论文

赛里木湖孢粉记录的亚洲内陆西风区全新世植被与气候变化

蒋庆丰^{①②}, 季峻峰^①, 沈吉^{③*}, Matsumoto RYO^④, 童国榜^⑤, 钱鹏^②,
任雪梅^②, 闫德智^②

① 南京大学地球科学与工程学院, 南京 210093;

② 南通大学地理科学学院, 南通大学地理工程技术研究所, 南通 226007;

③ 中国科学院南京地理与湖泊研究所, 南京 210008;

④ Department of Earth and Planetary Sciences, University of Tokyo, Tokyo 113-0033, Japan;

⑤ 中国地质科学院水文地质环境地质研究所, 正定 050803

* 联系人, E-mail: jishen@niglas.ac.cn

收稿日期: 2012-03-12; 接受日期: 2012-08-07

国家自然科学基金(批准号: 40802084)、国际科技合作项目(编号: 2011DFA21240)和创新团队国际合作伙伴计划项目(编号: KZZD-EW-TZ-08)资助

摘要 通过对西风区新疆赛里木湖沉积岩芯的精确定年和孢粉、炭屑分析, 重建了该地区全新世以来的植被和气候环境演化历史. 结果表明, ~9.6 cal. ka BP 前的早全新世, 研究区以荒漠植被为主, A/C 比值和第一主成分样品得分所指示的有效湿度明显偏低, 第二主成分样品得分所指示的气温回升, 气候干旱. 9.6~5.5 cal. ka BP 的中全新世湖区为典型的荒漠草原/草原植被, 区域有效湿度明显增加, 气温较高, 为温暖时期. 其中 6.5~5.5 cal. ka BP 期间, 研究区植被由荒漠草原/草原迅速转变为荒漠, 有效湿度明显降低, 同时温度升至最高, 可能是一次千年尺度的高温干旱事件. 5.5 cal. ka BP 以来的中-晚全新世, 研究区呈现出典型的草原/草甸景观, 有效湿度相对较高, 温度大幅降低, 气候温凉湿润, 相对较为适宜. 赛里木湖孢粉、炭屑记录的湿度和温度变化与区域其他湖泊记录对比的一致性表明, 太阳辐射是造成区域温度变化的主要驱动因素, 同时温度变化影响了区域的有效湿度变化. 该地区早全新世气候干旱, 中-晚全新世气候相对湿润的气候环境演化特征与季风影响区有着明显的差异. 早全新世干旱是中纬度西风减弱和上风向蒸发减少的环流背景下局地温度高蒸发强烈的结果.

关键词

西风区
全新世
赛里木湖
孢粉
炭屑
古植被
古气候

位于亚洲中部干旱、半干旱区的中国西北内陆(包括新疆地区)是大尺度气候变化研究最为敏感的地区^[1~3]和热点区域之一^[4]. 该区受西风带和亚洲季风两大环流系统的控制^[5], 其气候变化的研究可以反

映西风和季风环流的变迁及其相互作用^[6], 这对于研究全球气候变化的驱动机制具有重要作用. 但目前, 这一地区, 尤其是新疆地区全新世气候变化研究仍存在诸多不一致的观点^[7], 特别是水热组合方式^[8]、

中文引用格式: 蒋庆丰, 季峻峰, 沈吉, 等. 赛里木湖孢粉记录的亚洲内陆西风区全新世植被与气候变化. 中国科学: 地球科学, 2013, 43: 243–255

英文引用格式: Jiang Q F, Ji J F, Shen J, et al. Holocene vegetational and climatic variation in westerly-dominated areas of Central Asia inferred from the Sayram Lake in northern Xinjiang, China. Science China: Earth Sciences, 2013, 56: 339–353, doi: 10.1007/s11430-012-4550-9

湿度变化^[9]和气候演化模式^[10]分歧较大。弄清楚上述问题对于深入认识亚洲内陆地区全新世气候变化的格局及探讨气候变化的驱动力无疑具有重要意义。然而, 对上述科学问题的正确认识, 首先必须建立在对大量具有较高分辨率地质记录的深入研究基础上。因此, 开发更多关键区域的、年代可靠的、高分辨率的全新世气候记录是深入探讨区域气候变化的时空差异及其机制的必经之路^[11]。

湖泊沉积物中的孢粉记录是地质时期流域植被的表征和古气候信息的可靠载体, 通过孢粉记录可以恢复研究区的植被历史、重建古气候古环境的演变。炭屑作为火与植被作用的直接产物, 是重建火演化历史的首要依据^[12]。火的发生受当时当地的气候环境与人类活动的共同影响, 因此炭屑也是重建气候变化、探寻人类活动信息的重要指标。位于西天山中段、成湖于早更新世^[13]的大型山间封闭型构造湖泊——赛里木湖是开展西风区全新世植被以及气候环境演化研究的一个理想地点, 本文建立了基于 11 个 AMS ¹⁴C 年龄的全新世以来的该地区高分辨率的植被以及气候环境演化历史, 可为西风区全新世气候环境演化的时空差异和驱动机制研究提供新的证据。

1 研究区概况

赛里木湖位于新疆西北部的博尔塔拉蒙古自治州博乐市境内, 四周为高山环绕, 形成了一个封闭性的山间盆地(图 1)。东为库松木楔克山, 西为沙里切库山, 南以科古琴山与伊犁谷地相隔, 北以汗孜尕山与博尔塔拉河流域为界, 湖泊集水面积 1408 km²。湖泊为一个不规则的菱形, 东西长约 30 km, 南北宽约 27 km, 水域面积约 453.0 km²。湖面海拔 2071.9 m, 最大水深 86.0 m, 平均水深 46.4 m^[14]。地处欧亚大陆腹地, 属温带大陆性半干旱气候, 年均气温 0.5℃, 年均降水量 350.0 mm, 蒸发量 550.0 mm。10 月下旬开始结冰, 12 月至翌年 5 月初为封冻期, 冰厚 0.7~1.1 m^[14]。湖水年均温 7.1℃, 透明度 7.0~10.0 m, 最大 12.0 m, pH 8.82, 矿化度 2.85 g L⁻¹。受西风带影响, 湖区常年盛行西风或偏西风, 经西风环流带来的水汽是该区降水的主要来源^[15]。湖水主要依赖冰雪融水及潜水补给, 入湖河沟 39 条, 其中常流水河沟 7 条, 唯一直接流入湖泊的萨嘎克勒河沟最大, 长 18.0 km, 主要补给源是降水^[14]。

