评述

近千年气候格局的环流背景: ENSO 态的不确定性分析与再重建

谭明*

中国科学院新生代地质与环境重点实验室, 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029

* E-mail: tanming@mail.iggcas.ac.cn

收稿日期: 2015-07-24; 接受日期: 2015-12-07; 网络版发表日期: 2016-05-05

中国科学院战略性先导科技专项项目(编号: XDA05080501)、国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2010CB950101)、国家自然科学基金项目(批准号: 41030103)和国家科技基础性工作专项项目(编号: 2011FY120300)资助

摘要 全球增温在最近 10 余年是否停滞这个问题, 引起了包括 IPCC 的广大气候研究科学共同体的关注. 一些作者将停滞归因于气候系统内部变动即海气环流的重组, 由此对近千年气候变化的环流背景重建提出了更高要求. 然而, 综观对近千年海洋-大气环流变化的分析及其与区域气候格局关系的结论, 各家众说纷纭, 以致矛盾重重, 给区域乃至全球气候变化认识带来很大的不确定性. 另一方面, 近 10 年来高精度 U-Th 定年的石笋氧同位素比值($\delta^{18}\text{O}$)序列为中晚更新世古气候研究提供了较为精确的年代框架, 其间中国作者无一例外将中国石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 作夏季风指标解释, 这种解释反映在气候学家的应用和模型中就成了降水要素. 但事实是, 所有这些记录在低频趋势变化上具有很大的共同性, 而多数序列不能被器测降水记录所校准, 这样就更增加了中国区域乃至全球气候研究架构的不确定性. 因此, 尽早厘清矛盾的由来, 并降低研究中的不确定性, 是当今气候科学必须做的一件事情. 本文在分析证明中国季风区石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 意义的基础上, 尝试提出一个新的环流代用指标: 集成中国石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 序列重建近千年热带太平洋纬向海温梯度即大尺度 ENSO 态, 进而推测现代与中世纪虽然同为暖期, 却出现了不同的环流重组, 这个推论可以得到更长的末次盛冰期以来记录的支持. 换言之, 中国石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 低频趋势大区域一致的归因分析表明, ENSO 态从不同时间尺度(从年际到百年以至更长尺度)控制了中国季风区气候变化, 而其中重要的环流桥梁是西太副高, 即西太副高本身除了年际、年代际变化以外, 还具有更长时间尺度的环流模态. 比如, 我们可以讨论西太副高在整个全新世即半个岁差的变化. 这些讨论也许不仅仅对于古气候, 而且对于现代气候研究也不无意义.

关键词 近千年, ENSO, 环流背景, 气候格局, 西太副高, 石笋 $\delta^{18}\text{O}$, 环流重组

中文引用格式: 谭明. 2016. 近千年气候格局的环流背景: ENSO 态的不确定性分析与再重建. 中国科学: 地球科学, 46: 657–673, doi: 10.1360/N072015-00078
英文引用格式: Tan M. 2016. Circulation background of climate patterns in the past millennium: Uncertainty analysis and re-reconstruction of ENSO-like state. Science China Earth Sciences, 59: 1225–1241, doi: 10.1007/s11430-015-5256-6

1 引言

“近千年”是能够将气候变化的现在与过去相联系的关键时段,而当我们用现代气候观测数据与古气候重建记录进行交叉研究时,却发现许多令人疑惑的问题,由此引出本文的讨论。

2013年9月30日,联合国政府间气候变化专门委员会(IPCC)第5次评估报告(AR5)第一工作组(科学)报告《气候变化2013: 自然科学基础》全文在线发布。与前次评估报告相比较,AR5除了将人为温室气体增量和其他人为因素加在一起造成全球变暖的推定从“很可能”(very likely)变为“极有可能”(extremely likely,即95%以上可能性),以及将海洋吸收热量占地球气候系统热能储量从80%上升为90%以上外,另一个令人印象深刻的是,报告指出自1998年以来暖化趋势出现中断。这是一个重大科学问题,因为观测到的主要温室气体CO₂并没有降低而是持续上升。那么,是什么因素导致全球增暖停滞呢?国外科学家提出了几种可能机制: Solomon等(2010, 2011)指出,大气平流层中水汽含量下降和气溶胶增加可能会减缓全球地表温度的增长率。尔后, Kaufmann等(2011)将其归因于导致变暖的人为和自然强迫总和近十数年很少增加。Meehl等(2011)利用模型给出300m以下深海的吸热证据。Kosaka等(2013)则提出,导致21世纪全球变暖脚步停滞的原因是赤道中东太平洋年代际的拉尼娜态变冷。而按照Bjerknes(1969)或Wyrski(1975)的海气相互作用信风张弛假说,最近England等(2014)提出的信风增强假说其实也等同于此(拉尼娜态)。

我们可以将Kosaka等(2013)提出的“拉尼娜态变冷”与England等(2014)提出的“信风增强”假说理解为通常所说的太平洋年代际振荡(PDO)冷相位气候态,因为查一下PDO的原始定义(Mantua等, 1997),基本上就是这个意思。再假设全球增温停滞确实源于他们所推断的原因,由此引出另一个有趣且不无重要的问题: 如果我们知道PDO的长期演变规律,是否意味着我们就能推断再过十年甚至更长时间全球气候变化主导的自然趋势呢? 于是,我们希望知道PDO的长期变化模态,而千年PDO是已经被多位作者重建了的,数据也已公开。但对比不同作者重建的PDO序列,新问题提出来了: Kipfmüller等(2012)列出了5个重建PDO序列,所有都与观测时期的实测PDO相

关很好,但观测时期以前(可到1700年),相互之间却存在明显差别。说明PDO对这5个代用记录的影响,在器测时期是相同的,但前器测时期却不同。由此可见,观测记录校准是代用指标可进行气候重建的必要但并非充分条件。

另一方面,就在科学家们开始热忱地探索增温停滞的可能原因时, Cowtan等(2014)却对IPCC作为主要参考的温度数据HadCRUT4(由英国气象局哈德利中心和东英吉利大学气候研究所整合)提出了严重质疑,认为该序列丢失了升温剧烈、且占全球面积16%的两极和非洲中部地区,故推断该数据集大大低估了实际的全球变暖幅度。这篇文章无异于否定了IPCC- AR5关于20世纪90年代末以来增温停滞的重要结论,从而使上述那些相关科学讨论全部落空。最近, Rajaratnam等(2015)再次发表文章质疑全球变暖停滞。当然,实际情况到底怎样,仍待气候学家们彻底查清。

以上这两个与最新发布的IPCC有关的问题实例,前一个涉及“推理明不明”,后一个涉及“事实清不清”。而由此引出的矛盾无疑给继续研究和分析带来不小障碍。笔者以此为引,试图指出,气候研究或古气候研究已经跨过了缺乏资料、研究无以为据的阶段。现在,美国国家海洋和大气管理局(NOAA)以及国际科学联合会下设的世界数据中心(WDC)等科学机构,已经能够提供大量数据,这些数据在发表时都通过了同行评议,但在引用时却发现存在相互矛盾的情况,让使用者无所适从,或各取所需。长此以往,必然造成气候学或古气候学理论的混乱。笔者设立该题目,并非以全面综述为纲要,而旨在通过典型事例指出,在重建或模拟近千年气候格局的环流背景结果中尚存在哪些矛盾结论,并分析问题发生的可能原因,以期引起同行对当前气候-古气候研究中出现的问题给予足够的重视。

2 气候格局及其环流背景: 重建 vs 模拟

竺可桢(1973)于42年前发表“中国近五千年来气候变迁的初步研究”,建立了中国过去五千年气候变化的基本框架。其后数十年,历史气候学家和古气候学家利用文献、生物和沉积等代用资料,对中国过去数千年、特别是最近千年的冷暖(Yang等, 2002; Ge等,

2003; 刘晓宏等, 2004; 王宁练等, 2006; 朱海峰等, 2008; 朱西德等, 2007; 姚檀栋等, 2006; 葛全胜等 2011)、干湿(张德二等, 1997; Zheng等, 2006; 邵雪梅等, 2004; 刘禹等, 2006, 2009; Zheng等, 2006; 时兴合等, 2009), 以及冷暖与干湿的关系(如Zheng等, 2014)进行了详尽的研究, 使我们今天能够在一个格局基本清楚的框架下来讨论中国过去千年的气候变化和区域差异. 对于这个基本格局的形成, 通过统计对比和模拟论证(如Tan等, 2004; Tan M等, 2009; 刘健等, 2005), 一个主要的结论是太阳辐射应该控制了千年气候温度变化的大格局. 模式研究还给出了环流背景和特征时期的气候态(满文敏和周天军, 2011; 周天军等, 2011). 但模拟结果与区域温度的关系较好而与区域降水的关系较差, 这是由于降水受区域性因素影响更强的原因. 因此一个重要的问题自然也就提出: 这样的千年气候格局特别是降水到底是在什么样的大尺度环流背景下形成的? “小冰期”是离我们最近、而又与现代气候差异较大的一个百年尺度气候参照期. Matthes(1939)首先提出小冰期概念, 英文 Little Ice Age, 简称LIA. 而后不同作者给出的小冰期时间范围稍有差异, 大致包括了几个太阳活动极小期: Spörer Minimum(1460~1550年), Maunder Minimum(1645~1715年), Dalton Minimum (1790~1830年)和 Damon Minimum(1856~1913年, 见Sharp(2013)). 由于世界各地的小冰期温度记录差异不大, 因此希望通过了解小冰期时期的环流特征来理解气候格局和环流背景的关系就是一件很自然的事情. 但是, 当我们按这个目的检索文献时, 却发现矛盾依然存在:

(1) Stahle等(1998)最早利用树轮、珊瑚和冰芯的代用指标, 将南方涛动指数(SOI, 见Walker(1928))重建到1706年, 覆盖了Dalton Minimum, 但其年代际SOI仅表现从峰值下降到谷值, 不能说明问题.

