

末次冰期 MIS 2 阶段沙漠-黄土过渡带 萨拉乌苏河流域环境演变记录

张成君^{1,2}, 张菀漪^{1,2}, 张 丽^{1,2}, 张静雅^{1,2}, 程明明^{1,2}, 王小雨^{1,2}, 李保生³

(1. 兰州大学 地质科学与矿产资源学院, 甘肃 兰州 730000; 2. 兰州大学 甘肃省西部矿产资源重点实验室, 甘肃 兰州 730000; 3. 华南师范大学 地理科学学院, 广东 广州 510631)

摘 要:对毛乌素沙漠南缘米浪沟湾地层(位于沙漠-黄土过渡带萨拉乌苏河流域)沉积物粒度、总有机碳(TOC)、碳酸盐碳氧同位素组成以及有机分子化合物正构烷烃进行了分析。结果表明:MIS 2 阶段(6.0~16.5 m, 11~30 ka BP)主要以湖沼相(砂质粉砂)-古土壤(泥质粉砂)-河流相(粉砂质砂)组成;总有机碳在湖沼相和古土壤沉积物中较高,而在河流相沉积物中较低;在 23~29 ka BP 期间,正构烷烃主要以 C_{27} 、 C_{29} 、 C_{31} 为主,指示了稀疏森林草原特征;在 17~19 ka BP 期间,沉积物中正构烷烃虽然仍以 C_{27} 、 C_{29} 、 C_{31} 为主,但明显低碳数和中等碳数正构烷烃含量增加,指示了森林草原和较长时间淡水湖泊环境;19~23 ka BP 期间为该地区末次盛冰期,干冷状态下风沙活动强烈;全新世中期 2.3 ka BP 左右至 8.0 ka BP 左右主要以指示菌藻源的 C_{14} ~ C_{18} 为主峰碳,为荒漠草原和分散湖泊或水洼环境;MIS 2 阶段主要以西风环流水汽输入为主,全新世期间则由夏季风带来降雨;处于季风边缘的沙漠-黄土过渡带,极端干冷环境下冬季风盛行,风沙活动增强,凉湿气候条件有利于植被的繁盛;较高的温度下,尽管绝对降雨量有所增加,但干燥度增加更明显时,生态环境仍然面临恶化的可能。

关键词:末次冰期;MIS 2 阶段;湖沼相;正构烷烃;碳氧同位素;西风环流;夏季风;萨拉乌苏河流域
中图分类号:P534.63 **文献标志码:**A

Paleoenvironmental Change at Desert-loess Transitional Zone in Salawusu River Valley During MIS 2 Stage of Last Glacial Period

ZHANG Cheng-jun^{1,2}, ZHANG Wan-yi^{1,2}, ZHANG Li^{1,2}, ZHANG Jing-ya^{1,2},
CHENG Ming-ming^{1,2}, WANG Xiao-yu^{1,2}, LI Bao-sheng³

(1. School of Earth Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000, Gansu, China; 2. Key Laboratory of Mineral Resources in Western China (Gansu Province), Lanzhou University, Lanzhou 730000, Gansu, China;
3. School of Geography, South China Normal University, Guangzhou 510631, Guangdong, China)

Abstract: Temperature decreases all the world, and summer monsoon in China retreats towards south with winter monsoon strengthened in the last glacial period. Under this palaeoclimatic background, the aeolian activity is intensified in the northern China, and sea-level declines in South China Sea, and lake shrinks. Oppositely, there are several obvious limnetic facies and river facies strata in Salawusu river valley along the desert-loess transition zone in the southern part of Mu Us Desert, which is at the boundary of modern monsoon. Grain size, total organic carbon (TOC), carbon and oxygen isotopic compositions and organic biomarker *n*-alkane (*m/z* is 85) of

收稿日期:2017-03-23

基金项目:国家自然科学基金项目(41571177,41601187,41501209)

作者简介:张成君(1966-),男,重庆市人,教授,博士研究生导师,理学博士,E-mail:cjzhang@lzu.edu.cn.

sediment at Milanggouwan section since MIS 2 stage (6.0-16.5 m, 11-30 ka BP) were analyzed. The results show that the sediment in limnetic facies is made up of the sandy silt, and the mean is 4.5 Φ or so; the sediment in the paleosol strata is made up of muddy silt, and the mean is more than 5 Φ ; the sediment in the river facies is made up of silty sand, and the mean is about 3 Φ ; total organic carbon is 0.1%-1.0% with the average of more than 0.5% in the limnetic and paleosol facies sediments; total organic carbon is lower in the river facies sediments (0.01%-0.10%); there is an incomplete forest steppe during 23-29 ka BP with *n*-alkane C_{27} , C_{29} , C_{31} preponderance; forest steppe and fresh water lake with a long residence time during 17-19 ka BP are inferred by the high contents of *n*-alkane C_{27} , C_{29} , C_{31} , and the contents of *n*-alkanes with low carbon number and middle carbon number increase; 19-23 ka BP is the last glacial maximum in this area with a strongest aeolian activity under the coldest and driest condition; desert steppe and dispersal lakes and ponds along the river in Middle Holocene from ~ 2.3 to ~ 8 ka BP are inferred by the preponderance *n*-alkane peaks of C_{14} - C_{18} ; westerly jet carries water vapor to this area during MIS 2 stage, and summer monsoon carries water vapor to this area during Holocene, but high aridity is not useful for vegetation flourishing; winter monsoon prevails under the dry and cold climate at desert-loess transition zone in the monsoon boundary, and aeolian activity strengthens, and vegetation flourishes under the cool and wet condition; although absolute precipitation increases under the high temperature, if the aridity increases much higher, the ecological environment will be deteriorative possibly much more.

Key words: last glacial period; MIS 2 stage; limnetic facies; *n*-alkane; carbon and oxygen isotopes; westerly jet; summer monsoon; Salawusu river valley

0 引言

晚更新世北大西洋深海沉积物中有孔虫记录表明,在 10~75 ka BP 期间(末次冰期 MIS 2 阶段至 MIS 4 阶段)温度明显降低,与玉木冰期一致,同时也记录到有多次海面温度降低,有孔虫数量减少,盐度降低和粗颗粒碳酸盐碎屑快速堆积的 Heinrich 事件^[1],以及多次冷—暖旋回(B—O 旋回)^[2-3]。在这一时间段,中国沙漠-黄土过渡带也发生了较明显的变化,毛乌素沙漠、青海共和沙地和腾格里沙漠沙丘活化,沙漠南迁^[4]。末次冰期,中国马兰黄土也多次加强,与北大西洋沉积物中的 Heinrich 事件很好对应,暗示着东亚季风的变迁直接受控于北半球冰量的变化^[5]。在末次冰期晚期干冷背景下,中国西部地区也显示出气候的千年或几百年的气候快速波动^[6]。管清玉等通过对东亚季风边缘区的研究,发现末次冰期气候不仅存在百年至千年尺度上的快速波动,并且自西向东 Dansgaard-Oeschger 旋回的幅度逐渐变小,并认为末次冰期气候是由西风与东亚夏季风共同作用造成的^[7]。

孙继敏等对末次间冰期以来沙漠-黄土边界带的风成沉积进行了研究,探讨了东亚季风环流的演

变历史^[8-9]。在中国毛乌素沙漠南缘沙漠-黄土过渡带萨拉乌苏河流域,李保生等发现从晚更新世以来该流域广泛发育河湖相-古土壤沉积^[10],植被类型也反映出该地区气候出现暖湿→干冷→凉湿的更替^[11]。干冷气候主要表现出蒙古高压产生的冬季风增强,暖湿气候是在较冷时期弱夏季风增强带来一定量降雨形成的^[10]。杨小平发现在巴丹吉林沙漠地区大约在 31 ka BP、19 ka BP、9 ka BP 和 2 ka BP 有 4 层雨量增加标志的钙质胶结层,认为其是西风环流在亚洲干旱区作用增强的信号,或者是在末次冰期总体较冷背景下,夏季风在 20~30 ka BP 期间增强所致^[12]。Zhang 等通过对腾格里沙漠中的古湖岸堤的¹⁴C 测年,认为在 22~35 ka BP 期间其为一个古大湖,但对于古大湖是在什么样的气候背景下形成仍存疑惑^[13]。本文拟通过对处于现代季风边缘的萨拉乌苏河米浪沟湾末次冰期 MIS 2 阶段沉积地层组成特征、粒度、稳定同位素组成、有机分子化合物等进行分析,探讨该阶段沙漠-黄土过渡带末次冰期的气候波动特征及影响机制。