在植被区系上, 赛里木湖地区属于天山西段北坡中、高山植被区系。植被垂直带谱明显, 按海拔从高到低依次分为^[16~23]: 海拔 3800 m 以上的高山冰雪带; 海拔 3400~3800 m 的高山冰缘稀疏植被带, 以雪莲(*Saussurea involucrata*)、藁草属(*Carex*)、蓼属(*Polygonum*)、嵩草属(*Kobresia*)、凤毛菊属(*Saussurea*)、马先蒿属(*Pedicularis*)、虎耳草属(*Saxifraga*)等植物为主; 海拔 2800~3400 m 的高山草甸带以嵩草属、藁草属、火绒草属(*Leontopodium*)、珠芽蓼(*Polygonum viviparum*)、委陵菜属(*Potentilla*)、高山紫菀(*Aster alpinus*)等植物为主; 海拔 2800 m 以下至湖滨为雪岭云杉(*Picea schrenkiana*)林、山地草甸草原、真草原、荒漠草原和荒漠植被带。

雪岭云杉林连片或成带地分布在赛里木湖四周山地(2150~2600 m)的阴坡和河谷中构成阴暗针叶纯林。山地阳坡生长着由新疆圆柏(*Sabina tianschanica*)、天山方枝柏(*Sabina pseudosabina*)和西伯利亚刺柏(*Juniperus sibirica*)组成的常绿葡伏状丛生灌木林。

海拔 2400~2800 m 为亚高山草原化草甸, 植被以藁草属、禾草和杂类草为主。海拔 2150~2400 m 的山地草甸草原与针叶林和丛生灌木混生, 主要以斗篷草属(*Alchemilla*)、早熟禾属(*Poa*)、藁草属、糙苏、火绒草、珠芽蓼、老鹳草(*Geranium*)等为主。海拔 2150 m 以下的湖周冲、洪积扇上的真草原主要以针茅(*Stipa tianschanica*)、狐茅(*Festuca*)、藁草、扁穗冰草(*Agropyron cristatum*)、凤毛菊、多花毛茛(*Ranunculus polyanthemus*)、箭头唐松草(*Thalictrum simplex*)、野葱(*Allium chrysanthum*)、卷耳(*Cerastium*)、蓬子菜(*Galium verum*)、棘豆属(*Oxytropis*)等为主。荒漠草原、荒漠分布在湖泊古出水口以东地区, 主要以蒿属(*Artemisia*)、针茅(*Stipa tianschanica*)和藜科(*Chenopodiaceae*)为主。

湖泊中水生植物稀少, 主要为篦齿眼子菜(*Potamogeton pectinatus*)。浮游藻类有 6 门 53 属, 以绿藻门(49.4%)和硅藻门(31.6%)占优势^[14]。

2 材料与方法

2009 年 7 月, 利用奥地利产的 UWITEC 水上平台和 Piston 活塞取芯设备在赛里木湖近中部水深 86.0 m 处采得一长 300 cm 的连续完整柱状沉积岩芯(图 1)。岩芯 16 cm 以上为白-灰黄色粉砂, 16~219 cm 为青灰-黑色泥, 219~242 cm 为灰白色砂质泥(其中

228~234 cm 含钙质结核), 242 cm 以下为青-褐色粘土 (图 2). 沉积岩芯的年代测定由日本东京大学加速器质谱实验室采用 AMS¹⁴C 方法完成. 钻孔剖面中未见合适的陆生植物残体, 12 个样品的测年材料均采用沉积物全有机质, ¹⁴C 年代的校正采用 Calib5.10 程序完成^[24].

孢粉采用标准的氢氟酸-过筛法^[25]提取, 由中国地质科学院正定水文地质和环境地质研究所微体古生物实验室完成鉴定和分析. 样品在 640×倍率的双目生物显微镜下鉴定, 鉴定时参照《中国植物花粉形态》^[26]和《中国干旱半干旱地区花粉形态研究》^[27]. 炭屑的计数在孢粉鉴定时同时进行, 在显微镜下统计

长轴大于 10 μm 的炭屑, 并根据炭屑长轴分 10~50, 50~100 和 >100 μm 三个等级统计. 化学处理前, 在每个样品中加入已知粒数的石松孢子(*Lycopodium*), 以便计算孢粉和炭屑浓度. 孢粉百分含量是根据每个样品中陆生植物花粉总数计算所得.

孢粉百分比图用 Tilia 2.0 软件^[28]绘制, 陆生孢粉带谱用 CONISS^[29]聚类程序采用地层约束最小方差原则进行分带. 孢粉的主成分分析采用 CANOCO 4.5 软件^[30,31]完成. 在操作过程中对孢粉原始数据进行平方根转换, 以消除数据间的差异. DCA(Detrended Correspondence Analysis, 降趋势对应分析)分析表明, 第一主轴的梯度长度值为 1.061, 小于 2.0, 表明赛里

图 1 赛里木湖采样点位置及研究区概况图

- (a) 赛里木湖的位置; 1, 赛里木湖; 2, 乌伦古湖; 3, 玛纳斯湖; 4, 艾比湖; 5, 巴里坤湖; 6, 博斯腾湖; 7, 伊塞克湖; 8, 董哥洞.
(b) 区域地形. (c) 流域植被分布, 修改自文献[16]. (d) 湖泊水深与岩芯位置

木湖岩芯的孢粉组合和环境变量之间主要成线性关系, 适合用主成分分析方法^[31,32]. 选择百分比含量在2%以上, 且至少有3个样品的11个孢粉类型做主成分分析. 所有样品和孢粉类型均以生态距离为聚类中心.