(2) Mann 等(2000)用综合指标重建了第一个延伸到 Maunder Minimum 的 Niño3 指数即 $5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$, $150^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{W}$ 海区海表温度距平(SSTA). 尔后, Jones和Mann(2004)根据海气相互作用的原理(即厄尔尼诺与南方涛动关系或ENSO关系, 见Bjerknes(1969)), 将该指数倒过来作为SOI, 显示在小冰期其为负距平, 即为厄尔尼诺态.

(3) 龚道溢等(1999)指出, 中国季风区降水的空间分布与ENSO态有一定关系(ENSO包括暖相位即厄

尔尼诺和冷相位即拉尼娜, 定义见http://www.cpc.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml), 那么可否由降水空间分布型推测特征时期的ENSO态呢? 王苏民等(2003)曾以小冰期盛期为例(17世纪), 列举了若干作者关于中国东部季风区该时段的干湿状况记述, 但结果表明矛盾较大, 仅温度都较低比较一致.

(4) Cobb等(2003)利用热带中太平洋帕尔米拉岛的珊瑚化石 $\delta^{18}\text{O}$ 与海表温度(SST)的关系, 重建了Niño3.4区($5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$, $170^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{W}$)过去1000年的SST变化历史, 表明小冰期为厄尔尼诺态, 而中世纪暖期为拉尼娜态.

(5) Sachs等(2009)重建了小冰期时热带太平洋从西到东的干湿状况, 结果显示西部帕劳较干旱、中部华盛顿岛和圣诞岛也较干旱, 而东部加拉帕戈斯群岛较为湿润. 这样的干湿分布格局理应为厄尔尼诺态, 但作者却在气候态对比中引用了Moy等(2002)关于一段9m长、取自厄瓜多尔南部安第斯山脉湖泊沉积物色度的结论, 将小冰期定为厄尔尼诺较弱期. 查证Moy等(2002)的分析结论, 知其又是引用Rodbell等(1999)的分析结论, 而后者所确认的, 该沉积中最关键的顶上660年碎屑层反映厄尔尼诺事件的灰度记录分析的可靠性只用了一条文后说明来支持(即Science期刊正文后的Notes, 仅有一个AMS ^{14}C 年龄控制: $(100\pm 60)\text{a BP}$).

(6) Conroy等(2010)采用赤道东太平洋加拉帕戈斯群岛的埃尔洪科湖硅藻重建的东太海温(Conroy等, 2009)与Mg/Ca重建的西太海温(Oppo等, 2009)作组合相减, 计算了小冰期时热带太平洋的纬向海温梯度, 其很小的值表明为厄尔尼诺态.

(7) 晏宏等(2010)的分析表明, 年平均ENSO指数与南海西沙群岛年降水量存在显著负相关关系, 他们因此利用南海东岛牛塘沉积代用指标重建了降水(孙立广等, 2012)、并利用降水与ENSO的关系重建了近2000年的SOI(Yan等, 2011), 该序列的一个显著特征是小冰期的SOI值较高, 即呈拉尼娜态.

(8) Chen J H等(2015)根据34个中亚记录和37个亚洲季风区记录, 总结小冰期为厄尔尼诺态, 而中世纪为拉尼娜态.

可见重建记录相互矛盾, 而数值模拟的结果不确定性亦很大:

Zebiak等(1987)在总结了前人的ENSO模拟研究后,开发了一个海气耦合模型(ZC-Model)用以模拟ENSO循环。他们发现,无需改变外强迫,模型就能复制出观测到的3~4年周期。而后,Mann等(2005)利用ZC-Model找到了ENSO与外强迫之间的确定性关系:一方面,火山活动期间热带太平洋表现为厄尔尼诺态;另一方面,赤道东太平洋海温(Niño3指数)在低频上与太阳总辐射反相关(相关系数-0.77,超过99.9%置信度)。综合这两个模拟结果,则在火山活动强烈的小冰期,赤道东太平洋SST为正距平,是厄尔尼诺态。在国内:

(1) 张洁等(2009)利用中科院大气所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室(LASG/IAP)开发的“海洋-大气-陆面-海冰”耦合气候系统模式(FGOALS_g, Zhou等, 2008)的改进型(FGOALS_gl),对小冰期时期的气候特征进行了瞬变强迫的逐年模拟,结果为拉尼娜态。这个模拟结果与尔后的孙立广等(2012)和Yan等(2011)的重建结果完全吻合。

(2) 满文敏等(2010)也用FGOALS_gl做了小冰期气候的平衡态模拟,结论仍然是小冰期沃克环流加强,即拉尼娜态。

(3) 随后,满文敏等(2011)再次利用FGOALS_gl进行了连续千年的瞬变强迫模拟试验,结果发现在中世纪盛行类拉尼娜态,而小冰期盛行类厄尔尼诺态,以15、17、19世纪最为明显。他们指出,这一模拟结果和Yan等(2011)的重建记录相左,原因可能在于模式对Bjerknes(1969)正反馈作用的刻画偏弱。

既然重建结果和数值模拟的不确定性都很大,而西太平洋副热带高压(西太副高)是与ENSO以及中国气候相关密切的一个重要大气环流,笔者试图再从西太副高在小冰期的格局及其相关降水模态来考察相关问题,但不同作者的结论也是不统一的:

(1) 况雪源等(2010)采用德国马普气象研究所开发的全球海气耦合模式(ECHO-G),模拟表明该时期西太副高减弱东撤。

(2) 陈超等(2011)采用美国国家大气研究中心(NCAR)开发的全球耦合气候系统模式(CCSM2.0),模拟结果也是西太副高减弱东缩。

(3) Man等(2012)采用德国马克斯·普朗克研究所

的综合地球系统模型(MPI-iESM),给出小冰期西太副高强大的结果,模拟的相应降水分布格局为华北少而长江流域多,即存在百年尺度南北降水跷跷板。在这个模拟中,中世纪暖期降水北多南少,与小冰期时的关系刚好颠倒。

(4) 在建立“亚洲-太平洋涛动指数”(APO)的基础上(周秀骥等, 2009),周秀骥等(2011)推论中国气候器测时期南北反号的规律可以推广至百年尺度,同时得出与Zheng等(2006)结果不完全相同的推断,一是小冰期时长江中下游湿润,这与Zheng等(2006)的结果一致,但说中世纪华北多雨却与Zheng等(2006)的结果相反,后者显示在中世纪,南北皆旱。

(5) 周天军等(2011)根据FGOALS_gl的模拟结果指出:百年尺度上,受有效太阳辐射变化所引起的季风变化的外部模态,在110°E以东降水呈南北同号变化,即“同涝同旱”,主要由大尺度海陆热力对比的变化决定。而由海气耦合系统内部变率产生的内部模态,在降水距平型上表现为“南北反号”,主要与ENSO变率相联系。

为了方便对比,将上述不同作者关于小冰期和中世纪ENSO态的分析结果列入表1。

副高的南北移动(或者说北进南退)与天文因素有关,主要是由外强迫,即太阳直射点季节性南北位移决定。但其强弱变化,或东缩西伸,除了外强迫作用外,则很可能主要是气候系统中的海气相互作用造成,属于气候系统内部驱动。黄土松与余志豪(1961)开创性地分析了副高的结构,研究了它同其他大气环流的若干关系。陶诗言与朱福康(1964)研究夏季亚洲南部100hPa的流型时发现,夏季高原上空强大的反气旋(南亚高压)在平均位置附近的来回振荡与500hPa上空西太副高的移动有密切的联系,指出南亚高压和西太副高具有相向而行的特点。吴国雄等(1999)认为,雨带的凝结潜热释放有助于西太副高的西伸。罗玲等(2005)认为,200hPa上空日本东南部的高压并入南亚高压,导致南亚高压脊的增强发展,对低层500hPa上空副高的加强和西伸可能起到引导作用。百年序列显示副高有40年和80年周期,且与温度变化紧密相连(慕巧珍和王邵武, 2002),由此推断副高成因具有全球性。

从以上分析可见,副高-降水-ENSO在中国季风

表1 不同研究团队所使用的方法和特征时期 ENSO 态结论

研究团队	小冰期气候态/环流态	中世纪气候态/环流态	所使用记录或模型
Mann等(2000)	厄尔尼诺态		综合指标
Cobb等(2003)	厄尔尼诺态	拉尼娜态	珊瑚 $\delta^{18}\text{O}$
Sachs等(2009)	弱厄尔尼诺态		湖泊沉积物
Conroy等(2010)	厄尔尼诺态		岛屿湖泊硅藻
晏宏等(2010)	拉尼娜态		湖泊沉积物
Chen J H等(2015)	厄尔尼诺态	拉尼娜态	34个中亚记录和37个亚洲季风区记录
张洁等(2009), 满文敏等(2010, 2011)	拉尼娜态, 厄尔尼诺态		FGOALS_gI/LASG
况雪源等(2010)	西太副高减弱		ECHO-G/马普
陈超等(2011)	西太副高减弱		CCSM2.0/NCAR
Man等(2012)	西太副高增强		MPI-iESM/马克斯·普朗克

