



柴达木盆地苏干湖年纹层岩芯摇蚊记录的过去 1000 年干旱区湿度变化及其意义

陈建徽, 陈发虎*, 张恩楼, Stephen J Brooks, 周爱锋, 张家武

兰州大学西部环境教育部重点实验室, 兰州 730000;

中国科学院南京地理与湖泊研究所湖泊与环境国家重点实验室, 南京 210008;

Department of Entomology, Natural History Museum, London SW7 5BD, UK

* 联系人, E-mail: fhchen@lzu.edu.cn

2008-11-18 收稿, 2009-02-17 接受

国家创新研究群体科学基金(批准号: 40721061)和高等学校博士学科点专项科研基金(批准号: 20060730003)资助项目

摘要 利用柴达木盆地苏干湖具有年纹层的沉积岩芯, 以摇蚊亚化石分析恢复了研究区近千年来 10 年分辨率的湿度演变历史. 研究表明, 苏干湖岩芯中的摇蚊亚化石主要由高咸水属种 *Psectrocladius barbimanus*-type 和 *Orthocladius/Cricotopus* 与低咸水属种 *Procladius* 和 *Psectrocladius sordidellus*-type 组成, 依据其相对丰度的变化, 结合摇蚊-盐度转换函数重建的盐度波动, 区域过去 1000 年湿度变化可划分为 3 个阶段: 990~1550 AD 为气候整体干旱期、1550~1840 AD 为气候整体湿润期、1840~2000 AD 为全球变暖下的气候再次干旱期. 高分辨率的记录还发现, 在年代际到百年尺度上, 存在 1200~1230 AD 干旱背景下的湿润阶段和 1590~1700 AD 湿润小冰期内部的干旱阶段; 就气候变率而言, 湿润小冰期时段摇蚊种群组合及重建的盐度变化幅度增大, 频率加快, 指示出小冰期气候的不稳定性特征. 该记录得到西风环流影响区的其他古湿度资料支持. 苏干湖高分辨率摇蚊记录的湿润小冰期气候与中国东部季风区降水变化存在明显的差异, 表明中国内陆干旱区和东部季风区湿度变化即使在近 1000 年来也存在相位差.

关键词

苏干湖
内陆干旱区
摇蚊亚化石
有效湿度
过去 1000 年

高质量的古气候数据有助于增进对气候自然变率的理解和气候模型的改进^[1]. 中国内陆干旱区是全球变化的重要影响区域, 前人的研究表明, 内陆干旱区全新世湿度变化与中国季风区存在错位相关系^[2], 在全球变暖背景下存在强烈的气候转型, 从 20 世纪 80 年代末以来出现暖湿化趋势^[3], 也报道了两汉时期^[4]和小冰期阶段^[5]的湿润气候. 但总体而言, 由于缺少高分辨率古气候载体和可靠代用指标, 目前学术界对中国内陆干旱区近 1000 年来这一重要时段的气候干湿变化缺少详细认识. 具有年纹层的湖泊沉积和敏感响应水体盐度波动的摇蚊亚化石指标提供了高分辨率研究近千年内陆干旱区湿度变化的条件.

摇蚊亚化石是近年发展起来的古气候和古环境代用指标^[6], 摇蚊科(Diptera: Chironomidae)昆虫属于大型底栖无脊椎动物, 其三、四龄期幼虫几丁质化头壳能保存于湖泊沉积物中, 易于提取和鉴定^[7]. 因其分布广, 属种丰富(已记录的全球水生摇蚊共 339 属, 4147 种^[8]), 生态幅狭窄, 生命周期较短, 能快速响应环境变化等优点成为国际古气候古环境重建的理想代用指标之一^[9,10]. 特别是在干旱半干旱区的咸水湖和盐湖, 摇蚊种群组合是水体盐度的良好代用指标^[11], 由于封闭湖泊所记录的盐度变化通常被视作流域有效湿度的反映^[12], 使其具有明确的古气候指示意义. 摇蚊-盐度相关研究已在赤道非洲^[13~15]和加

引用格式: 陈建徽, 陈发虎, 张恩楼, 等. 柴达木盆地苏干湖年纹层岩芯摇蚊记录的过去 1000 年干旱区湿度变化及其意义. 科学通报, 2009, 54: 3127~3135
Chen J H, Chen F H, Zhang E L, et al. A 1000-year chironomid-based salinity reconstruction from varved sediments of Sugan Lake, Qaidam Basin, arid Northwest China, and its palaeoclimatic significance. Chinese Sci Bull, 2009, 54: 3749–3759, doi: 10.1007/s11434-009-0201-8

拿大西南部干旱区^[16,17]取得了很好的结果,可靠地反演了区域有效湿度的变化历史. 在中国, Zhang 等人^[18]已建立了首个青藏高原摇蚊-盐度转换函数,进一步的工作也发现, 50~100 a 分辨率的苏干湖摇蚊种群组合可以有效指示水体盐度的变化^[19]. 本文在苏干湖年纹层 SG03I 孔已建立的纹泥年表^[20,21]的可靠年代框架内,完成了 10 a 分辨率的摇蚊分析,利用摇蚊代用指标的优势,详细讨论过去千年苏干湖流域有效湿度变化历史.

1 材料和方法

苏干湖盆地是嵌套在柴达木盆地中的次级盆地(图 1),地势东南高西北低,集水面积 19854 km²^[24],湖区年均温 2.75℃,年降水量仅 18.7 mm,蒸发量高达 2900 mm 以上,属极端干旱气候区^[25]. 苏干湖是盆地地表水和地下水的汇集中心,发源于湖盆东南部山地的大小哈尔腾河均在山前戈壁平原带渗入地下,至较低海拔处或以泉水形式出露并汇集成短小径流补给苏干湖,或继续下渗并以地下径流的形式补给苏干湖^[26]. 苏干湖是呈肾形的封闭湖泊,最大长度 20.9 km,最大宽度 7.9 km,湖面海拔 2792.5 m,面积 103.68 km²,最大水深 6 m,平均水深 2.84 m^[27].

现代湖水平均矿化度为 31.83 g/L, pH 为 8.5,电导率为 27.7 mS/cm^[20],属于硫酸钠亚型微咸水湖^[24].