3 结果

赛里木湖沉积岩芯年代序列的建立由不同深度的12个年代样品加以控制(表1, 图2). 岩芯底部目前只有一个¹⁴C年龄测试结果, 且偏差较大. 该样品有机碳含量非常低(TOC<1%), AMS¹⁴C测试的可信

度较差, 所以目前难以确定究竟是因为该样品有机碳含量低, 还是因为沉积相的改变造成了沉积间断导致的原因. 考虑到本文讨论的时间范围为全新世, 所以该底部年代(¹⁴C年龄: (14550±60) a BP; 日历校正年龄: 17713 cal. a BP)就放在图上(图2)和文中作为参考, 暂不进入本文所研究的全新世年代的框架. 所有AMS¹⁴C年龄用Calib5.10程序^[24]校正成日历年龄. 各层位年代按上部11个年龄进行内插和外推, 经外推岩芯底部300 cm年龄约为13830 cal. a BP, 岩芯沉积速率约为0.26~0.70 mm a⁻¹, 平均为0.46 mm a⁻¹. 本项研究中用于孢粉和炭屑分析的样品采样间距为2 cm, 因此样品的理论分辨率约为50 a.

图2 赛里木湖钻孔剖面岩性及年代-深度关系图

表1 赛里木湖 AMS¹⁴C 年龄及日历校正年龄

实验室编号	样品编号	深度(cm)	测年材料	¹⁴ C 年龄(a BP)	δ ¹³ C (‰)	日历校正年龄中间值(cal. a BP)
Tka-15142	S1m1-15	15	全有机质	1150±25	-25.7	1041~1143(1056)
Tka-15163	S1m1-49	49	全有机质	2670±35	-26.3	2746~2846(2778)
Tka-15143	S1m1-77	77	全有机质	3425±30	-27.6	3584~3728(3676)
Tka-15144	S1m1-107	107	全有机质	4215±35	-29.6	4686~4762(4743)
Tka-15164	S1m1-137	137	全有机质	4815±45	-28.9	5466~5645(5526)
Tka-15145	S1m1-155	155	全有机质	5625±35	-28.7	6314~6477(6404)
Tka-15165	S1m1-169	169	全有机质	5980±45	-25.4	6717~6940(6819)
Tka-15146	S1m1-187	187	全有机质	6795±35	-26.8	7585~7680(7637)
Tka-15147	S1m1-207	207	全有机质	7555±40	-28.0	8312~8424(8376)
Tka-15166	S1m1-217	217	全有机质	8120±50	-25.2	8980~9262(9067)
Tka-15148	S1m1-225	225	全有机质	8560±45	-26.7	9474~9599(9532)
Tka-15149	S1m1-245	245	全有机质	14550±60	-18.2	17381~17989(17713)

整个剖面共鉴定出 105 科(属)孢粉. 所有样品孢粉丰富, 共统计了 83127 粒孢粉, 平均每样品统计了 565 粒, 最少的样品也统计了 407 粒. 剖面孢粉组合中草本植物花粉含量占绝对优势(图 3), 平均为 90.4%, 最少为 72.9%, 其他组分含量较低. 乔木植物花粉、灌木植物花粉及蕨类植物孢子含量平均分别为 6.0%, 3.2% 和 0.4%. 陆生草本植物花粉主要以蒿属、藜科、禾本科(Poaceae)为主, 并含有一定数量的茄科(Solanaceae)、豆科(Leguminosae)、虎耳草和唇形科(Labiatae)花粉; 水生草本花粉主要以湿生草本莎草科(Cyperaceae)为主, 偶见水生植物香蒲属(*Typha*)和狐尾藻属(*Myriophyllum*)等; 乔木植物花粉主要以松属(*Pinus*)、云杉属(*Picea*)、柏科(Cupressaceae)及桦属(*Betula*)为主; 灌木植物花粉以麻黄属(*Ephedra*)、沙棘属(*Hippophae*)、绣线菊属(*Spiraea*)、白刺属(*Nitraria*)等为主; 偶见水龙骨科(Polypodiaceae)、蹄盖蕨属(*Athyrium*)和真蕨纲(Filicale)等蕨类植物孢子.

整个剖面炭屑总浓度变化于 $1.1 \times 10^3 \sim 107.6 \times 10^3$ 粒 g^{-1} , 主要以粒径 10~50 μm 的细粒炭屑为主, 占炭屑总数的 76%~99%(图 4).

根据孢粉组合特征, 参考聚类分析 CONISS^[29]的结果, 结合炭屑浓度变化, 将本剖面分为 5 个孢粉组合和炭屑带. 各带的孢粉组合和炭屑变化特征按由老到新的顺序简述如下所示.

I 带(深度 300~226 cm, ~9.6 cal. ka BP 前)草本植物花粉含量平均为 87.8%, 占绝对优势, 其中藜科(22.8%)、禾本科(9.4%)、茄科和唇形科含量为剖面最高, 蒿属含量(43.0%)为剖面最低值且波动强烈. 灌木植物花粉含量为 7.8%, 主要以麻黄属(3.0%)、沙棘属(3.5%)和白刺为主, 含量均为剖面最高值. 乔木花粉含量(3.9%)为剖面最低, 桦属在阶段末迅速增加. 盘星藻中晚期出现峰值. 孢粉总浓度(平均 2750 粒 g^{-1})为剖面最低值, 炭屑总浓度、细粒和中粒炭屑以及 MC/P, CC/P 比值均达到最高值. 其中深度 234~228 cm (10.0~9.7 cal. ka BP)的碳酸钙结核层未能提取出满足鉴定所需的孢粉和炭屑统计数量.

II 带(深度 226~158 cm, 9.6~6.5 cal. ka BP)草本植物花粉含量(90.3%)有所增加, 占绝对优势. 乔木花粉含量(6.2%)有所增加, 主要表现为松属和桦属明显增加, 其中桦属含量达到剖面最高. 灌木植物花粉含量(2.9%)则明显下降, 沙棘属、白刺属几乎消失. 草本植物中的蒿属显著增加, 达到 72.4%, 藜科

(8.9%)、禾本科(3.7%)明显降低, 茄科、豆科、唇形科和虎耳草属等也减少明显, 甚至消失. 孢粉总浓度(平均 14980 粒 g^{-1})达到剖面次低值, 但波动显著, 9.6~7.7 cal. ka BP 比 7.7~6.5 cal. ka BP 时段浓度明显偏高. 相比上一带, 炭屑总浓度明显下降至剖面次低值, 中、粗粒炭屑浓度降低, 它们与孢粉浓度的比值降至剖面次高值.

III 带(深度 158~138 cm, 6.5~5.5 cal. ka BP)草本植物花粉含量持续增加, 达到剖面最高值(96.2%), 藜科含量(13.6%)较上一带增加. 乔木(2.7%)、灌木(0.9%)植物花粉则降至剖面最低值, 麻黄属含量明显降低. 孢粉总浓度迅速增加成为剖面最高值(平均 33030 粒 g^{-1}). 炭屑总浓度上升至剖面次高值, 中、粗粒炭屑浓度达到剖面次高值, MC/P 和 CC/P 较上带降低.

