

中纬度亚洲现代间冰期气候变化的“西风模式”讨论

陈发虎, 陈建徽, 黄伟

兰州大学 西部环境教育部重点实验室, 甘肃 兰州 730000

Chen Fahu, Chen Jianhui, Huang Wei

MOE Key Laboratory of Western China's Environmental Systems, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China

Chen Fahu, Chen Jianhui, Huang Wei. A discussion on the westerly-dominated climate model in mid-latitude Asia during the modern interglacial period. *Earth Science Frontiers*, 2009, 16(6):023-032

Abstract: The mid-latitude Asian continent can be roughly divided into two distinct climatic regions; the humid eastern-southern part of Asia mainly controlled by monsoon circulation and inland arid Asia (including the cold-arid northern Tibetan Plateau) in the western part dominated by the mid-latitude westerlies. Based on the extensive review of recently published literatures, we found that a dry early Holocene, a wettest mid-Holocene, and a moderately wet late Holocene dominated in arid central Asia (ACA), while a strong summer monsoon and humid climate characterized the early Holocene, and a weakened summer monsoon and drier climate prevailed during the late Holocene. During the past millennium, ACA experienced a dry Medieval Warm Period (MWP) and a humid Little Ice Age (LIA). In contrast, it is indicated by a speleothem proxy record from Wanxiang Cave that the monsoon precipitation was generally high during the MWP and generally low during the LIA. Over the last 100 or 50 years, moisture has increased in arid NW China, while climate in monsoon-influenced semi-arid NW China and North China has become drier. In addition, anti-phase relationship in precipitation changes between the northern Tibetan Plateau (climatically controlled by westerlies) and southern Tibetan Plateau (mainly influenced by Indian monsoon circulation) exists on decadal to centennial timescale. In summary, moisture variability in ACA and northern Tibetan Plateau has showed major difference from monsoon evolution on various time-scales in the Holocene. It is thus proposed that there is a westerly-dominated climate model in mid-latitude Asia during the modern interglacial period.

Key words: mid-latitude Asia; Holocene; MWP; LIA; climate change; westerly-dominated climate model

摘要: 中纬度亚洲地区存在主要受季风环流影响的东南部湿润地区(简称季风区)和主要受西风环流控制的内陆干旱区(包括青藏高原北部高寒干旱区,简称西风区)。根据对近年来新发表的气候变化记录证据梳理总结,发现西风区在中—晚全新世气候湿润,与亚洲季风在早—中全新世强盛的格局显著不同。过去千年的西风区中世纪暖期干旱,而小冰期相对湿润,与此相对,万象洞石笋氧同位素记录则显示季风降水在中世纪暖期时整体处于高值,在小冰期处于低值段。在近百年,尤其是近50 a,西北干旱区湿度增加,而季风影响范围内的西北东部和华北等地变得更干。不仅如此,在分属西风和季风影响区的青藏高原北部和南部,年代际—百年尺度上降水变化也表现出反相位关系。据此我们提出,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。

收稿日期: 2009-11-09; 修回日期: 2009-11-13

基金项目: 国家创新研究群体科学基金项目(40721061); 国家自然科学基金重点项目(90502008); 高等学校学科创新引智计划项目(B06026)

作者简介: 陈发虎(1962—), 男, 教授, 博士生导师, 长期从事第四纪气候与环境变化研究。E-mail: fhchen@lzu.edu.cn

关键词: 中纬度亚洲;全新世;中世纪暖期;小冰期;气候变化;西风模式

中图分类号: P467 **文献标志码:** A **文章编号:** 1005-2321(2009)06-0023-10

0 引言

从大尺度环流系统的角度,亚洲大陆基本可划分为主要受中纬度西风环流控制的“西风亚洲”和主要受季风环流控制的“季风亚洲”^[1]。现代气候条件下,两者在我国的分界大致沿大兴安岭向西南延伸,经河套地区—腾格里沙漠东南缘至青藏高原东北部边缘,然后过青海湖西北经高原中部约 32°N 一线西延至国境线^[2-4](图 1)。此线在 105°E 以东大约相当于我国干旱-半干旱区界线,其西侧为蒙新干旱区,东侧紧邻中—东部沙地^[5]和半干旱区。在青藏高原上,此线南部为印度季风影响的高原湿润、半湿润区,北部则大体相当于自然地理区划中的高原高寒干旱区^[6]。需要指出的是,现代夏季风和西风环流间的界线会随夏季风的强弱而每年有所变化^[7],因此上述界线只是大致代表多年平均状况。

前人在冰期—间冰期尺度的研究中,中亚内陆干旱区与亚洲季风区黄土剖面均记录了末次冰期时

干旱的气候特征^[8];新的湖泊记录,例如新疆博斯腾湖钻孔地层资料显示至少晚冰期时现代湖泊并未形成^[9];而末次冰期晚冰阶时中国北方沙漠强烈扩张,被认为是“奠定我国现代沙漠、沙地基本轮廓的关键时期”^[10]。早期李吉均先生^[11]提出的“冰期冷湿—间冰期暖干”的“西风模式”主要是指末次冰期间冰段的冷湿和现代间冰期的相对暖干,需要进一步开展更深入的研究。就全新世而言,前人的研究可以归纳为两类观点:一种基本不脱离施雅风先生等提出的“全新世大暖期”气候框架^[12],认为内陆干旱区湿润期出现在中全新世^[13-14];另一种认为早全新世就较湿润而其后逐渐减弱^[15-16]。但两种观点的共同之处在于均将干旱区的湿润气候归结为亚洲季风深入西北内陆导致降水增加。即便韩淑娟和瞿章^[17]根据北疆巴里坤湖多指标研究结果提出“冷湿—暖干”配置的“内陆型”全新世气候特征,也认为研究区中全新世暖湿是由于“湿热的西南季风影响超过了区内暖干型气候的程度”^[18]。然而,通过对中东亚干旱区近期发表的高质量湖泊沉积记录进行集成,