2000~2004 年间冬季,研究组在冰面上使用活塞钻和重力钻在不同水深处获取了多根湖泊岩芯^[21,25],用于摇蚊分析的 SG03I 岩芯位于水深 4.5 m 的湖泊中心(图 1(c)),岩芯长 7.9 m,详细的矿物学、结构特征和生物学分析,以及与平行短钻 SG00E 孔 ²¹⁰Pb 测年结果的对比,证实其上部 5.5 m 具有年纹层沉积^[20],主要利用纹层计数建立了时代跨度到 670 BC 的年代序列^[21]. 对 SG03I 孔上部的 3.8 m 岩芯开展了摇蚊亚化石分析,年代范围为 300~2000 AD,跨度约 1700 a,本文仅讨论 1000 年来(990~2000 AD, 0~2.7 m)的摇蚊记录,样品平均间距 3 cm,共分析了 95 个样品,平均分辨率约 10 a.

摇蚊亚化石的实验过程参照标准实验方法^[9,10]在兰州大学西部环境教育部重点实验室和中国科学院南京地理与湖泊研究所、英国自然历史博物馆完成,步骤如下: (1) 冷冻干燥后的样品 0.5~4 g 加入 10% KOH 溶液; (2) 75℃ 水浴加热 5~10 min; (3) 过 212 和 90 μm 筛,将样品洗至烧杯; (4) 体视显微镜下 20~40 倍挑出摇蚊头壳亚化石. 因样品的平均碳酸盐含量高达 40%以上,为确保挑出所有摇蚊头壳,第一次

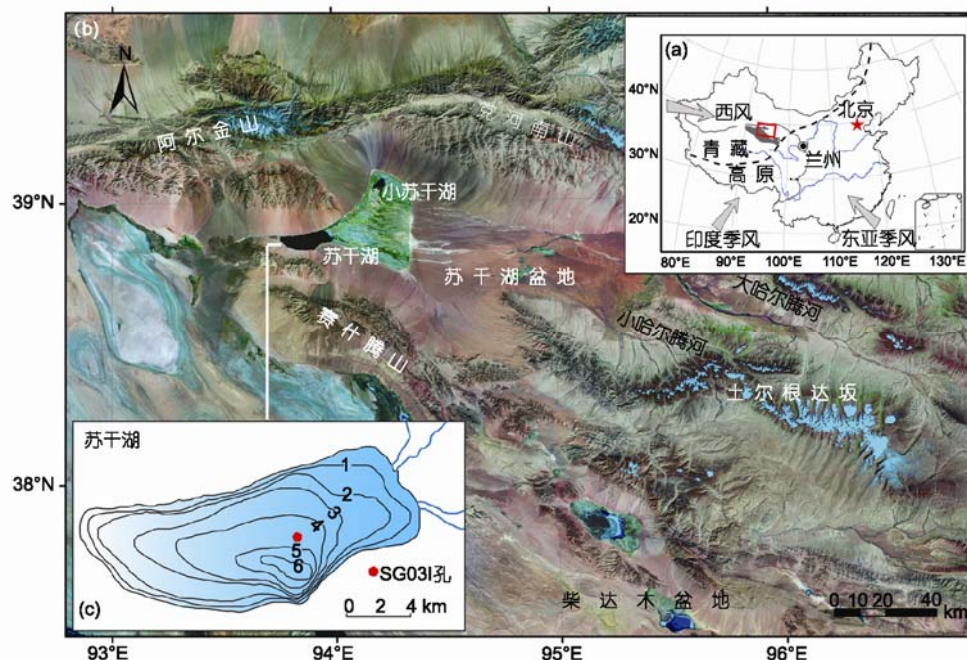


图 1 研究区地理位置、卫星影像和苏干湖等深线图

- (a) 研究区(红色方框所示)地理位置,阴影区所示为柴达木盆地,虚线为现代夏季季风北界^[22,23]; (b) 研究区 Landsat ETM 卫星影像; (c) 苏干湖等深线图,红点示 SG03I 孔位置^[20]

挑选之后,在剩余样品中加入 5% HCl 去除碳酸盐,再重复步骤(3)和(4).将挑出的头壳用 Hydro-Matrix® 直接封片或脱水后用 Euparal® 封片.鉴定在 100~400 倍生物显微镜下进行,主要依据文献[9]和[28],以及 Walker 的分类鉴定资料(<http://www.paleolab.ca/wwwguide/>),一般可鉴定至属级水平,某些情况下可鉴定到种.将具完整的或大部分颈的头壳计为一个,具半个颈的头壳计为半个,不足一半者不统计.每个样品中摇蚊幼虫亚化石统计数至少达 50 个[29].

摇蚊百分比图谱使用 TGView 程序(2.0.2 版本)[30]完成.摇蚊属种组合带划分基于 CONISS 聚类分析[31],并利用分割线段(broken stick)模型[32]进行显著性检验.基于摇蚊各属种丰度的盐度定量重建采用 Zhang 等人[18]建立的青藏高原摇蚊-盐度转换函数,其数据库共包括 38 个湖泊(含苏干湖)24 个摇蚊属种,现代盐度(TDS)范围 0.24~56.59 g/L,利用加权平均-偏最小二乘模型建立的摇蚊-盐度转换函数回归相关系数(R^2)为 0.77,推导误差(RMSEP)为 0.3082,苏干湖样品摇蚊-盐度计算和误差估计用 C2 程序(1.5.1 版本)[33]操作. Morlet 连续小波变换使用 Matlab 程序(7.4.0 版本)[34]完成.

2 结果和讨论

2.1 苏干湖摇蚊亚化石属种组合

SG03I 孔上部 2.7 m 岩芯记录了 5 个摇蚊属种: *Psectrocladius barbimanus*-type(简写 *Pb*), *Orthocla-*

dius/Cricotopus(简写 *Oc*), *Procladius*(简写 *Pr*), *Psectrocladius sordidellus*-type(简写 *Ps*)和 *Chironomus anthracinus*-type, 均为微咸水至咸水湖泊中的常见属种.其中, *Chironomus anthracinus* 仅于深 52.6 cm 处出现一次,未列入摇蚊图谱.根据 CONISS 聚类分析,苏干湖摇蚊百分比图谱可划分为 3 个主要摇蚊带(SG-Ch1~SG-Ch3)和 9 个亚带(图 2),全部通过分割线段模型的显著性检验.