IV 带(深度 138~68 cm, 5.5~3.4 cal. ka BP)草本植物花粉含量为 93.7%, 较前一带略有降低, 但仍占绝对优势, 藜科含量降至剖面次低值, 蒿属含量增加至剖面最大值. 乔木植物花粉增加(4.9%), 孢粉总浓度(平均 23870 粒 g^{-1})有所降低, 并呈持续波动降低趋势. 炭屑总浓度、各级炭屑浓度及与孢粉总浓度的比值均呈持续下降状态.

V 带(深度 68~0 cm, 3.4 cal. ka BP~)草本植物花粉含量占绝对优势且呈明显下降状态, 乔木植物花粉则上升至最高值(9.4%), 松属(7.4%)、云杉属(0.9%)的含量晚期上升达到剖面最高值. 灌木中的绣线菊属含量增加达到剖面最大值. 草本中的蒿属含量明显下降, 禾本科有所增加, 莎草科含量达到剖面最高值(1.1%). 孢粉总浓度(平均 14850 粒 g^{-1})较上一带有所降低, 带内波动下降趋势明显. 炭屑总浓度、各级炭屑浓度及与孢粉浓度的比值均降至剖面最低值.

4 讨论

4.1 主要孢粉类型的植被和气候指示意义

赛里木湖现生自然植被主要是森林草原、草甸草原、典型(真)草原和荒漠草原.

松属、云杉属和桦属为孢粉中乔木花粉的代表. 针叶的松属、云杉属表征冷湿、寒冷的气候特征, 阔叶的桦属则代表相对暖干的环境. 当气候变暖时, 桦木林会扩大. 湖盆现生植被中没有松属植物, 周边区域中距离最近的西伯利亚红松(*Pinus sibirica*)分布在约 500 km 以外的阿尔泰山南坡, 因此松属孢粉主要

图3 赛里木湖孢粉属种百分比和孢粉带划分
灰色带表示未鉴定出孢粉或达不到统计意义

图 4 赛里木湖炭屑浓度、粒径分级浓度及炭屑-孢粉浓度比值变化特征

MC/P 代表 50~100 μm 的中粒炭屑浓度与孢粉浓度的比值; CC/P 代表 >100 μm 的粗粒炭屑浓度与孢粉浓度的比值

为风携带降落湖区的外来成分。松属含量的增加意味着区域气候冷湿或搬运媒介——风力增大的反映。

蒿属和藜科花粉在非乔木花粉中是量大而传播能力最强的类型。蒿属广泛分布于北半球温带地区,但以草原为多,尤其是在草原区的沙地上特别发育;藜科分布于荒漠、干草原及滨海盐碱地,但在荒漠区属种多,分布广。中国北方现代典型草原和荒漠草原植被及表土花粉调查结果表明^[33,34]:蒿属、藜科是草原区所有样品花粉组合中最主要的成分,两者在花粉组合中所占比例多大于 50%;典型草原区藜科花粉百分比一般低于 25%,而荒漠草原区藜科花粉含量多高于 25%;蒿属和藜科花粉比值(A/C)可用来区分典型草原和荒漠草原植被类型及指示有效湿度变化。此外,草原植被中的针叶树、莎草科等花粉代表较湿润的环境,蒿属、藜科、白刺属等花粉代表较干燥的环境。

赛里木湖流域现生禾本科主要为早熟禾、针茅、狐茅和扁穗草等,大都为中旱生、半旱生生活型植物,能耐寒冷干燥的气候环境,生长中通常比蒿属需要更多的水分。因此禾本科与藜科的孢粉比值(P/C)比蒿藜花粉比值(A/C)更能反映区域有效湿度的变化。

莎草科一般生长在湖泊周边、河谷或林下等一些低洼潮湿的地方,为湿生型植物,因此莎草科花粉含量的增加可以指示区域和局地植被向湿润的方向发

展。虎耳草喜生于山区阴湿的环境中,其在花粉组合中的出现及含量增加代表冷湿的气候环境。

麻黄属、沙棘属和白刺属均为典型的荒漠或荒漠草原植被,它们在孢粉组合中的含量增加代表气候干旱。绣线菊属作为喜光、喜温暖湿润气候的灌木植物,其含量增加表征气候暖湿。

如图 5 所示,第一主成分轴(PCA axis 1)将草原植物蒿属以及针叶植物松属、云杉属和荒漠植物藜科、麻黄属、沙棘属、茄科以及阔叶植物桦木属分开;第二主成分轴(PCA axis 2)将能耐寒冷的针叶植物松属和云杉属、耐寒的禾本科以及喜阴湿环境的莎草科、虎耳草属和喜暖耐旱的桦木属、蒿属、藜科、沙棘属、麻黄属以及茄科分开。这表明第一主成分主要反映的是干湿变化,正值表示干旱环境,指示荒漠草原或荒漠植被类型,负值表示湿润环境,指示森林草原或草甸草原植被类型;第二主成分反映的是温度的影响,正值反映阴生寒冷的环境,负值指示阳生暖干的环境特征。

盘星藻属(*Pediastrum*)是淡水水域较为常见的绿藻之一^[35,36],生活于浅水湖泊、池塘、洼地或小河流,一般水深不超过 15 m^[37-39],盘星藻增加意味着湖泊水位降低至某一深度^[36]或者温度升高^[40]。

沉积物中的炭屑是火灾的替代性指标,通过炭屑的定量统计和形态分析等手段,可以恢复地质历

图5 赛里木湖孢粉谱的主成分(PCA)分析结果

PCA 主要反映了百分比>2%的 11 种主要孢粉类型的变化; 前四个主成分的特征值分别是 0.626, 0.131, 0.076 和 0.060; 第一和第二主成分共解释了所有变量 75.7% 的变化特征