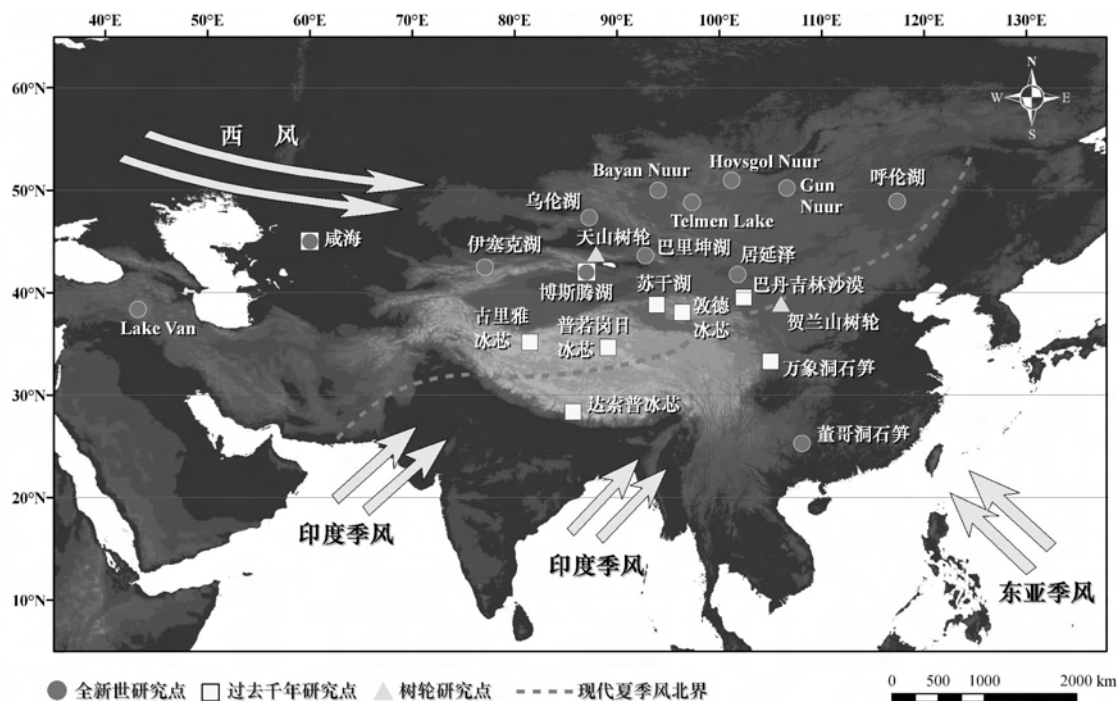


图 1 研究区主要大气环流系统及本文涉及的研究点位置示意图

Fig.1 Overview map showing the dominant circulation systems over the study region and the major palaeoclimatic sites

并对比新近发表的石笋氧同位素等亚洲季风记录,Chen 等^[19]提出西风亚洲与季风亚洲全新世气候变化存在“错位相(out-of-phase)”的观点,发现早全新世季风最强盛时,内陆干旱区代表性湖泊均处于干涸或水位极低的状态,而干旱区中晚全新世的湿润时期显然不大可能是业已处于衰退趋势的亚洲季风深入内陆造成的。不仅如此,最近来自博斯腾湖的多指标记录显示出 1500—1900 AD 小冰期期间内陆干旱区气候湿润^[20],而季风区万象洞的高分辨率石笋氧同位素曲线却指示小冰期季风整体衰弱,降水处于低值段^[21]。甚至在更短的时间尺度上,施雅风先生提出了近 20 a 来西北干旱区出现暖干向暖湿转型^[22],而近几十年亚洲季风的衰退却已为大量器测结果所证实^[23-24]。这些研究促使我们开始思考,有别于末次冰期时西风亚洲和季风亚洲气候干旱的一致状况,在现代间冰期,中东干旱区是否存在一个不同于季风区的湿度(降水)变化的“西风模式”?在从千年到年代际的时间尺度上,这种差异的表现形式如何?可能的驱动机制又有哪些?本文根据近年来新的气候变化记录证据,讨论中纬度亚洲现代间冰期是否存在不同于季风区的气候变化“西风模式”。

1 全新世气候变化框架

近 10 a 来,内陆干旱区陆续有大量高质量的全

新世古气候和古环境重建资料发表,利用的地质载体包括湖泊岩心、冰心、风成沉积等,重建的气候环境因子多数与有效湿度(降水)有关,例如湖面波动、冰心积累量变化、孢粉反映的植被更替等。其中,湖泊沉积具有地理覆盖面广、沉积连续、指标丰富等优势。Chen 等^[19]通过选择来自中东亚干旱区的 11 个湖泊研究点,在校正碳库效应之后,评价并整合其沉积岩心多指标记录和岩性特征,分获其全新世湿度演变序列,并以此为基础集成重建了区域平均湿度指数变化。详细的湖泊研究点选择标准和湿度资料集成方法见参考文献^[19],此处不再赘述。我们对这套资料进行了调整和补充:乌伦湖以新发表的具有更好年代控制和更合理指标解释的记录为依据^[25],新补充了最近在巴里坤湖进行的全新世气候和环境重建结果^[26]。最终得到的亚洲内陆干旱区 12 个湖泊研究点全新世湿度分级和区域平均湿度指数如图 2 所示(分辨率为 200 a)。

图 2 能够清晰地显示中东亚干旱区湖泊研究点在全新世数千年尺度上具有基本相同的湿度变化框架,即早全新世(8 cal ka 之前)气候最为干旱,区内代表性湖泊处于干涸或者水位极低的状态;中全新世(8~4 cal ka)是气候最湿润时期,很多湖泊出现 11 cal ka 以来的最高湖面;晚全新世(4 cal ka 以来)湿度尽管有下降趋势,但仍高于早全新世。除湖泊记录之外,基于孢粉资料的最新综述^[27]也表明,新