SG-Ch1 带(268.4~130.0 cm, 990~1550 AD). *Oc* 为优势种(72.2%),其次为 *Pb*(17.8%), *Ps* 含量不高(6.7%), *Pr* 仅为零星出现.除以 234.4 cm(1210 AD)左右为中心的小段样品外,各属种的波动较为平缓. SG-Ch1 带分为 SG-Ch1a, SG-Ch1b 和 SG-Ch1c 3 个亚带:

其中, 1a(268.4~240.5 cm, 990~1200 AD)与 1c(228.8~130.0 cm, 1230~1550 AD)亚带摇蚊种群结构相似,以 *Oc* 占绝对优势,平均值分别高达 91.5%和 69.5%; *Pb* 在 1c 中占一定比例(21.4%); *Ps* 在 1a 中仅零星出现(1.6%),在 1c 中含量也较低(6.7%); *Pr* 丰度和出现频率均极低.而值得注意的是,亚带 1b(240.5~228.8 cm, 1200~1230 AD)以 *Ps* 和 *Pr* 的相对高含量为特征, *Ps* 丰度达到 23.1%; *Pr* 丰度为 19.4%,并在 234.4 cm 处(1210 AD)达到了全序列最高值 35.8%.

SG-Ch2 带(130.0~22.9 cm, 1550~1880 AD), *Ps* 显

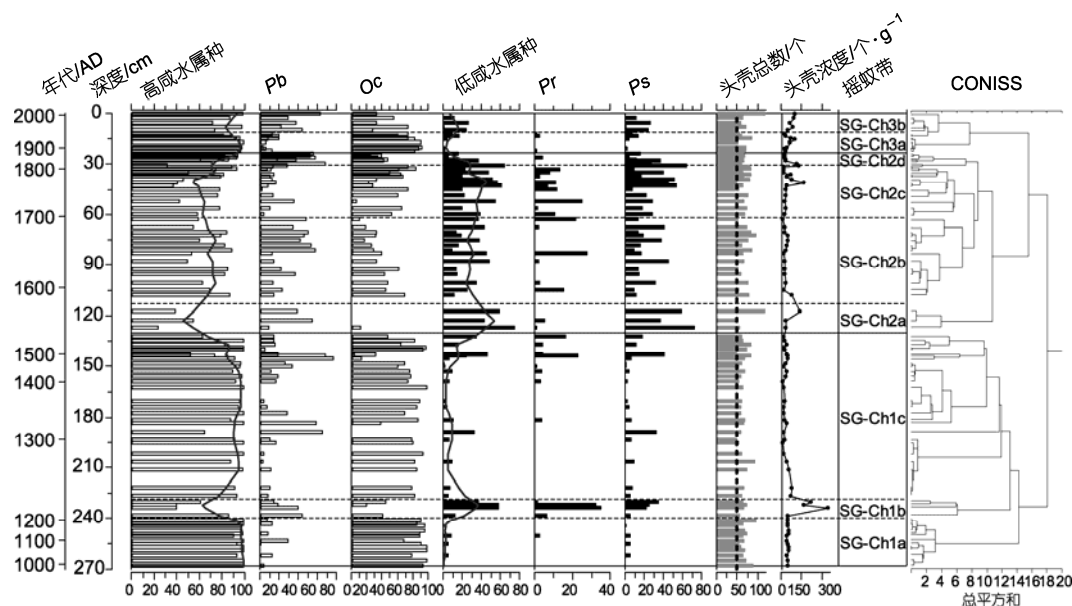


图 2 苏干湖 SG03I 孔上部 2.7 m 主要摇蚊属种百分浓度及摇蚊带

著增加(26.7%), 虽然 *Oc* 仍为优势种, 但含量处于相对低值段(39.4%), *Pb* 仍是摇蚊种群的重要成分(28.7%), *Pr* 在本带中的出现频率(55.3%)大幅提高, 百分含量亦有所增加(4.9%). 和 SG-Ch1 带相比, 本带内各属种含量波动更为剧烈. SG-Ch2 带分为 SG-Ch2a, SG-Ch2b, SG-Ch2c 和 SG-Ch2d 4 个亚带:

2a(130.0~112.8 cm, 1550~1590 AD)和 2c(61.7~30.4 cm, 1700~1820 AD)亚带中, *Ps* 含量处于高值, 其在 2a 中首次成为优势种(57.3%), 在 2c 中为次优势种(28.5%); *Pr* 丰度虽然较低, 但也于 2c 达到其全序列最稳定的相对高值段(6.6%); *Oc* 在 2a 中的平均丰度低至 4.6%; 而 *Pb* 在 2c 中的丰度也仅为 13.6%. 不同于 2a 和 2c 两亚带, 2b 亚带(112.8~61.7 cm, 1590~1700 AD)中 *Oc* 恢复优势种地位(37.3%); *Pb* 平均丰度也仅稍低于 *Oc*(34.7%); *Ps* 含量处于 SG-Ch2 带中的相对低值(22.2%); 而 *Pr* 丰度波动剧烈, 除 3 个 15% 以上的相对高值, 在其他样品中含量较低或未出现. 另外, 2d 亚带(30.4~22.9 cm, 1820~1880 AD)同样以 *Pb*(49.3%)、*Oc*(32.8%)的主导地位为特征, *Ps* 含量较低(17.1%)并显示出明显的下降趋势, 而 *Pr* 仅在一个样品中出现.

SG-Ch3 带(22.9~0 cm, 1880~2000 AD). *Oc* 在本带重新恢复到显著优势地位(68.0%), *Pb* 为次优势种(23.2%), *Ps* 百分含量降低至 8.2%, *Pr* 零星出现, 含量极低. SG-Ch3 带可分为 SG-Ch3a 和 SG-Ch3b 两个亚带, 3a 亚带(22.9~11.2 cm, 1880~1960 AD)中 *Oc* 优势明显(81.8%), *Pb* 含量不高(12.4%), *Ps* 丰度低至 4.9%, 而 *Pr* 仅为偶见. 3b 亚带(11.2~0 cm, 1960~2000 AD)中 *Oc* 优势地位下降(45.9%), *Pb* 含量在波动中增加(40.4%), *Ps* 丰度(13.6%)虽高于前一亚带, 但表现出下降趋势, 本亚带未见 *Pr*.