史中火灾发生的频率强度及其变化^[41,42]。炭屑在大气中的散播模式研究显示^[42,43], 大于 125 μm 的粗粒炭屑绝大多数沉降在 7 km 以内的范围里, 而微粒级的炭屑颗粒可能会被传送到几百或者几千公里的地方。因此, 粗粒炭屑(>125 μm)代表地方性火活动事件, 细粒炭屑则主要反映区域性火活动事件^[44,45]。一次火灾所产生的炭屑总量取决于火灾强度, 而后者不仅与当时的气候条件有关, 而且与可供燃烧的生物量等有关。花粉浓度在一定程度上可以代表可供燃烧的生物量, 炭屑浓度与陆生植物花粉浓度的比值可消除生物量的影响, 在某种程度上可以更好地反映火灾发生时的气候条件^[46]。

新疆地区现代表土孢粉及其与植被关系资料表明^[47]: 新疆地区的表土花粉较好地显示了原来的植被类型, 这使通过花粉分析恢复原来的植被面貌有充分的依据。同时赛里木湖表层沉积的孢粉组合反映了流域现代自然植被的组合特征, 这为运用孢粉

数据恢复全新世以来的植被和重建气候变化奠定了基础。

4.2 赛里木湖地区全新世植被和气候变化

SLMH-2009 孔沉积岩芯孢粉组合和炭屑变化揭示了赛里木湖地区全新世以来植被和气候的变化历史(图 3, 4 和 6)。在~9.6 cal. ka BP 前的早全新世, 荒漠草本植物藜科含量高, 灌木植物麻黄属、沙棘属和白刺属达到了峰值, 反映湖区主要为荒漠植物覆被。较低的 A/C, P/C 比值以及偏正的 PCA axis 1 得分(图 6)表明当时有效湿度低, 气候干旱。全剖面最高的炭屑浓度和最低的孢粉浓度也证实了这一推断。以细颗粒炭屑为主的峰值炭屑浓度和高的粗粒、中粒炭屑浓度与孢粉浓度比值表明气候干旱、区域性的火灾事件频繁; 孢粉浓度低反映当时气候干旱不利于植物生长。逐渐偏负的 PCA axis 2 得分反映了早全新世逐步升温的过程。盘星藻在~11.0 cal. ka BP 前后的突然

大量出现又很快消失, 反映当时升温较快, 周边山地的冰川融水短时间内增多使得湖泊短暂维持了一个适宜盘星藻生长的淡水、浅水环境. 随后岩芯中 ~10.0~9.7 cal. ka BP (234~228 cm) 出现的碳酸钙沉积层表明因温度持续较高, 蒸发强烈, 导致水体中的碳酸钙过饱和而沉淀, 这些证据进一步证实当时气候温暖干旱.

9.6~6.5 cal. ka BP 期间, 藜科和禾本科花粉含量下降, 草原植物成分蒿属明显增加, 典型荒漠灌木麻黄属含量下降, 沙棘属和白刺属几近消失. 表征湿度变化的 A/C 比值和 P/C 比值较前一时期有所增加, PCA axis 1 得分明显位于负值区, 指示降水增多, 区域有效湿度增加, 植被状况明显好转, 向着荒漠草原和典型草原方向发展. 偏负的 PCA axis 2 得分指示此阶段温度达到较高值, 气候温暖. 与上一阶段相比, 孢粉浓度显著增加, 炭屑浓度显著下降, 粗、中粒炭屑与孢粉浓度的比值均降为剖面次低值. 这些表明气候温暖湿润有利于植物生长, 火灾发生率显著降低. 7.7~6.5 cal. ka BP 的阶段后期, 降水减少, 湿度波动增强, 孢粉浓度下降, 炭屑中的粗、中粒炭屑

含量增加, 与孢粉浓度的比值上升为剖面次高值, 指示局地性火灾频度增加. 9.6~9.3 cal. ka BP 的阶段早期, 表征湿度的 A/C 和 P/C 比值突发增大, PCA axis 1 得分突然偏正, 表征温度变化的 PCA axis 2 得分突发剧烈偏正, 以及能忍受低温环境的松属和桦属以及湿生植物莎草科的突然增加指示这一时段发生了明显的增湿降温的气候突变事件.

6.5~5.5 cal. ka BP 期间, 孢粉组合中的乔灌木比例减少, 荒漠植被成分藜科含量增加, 草原植被成分蒿属含量下降, 表征湿度变化的 A/C 比值和 P/C 比值及 PCA axis 1 得分有所下降, 指示区域有效湿度降低, 植被重又向荒漠方向发展. 最为偏负的 PCA axis 2 得分指示此阶段温度达到最高值, 较大的波动反映温度变化剧烈. 逐步上升的炭屑总浓度以及全剖面最大值的中、粗粒炭屑浓度也反映了温度变化引起局地性火灾的增加. 粗、中粒炭屑与孢粉浓度的比值降低或处于谷值表明火灾频次的增加主要由气候转干引起.

5.5~3.4 cal. ka BP 期间, 乔木花粉和蒿属花粉含量增加, 全剖面最高的 A/C 比值和 P/C 比值及最为偏负的 PCA axis 1 得分, 指示区域有效湿度达到最大,

图 6 赛里木湖孢粉主成分得分与气候驱动因素及与季风影响区的比较

a, 董哥洞石笋^[48]; b, 65°N 太阳辐射^[49]; c, 西赤道太平洋表层海温^[50]; d, 亚极地北大西洋表层海温^[51]

典型草原植被重新占据湖泊周边区域. PCA axis 2 得分在波动中明显下降, 反映温度降低. 持续下降的炭屑总浓度及各级炭屑浓度反映火灾发生率逐步降低.

3.4 cal. ka BP 以来的晚全新世, 全剖面最高的乔木花粉和莎草科含量, 较高的 A/C 和 P/C 比值以及较为偏负的 PCA axis 1 得分, 指示降水减少, 区域有效湿度相比上一阶段有所降低, 但依然较高, 植被由典型草原稳定发展为草甸草原. 高的松属花粉含量和持续偏正的 PCA axis 2 得分表明区域温度持续下降, 利于松属植物生长繁殖, 约在 1.0 cal. ka BP 前后降至最低值后逐步上升. 全剖面最低值的炭屑总浓度以及各级炭屑浓度均表明此阶段火灾发生率显著减少, 气候环境有利于植物生长.