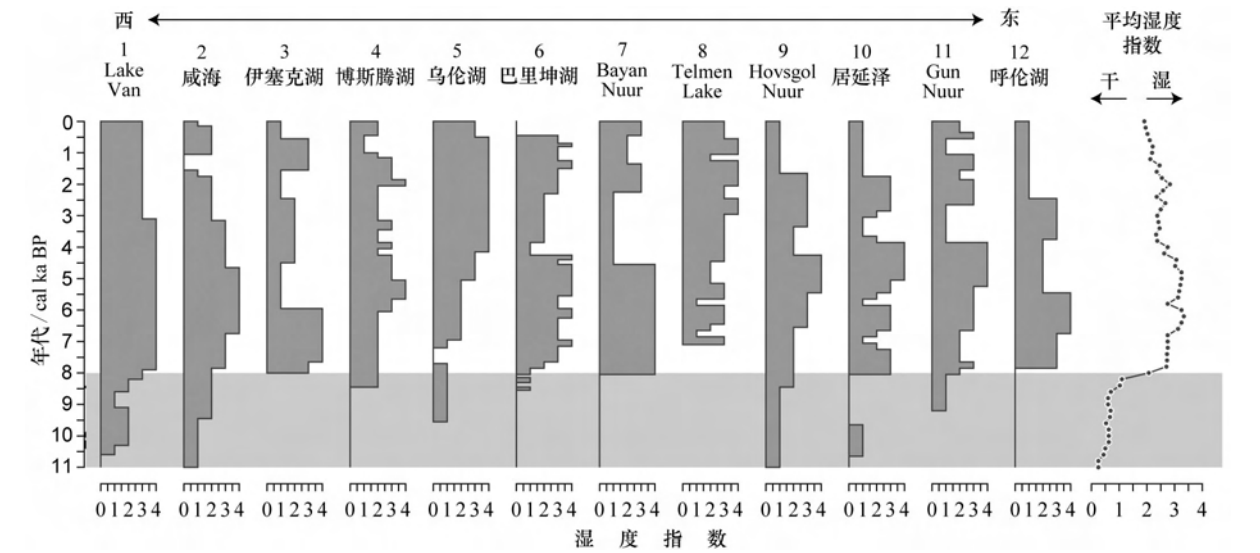


图 2 中东亚干旱区湖泊研究点全新世湿度分级和区域平均湿度指数
(据文献^[19]修改)

Fig. 2 Temporal Holocene moisture evolution at individual sites and mean humidity index (far right curve) in ACA

疆和内蒙古西部干旱区全新世最湿润阶段出现在 8.5~5.5 cal ka 的中全新世,其研究区植被以草原或荒漠草原占优势。而风成沉积方面的零星证据同样暗示新疆相对湿润的时段出现在中全新世或晚全新世^[28-30]。

在亚洲季风区,随着石笋为代表的定年准确的高分辨率记录在近年成功应用,已基本确立了全新世季风变化框架,即冰消期之后季风快速增强,早中全新世季风强盛,气候湿润,随后季风衰退,中晚全新世季风变弱,气候变干。我们利用董哥洞石笋氧同位素记录^[31]代表亚洲季风变化,将其与集成的内陆干旱区平均湿度指数进行对比(图 3),结果清楚地显示出两者在全新世数千年尺度上的“错位相”变化关系:中东亚干旱区在早全新世最为干旱而当时亚洲季风已经处于最强盛时段;8 cal ka 之后强盛夏季风持续一段时间后逐渐衰退,而干旱区最湿润的时段却出现在 8~4 cal ka 的中全新世;晚全新世季风最弱,而干旱区湿度虽然降低但仍然较早全新世高。

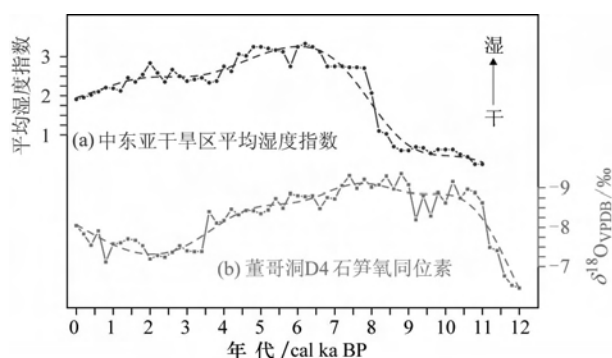


图 3 中东亚干旱区全新世平均湿度指数(a)与董哥洞 D4 石笋氧同位素记录^[31](b)对比

Fig. 3 Comparison of mean humidity index in ACA during the Holocene (a) with $\delta^{18}\text{O}$ time series of the Dongge Cave speleothem D4^[31](b)

D4 氧同位素记录经 200 a 线性插值,粗虚线代表 3 ka 低通滤波结果

这种“错位相”关系事实上否定了前人关于“内陆干旱区全新世湿润时段是由强大的夏季风深入内陆造成”的推测,而通过将集成的中东亚干旱区湿度指数与北大西洋区域温度记录^[32-33]和表征全球冰量的相对海平面高度记录^[34]进行比对(图略),可以初步认为内陆干旱区湿度变化在早全新世受到由全球冰量控制的北大西洋区域温度状况的影响,而从高纬冰盖基本消融的中全新世开始才体现出北半球夏

季太阳辐射的作用,这就与亚洲季风在整个全新世始终随北半球低纬夏季太阳辐射变化有显著的区别。另外,青藏高原温度变化对其北侧干旱区和亚洲季风区不同的气候效应可能对这种“错位相”变化特征具有强化作用。

对于西风区和季风区过渡带而言,全新世湿度(降水)变化相当复杂,岱海^[35]和黄土高原西部^[36]孢粉记录显示出,其变化既不同于石笋记录的季风气候变化模式,也与内陆湖泊记录的西风气候变化模式有区别,出现早全新世较为干旱,类似西风气候模式,但中全新世温暖湿润,随后快速变干,后者又类似于太阳辐射驱动下的季风气候变化模式。出现这种情况的原因可能是早全新世时(约 11~8 cal ka)由于北半球大陆冰盖的消融消耗能量,北半球中高纬地区气温仍较低^[37],西风环流仍较强盛,夏季风很难西进(西北地区东→西方向)和北扩(青藏高原南→北方向),西风环流强烈影响了现代的半干旱地区,导致早全新世干旱。中全新世随中高纬地区气温升高,西风环流北撤衰弱,夏季风西进北上,现代的西风季风过渡区受夏季风影响更大,该区域出现中晚全新世湿度(降水)变化类似季风模式^[38]。

2 中世纪暖期和小冰期

中世纪暖期(MWP,一般指 1000—1300 AD)和小冰期(LIA,一般指 1400—1900 AD)是过去千年的气候变化特征时段。前人的研究表明,虽然暖冷阶段的起讫时间、强度有区域差异,但是无论北半球^[39]、中国^[40-41]还是中亚干旱区^[42],中世纪时温度总体较高,而小冰期时则表现出低温特征,通常还存在短尺度的次级变化叠加在长期趋势之上的现象。然而,不同于温度变化,降水或者湿度变化的空间异质性更强,即便在全球相同的温度变化趋势下,不同区域因受大气环流和海洋环流调整的因素也会产生显著的干湿变化差异。前文已经揭示出,在全新世的数千年尺度上,中东亚内陆干旱区湿度变化与亚洲季风演变并不一致,那么,在近千年的百年尺度,特别是中世纪暖期和小冰期这两个特征气候时段,两者又存在何种关系呢?