2.2 苏干湖摇蚊盐度记录及其与同岩芯其他代用指标的对比

根据青藏高原摇蚊-环境数据库^[18]和相关摇蚊属种生态学资料^[17,35], 苏干湖 SG03I 岩芯的 4 个主要摇蚊属种能敏感响应水体盐度变化, *Pb* 和 *Oc* 为高咸水属种, 而 *Pr* 和 *Ps* 为低咸水属种, 这也得到了苏干湖部分表层摇蚊样品的支持^[19]. SG03I 孔摇蚊种群组合主要是高咸水属种和低咸水属种间百分含量的变化(图 3), 可用来指示湖泊的相对咸淡状况, 进而反映区域的有效湿度变化. 利用 Zhang 等人^[18]建立的摇

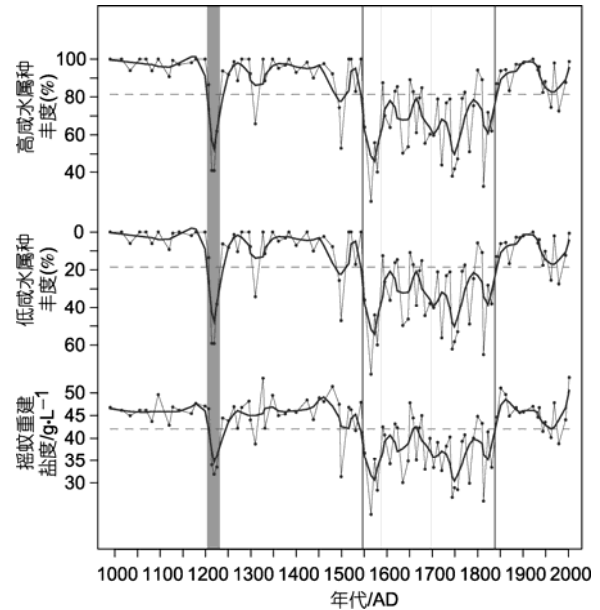


图3 苏干湖过去千年来摇蚊高咸水属种丰度、低咸水属种丰度和重建盐度值

粗实线为 LOESS 平滑结果(span = 0.05), 虚线为序列平均值, 阴影带指示湿润事件, 点带指示干旱事件

蚊-盐度转换函数(WA-PLS 模型), 定量重建的盐度变化(图 3)处于 23.0~53.4 g/L 之间, 平均值为 42.0 g/L, 平均误差为 ± 2.0 g/L. 重建盐度近 1000 年来出现明显的阶段性特征, 位于小冰期的 1550~1840 AD 间重建盐度整体较低, 而包括中世纪暖期的 990~1550 AD 间和近 100 年来全球变暖的 1840~2000 AD 间盐度整体较高, 特别是到 2000 AD 重建盐度达到全序列重建盐度的最高值.

研究表明, 苏干湖岩芯碳酸盐含量和碳酸盐氧同位素能够指示流域有效湿度的变化^[21]. 为便于对比, 将苏干湖 SG03I 孔 10 a 分辨率的碳酸盐含量、碳酸盐氧同位素和摇蚊重建盐度、摇蚊低咸水属种丰度进行标准化处理, 结果如图 4 所示. 摇蚊重建盐度和低咸水属种丰度与碳酸盐含量和碳酸盐氧同位素变化表现出明显一致性, 重建盐度、低咸水属种丰度与碳酸盐含量和碳酸盐氧同位素值的相关均超过 95% 显著性水平, 重建盐度与碳酸盐含量的相关及低咸水属种丰度与碳酸盐氧同位素值间的相关甚至超过了 99% 显著性水平. 去除高频变率之后, 可以发现各指标在数百年尺度上显示出共同的特征, 均指示了 15 世纪中晚期至 19 世纪初相对湿润的气候状况. 另外, 孢粉分析的初步结果也显示, 小冰期时段孢粉通

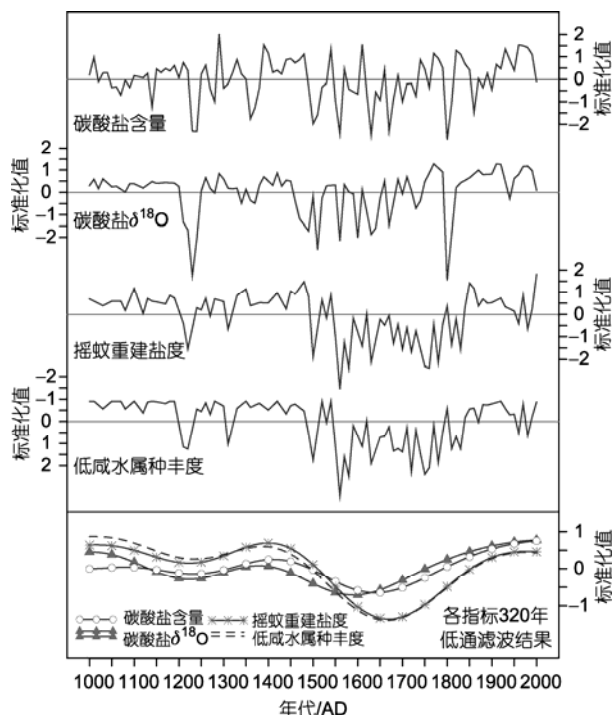


图4 摇蚊重建盐度和低咸水属种丰度与同岩芯其他代用指标结果对比

数据均经过标准化处理, 低通滤波方法据文献[36]

量升高显著, 指示流域气候偏湿(张科, 私人交流)。上述对比表明, 苏干湖 SG03I 孔摇蚊记录与同岩芯理化代用指标显示出很好的一致关系, 说明摇蚊种群组合可靠地反映了苏干湖水体盐度变化, 以摇蚊分析为依据来重建湖区过去千年有效湿度变化是可信的。

2.3 苏干湖流域过去千年来的有效湿度变化

苏干湖流域过去千年来有效湿度变化的阶段划分基本沿用摇蚊图谱分带方案(图 2), 但将第二个主要阶段结束时间调整到 1840 AD, 以更符合高/低咸水属种丰度和重建盐度的整体趋势(图 3)。(1) 990~1550 AD 阶段, 高咸水属种占绝对优势(90.5%), 低咸水属种零星出现, 重建的水体盐度处于高值段, 反映了较低的入湖水量/蒸发量之比, 流域气候干旱。该时段包括了经典的中世纪暖期, 在内陆干旱区[37]及全国范围[38], 9~12 世纪属于千年来的温暖时期, 气候出现暖干组合。(2) 1550~1840 AD 阶段, 虽然高咸水属种仍占优势, 但低咸水属种显著增加(9.3%~34.2%), 重建盐度处于近 1000 年来的最低时段, 指示了干旱背景下水体淡化, 入湖水量/蒸发量之比升高, 流域气候相对湿润。本阶段在时间上正处于所谓“小冰

