青藏高原湖泊沉积记录与环境变化研究

朱立平[1,2],郭允[3]

1. 中国科学院青藏高原研究所环境变化与地表过程重点实验室,北京 100101
2. 中国科学院青藏高原地球科学卓越创新中心,北京 100101
3. 中国地质大学(武汉)生物地质与环境地质国家重点实验室,武汉 430074

摘要　过去全球变化研究是人类认识气候与环境变化事实与规律,客观评价现代环境在气候与环境发展历史中位置的重要手段,能够为未来气候与环境变化的预测提供科学的检验工具。介绍了湖泊沉积物环境代用指标与气候要素关系定量化的研究,简要回顾利用湖泊沉积物重建高原最近2万年环境变化历史研究成果,阐述高原湖泊沉积对气候变化的敏感响应。

关键词　青藏高原;湖泊沉积;环境变化;2万年

青藏高原受到东亚季风、印度季风和西风环流的共同影响,过去环境变化与这两大环流系统的发展及相互作用密切相关。从地表过程对气候变化及大气环流的响应方面开展研究,有助于更好地认识全球变化及区域环境效应,从而为未来气候变化及其影响评估提供参考。青藏高原分布着全球海拔最高、数量最多、面积最广的湖泊群,面积大于1 km^2的湖泊有1055个,约占中国湖泊面积的51%。湖泊沉积物在漫长的地质历史时期,能够储存丰富的气候环境变化信息,是研究过去全球气候与环境变化的重要载体。因此,在高原地区开展湖泊沉积物环境变化重建研究,进而揭示环境变化的过程和规律及其与全球环境变化的关系具有重要意义。

1　湖泊沉积代用指标与环境变化定量重建

1.1　现代孢粉研究与古气候定量重建

孢粉是湖泊沉积中最常用的一种气候代用指标,而现代花粉与植被、气候的关系研究是进行古气候定量重建的前提。近年来,青藏高原地区已开展了大量现代花粉研究,主要集中在高原的东北部、中部和西南部。这些研究表明,现代花粉的分布受风速、风向和湖泊汇聚作用的影响,还与年降水量、年均温和7月均温等显著相关[1]。蒿/藜比(A/C)在高原东北部可以半定量地重建过去湿度的变化[1],在高原西南部和中部则是区分荒漠/草原植被的指标[2]。蒿属/莎草科比值(A/Cy)在高原东北部是区分草甸/草原植被和气温变化的指标[1],在高原西南部和中部则可以作为湿度变化的指标[2]。此外,空气花粉也是现代孢粉研究的重要组成部分,其组合特征是研究花粉来源、分布特征及与风速、风向关系的有力手段[3]。

在青藏高原大范围现代花粉数据研究(主要是表土、表层沉积物、苔藓)基础上,通过与气象要素的关系研究可以建立孢粉—气候因子的转换函数,并应用于古气候的定量重建中。目前该方法已在高原东北部的青海湖、冬给措纳、乱海子湖、苦海,高原南部的仁错、海登湖、义敦湖、沉错得到应用(图1、表1)。其中,祁连山乱海子湖沉积物花粉古气候定量重建结果显示,MIS3(深海养同位素第3阶段)晚期气候状况

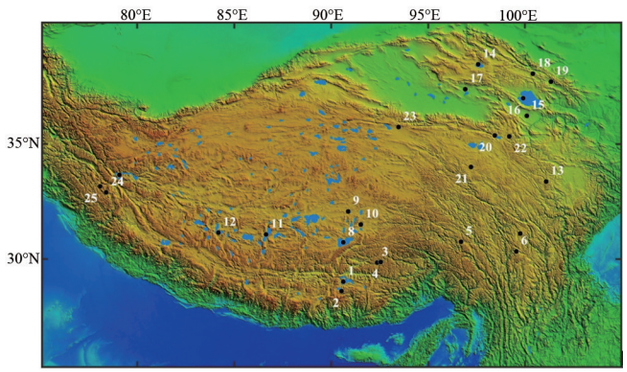

图1　青藏高原湖泊沉积记录与环境变化研究点的位置分布

Fig. 1　Locations of the lake sediments and environmental changes on the Tibetan Plateau