关于中东亚干旱区过去千年湿度变化的总体格局,近年来发表的若干具有可靠年代控制的高分辨率代用记录为集成研究提供了可能。Chen 等^[43]选择自西向东 5 个研究点:威海、古里雅冰心、博斯腾

湖、苏干湖、巴丹吉林沙漠的古湿度(降水)重建结果(基本信息见表1),在调整年代框架、整合代用指标信息之后,集成了中东亚干旱区过去千年湿度变化曲线(分辨率为10 a)(图4(a))。

由图4(a)可见,中东亚干旱区MWP以相对干旱为特征,1000—1350 AD湿度水平低于均值,而根据古里雅冰心、博斯腾湖和巴丹吉林沙漠覆盖时段更长的原始数据,该干早期可能开始得更早;1350—1500 AD湿度有所增加;显著的湿润时段发生在1500—1850 AD的LIA阶段,其时集成的湿度曲线整体高于过去千年的平均水平。这种中世纪干旱而小冰期相对湿润的变化格局还得到来自内陆干旱区其他低分辨率气候记录的支持^[50]。整体而言,近千年来在数百年尺度上,内陆干旱区表现为暖干—冷湿组合特征。

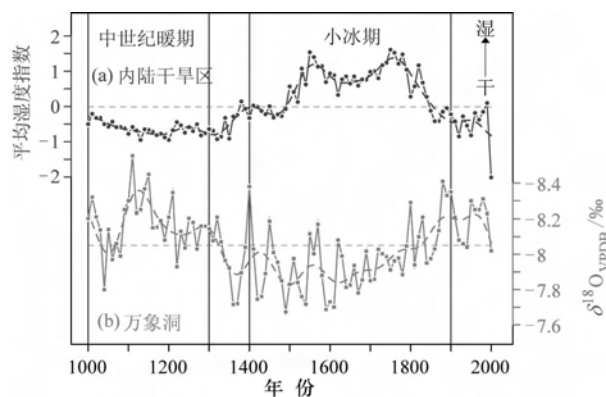


图4 中东亚干旱区过去千年平均湿度指数^[43](a)与万象洞WX42B石笋氧同位素记录^[21](b)对比

Fig. 4 Comparison of mean humidity index in ACA during the last millennium^[43] (a) with $\delta^{18}\text{O}$ time series of the Wanxiang Cave speleothem WX42B^[21] (b)

WX42B氧同位素记录经10 a线性插值,粗虚线代表100 a低通滤波结果

我们用来自万象洞的石笋氧同位素记录^[21]作为过去千年亚洲季风降水强弱的代表,与其他石笋记录相比,该记录具有更好的年代控制(1 000 a内11个测年点)和更高的分辨率(1 000 a内平均分辨率为3 a),其氧同位素的“降水量效应”显著^[51],而万象洞接近现代夏季风北界的位置使其能够敏感记录季风的强弱变化。过去千年来中东亚干旱区湿度集成曲线与万象洞石笋氧同位素曲线的对比(图4)显示,两者在数百年尺度上几乎呈反向变化:大约在1000—1350 AD期间季风降水整体高于均值,而此时期内陆干旱区表现为干旱的状态;干旱区从14世纪

中期湿度开始升高,至1500—1850 AD期间整体偏湿润,而万象洞石笋记录的季风降水从14世纪中期开始直至19世纪初整体处于低值阶段。由此可见,MWP和LIA气候异常在中东亚干旱区和亚洲季风区湿度变化中均有明显的印迹,但表现为大体相反的湿度(降水)特征。

造成这种反位相变化可能的驱动机制(以LIA为例):中东亚干旱区较低的温度减少蒸发、蒸腾导致有效湿度增加;西风在北半球冷期南移并加强;青藏高原低温导致北侧下沉气流减弱以及北大西洋涛动(NAO)整体偏负使风暴路径南移等,以上所述均可能对当时的湿润状况有贡献。而在人类活动强烈影响之前,亚洲季风在百年以内的短尺度主要受太阳活动驱动,LIA时太阳活动整体偏弱应是导致季风处于弱期的主要因素。因此,对外部强迫,尤其是太阳强迫的响应方式不同,可能是造成MWP和LIA时中东亚内陆干旱区湿度(降水)与亚洲季风反位相变化的根本原因。

3 近百年来的全球变暖时期

对于在更短的年代际尺度上中东亚干旱区与亚洲季风区湿度变化的关系,最引人关注的无疑是近来的全球变暖时期。过去千年中东亚干旱区湿度集成曲线在这段时期可靠性降低,这是因为咸海和博斯腾湖受到近期人类活动的强烈影响,古里雅冰心记录也仅止于20世纪80年代。而在这个时间尺度上,树轮重建的帕尔默干旱指数(PDSI)可望提供有价值的信息。PDSI综合考虑了水分蒸散、径流、土壤水分交换等因素,具有明确清晰的物理意义,是重要的区域水文状况和湿度指标。

最近,Li等利用树轮宽度重建了西风区天山中部(1675—2002 AD)^[52]和季风边缘区贺兰山(1788—1999 AD)^[53]的PDSI变化,在此截取最近100 a进行分析。天山树轮重建PDSI(图5(a))显示,自1920 AD开始,研究区湿度整体处于波动上升态势,最显著的升高趋势始于20世纪40年代中期,20世纪80年代末开始的最近一次年代际尺度变湿与施雅风先生等^[22]提出的“暖干向暖湿转型”相一致。与天山中部区域相对,贺兰山树轮重建PDSI(图5(b))显示了不同的特点,1900—1930 AD湿度没有整体趋势变化,在平均值附近波动,随即PDSI值突然升高并于1940 AD左右达到最高值,