1 研究区地质背景

毛乌素沙漠南缘的萨拉乌苏河流域在中国季风

区和非季风区的划分上,正好处于现代冬、夏季风过渡带(图1)。目前,该流域沙漠化现象日趋严重,生态环境成为该地区主要环境问题之一。现代多年平均气温为 $6^{\circ}\text{C}\sim 7^{\circ}\text{C}$,7月平均气温为 22°C ,极端最高气温为 33.5°C 。冬季,该地区受蒙古—西伯利亚高压控制,盛行偏北风,降水稀少,冬季风强且作用时间长;夏季,东南季风带来的湿润气流在本区产生大量降水,平均降水量为 $350\sim 400\text{ mm}$,极端降水量达 466 mm ,7、8月份降水量占全年的70%左右;春季多有沙尘和尘暴。西风环流7月达到该地区,1月南侵,使该地区完全在西风环流控制区。孙继敏等认为毛乌素沙漠至少在500 ka BP就已经形成,在第四纪气候振荡的作用下,历经“沙漠—非沙漠”的多次转变^[8]。冬季风强盛期间,在大风与干旱气候的耦合作用下,地表风沙活动加剧,沙漠-黄土边界带位置南移;间冰期鼎盛时,沙漠-黄土边界带北移,温湿的气候使植被覆盖度提高,形成了萨拉乌苏动物群和古人类重要的活动场所之一。

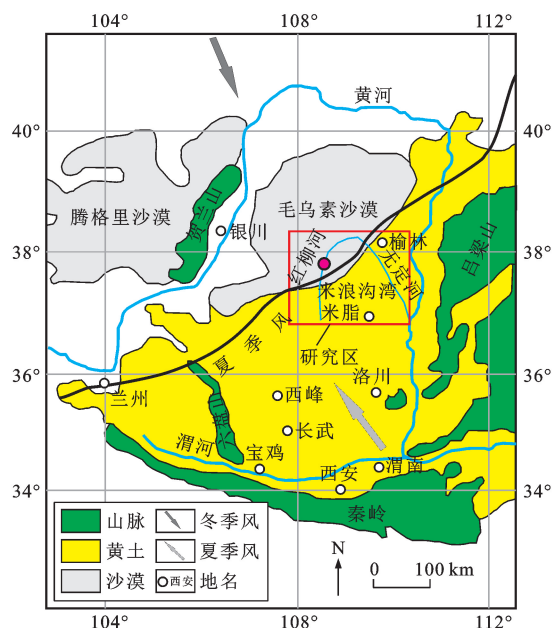


图1 沙漠-黄土过渡带萨拉乌苏河流域位置及区域地质概况

Fig. 1 Position of Desert-loess Transitional Zone in Salawusu River Valley and Regional Geological Condition

米浪沟湾位于萨拉乌苏河流域中段,跨于黄土高原和鄂尔多斯高原之间,南缘与温带干旱晋陕甘区西北缘接壤,处于中温带干旱—半干旱区与南温带半干旱—半湿润区交错地带的西南段。该流域上游和下游分别具有黄土和风砂两种不同的地貌景观。该流域末次间冰期以来连续的沉积地层发育,主要由风成砂、河流相、湖相—沼泽相沉积组成^[14],

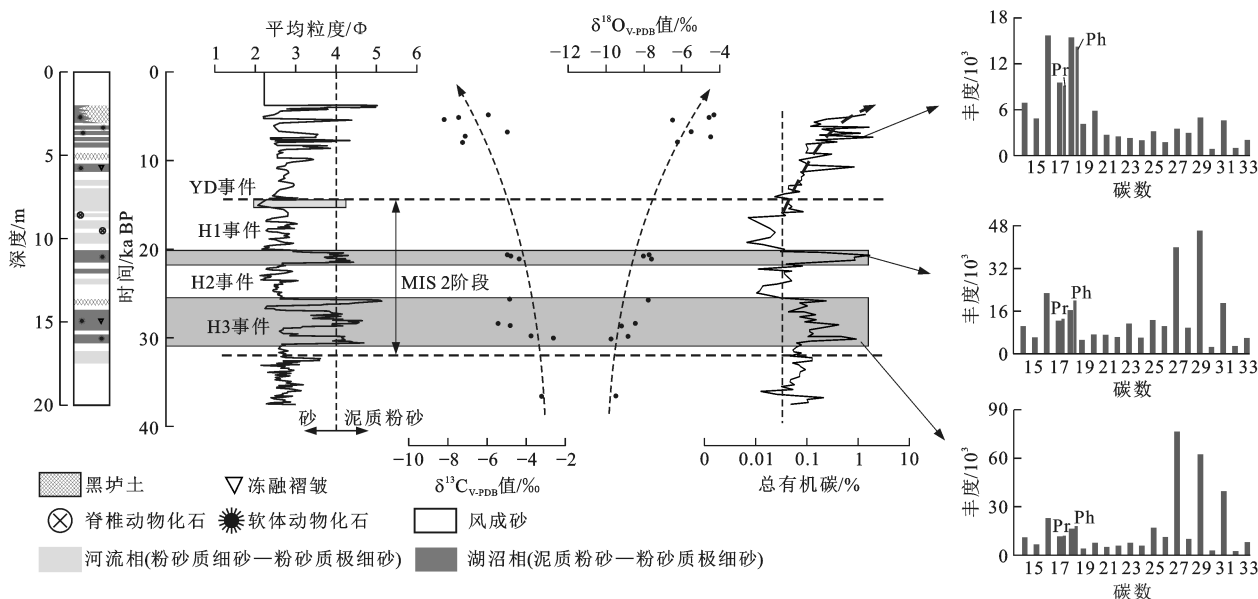
很好地记录了东亚夏季风和冬季风驱动的古环境波动及全球冰期—间冰期旋回的信息^[15]。

2 样品采集及分析

米浪沟湾剖面($108^{\circ}33'05.4''\text{E}$, $37^{\circ}45'47.2''\text{N}$)位于萨拉乌苏河中游左岸的米浪沟湾村东北500 m处(图1)。剖面顶部海拔1290 m左右,出露地层厚度约83 m,包括全新统大沟湾组和滴哨沟湾组,上更新统城川组和萨拉乌苏组以及部分中更新统离石组^[14]。按沉积剖面自上而下大约每间隔20 cm采集一个样品,共采集349块样品。地层厚度不足20 cm时,按单一地层略作调整。该剖面采集样品地层厚度约52 m,共85个层序6种成因类型的沉积,包括1层现代流动沙丘砂、37层古流动沙丘砂、3层固定—半固定古沙丘砂、15层河流相、20层湖沼相和9层古土壤沉积。河湖相和古土壤主要由粉砂质极细砂组成,次为粉砂质细砂,并有体积分数不等的黏土成分,呈松软—致密,分选较差,常具有植物根系,偶见植物根叶残体化石^[15]。MIS 2阶段主要在6.0~16.5 m(11~30 ka BP)层段,主要有4层湖沼相、1层古土壤和5层河流相沉积(图2)。

李保生等对米浪沟湾剖面大约30个年代样品进行了分析及讨论,并建立了米浪沟湾剖面年代模式(图2)^[10,16]。本文对沉积物样品进行了总有机碳(TOC)、部分含有较高碳酸盐含量(质量分数,下同)沉积物的碳酸盐碳氧同位素组成以及总有机碳较高的3层湖沼相沉积物中可溶有机质饱和烃组分分析,结果见图2。