区构成了重要的“铁三角”关系. ENSO与全球及区域降水格局关系早在20世纪80年代就得到较全面的阐述(Ropelewski和Halpert, 1987, 1989), 但这个关系是随时间变化的, 如印度季风区降水与ENSO的关系在20世纪后半期就发生了变化(Kumar等, 1999). 根据气候学原理, 在一个给定的气候背景下(冰期或间冰期), 并非SST绝对值高低而是SST梯度决定了海上水平气压梯度、是否有风吹动以及风向, 因而也就决定了水汽输送状态, 这就是ENSO态或环流背景与气候格局的关系. Cobb等(2003)已经充分认识到太平洋海温梯度对环流和气候的重要性或关键作用, 同时指出, 太平洋纬向SST梯度在中世纪较大而在小冰期较小. 关于这一点, Conroy等(2010)用东西赤道太平洋重建SST数据给予了证明. 至于海温梯度与西太副高这个与中国气候密切相关的大气环流到底关系如何, 应明等(2000)指出, 西太副高与海温的关系为: 其强弱变化无论冬夏, 均响应赤道中东太平洋的海温高低的变化. 但不同模式给出的结论却不同: 根据He等(2015)的介绍, 国际耦合模式(CMIP5)预估了全球增暖情景下的西太副高强度变化, 结果是, 不论温室气体排放在RCP4.5还是RCP8.5情景下, 有大约一半模式预估西太副高增强, 而另一半模式预估西太副高减弱. 可见模式结果的不确定性很大. 而造成上述模式结论差别的原因, 他们认为, 就是由于不同模式预估的太平洋-印度洋海温梯度不同. 由此可见, 海温梯度很可能是影响西太副高的最重要因素.

基于上述情况, 笔者下面提出一个与海温梯度和西太副高都有密切关系的环流代用指标, 希望能够以此降低问题讨论的不确定性.

3 一个新的环流代用指标

近年来, 一个被广泛引用的古气候代用指标逐渐为气候学家所关注——石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录. 周秀骥等(2009)曾采用单站石笋温度重建记录(Tan等, 2003)与PDO(MacDonald和Case, 2005)结合, 建立了反映亚洲与太平洋纬向热力差异的季风指数, 即亚洲-太平洋涛动指数(I_{APO}). 近千年 I_{APO} 序列显示, 东亚夏季风在中世纪暖期偏强, 而在1450~1570 AD时段处于最弱阶段, 并能反映小冰期时我国东部降水的变化特征: 夏季黄河流域降水少, 而长江流域降水多. 同时作者指出: 一些石笋代用资料(这里指的就是 $\delta^{18}\text{O}$)所指示的东亚降水特征与 I_{APO} 所指示的不完全一致. 重建的 I_{APO} 在更大程度上反映的是中国东部季风区整体降水的情况, 因此这些石笋代用资料与 I_{APO} 有差异是显然的. 实际上, 周秀骥等(2009)文中提到的中国“石笋代用资料”即 $\delta^{18}\text{O}$ 到底代表降水量还是非降水量的问题, 至今仍在讨论之中, 并成为近年来的一个国际热门话题. 国内外一些作者曾专门撰文讨论中国石笋(以及作为信号源的大气降水)的 $\delta^{18}\text{O}$ 信号意义, 提出了如下假说: Maher(2008)-水汽假说, 谭明(2009)-环流假说, Dayem等(2010)-水汽假说, Clemens等(2010)-冬温假说, 谭明(2011)-ENSO/信风假说, Pausata等(2011)-上游雨除效应或水汽上游分馏假说, Maher等(2012)-环流假说, Tan(2014)-ENSO/环流假说, Liu等(2014)-季风/北方降水假说, Jing等(2014)-PDO假说等. 下面, 笔者拟再作深度分析, 指出中国季风区石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 作为环流变化代用指标的合理性.

中国季风区石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 序列至今没有被区域观测

降水记录逐年校准. 但在年代际趋势上, 二者相似的有甘肃万象洞(Zhang等, 2008), 陕西大鱼洞(Tan L C等, 2009)等. 另一方面, 一些作者发现, 中国季风区不同区域的石笋氧同位素序列在观测时期与大尺度环流变化的年代际关系较好. 如刘敬华等(2008)与何璐瑶等(2009)曾分别指出, 万象洞石笋WX42B与和尚洞石笋HS4的氧同位素序列与PDO具有较好关系. 已有作者通过观测大气降水、土壤水和洞穴滴水的 $\delta^{18}\text{O}$ 变化, 指出洞穴滴水 $\delta^{18}\text{O}$ 能够继承大气降水 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化(罗维均和王世杰, 2008). 近年, 又有作者(赵景耀等, 2014)通过观测证明, 洞穴碳酸钙 $\delta^{18}\text{O}$ 也能够继承滴水、也就是降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 变化(根据作者提供的2009年到2012年观测点LYXS的碳酸钙和滴水的16

对 $\delta^{18}\text{O}$ 样本计算, 二者正相关显著, $r=0.66$, 超过了99%置信度), 那么我们就可以真正有根据地去讨论石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 与降水量和环流的关系了. 后面笔者从这个思路去进行分析和证明.

3.1 小冰期以来、特别是 1900 年以来的记录集成分析

中国季风区自小冰期以来的石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录日益增多(这里指公元1600年以来, 包含了Maunder太阳黑子极小期). 在所有公开数据的记录中, 可以看出一个很重要的特征, 即除了万象洞记录外, 其他石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 值大概自1900年(或1920年)以来均呈增大趋势(图1. 趋势变化的置信度均高, 如石花洞、和尚洞记

图1 1900年或1920年以来石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 线性变化趋势差异分布图

$\delta^{18}\text{O}$ 具有线性增大趋势的洞穴为圆点, 不具增大趋势的洞穴为十字. 资料来源: 石花洞(李红春等, 1998), 乌鸦洞(Tan L C等, 2014), 黄爷洞(Tan L C等, 2011), 万象洞(Zhang等, 2008), 佛爷洞(Paulsen等, 2003), 大鱼洞(Tan L C等, 2009), 黄龙洞(张平中未发表记录, 私人交流), 和尚洞(Hu等, 2008), 神农宫(蔡演军未发表记录, 私人交流), 玉华洞(姜修洋等, 2012), 莲花洞(殷建军未发表记录, 私人交流), 董哥洞(Wang等, 2005; 何尧启等, 2005), 小白龙洞(蔡演军、谭亮成未发表记录, 私人交流), 丰鱼岩及后背洞(笔者未发表记录), 九仙洞(Cai等, 2010), 东石崖洞(杨琰未发表数据, 私人交流)

录都大于99.9%), 同时, 太阳总辐射也呈增大趋势, 当然, 众所周知温度趋势也是增高的, 而这是一个奇怪的对比关系. 因为在更长的历史时期比如全新世, 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 包括来自中国的记录(如Yuan等, 2004; Wang等, 2005; Hu等, 2008)和阿曼的记录(Neff等, 2001)都与太阳辐射呈良好的反相关关系, 当然也与温度变化呈反相关. 全新世以前, 所有中国石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录与格陵兰冰芯记录揭示的温度变化也都呈反相关关系. 怎么在最近100年这种关系颠倒了呢? 这不能不让人感到迷惑. 显然我们不能假设“均一性原理”(Hutton, 1788)因此一例就可以被推翻, 因为它是古气候学得以研究的基础. 而此例也再次说明, 对于重建而言, 能用观测记录校准并不充分, 相关机理更为重要, 奇怪之事必另有原因.

最近100年的事情是不难考证的, 也是最应该搞清楚的. 因为一方面, 一些区域或站点具有百年的气象观测记录, 如北京、上海和广州就有超过百年的气象记录, 印度有超过百年代表夏季风强度的全境降水量记录, 一些环流指数如SOI等也可以达到百年长度; 另一方面, 中国季风区石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 延伸至(或接近)公元2000年的序列越来越多. 这样, 就为证明石笋 $\delta^{18}\text{O}$ “可能不是什么”以及“可能是什么”创造了条件.