表 1 中东亚干旱区过去千年高分辨率湿度(降水)代用记录的基本信息^[43]

Table 1 High-resolution palaeomoisture (precipitation) records spanning the last millennium from ACA, modified from^[43]

| 编号 | 研究点 | 纬度/(°) | 经度/(°) | 测年方法 | 样品分辨率/a | 代用指标 | 文献 |
|----|--------|--------|--------|---|---------|-------------|---------|
| 1 | 咸海 | 45.00 | 60.00 | ¹³⁷ Cs, ¹⁴ C | 5~10 | 硅藻 | [44] |
| 2 | 古里雅冰心 | 35.20 | 81.50 | 污化层计数 | 10 | 冰心积累量 | [45-46] |
| 3 | 博斯腾湖 | 42.00 | 87.02 | ¹³⁷ Cs, ²¹⁰ Pb, ¹⁴ C | 10~25 | 碳酸盐含量、粒度、孢粉 | [20] |
| 4 | 苏干湖 | 38.85 | 93.90 | 年纹层计数 | 10 | 摇蚊 | [47] |
| 5 | 巴丹吉林沙漠 | 39.55 | 102.37 | 氯累积年龄 | 5~10 | 包气带氯离子浓度 | [48-49] |

据文献^[43]修改。

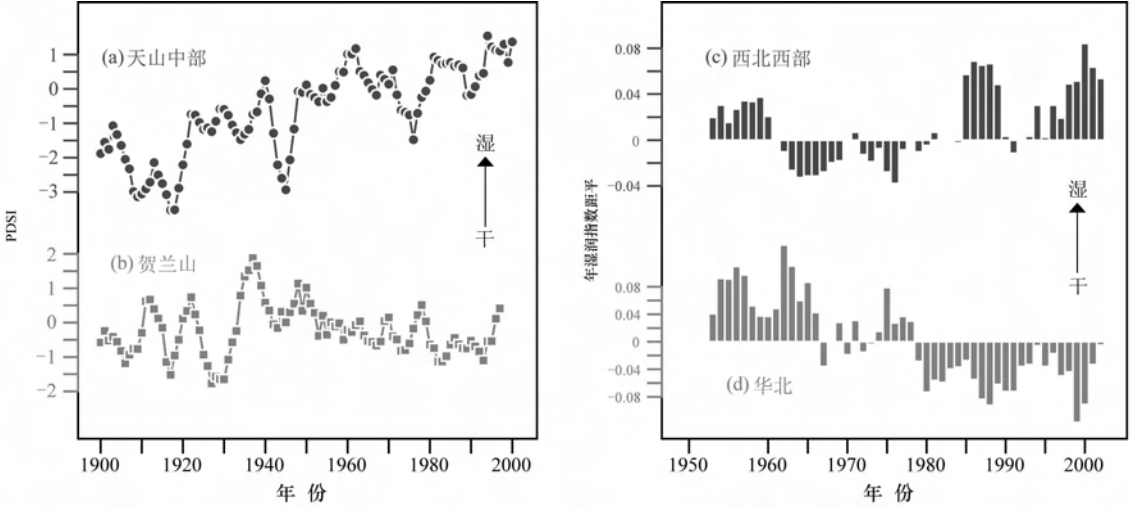


图 5 树轮重建的天山中部^[52](a)和贺兰山^[53](b)近百年来 PDSI 变化,器测资料计算的西北西部(c)和华北(d)近 50 a 来地表湿润指数距平变化^[54]

Fig. 5 Comparison of tree-ring reconstructed summer PDSI at central Tien Shan^[52] (a) with that at Helan Shan^[53] (b) during the last 100 years, and comparison of surface wetness index anomaly in western NW China^[54] (c) with that in North China^[54] (d) during the last 50 years

所有数据均为 5 a 滑动平均结果

其后直到近期一直处于下降态势。由此可见,位于西风区的天山中部和位于季风边缘区的贺兰山在近百年,尤其是近 50 a 来湿度变化总体趋势相反。

不仅在代用指标上有这种反映,从器测资料分析结果的角度来看也是如此。根据我国西北地区西部(图 5(c))和华北(图 5(d))1951—2004 AD 地表湿润指数变化情况^[54],大约从 20 世纪 60 年代开始,西北西部在总体上变得更湿润,而华北地区最近 50 a 湿润指数表现出降低的整体趋势。事实上,除华北以外,夏季风影响范围内的西北东部在近 50 a 也变得更干^[54],这正与季风指数^[24]所指示的亚洲夏季风在最近 50 a 处于持续衰退的状况相符。近百年来,特别是近 50 a 来内陆干旱区的暖湿化趋势与近千年自然因素驱动下的暖干—冷湿组合模

式不同,可能指示了内陆干旱区对大气温室气体驱动下的全球变暖具有不同的响应方式,值得进一步探讨。

4 青藏高原南北部降水差异

西风亚洲和季风亚洲在青藏高原上的界线(大致从高原东北部边缘过青海湖西北,经高原中部 32°N 一线西伸至国境线)将之分为南北两个区域。基于 NCEP/NCAR 1958—2001 AD 再分析资料的研究显示,32°N 附近的高原切变线以北主要是来自西风带的水汽输送,而以南主要是来自夏季风的水汽输送^[3]。亚洲季风在高原上的这条界限与国际上全球季风系统研究给出的结果^[2]基本一致,也得到现代降水同位素跟踪研究^[55-56]的证实。那么,对于

分属西风和季风控制区的青藏高原北部和南部, 其降水(湿度)变化又存在怎样的关系呢?