期”(1400~1920 AD)[38], 气候出现冷湿组合。(3) 1840~2000 AD 阶段, 高咸水属种恢复到绝对优势地位(65.6%~91.1%), 重建的水体盐度处于较高水平, 流域气候再次变干。前人的研究发现, 青藏高原及其周边的高海拔地区气候变暖趋势更为明显[39,40], 而近百年来重建盐度和高咸水摇蚊属种含量的显著增加, 说明全球变暖时期流域再次出现暖干组合。

在年代际-百年尺度, 苏干湖摇蚊种群组合及其重建盐度反映出两次典型气候事件(图 3)。其一是在 990~1550 AD 整体干旱时段内, 出现 1200~1230 AD 间 30 a 气候湿润, 期间低咸水属种丰度突然升高, 均值达到 42.5%, 重建水体盐度显著降低, 短期内迅速增加的入湖水量/蒸发量之比可能代表了一次年代际的、长期干旱背景下的湿润事件, 气候的湿润程度与小冰期相当。该事件在苏干湖碳酸盐氧同位素等代用指标上也有明显反映(图 4), 在柴达木盆地东北缘德令哈树轮记录中有清晰表现, 1207~1260 AD 多降水期重建的平均降水量较 1097~1206 年低降水期有较大上升[41], 德令哈树轮重建降水量在一定程度上可以反映苏干湖补给河流源区的气候状况。由于 1200~1230 AD 的湿润阶段在更偏东的都兰树轮记录[42]、以及更偏西的西昆仑山古里雅冰芯积累量记录[43]中并未明确体现, 该湿润事件是否具有更大范围的意义有待于更多高分辨率记录去检验。其二是整体湿润的小冰期内部出现 1590~1700 AD 间 110 a 的相对干旱, 高咸水属种的优势地位有所恢复(46.1%~72.0%), 水体盐度升高, 是百年尺度的相对干期, 但干旱程度不及中世纪暖期和近百年干旱时段。17 世纪的相对干期在德令哈树轮记录中表现为 1634~1741 AD 的低降水期[41], 而敦德冰芯微粒含量在 1580~1710 AD 间处于高值段[44], 指示其周边地带植被覆盖少, 气候干旱; 在更东侧的青海湖, 张家武等人[45]也报道了 1560~1650 AD 间的干旱事件。然而, 这一干旱时段在西风环流显著影响的古里雅冰芯积累量记录[43]和博斯腾湖沉积记录[5]中却无显著表现。上述事实说明, 苏干湖摇蚊记录的年代际~百年尺度湿润或者干旱事件主要是局地性的气候变化, 与补给流域有密切关系。

就过去千年的气候变率而言, 与 990~1550 AD 和 1840~2000 AD 两个干旱时期比较, 相对湿润的小冰期阶段(1550~1840 AD)摇蚊种群组合及相应的盐度变化具有更大的变幅(图 3), 并表现出明显的年代

际至百年尺度的振荡, 指示了小冰期时段气候的不稳定性增加. 苏干湖摇蚊重建盐度的 Morlet 连续小波变换结果清晰地显示了小冰期时段更为显著的年代际至百年尺度振荡(图 5(a)), 同岩芯碳酸盐氧同位素记录(图 5(b))和碳酸盐含量记录(图略)也具有类似变化特点. 德令哈树轮重建降水量显示, 1430 AD 之前其 31 a 滑动平均降水量变化幅度为 ± 15 mm 左右, 而 1430~1850 AD 之间变化幅度上升到约 ± 30 mm, 1850 AD 之后波动幅度有所减少^[41]. 最近柴达木盆地东北缘树轮重建的土壤湿度变化同样表明, 1500 AD

之前的湿度波动幅度较小, 而小冰期时高频和低频变化都更加显著^[46]. 值得注意的是, 小冰期时段气候不稳定性的增强也被古里雅冰芯积累量所记录^[43], 900~1500 AD 的干旱期积累量标准偏差为 36.0 mm, 而在 1500~1830 AD 的湿润期, 积累量变化大, 标准偏差升至 51.6 mm. 可以初步推断, 苏干湖摇蚊记录所反映的小冰期气候的不稳定状况可能不仅存在于青藏高原东北部, 而具有更广泛的区域意义.

2.4 过去 1000 年中国西风影响区和季风影响区湿度变化的对比

苏干湖摇蚊记录了苏干湖流域过去 1000 年来有效湿度的变化, 表现出小冰期以整体湿润为显著特征(图 6(c), (d)). 中国西风环流影响区的古里雅冰芯积累量(图 6(a))在小冰期时处于高值段^[43], 指示出山地的高降水特征; 博斯腾湖碳酸盐含量(图 6(b))在此阶段整体偏低, 与同期较高的 A/C 比共同指示了相对湿润的小冰期气候^[5]; 这一时期, 塔里木盆地南缘河流^[47,48]、准噶尔盆地艾比湖^[49]、内蒙西部居延海^[50]等代表的内陆河湖系统水量也有相应上升. 巴丹吉林沙漠记录的沙漠区大气降水补给在小冰期时段较前后为高^[51]. 中国内陆干旱区西部的中亚干旱区也记录到明显的湿润小冰期气候^[37,52,53]. 这些事实说明,