图1中, 覆盖中国东部季风区大部分区域的15个洞穴石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 自1900年(或1920年)以来均呈线性增大趋势. 这个趋势到底反映什么大区域气候驱动力变化趋势呢? 采用上海龙华中心气象站1893~1999年降水资料, 显示上海近百年降水并没有线性趋势(周丽英和杨凯, 2001); 华南代表站广州也没有(李春晖等, 2004); 根据广西8个站点1898~2002年平均降水时间序列分析(黄雪松等, 2007), 其以周期振荡为主, 没有明显百年线性趋势; 华北代表站北京也没有(郭高轩等, 2012). 特别是, 大范围的综合分析表明, 1880年以来整个中国东部四季降水都没有线性趋势(王绍武等, 2000). 由此可得出一个基本结论: 中国季风区一致变化的石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 其百年趋势很可能不是雨量效应信号, 当然如前所述也不应是温度效应信号(尽管个别研究者认为是, 如南京信息工程大学徐丽娜2011年的硕士论文“利用气象观测数据解释中国南方石笋氧同位素的气候意义”, 见<http://www.doc88.com/p-9899081276380.html>). 那么是否如Pausata等(2011)所言, 中国石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 代表了印度季风上游区即印度地区

的同位素分馏信号呢? 如是, 则要求印度地区的降水自1900年以来持续减小, 其原理是, 印度地区降水越来越少, 雨除效应就会越来越小, 从而导致输送到下游区中国的水汽中保留的 ^{18}O 越来越多, 即 $\delta^{18}\text{O}$ 值越来越大. 但实际情况并非如此, 印度全境降水量基本没有低频趋势(图2), 或者说, 有一点也是略微增加的趋势, 这与假设不符. 如果分区来看, 那么印度不同区域近百年的降水变化趋势其实是有增有减(Roxy等, 2015), 但只要后面提到的与中国石笋记录关系很好的印度石笋记录近百年并不具有明显低频趋势, 那么Pausata等(2011)提出的假说仍然值得进一步讨论, 而事实正是如此: Sinha等(2011)报道了Wah-Shikar洞($25^{\circ}15'\text{N}$, $91^{\circ}52'\text{E}$)与Jhumar洞($18^{\circ}52'\text{N}$, $81^{\circ}52'\text{E}$)的石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 序列, 它们都能够跨到21世纪(数据网址: <http://www.ncdc.noaa.gov/data-access/paleoclimatologydata/datasets/speleothem>), 但这些序列在整个20世纪都没有明显低频趋势.

Berkelhammer等(2010)指出, 中国万象洞(33°N , 105°E)与印度Dandak洞(19°N , 82°E , 与Jhumar非常接近)的石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 在公元600~1600年间年代际至百年尺度的变化相似, 平均相关系数0.27, 而在公元800~1420年间, 相关系数更达到0.81. 印度石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 与中国石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 变化模式为什么在很多时段相似? 不同作者按照自己的理解已有不少讨论. 如Berkelhammer等(2010)就认为, 这种相似性说明具有一个共同的驱动机制控制了相距遥远的两个区域的

图2 代表印度季风强度的印度全境平均降水量

降水量趋势线方程: $Y=0.1604822365 \cdot X+772.5467676$, $r^2=0.0024$, 数据网址: <ftp://www.tropmet.res.in/pub/data/rain/iitm-regionrf.txt>

降水量, 而这个推理仍基于雨量效应的假设 (Dansgaard, 1964). 但我们都知道, 雨量变化的区域性非常强, 且不论这两个洞直线距离超过了2500 km, 就是相距不算遥远的两个测站, 降水量的器测记录就很不一样. 比如, Kharol等(2013)报道分析了印度6个气象站1951~2007年的降水量数据, 无论是年际变化, 还是年代际趋势, 都大不相同. 其中离Dandak洞最近的气象站是Nagpur(21°N, 79°E), 其降水量与万象洞附近的武都气象站(33.24°N, 104.55°E)的降水量对比, 毫无悬念地在年际变化和年代际趋势变化上都明显不同(图略, 武都1951~2000气象数据来自“中国地面气候资料年值数据集”, 吴迅英2002.11.30修改版). 如果说器测记录太短, 讨论长时间尺度的问题不足以据, 那么, 长时间尺度的 $\delta^{18}\text{O}$ 雨量效应谁证明过呢? 或者说, 怎么证明呢? 古气候学家在使用雨量效应概念时, 通常都会引用Dansgaard于1964年发表的题为“Stable isotopes in precipitation”的著名文章, 但我们不要忘记, Dansgaard当时所能使用数据的观测时长也就两年. 所以说, Dansgaard通过统计发现的雨量效应其实是很短时间尺度的关系, 即月尺度关系. 那么, 中国石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 与印度石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 的相似必另有原因. 按照环流效应原理(谭明, 2009, 2011; Tan, 2014), 如果印度夏季风较强盛, 则印度降水较多, 由于单一水汽源降水 $\delta^{18}\text{O}$ 可能有雨量效应, 所以石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 偏轻; 同时对于东亚季风区来说就是西南季风强, 来自孟加拉湾的远源水汽偏多而导致石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 也偏轻(在这种情况下理解为“上游雨除效应”是合理的). 印度季风弱时期, 雨量效应导致印度石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 偏重, 同时在东亚季风区东南季风偏强(或副热带季风偏强, 其与印度季风反相变化, 见张庆云, 1998), 近源水汽份额增大, 导致中国季风区石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 也偏重(这种情况并非“上游雨除效应”). 两区域的石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 变化模式应为“同构不同理”.

最近, Jing等(2014)通过分析指出, 很可能PDO直接决定了中国石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化. 但众所周知, PDO呈明显的年代际变化: 即1920s~1940s为暖位相, 1950s~1970s为冷位相, 1980s~2000s为暖位相, 没有百年低频趋势, 这是两者之间最大的不同.

不言而喻, 每个洞穴的石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 变化当然会受到当地气象气候条件的影响, 即降水和温度在其上都会打上部分印记, 但这里笔者仅讨论大区域共同

低频信号的本质. 这个大区域的共同趋势暗示其很有可能是一影响大区的大气信号. 如果前面分析主要证明这个趋势“很可能不是什么”, 那么后面还应该证明它“很可能是什么”. 即在温度和降水之外找到一个气候要素, 它也具有百年变化趋势, 假设是可能的中国季风区降水和石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 变化的驱动力, 看看能否从机理上说明二者的关系. 此外, 根据均一性原理(Hutton, 1788), 还要求那个作为原因性质的气候系统要素在现代、小冰期、以及末次盛冰期(LGM)具有相似的性质, 因为石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 在这几个时期皆为较高数值(或者说“皆偏重”).

由于中国季风区多数地区的大气降水 $\delta^{18}\text{O}$ 与ENSO关系很好(Tan, 2014), 那么如果石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 能够继承大气降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 信号, 如赵景耀等(2014)的研究实例所阐释的那样, 那么就可以进一步考察1900年以来石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 与ENSO指数的关系. Vecchi等(2006)曾指出, 自19世纪中叶以来, 沃克环流就已出现减弱趋势, 即等同于SOI减小. 而Luo等(2012)提供的数据表明, 在20世纪, 太平洋与印度洋之间的SST梯度以及太平洋纬向风强持续减小, 也能佐证SOI减小. 将石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 与SOI做对比分析, 结果如图3所示. 从该图可见, 最近100年石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 值增大趋势很可能就是与SOI的减小有关.

但还需要搭建一个机制桥梁, 即阐明SOI减小是通过什么大气环流控制石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 变化的. 因为有前面的分析结论(Tan, 2014)和实验观测结果(罗维均和王世杰, 2008; 赵景耀等, 2014), 所以问题就简单了, 我们只需考察SOI与西太副高的关系. 慕巧珍等(2001)已将西太副高强度指数(物理定义为500hPa高度场)从1999年恢复到1880年. 图4指出SOI与西太副高具有很好的反相关关系, 即当春季SOI减弱时, 夏季西太副高增强. 增强的副高引导西太平洋水汽进入中国东部, 从而使近源水汽输送份额增加, 进而使得降水及石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 值增大. 从海气耦合的角度看, SOI减弱相当于Niño3.4海区的SST增大, 事实上, 西太副高与Niño3.4的SST具有很好的正相关关系, 1~4月相关系数>0.6(Niño3.4数据引自http://www.cgd.ucar.edu/cas/catalog/climind/TNI_N34/index.html#Sec1). 我们因而也就理解了, 为什么厄尔尼诺衰减年的夏季西太副高通常最为强大. 至此, 一个比较完整的逻辑链得以建立, 它很可能就是中国季风区石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 近

图3 湖北和尚洞石笋 HS4 $\delta^{18}\text{O}$ 序列与同时期 SOI 对比

石笋 HS4(黑线)见 Hu 等(2008), 在图中纵标颠倒, 趋势方程 $Y = 0.0103 \cdot X - 28.3638$, $r = 0.72$, $P < 0.001$; SOI(灰线)趋势线方程 $Y = -0.0288 \cdot X + 56.0614$, $n = 101$, $r = 0.47$, $P < 0.001$, 数据网址 <http://www.bom.gov.au/climate/current/soihtm1.shtml>; 由于石笋的年际信号不强, 故将 SOI 以 15 年滑动平均后对比

图4 西太副高强度与 SOI 关系图

西太副高(黑线)数据引自慕巧珍等(2002); SOI(灰线)为 2 月数据. 西太副高与 2~4 月的 SOI 平均值反相关也好, 相关系数为 -0.52. 说明一年中, 春季 SOI 决定了夏季的西太副高强度(SOI 数据网址同图 3)

百年整体增大趋势原因的正解.