4.3 区域对比

赛里木湖 SLMH-2009 孔孢粉、炭屑记录的全新世温、湿度变化和周边区域具有很好的一致性(图 7). 9.6 cal. ka BP 之前的早全新世, 区域温度上升, 气候干旱, 这一时段区域的湖泊大多处于恢复时期. 博斯腾湖 8.4 cal. ka BP 之前为厚层的风成堆积物覆盖, 湖泊干涸^[52,53], 乌伦古湖为低水位的干旱时期^[54], 玛纳

斯湖气候干旱^[55]. 巴里坤湖在 8.9 cal. ka BP 之前为荒漠植被覆盖, 气候干旱, 气候环境最为恶劣^[56].

9.6~6.5 cal. ka BP 的温暖时期, 湿度增加, 区域降水增多. 博斯腾湖 8.4 cal. ka BP 后开始出现孢粉记录, A/C 比值和表征湿度的 PCA axis 2^[53]得分逐渐增加, 记录了这一时段的降水增加过程(图 7), 乌伦古湖表征湿度变化的 PCA axis 1 得分由正偏负, 指示了湿度增加的变化过程. 玛纳斯湖在 6.8 cal. ka BP 之前湿度增加^[55]. 巴里坤湖植被由荒漠演化为荒漠草原/草原, 有效湿度明显升高^[57]. 同时乌伦古湖和玛纳斯湖表征温度变化的碳酸盐含量较高, 并呈上升趋势, 指示温度较高并逐步增加^[54,55].

赛里木湖沉积记录的 6.5~5.5 cal. ka BP 的高温干旱事件在周边区域的其他湖泊记录里也同样有所体现. 乌伦古湖和玛纳斯湖的氧同位素在 6.0~4.5 cal. ka BP 期间有一个明显的波动变化, 指示降水减少, 入湖河流影响增加^[58,59]; 博斯腾湖表征湿度的 PCA axis 2 得分和 A/C 比值在这一时段也明显有一次降低到谷值的变化, 同样记录了湿度降低的干旱事件(图 7). 伊塞克湖在 6.9~4.9 cal. ka BP 期间由外流淡水湖转变成封闭的咸水湖^[60], 5.7 cal. ka BP 前后其自生碳

图 7 赛里木湖全新世有效湿度和温度变化及其与区域湖泊记录对比

有效湿度指标记录文献来源: 乌伦古湖 PCA axis 1^[54], 介形虫壳体 $\delta^{18}\text{O}$ ^[58], 玛纳斯湖 $\delta^{18}\text{O}$ ^[55,59], 博斯腾湖 A/C 比值^[53]; 碳酸盐温度指标记录文献来源: 乌伦古湖^[54]、巴里坤湖^[57]

酸盐氧同位素发生明显转折, 表明气候向干旱转型. 赛里木湖、乌伦古湖和巴里坤湖的温度代用指标也一致记录了这一高温过程(图 7).

5.5~3.4 cal. ka BP 的大幅降温增湿时段, 所有湖泊表征湿度变化的指标均指示湿度明显增加, 表征温度变化的指标均指示温度下降或逐步降低.

3.4 cal. ka BP 以来的温凉时期, 各湖泊的温度记录基本一致, 但湿度记录差异较明显. 赛里木湖、乌伦古湖和巴里坤湖温度记录均呈继续降低趋势, 并在 1.0 cal. ka BP 前后为温度最低时段, 0.5 cal. ka BP 以来温度逐渐回升. 赛里木湖和乌伦古湖虽然均指示气候湿润, 但后者的湿润比前者更明显. 博斯腾湖 A/C 比值记录的 3.4 cal. ka BP 以来的气候总体上以湿润为主, 但在 1.0~0.5 cal. ka BP 之间有个明显的干旱时段. 玛纳斯湖 2.5 cal. ka BP 以来的气候不稳定, 湖水逐步向高盐度环境发展^[59], 指示了湿度降低, 逐步干旱化的气候变化. 巴里坤湖 3.8~0.5 cal. ka BP 呈现出典型的荒漠草原/草原草甸景观, 有效湿度相对较高, 气候环境相对较为适宜; 0.5 cal. ka BP 以来呈现荒漠植被景观, 气候干旱^[56].

赛里木湖同区域其他湖泊记录的全新世以来的温度和湿度变化基本一致, 只是到了最近的 3.4 cal. ka BP 以来的晚全新世有效湿度才有明显的区域差异. 这种一致性也表明, 它们同受相同的区域气候变化的主导因素控制. 而晚全新世以来, 人类活动对湖泊的记录影响很大, 这些差异是否与人类活动引起, 或者在多少程度上受到人类活动的影响还有待进一步的研究.

同时从图 6 中可以看出, 赛里木湖孢粉记录的有效湿度变化与季风区董哥洞石笋记录的有效湿度变化明显不一致. 赛里木湖记录的早-中全新世有效湿度低, 中-晚全新世有效湿度高; 后者早-中全新世湿度高, 中-晚全新世湿度明显下降. 两者的湿度变化存在着相位差^[10].

4.4 可能机制

北半球高纬地区的夏季太阳辐射^[49]约在 9.5 cal. ka BP 达到最大值(约比现在高 8%), 6.0 cal. ka BP 后大幅减弱(图 6). 赛里木湖记录的区域温度约 9.6 cal. ka BP 前迅速升温, 在 5.5 cal. ka BP 开始降温, 尽管出现 9.6~9.3 cal. ka BP 间的大幅降温事件, 但总的升降温变化趋势和太阳辐射的变化非常一致, 这一高

相关性表明太阳辐射变化是驱动区域温度变化的主导因素. 同时赛里木湖的全新世以来的温度记录与西赤道太平洋以及亚极地北大西洋全新世表层海温的一致性变化趋势表明(图 6), 高低纬之间以及海陆之间具有相似的温度变化, 这种温度大范围的相同变化应当是太阳辐射驱动的结果.

有效湿度主要取决于降水和蒸发的比率. 水文条件封闭的干旱、半干旱区湖泊, 蒸发作用主要受控于温度的变化. 温度升高, 蒸发作用增强; 反之, 温度降低, 蒸发作用减弱. 赛里木湖及区域全新世以来的温度和有效湿度变化记录显示: 5.5 cal. ka BP 之前, 区域温度普遍较高, 但有效湿度相对较低; 5.5 cal. ka BP 后, 温度普遍降低, 但有效湿度相对增加. 温度变化是影响有效湿度变化的重要因素.

