-5.82 \times 10^{-3} \sim 2.86 \times 10^{-3}$,变幅较小,均值 -2.03×10^{-3} ;鲕粒灰岩 1 件 $\delta^{13}\text{C}=3.07 \times 10^{-3}$ 。青白口组多数灰岩沉淀于水体滞留时间较短的开放型湖泊环境,多数叠层石灰岩及少量白云质灰岩样品 $\delta^{13}\text{C}$ 负偏,表明湖盆仅在某些时段缺少泄水口,碎屑供给较少,浅湖蒸发作用强,水体盐度渐增,促使水底缺氧,有利于有机质保存,从而形成暗色厚层细粒沉积岩,成为页岩油气藏的重要层位^[41]。

银额盆地哈日凹陷下白垩统地层自下而上为巴音戈壁组、苏红图组和银根组,其湖相碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}$ 值均为正,各地层组间 $\delta^{13}\text{C}$ 均值变化为 $3.40 \times 10^{-3} \rightarrow 5.89 \times 10^{-3} \rightarrow 6.07 \times 10^{-3}$,呈现渐增趋势,岩石形成与湖相热水沉积成岩作用有关^[34],具有与二叠系芦苇沟组相似的碳同位素组成特点。

中国东部渤海盆地、珠江口盆地以及青藏高原区新生界古近纪—新近纪湖盆沉积广泛发育,吸引了众多地质学家的关注,其一方面是油气资源实际需求,另一方面是对青藏高原区新生代古气候演化理论意义的需求。盆地内的湖相碳酸盐岩碳同位素数值强烈振荡变化,整体规律性较差,呈现由早白垩世至古近世正向漂移,随后发生负向漂移的演化规律。

青藏高原区始新世风火山群、渐新世雅西措群以及中新世五道梁群湖相碳酸盐岩沉积的详细研究为古湖泊学和区域性古气候演化研究提供了经典实例。湖相碳酸盐岩岩石样品 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化于 $-3.88 \times 10^{-3} \sim 4.23 \times 10^{-3}$ 之间,波动范围接近 10×10^{-3} 。就各地层单元样品碳同位素组成来看,风火山群 $\delta^{13}\text{C}$ 最低,可达 -6.59×10^{-3} ,重同位素 ^{13}C 明显亏损;雅西措群 $\delta^{13}\text{C}$ 多数为负值, ^{13}C 相对于 ^{12}C 亏损,较轻同位素 ^{12}C 含量高;五道梁群 $\delta^{13}\text{C}$ 多为正值,重同位素 ^{13}C 明显富集。自下而上各地层泥晶灰岩 $\delta^{13}\text{C}$ 均值变化为 $-4.62 \times 10^{-3} \rightarrow -1.37 \times 10^{-3} \rightarrow 1.62 \times 10^{-3}$;灰质白云岩 $\delta^{13}\text{C}$ 均值变化为 $-0.62 \times 10^{-3} \rightarrow 0.18 \times 10^{-3}$ 。采自风火山群和雅西措群的生屑灰岩样品的 $\delta^{13}\text{C}$ 介于 $-3.88 \times 10^{-3} \sim 0.18 \times 10^{-3}$,样品中的 $\delta^{13}\text{C}$ 值比一般淡水湖相碳酸盐岩沉积物的 $\delta^{13}\text{C}$ ($-12 \times 10^{-3} \sim -6 \times 10^{-3}$)要高,但小于咸水湖和盐湖 $\delta^{13}\text{C}=\pm 5 \times 10^{-3}$,这些现象揭示湖泊水体滞留时间相对较短,大气 CO_2 与湖水中溶解碳之间未达到平衡状态,从而造成湖水和碳酸盐岩沉积物中保留有雨水和湖水碳同位素的富

集 ^{12}C 、 $\delta^{13}\text{C}$ 偏负的印迹。采自二道沟地区风火山群生屑灰岩和泥晶灰岩样品 $\delta^{13}\text{C}$ 是所有样品中最低值, $\delta^{13}\text{C}$ 的下限低至 -4.63×10^{-3} ,且 ^{18}O 强烈亏损,说明风火山群沉积期湖泊存在丰沛的淡水注入,盐度低,湖水明显受河流和大气降水的影响,水中溶解的无机碳与大气 CO_2 之间未达同位素平衡,为湿热的古气候环境。通天河地区雅西措群湖相灰岩 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 数值介于风火山群和五道梁群之间,反映了渐新世是该地区气候和湖泊水文状态变化的过渡期,气候由湿热向干旱,湖水补给减少,湖泊可能存在一系列间歇性封闭的时期,湖水仅由季节性河流补给。五道梁群碳酸盐岩明显富集 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$,反映了当时青藏高原处于干旱气候条件下,高原陆表主要残存一系列季节性浅水湖泊。从始新世至中新世,青藏高原北部山间盆地中湖相碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}$ 由古近纪负值转变为新近纪正值,且 $\delta^{18}\text{O}$ 值具有逐渐增大、变重的演化趋势,这些特征反映了古湖泊经历了开放到封闭的过程和古近纪与新近纪之交古气候发生了重大的变革^[49]。

东营盆地始新世-渐新世沙四段、沙一段湖相碳酸盐岩, $\delta^{13}\text{C}$ 均为正值,均值变化为 $3.86 \times 10^{-3} \rightarrow (2.56 \times 10^{-3} \sim 9.25 \times 10^{-3})$,其中与生物成因有关的湖相的介形虫化石富集重同位素 ^{13}C , $\delta^{13}\text{C} = -0.360 \times 10^{-3} \sim 2.96 \times 10^{-3}$ 。珠江口盆地始新世的文昌组、神狐组中,均无碳酸盐岩形成,钙质微体化石也较稀少,仅见个别贝壳碎片,其富集轻 ^{12}C ,而亏损 ^{13}C , $\delta^{13}\text{C}$ 均为负值,为 $-5.796 \times 10^{-3} \sim -3.871 \times 10^{-3}$ 。东营盆地 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值之间存在明显的相关性,指示了该期湖泊受蒸发作用影响强烈, $\delta^{13}\text{C}$ 值明显发生正偏。珠江口盆地情况相反,贝壳样品 $\delta^{13}\text{C}$ 明显负偏,反映珠江口盆地为开放型淡水湖泊^[9]。

2.2 氧同位素组成时间演化规律

二叠系—三叠系、侏罗系—白垩系碳酸盐岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值在 $-15.0 \times 10^{-3} \sim -3.0 \times 10^{-3}$ 之间变化,古近系—新近系 $\delta^{18}\text{O}$ 数值明显正偏,多数位于 $-10.0 \times 10^{-3} \sim 0.0 \times 10^{-3}$ (见图1)。