然而, 关于近百年来海温梯度的认识也有不同: Karnauskas 等(2009)的计算结果是热带东西太平洋海温梯度增强, 而 Deser 等(2010)随后的计算结果却是减弱, 特别是沃克环流(亦即 SOI)是在减弱, 并且指出, Karnauskas 等的证据仅仅是序列 ERSSTv3b 的 9 月增强而已. 最后得出结论: 还存在不确定性, 要彻底了解过去一个世纪海洋 SST 变化趋势的格局、幅度仍然是一个挑战(由于数据稀少, 观测技术和分析程序也在改变等). 而后, Solomon 等(2012)又给

出了一个比较详尽的分析, 结论是热带太平洋海温梯度自 1900 年以来在加大. 无论怎样, 预估的西太副高强度的变化依赖于热带印度洋-西太平洋纬向海温梯度的变化(He 和 Zhou, 2015). 那么, 既然中国季风区石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 序列的共同变化低频成分取决于西太副高或 SOI 的变化, 只要 SOI 数据是可靠的, 减弱的 SOI 必然对应减小的海温梯度, 以中国季风区石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 与 SOI-西太副高的成因机理的相关性作为基础, 重建环流还是合理的. 按照海气耦合原理, 亦可用以重建热带太平洋纬向 SST 梯度变化.

根据我们对洞穴的观测结果, 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 的年际变化由于地下水混合平滑作用而不显著(图 3), 或者为局地噪音所干扰(如动力分馏), 所以在年际尺度上不适合做大区信号讨论. 但有的石笋年代际的信号还是记录在案的. 从图 3 可见, 石笋 HS4 的 $\delta^{18}\text{O}$ 两次由变轻趋势转为变重趋势分别出现于 20 世纪 20 年代初期和 20 世纪 70 年代中期, SOI 的年代际变化大致也是如此. 并且, 他们均吻合于北大西洋多年代际涛动 (AMO) 的两次趋势突变, 而与 PDO 不太吻合. 用西太副高与这两个年代际振荡算相关, 西太副高与 AMO 的关系也好于和 PDO 的关系. 这是一件奇怪的事情, 因为 PDO、SOI、西太副高、中国石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 等都是发生在太平洋及其临近大陆的事情, 怎么后三者反而与大西洋的 AMO 关系更好些呢? Chen 等(2014)通过数值模拟试验得出结论: 厄尔尼诺与副高的关系时好时不好, 而 AMO 对厄尔尼诺与副高的关系有显著的调制作用. 但如果西太副高与 AMO 年代际甚至年际的相位高度一致这个事实能够被进一步肯定, 那就很可能不仅仅是“调制”的问题. Chen 等(2015)最近就进一步揭示了热带大西洋海温是如何通过改变局地降水和沃克环流从而对西太副高产生重要影响的.

3.2 千年记录集成分析

寻找一个能够比较准确表征大气海洋相互作用的地质代用指标, 一直是古气候学家努力达到的目标之一. 众所周知, 大尺度海气相互作用及其环流变化直接或间接影响着中国的气候变化. 除了 PDO 而外, ENSO 对中国的不同区域降水量有显著影响(龚道溢和王绍武, 1999); AMO 对东亚季风也具有显著影响(Lu 等, 2006); 西太副高以其强度和位置更是直接影响中国夏季的气温高低和降水多寡(相关论述很多,

如陶诗言和朱福康, 1964; 高辉等, 2013)。总而言之, 中国气候变化格局在上述大尺度环流背景下演绎而形成。而在已有多个千年气候序列建立的今天, 影响或决定中国千年气候格局的大尺度环流背景究竟如何, 是一个值得再深入探讨的问题, 不仅具有区域意义, 也具有全球意义。

综上所述, 在梳理了各种古气候代用记录后, 本文尝试采用定年较为准确、意义也较为清楚的石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 针对本文命题再一次进行集成分析, 重建千年环流, 以期降低目前我们在环流变化认识上的不确定性。

首先看中国千年石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录有何特征。图5是中国已经发表的4个记录和未发表的1个记录, 这5个序列的低频变化大致呈“W”型。其他一些未发表的记录如川西北黄龙洞近千年石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 序列(张平中未发表数据, 私人交流)其低频变化模式也呈“W”型, 即如前所说, 除了小冰期表现为高值外, 近百年数值明显

图5 近千年中国石笋氧同位素序列低频变化特征

5个石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 序列高值区主要位于 1350~1750AD; 序列分别为: (a) 石花洞 TS9501(笔者数据); (b) 黄爷洞 HY1+HY3(Tan L C 等, 2011); (c) 万象洞 WX42B(Zhang 等, 2008); (d) 和尚洞 HS4(Hu 等, 2008); (e) 董哥洞 DA(Wang 等, 2005); 趋势线为 4 次多项式; 数据网址: <http://www.ncdc.noaa.gov/data-access/paleoclimatology-data/datasets/speleothem>

增大。因此我们有较大把握说, 中国石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 共同的千年低频信号, 很可能反映了一个很大尺度的环流演变。

图5b~e中4个序列分辨率较高, 且变幅相似。对这4个序列分别计算全序列平均值的距平值, 合成四个序列的距平值再求平均(因变幅相似, 可保证能以相近权重组合), 最后构成新序列如图6a所示。同时用经验正交函数(EOF)计算了相关较好的序列(a), (c), (d)的主成分(PC1), 其与平均值序列的相关系数达到 0.95。但由于序列(a)的分辨率较低, 所以本文采用均值序列进行后面的讨论。根据前面的分析, 新的石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 均值集成序列代表了 ENSO 态的长期变化。从图 6a 可见, 公元 1000 年以来, 宋(960~1279 年)、元(1271~1368 年)和清代(1636~1911 年)主要是拉尼娜态, 而明代(1368~1644 年)和现代主要为厄尔尼诺态, 与表 1 中多数作者的结果是一致的。从海气耦合的物理机制理解, 所谓长期厄尔尼诺态就是该时期热带太平洋纬向 SST 梯度减小, 而拉尼娜态是梯度增大。前者造成 SOI 值减小或沃克环流减弱而西太副高长期相对强大, 东亚季风区得到的太平洋近源水汽增多, $\delta^{18}\text{O}$ 相应增大; 后者相反。

虽然此次集成分析纳入的记录还不太多, 其空间覆盖面也有限, 所得仅为粗略结果, 但与 Emile-

图6 合成石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 与重建 Niño3.4 指数对比图

(a) 中国石笋 $\delta^{18}\text{O}$ (图 5 中(b)~(e)序列)合成序列(黑线); (b) 重建 Niño3.4 指数(灰线, Emile-Geay 等(2013b); 这里使用的是作者认为信度最高的 HadSST2i LF 序列)

Geay等(2013a)采用多指标重建的Niño3.4指数时间序列(图6b)相比仍然不差. 在图6b中, 跨到公元1200年前的5个序列分别来自: 位于Niño3.4区边缘(Palmyra岛)的不连续珊瑚氧同位素比值、位于东非印度洋沿岸的湖泊纹泥厚度、位于南美洲的树轮重建夏季降水、以及位于墨西哥(墨西哥湾)的两个树轮重建Palmer干旱指数(见Emile-Geay等, 2013b中APPENDIX, Table A1). 可见, 无论从序列的一致性还是环流的解释性来看, 图6中合成序列(a)显然优于合成序列(b).

另外, 由于二者都与热带太平洋海温有关, 他们具有一些共同特征是理所当然的. 即均表现为公元1500年前后为高值时段, 而1200和1800年前后为低值时段, 1900年以来均趋向增大. 为什么小冰期时Niño3.4区SSTA反而较高, 呈现与太阳辐射反相位? Emile-Geay等(2013a)利用Clement等(1996)的“海洋动力恒温器”假说对此进了解释: 太阳辐射比较强的时期, 如中世纪, 信风较强, 热带东太平洋的表层暖水被大量吹到西太平洋, 导致西太暖池的SSTA较高. 而东太冷水上涌, 所以Niño3.4区SSTA较低(拉尼娜态); 小冰期相反, 信风减弱导致斜温层向东倾, 暖水东流导致Niño3.4区SSTA较高(厄尔尼诺态). 但这个解释在现代暖期遇到了困难, 因为, 自小冰期以来, 太阳辐射增强, 可是热带太平洋却趋于厄尔尼诺态. 对于这一反常, Emile-Geay等(2013a)是用人类活动影响予以解释的. 其实, 从海温梯度考虑, 我们也可以将“人类影响”从分析中拿掉: 只要赤道东太的SST上升幅度超过了西太暖池的SST上升幅度, 就是海温梯度减小, 就呈厄尔尼诺态——虽然西太暖池升温必然导致全球温度上升(Oppo等, 2009).

实际上, Conroy等(2010)已经给出了一个热带太平洋纬向SST梯度重建, 但与中国石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 千年序列对比, 二者虽然在中世纪和小冰期基本符合, 差别却是明显的: 前者显示自小冰期以来始终处于厄尔尼诺态, 而后者表现为大约公元1750~1900年呈明显拉尼娜态. 究竟孰是孰非, 还需进一步厘清.

4 千年分析结果的更长尺度验证

由本文推理而导致的一个不能回避的重要问题是, 如果将最近千年中国石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 的低频变化归因于

驱动西太副高强弱变化的热带太平洋纬向海温梯度波动, 那么这个推论是否能通过更长历史记录的检验? Koutavas等(2012)根据7个热带西太、2个热带东太的钻孔重建了SST(采用G. ruber Mg/Ca), 计算了3万年来的热带东西太平洋海温梯度. 现将中国季风区同时段石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 序列与之对比(图7), 结果表明, 尽管海温梯度分辨率比较低, 但二者的低频趋势呈基本一致变化, 即前述千年分析结论能够通过更长时间记录关系的检验.