总有机碳分析采用重铬酸钾—浓硫酸溶液氧化滴定法,实验误差低于0.5%。沉积物样品除去植物残体后,分离出低于80目(孔径为0.180 mm)组分,采用磷酸法进行碳酸盐碳、氧同位素组成分析。结果分别以 $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 、 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}$ 表示,分析误差小于 $\pm 0.3\text{‰}$ 。将除去植物残体后的样品烘干,磨碎到80~100目(孔径为0.150~0.180 mm),在索氏抽提器中用二氯甲烷—甲醇混合液(体积比为93:7)进行72 h萃取,过滤分离萃取液。用正己烷沉淀沥青质,过硅胶—三氧化二铝色谱柱进行族组分分离,石油醚萃取饱和烃,苯萃取芳香烃,酒精冲洗非烃组分。有机质正构烷烃组分分析采用有机色谱—质谱分析法,分析仪器为美国Finnigan SSQ710型色谱—质谱仪,配置HP DB-5MS弹性石英毛细柱(30.00 m \times 0.25 mm \times 0.25 μm)。色谱条件包括:载气纯度为99.999%的氦气,进样室与传输线均恒温 300°C ;进



$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}$ 值为参照国际标准 V-PDB 的 $\delta^{18}\text{O}$ 值; $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ 值为参照国际标准 V-PDB 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值; 右边 3 个柱状图为不同深度有机质正构烷烃质谱分析图(荷质比为 85)

图 2 萨拉乌苏河流域米浪沟湾 MIS 2 阶段以来的古环境记录

Fig. 2 Records of Palaeoenvironmental Change Since MIS 2 Stage at Milangouwan Section in Salawusu River Valley

样温度 80 °C, 停留 1 min, 以 20 °C · min⁻¹ 程序升温至 140 °C; 以 5 °C · min⁻¹ 程序升温至 280 °C, 停留 10 min。质谱条件包括: EI 模式电子能量为 70 eV; 离子化电流为 300 μA , 倍增器电压为 1 100 V; 根据相对保留指数、特征碎片离子、标准谱库检索等对化合物作定性分析, 以六甲基苯为内标, 用内标法作定量分析。

3 结果分析

从图 2 可以看出, 米浪沟湾 MIS 2 阶段(6.0~16.5 m, 11~30 ka BP)湖沼相地层沉积物平均粒度大约为 4.5 Φ (砂质粉砂), 古土壤地层沉积物平均粒度大于 5 Φ (泥质粉砂), 河流相地层沉积物平均粒度大约为 3 Φ (粉砂质砂)。在野外地层观察中发现, 湖沼相和古土壤地层发育较好的钙质顶底板层, 表明有明显的水体作用。湖沼相和古土壤地层沉积物中, 总有机碳较高, 为 0.1%~1.0%, 平均在 0.5% 以上; 组成河流相的沉积物颗粒较粗, 总有机碳较低, 为 0.01%~0.10%。由于较粗沉积颗粒对有机质“稀释效应”的影响, 较低的总有机碳可能并不能完全说明当时的植被环境状况很差。在全新世期间(2~6 m, 2.3~11.0 ka BP), 尤其是在 2.3~8.0 ka BP 期间, 湖沼相地层相对发育, 沉积物粒度较细(4~5 Φ), 总有机碳相对较高(0.5%~1.0%)。MIS 2 阶段和全新世期间总有机碳较高的地层可溶

有机质饱和烃正构烷烃(荷质比为 85)分析表明: 末次冰期 23~29 ka BP(16~18 m)期间的沉积物中, 正构烷烃主要以 C_{27} 、 C_{29} 、 C_{31} 为主, 低碳数正构烷烃含量较低, 姥植比(Pr/Ph)低于 1; 在末次冰期 17~19 ka BP(11 m 左右)期间, 沉积物中正构烷烃虽然仍以 C_{27} 、 C_{29} 、 C_{31} 为主, 但低碳数和中等碳数正构烷烃含量明显增加, 姥植比低于 1; 全新世中期 3~5 ka BP(2.5~5.0 m)期间, 主要以 C_{14} ~ C_{18} 为主峰碳, 中等碳数和高碳数正构烷烃含量相对较低, 姥植比低于 1。23~29 ka BP(16~18 m)、17~19 ka BP(11 m 左右)期间的湖沼相沉积物中碳酸盐碳同位素组成($\delta^{13}\text{C}$)为 -6‰~-2‰, 氧同位素组成($\delta^{18}\text{O}$)为 -10‰~-8‰; 全新世(2.3~8.0 ka BP)期间, 沉积物碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 -10‰~-6‰, $\delta^{18}\text{O}$ 值为 -7‰~-4‰。

4 讨论

4.1 末次冰期古环境

以前的野外调查中发现, 在末次冰期期间(尤其是最盛期), 由于陆地冰量增多, 导致气温急剧下降, 在巴丹吉林沙漠东南缘的查格勒布鲁剖面、毛乌素沙漠南缘的滴哨湾剖面与米浪沟湾剖面出现了冻融褶皱[17-18], 在稍南一点的河西走廊也发现有砂楔形成, 指示了当时的温度比现在低 6 °C~15 °C[19]。在此寒冷气候驱动下, 冬季风显著增强, 沙漠急剧扩

张,当时的沙漠-黄土边界带已越过甘肃兰州^[20]。毛乌素沙地堆积了厚层古风成砂沉积,且分布范围达长城沿线及其以南地区,流动沙丘的范围、规模远远大于现代。腾格里沙漠末次冰期也普遍发育古风成砂,其分布越过现代沙漠以南数千千米至数十千米,到达宁夏中卫、沙坡头、孟家湾、长流水、红卫及干塘一线,一度抵达东祁连山以北的山麓带及黄河北岸,古风成砂堆积厚 5~8 m,因此,高尚玉等将末次冰期称作“沙漠扩张奠基阶段”^[4]。沈吉认为末次盛冰期 15~20 ka BP 以来,青藏高原东北部绝大多数湖泊由于气候寒冷干燥而处于干涸状况,如察尔汗、大柴旦等湖泊沉积了多层夹含石膏粉砂黏土的原生石盐层^[21]。新疆阿尔泰山在 (27.2 ± 2.0) ka BP 与 (16.1 ± 1.5) ka BP 有较大规模的冰进,在喀纳斯河流域形成高大侧碛垄^[22]。在东北、华北地区,13~23 ka BP 期间孢粉贫乏,缺少禾本植物,草本类占绝对优势,反映极端干冷的环境^[23];黄土高原在 10~25 ka BP 期间黄土堆积加速;长江下游在 15~18 ka BP 期间草本植物扩展,气温比现在低 $7^{\circ}\text{C} \sim 8^{\circ}\text{C}$;黄海海面曾最大下降 160 m^[24]。由此表明,在末次冰期 MIS 2 阶段,中国几乎所有地区表现出干冷、风沙-黄土加强。

然而,通过对毛乌素沙漠南缘萨拉乌苏河流域米浪沟湾末次冰期 MIS 2 阶段(11~30 ka BP)以来的沉积地层野外考察,发现该地区至少有 2 次明显的湖沼相和古土壤沉积期(23~29、17~20 ka BP),表明该时期有较大的湖沼水体以及湿度较大。事实上,以前对西风区的地质记录和数值模拟表明,青藏高原西部在 15~24 ka BP 期间为较高湖面,如西昆仑山南坡的甜水海、阿克赛钦—苦水湖等湖泊联为一个统一大湖^[25-26],在新疆天山东段的柴窝堡、巴里坤湖^[27]、艾比湖^[28]、伊塞克湖也处于高湖面时期。秦伯强等对已发表的中亚地区湖泊地质记录分析总结后,发现死海、黑海、里海、巴尔喀什湖、阿富汗的赛伊斯坦、蒙古西部的吉尔吉斯等湖盆在末次盛冰期时的湖面远高于目前的水位^[29]。其中,最典型的是位于土耳其高原的科尼亚湖(Konya),古湖岸线表明在 17~23 ka BP 期间其为一大湖,其后水位下降^[30]。在巴丹吉林沙漠地区,大约在 31 ka BP、19 ka BP、9 ka BP 和 2 ka BP 也发现有 4 层雨量增加标志的钙质胶结层^[12]。本文萨拉乌苏河流域米浪沟湾在 31 ka BP 为一层明显的河流相沉积,与巴丹吉林沙漠 31 ka BP 的钙质胶结层一致,说明在该时期湿度较大。Zhang 等发现腾格里沙漠在大约 35

ka BP 到 22 ka BP 期间为一个古大湖,说明在中国西北及北方在 MIS 2 阶段有湿度增加气候事件^[13]。在毛乌素沙漠以南的黄土高原地区,薛祥煦等在陕西西安与咸阳地区之间的河流阶地沉积剖面中,发现了与晚更新世萨拉乌苏古菱齿象-披毛犀动物群的同类化石,但咸阳动物群中还有喜居暖湿森林或林缘草地的梅花鹿和曾见于河南孟县的杨氏水牛,表明在距今大约 20 ka 时,萨拉乌苏河流域以南的黄土高原渭河流域气候温凉偏湿^[31]。巴丹吉林沙漠、腾格里沙漠、毛乌素沙漠以及陕西关中盆地晚更新世的地质记录表明,尽管末次冰期全球气温降低,但似乎也存在气候环境的冷干、凉湿颤动,可能在全球寒冷的背景下出现夏季风降水增加。周卫健等认为,末次冰期极盛期,东亚季风降水的增加也许与来自高纬度地区的冷空气、来自低纬度热带海洋的暖湿气流相互作用有关^[32]。