中二叠世芦草沟组湖相碳酸盐岩碳、氧同位素数值曲线具有一致的高 \rightarrow 低 \rightarrow 高同步演化规律,岩石为干旱气候条件下,蒸发作用造成湖水咸水—超咸水、湖底热泉作用以及区域性火山作用等参与作用的产物,沉淀的碳酸盐岩具有 $\delta^{13}\text{C}$ 正值、 $\delta^{18}\text{O}$ 低负值的特点。乌鲁木齐地区的浅—半深湖相的微晶白云岩、微晶含泥白云岩、白云质泥岩及含燧石微晶灰

岩样品 $\delta^{18}\text{O}$ 值介于 $-10.0 \times 10^{-3} \sim -3.0 \times 10^{-3}$ 之间,氧同位素与中二叠世平均海水(时代 260.5 Ma \sim 272.5 Ma, $\delta^{18}\text{O} = -5 \times 10^{-3} \sim -2.5 \times 10^{-3}$) 相比总体偏负,可能是受到大气降水影响的结果^[12]。三塘湖盆地芦草沟组泥—粉晶白云岩、泥晶灰岩及方解石脉样品 $\delta^{18}\text{O} = -19.90 \times 10^{-3} \sim -7.30 \times 10^{-3}$ 。方沸石钾长白云岩和铁白云石与湖底热泉喷流沉积作用有关,其 $\delta^{13}\text{C} = -4.10 \times 10^{-3} \sim -2.30 \times 10^{-3}$,均值为 -3.37×10^{-3} , $\delta^{18}\text{O} = -17.8 \times 10^{-3} \sim -13.5 \times 10^{-3}$,均值为 -15.10×10^{-3} ^[14]。准噶尔盆地吉木凹陷泥晶灰岩、泥晶白云岩、凝灰质泥晶白云岩、云质凝灰岩以及含云凝灰岩样品 $\delta^{18}\text{O}$ 数值均为负值, ^{18}O 亏损明显,富集 ^{16}O , $\delta^{18}\text{O}$ 值介于 $-14.52 \times 10^{-3} \sim -3.42 \times 10^{-3}$ 。

豫西宜阳地区的三叠纪早期孙家沟组湖相碳酸盐岩以陆源混入为特征,形成粉砂质白云岩、含砂白云岩、粉砂质灰岩、含粉砂灰岩、砂质灰岩等类型。岩石样品 $\delta^{18}\text{O}$ 均为负值, $-14.87 \times 10^{-3} \sim -2.05 \times 10^{-3}$,均值 -6.57×10^{-3} ; $\delta^{13}\text{C}$ 均为负值, $-8.887 \times 10^{-3} \sim 0.34 \times 10^{-3}$,均值 -3.67×10^{-3} ^[10]。宜阳地区晚二叠世孙家沟组上段碳酸盐岩椭球状结核发育,可划分为 I 类和 II 类。I 类结核分布于该段底部和顶部,为紫红色、灰黄色团块状和姜结状结核,为成岩作用过程中 CaCO_3 饱和沉淀、溶蚀交代形成,因而不具古湖泊学和古气候的研究意义; II 类结核位于该段中上部,为土黄色、椭球状,与围岩有明显的界线,沉淀同心纹层理发育,为碳酸盐岩在饱和后不断析出受胶结作用影响凝结成核,结核由内向外不断生长,因而通过对其碳氧同位素组成分析来恢复古气候和古湖泊学研究成为可能^[11]。II 类结核碳氧同位素组成具有与前述地层中湖相碳酸盐岩相似的特征, $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $-10.16 \times 10^{-3} \sim -2.75 \times 10^{-3}$,均值 -4.27×10^{-3} ; $\delta^{13}\text{C}$ 值介于 $-8.56 \times 10^{-3} \sim -1.59 \times 10^{-3}$ 之间,均值 -4.04×10^{-3} 。碳氧同位素、古盐度 Z 值和 S 值的变化特征表明上段地层为封闭型半咸水—咸水湖泊沉积,其古气候为炎热干旱—半干旱为主。晚二叠世(三叠纪)孙家沟组碳酸盐岩与二叠世芦草沟组氧同位素 $\delta^{18}\text{O}$ 值相比较具有升高的趋势。

侏罗纪—白垩纪四川盆地、鄂尔多斯盆地、义县盆地、六盘山盆地、银额盆地以及松辽盆地中发育湖相碳酸盐岩,氧同位素组成在不同岩石类型之间存在明显的差异性, $\delta^{18}\text{O}$ 低值区对应白云岩及白云质岩类,其数值为 $< -10.0 \times 10^{-3}$ 。早白垩世义县组

金刚山层泥晶白云岩样品 $\delta^{18}\text{O}$ 值最低, 数值为 $-19.09 \times 10^{-3} \sim -12.00 \times 10^{-3}$, 均值为 -17.21×10^{-3} 。四川盆地中的自流井组、凉高山组中的细(微、泥)晶介壳灰岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值也较低, 均值为 -15.14×10^{-3} 。松辽盆地晚白垩世青山口组白云质灰岩、叠层石灰岩、鲕粒灰岩等岩石样品 $\delta^{18}\text{O}$ 数值变化较大, 约 10×10^{-3} , 介于 $-16.29 \times 10^{-3} \sim -7.85 \times 10^{-3}$, 均值为 -12.535×10^{-3} 。侏罗系和白垩系各地层单元中, 湖相沉积泥灰岩、泥(粉)晶灰岩、微晶灰岩、白云质泥岩、含灰泥岩岩石样品 $\delta^{18}\text{O}$ 值 $> -10.0 \times 10^{-3}$, 且变幅较小, 数值多数介于 $-10.0 \times 10^{-3} \sim -5.0 \times 10^{-3}$ 之间。中生代碳酸盐岩岩石的氧同位素 $\delta^{18}\text{O}$ 数值较分散组成特征, 揭示了不同盆地间大气降水原始组分差异性对湖泊水体的影响, 以及部分氧同位素的严重负偏可能与(同)成岩作用影响有关。

新生代的古近纪的湖相碳酸盐岩岩石类型较多, 但其氧同位素组成 $\delta^{18}\text{O}$ 值整体在 -5.00×10^{-3} 左右变化, 且变幅明显收窄, 大多数 $\delta^{18}\text{O}$ 值位于 $-10.00 \times 10^{-3} \sim -5.00 \times 10^{-3}$ 之间。不同盆地内碳氧同位素之间存在一定的相关性, 例如风火山群 \rightarrow 雅西措群 \rightarrow 五道梁群的 $\delta^{18}\text{O}$ 与 $\delta^{13}\text{C}$ 值一致上升(图 1)。 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化为 $-11.2 \times 10^{-3} \rightarrow (-5.36 \times 10^{-3}, -2.85 \times 10^{-3}) \rightarrow (-1.18 \times 10^{-3}, -2.26 \times 10^{-3})$ (表 1); 东营盆地沙四、沙一段样品氧同位素较集中、稳定, 达到最大值区域; 珠江口盆地文昌组和神狐组贝壳样品 $\delta^{18}\text{O} = -4.47 \times 10^{-3} \sim -1.962$