前人研究^[10]认为, 早全新世时, 高纬地区未完全融化的冰盖压制了北大西洋的海水升温, 海面水汽蒸发少, 经西风带入内陆的水汽含量少, 因而导致亚洲内陆的西风区区域有效湿度低, 气候冷干. 气候模拟结果表明, 高纬地区未完全融化的冰盖及北大西洋冰融水对北半球高纬度地区气温升高确有抑制作用, 但对有效湿度降低影响较小; 早全新世太阳辐射季节变化引起的南北向温度梯度减小导致的中纬度西风减弱和上风向(地中海、黑海、里海等)蒸发减少共同作用造成的水汽平流输送降低是造成了亚洲内陆早全新世干旱的主要原因^[61]. 赛里木湖沉积记录的温度显示, 10.0~9.0 cal. ka BP 期间温度已经达到了较高的水平, 强烈的蒸发导致了湖水浓缩, 产生了碳酸钙结核, 这表明当时流域有效湿度低可能是区域气候干旱背景下叠加局地气候暖干、蒸发强烈的结果.

5 结论

赛里木湖沉积岩芯的孢粉、炭屑记录重建了该地区全新世以来的植被和气候环境演化历史. ~9.6 cal. ka BP 前的早全新世, 研究区以荒漠植被为主, 气温回升, 气候干旱; 9.6~5.5 cal. ka BP 的中全新世湖区为典型的荒漠草原/草原植被, 气候温暖, 湿度增加, 其中 6.5~5.5 cal. ka BP 时期, 研究区植被由荒漠草原/草原迅速转变为荒漠, 可能是一次千年尺度的高温干旱气候事件. 5.5 cal. ka BP 以来的中-晚全新世, 研究区呈现出典型的草原/草甸景观, 气候温凉湿润, 相对较为适宜. 区域对比显示, 太阳辐射是造成区域

温度变化的主要驱动因素, 同时温度变化影响了区域的有效湿度的变化. 该地区早全新世气候干旱, 中-晚全新世气候相对湿润的气候环境演化特征与季风影响区有着明显的差异. 早全新世干旱是中纬度西风减弱和上风向蒸发减少的气候环流背景下叠加局地气候暖干、蒸发强烈的结果.

致谢 南通大学地理科学学院钞振华博士和周侗博士参加了野外采样, 中国科学院南京地理与湖泊研究所肖霞云副研究员对论文写作提供了帮助, 审稿专家提供了宝贵的修改建议, 在此一并表示衷心感谢.

参考文献

- 1 Li B Y, Li Y F, Liu Q, et al. A 13000-year climate record from western Tibet. *Nature*, 1991, 353: 742–745
- 2 于革, 王苏民. 欧亚大陆湖泊记录和两万年来大气环流变化. 第四纪研究, 1998, (4): 360–367
- 3 Jacoby G C, Arrigo R D, Davaajamts T. Mongolian tree-rings and 20th century warming. *Science*, 1996, 273: 771–773
- 4 薛积彬, 钟巍. 新疆巴里坤湖全新世气候环境变化与高低纬间气候变化的关联. 中国科学: 地球科学, 2011, 41: 61–73
- 5 高由禧, 徐淑英, 郭其蕴, 等. 东亚季风的若干问题. 北京: 科学出版社, 1962
- 6 屈文军, 张小曳, 王丹, 等. 西风带研究的重要意义. 海洋地质与第四纪地质, 2004, 24: 125–132
- 7 Yang X P, Scuderi L A. Hydrological and climatic changes in deserts of China since the late Pleistocene. *Quat Res*, 2010, 73: 1–9
- 8 叶玮. 北疆地区全新世气候波动与水热组合特点. 中国沙漠, 2000, 20: 185–191
- 9 Li X Q, Zhao K L, Dodson J, et al. Moisture dynamics in central Asia for the last 15 kyr: New evidence from Yili Valley, Xinjiang, NW China. *Quat Sci Rev*, 2011, 30: 3457–3466
- 10 Chen F H, Yu Z C, Yang M L, et al. Holocene moisture evolution in arid central Asia and its out-of-phase relationship with Asian monsoon history. *Quat Sci Rev*, 2008, 27: 351–364
- 11 陈发虎, 陈建徽, 黄伟. 中纬度亚洲现代间冰期气候变化的“西风模式”讨论. 地学前缘, 2009, 16: 23–32
- 12 Patterson W A, Edwards K J, Maguire D J. Microscopic charcoal as a fossil indicator of fire. *Quat Sci Rev*, 1987, 6: 3–23
- 13 王树基. 关于赛里木湖的形成演变与第四纪古冰川作用的关系. 干旱区地理, 1978, (1): 47–55
- 14 王苏民, 窦鸿身. 中国湖泊志. 北京: 科学出版社, 1998. 348–349
- 15 张家宝, 邓子风. 新疆降水概论. 北京: 气象出版社, 1987. 1–70
- 16 白祥. 艾比湖流域近 50 a 生态环境演化与植被资源现状研究. 硕士学位论文. 乌鲁木齐: 新疆师范大学, 2007
- 17 刘学勤. 赛里木湖地区生态环境及资源调查报告. 新疆环境保护, 1985, (4): 12–19
- 18 徐金发. 赛里木湖区风景名胜资源调查评价. 干旱区地理, 1996, 19: 22–29
- 19 张锡成. 新疆科古琴山高山流石坡植被的特征. 西北植物学报, 2001, 21: 538–545
- 20 王新正, 李海河. 赛里木湖湿地资源及其保护利用. 湿地科学与管理, 2008, 4: 42–46
- 21 中国科学院新疆综合考察队, 中国科学院植物研究所. 新疆植被及其利用. 北京: 科学出版社, 1978
- 22 新疆八一农学院. 新疆植物检索表(第一、二、三册). 乌鲁木齐: 新疆人民出版社, 1982
- 23 新疆维吾尔自治区测绘局. 新疆维吾尔自治区地图集. 北京: 中国地图出版社, 2005
- 24 Reimer P J, Baillie M G L, Bard E, et al. IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0–26 cal kyr BP. *Radiocarbon*, 2004, 46: 1029–1058
- 25 Fægri K, Iversen J. *Textbook of Pollen Analysis*. 4th ed. Chichester: John Wiley & Sons, 1989
- 26 王伏雄, 钱南芬, 张玉龙, 等. 中国植物花粉形态. 第 2 版. 北京: 科学出版社, 1995
- 27 席以珍, 宁建长. 中国干旱半干旱地区花粉形态研究. 玉山生物学报, 1994, 11: 119–191
- 28 Grimm E C. *TGview*. Illinois State Museum Research Collection Center. Version 2.0.2, Springfield, 2004
- 29 Grimm E C. *CONISS: A fortran 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares*. *Comput Geosci*, 1987, 13: 13–35
- 30 Ter Braak C J F, Smilauer P. *CANOCO 4.5. Biometrics*. Wageningen: Wageningen University and Research Center, 2002. 500
- 31 Ter Braak C J F. *CANOCO—A fortran program for canonical community ordination by (Partial) (Detrended) (Canonical) Correspondence Analysis, principal components analysis and redundancy analysis (Version 2.1)*. Wageningen: Technical Rep. LWA-88-02, GLW, 1988. 95
- 32 Ter Braak C J F, Prentice I C. A theory of gradient analysis. *Adv Ecol Res*, 1988, 18: 271–317
- 33 许清海, 李月丛, 阳小兰, 等. 北方草原区主要群落类型表土花粉分析. 地理研究, 2005, 24: 394–402
- 34 李月丛, 许清海, 阳小兰, 等. 中国草原区主要群落类型花粉组合特征. 生态学报, 2005, 25: 555–564