过去看中国季风区石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 序列的变化模式总有一个疑惑: 为什么其近现代数值已接近新仙女木事件(YD)时期呢? 气候系统中是什么回到了那个时期的状态? 温度吗? 肯定不是; 降水吗? 也不像. 现在知道了, 是海温梯度. 或者说, 由减小的海温梯度决定的厄尔尼诺态可以出现于冷背景(如LGM, YD), 也可以出现于暖背景(如近现代). 而相当多的全新世石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 序列显示, 从中全新世以来持续变重的趋势, 于晚全新世结束转而变轻, 表现为近一、两千年来曲线“抬头”, 如阿曼记录(Fleitmann等, 2003), 董哥洞记录(Yuan等, 2004; Wang等, 2005). 根据以上分析, 这种“抬头”实质上很可能就是热带印度洋、太平洋海温梯度逐步增大的反映. 而根据中国季风区石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 与西太副高的关系, 则前者在全新世的变化模式, 很可能就是后者在整个全新世变化的映射. 气候学家由于受限于不长的器测记录, 关于西太副高的长期变化通常只能讨论到年代际尺度(如Chen等, 2014). 但如本文所述, 如果我们对图7中的关系认识是正确的, 那么, 我们就可以将西太副高的变化放到整个全新世进行分析. 可喜的是, 现在气候模拟已经能够重现西太副高在全新世的变化(王宁等, 2015).

5 讨论及结论

综上所述, 根据中国石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录重建的环流态, 支持小冰期为厄尔尼诺态, 而中世纪为拉尼娜态的认识. 根据气压差或海温梯度重建的环流态是直接的物理重建, 比较可靠; 而根据降水量变化重建的环流态需要慎重, 因为决定降水多寡的因素很可能不止一个.

虽然中世纪与现代都是全球偏暖的气候背景,

图7 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 与热带太平洋海温梯度对比图

最近3万年中国石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 序列(蓝线-董哥洞 D4, 见 Yuan 等(2004); 粉线-葫芦洞 PD, 红线-葫芦洞 MSD, 见 Wang 等(2001)与热带东西太平洋纬向海温梯度(带十字黑线, 根据 Koutavas 等(2012)重绘)

但为什么这两个暖期东亚季风强度和降水异常型显著不同呢?周秀骥等(2011)提出, 这种差异是否与这两个时段强迫因子不同有关?笔者由是推论: 在现代暖期, 由于热带东太增温幅度大于西太, 从而导致热带太平洋东西SST梯度减小, 呈厄尔尼诺态; 而中世纪暖期是热带西太增温幅度大于东太, 纬向SST梯度增大, 呈拉尼娜态. 小冰期是SST梯度减小期, 很可能是由于西太暖池降温而热带东太未降温甚至升温所致. 这几个不同的环流重组可能就是最近千年不同特征时期的环流背景特点.

气候学家已指出副高与某海区海温的关系(如吴国雄等, 2002; Zhou等, 2009), 本文进一步提出很可能是海温梯度决定了副高的命运, 否则就很难理解为什么在显著不同的温度背景下都呈现厄尔尼诺态. 需要特别注意的是, 在讨论问题前需首先了解不同研究者的工作方法, 否则就会产生无谓的争论. 李熠等(2010)就指出, 两个环流系统之间的滞后超前关系与所选指标物理定义和/或空间要素有关, 如ENSO与西太副高(或北太副高)之间的关系就随所选副高的高度而变: 选用海平面副高则副高超前于ENSO, 而选用500hPa副高则副高滞后于ENSO.

本文的理论分析主要依据是“环流效应”假说(谭明, 2009; Tan, 2014), 但这个假说也不是没有漏洞的. 有同行曾指出, 在LGM时期, 海平面下降约130m而海岸线后退上千公里, 对大陆来说水汽源总体远了, 怎么 $\delta^{18}\text{O}$ 反而变重了?这不是违反了“环流效应”成

立的前提“雨除原理”吗?笔者在此尝试解释如下: 可能的原因之一是LGM时期整个大洋的 $\delta^{18}\text{O}$ 会增大一些(1‰左右, Tracy等, 1999), 这是源效应, 有一定影响; 原因之二, 若是考虑到LGM时期从海洋到陆地的水汽输送路径上降水量大为减少的话, 那么雨除作用就很小, 残留水汽的 $\delta^{18}\text{O}$ 值会很大, 廖梦娜等(2014)总结了3万年来降水与大气环流变化重建和模拟结果, 大致可以支持这个推论.

自2001年葫芦洞记录发表以来, 中国东部石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 序列日益增多, 得到广泛引用. 由于石笋记录作者较为一致地将其作为“东亚夏季风强弱”指标, 致使其他古气候领域以及现代气候与气候模拟方面的专家都将其作为雨量大小的指标使用——尽管相当一部分石笋记录研究者已经明确解释并非雨量. 这样, 随着高精度定年和高分辨取样的石笋记录的加入, 古气候研究架构的不确定性没有降低反而增大了. 在其他记录与石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录进行对比时, 其实已经表现出矛盾(见范维佳和陈荣华, 2011). 我们都知道, 目前引以为据的“雨量效应”原理只有一个, 即“Dansgaard-雨量效应”. 定义人(Dansgaard, 1964)已明确指出, 他所说的“雨量效应”是月尺度的降水 $\delta^{18}\text{O}$ 与降水量统计上的反相关. 当后来的作者将“Dansgaard-雨量效应”引申至年际、年代际直至轨道尺度时, 机理何在?其实并未见有人认真全面地论证过. 实际情况是, 如果水汽源并非单一, 就是单场降水也很难讨论雨量效应, 实例如北京2012年7·21

特大暴雨(陶涛等, 2013; Li等, 2015). 东亚为一复合水汽源气候区, 这是无论气候学家还是古气候学家进行分析推理时必须依据的一个重要事实. 虽然印度洋水汽输送是主量, 但太平洋水汽输送决不可忽视. 早在20世纪末, Simmonds等(1999)对比了中国东南部降水异常年份的水汽输送状况后就指出, 与异常降水相联系的水汽主要源于东南夏季风的输送. 对于现代气候学家来说, 这已经是一个常识. 而由此导致中国大气降水 $\delta^{18}\text{O}$ 以及继承其信号特点的石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 主要反映了近源和远源水汽比率的变化(见Nan等, 2014), 即为“环流效应”. 在一些特定的时间尺度上, 环流效应掩盖了其他效应. 在中国, 远近源水汽份额的变化主要由西太副高的变异决定. 由于西太副高与ENSO关系密切, 导致表观上, 中国石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 与ENSO的关系从年代际至更长时间尺度皆好(谭明, 2011).

在千年气候格局中, 我们对温度的认识比较统一, 对降水的认识有不少差异, 因为其区域性太强. 而对环流背景的认识才刚刚起步, 不确定性更大, 因为能够用以重建环流的代用指标如此稀少. 从笔者开始考虑中国石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 的信号意义算起(Tan等, 2005), 到现在整十年. 本文的讨论仅是一个视角, 希望为同行提供一个与经典理论不太一样的逻辑演绎方式. 是否站得住脚, 还有待同行的检验批评.

致谢 感谢审稿人提出建设性修改意见, 感谢蔡炳贵提供TS9501数据, 感谢张平中、蔡演军、谭亮成、殷建军、杨琰等与笔者分享他们未发表的数据, 段武辉协助计算了EOF主成分并绘制图件. 特别感谢王绍武教授生前与作者的讨论, 笔者谨以此文表达对他的敬意.