收稿日期:2016-11-24;修回日期:2017-02-23

基金项目:中国科学院战略性科技先导B类专项项目(XDB03030000)

作者简介:朱立平,研究员,研究方向为湖泊沉积与环境变化,电子信箱: lpzhu@itpcas.ac.cn

引用格式:朱立平,郭允. 青藏高原湖泊沉积记录与环境变化研究[J]. 科技导报, 2017, 35(6): 65-70; doi: 10.3981/j.issn.1000-7857.2017.06.007

表1 青藏高原湖泊沉积记录与环境变化研究点的位置及指标信息

Table 1 Information of lake sediments and environmental changes on the Tibetan Plateau

序号	名称	纬度/°	经度/°	海拔/m	时间/cal ka BP	代用指标
1	沉错	28.93	90.6	4420	20	TOC、TN、C/N、元素等
2	普莫雍错	28.5	90.5	5030	19	TOC、IC、粒度、$\delta^{13}C_{org}$等
3	帕茹错	29.8	92.35	4845	11	δD_{wax}、%Bsi、粒度、LOI
4	海登湖	29.82	92.53	4980	12	孢粉
5	仁错	30.73	96.68	4450	20	孢粉
6	义敦湖	30.3	99.55	4470	17	孢粉定量重建
7	拉龙错	31.1	99.75	4200	17.7	孢粉定量重建、C/N、地球化学等
8	纳木错	30.7	90.6	4718	24	孢粉、C/N、Fe/Mn等
9	兹格塘错	32.067	90.85	4560	10.8	孢粉
10	错鄂	31.5	91.5	4532	10	粒度、C/N、$\delta^{13}C$、TOC、元素
11	当惹雍错	31.06	86.6	4528	17.1	元素、粒度、TOC等
12	塔若错	31.13	84.13	4566	10	介形类定量重建
13	希门错	33.38	101.1	4030	19	TOC、C/N、$\delta^{13}C_{org}$、粒度和元素等
14	哈拉湖	38.3	97.58	4078	24	介形虫、介壳$\delta^{13}C$、$\delta^{18}O$、元素等
15	更尕海	36.18	100.1	2860	16	水生植物等
16	青海湖	36.9	99.9	3200	32	地球化学、GDGTs等
17	克鲁克湖	37.28	96.9	2817	14	孢粉
18	达连海	37.91	100.41	2850	16	孢粉
19	乱海子	37.59	101.35	3197	50	孢粉等
20	冬给措纳	35.35	98.44	4090	19	沉积学、地球化学等
21	寇察湖	34	97.2	4540	19	孢粉、介形虫和δD等
22	苦海	35.31	99.18	4150	15	介形虫、粒度、元素等
23	库赛湖	35.7	93.45	4470	3.5	GDGTs定量重建
24	Tso Moriri	32.9	78.32	4512	26	孢粉、生物群落
25	Tso Kar	33.17	78	4527	15.3	孢粉、介形类
26	班公错	33.67	79	4241	9.9	TOC、孢粉、硅藻、介形虫等

与现今相当,年降水量480 mm、年均温-1℃;LGM(末次冰期冰盛期)期间出现最低值,年降水量200 mm、年均温-3℃;而在早全新世出现最高值,年降水量550 mm、年均温-0.5℃[4]。值得注意的是,已有的定量研究在现代孢粉样品的来源和分布上存在一些问题,在利用孢粉定量重建古气候方面,要考虑来源介质的不同,慎重选择用于建立转换函数的现代孢粉样品类型,同时要兼顾样品整体分布的均匀性。