$\times 10^{-3}$, 均值 -3.075×10^{-3} , 沙四段碳酸盐岩 $\delta^{18}\text{O} = -9.215 \times 10^{-3} \sim -5.134 \times 10^{-3}$, 均值 -7.984×10^{-3} , 沙一段碳酸盐岩 $\delta^{18}\text{O} = -9.014 \times 10^{-3} \sim 0.446 \times 10^{-3}$, 介形虫为 $-4.853 \times 10^{-3} \sim 0.341 \times 10^{-3}$, 为封闭湖盆咸水、干旱气候条件下的沉积作用的结果^[9]。柴达木盆地一里坪地区新近纪系以半深湖、浅湖碳酸盐岩方解石为主, $\delta^{18}\text{O}$ 数值明显负偏。上干柴沟组 $\delta^{18}\text{O} = -12.4 \times 10^{-3} \sim -4.9 \times 10^{-3}$; 均值 -9.7×10^{-3} ; 上油砂山组 $\delta^{18}\text{O} = -11.8 \times 10^{-3} \sim -6.4 \times 10^{-3}$, 均值 -9.2×10^{-3} 。

3 湖相碳酸盐岩碳氧同位素的古湖泊学意义

3.1 碳同位素的循环及分馏机制

地球上的碳存在 2 个常见同位素, 即 ^{12}C 和 ^{13}C , 且前者更为丰富。湖泊中碳循环及其同位素分馏方式比氧同位素复杂得多。碳以多种方式进入湖泊中, 它以有机质或以无机碳酸盐矿物形式保存于湖泊中, 有机和无机方式的碳源均可作为同位素信息的来源, 碳源信息记录了不同的分馏作用过程。与氧同位素不同, 并非单一的碳储库来控制湖泊中碳的收支平衡, 湖泊中碳同位素特征的收支平衡过程将通过湖泊作为一个整体来反映。湖泊中存在多种重要过程影响碳同位素分馏, 碳同位素的变化与碳同位素交换和生物动力学分馏效应有关(图 2)。

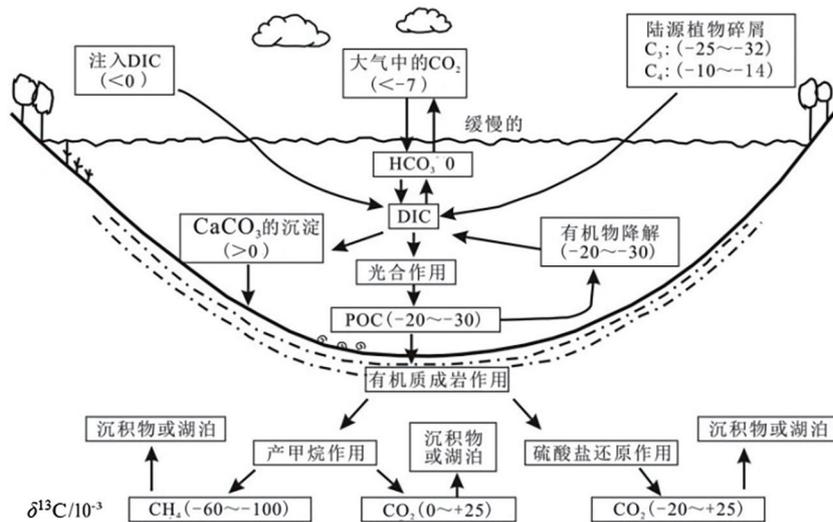


图 2 湖泊中碳同位素主要分馏效应及途径(据文献[53], 修改)

Fig. 2 Diagram showing the main fraction effects and approaches of C isotopes in lakes

碳同位素交换是指大气中 CO_2 气体与湖泊水体中溶解的碳酸根离子之间的碳同位素交换作用,通过该交换反应使碳酸盐岩富集 ^{13}C 。例如,大气中 CO_2 中的 $\delta^{13}\text{C} < -7 \times 10^{-3}$,而与其平衡交换的湖泊表层水体中的 HCO_3^- 的 $\delta^{13}\text{C}$ 约为 0×10^{-3} 。碳同位素交换作用造成 ^{13}C 趋于富集在碳的高价化合物中,即 $\delta^{13}\text{C}$ 值 CH_4 (最富集 ^{12}C) $< \text{C} < \text{CO} < \text{CO}_2 < \text{CO}_3^{2-}$ (最富集 ^{13}C)^[54]。

生物动力学分馏效应,即大气中的 CO_2 经光合作用进入生物圈,当生物死亡之后被埋藏,经有机质氧化分解成为岩石组成部分。光合作用的动力学机制是湖水中 $^{12}\text{CO}_2$ 比 $^{13}\text{CO}_2$ 优先吸收,并固定在初级光合作用产物中,未被利用的富 ^{13}C 的 CO_2 残留水体中,从而引起与湖水中 CO_2 平衡的碳酸盐岩富集 ^{13}C 。早于有机质进入湖泊沉积之前,来源于植物碎屑的陆源碳同位素组成已经表现出与光合作用有关的强烈分馏作用。光合作用的陆相植物优先吸收 ^{12}C ,从而造成了陆生有机质与 V-PDB 标准相比具有更负的 ^{13}C 值。大多数树木、灌木和温暖-冷气候条件下的草类进行 C_3 方式的光合作用过程,产生 $\delta^{13}\text{C}$ 数值约为 $-25 \times 10^{-3} \sim -32 \times 10^{-3}$; 热带气候下的草和苔草常进行 C_4 方式的光合作用过程,从而形成 $\delta^{13}\text{C}$ 数值为 $-10 \times 10^{-3} \sim -14 \times 10^{-3}$ 。除了有机质的外部输入之外,光合作用和有机质的形成也会出现在湖泊水体自身之中,该过程中如果有溶解的 CO_2 或少量的 HCO_3^- 参与,这也会造成碳同位素的分馏,来自浮游生物的 ^{13}C 亏损的有机质以及残余 ^{13}C 富集的溶解无机碳源的形成。湖水中自生的碳酸盐岩可能形成于富 ^{13}C 的碳源水体中。湖泊中浮游生物的光合作用同位素分馏效应取决于湖水中 CO_2 的浓度以及光合作用的速率^[53]。