通过对研究区地层和古环境分析,中国西部地区、中亚地区在末次冰期期间并非一直是十分冷干气候背景,而是存在多次湿度较大的时期,并且也与中国东部季风影响地区有明显的差异。图 3 表示了米浪沟湾 MIS 2 阶段以来的古环境变化与格陵兰冰芯 GISP 2、中国南方石笋的古环境记录之间的关系。从图 3 可以看出,MIS 2 阶段以来的湖沼相、古土壤地层与冰芯 GISP 2 中相对湿润时期十分一致,代表低温的寒冷事件 YD、H1、H2、H3 也有很好的对应关系,说明与格陵兰地区的气候演化有较好的一致性,与中国贵州都匀洞^[33]、贵州七星洞^[34]、广西响水洞^[35]、江苏汤山洞^[36]石笋记录相比则有明显的时间差异。

从北半球 30°N 和 60°N 末次冰期太阳辐射强度对比可以明显看出,中国南方石笋在太阳辐射强度越大时期,石笋记录到的气候相对暖湿。而萨拉乌苏河流域则刚好相反,在太阳辐射强度高的时期,如 30~40 ka BP 和 8~15 ka BP 期间,米浪沟湾主要以风成砂堆积为主,总有机碳较低。邵亚军进行的孢粉分析也表明,这些阶段主要以稀疏草原植被为主^[11]。在太阳辐射强度较低的时期,如 15~30 ka BP 和全新世 2~8 ka BP 以来,米浪沟湾主要以湖沼相沉积为主,沉积物中总有机碳也明显增高^[11]。但是,在太阳辐射强度最低的 20~25 ka BP 期间,米浪沟湾主要以风成砂和河流相沉积为主。根据沉积物中可溶有机质正构烷烃分子化石特征分析,在 23~29 ka BP 和 17~20 ka BP 期间的沉积层中反映出陆生植被主要以森林草原为主,尤其是在

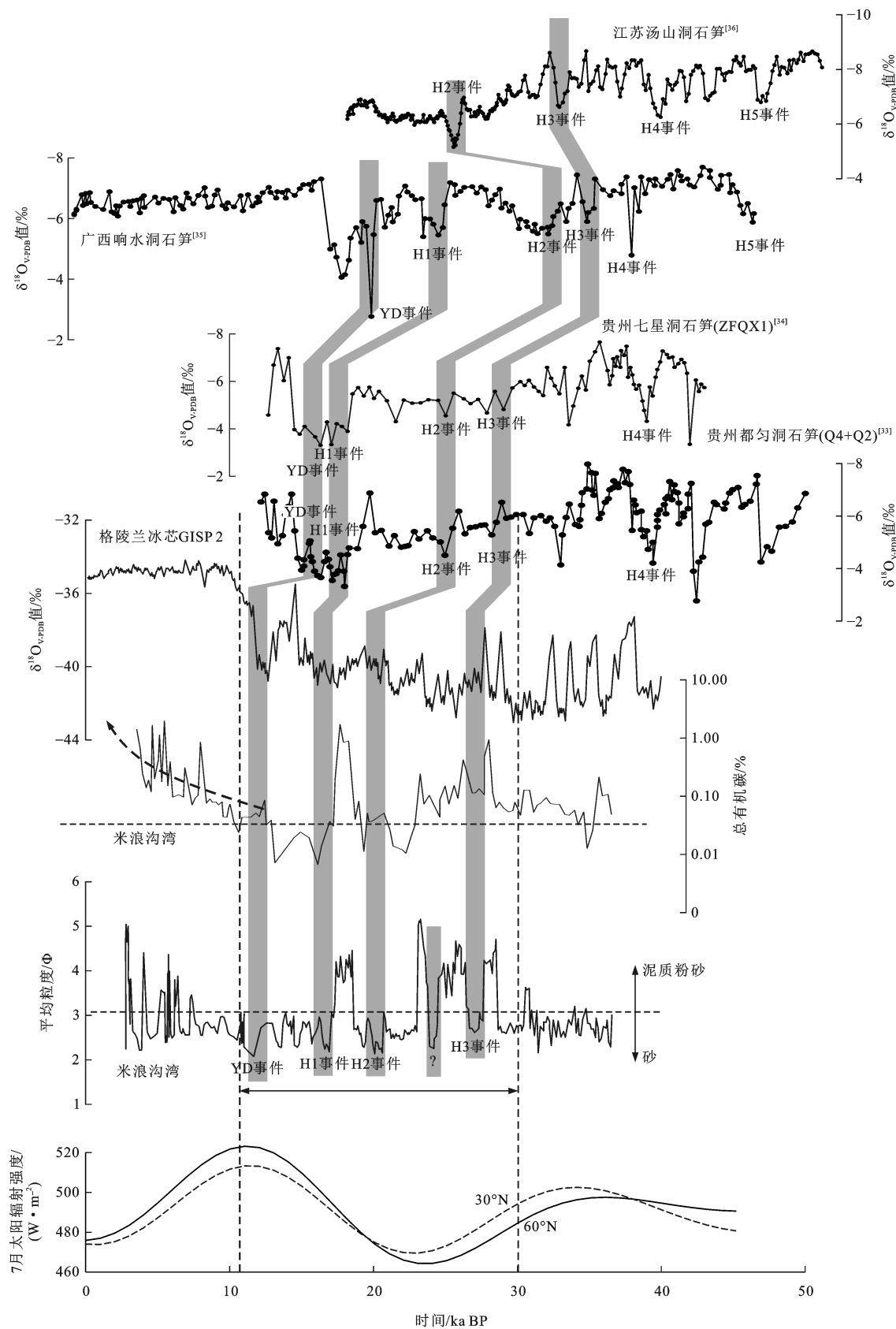


图3 米浪沟湾 MIS 2 阶段以来的古环境与格陵兰冰芯 GISP 2、中国南方石笋的古环境记录
 Fig. 3 Palaeoclimatic Records Since MIS 2 Stage from Milangouwan, Greenland Ice-core GISP 2 and Stalagmites in the Southern China

17~20 ka BP 期间,不仅森林范围增加,而且低碳数正构烷烃代表的菌藻类以及中等碳数代表的水生植物明显增加,说明不仅水体范围扩大,而且处于比较长期稳定的状态。这说明在较冷的末次冰期冬季风占主导因素背景下,这种时间差可能并不是以前认为的相位差,而是代表了冬、夏季风之间强弱相互作用过程的表现。

在 19~23 ka BP 期间,萨拉乌苏河流域米浪沟湾主要为风成砂沉积物,较粗的沉积物颗粒、较低的总有机碳指示了气候干冷、冬季风增强的古环境特征。20 世纪 70 年代初,Dreimanis 等提出末次盛冰期(Last Glacial Maximum, LGM)的概念^[37],时间为 14~22 ka BP,目前多采用经校正的日历年 21 ka BP;或者末次盛冰期年代界定是随不同地区的 H2 事件出现的时间而定^[38],其年代范围按 Clark 等利用 4 271 个¹⁴C 记录及 475 个地球宇宙源核素(TCN)记录^[39],现在一般确定为 19.0~26.5 ka BP。萨拉乌苏河流域在 19~23 ka BP 期间为该地区的 H2 事件末次盛冰期,极端干冷状态下生态环境仍十分恶劣。