1.2 现生介形类研究与古水文定量重建

介形类是湖泊中的主要微体动物,可以敏感地反映湖泊水体环境(如温度、盐度、深度等)的变化。由于其化石易于在湖泊沉积物中保存,因而能够提供湖泊的过去水文变化过程。现代介形类属种组合、分布范围与生境特性的研究是进行古水文定量重建研究的基础。近年来,青藏高原地区现生介形类的研究不断发展,主要集中在高原东北部、西南部和中部地区。研究表明,同一湖泊生态系统内部,影响介形类属种分布的主要因素是水深[5-6],而在部分区域多个湖泊(或池塘)生态系统之间,影响介形类属种分布的主要因素是盐度[7]。同时,这些研究也从中提取出一些具有特定环境意义的指示种,丰富了青藏高原地区介形类生境数据库,为进一步的研究奠定了基础。需要特别说明的是,水深并不是直接影响介形类分布的生态因子,而是通过影响温度及季节变化、盐度、光照、溶解氧等来影响介形类的分布。

介形类转换函数的研究仍处于发展期。目前的主要研究手段是在单一湖泊取得大量样本或在区域尺度获得多个湖泊的样本,建立介形类与影响其分布的特定环境因子关系的转换函数,从而实现对古水文的定量重建。介形类转换函数的研究在高原南部的普莫雍错、中部的纳木错、西南部的塔若错及东北部的冬给措纳(图1、表1)都已得到成功运用。纳木错NMLC-1钻孔介形类定量重建结果表明该湖水深在8.4~6.8 ka BP由70 m急剧降至20~30 m,6.8~2.9 ka BP又升高到50 m,2.9 ka BP至今水深在60 m左右[8]。在定量重建研究中需注意,介形类转换函数重建的古水深、古盐度只是一个粗略的估计,为了更全面地理解整个湖泊流域过去水文变化历史,必须结合其他多指标结果综合分析。

1.3 现代生物标志化合物研究与古温度定量重建

生物标志化合物指标应用较多的有正构烷烃、长链烯酮、甘油二烷基甘油四醚脂(GDGTs)等类脂化合物。其中,正构烷烃及其单体碳氢同位素指标主要用来反映区域古植

被与古水文变化等信息,长链烯酮和GDGTs在古温度定量重建研究中具有较大潜力。近年来,这些指标在全球诸多区域的成功应用促使学者探讨在青藏高原的适用性。高原不同气候区9个湖泊现代正构烷烃单体δD的研究表明其对降水具有很好的指示作用[9]。高原北部库赛湖钻孔支链类甘油二烷基甘油四醚脂(bGDGTs)定量重建的3490年以来该地区年均温结果显示明显高于实测值[10],东北部青海湖钻孔GDGTs的TEX_{86}指标定量重建的17.7 ka以来湖水表层温度的变化,展现了TEX_{86}在古温度定量重建研究中的潜力[11]。但是,目前高原缺乏GDGTs—温度转换方程,已有研究都是用全球转换方程代替,存在重建误差较大等问题。最近已有学者开展了青藏高原大范围现代GDGTs的研究,建立了适用于青藏高原地区的转换方程[12]。

2　青藏高原湖泊沉积物^{14}C年代学和碳库效应

精确的年代学数据是进行过去环境变化研究最重要的基础。由于青藏高原地区的湖泊多为干旱区封闭湖泊,较多的碳酸盐沉淀使湖水中溶解了较当时大气中更早的放射性碳成分,当利用放射性^{14}C测定沉积物埋藏时间时,这些"老"的放射性碳使测定年龄早于其沉积时的年龄,因而表现出碳库效应。碳库效应的影响使得高精度年代序列的建立存在一定的困难。