参考文献

- 陈超, 沈新勇, 徐影. 2011. 过去1000年不同强迫因子对中国东部5~9月降水及其环流场特征影响分析. 第四纪研究, 31: 873–882
- 范维佳, 陈荣华. 2011. 南海北部5万年来的表层海水盐度及东亚季风降水. 第四纪研究, 31: 227–235
- 高辉, 蒋薇, 李维京. 2013. 近20年华南降水季节循环由双峰型向单峰型的转变. 科学通报, 58: 1438–1443
- 葛全胜, 张学珍, 郝志新, 郑景云. 2011. 中国过去2000年温度变化速率. 中国科学: 地球科学, 41: 1233–1241
- 龚道溢, 王绍武. 1999. 近百年ENSO对全球陆地及中国降水的影响. 科学通报, 44: 315–320
- 郭高轩, 辛宝东, 朱琳, 沈媛媛, 陆海燕, 许亮, 纪轶群. 2012. 基于小波变换的北京地区1724~2009年降水量多尺度分析. 水文, 32: 29–33
- 何璐瑶, 胡超涌, 黄俊华, 谢树成, 王焰新. 2009. 石笋氧同位素指示东亚季风大尺度环流特征. 第四纪研究, 29: 950–956
- 何尧启, 汪永进, 孔兴功, 程海. 2005. 贵州董哥洞近1000a来高分辨率洞穴石笋记录. 科学通报, 50: 1114–1118
- 黄士松, 余志豪. 1961. 副热带高压结构及其同大气环流有关若干问题的研究. 气象学报, 31: 339–359
- 黄雪松, 况雪源, 覃峥嵘, 黄梅丽, 林开平. 2007. 广西近百年气温、降水序列的多时间尺度分析. 气候变化研究进展, 3: 362–367
- 姜修洋, 李志忠, 李金全, 孔兴功, 郭允. 2012. 最近500年来玉华洞石笋氧同位素记录及气候意义. 地理科学, 32: 207–212
- 况雪源, 刘健, 林惠娟, 王红丽, 提汝媛. 2010. 近千年来三个气候特征时期东亚夏季风的模拟对比. 地球科学进展, 25: 1082–1090
- 李春晖, 梁建茵, 吴尚森. 2004. 近百年广州汛期降水变化特征及其影响因子. 热带气象学报, 20: 365–374
- 李红春, 顾德隆, Stott L D, 陈文寄. 1998. 高分辨率洞穴石笋稳定同位素应用之一——京津地区500 a来的气候变化—— $\delta^{18}\text{O}$ 记录. 中国科学D辑: 地球科学, 28: 181–186
- 李熠, 杨修群, 谢倩. 2010. 北太平洋副热带高压年际变异与ENSO循环之间的选择性相互作用. 地球物理学报, 53: 1543–1553
- 廖梦娜, 于革. 2014. 3万年来亚洲降水与大气环流变化重建和模拟综述. 地理科学进展, 33: 807–814
- 刘健, Storch H V, 陈星, Zorita E, 郑景云, 王苏民. 2005. 千年气候模拟与中国东部温度重建序列的比较研究. 科学通报, 50: 2251–2255
- 刘敬华, 张平中, 程海, 陈发虎, 杨勋林, 张德忠, 周静, 贾继红, 安春雷, 桑文翠, Johnson K R. 2008. 黄土高原西缘在AD1875~2003期间石笋氧同位素记录的季风降水变化与海气系统的联系. 科学通报, 53: 2801–2808
- 刘晓宏, 秦大河, 邵雪梅, 陈拓, 任贾文. 2004. 祁连山中部过去近千年温度变化的树轮记录. 中国科学D辑 地球科学, 34: 89–95
- 刘禹, 安芷生, 马海州, 蔡秋芳, 刘征宇, Kutzbach J K, 史江峰, 宋惠明, 孙军艳, 易亮, 李强, 杨银科, 王雷. 2006. 青海都兰地区公元850年以来树轮记录的降水变化及其与北半球气温的联系. 中国科学D辑: 地球科学, 36: 461–471
- 刘禹, 安芷生, Linderholm H W, Chen D, 宋惠明, 蔡秋芳, 孙军艳, 田华. 2009. 青藏高原中东部过去2485年以来温度变化的树轮记录. 中国科学D辑: 地球科学, 39: 166–176
- 罗玲, 何金海, 谭言科. 2005. 西太平洋副热带高压西伸过程的合成特征及其可能机理. 气象科学, 25: 465–473
- 罗维均, 王世杰. 2008. 贵州凉风洞大气降水-土壤水-滴水的 $\delta^{18}\text{O}$ 信号传递及其意义. 科学通报, 53: 2071–2076
- 满文敏, 周天军, 张洁, 吴春强, 吴波. 2010. 一个气候系统模式对小冰期外强迫变化的平衡态响应. 大气科学, 34: 914–924

- 满文敏, 周天军. 2011. 外强迫驱动下气候系统模式模拟的近千年大气涛动. 科学通报, 56: 2096–2106
- 慕巧珍, 王邵武. 2002. 近百年四季西太平洋副热带高压的变化. 气象学报, 60: 668–679
- 慕巧珍, 王绍武, 朱锦红, 龚道溢. 2001. 近百年夏季西太平洋副热带高压的变化. 大气科学, 25: 787–797
- 邵雪梅, 黄磊, 刘洪滨, 梁尔源, 方修琦, 王丽丽. 2004. 树轮记录的青海德林哈地区千年降水变化. 中国科学D辑: 地球科学, 34: 145–153
- 时兴合, 秦宁生, 邵雪梅, 汪青春, 刘义花. 2009. 青海湖流域圆柏年轮指示的近千年降水变化. 湖泊科学, 21: 579–586
- 孙立广, 晏宏, 王玉宏. 2012. 南海西沙过去千年降水变化及其影响因素. 科学通报, 57: 1730–1738
- 谭明. 2009. 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——古气候记录与现代气候研究的一次对话. 第四纪研究, 29: 851–862
- 谭明. 2011. 信风驱动的中国季风区石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 与大尺度温度场负耦合——从年代际变率到岁差周期的环流效应. 第四纪研究, 31: 1086–1097
- 陶诗言, 朱福康. 1964. 夏季亚洲南部100 hPa流型的变化及其与西太平洋副热带高压进退的关系. 气象学报, 34: 385–395
- 陶涛, 谭明, 段武辉. 2013. 最短时间尺度环流效应: 单场降水 $\delta^{18}\text{O}$ 对复合水汽来源的示踪. 第四纪研究, 33: 615–617
- 王宁, 张肖剑, 靳立亚. 2015. 千年时间尺度南亚高压和西太平洋副热带高压关系的时空变化特征. 第四纪研究, 35: 1425–1436
- 王宁练, 姚檀栋, 蒲建辰, 张永亮, 孙维贞. 2006. 青藏高原北部马兰冰芯记录的近千年来气候环境变化. 中国科学D辑: 地球科学, 36: 723–732
- 王绍武, 龚道溢, 叶瑾琳, 陈振华. 2000. 1880年以来中国东部四季降水量序列及其变率. 地理学报, 55: 281–293
- 王苏民, 刘健, 周静. 2003. 我国小冰期盛期的气候环境. 湖泊科学, 15: 369–376
- 吴国雄, 刘屹岷, 刘平. 1999. 空间非均匀加热对副热带高压形成和变异的影响I: 尺度分析. 气象学报, 57: 257–263
- 吴国雄, 丑纪范, 刘屹岷, 何金海. 2002. 副热带高压形成和变异的动力学问题. 北京: 科学出版社. 314
- 晏宏, 孙立广, 刘晓东, 邱世灿. 2010. 近50年来南海西沙群岛海域气候异常的ENSO效应. 热带海洋学报, 29: 29–35
- 姚檀栋, 秦大河, 徐柏青, 杨梅学, 段克勤, 王宁练, 王友清, 侯书贵. 2006. 冰芯记录的过去1000年青藏高原温度变化. 气候变化研究进展, 2: 99–103
- 应明, 孙淑清. 2000. 西太平洋副热带高压对热带海温异常响应的研究. 大气科学, 24: 193–206
- 张德二, 刘传志, 江剑民. 1997. 中国东部区域近1000年干湿序列的重建和气候越变分析. 第四纪研究, 17: 1–10
- 张洁, 周天军, 满文敏, 李肇新. 2009. 气候系统模式FGOALS-gl模拟的小冰期气候. 第四纪研究, 29: 1125–1134
- 张庆云. 1998. 夏季东亚季风与印度季风的关系. 见: 中国科学院大气物理研究所, 编. 东亚季风和中国暴雨. 北京: 气象出版社. 266–273
- 赵景耀, 杨琰, 彭涛, 郭延伟, 任小凤, 张银环, 聂旭东, 刘肖, 李建仓, 凌新有, 张志钦. 2014. 河南鸡冠洞降水、滴水和现生碳酸钙的 $\delta^{18}\text{O}$ 变化特征及其环流意义. 第四纪研究, 34: 1106–1116
- 周丽英, 杨凯. 2001. 上海降水百年变化趋势及其城郊的差异. 地理学报, 56: 467–476
- 周天军, 李博, 满文敏, 张丽霞, 张洁. 2011. 过去千年3个特征期气候的FGOALS耦合模式模拟. 科学通报, 56: 2083–2095
- 周秀骥, 赵平, 刘舸. 2009. 近千年亚洲-太平洋涛动指数与东亚夏季季风变化. 科学通报, 54: 3144–3146
- 周秀骥, 赵平, 刘舸, 周天军. 2011. 中世纪暖期、小冰期与现代东亚夏季风环流和降水年代-百年尺度变化特征分析. 科学通报, 56: 2060–2067
- 朱海峰, 郑永宏, 邵雪梅, 刘晓宏, 徐岩, 梁尔源. 2008. 树木年轮记录的青海乌兰地区近千年温度变化. 科学通报, 53: 1835–1841
- 朱西德, 王振宇, 李林, 秦宁生, 汪青春. 2007. 树木年轮指示的柴达木东北缘近千年夏季气温变化. 地理科学, 27: 256–260
- 竺可桢. 1973. 中国近五千年来气候变迁的初步研究. 中国科学, 3: 168–189
- Berkelhammer M, Sinha A, Mudelsee M, Cheng H, Edwards R L, Cannariato K. 2010. Persistent multidecadal power of the Indian Summer Monsoon. Earth Planet Sci Lett, 290: 166–172
- Bjerknes J. 1969. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. Mon Weather Rev, 97: 163–172
- Cai Y J, Tan L C, Cheng H, An Z S, Edwards R L, Kelly M J, Kong X G, Wang X F. 2010. The variation of summer monsoon precipitation in central China since the last deglaciation. Earth Planet Sci Lett, 291: 21–31
- Chen J H, Chen F H, Feng S, Huang W, Liu J B, Zhou A F. 2015. Hydroclimatic changes in China and surroundings during the medieval climate anomaly and little ice age: Spatial patterns and possible mechanisms. Quat Sci Rev, 107: 98–111
- Chen W, Lee J Y, Lu R, Dong B, Ha K J. 2015. Intensified impact of tropical Atlantic SST on the western North Pacific summer climate under a weakened Atlantic thermohaline circulation. Climate Dyn, 45: 2033–2046
- Chen W, Lu R Y, Dong B W. 2014. Intensified anticyclonic anomaly over the western North Pacific during El Niño decaying summer under a weakened Atlantic thermohaline circulation. J Geophys Res, 119, doi: 10.1002/2014JD022199
- Clemens S C, Prell W L, Sun Y. 2010. Orbital-scale timing and mechanisms driving Late Pleistocene Indo-Asian summer monsoons: reinterpreting cave speleothem $\delta^{18}\text{O}$. Paleoceanography, 25: PA4207, doi: 10.1029/2010PA001926
- Clement A C, Seager R, Cane M A, Zebiak S. 1996. An ocean dynamical thermostat. J Clim, 9: 2190–196
- Cobb K M, Charles C D, Cheng H, Edwards R L. 2003. El