4.2 全新世古环境

尽管全新世中期也形成了明显的湖沼相沉积,且沉积物中总有机碳较高,但是从有机质正构烷烃分布特征可以看出,这段时期陆生植被不发育,主要以荒漠草原特征为主。低等菌藻类和水生植物相对繁盛,表明水体较淡且滞留时间较长。从北半球太阳辐射强度看,该段时间尽管强度相对于早全新世减弱,但明显与 23~29 ka BP 期间强度一致,陆生植被特征却相差较大。湖泊的形成可能与全球全新世以来上升的温度、中国内陆大部分地区增强的夏季风、研究区受夏季风带来的大量降雨有关。研究区附近其他剖面的研究也证实全新世期间有大量分散的湖泊或水洼形成^[40-41],并且南部的黄土高原孢粉分析结果也证实在全新世中期(3~8 ka BP)降雨和温度同步上升^[11]。然而,米浪沟湾的有机生物标志化合物特征表明,陆生植被十分贫乏,这可能与当时较高的温度有关。尽管降雨量增加,但较高的蒸发量使该地区的干燥度指数上升,从而导致陆生植被反而衰退。研究区温度较低有利于植被的发育,但明显在极端寒冷(如 19~23 ka BP)气候条件下仍以风成沉积为主,植被极不发育。

4.3 末次冰期和全新世水-热差异

萨拉乌苏河流域在末次冰期和全新世期间的古环境特征明显不同,对于降雨或者水汽的来源仍不

是特别清楚。李吉均认为西风区与季风区虽然具有相同的全球冰量驱动大背景,但是其气候分别属于两种变化模式^[42]。在西风区内,其气候主要受控于西风,热带西太平洋对其影响甚微;而北半球高纬度地区(北大西洋地区)的快速气候波动事件,则可以通过驱动洋面温度与北大西洋深层水(NADW)的变化,经由大气、洋流传送到其他地区。陈发虎等也提出,亚洲中部西风带控制区在现代间冰期从数千年到年代际的各个时间尺度上均存在不同于季风区的湿度(降水)变化模式,称之为现代间冰期气候变化的“西风模式”^[43]。于革等根据国际古气候模型对末次盛冰期进行模拟,认为中国西部地区有效降水有所增加,变化幅度为每年 70~95 mm^[44]。该模型揭示了末次冰期西风带不仅位置向南移动,其强度也有所增强,影响范围东扩,同时表明欧亚大陆降温幅度为 4℃~16℃,地表蒸发能力极弱,有利于在中国西部形成相对冷湿气候。但是,刘晓东等的数值模拟研究表明,末次冰期冬季风明显加强,夏季风有所减弱^[45-46]。Chen 等也认为在东亚季风系统中,尽管末次冰期时冬季风占优势,其影响强度甚至可以到达中国南海,但夏季风虽然较弱,其带来的影响同样是不容忽视的^[47]。即是说,在末次冰期时尽管冬季风占绝对优势,但是在此期间也有弱的夏季风侵入,湖沼相沉积或与夏季风有关。在青藏高原高寒地区的情况可能与此有很大差别,高原地区的湿度以及湖泊的状况与太阳辐射可能直接相关,不仅在太阳辐射强度增高时印度季风加强^[48-53],而且末次盛冰期被冰覆盖的湖泊由于冰的融化使湖面上升^[54-55]。

对 MIS 2 阶段和全新世总有机碳较高地层的可溶有机质饱和烃正构烷烃(荷质比为 85)分析表明:末次冰期 29~23 ka BP(16~18 m)期间沉积物中,正构烷烃主要以 C₂₇、C₂₉、C₃₁ 为主,低碳数正构烷烃含量较低;在 17~19 ka BP(11 m 左右)期间沉积物中,正构烷烃虽然仍以 C₂₇、C₂₉、C₃₁ 为主,但低碳数和中等碳数正构烷烃含量明显增加;而在全新世中期 3~5 ka BP(2.5~5.0 m)期间沉积物中,有机质正构烷烃分布特征发生了明显变化,主要以 C₁₄~C₁₈ 为主峰碳,中等碳数和高碳数正构烷烃含量相对较低;相同的是,植烷含量比姥鲛烷高。一般认为,这种状况(姥植比低于 1)表明水体有较强的还原性^[56]。低成熟度有机质的姥植比可能不能反映古环境状况,张成君等通过对青藏高原现代过程分析,发现在干旱、寒冷地区的土壤中有植烷优

势^[57-58]。尽管萨拉乌苏河流域米浪沟湾为湖沼相和古土壤地层,但在 MIS 2 阶段以陆生植物组分来源为主,因此,植烷优势可能代表了当时的气候总体较冷,与末次冰期全球较低气温背景一致。水藻和光合合成细菌的正构烷烃主导成分是 C_{17} ,沉水和漂浮大型植物等非外源维管植物往往有最大的 C_{21} 、 C_{23} 和 C_{25} 正构烷烃丰度,而陆地植物的表皮蜡质层则含有较多的 C_{27} 、 C_{29} 和 C_{31} ,其中, C_{27} 和 C_{29} 主要代表了木本植物的输入,而 C_{31} 则指示草本植物的输入^[59-60]。中等碳数正构烷烃的存在说明这一时期有大量水体,可能与较低的温度、低蒸发强度有关。全新世期间明显与末次冰期 MIS 2 阶段时不一致,沉积物中有机质主要来源于内源水体,外源植物相对较少,植烷优势说明其是水体较深、滞留时间较长所致。

从碳酸盐碳氧同位素组成也可以明显反映出这种变化特征。 $\delta^{18}O$ 值主要受温度影响,温度高有利于碳酸盐富集重氧同位素¹⁸O; $\delta^{13}C$ 值主要受大气 CO_2 与湖泊水体中碳的交换、湖水的硬度、湖泊生产力等因素影响,其值的波动间接地指示温度变化,温度低有利于碳酸盐富集重碳同位素¹³C。因此,温度的变化可以造成 $\delta^{18}O$ 值与 $\delta^{13}C$ 值之间存在负相关关系(图 4)。Menking 等研究表明,湖泊沉积物中碳酸盐 $\delta^{18}O$ 值与 $\delta^{13}C$ 值之间的相关性可以反映出湖泊的状况^[61]。如果这两者之间有较好的相关性(相关系数高于 0.7),说明湖泊处于封闭状态,水体滞留时间较长,如相关性较差或不相关,则说明湖泊处于半开放—开放状态^[61]。图 4 反映出碳酸盐 $\delta^{18}O$

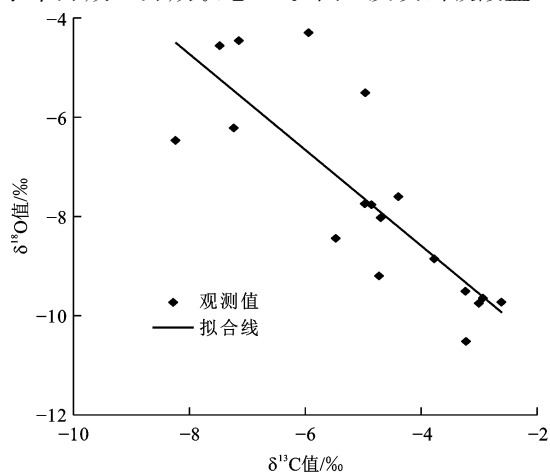


图 4 米浪沟湾湖沼相环境中沉积物碳酸盐 $\delta^{18}O$ - $\delta^{13}C$ 关系

Fig. 4 Correlation Between $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ from the Lake and Pond Sediment Carbonates at Milangouwan Section

值与 $\delta^{13}C$ 值之间的相关性较好(相关系数为 0.82),表明水体处于封闭状态,与湖沼相沉积地层一致,水体相对较大。MIS 2 阶段 $\delta^{13}C$ 值为 $-6\text{‰} \sim -2\text{‰}$, $\delta^{18}O$ 值为 $-10\text{‰} \sim -8\text{‰}$, 相对偏轻,明显水体较淡,与冰雪融水和低蒸发有关;全新世期间则正好相反, $\delta^{13}C$ 值为 $-10\text{‰} \sim -6\text{‰}$, 相对偏轻, $\delta^{18}O$ 值为 $-7\text{‰} \sim -4\text{‰}$, 相对偏重,指示了较为温暖的水体环境。这说明全新世期间温度相对较高,水体滞留时间较长。赵琦等对滴哨沟湾剖面研究认为,该地区从早全新世开始逐渐形成湖泊环境,5.85~9.10 ka BP 期间温湿多雨,是湖泊发育最大时期,湖泊水体滞留时间较长^[41]。很明显,全新世时期该地区湖泊的形成与强烈的夏季风有关。在较高温度下,降雨量大于蒸发量时可以形成湖沼环境。但是,如果干燥度较高,则陆地植被状况较差。因此,全新世期间萨拉乌苏河流域不太可能形成一个统一大湖,而最大可能是在 2.0~7.1 ka BP 期间,该地区存在与河流环境有关的较多分散的小湖泊或水洼^[40]。MIS 2 阶段湖泊环境是在低温、低蒸发状态下形成的,并且植被状况明显好于全新世时期,说明该地区凉湿气候环境比干燥度较大的高温、低湿度环境有利于植被的繁盛。蒸发量是一个重要的生态环境限制因子,水汽的来源与西风环流有关。