目前实际研究中有多种方法可以对沉积物的碳库效应进行估算,包括现代校正法、线性外推法、不同定年法对比、地球化学模型法和地层关联法[13],其中前3种方法比较常用。现代校正法是测定湖泊沉积中某个已知年代的现代组分(如表层沉积物)^{14}C年龄,通过二者比较,获得湖泊的现代碳库年龄,这种方法在高原很多湖泊中得到运用,如在兹格塘错利用表层沉积物的年龄得到的碳库效应为2010 a[14]。线性外推法是根据岩芯不同层位^{14}C年龄与深度的关系线性外推到0 cm的地方来获得碳库年龄,如班公错利用该方法获得的碳库效应为6670 a[15],这种方法是基于湖泊沉积速率不变的前提下,所以在使用时需慎重。不同定年法对比研究是目前比较有效的一种方法,就是运用多种独立定年方法(^{210}Pb、^{137}Cs、光致发光定年法(OSL)和古地磁长期变化(PSV)等)与^{14}C年龄进行比较确定碳库效应,如Haberzettl等[16]通过^{210}Pb、PSV、活体植物^{14}C的对比分析得出塔若错和当惹雍错的碳库效应分别为120±30 a和2000 a。同时,也有研究表明,不同的碳库效应估算结果在同一湖泊中也可能存在较大差异,在不同的沉积层段碳库效应也可以有较大的差异。因此,为了尽可能保证年代序列的准确性,需要根据情况在不同层位进行碳库效应的差异化剔除,有研究者尝试利用不同层位沉积物中的植物碎屑作为测年材料,根据植物碎屑$\delta^{13}C$值确定其类型,陆生植物的AMS^{14}C(^{14}C加速器质谱测年)年龄基本上可以认为没有碳库效应,据此对普莫雍错岩芯的碳库效应进行了分段校正,建立了较为精确的年代框架,并在此基础上确认了几个重要的环境转换期[17]。

3　青藏高原湖泊沉积2万年以来环境变化重建研究

2万年以来的环境变化是过去全球变化研究(PAGES)的重点。近年来,湖泊沉积重建的环境变化研究在青藏高原不断展开并取得了较为丰硕的成果。2万年以来的环境变化研究主要包括末次冰消期和全新世两个时段。

3.1　末次冰消期时段

末次冰消期一般是指末次盛冰期结束(~20 ka)至早全新世开始(11 ka)的时段。随着北半球夏季太阳辐射的不断增加,冰期结束,冰盖迅速消融,海平面急速上升,气候波动回缓。末次冰消期早期在西风控制下,气候冷干,湖泊表现出面积较小(如哈拉湖[18])或是盐度较大(如苦海[19]),甚至部分湖泊干涸(如更尕海[20])。青海湖虽有湖相沉积阶段,但主要还是以风尘黄土堆积为主[21],冬给措纳湖面在低于现在至少39 m的基础上开始上升[22]。但是,高原东部主要受冰川融水补给的希门错在19 ka时面积较大[23],东南部的拉龙错[24]在17.7 ka也已形成大湖,中部的当惹雍错在17.1 ka之前还部分被冰覆盖[25]。在LGM后的第1个千年内部分湖泊之所以湖面较高,与其受流域内冰川融水的影响密切相关。

末次冰消期晚期开始,高原大部分湖泊由于受到季风影响气候逐渐变得暖湿,环境条件改善,有些曾经干涸的湖泊开始蓄水(如更尕海[20]),不同湖泊开始扩张的时间也大致相同。东北部青海湖(14.1 ka)[21]、寇察湖(14.6 ka)[26]、苦海(14.9 ka)[19]、冬给措纳(14.9 ka)[22],东部希门错(14.5 ka)[23]、东南部拉龙错(14.8 ka)[24],中部纳木错(16.5 ka)[3]、当惹雍错(16 ka)[25],南部普莫雍错(15 ka)[27],西部Tso Kar(14 ka)[28]。冰消期晚期出现了Bølling/Allerød暖期和新仙女木事件(YD),这在高原很多湖泊中也有记录,如拉龙错(图2中曲线a)[24]、青海湖(图2中曲线b)[21]、纳木错(图2中曲线d)[3]、当惹雍错(图2中曲线e)[25]和普莫雍错(图2中曲线f)[27]等。

总体来说,青藏高原冰消期时段记录仍然较为缺乏,主要集中在东北部地区,高原其他地区急需展开更长时间尺度的环境变化记录研究,以了解末次冰消期青藏高原整体环境变化及其影响因素。