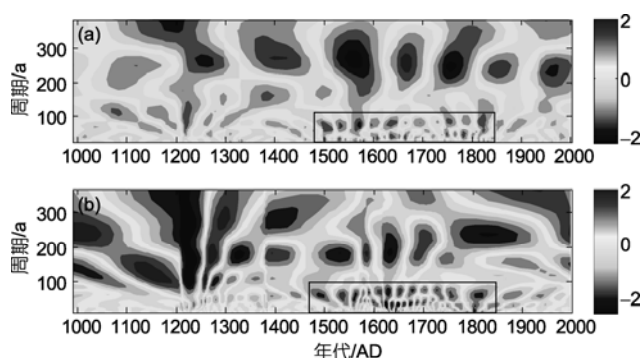


图 5 Morlet 连续小波变换结果

(a) 摇蚊重建盐度; (b) 碳酸盐 $\delta^{18}\text{O}$. 方框部分显示周期小于 100 年高频变化的集中时段

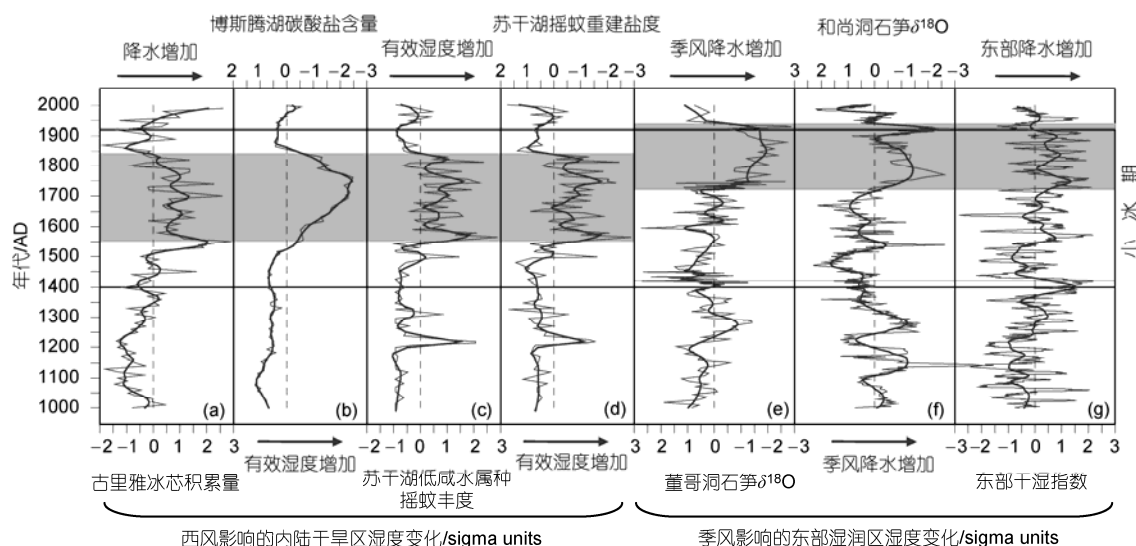


图 6 过去千年来中国西风影响的内陆干旱区和季风影响的东部湿润区部分湿度记录对比

(a) 古里雅冰芯积累量^[43]; (b) 博斯腾湖碳酸盐含量^[5]; (c) 苏干湖低咸水属种摇蚊丰度; (d) 苏干湖摇蚊重建盐度; (e) 董哥洞石笋氧同位素^[54]; (f) 和尚洞石笋氧同位素^[55]; (g) 东部干湿指数^[56]. 数据均经标准化处理, 粗实线为 LOESS 平滑结果(span = 0.1); 阴影带和点带分别代表小冰期湿润和干旱阶段; 小冰期界限划分(1400~1920 AD)据文献^[38]

苏干湖流域相对湿润的小冰期气候在受西风环流影响的广大内陆干旱区具有较好的区域代表性。当然,较早的资料除了古里雅冰芯具有较高分辨率外,其他记录的分辨率较低,没有记录到苏干湖摇蚊和古里雅冰芯积累量反映的小冰期内部的气候不稳定性特征。

中国东部季风影响区已经有较好的古气候重建资料(图 6(e)~(g))^[54~56],其小冰期气候显示出明显的阶段性:整体而言,小冰期前半期季风降水较少,季风强度较低;17 世纪中期开始季风由弱转强,气候变湿润;自 18 世纪初至小冰期结束,亚洲季风代用指标基本处于正距平,季风强度较大,降水也相应处于高值段。对比受西风环流显著影响的内陆干旱区和受季风环流影响的东部湿润区近 1000 年来的湿度(降水)变化,特别是小冰期时段,清晰反映出内陆干旱区与季风区的不同步变化,内陆干旱区从 16 世纪初就开始变湿润而季风区 18 世纪初才开始出现湿润气候,内陆干旱区到约 1840 AD 开始变干而季风区石笋^[54,55]和历史文献^[56]记录仍显示了较强季风气候(图 6)。由此可见,Chen 等人^[2]报道的亚洲中部干旱区全新世湿度与季风区湿度变化的“错位相”特征可能在近 1000 年来的气候变化中也存在。

西风环流影响区小冰期相对湿润的气候可能与以下因素有关:一方面,小冰期时西风带南移和更强的高低纬温度梯度共同导致中纬度区域气旋活动增加^[57],形成诱发更多降水的环流形势,这也得到了最近气候模拟结果的支持^[58]。另一方面,小冰期时北大西洋涛动(NAO)处于负异常^[59],而近百年来亚洲中纬度站点气象资料和 NAO 指数的统计分析表明,NAO 偏负时对应着中纬度亚洲内陆地区降水增加^[60]。另外,内陆干旱区蒸发强烈,小冰期的低温减少了区域蒸发蒸腾量,从而对有效湿度增加有所贡献。当然,对于变化机制的探讨需要更深入的模拟研究。

3 结论

(1) 基于年纹层计年的苏干湖 SG03I 孔岩芯上部 990~2000 AD 间 10 a 分辨率的摇蚊亚化石组合显示出明显的高咸水属种和低咸水属种变化,摇蚊百分比图谱可划分出 3 个主要摇蚊带和 9 个亚带,摇蚊种群组合及其重建盐度与同岩芯碳酸盐含量、碳酸盐氧同位素记录在波动格局和变率两方面均显示出很好的一致性,表明利用摇蚊分析重建苏干湖流域过去千年湿度变化具有较高置信度。

(2) 根据摇蚊种群组合和重建的盐度变化恢复了苏干湖流域过去 1000 年来有效湿度的演变历史。990~1550 AD 高咸水属种占绝对优势,水体盐度处于高值,气候干旱;1550~1840 AD 低咸水属种显著增加,水体盐度处于低值,气候相对湿润,对应于经典的小冰期时段;1840~2000 AD 高咸水属种丰度和盐度有较大升高,气候再次变干。在年代际至百年尺度上记录到 1200~1230 AD 盐度大幅降低及 1590~1700 AD 湿润小冰期内部的干旱时段。小冰期时摇蚊种群组合及相应的盐度变化具有更大的变幅和更高的频率,表现出明显的年代际至百年尺度的振荡,反映了当时气候具有不稳定性特征。