冰心积累量被认为是古降水量最直接可靠的代用指标^[57], 在过去 20 a 间, 中外学者在青藏高原钻取并进行积累量重建的冰心^[46, 58-59]为探讨高原南北部降水变化的差异提供了材料。Wang 等^[60]利用高原北部的古里雅冰心和敦德冰心, 以及高原南部的达索普冰心近 500 a 来的积累量变化数据, 通过整体趋势分析和累积距平分析, 指出青藏高原南北部降水在过去 500 a 总体存在反位相变化的关系, 而不同时间尺度的相关系数分析则明确显示, 在年代际及更长的时间尺度上, 高原南部的达索普冰心与北部的古里雅和敦德冰心积累量显著负相关($p \leq 0.05$)。最近来自高原中北部的普若岗日冰心积累量重建及对比研究^[61]再次证实了这种现象, 普若岗日、古里雅和敦德冰心积累量从 17 世纪中期到 18 世纪末处于高值, 随后直至 20 世纪早期是低值段, 近百年来均显示了一致的上升趋势。与此相对, 高原南部的达索普冰心积累量在 18 世纪较低, 19 世纪是高值段, 在近百年持续下降。事实上, 除达索普冰心之外, 高原南部珠穆朗玛峰东绒布冰川和远东绒布冰川积累量在 20 世纪 50 年代以来急剧减小, 同样与北部的古里雅和敦德冰心的变化相反^[62]。

不仅如此, 利用再分析资料计算获得的青藏高原 1950—1999 AD 降水趋势系数空间分布显示, 高原北部在过去 50 a 间降水总体增加而南部降水减少^[60]。Liu 和 Yin^[63]利用青藏高原东部(多数位于 88°E 以东)66 个海拔高度 2 000 m 以上的站点数据, 分析了研究区 1961—1990 AD 夏季(6—8 月)降水变化特征, 结果表明, 大致在 32°~33°N 一线以北夏季降水增加, 以南地区则普遍减少。青藏高原南部季风区近 50 a 来降水的减少与西北东部和华北季风控制区的干旱化相一致, 共同反映亚洲夏季风在全球变暖下的减弱趋势。

可见, 无论是代用指标还是器测资料(或者再分析资料)均指示出, 青藏高原北部西风控制区与南部季风控制区的降水量存在着反向变化的关系, 并且这种关系覆盖年代际到百年范围的时间尺度, 实际上也存在一个气候变化的西风模式。

5 结论与展望

通过上述在不同时间尺度上, 对西风控制的中

东亚干旱区与亚洲季风区全新世以来气候变化事实的梳理总结可以看出: 在全新世数千年尺度上, 中东亚内陆干旱区湿度变化与亚洲季风演变存在错位相关系; 在中世纪暖期和小冰期数百年尺度上, 内陆干旱区与季风影响区湿度(降水)变化呈现总体相反的态势; 在近百年全球变暖时期, 尤其是近 50 a 来, 内陆干旱区与季风影响区湿度变化趋势相反。并且, 在分别受西风和季风控制的青藏高原北部和南部, 其降水在年代际一百年尺度上也存在反相位变化的特点。据此可以认为, 在全新世数千年到年代际时间尺度上, 西风亚洲的气候变化和亚洲季风变化具有明显差异。我们提出, 受西风环流控制的亚洲中部内陆中东亚干旱区和青藏高原北部地区, 在现代间冰期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, 我们称作现代间冰期气候变化的“西风模式”。

需要指出的是, 对于产生西风模式的驱动机制, 我们现有的讨论仅仅停留在概念模型的阶段, 而近百年来人类活动的显著影响更加增大了机制分析的难度, 在本文中未涉及。同时还应指出, 由于记录本身分辨率的不同, 本文对不同时间尺度采用不同材料来研究气候变化历史, 近千年来数百年尺度季风区和西风区湿度变化的差异并不一定适合整个全新世, 而近百年来数十年尺度的差异也不一定适合近千年的不同时段。因此, 开发更多年代控制更可靠、时空分辨率更高、代用指标意义更明确的古气候记录, 并将其和数值模拟的工作更紧密地结合起来, 不仅是增进机制理解的有效途径, 也是深入探讨西风区、季风区内部气候变化的空间格局, 以及西风与季风交互影响的边缘地带气候变化特征和驱动因素等科学问题的必经之路。

References:

- [1] Dando W A. Asia: Climates of Siberia, central and east Asia [M]//Oliver J E. Encyclopedia of World Climatology. Dordrecht: Springer, 2005: 102-114.
- [2] Wang P, Clemens S, Beaufort L, et al. Evolution and variability of the Asian monsoon system: State of the art and outstanding issues[J]. Quaternary Science Reviews, 2005, 24 (5/6): 595-629.
- [3] Wang K L, Jiang H, Zhao H Y. Atmospheric water vapor transport from westerly and monsoon over the Northwest China[J]. Advances in Water Science, 2005, 16(3): 432-438