3.2 湖相碳酸盐岩碳氧同位素影响因素

湖泊中碳来源具有多源性,主要包括大气 CO_2 交换和溶解、河流带来的 CO_3^{2-} 以及碎屑碳酸盐矿物、湖水中生物新陈代谢产物等(见图 2)。湖相原生碳酸盐岩中的碳同位素记录了沉积时水体溶解的无机碳浓度,水中溶解无机碳中的 $\delta^{13}\text{C}$ 与碳来源有关。此外其还受水体的盐度、温度、氧化还原条件、生物作用以及水体与碳酸盐岩矿物之间的碳同位素分馏系数控制。一般而言,盐度升高 $\delta^{13}\text{C}$ 增加,温度降低 $\delta^{13}\text{C}$ 增大,水体深度增加 $\delta^{13}\text{C}$ 降低,缺氧还原条件下 $\delta^{13}\text{C}$ 降低,生物降解可使 $\delta^{13}\text{C}$ 降低^[55]。此外,富含 ^{12}C 有机质的埋藏量、埋藏速率也会影响湖

相碳酸盐岩碳同位素组成。湖相碳酸盐岩氧同位素反映湖水组成和碳酸盐矿物沉淀温度,其中湖水组成受到地表水、地下水和雨水的注入量、排出量及蒸发量等收支平衡的影响^[56]。同时,碳同位素还受湖水滞留时间影响。例如,湖泊面积减小或湖水滞留时间延长,湖水中溶解碳的 $\delta^{13}\text{C}$ 会随之上升。这是由于注入湖泊的地表水和地下水的 $\delta^{13}\text{C}$ 比与大气 CO_2 交换的湖水本身的 $\delta^{13}\text{C}$ 低。因此,当注入湖泊的水量减少时 $\delta^{13}\text{C}$ 就会升高(图 3)。

影响湖相碳酸盐岩岩石氧同位素变化的因素包括水温、湖水的氧同位素组成和水文平衡状态。湖泊沉积碳酸盐岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值随水温的上升而降低,根据平衡方程计算,温度每升高 1°C 则 $\delta^{18}\text{O}$ 降低 0.24×10^{-3} 。湖水的氧同位素组成主要来自大气降水、地表水和地下水,它的变化主要受到气温和水文条件收支平衡状态的控制。通常河流注入量远远大于降水量,所以河水的同位素组成又与流域雨水的平均同位素成分相一致,因此湖泊水体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值也是气温的函数^[57-58]。一般蒸发作用使湖水中较轻同位素 ^{16}O 分子优先从湖水表面逸出转化为水蒸汽,使湖水 ^{18}O 富集,从而造成湖水中沉淀的碳酸盐岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值增加。在潮湿气候下的开放型湖泊环境中,降水量远大于蒸发量,湖水中的 $\delta^{18}\text{O}$ 值也就接近于大气降水的同位素组成。相反,在干旱气候时期,蒸发量增加,径流量减少,湖水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值就会升高^[59]。

3.3 碳氧同位素的湖泊水体环境判别

湖相碳酸盐岩样品氧同位素对成岩作用最为敏感,其在成岩过程中与大气淡水、或在埋藏过程中与热水发生同位素交换,使 $\delta^{18}\text{O}$ 值明显降低,因此在

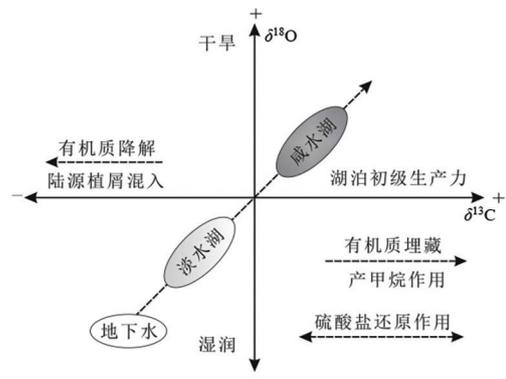


图 3 湖相碳酸盐岩沉积物的碳氧同位素变化主要控制因素

Fig. 3 The main change-control factors of C, O isotopes of lacustrine carbonate

实验测试时与 $\delta^{13}\text{C}$ 值同步获得的 $\delta^{18}\text{O}$ 值常因显著的成岩改造而失去地层研究和古环境恢复的意义^[60-61]。相反,碳酸盐岩中碳含量少,促使碳酸盐岩氧同位素发生再平衡的大气淡水或热液水有时不足以改变碳同位素值,故对成岩作用具有一定的抵抗能力^[62-63]。所以,一般将碳酸盐岩样品 $\delta^{18}\text{O} > -10.0 \times 10^{-3}$ (甚至 $> -11.0 \times 10^{-3}$)作为碳氧同位素有效性的界限^[64]。对国内二叠系—三叠系、侏罗系—白垩系、古近系—新近系湖相碳酸盐岩样品 $\delta^{18}\text{O}$ 数值分析,除二叠系三塘湖盆地沸石钾白云岩、中侏罗统高凉山组以及中新世松潘地区的马拉墩组,其它均 $> -10.0 \times 10^{-3}$,样品同位素数据具有原始有效性。

地质学家常以 $\delta^{13}\text{C}$ 为纵坐标, $\delta^{18}\text{O}$ 为横坐标建立坐标系,进行数据投点来判别湖泊类型。开放型湖泊与封闭型湖泊中沉淀的碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 数值分布区不同。现代开放型湖泊碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值均为负值,数值投点于第 3 象限,且 $\delta^{13}\text{C}$ 介于 $-10.0 \times 10^{-3} \sim 0 \times 10^{-3}$ 之间, $\delta^{18}\text{O}$ 介于 -5.0

$\times 10^{-3} \sim -15.0 \times 10^{-3}$ 之间。开放型湖泊发育排泄出口,湖泊水体时间滞留较短,碳氧同位素组成控制因素的差异,两者变化趋势呈不相关性或弱相关性。在封闭型湖泊中,碳酸盐岩样品 $\delta^{13}\text{C}$ 为正值,介于 $0.0 \times 10^{-3} \sim +5.0 \times 10^{-3}$ 之间,变化较小; $\delta^{18}\text{O}$ 值正负均有,为 $-10.00 \times 10^{-3} \sim +5.00 \times 10^{-3}$,变化较大,其数值投点于第 1、第 2 象限,且 $\delta^{13}\text{C}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 数值常呈正相关性。本文选取豫西宜阳地区三叠系孙家沟组,银额盆地早白垩世巴音戈壁组、苏红图组和银根组,义县盆地早白垩世义县组,江陵凹陷古近系沙市组和新沟嘴组为代表,进行 $\delta^{13}\text{C}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 数值相关性分析。