(3) 苏干湖摇蚊记录的湿润小冰期气候在中国西北干旱区具有较好的代表性;而年代际至百年尺度上的气候事件更多体现了其补给河流源区的气候状况特点;摇蚊记录反映的苏干湖流域小冰期气候不稳定性增强可能不仅限于青藏高原东北部,而具有更广泛的区域意义。

(4) 西风环流影响的内陆干旱区和亚洲季风影响的东部湿润区湿度在 1000 AD 以来的数百年尺度存在错位相变化。西风区湿润小冰期气候可能是西风带南移和北大西洋涛动负异常导致降水增加,以及温度降低导致蒸发蒸腾量减少共同作用的结果。

致谢 陈建徽受国家留学基金委资助在英国自然历史博物馆开展摇蚊分析。中国科学院地理科学与资源研究所郑景云研究员和葛全胜研究员提供了东部干湿指数原始数据;两位审稿专家对文章初稿提出了建设性修改意见,在此谨致谢忱。

参考文献

- 1 Moberg A, Sonechkin D M, Holmgren K, et al. Highly variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low- and high-resolution proxy data. *Nature*, 2005, 433: 613—617^[DOI]
- 2 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[DOI]
- 3 Shi Y, Shen Y, Kang E, et al. Recent and future climate change in Northwest China. *Clim Change*, 2007, 80: 379—393[DOI]
- 4 Yang B, Braeuning A, Shi Y, et al. Evidence for a late Holocene warm and humid climate period and environmental characteristics in the arid zones of northwest China during 2.2—1.8 kyr BP. *J Geophys Res*, 2004, [doi]
- 5 陈发虎, 黄小忠, 张家武, 等. 新疆博斯腾湖记录的亚洲内陆干旱区小冰期湿润气候研究. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2007, 37: 77—85
- 6 Walker I R. Overview of fossil Chironomids. In: Elias S A, ed. *Encyclopedia of Quaternary Science*. Amsterdam: Elsevier, 2007. 360—366
- 7 Walker I R. Chironomidae (Diptera) in paleoecology. *Quat Sci Rev*, 1987, 6: 29—40[DOI]
- 8 Ferrington L C. Global diversity of non-biting midges (Chironomidae; Insecta-Diptera) in freshwater. *Hydrobiologia*, 2008, 595: 447—455[DOI]
- 9 Brooks S J, Langdon P G, Heiri O. The Identification and Use of Palaeartic Chironomidae Larvae in Palaeoecology. QRA Technical Guide No. 10. London: Quaternary Research Association, 2007
- 10 Walker I R. Midges: Chironomidae and related Diptera. In: Smol J P, Birks H J B, Last W M, eds. *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Volume 4: Zoological Indicators*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 2001. 43—66
- 11 Heinrichs M L, Walker I R. Fossil midges and palaeosalinity: Potential as indicators of hydrological balance and sea-level change. *Quat Sci Rev*, 2006, 25: 1948—1965[DOI]
- 12 Fritz S. Deciphering climatic history from lake sediments. *J Paleolimnol*, 2008, 39: 5—16[DOI]
- 13 Verschuren D, Laird K R, Cumming B F. Rainfall and drought in equatorial east Africa during the past 1,100 years. *Nature*, 2000, 403: 410—414[DOI]
- 14 Verschuren D, Cumming B F, Laird K R. Quantitative reconstruction of past salinity variations in African lakes: Assessment of chironomid-based inference models (Insecta: Diptera) in space and time. *Can J Fish Aquat Sci*, 2004, 61: 986—998[DOI]
- 15 Eggermont H, Heiri O, Verschuren D. Fossil Chironomidae (Insecta: Diptera) as quantitative indicators of past salinity in African lakes. *Quat Sci Rev*, 2006, 25: 1966—1994[DOI]
- 16 Heinrichs M L, Walker I R, Mathewes R W. Chironomid-based paleosalinity records in southern British Columbia, Canada: A comparison of transfer functions. *J Paleolimnol*, 2001, 26: 147—159[DOI]
- 17 Walker I R, Wilson S E, Smol J P. Chironomidae (Diptera)-Quantitative paleosalinity indicators for lakes of western Canada. *Can J Fish Aquat Sci*, 1995, 52: 950—960[DOI]
- 18 Zhang E, Jones R, Bedford A, et al. A chironomid-based salinity inference model from lakes on the Tibetan Plateau. *J Paleolimnol*, 2007, 38: 477—491[DOI]
- 19 陈建徽, 陈发虎, 张恩楼, 等. 摇蚊亚化石记录的苏干湖近千年来盐度变化研究. *第四纪研究*, 2008, 28: 338—344
- 20 周爱锋, 陈发虎, 强明瑞, 等. 内陆干旱区柴达木盆地苏干湖年纹层的发现及其意义. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2007, 37: 941—948
- 21 周爱锋. 晚全新世苏干湖年纹层沉积及其环境记录. 博士学位论文. 兰州: 兰州大学, 2007
- 22 高由禧. 东亚季风的若干问题. 北京: 科学出版社, 1962. 1—49
- 23 Morrill C, Overpeck J T, Cole J E. A synthesis of abrupt changes in the Asian summer monsoon since the last deglaciation. *Holocene*, 2003, 13: 465—476[DOI]
- 24 王苏民, 窦鸿身. *中国湖泊志*. 北京: 科学出版社, 1998. 485, 501
- 25 强明瑞, 陈发虎, 张家武, 等. 2 ka 来苏干湖沉积碳酸盐稳定同位素记录的气候变化. *科学通报*, 2005, 50: 1385—1393
- 26 Holmes J A, Zhang J W, Chen F H, et al. Paleoclimatic implications of an 850-year oxygen-isotope record from the northern Tibetan Plateau. *Geophys Res Lett*, 2007, 34, [doi]
- 27 Zhang J, Holmes J A, Chen F, et al. An 850-year ostracod-shell trace-element record from Sugan Lake, northern Tibetan Plateau, China: Implications for interpreting the shell chemistry in high-Mg/Ca waters. *Quat Int*, 2008, [doi]
- 28 Wiederholm T. Chironomidae of the Holarctic region. Keys and diagnoses. Part 1. Larvae. *Entomol Scand Suppl*, 1983, 19: 1—457
- 29 Larocque I. How many chironomid head capsules are enough? A statistical approach to determine sample size for palaeoclimatic reconstructions. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2001, 172: 133—142[DOI]
- 30 Grimm E C. *TGView version 2.0.2*. Springfield: Illinois State Museum, Research and Collections Center. 2004
- 31 Grimm E C. *Tilia version 2.0.b.4*. Springfield: Illinois State Museum, Research and Collections Center. 1993
- 32 Bennett K D. Determination of the number of zones in a biostratigraphical sequence. *New Phytol*, 1996, 132: 155—170[DOI]
- 33 Juggins S. *C2 version 1.5: Software for ecological and palaeoecological data analysis and visualisation*. Newcastle upon Tyne: University of Newcastle. 2007
- 34 Matlab version 7.4.0. Natick, Massachusetts: The MathWorks Inc. 2007