- (in Chinese).
- [4] Gao Y X. Some Questions About the East Asian Monsoon [M]. Beijing: Science Press, 1962: 1-49(in Chinese).
 - [5] Wang X M, Chen F, Hasi E, et al. Desertification in China: An assessment[J]. Earth-Science Reviews, 2008, 88(3/4): 188-206.
 - [6] Yang Q Y, Zheng D, Wu S H. Eco-geographic region study in China[J]. Progress in Natural Science, 2002, 12(3): 287-291(in Chinese).
 - [7] Tan M. Circulation effect: Climatic significance of the short term variability of the oxygen isotopes in stalagmites from monsoonal China[J]. Quaternary Sciences, 2009, 29(5): 851-862(in Chinese).
 - [8] Ding Z L, Ranov V, Yang S L, et al. The loess record in southern Tajikistan and correlation with Chinese loess[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2002, 200(3/4): 387-400.
 - [9] 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 [J]. Quaternary International, 2009, 194(1/2): 19-27.
 - [10] Dong G R. The evolution of ecological environment[M]// Wang S W, Dong G R. Environmental Characteristics and Changes in Western China. Beijing: Science Press, 2002: 104-144(in Chinese).
 - [11] Li J J. The patterns of environmental changes since Late Pleistocene in Northwestern China[J]. Quaternary Sciences, 1990(3): 197-204(in Chinese).
 - [12] Shi Y F, Kong Z C, Wang S M, et al. Climates and environments of the Holocene Megathermal Maximum in China[J]. Science in China: Series B, 1994, 37(4): 481-493.
 - [13] Yu G, Wang S M. Eurasian lake-level records and changes in patterns of atmospheric circulations during the last 20000 years[J]. Quaternary Sciences, 1998(4): 360-367 (in Chinese).
 - [14] Feng Z D, An C B, Wang H B. Holocene climatic and environmental changes in the arid and semi-arid areas of China: A review[J]. The Holocene, 2006, 16(1): 119-130.
 - [15] Wei K, Gasse F. Oxygen isotopes in lacustrine carbonates of West China revisited: Implications for post glacial changes in summer monsoon circulation [J]. Quaternary Science Reviews, 1999, 18(12): 1315-1334.
 - [16] Yu G, Xue B, Wang S M, et al. Lake records and LGM climate in China[J]. Chinese Science Bulletin, 2000, 45(13): 1158-1164.
 - [17] Han S T, Qu Z. Inland Holocene climatic feature recorded in Balikun Lake, northern Xinjiang[J]. Science in China: Series B, 1992, 22(11): 1201-1209(in Chinese).
 - [18] Han S T. Holocene environmental change sequence of Barkol Lake, northern Xinjiang[J]. Scientia Geologica Sinica, 1992 (Suppl 1): 247-260(in Chinese).
 - [19] 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 [J]. Quaternary Science Reviews, 2008, 27(3/4): 351-364.
 - [20] Chen F H, Huang X Z, Zhang J W, et al. Humid Little Ice Age in and central Asia documented by Bosten Lake, Xinjiang, China[J]. Science in China: Series D, 2006, 49(12): 1280-1290.
 - [21] Zhang P, Cheng H, Edwards R L, et al. A test of climate, sun, and culture relationships from an 1810-year Chinese cave record[J]. Science, 2008, 322: 940-942.
 - [22] Shi Y, Shen Y, Kang E, et al. Recent and future climate change in Northwest China[J]. Climatic Change, 2007, 80(3): 379-393.
 - [23] Li J, Zeng Q. A unified monsoon index[J]. Geophysical Research Letters, 2002, 29(8), doi: 10.1029/2001GL013874.
 - [24] Ding Y, Wang Z, Sun Y. Inter-decadal variation of the summer precipitation in East China and its association with decreasing Asian summer monsoon. Part I: Observed evidences [J]. International Journal of Climatology, 2008, 28(9): 1139-1161.
 - [25] Liu X, Herzschuh U, Shen J, et al. Holocene environmental and climatic changes inferred from Wulungu Lake in northern Xinjiang, China[J]. Quaternary Research, 2008, 70: 412-425.
 - [26] Tao S C, An C B, Chen F H, et al. Pollen-inferred vegetation and environmental changes since 16.7 ka BP at Balikun Lake, Xinjiang [J]. Chinese Science Bulletin, 2009 (in press).
 - [27] Zhao Y, Yu Z C, Chen F H. Spatial and temporal patterns of Holocene vegetation and climate changes in arid and semi-arid China[J]. Quaternary International, 2009, 194(1/2): 6-18.
 - [28] Chen H Z, Jin J, Dong G R. Holocene evolution processes of Gurbantunggut Desert and climatic changes[J]. Journal of Desert Research, 2001, 21(4): 333-339(in Chinese).
 - [29] Feng Q, Su Z Z, Jin H J. Desert evolution and climatic changes in the Tarim River basin since 12 ka BP[J]. Science in China: Series D, 1999, 42(Suppl 1): 101-112.
 - [30] Ye W. The climatic characteristics and environmental patterns during Holocene in North Xinjiang[J]. Journal of Desert Research, 2000, 20(2): 185-191(in Chinese).
 - [31] 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[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2005, 233(1/2): 71-86.

- [32] Kaplan M R, Wolfe A P. Spatial and temporal variability of Holocene temperature in the North Atlantic region[J]. Quaternary Research, 2006, 65(2): 223-231.
- [33] Dahl-Jensen D, Mosegaard K, Gundestrup N, et al. Past temperatures directly from the Greenland Ice Sheet[J]. Science, 1998, 282: 268-271.
- [34] Peltier W R, Fairbanks R G. Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record[J]. Quaternary Science Reviews, 2006, 25(23/24): 3322-3337.
- [35] Xiao J L, Xu Q H, Nakamura T, et al. Holocene vegetation variation in the Daihai Lake region of north-central China: A direct indication of the Asian monsoon climatic history[J]. Quaternary Science Reviews, 2004, 23(14/15): 1669-1679.
- [36] An C B, Feng Z D, Tang L Y. Evidence of a humid mid-Holocene in the western part of Chinese Loess Plateau[J]. Chinese Science Bulletin, 2003, 48(22): 2472-2479.
- [37] Davis B A S, Brewer S, Stevenson A C, et al. The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data[J]. Quaternary Science Reviews, 2003, 22(15/17): 1701-1716.
- [38] Zhao Y, Chen F H, Zhou A F, et al. A 6200-year vegetation history, climate change and human activities on the south-western Loess Plateau in central China[J]. Quaternary Research, 2009(in review).
- [39] Mann M E, Zhang Z, Hughes M K, et al. Proxy-based reconstructions of hemispheric and global surface temperature variations over the past two millennia[J]. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 2008, 105(36): 13252-13257.
- [40] Yang B, Braeuning A, Johnson K R, et al. General characteristics of temperature variation in China during the last two millennia[J]. Geophysical Research Letters, 2002, 29(9), doi: 10.1029/2001gl014485.
- [41] Ge Q, Zheng J, Tian Y, et al. Coherence of climatic reconstruction from historical documents in China by different studies[J]. International Journal of Climatology, 2008, 28(8): 1007-1024.
- [42] Esper J, Frank D, Wilson R, et al. Uniform growth trends among central Asian low-and high-elevation juniper tree sites[J]. Trees—Structure and Function, 2007, 21(2): 141-150.
- [43] Chen F H, Chen J H, Holmes J, et al. Moisture changes over the last millennium in the Arid Central Asia: A review, synthesis and comparison with monsoon region[J]. Quaternary Science Reviews, 2009(in review).
- [44] Austin P, Mackay A, Palagushkina O, et al. A high-resolution diatom-inferred palaeoconductivity and lake level record of the Aral Sea for the last 1600 yr[J]. Quaternary Research, 2007, 67(3): 383-393.
- [45] Thompson L G, Mosley-Thompson E, Davis M E, et al. A 1000 year climate ice-core record from the Guliya ice cap, China: Its relationship to global climate variability[J]. Annals of Glaciology, 1995, 21: 175-181.
- [46] Yao T D, Thompson L G, Qin D H, et al. Variations in temperature and precipitation in the past 2000 a on the Xizang (Tibet) Plateau—Guliya ice core record[J]. Science in China: Series D, 1996, 39(4): 425-433.
- [47] 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 [J]. Chinese Science Bulletin, 2009, 54(20): 3749-3759.
- [48] Ma J Z, Edmunds W M. Groundwater and lake evolution in the Badain Jaran desert ecosystem, Inner Mongolia [J]. Hydrogeology Journal, 2006, 14(7): 1231-1243.
- [49] Gates J B, Edmunds W M, Ma J Z, et al. A 700-year history of groundwater recharge in the drylands of NW China[J]. The Holocene, 2008, 18(7): 1045-1054.
- [50] Chen J H, Chen F H, Zhang J W, et al. Humidity variability in the arid Northwest China during LIA derived from different proxy records[J]. Acta Geographica Sinica, 2008, 63(1): 23-33(in Chinese).
- [51] Liu J, Zhang P, Cheng H, et al. Asian summer monsoon precipitation recorded by stalagmite oxygen isotopic composition in the western Loess Plateau during AD1875-2003 and its linkage with ocean-atmosphere system[J]. Chinese Science Bulletin, 2008, 53(13): 2041-2049.
- [52] Li J, Gou X, Cook E R, et al. Tree-ring based drought reconstruction for the central Tien Shan area in Northwest China[J]. Geophysical Research Letters, 2006, 33: L07715, doi: 10.1029/2006GL025803.
- [53] Li J, Cook E R, Chen F, et al. Drought reconstruction for north central China from tree rings: The value of the Palmer drought severity index[J]. International Journal of Climatology, 2007, 27: 903-909.
- [54] Ma Z, Fu C. Some evidence of drying trend over northern China from 1951 to 2004[J]. Chinese Science Bulletin, 2006, 51(23): 2913-2925.
- [55] Tian L D, Yao T D, MacClune K, et al. Stable isotopic variations in West China: A consideration of moisture sources [J]. Journal of Geophysical Research-Atmospheres, 2007, 112(D10), doi: 10.1029/2006jd007718.
- [56] Zhou S Q, Nakawo M, Sakai A, et al. Water isotope variations in the snow pack and summer precipitation at July 1 Glacier, Qilian Mountains in Northwest China[J]. Chinese Science Bulletin, 2007, 52(21): 2963-2972.