5 结 语

(1) 无论从沉积地层记录,还是古环境替代指标(粒度、总有机碳),还是有机质正构烷烃指示的古生态环境,均表明沙漠-黄土过渡带萨拉乌苏河流域在末次冰期期间的古气候环境极不稳定,说明末次冰期期间气候不稳定性具有全球性。

(2) 对于沙漠-黄土过渡带,在末次冰期期间存在的湖沼相沉积水体来源无论是西风环流,或者是夏季风带来的水汽,在温度相对较低的温凉情况下有利于植被的繁盛;在温度较高的环境,尽管绝对降雨量增加,但干燥度增加更明显时,生态环境仍然面临恶化的可能。

华南师范大学李保生教授提供了米浪沟湾剖面样品,华南师范大学温小浩副教授、牛东风博士等协助进行了野外工作,在此一并致谢!

参考文献:

References:

- [1] HEINRICH H. Origin and Consequences of Cyclic Ice Rafting in the Northeast Atlantic Ocean During the

- Past 130 000 Years[J]. *Quaternary Research*, 1988, 29(2):142-152.
- [2] BOND G, HEINRICH H, BROECKER W, et al. Evidence for Massive Discharges of Icebergs into the North Atlantic Ocean During the Last Glacial Period [J]. *Nature*, 1992, 360:245-249.
- [3] DANSGAARD W, JOHNSEN S J, CLAUSEN H B, et al. Evidence for General Instability of Past Climate from a 250-kyr Ice-core Record [J]. *Nature*, 1993, 364:218-220.
- [4] 高尚玉, 王贵勇, 哈 斯, 等. 末次冰期以来中国季风区西北边缘沙漠演化研究[J]. *第四纪研究*, 2001, 21(1):66-71.
GAO Shang-yu, WANG Gui-yong, HA Si, et al. A Case Study on Desert Evolution in the Northwestern Fringe of Monsoon Area, China Since the Last Glacial Epoch[J]. *Quaternary Sciences*, 2001, 21(1):66-71.
- [5] 鹿化煜, 周 杰. Heinrich 事件和末次冰期气候的不稳定性[J]. *地球科学进展*, 1996, 11(1):40-44.
LU Hua-yu, ZHOU Jie. Heinrich Events and Instability of Palaeoclimate in Last Glacial Period [J]. *Advance in Earth Sciences*, 1996, 11(1):40-44.
- [6] 张成君, 陈发虎, 王 琪, 等. 西北干旱区石羊河流域末次冰期晚期气候不稳定性记录[J]. *沉积学报*, 2000, 18(4):646-650.
ZHANG Cheng-jun, CHEN Fa-hu, WANG Qi, et al. Unstability Record of Late Glacial Later Period in the Shiyang River Basin of Arid Northwestern China[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2000, 18(4):646-650.
- [7] 管清玉, 潘保田, 邬光剑, 等. 东亚季风快速波动的模式与成因[J]. *沉积学报*, 2007, 25(3):429-436.
GUAN Qing-yu, PAN Bao-tian, WU Guang-jian, et al. East Asian Monsoon Pattern and Cause of Rapid Climate Fluctuations During the Last Glacia [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2007, 25(3):429-436.
- [8] 孙继敏, 丁仲礼, 刘东生, 等. 末次间冰期以来沙漠-黄土边界带的环境演变[J]. *第四纪研究*, 1995, 15(2):117-122.
SUN Ji-min, DING Zhong-li, LIU Dong-sheng, et al. Environmental Changes in the Desert-loess Transitional Zone of the North China Since Beginning of the Last Interglacial [J]. *Quaternary Sciences*, 1995, 15(2):117-122.
- [9] 孙继敏, 丁仲礼. 近 13 万年来黄土高原干湿气候的时空变迁[J]. *第四纪研究*, 1997, 17(2):168-175.
SUN Ji-min, DING Zhong-li. Spatial and Temporal Changes of Dry and Wet Climate During the Last 130 000 Years in the Loess Plateau [J]. *Quaternary Sciences*, 1997, 17(2):168-175.
- [10] 李保生, 吴 正, ZHANG D D, 等. 中国季风沙区晚更新世以来环境及其变化[J]. *地质学报*, 2001, 75(1):127-137.
LI Bao-sheng, WU Zheng, ZHANG D D, et al. Environment and Its Changes in the Monsoon Sandy Region of China During the Late Pleistocene and Holocene [J]. *Acta Geologica Sinica*, 2001, 75(1):127-137.
- [11] 邵亚军. 萨拉乌苏河地区晚更新世以来的孢粉组合及其反映的古植被和古气候[J]. *中国沙漠*, 1987, 7(2):22-26.
SHAO Ya-jun. Pollen Component and Palaeo-climate and Palaeo-vegetation in Sijar-Osso-Gol River Since the Later Pleistocene Epoch [J]. *Journal of Desert Research*, 1987, 7(2):22-26.
- [12] 杨小平. 近 3 万年来巴丹吉林沙漠的景观发育与雨量变化[J]. *科学通报*, 2000, 45(4):428-434.
YANG Xiao-ping. Landscape Evolution and Precipitation Changes in the Badain Jaran Desert During the Last 30 000 Years [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2000, 45(4):428-434.
- [13] ZHANG H C, PENG J L, MA Y Z, et al. Late Quaternary Palaeolake Levels in Tengger Desert, NW China [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2004, 211(1/2):45-58.
- [14] 李保生, 靳鹤龄, 祝一志, 等. 萨拉乌苏河流域第四系岩石地层及其时间界限[J]. *沉积学报*, 2004, 22(4):676-682.
LI Bao-sheng, JIN He-ling, ZHU Yi-zhi, et al. The Quaternary Lithostrata in Salawusu River Valley and Their Geochronology [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2004, 22(4):676-682.
- [15] 杨劲松, 王 永, 闵隆瑞, 等. 萨拉乌苏河流域第四纪地层及古环境研究综述[J]. *地质论评*, 2012, 58(6):1121-1132.
YANG Jin-song, WANG Yong, MIN Long-rui, et al. Review of Quaternary Strata and Palaeoenvironment on Salawusu River Valley in North China [J]. *Geological Review*, 2012, 58(6):1121-1132.
- [16] 樊 荣, 赵 琦, 李保生, 等. 内蒙古萨拉乌苏河米浪沟湾 MIS 5 以来生态环境演变特征[J]. *干旱区资源与环境*, 2015, 29(1):169-174.
FAN Rong, ZHAO Qi, LI Bao-sheng, et al. The Characteristics of Ecological Environment Change for the Milanggouwan Section Since MIS 5 in the Salawusu Catchment, Inner Mongolia [J]. *Journal of Arid Land Resources and Environment*, 2015, 29(1):169-174.
- [17] 董光荣, 王贵勇, 李孝泽, 等. 末次间冰期以来我国东