3.2　全新世时段

全新世是第四纪冰期—间冰期旋回中最新的一次间冰期,属于最年轻的地质时代,一般认为全新世始于11.6 ka,最主要的特点是气候温和而稳定。高原湖泊沉积已有记录多反映了早中全新世气候湿润的特点。如高原东北部的青海湖(11.5~8.0 ka)[21]、冬给措纳(12.5~6.5 ka)[22]、更尕海(11.4~6.3 ka)[20]、苦海(全新世开始到7 ka)[19]、乱海子(全新世开始~7 ka)[4]等;高原东南部海登湖(9.4~2.4 ka)[29]和拉龙错(9.3~4.4 ka)[24]等;高原南部普莫雍错(10.8~4.2 ka)[27],沉错(9.5~7.6 ka)[30]、帕茹错(10.1~5.2 ka)[31];高原中部湖泊兹格塘错(7.4~4.4 ka)[14]、错鄂(8.56~5.75 ka)[32],纳木错(10.2~9.3 ka,)[3]、冬给措纳(10.9~7.0 ka)[22];高原西部班公湖(7.2~6.5 ka ^{14}C年龄)[15]、Tso Kar(10.9~9.2 ka)[28]、Tso Moriri(11.2~8.5 ka)[33](图2中曲线g)。但也有少量湖泊记录表现为干旱状态,如高原

东北部苦海(6.3~2.2 ka)[19]、达连海(12.9~9.4 ka)[34]、冬给措纳(11.9~6.8 ka)[22]、寇察湖(14.6~6.6 ka)[26](图2中曲线c)。

晚全新世高原大部分湖泊记录均反映气候变得寒冷干旱。但也有一些湖泊由于补给条件等原因而不同。例如,克鲁克湖区5.5 ka以来,以藜科为主的荒漠植被被以蒿属、禾本科和藜科等为主的草原荒漠植被所取代,反映了湖区相对湿润的气候条件[1]。寇察湖花粉—气候定量重建结果表明6.6 ka之后,气候变得寒冷湿润[26],这与基于介形类和地球化学指标重建结果一致[35],表明约7.3 ka以来寇察湖地区气候变得湿润(图2中曲线c)。

高原大部分湖泊都表现出早中全新世湿润,晚全新世干旱的特点,而在高原东北部地区却出现不同的变化趋势,研究者认为这是由于区域地形或者温度升高引起的局地蒸发加强导致的。为了更加全面认识高原环境变化,则必须考虑区域气候的影响。

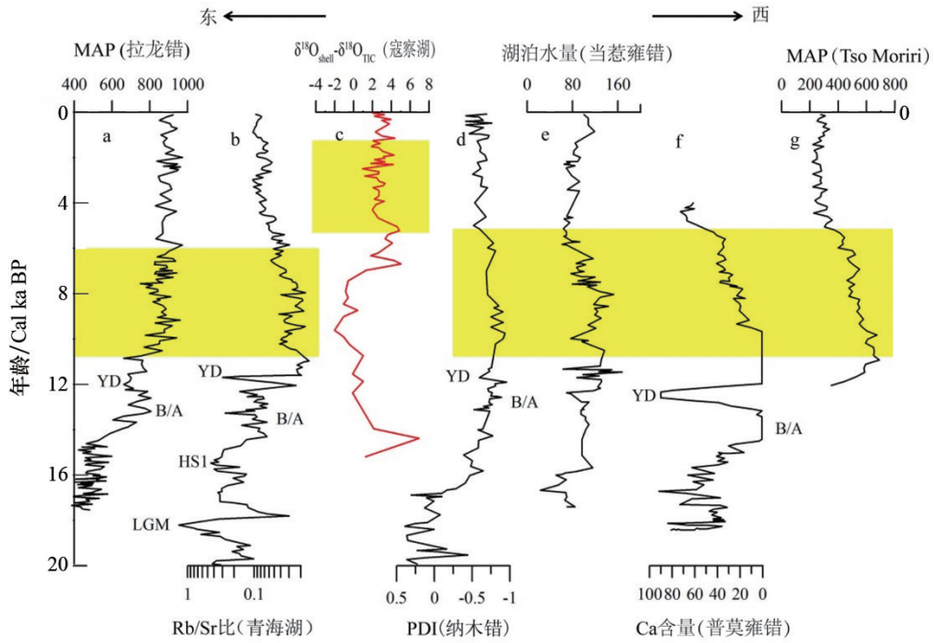

图2 过去2万年高原部分湖泊环境变化重建记录

Fig. 2 Reconstructed environmental records based upon parts of lakes on the Tibetan Plateau