- 35 Patterson R T, Kumar A. A review of current testate rhizopod (thecamoebian) research in Canada. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2002, 180: 225–251
- 36 Boudreau R, Galloway J, Patterson R, et al. A paleolimnological record of Holocene climate and environmental change in the Temagami region, northeastern Ontario. *J Paleolimnol*, 2005, 33: 445–461
- 37 朱浩然, 曾昭琪, 张忠英. 江苏北部下第三系戴南组的盘星藻化石及其沉积环境的初步分析. *古生物学报*, 1978, 17: 242
- 38 萧家仪, 吴玉书, 郑绵平. 西藏扎布耶盐湖晚第四纪孢粉植物群的初步研究. *微体古生物学报*, 1996, 13: 395–399
- 39 张华, 郑卓, 王建华, 等. 海南岛近 2500 a 来盘星藻记录的周期性气候变化. *热带地理*, 2004, 24: 109–123
- 40 Liang X Z, Yu L C, Chen K Z. On the fossil pediatrum from the Gaoximage section, Hunshandak sandy land and its ecological significance since 5000 a BP. *Acta Bot Sin*, 2004, 46: 1141–1148
- 41 Clark J S. Particle motion and the theory of charcoal analysis: Source area, transport, deposition, and sampling. *Quat Res*, 1988, 30: 67–80
- 42 Whitlock C, Larsen C. Charcoal as a fire proxy. In: Smol J P, Birks H J B, Last W M, eds. *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments*. 3. Dordrecht: Kluwer Academic Publisher, 2001. 75–97
- 43 Patterson W A, Edwards K J, Maguire D J. Microscopic charcoal as a fossil indicator of fire. *Quat Sci Rev*, 1987, 6: 3–23
- 44 Clark J S, Royall P D. Particle-size evidence for source areas of charcoal accumulation in late Holocene sediments of eastern North American lakes. *Quat Res*, 1995, 43: 80–89
- 45 李小明, 周新鄂, 尚雪, 等. 黄土炭屑分级统计方法及其在火演化研究中的意义. *湖泊科学*, 2006, 18: 540–544
- 46 孙湘君, 李逊, 陈怀成. 南海北部最近 37 ka 以来天然火与气候. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2000, 30: 163–168
- 47 罗传秀, 郑卓, 潘安定, 等. 新疆地区表土孢粉分布规律及其与植被关系研究. *干旱区地理*, 2007, 30: 536–543
- 48 Dykoski C A, Edwards R L, Cheng H, et al. A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China. *Earth Planet Sci Lett*, 2005, 233: 71–86
- 49 Berger A, Loutre M F. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quat Sci Rev*, 1991, 10: 297–317
- 50 Stott L D, Cannariato K G, Thunell R, et al. Decline of surface temperature and salinity in the western tropical Pacific Ocean in the Holocene epoch. *Nature*, 2004, 431: 56–59
- 51 Thornalley D J R, Elderfield H, McCave I N. Holocene oscillations in temperature and salinity of the surface subpolar North Atlantic. *Nature*, 2009, 457: 711–714
- 52 Huang X Z, Chen F H, Fan Y X, et al. Dry late-glacial and early Holocene climate in arid central Asia indicated by lithological and palynological evidence from Bosten Lake, China. *Quat Int*, 2009, 194: 19–27
- 53 黄小忠. 新疆博斯腾湖记录的亚洲中部干旱区全新世气候变化研究. 博士学位论文. 兰州: 兰州大学, 2006. 99–115
- 54 Liu X Q, Herzschuh U, Shen J, et al. Holocene environmental and climatic changes inferred from Wulungu Lake in northern Xinjiang, China. *Quat Res*, 2008, 70: 412–425
- 55 Wei K, Gasse F. Oxygen isotopes in lacustrine carbonates of West China revisited: Implications for post glacial changes in summer monsoon circulation. *Quat Sci Rev*, 1999, 18: 1315–1334
- 56 陶士臣, 安成邦, 陈发虎, 等. 孢粉记录的新疆巴里坤湖 16.7 cal ka BP 以来的植被与环境. *科学通报*, 2010, 55: 1026–1035
- 57 薛积彬, 钟巍. 新疆巴里坤湖全新世环境记录及区域对比研究. *第四纪研究*, 2008, 28: 610–620
- 58 蒋庆丰, 沈吉, 刘兴起, 等. 西风区全新世以来湖泊沉积记录的高分辨率古气候演化. *科学通报*, 2007, 52: 1042–1049
- 59 Rhodes T E, Gasse F, Lin R F, et al. A Late Pleistocene-Holocene lacustrine record from Lake Manas, Zunggar (northern Xinjiang, western China). *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 1996, 120: 105–121
- 60 Ricketts R D, Johnson T C, Brown E T, et al. The Holocene paleolimnology of Lake Issyk-Kul, Kyrgyzstan: Trace element and stable isotope composition of ostracodes. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2001, 176: 207–227
- 61 Jin L Y, Chen F H, Morrill C, et al. Causes of early Holocene desertification in arid central Asia. *Clim Dyn*, 2012, 38: 1577–1591