- 部沙区的古季风变迁[J]. 中国科学: D 辑, 地球科学, 1996, 26(5): 437-444.
- DONG Guang-rong, WANG Gui-yong, LI Xiao-ze, et al. Palaeomonsoon Vicissitudes in Eastern Desert Region of China Since Last Interglacial Period[J]. Science in China: Series D, Earth Sciences, 1996, 26(5): 437-444.
- [18] 李保生, 靳鹤龄, 吕海燕, 等. 150 ka 以来毛乌素沙漠的堆积与变迁过程[J]. 中国科学: D 辑, 地球科学, 1998, 28(1): 85-90.
- LI Bao-sheng, JIN He-ling, LU Hai-yan, et al. Processes of the Deposition and Vicissitude of Mu Us Desert, China Since 150 ka B. P. [J]. Science in China: Series D, Earth Sciences, 1998, 28(1): 85-90.
- [19] 王乃昂, 王 涛, 高顺尉, 等. 河西走廊末次冰期芒硝和砂楔与古气候重建[J]. 地学前缘, 2000, 7(增): 59-66.
- WANG Nai-ang, WANG Tao, GAO Shun-wei, et al. The Sand Wedge and Mirabilite of the Last Ice Age and Paleoclimatic Reconstruction in Hexi Corridor, Gansu, West China[J]. Earth Science Frontiers, 2000, 7(S): 59-66.
- [20] 董光荣, 靳鹤龄, 陈惠忠. 末次间冰期以来沙漠-黄土边界带移动与气候变化[J]. 第四纪研究, 1997, 17(2): 158-165.
- DONG Guang-rong, JIN He-ling, CHEN Hui-zhong. Desert-loess Boundary Belt Shift and Climatic Change Since the Last Interglacial Period[J]. Quaternary Sciences, 1997, 17(2): 158-165.
- [21] 沈 吉. 末次盛冰期以来中国湖泊时空演变及驱动机制研究综述: 来自湖泊沉积的证据[J]. 科学通报, 2012, 57(34): 3228-3242.
- SHEN Ji. Spatio-temporal Variations of Chinese Lakes and Their Driving Mechanisms Since the Last Glacial Maximum: A Review and Synthesis of Lacustrine Sediment Archives [J]. Chinese Science Bulletin, 2012, 57(34): 3228-3242.
- [22] 江合理, 赵井东, 殷秀峰, 等. 阿尔泰山喀纳斯河流域末次冰期 OSL 年代学新证[J]. 冰川冻土, 2012, 34(2): 304-310.
- JIANG He-li, ZHAO Jing-dong, YIN Xiu-feng, et al. New OSL Chronology of the Last Glaciation in Kanas River Valley, Altay Mountains, China[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2012, 34(2): 304-310.
- [23] 孙建中. 中国北方末次主气候旋回气温曲线的初步恢复[J]. 冰川冻土, 1985, 7(4): 317-322.
- SUN Jian-zhong. Preliminary Reconstruction of the Temperature Curve of the Last Major Climatic Cycle in North China[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 1985, 7(4): 317-322.
- [24] 徐家声, 高建西, 谢福缘. 最末一次冰期的黄海: 黄海古地理若干新资料的获得及研究[J]. 中国科学: A 辑, 1981, 11(5): 605-613.
- XU Jia-sheng, GAO Jian-xi, XIE Fu-yuan. The Huanghai Sea in the Last Glacial Period-acquisition and Study of Some New Data on Its Paleogeography [J]. Science in China: Series A, 1981, 11(5): 605-613.
- [25] 李世杰, 郑本兴, 焦克勤. 西昆仑山南坡湖相沉积和湖泊演化的初步研究[J]. 地理科学, 1991, 11(4): 306-314.
- LI Shi-jie, ZHENG Ben-xing, JIAO Ke-qin. Preliminary Research on Lacustrine Deposit and Lake Evolution on the South Slope of the West Kunlun Mountains [J]. Scientia Geographica Sinica, 1991, 11(4): 306-314.
- [26] LI S J, SHI Y F. Glacial and Lake Fluctuations in the Area of the West Kunlun Mountains During the Last 45 000 Years[J]. Annals of Glaciology, 1992, 16(1): 79-84.
- [27] 韩淑妮, 李志中. 论新疆巴里坤湖沉积地球化学指标的累积规律[J]. 海洋与湖沼, 1994, 25(4): 429-437.
- HAN Shu-di, LI Zhi-zhong. The Accumulating Regulation of Deposit Geochemistry of Balikun Lake, Xinjiang [J]. Oceanologia et Limnologia Sinica, 1994, 25(4): 429-437.
- [28] 文启忠, 郑洪汉. 北疆地区晚更新世以来的气候环境变迁[J]. 科学通报, 1988, 33(10): 771-774.
- WEN Qi-zhong, ZHENG Hong-han. Climo-environment Changes in North Xinjiang Since Late Pleistocene[J]. Chinese Science Bulletin, 1988, 33(10): 771-774.
- [29] 秦伯强, HARRISON S P, 于 革, 等. 末次盛冰期以来全球湿润状况的地质证据: 全球古湖泊数据库及其湖水位变化的大尺度时空分析[J]. 湖泊科学, 1997, 9(3): 203-210.
- QIN Bo-qiang, HARRISON S P, YU Ge, et al. The-Geological Evidence of the Global Moisture Condition Changes Since the Last Glacial Maximum: The Construction of Global Lake Status Data Base and the Synthesis in the Large Spatio-temporal Scale [J]. Journal of Lake Sciences, 1997, 9(3): 203-210.
- [30] ROBERTS N. Age, Palaeoenvironments, and Climatic Significance of Late Pleistocene Konya Lake, Turkey [J]. Quaternary Research, 1983, 19(2): 154-171.
- [31] 薛祥煦, 周卫健, 周 杰. 末次冰期极盛期陕西关中地区古气候古环境演变的生物记录[J]. 科学通报, 1999, 44(22): 2444-2448.

- XUE Xiang-xu, ZHOU Wei-jian, ZHOU Jie, et al. Biological Records of Paleoclimate and Paleoenvironment Changes from Guanzhong Area, Shaanxi Province During the Last Glacial Maximum[J]. Chinese Science Bulletin, 1999, 44(22): 2444-2448.
- [32] 周卫健, 安芷生, PORTER S C, 等. 末次冰消期东亚和挪威海气候事件的对比[J]. 中国科学: D 辑, 地球科学, 1997, 27(3): 260-264.
- ZHOU Wei-jian, AN Zhi-sheng, PORTER S C, et al. Correlation of Climatic Events Between East Asia and Norwegian Sea During Last Deglaciation[J]. Science in China: Series D, Earth Sciences, 1997, 27(3): 260-264.
- [33] 覃嘉铭, 林玉石, 张美良, 等. 末次冰期东亚季风气候的变迁: 贵州都匀七星洞石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录[J]. 中国岩溶, 2003, 22(3): 167-173.
- QIN Jia-ming, LIN Yu-shi, ZHANG Mei-liang, et al. Change of the East-Asian Monsoon Climate During the Last Glaciation: $\delta^{18}\text{O}$ Records of Stalagmites in Qixing Cave, Duyun City, Guizhou Province [J]. Car-sologica Sinica, 2003, 22(3): 167-173.
- [34] 彭子成, 张兆峰, 蔡演军, 等. 贵州七星洞晚更新世晚期石笋的古气候环境记录[J]. 第四纪研究, 2002, 22(3): 273-282.
- PENG Zi-cheng, ZHANG Zhao-feng, CAI Yan-jun, et al. The Paleoclimatic Records from the Late Pleistocene Stalagmite in Guizhou Qixing Cave [J]. Quaternary Sciences, 2002, 22(3): 273-282.
- [35] 张美良, 林玉石. 广西灌阳县观音阁响水洞的形成环境及 1 号石笋的古气候信息[J]. 地质地球化学, 2000, 28(1): 34-40.
- ZHANG Mei-liang, LIN Yu-shi. The Formation Environment and Paleoclimatic Significance of No. 1 Stalagmite in Xiangshui Cave, Guanyang County, Guangxi [J]. Geology-geochemistry, 2000, 28(1): 34-40.
- [36] 汪永进, 吴江滢, 吴金全, 等. 末次冰期南京石笋高分辨率气候记录与 GRIP 冰芯对比[J]. 中国科学: D 辑, 地球科学, 2000, 30(5): 533-539.
- WANG Yong-jin, WU Jiang-ying, WU Jin-quan, et al. Correlation Between High-resolution Climate Records from a Nanjing Stalagmite and GRIP Ice Core During the Last Glaciation [J]. Science in China: Series D, Earth Sciences, 2000, 30(5): 533-539.
- [37] DREIMANIS A, GOLDTHWAIT R P. Wisconsin Glaciation in the Huron, Erie, and Ontario Lobes [J]. Geological Society of America Memoirs, 1973, 136: 71-106.
- [38] AN Z S, PORTER S C, KUTZBACH J E, et al. Asynchronous Holocene Optimum of the East Asian Monsoon [J]. Quaternary Science Reviews, 2000, 19(8): 743-762.
- [39] CLARK P U, DYKE A S, SHAKUN J D, et al. The Last Glacial Maximum [J]. Science, 2009, 325: 710-714.
- [40] ZHAO H, SHENG Y W, LI B, et al. Holocene Environment Changes Around the Sara Us River, Northern China, Revealed by Optical Dating of Lacustrine-aeolian Sediments [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2016, 120: 184-191.
- [41] 赵琦, 樊荣, 李保生, 等. 内蒙古萨拉乌苏河流域滴哨沟湾全新世早—中期湖相沉积的地球化学古气候响应[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2013, 33(4): 101-112.
- ZHAO Qi, FAN Rong, LI Bao-sheng, et al. Geochemical Responses to Palaeoclimate: Evidence from the Early-Mid Holocene Lake Deposits at Dishaogouwan Section in the Salawusu Catchment of Inner Mongolia [J]. Marine Geology and Quaternary Geology, 2013, 33(4): 101-112.
- [42] 李吉均. 中国西北地区晚更新世以来环境变迁模式[J]. 第四纪研究, 1990, 10(3): 197-204.
- LI Ji-jun. The Patterns of Environmental Changes Since Late Pleistocene in Northwestern China [J]. Quaternary Sciences, 1990, 10(3): 197-204.
- [43] 陈发虎, 黄小忠, 杨美林, 等. 亚洲中部干旱区全新世气候变化的西风模式: 以新疆博斯腾湖记录为例[J]. 第四纪研究, 2006, 26(6): 881-887.
- CHEN Fa-hu, HUANG Xiao-zhong, YANG Mei-lin, et al. Westerly Dominated Holocene Climate Model in Arid Central Asia: A Case Study on Bosten Lake, Xinjiang, China [J]. Quaternary Sciences, 2006, 26(6): 881-887.
- [44] 于革, 薛滨, 王苏民, 等. 末次盛冰期中国湖泊记录及其气候意义[J]. 科学通报, 2000, 45(3): 250-255.
- YU Ge, XUE Bin, WANG Su-min, et al. Lake Records and LGM Climate in China [J]. Chinese Science Bulletin, 2000, 45(3): 250-255.
- [45] 刘晓东, 吴锡浩, 董光荣, 等. 末次冰期东亚季风气候的数值模拟研究[J]. 气象科学, 1995, 15(4): 183-196.
- LIU Xiao-dong, WU Xi-hao, DONG Guang-rong, et al. A Modeling Research on East Asia Monsoonal Climate at the Last Glacial Maximum [J]. Scientia Meteorologica Sinica, 1995, 15(4): 183-196.
- [46] 赵平, 陈隆勋, 周秀骥, 等. 末次盛冰期东亚气候的数值模拟[J]. 中国科学: D 辑, 地球科学, 2003, 33