4 展望

随着过去全球变化研究的深入开展,环境变化记录为准确认识气候与环境变化历史中的若干事实提供了坚实的科学证据,而进一步理解气候与环境变化的规律和机制则成为环境变化记录研究新的突破点。为此,应该加强以下几个方面工作。

1)加强区域环境变化记录的综合集成。整合各种环境变化记录结果,分析不同指标重建的环境变化记录的有效性,提升区域尺度上重建的环境变化记录的可信度,从而深入理解区域气候环境变化与大气环流和全球变化的关系。

2)重视现代过程研究。有效地开展代用指标的现代过程研究,从各种代用指标的形成机制上理解其对环境变化的指示意义,为建立代用指标与气候环境要素间的定量关系打下坚实的基础。

3)深入开展环境变化的定量重建工作。环境变化的定量重建既能为评价历史时期环境变化幅度,应对未来环境变化极端事件提供科学依据,也是利用模型分析环境变化机制必不可少的边界条件。因此,环境变化的定量重建工作是深入理解环境变化发生机制与预测未来发展趋势的重要基础。

参考文献(References)

[1] Zhao Y, Herzschuh U. Modern pollen representation of source vegetation in the Qaidam Basin and surrounding mountains, north-eastern Tibetan Plateau[J]. Vegetation History & Archaeobotany, 2008, 18(3): 245-260.

[2] Ma Q, Zhu L, Lü X, et al. Modern pollen assemblages from surface lake sediments and their environmental implications on the southwestern Tibetan Plateau[J]. Boreas. doi: 10.1111/bor.12201.

[3] Zhu L, Lü X, Wang J, et al. Climate change on the Tibetan Plateau in response to shifting atmospheric circulation since the LGM[J]. Scientific Reports. doi:10.1038/srep13318.

[4] Herzschuh U, Birks H J B, Mischke S, et al. A modern pollen-climate calibration set based on lake sediments from the Tibetan Plateau and its application to a Late Quaternary pollen record from the Qilian Mountains[J]. Journal of Biogeography, 2010, 37(4): 752-766.

[5] Peng P, Zhu L, Frenzel P, et al. Water depth related ostracod distribution in Lake Pumoyum Co, southern Tibetan Plateau[J]. Quaternary In-

ternational, 2013, 313-314(11): 47-55.

[6] Guo Y, Zhu L, Frenzel P, et al. Holocene lake level fluctuations and environmental changes at Taro Co, southwestern Tibet, based on ostracod-inferred water depth reconstruction[J]. Holocene, 2016, 26(1): 29-43.

[7] Mischke S, Herzschuh U, Massmann G, et al. An ostracod-conductivity transfer function for Tibetan lakes[J]. Journal of Paleolimnology, 2007, 38(4): 509-524.

[8] Zhu L, Ping P, Xie M, et al. Ostracod-based environmental reconstruction over the last 8,400 years of Nam Co Lake on the Tibetan plateau [J]. Hydrobiologia, 2010, 648(1): 157-174.

[9] 胡星, 朱立平, 汪勇, 等. 青藏高原西南部湖泊沉积正构烷烃及其单体δD的气候意义[J]. 科学通报, 2014, 59(19): 1892-1903.
Hu X, Zhu L P, Wang Y, et al. Climatic significance of n-alkanes and their compound-specific δD values from lake surface sediments on the Southwestern Tibetan Plateau[J]. Chinese Science Bulletin, 2014, 59 (19): 1892-1903.

[10] Wu X, Dong H, Zhang C L, et al. Evaluation of glycerol dialkyl glycerol tetraether proxies for reconstruction of the paleo-environment on the Qinghai-Tibetan Plateau[J]. Organic Geochemistry, 2013, 61(6): 45-56.