华北板块南部豫西宜阳地区孙家沟组上段韵律型发育的薄层湖相碳酸盐岩的沉积环境分析,34 件样品碳氧同位素值除 1 个样品 $\delta^{18}\text{O}$ 值为正外,其余均为负值。 $\delta^{13}\text{C}$ 值介于 $-8.87 \times 10^{-3} \sim 0.34 \times 10^{-3}$,均值 -3.67×10^{-3} ; $\delta^{18}\text{O}$ 值介于 $-14.87 \times 10^{-3} \sim -6.68 \times 10^{-3}$,均值 -6.57×10^{-3} ^[10]。 $\delta^{18}\text{O} > -7.97 \times 10^{-3}$ 时, $\delta^{13}\text{C}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 呈明显正相关关

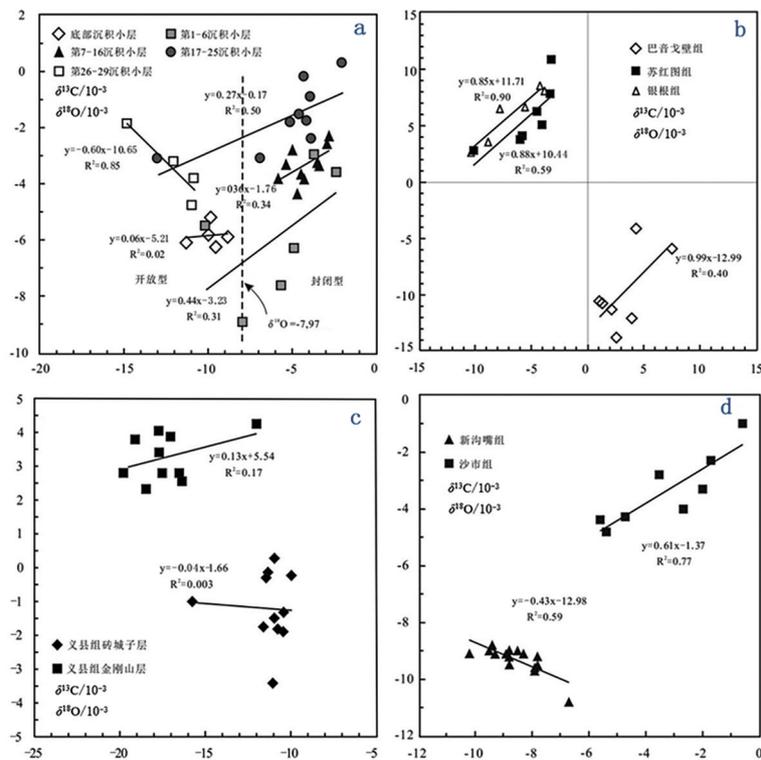


图 4 湖相碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 相关性分析及古湖泊水文条件解释

Fig. 4 The correlation of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ of lacustrine carbonate and paleolimnological hydrological interpretation

- a. 豫西宜阳地区三叠系孙家沟组; b. 银额盆地早白垩世巴音戈壁组、苏红图组和银根组;
- c. 义县盆地早白垩世义县组; d. 江陵凹陷古近系沙市组和新沟嘴组

系,湖泊水文条件为封闭环境,碳酸盐岩矿物富含白云石; $\delta^{18}\text{O} < -7.97 \times 10^{-3}$ 时, $\delta^{13}\text{C}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 呈明显负相关或不相关关系,湖泊水文条件为开放性环境,碳酸盐岩矿物以富含镁方解石。根据孙家沟上段由下至上划分共计 34 个沉积小层碳酸盐岩碳氧同位素的变换规律,揭示湖泊环境经历了由开放到相对封闭,再次相对开放的演化过程(图 4a)。以 $\delta^{18}\text{O} = -7.97 \times 10^{-3}$ 为阈值,可将碳氧同位素应用于湖泊水文条件的划分时,孙家沟组上段的底部碳酸盐岩层、第 26—29 沉积层以及第 3 沉积层中的 $\delta^{18}\text{O} < -7.97 \times 10^{-3}$;第 2 沉积层以及 4—25 沉积层中的 $\delta^{18}\text{O} > -7.97 \times 10^{-3}$;第 1 沉积小层碳酸盐岩 $\delta^{18}\text{O}$ 正好为 -7.97×10^{-3} 。

孙家沟组早期底部碳酸盐岩层沉积时,环境湿润,植被较发育,湖泊为开放的水文条件。上部的瘤状碳酸盐岩沉积相较底部碳酸盐岩层 $\delta^{13}\text{C}$ 发生正向漂移,指示古气候逐渐向干旱转变。1—6 沉积层碳氧同位素变化剧烈,自下而上碳同位素逐渐正偏,第 3 沉积层 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 数值分别为 -5.47×10^{-3} 和 -10.15×10^{-3} ,发生氧同位素的严重负偏,解释为湖泊水文条件由开放向封闭转化期,且第 3 沉积层沉积期对应为湿度较强的开放型湖泊环境。7—16 小层沉积期,碳氧同位素变化范围较小,且呈现正相关性($r=0.58$),表现为稳定封闭性湖泊环境。17—25 小层碳氧同位素变化剧烈,第 20 小层碳酸盐岩 $\delta^{18}\text{O} = 12.99 \times 10^{-3}$,表现为相对封闭较差的湖泊环境,仅 20 小层沉积期出现湖泊相对性开放水体环境。26—29 小层碳酸盐岩碳氧同位素中 $\delta^{18}\text{O}$ 明显偏负, $\delta^{13}\text{C}$ 明显偏正,说明湖泊已经完全转变为开放湖泊环境。湖泊存在水体的注入,湖水氧同位素的负漂移,造成湖相沉积碳酸盐岩 $\delta^{18}\text{O}$ 偏负;碳同位素相较湖泊开放期的底部沉积显著偏正,说明其受植被和土壤来源的 CO_2 的影响相对较弱,形成于湿度较小,植被较差的古气候背景。孙家沟组上段由下自上详细分析,揭示了湖泊环境经历了由相对开放到相对封闭,再到相对开放的地质演化过程,该期湖泊环境的变化可能与南北秦岭造山带的隆升有关^[10]。

早白垩世银额盆地哈日凹陷发育断陷期的巴音戈壁组和苏红图组,以及断坳期银根组地层。各地层单元内均有碳酸盐岩发育,巴音戈壁组和苏红图组热水沉积岩主要为含灰泥岩、灰质泥岩、泥灰岩和白云质泥岩,银根组则以泥质白云岩和白云质泥岩为主。 $\delta^{13}\text{C}$ 均值变化为 $3.40 \times 10^{-3} \rightarrow 5.89 \times 10^{-3}$