- 35 Heinrichs M L, Wilson S E, Walker I R, et al. Midge- and diatom-based palaeosalinity reconstructions for Mahoney Lake, Okanagan Valley, British Columbia, Canada. *Int J Salt Lake Res*, 1997, 6: 249—267
- 36 Mann M E. On smoothing potentially non-stationary climate time series. *Geophys Res Lett*, 2004, 31: 710—713
- 37 Yang B, Wang J, Braeuning A, et al. Late Holocene climatic and environmental changes in arid central Asia. *Quat Int*, 2008, [\[doi\]](#)
- 38 Yang B, Braeuning A, Johnson K R, et al. General characteristics of temperature variation in China during the last two millennia. *Geophys Res Lett*, 2002, 29: 38—31
- 39 Liu X D, Chen B D. Climatic warming in the Tibetan Plateau during recent decades. *Int J Climatol*, 2000, 20: 1729—1742 [\[DOI\]](#)
- 40 Gou X, Chen F, Jacoby G, et al. Rapid tree growth with respect to the last 400 years in response to climate warming, northeastern Tibetan Plateau. *Int J Climatol*, 2007, 27: 1497—1503 [\[DOI\]](#)
- 41 邵雪梅, 黄磊, 刘洪滨, 等. 树轮记录的青海德令哈地区千年降水变化. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2004, 34: 145—153
- 42 Zhang Q B, Cheng G D, Yao T D, et al. A 2,326-year tree-ring record of climate variability on the northeastern Qinghai-Tibetan Plateau. *Geophys Res Lett*, 2003, 30: 1739—1742
- 43 姚檀栋, 秦大河, 田立德, 等. 青藏高原 2 ka 来温度与降水变化——古里雅冰芯记录. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 1996, 26: 348—353
- 44 刘纯平, 姚檀栋, Thompson L G, 等. 敦德冰芯中微粒含量与沙尘暴及气候的关系. *冰川冻土*, 1999, 21: 9—14
- 45 张家武, 金明, 陈发虎, 等. 青海湖沉积岩芯记录的青藏高原东北部过去 800 年以来的降水变化. *科学通报*, 2004, 49: 10—14
- 46 Yin Z Y, Shao X M, Qin N S, et al. Reconstruction of a 1436-year soil moisture and vegetation water use history based on tree-ring widths from Qilian junipers in northeastern Qaidam Basin, northwestern China. *Int J Climatol*, 2008, 28: 37—53 [\[DOI\]](#)
- 47 Liu B. *Climate Change in Southern Tarim Basin*. Tokyo: Ancient and Present-Day Bookstore, 1976
- 48 Yang X P, Zhu Z D, Jaekel D, et al. Late Quaternary palaeoenvironment change and landscape evolution along the Keriya River, Xinjiang, China: The relationship between high mountain glaciation and landscape evolution in foreland desert regions. *Quat Int*, 2002, 97: 155—166 [\[DOI\]](#)
- 49 吴敬禄, 刘建军, 王苏民. 近 1500 年来新疆艾比湖同位素记录的气候环境演化特征. *第四纪研究*, 2004, 24: 585—590
- 50 张振克, 吴瑞金, 王苏民, 等. 近 2600 年来内蒙古居延海湖泊沉积记录的环境变迁. *湖泊科学*, 1998, 10: 44—51
- 51 马金珠, 陈发虎, 赵华. 1000 年以来巴丹吉林沙漠地下水补给与气候变化的包气带地球化学记录. *科学通报*, 2004, 49: 22—26
- 52 Sorrel P, Popescu S M, Head M J, et al. Hydrographic development of the Aral Sea during the last 2000 years based on a quantitative analysis of dinoflagellate cysts. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2006, 234: 304—327 [\[DOI\]](#)
- 53 Kroonenberg S B, Abdurakhmanov G M, Badyukova E N, et al. Solar-forced 2600 BP and Little Ice Age highstands of the Caspian sea. *Quat Int*, 2007, 173: 137—143 [\[DOI\]](#)
- 54 Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. The Holocene Asian monsoon: Links to solar changes and North Atlantic climate. *Science*, 2005, 308: 854—857 [\[DOI\]](#)
- 55 Hu C Y, Henderson G M, Huang J H, et al. Quantification of Holocene Asian monsoon rainfall from spatially separated cave records. *Earth Planet Sci Lett*, 2008, 266: 221—232 [\[DOI\]](#)
- 56 Zheng J Y, Wang W C, Ge Q S, et al. Precipitation variability and extreme events in eastern China during the past 1500 years. *Terr Atmos Ocean Sci*, 2006, 17: 579—592
- 57 Magny M, Begeot C, Guiot J, et al. Contrasting patterns of hydrological changes in Europe in response to Holocene climate cooling phases. *Quat Sci Rev*, 2003, 22: 1589—1596 [\[DOI\]](#)
- 58 Raible C C, Yoshimori M, Stocker T F, et al. Extreme midlatitude cyclones and their implications for precipitation and wind speed extremes in simulations of the Maunder Minimum versus present day conditions. *Clim Dyn*, 2007, 28: 409—423 [\[DOI\]](#)
- 59 Chu G Q, Sun Q, Wang X H, et al. Snow anomaly events from historical documents in eastern China during the past two millennia and implication for low-frequency variability of AO/NAO and PDO. *Geophys Res Lett*, 2008, [\[doi\]](#)
- 60 Aizen E M, Aizen V B, Melack J M, et al. Precipitation and atmospheric circulation patterns at mid-latitudes of Asia. *Int J Climatol*, 2001, 21: 535—556 [\[DOI\]](#)