[11] Wang H, Dong H, Zhang C L, et al. Deglacial and Holocene archaeal lipid-inferred paleohydrology and paleotemperature history of Lake Qinghai, northeastern Qinghai-Tibetan Plateau[J]. Quaternary Research, 2015, 83(1): 116-126.

[12] 王明达, 梁洁, 侯居峙, 等. 青藏高原湖泊表层沉积物GDGTs分布特征及其影响因素[J]. 中国科学(地球科学), 2016, 46 (2): 167-183.
Wang M D, Liang J, Hou J Z, et al. Distribution of GDGTs in lake surface sediments on the Tibetan Plateau and its influencing factors [J]. Science China(Earth Sciences), 2016, 46 (2): 167-183.

[13] 侯居峙, William J D A, 柳中晖. 湖泊碳库效应对青藏高原气候变化解释的影响探讨[J]. 第四纪研究, 2012, 32(3): 441-453.
Hou J Z, William J D A, Liu Z H. Geochronological limitations for interpreting the paleoclimatic history of the Tibetan Plateau[J]. Quaternary Sciences, 2012, 32(3): 441-453.

[14] Herzschuh U, Winter K, Wünnemann B, et al. A general cooling trend on the central Tibetan Plateau throughout the Holocene recorded by the Lake Zigetang pollen spectra[J]. Quaternary International, 2006, 154-155(5): 113-121.

[15] Fontes J C, Gasse F, Gibert E. Holocene environmental changes in Lake Bangong basin (Western Tibet). Part 1: Chronology and stable isotopes of carbonates of a Holocene lacustrine core[J]. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 1996, 120(1): 25-47.

[16] Haberzettl T, Henkel K, Kasper T, et al. Independently dated paleomagnetic secular variation records from the Tibetan Plateau[J]. Earth & Planetary Science Letters, 2015, 416: 98-108.

[17] Watanabe T, Matsunaka T, Nakamura T, et al. Last glacial-Holocene geochronology of sediment cores from a high-altitude Tibetan lake based on AMS ^{14}C dating of plant fossils: Implications for paleoenvironmental reconstructions[J]. Chemical Geology, 2010, 277(1/2): 21-29.

[18] Wünnemann B, Wagner J, Zhang Y, et al. Implications of diverse sedimentation patterns in Hala Lake, Qinghai Province, China for reconstructing Late Quaternary climate[J]. Journal of Paleolimnology, 2012, 48(4): 725-749.

[19] Mischke S, Zhang C, Börner A, et al. Lateglacial and Holocene variation in aeolian sediment flux over the northeastern Tibetan Plateau recorded by laminated sediments of a saline meromictic lake[J]. Journal of Quaternary Science, 2009, 25: 162-177.

[20] Qiang M R, Song L, Chen F H, et al. A 16-ka lake-level record inferred from macrofossils in a sediment core from Genggahai Lake, northeastern Qinghai-Tibetan Plateau (China)[J]. Journal of Paleolimnology, 2013, 49(4): 575-590.

[21] Jin Z, An Z, Yu J, et al. Lake Qinghai sediment geochemistry linked to hydroclimate variability since the last glacial[J]. Quaternary Science Reviews, 2015, 122: 63-73.

[22] Opitz S, Wünnemann B, Aichner B, et al. Late Glacial and Holocene development of Lake Donggi Cona, north-eastern Tibetan Plateau, inferred from sedimentological analysis[J]. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 2012, 337-338(4): 159-176.

[23] Zhang C, Mischke S. A Late Glacial and Holocene lake record from the Nianbaoyeze Mountains and inferences of lake, glacier and climate evolution on the eastern Tibetan Plateau[J]. Quaternary Science Reviews, 2009, 28(19): 1970-1983.

[24] Opitz S, Zhang C, Herzschuh U, et al. Climate variability on the south-eastern Tibetan Plateau since the Late glacial based on a multiproxy approach from Lake Naleng-comparing pollen and non-pollen signals [J]. Quaternary Science Reviews, 2015, 115: 112-122.

[25] Ahlborn M, Haberzettl T, Wang J, et al. Synchronous pattern of moisture availability on the southern Tibetan Plateau since 17.5 calka BP-the Tangra Yumco lake sediment record[J]. Boreas. doi: 10.1111/bor.12204.