$\rightarrow 6.07 \times 10^{-3}$; $\delta^{18}\text{O}$ 均值变化为 $-9.64 \times 10^{-3} \rightarrow -5.15 \times 10^{-3} \rightarrow -6.62 \times 10^{-3}$ 。 $\delta^{13}\text{C}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 的相关性分析结果显示各地层单元均显示正相关,且相关系数 r 变化为:0.63 \rightarrow 0.77 \rightarrow 0.95,表示封闭型湖泊沉积环境下,湖泊水体滞留时间变长的地质演化特点(图 4b)。义县盆地下白垩统义县组中部的砖城子层和顶部的金刚山层的碳氧同位素投点于不同的区域,前者为第 3 象限,后者为第 2 象限(图 4c)。 $\delta^{13}\text{C}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 的无相关性,数据较为分散,指示在温暖湿润气候背景下,开放型湖泊环境为主,仅受短暂干旱气候影响湖水盐度增加碳酸盐岩发生沉淀,义县组沉积末期气候逐渐向半干旱—干旱演化的趋势。

江汉裂谷江陵凹陷古近统沙市组和新沟嘴组发育泥灰岩和泥云岩 2 种类型碳酸盐岩。岩石碳氧同位素分析结果显示,沙市组 $\delta^{13}\text{C} = -4.8 \times 10^{-3} \sim -1.0 \times 10^{-3}$, $\delta^{18}\text{O} = -5.6 \times 10^{-3} \sim -0.6 \times 10^{-3}$;新沟嘴组 $\delta^{13}\text{C} = -10.8 \times 10^{-3} \sim -8.8 \times 10^{-3}$, $\delta^{18}\text{O} = -10.2 \times 10^{-3} \sim -6.7 \times 10^{-3}$ 。沙市组碳酸盐岩样品 $\delta^{13}\text{C}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 之间呈现较强的正相关性,表明其形成于蒸发作用明显的封闭型咸水湖泊中。新沟嘴组碳氧同位素之间呈现较强的负相关性,个别数据偏移较大(图 4d),指示早始新世新沟嘴组古气候为干旱温暖型,湖相碳酸盐岩沉淀于水体封闭为主,仅经历短暂开放期的湖泊环境中^[45]。江陵凹陷古近系湖相碳酸盐岩碳氧同位素组成的变化揭示了古新世沙市期向始新世新沟嘴期区域古气候由干旱炎热向干旱温暖转变^[65]。

4 结论

受构造运动、陆源输入和古环境等因素影响,中国湖相碳酸盐岩沉积开始于二叠纪—三叠纪,经侏罗纪—白垩纪发展,鼎盛于古近纪。湖相碳酸盐岩具有沉积时间跨度长、地理分布面积广、岩石类型多样等特点。湖相碳酸盐岩产出方式多样,常具多个单层、薄夹层状、互层状、韵律沉积等特征,也见以结核状或钙质微体化石等薄夹层赋存于泥岩、页岩等细粒碎屑岩中。中国湖相碳酸盐岩分布范围广,不同盆地、不同地质时期、不同岩性的碳酸盐岩碳氧同位素具有如下规律:

(1) 湖相碳酸盐岩样品 $\delta^{13}\text{C}$ 值介于 $-10.0 \times 10^{-3} \sim +10.0 \times 10^{-3}$ 之间,多集中于 -5.0×10^{-3}

~+5.0×10⁻³, 正负值均有。二叠系—三叠系δ¹³C 值发生轻微负偏, 侏罗系—白垩系先正向漂移随后负偏; 古近系—新近系再次正偏, 达到最大值约±5.0×10⁻³, 随后再负向漂移。

(2) 湖相碳酸盐岩样品氧同位素δ¹⁸O 值位于-20.0×10⁻³~+2.0×10⁻³之间, 多数为-15.0×10⁻³~0.0×10⁻³, 几乎全部为负值。二叠系—三叠系、侏罗系—白垩系的碳酸盐岩δ¹⁸O 数值在-15.0×10⁻³~-3.0×10⁻³之间变化, 古近系—新近系δ¹⁸O 数值明显正偏, 多数位于-10.0×10⁻³~0.0×10⁻³。

(3) 湖相碳酸盐岩δ¹³C 和δ¹⁸O 密切相关, 且δ¹³C 值多正偏或微负值, 指示湖泊为封闭型咸水—半咸水环境; δ¹³C 和δ¹⁸O 无相关, δ¹³C 负值, 指示湖泊为开放型淡水环境。

参考文献:

- [1] 邹才能. 非常规油气地质: 第二版[M]. 北京: 地质出版社, 2013: 102.
- [2] 王英华. 中国湖相碳酸盐岩[M]. 徐州: 中国矿业大学出版社, 1993: 5-35.
- [3] 梁俊红, 孙宝亮, 尹国英. 早白垩世义县组砖城子层湖相碳酸盐岩地球化学特征及古湖泊学沉积意义[J]. 地质找矿论丛, 2021, 36(4): 475-485.
- [4] Frey P, Verrecchia E P. Lacustrine and palustrine carbonate petrography: an overview [J]. Journal of Palaeolimnology, 2002, 27: 221-237.
- [5] Alonso-Zarza A M. Paleoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record [J]. Earth-Science Reviews, 2003, 60: 261-298.
- [6] Schnurrenberger D, Russell J, Kelts K. Classification of lacustrine sediments based on sedimentary components [J]. Journal of paleolimnology, 2003, 29: 141-154.
- [7] 金振奎, 石良, 高白水, 等. 碳酸盐岩沉积相及相模式[J]. 沉积学报, 2013, 31(6): 965-979.
- [8] 杜江民, 龙鹏宇, 杨鹏, 等. 中国陆相湖盆碳酸盐岩储集层特征及其成藏条件[J]. 地球科学进展, 2020, 35(1): 52-69.
- [9] 刘传联, 赵泉鸿, 汪品先. 湖相碳酸盐岩碳氧同位素的相关性与生油古湖泊类型[J]. 地球化学, 2001, 30(4): 363-367.
- [10] 曹高社, 余爽杰, 孙凤余, 等. 豫西宜阳地区三叠纪早期孙家沟组上段湖相碳酸盐岩碳氧同位素和古环境分析[J]. 地质学报, 2019, 93(5): 1137-1153.
- [11] 郑德顺, 祁帅帅, 杨文涛, 等. 豫西宜阳地区上二叠统孙家沟组上段钙质结核成因及其对古气候的指示意义[J]. 河南理工大学学报: 自然科学版, 2020, 39(2): 22-31.
- [12] 李红, 柳益群, 李文厚, 等. 新疆乌鲁木齐二叠系湖相微生物白云岩成因[J]. 地质通报, 2013, 32(4): 661-669.
- [13] 杨焱钧, 柳益群, 蒋宜勤, 等. 新疆准噶尔盆地吉木凹陷二叠系芦草沟组云质岩地球化学特征[J]. 沉积与特提斯地质, 2019, 39(2): 84-93.
- [14] 李红, 柳益群, 梁洁, 等. 新疆三塘盆地中二叠统芦草沟组湖相白云岩成因[J]. 古地理学报, 2012, 14(1): 45-58.
- [15] 李泯星, 屈海洲, 程曦, 等. 火山作用对碳酸盐岩沉积及成岩的影响[J]. 沉积学报, 2020, 38(4): 810-825.
- [16] Bian W H, Hornung J, Liu Z H, et al. Sedimentary and Palaeoenvironmental Evolution of the Junggar Basin, Xinjiang, Northwest China [J]. Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments, 2010, 90(3): 175-186.
- [17] 张志杰, 袁选俊, 汪梦诗, 等. 准噶尔盆地玛湖凹陷二叠系风城组碱湖沉积特征与古环境演化[J]. 石油勘探与开发, 2018, 45(6): 972-984.
- [18] 葱克来, 操应长, 朱如凯, 等. 吉木萨尔凹陷二叠系芦草沟组致密油储层岩石类型及特征[J]. 石油学报, 2015, 36(12): 1495-1507.
- [19] 宋永, 周路, 郭旭光, 等. 准噶尔盆地吉木萨尔凹陷芦草沟组湖相云质致密油储层特征与分布规律[J]. 岩石学报, 2017, 33(4): 1159-1170.
- [20] 杨焱钧, 柳益群, 蒋宜勤, 等. 新疆准噶尔盆地吉木凹陷二叠系芦草沟组云质岩地球化学特征[J]. 沉积与特提斯地质, 2019, 39(2): 84-93.
- [21] 李红, 柳益群, 朱玉双, 等. 新疆三塘湖盆地二叠系湖相白云岩形成机理初探[J]. 沉积学报, 2007, 25(1): 75-81.
- [22] 张怀胜. 川中地区上三叠统须家河组泥页岩胶结相储层研究[D]. 南昌: 东华理工大学, 2016: 25-40.
- [23] 张健, 李国辉, 谢继容, 等. 四川盆地上三叠统划分对比研究[J]. 天然气工业, 2006, 26(1): 12-16.
- [24] 戴金星, 倪云燕, 邹才能, 等. 四川盆地徐家河组煤系烃气碳同位素特征及气源对比意义[J]. 石油与天然气地质, 2009, 30(5): 519-529.
- [25] 刘昊年. 新场地区须家河组砂岩中碳酸盐胶结物研究[D]. 成都: 成都理工大学, 2009: 22-27.
- [26] 蔡婷婷. 四川盆地川中须家河组砂岩成岩作用及成岩流体研究[D]. 南昌: 华东理工大学, 2019: 31-38.
- [27] 孙萌思. 鄂尔多斯盆地延长期富烃凹陷地质构造特征及其形成环境[D]. 西安: 西北大学, 2018: 75-98.
- [28] 汤聪. 川中东北部中下侏罗统湖相碳酸盐岩形成环境探讨: 基于沉积学与地球化学的研究[D]. 成都: 成都理工大学, 2012: 47-50.
- [29] 王全伟, 梁斌, 阚泽忠. 四川盆地地下侏罗统自流井组湖相碳酸盐岩的碳、氧同位素特征及其古湖泊学意义[J]. 矿物岩石, 2006, 26(2): 87-91.
- [30] 张葳, 李智武, 冯逢, 等. 川中东北部中-下侏罗统湖相碳酸盐岩碳氧同位素特征及其古环境意义[J]. 古地理学报, 2013, 15(2): 247-259.
- [31] 汤超, 肖鹏, 魏佳林, 等. 鄂尔多斯盆地志丹地区安定组泥灰岩地球化学特征及古环境意义[J]. 地质学报, 2021, 95(8): 2537-2552.
- [32] 汤超, 肖鹏, 魏佳林, 等. 鄂尔多斯盆地志丹地区安定组轴矿化地质地球化学特征[J]. 华北地质, 2021, 44(2): 4-13.
- [33] 陈治军, 王文慧, 刘金丰, 等. 银额盆地哈日凹陷多类型油气藏共生特征及其成藏机理[J]. 沉积学报, 2022, 40(2): 557-