- (6):557-562.
- ZHAO Ping, CHEN Long-xun, ZHOU Xiu-ji, et al. Modeling the East Asian Climate During the Last Glacial Maximum[J]. *Science in China: Series D, Earth Sciences*, 2003, 33(6):557-562.
- [47] CHEN M T, HUANG C Y. Ice-volume Forcing of Winter Monsoon Climate in the South China Sea[J]. *Paleoceanography*, 1998, 13(6):622-633.
- [48] 贾玉连, 施雅风, 王苏民, 等. 40 ka 以来青藏高原的 4 次湖涨期及其形成机制初探[J]. *中国科学: D 辑, 地球科学*, 2001, 31(增):241-251.
- JIA Yu-lian, SHI Ya-feng, WANG Su-min, et al. The Primary Study of 4 Lake Rising and Its Forming Mechanism in the Tibet Plateau Since 40 ka[J]. *Science in China: Series D, Earth Sciences*, 2001, 31(S):241-251.
- [49] 沈才明, 唐领余. 青藏高原全新世古季风变化的花粉证据[J]. *微体古生物学报*, 1996, 13(4):433-436.
- SHEN Cai-ming, TANG Ling-yu. Pollen Evidence of Changing Holocene Monsoon on Qinghai-Xizang Plateau[J]. *Acta Micropalaeontologica Sinica*, 1996, 13(4):433-436.
- [50] 刘光秀, 王 睿, 李世杰, 等. 西昆仑山甜水海 24 万年以来生态环境演化的孢粉学证据[J]. *冰川冻土*, 1998, 20(1):21-24.
- LIU Guang-xiu, WANG Rui, LI Shi-jie, et al. Palynological Evidence of Ecological Environment Change Since 240 ka BP for the Tianshuihai Lake, West Kunlun Mountains[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 1998, 20(1):21-24.
- [51] 顾兆炎, 刘嘉麒, 袁宝印, 等. 12 000 年来青藏高原季风变化; 色林错沉积物地球化学的证据[J]. *科学通报*, 1993, 38(1):61-64.
- GU Zhao-yan, LIU Jia-qi, YUAN Bao-yin, et al. Monsoon Variations of the Qinghai-Xizang Plateau During the Last 12 000 Years: Geochemical Evidence from the Sediments in the Siling Lake[J]. *Chinese Science Bulletin*, 1993, 38(1):61-64.
- [52] 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.
- [53] SHEN J, LIU X Q, WANG S M, et al. Palaeoclimatic Changes in the Qinghai Lake Area During the Last 18 000 Years[J]. *Quaternary International*, 2005, 136(1):131-140.
- [54] ZHANG C J, MISCHKE S. A Lateglacial 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.
- [55] MISCHKE S, HERZSCHUH U, ZHANG C, et al. A Late Quaternary Lake Record from the Qilian Mountains (NW China): Lake Level and Salinity Changes Inferred from Sediment Properties and Ostracod Assemblages[J]. *Global and Planetary Change*, 2005, 46(1):337-359.
- [56] YUNKER M B, MACDONALD R W, SNOWDON L R, et al. Alkane and PAH Biomarkers as Tracers of Terrigenous Organic Carbon in Arctic Ocean Sediments[J]. *Organic Geochemistry*, 2011, 42(9):1109-1146.
- [57] 张成君, 张菀漪, 张 丽, 等. 甘青藏地区现代土壤中有机质类异戊二烯烃来源及地质意义[J]. *地质论评*, 2017, 63(1):235-245.
- ZHANG Cheng-jun, ZHANG Wan-yi, ZHANG Li, et al. The Distribution Characteristics of Isoprenoids in the Modern Soils in the Gansu-Qinghai-Xizang (Tibet) Area[J]. *Geological Review*, 2017, 63(1):235-245.
- [58] 张成君, 张菀漪, 樊 荣, 等. 湖泊环境早期成岩作用对沉积物中有机质 C/N 和碳同位素组成的影响[J]. *地球环境学报*, 2012, 3(4):1005-1012.
- ZHANG Cheng-jun, ZHANG Wan-yi, FAN Rong, et al. Early Diagenesis Impacting C/N and Organic Isotopic Compositions in the Lacustrine Sediments[J]. *Journal of Earth Environment*, 2012, 3(4):1005-1012.
- [59] MEYERS P A. Applications of Organic Geochemistry to Paleolimnological Reconstruction: A Summary of Examples from the Laurentian Great Lakes[J]. *Organic Geochemistry*, 2003, 34(2):261-289.
- [60] 谢树成, 王志远, 王红梅, 等. 末次间冰期以来黄土高原的草原植被景观: 来自分子化石的证据[J]. *中国科学: D 辑, 地球科学*, 2002, 32(1):28-35.
- XIE Shu-cheng, WANG Zhi-yuan, WANG Hong-mei, et al. The Occurrence of a Grassy Vegetation over the Chinese Loess Plateau Since the Last Interglacial: The Molecular Fossil Record[J]. *Science in China: Series D, Earth Sciences*, 2002, 32(1):28-35.
- [61] MENKING K M, BISCHOFF J L, FITZPATRICK J A, et al. Climatic/Hydrologic Oscillations Since 155 000 yrs B. P. at Owens Lake, California, Reflected in Abundance and Stable Isotope Composition of Sediment Carbonate[J]. *Quaternary Research*, 1997, 48(1):58-68.