[26] Herzschuh U, Kramer A, Mischke S, et al. Quantitative climate and vegetation trends since the late glacial on the northeastern Tibetan Plateau deduced from Koucha Lake pollen spectra[J]. Quaternary Research, 2009, 71(2): 162-171.

[27] Nishimura M, Matsunaka T, Morita Y, et al. Paleoclimatic changes on the southern Tibetan Plateau over the past 19,000 years recorded in Lake Pumoyum Co, and their implications for the southwest monsoon evolution[J]. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 2014, 396(3): 75-92.

[28] Demske D, Tarasov P, Wunnemann B, et al. Late glacial and Holocene vegetation, Indian monsoon and westerly circulation in the Trans-Himalaya recorded in the lacustrine pollen sequence from Tso Kar, Ladakh, NW India[J]. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 2009, 279(3): 172-185.

[29] 唐领余, 沈才明, 廖淦标, 等. 末次盛冰期以来西藏东南部的气候变化——西藏东南部的花粉记录[J]. 中国科学(地球科学), 2004, 34 (5): 436-442.
Tang L Y, Shen C M, Liao K B, et al. Climatic changes in the south-eastern Qinghai-Tibetan Plateau since the Last Glacial Maximum-pollen records from southeastern Tibet[J]. Science China Series(Earth Science), 2004, 34(5): 436-442.

[30] 朱立平, 王君波, 陈玲, 等. 藏南沉错湖泊沉积多指标揭示的2万年以来环境变化[J]. 地理学报, 2004, 59(4): 514-524.
Zhu L P, Wang J B, Chen L, et al. 20,000-year Environmental change reflected by multidisciplinary lake sediments in Chen Co, southern Tibet[J]. Acta Geographica Sinica, 2004, 59(4): 514-524.

[31] Bird B W, Polisar P J, Lei Y, et al. A Tibetan lake sediment record of Holocene Indian summer monsoon variability[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2014, 399(3): 92-102.

[32] Wu Y, Lücke A, Jin Z, et al. Holocene climate development on the central Tibetan Plateau: A sedimentary record from Cuoe Lake[J]. Pal-

aeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 2006, 234(2/4): 328-340.
[33] Leipe C, Demske D, Tarasov P E. A Holocene pollen record from the northwestern Himalayan lake Tso Moriri: Implications for palaeoclimatic and archaeological research[J]. Quaternary International, 2014, 348: 93-112.
[34] Cheng B, Chen F, Zhang J. Palaeovegetational and palaeoenvironmental changes since the last deglacial in Gonghe Basin, northeast Tibetan Plateau[J]. Journal of Geographical Sciences, 2013, 23(1): 136-146.
[35] Mischke S, Kramer M, Zhang C, et al. Reduced early Holocene moisture availability in the Bayan Har Mountains, northeastern Tibetan Plateau, inferred from a multi-proxy lake record[J]. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 2008, 267(2): 59-76.

Lake sediments and environmental changes on the Tibetan Plateau

ZHU Liping[1,2], GUO Yun[3]

1. Key Laboratory of Tibetan Plateau Environmental Changes and Land Surface Processes, Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China
2. CAS Center for Excellence in Tibetan Plateau Earth Sciences, Beijing 100101, China
3. State Key Laboratory of Biogeology and Environmental Geology, China University of Geosciences (Wuhan), Wuhan 430074, China

Abstract The study of historical environmental changes is important for understanding the general trends of climatic and environmental changes, objectively evaluating the present environment in the context of the climatic and environmental history. It provides scientific test tools for predicting future climatic and environmental changes. This paper reviews the studies of the relations between the lake sediment proxies and the climatic factors, and the reconstruction of the environmental change history in the last 20 thousand years, based upon the lake sediments, to elucidate the sensitive response of the lake sediments to the climatic changes on the Tibetan Plateau.

Keywords Tibetan Plateau; lake sediment; environmental changes; Last 20 thousand years

（责任编辑 傅雪）