- 572.
- [34] 陈志鹏. 银额盆地哈日凹陷下白垩统湖相热水沉积岩特征及形成机理[D]. 西安: 西北大学, 2019: 65-86.
- [35] 陈治军, 高怡文, 刘护创, 等. 银根—额济纳旗盆地哈日凹陷下白垩统烃源岩地球化学特征与油源对比[J]. 石油学报, 2018, 39(1): 69-81.
- [36] 梁俊红, 巩恩普, 陈登辉, 等. 辽西义县盆地英窝山下白垩统义县组砖城子层沉积岩石组合特征及古环境研究[J]. 沉积学报, 2011, 29(1): 14-22.
- [37] 梁俊红, 巩恩普, 李永杰. 早白垩统义县盆地义县组顶部金岗山层沉积相及其古环境意义[J]. 沉积学报, 2012, 30(4): 689-695.
- [38] 柳波, 孙嘉慧, 张永清, 等. 松辽盆地长岭凹陷白垩系青白口组一段页岩油储集空间类型与富集模式[J]. 石油勘探与开发, 2021, 48(3): 521-535.
- [39] 杨玉芳, 钟建华, 黄李荣, 等. 松辽盆地青山口组湖相灰岩特征及油气地质意义[J]. 特种油气藏, 2010, 17(3): 14-18.
- [40] 王岚, 周海燕, 商斐, 等. 松辽盆地北部白垩纪青山口组黑色页岩元素地球化学特征及沉积古环境恢复[J]. 地质科学, 2022, 57(1): 156-171.
- [41] 丁聪, 孙平昌, 热西提·亚力坤, 等. 松辽盆地青山口乡青山口组细粒沉积岩分类及其成因[J]. 新疆石油地质, 2021, 42(4): 418-427.
- [42] 刘圣坤. 东营凹陷西部沙四上亚段湖相碳酸盐岩沉积特征研究[D]. 北京: 中国地质大学(北京), 2018: 27-125.
- [43] 贾瑜, 黄文辉. 山东平邑盆地古近系卞桥组一段湖相碳酸盐岩碳氧同位素特征及其地质意义[J]. 地球科学与环境学报, 2020, 42(3): 342-354.
- [44] 刘春莲, Franz T Füsich, 白雁, 等. 三水盆地古近系湖相沉积岩的氧、碳同位素地球化学记录及其环境意义[J]. 沉积学报, 2004, 22(1): 36-40.
- [45] 颜开, 刘成林, 王九一, 等. 江陵凹陷南缘盐井—申津渡凹地始新统硫同位素特征及古气候和物质来源探讨[J]. 地质学报, 2018, 92(8): 1647-1660.
- [46] 纪友亮, 马达德, 薛建勤, 等. 柴达木盆地西部新生界陆相湖盆碳酸盐岩沉积环境与沉积模式[J]. 古地理学报, 2017, 19(5): 757-772.
- [47] 宋华颖, 尹海生, 范爱春, 等. 柴达木盆地西部西岔沟剖面湖相碳酸盐岩岩石学特征与沉积环境分析[J]. 中国地质, 2010, 37(1): 117-125.
- [48] 夏青松, 田景春, 倪新锋. 湖相碳酸盐岩研究现状及意义[J]. 沉积与特提斯地质, 2003, 23(1): 105-111.
- [49] 伊海生, 林金辉, 周恩恩, 等. 青藏高原北部新生代湖相碳酸盐岩碳氧同位素特征及其古环境意义[J]. 古地理学报, 2007, 9(3): 303-312.
- [50] 吴珍汉, 吴中海, 胡道功, 等. 青藏高原北部中新统五道梁群湖相沉积碳氧同位素变化及古气候旋回[J]. 中国地质, 2009, 36(5): 966-975.
- [51] 于炳松, 董海良, 蒋宏忱, 等. 青海湖底沉积物中球状白云石集合体的发现及其地质意义[J]. 现代地质, 2007, 1(1): 66-70.
- [52] 王宁, 刘卫国, 徐黎明, 等. 青藏高原现代湖泊沉积物碳酸盐矿物氧同位素组成特征及影响因素[J]. 第四纪研究, 2008, 28(4): 591-600.
- [53] Andrew S C. Paleolimnology: the History and Evolution of Lake Systems [M]. Oxford University Press, 2003: 90-93.
- [54] 陈骏, 王鹤年. 稳定同位素地球化学[M]. 北京: 科学出版社, 2004: 124.
- [55] 郑永飞, 陈江峰. 稳定同位素地球化学[M]. 北京: 科学出版社, 2000: 90.
- [56] Leng M J, Marshall J D. Palaeoclimate interpretation of stable isotope data from lake sediment archives [J]. Quaternary Science Reviews, 2004, 23: 811-831.
- [57] Tabolt M R, Kelts K. Paleolimnological signatures from carbon and oxygen isotopic ratios in carbonates from organic carbon-rich lacustrine sediment [J]. AAPG Memoir, 1990, 50: 61-76.
- [58] Li H C, Ku T L. $\delta^{13}\text{C}-\delta^{18}\text{O}$ covariance as a paleohydrological indicator for closed-basin lakes [J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 1997, 133: 69-80.
- [59] Drummond C N, Patterson W P, Walker J C G. Climatic forcing of carbon-oxygen isotopic covariance in temperate-region marl lakes [J]. Geology, 1995, 23: 1031-1034.
- [60] Guo Q J, Strauss H, Liu C Q, et al. Carbon isotopic evolution of the Terminal Neoproterozoic and Early Cambrian: evidence from the Yangtze platform, South China [J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2007, 254: 140-157.
- [61] Li D, Ling H F, Jiang S Y, et al. New carbon isotope stratigraphy of the Ediacaran-Cambrian boundary interval from SW China: implication for global correlation [J]. Geological Magazine, 2009, 146(4): 465-484.
- [62] Glumac B, Spivak-Birndorf M L. Stable isotope of carbon as an invaluable stratigraphic tool: an example from the Cambrian of the northern Appalachians. USA [J]. Geology, 2002, 30(6): 563-566.
- [63] Galindo C, Casquet C, Rapela C, et al. Sr, C and O isotope geochemistry and stratigraphy of Precambrian and Lower Paleozoic carbonate sequences from the Western Sierras Pampeanas of Argentina: tectonic implication [J]. Precambrian Research, 2004, 131: 55-71.
- [64] 樊茹, 邓胜徽, 张学磊. 碳酸盐岩碳同位素地层学研究中数据的有效性[J]. 地层学杂志, 2010, 34(4): 445-451.
- [65] 王春连, 刘成林, 徐海明, 等. 江陵凹陷古新世盐湖沉积碳酸盐岩碳氧同位素组成及其环境意义[J]. 地球学报, 2013, 34(5): 567-576.

Temporal and spatial characteristics of C-O isotopes of Lacustrine carbonate in China and the Paleolimnological significance

LIANG Junhong¹, SUN Baoliang¹, YIN Guoying²

(1. *Geology Department of school of Resources and civil Engineering of The Northeast University, Shenyang 110819, China;*

2. *Structural Engineering department of Liaoning Urban Construction Technical College, Shenyang 110122, China*)

Abstract: Lacustrine carbonate rock is a widely distributed continental facies. In China it is also widely distributed and precipitated in long terms beginning in Permian-Triassic period, developing in Jurassic-Cretaceous period and flourishing in Paleogene. It occurs in different forms, such as the dominant rhythmic multi-single layers, thin intercalith and interbedded layers, thin nodular and calcareous micro-fossil layers in mudstone or shale. The value is in range $-10.0 \times 10^{-3} \sim +10.0 \times 10^{-3}$ and most of the value in range $-5.0 \times 10^{-3} \sim +5.0 \times 10^{-3}$ in Permian-Triassic period tends to be negative, in Jurassic-Cretaceous period first to be positive and then negative, in Paleogene to be positive with top value $+5.0 \times 10^{-3}$. The value is in range $-20.0 \times 10^{-3} \sim +2.0 \times 10^{-3}$ and most of the value in range $-15.0 \times 10^{-3} \sim 0.0 \times 10^{-3}$ of which almost are negative. The value of Permian-Triassic period and Jurassic-Cretaceous period is in range $-15.0 \times 10^{-3} \sim -3.0 \times 10^{-3}$, the value of Paleogene $-10.0 \times 10^{-3} \sim 0.0 \times 10^{-3}$ tend to be positive. Analysis of correlation of C and O isotopes shows that and are closely correlated and most positive, slightly negative indicating that the lakes is under closed environment with saline-semisaline water, are not correlated and value negative indicating that the lakes under open environment with fresh water.

Key Words: lacustrine carbonate; petrology; C-O isotopes; paleolimnology