- [57] Yao T D, Duan K Q, Tian L D, et al. Dasuopu ice core accumulation record and Indian summer monsoonal precipitation change in the past 400 a[J]. Science in China: Series D, 2000, 30(6): 619-627(in Chinese).
- [58] Thompson L G, Mosley-Thompson E, Brecher H, et al. Abrupt tropical climate change: Past and present[J]. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 2006, 103(28): 10536-10543.
- [59] Yao T D, Xie Z C, Yang Q Z, et al. Temperature and precipitation fluctuations since 1600 AD provided by the Dunde Ice Cap, China[M]//Kotlyakov V M, Ushakov A, Glazovsky A. Glaciers-Ocean-Atmosphere Interactions. Wallingford: IAHS Publication No. 208, International Association of Hydrological Sciences, 1991: 61-70.
- [60] Wang N L, Jiang X, Thompson L G, et al. Accumulation rates over the past 500 years recorded in ice cores from the Northern and Southern Tibetan Plateau, China[J]. Arctic, Antarctic, and Alpine Research, 2007, 39(4): 671-677.
- [61] Yao T, Duan K, Xu B, et al. Precipitation record since AD1600 from ice cores on the central Tibetan Plateau[J]. Climate of the Past, 2008, 4(3): 175-180.
- [62] Hou S, Qin D, Yao T, et al. Recent change of the ice core accumulation rates on the Qinghai-Tibetan Plateau[J]. Chinese Science Bulletin, 2002, 47(20): 1746-1749.
- [63] Liu X, Yin Z. Spatial and temporal variation of summer precipitation over the eastern Tibetan Plateau and the North Atlantic Oscillation[J]. Journal of Climate, 2001, 14(13): 2896-2909.

参考文献:

- [3] 王可丽, 江灏, 赵红岩. 西风带与季风对中国西北地区的水汽输送[J]. 水科学进展, 2005, 16(3): 432-438.
- [4] 高由禧. 东亚季风的若干问题[M]. 北京: 科学出版社, 1962: 1-49.
- [6] 杨勤业, 郑度, 吴绍洪. 中国的生态地域系统研究[J]. 自然科学进展, 2002, 12(3): 287-291.
- [7] 谭明. 环流效应: 中国季风区石笋氧同位素短尺度变化的气候意义[J]. 第四纪研究, 2009, 29(5): 851-862.
- [10] 董光荣. 生态环境的演变[M]//王绍武, 董光荣. 中国西部环境特征及其演变. 北京: 科学出版社, 2002: 104-144.
- [11] 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(3): 197-204.
- [13] 于革, 王苏民. 欧亚大陆湖泊记录和两万年来大气环流变化[J]. 第四纪研究, 1998(4): 360-367.
- [17] 韩淑娣, 瞿章. 北疆巴里坤湖内陆型全新世气候特征[J]. 中国科学: B辑, 1992, 22(11): 1201-1209.
- [18] 韩淑娣. 北疆巴里坤湖全新世环境变迁序列[J]. 地质科学, 1992(增刊1): 247-260.
- [28] 陈惠中, 金炯, 董光荣. 全新世古尔班通古特沙漠演化和气候变化[J]. 中国沙漠, 2001, 21(4): 333-339.
- [30] 叶玮. 北疆地区全新世气候波动与水热组合特点[J]. 中国沙漠, 2000, 20(2): 185-191.
- [50] 陈建徽, 陈发虎, 张家武, 等. 中国西北干旱区小冰期的湿度变化特征[J]. 地理学报, 2008, 63(1): 23-33.
- [57] 姚檀栋, 段克勤, 田立德, 等. 达索普冰芯积累量记录和过去 400 a 来印度夏季风降水变化[J]. 中国科学: D辑, 2000, 30(6): 619-627.