- Nino/Southern Oscillation and tropical Pacific climate during the last millennium. *Nature*, 424: 271–276
- Conroy J L, Restrepo A, Overpeck J T, Steinitz-Kannan M, Cole J E, Bush M, Colinvaux P A. 2009. Unprecedented recent warming of surface temperatures in the eastern tropical Pacific Ocean. *Nat Geosci*, 2: 46–50
- Conroy J L, Overpeck J T, Cole J E. 2010. El Niño/Southern Oscillation and changes in the zonal gradient of tropical Pacific sea surface temperature over the last 1.2 ka. *PAGES news*, 18: 32–34
- Cowan K, Way R G. 2014. Coverage bias in the HadCRUT4 temperature series and its impact on recent temperature trends. *Q J R Meteorol Soc*, doi: 10.1002/qj.2297
- Dansgaard W. 1964. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16: 436–468
- Dayem K E, Molnar P, Battisti D S, Roe G H. 2010. Lessons learned from oxygen isotopes in modern precipitation applied to interpretation of speleothem records of paleoclimate from eastern Asia. *Earth Planet Sci Lett*, 295: 219–230
- Deser C, Phillips A S, Alexander M A. 2010. Twentieth century tropical sea surface temperature trends revisited. *Geophys Res Lett*, 37: L10701, doi: 10.1029/2010GL043321
- Emile-Geay J, Cobb K M, Mann M E, Wittenberg, A T. 2013a. Estimating Central Equatorial Pacific SST variability over the past millennium. Part I: Methodology and validation. *J Clim*, 26: 2302–2328
- Emile-Geay J, Cobb K M, Mann M E, Wittenberg, A T. 2013b. Estimating Central Equatorial Pacific SST variability over the past millennium. Part II: Reconstructions and Implications. *J Clim*, 26: 2329–2352
- England M H, McGregor S, Spence P, Spence P, Meehl G A, Timmermann A, Cai W J, Gupta A S, McPhaden M J, Purich A, Santoso A. 2014. Recent intensification of wind-driven circulation in the Pacific and the ongoing warming hiatus. *Nat Clim Change*, 4: 222–227
- Fleitmann D, Burns S J, Mudelsee M, Neff U, Kramers J, Mangini A, Matter A. 2003. Holocene forcing of the Indian Monsoon Recorded in a stalagmite from Southern Oman. *Science*, 300: 1737–1739
- Ge Q S, Zheng J Y, Fang X Q, Man Z M, Zhang X Q, Zhang P Y, Wang W C. 2003. Winter half-year temperature reconstruction for the middle and lower reaches of the Yellow River and Yangtze River, China, during the past 2000 years. *Holocene*, 13: 933–940
- He C, Zhou T J. 2015. Responses of the western North Pacific Subtropical High to global warming under RCP4.5 and RCP8.5 scenarios projected by 33 CMIP5 models: The dominance of tropical Indian Ocean tropical western Pacific SST gradient. *J Clim*, 28: 365–380
- Hu C Y, Henderson G M, Huang J H, Xie S C, Sun Y, Johnson K R. 2008. Quantification of Holocene Asian monsoon rainfall from spatially separated cave records. *Earth Planet Sci Lett*, 266: 221–232
- Hutton J. 1788. Theory of the Earth, or an investigation of the laws observable in the composition, dissolution, and restoration of land upon the globe. *Trans R Soc Edinb-Earth Sci*, 1: 209–304
- Jing Y Y, Li S L, Wan J H, Luo F F. 2014. Relationships between the Oxygen Isotopes in East Asian stalagmites and large-scale atmospheric and oceanic modes. *Atmos Ocean Sci Lett*, 7: 540–545
- Jones P D, Mann M E. 2004. Climate over past millennia. *Rev Geophys*, 42: RG2002, doi: 10.1029/2003RG000143
- Karnauskas K B, Seager R, Kaplan A, Kushnir Y, Cane M A. 2009. Observed strengthening of the zonal sea surface temperature gradient across the equatorial Pacific Ocean. *J Clim*, 22: 4316–4321
- Kaufmann R K, Kauppi H, Mann M L, Stock J H. 2011. Reconciling anthropogenic climate change with observed temperature 1998–2008. *Proc Natl Acad Sci USA*, 108: 11790–11793
- Kharol S K, Kaskaoutis D G, Sharma A R, Singh R P. 2013. Long-Term (1951–2007) rainfall trends around six Indian cities: Current state, meteorological, and urban dynamics. *Adv Meteorol*, doi: 10.1155/2013/572954
- Kipfmüller K F, Larson E R, St George S. 2012. Does proxy uncertainty affect the relations inferred between the Pacific decadal oscillation and wildfire activity in the western United States? *Geophys Res Lett*, 39, doi: 10.1029/2011GL050645
- Kosaka Y, Xie S P. 2013. Recent global-warming hiatus tied to equatorial Pacific surface cooling. *Nature*, 501: 403–407
- Koutavas A, Joanides S. 2012. El Niño-southern oscillation extrema in the Holocene and Last Glacial Maximum. *Paleoceanography*, 27: PA4208, doi: 10.1029/2012PA002378
- Kumar K K, Rajagopalan B, Cane M A. 1999. On the weakening relationship between the Indian monsoon and ENSO. *Science*, 284: 2156–2159
- Li J, Tao T T, Pang Z H, Tan M, Kong Y L, Duan W H, Zhang Y W. 2015. Identification of different moisture sources through isotopic monitoring during a storm event. *J Hydrometeorol*, 16: 1918–1927
- Liu Z, Wen X Y, Brady E C, Otto-Bliesner B, Yu G, Lu H Y, Cheng H, Wang Y J, Zheng W P, Ding Y H, Edwards R L, Cheng J, Liu W, Yang H. 2014. Chinese cave records and the East Asia summer monsoon. *Quat Sci Rev*, 83: 115–128
- Lu R Y, Dong B W, Ding H. 2006. Impact of the Atlantic Multidecadal Oscillation on the Asian summer monsoon. *Geophys Res Lett*, 33: L24701, doi: 10.1029/2006GL027655
- Luo J J, Sasaki W, Masumoto Y. 2012. Indian Ocean warming modulates Pacific climate change. *Proc Natl Acad Sci USA*, 109: 18701–18706

- MacDonald G M, Case R A. 2005. Variations in the Pacific Decadal Oscillation over the past millennium. *Geophys Res Lett*, 32: L08703, doi: 10.1029/2005GL022478
- Maher B A. 2008. Holocene variability of the East Asian summer monsoon from Chinese cave records: A re-assessment. *Holocene*, 18: 861–866
- Maher B A, Thompson R. 2012. Oxygen isotopes from Chinese caves: Records not of monsoon rainfall but of circulation regime. *J Quat Sci*, 27: 615–624
- Man W M, Zhou T J, Jungclaus J H. 2012. Simulation of the East Asian summer monsoon during the last millennoium thi the MPI Earth System Model. *J Clim*, 25: 7852–7866
- Mann M E, Bradley R S, Hughes M K. 2000. Long-term variability in the El Niño Southern Oscillation and associated teleconnections. In: Diaz H F, Markgraf V, eds. *El Niño and the Southern Oscillation: Multi-RG2002 Jones and Mann: CLIMATE OVER PAST MILLENNIA RG2002 Scale Variability and its Impacts on Natural Ecosystems and Society*. New York: Cambridge Univ Press. 357–412
- Mann M E, Cane M A, Zebiak S E, Clement A. 2005. Volcanic and solar forcing of the tropical Pacific over the past 1000 years. *J Clim*, 18: 447–456
- Mantua N J, Hare S R, Zhang Y, Wallace J M, Francis R C. 1997. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bull Amer Meteorol Soc*, 78: 1069–1079
- Matthes F E. 1939. Report of the committee on glaciers. *Trans Am Geophys Union*, 20: 518–523
- Meehl G A, Arblaster J M, Fasullo J T, Hu A, Trenberth K E. 2011. Model-based evidence of deep-ocean heat uptake during surface-temperature hiatus periods. *Nature Clim. Change*, 1: 360–364
- Moy C M, Seltzer G O, Rodbell D T, Anderson D M. 2002. Variability of El Nino/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch. *Nature*, 420: 162–165
- Nan S L, Tan M, Zhao P. 2014. Evaluation of the ability of the Chinese stalagmite $\delta^{18}\text{O}$ to record the variation in atmospheric circulation during the second half of the 20th century. *Clim Past*, 10: 975–985
- Neff U, Burns S J, Mangini A, Mudelsee M, Fleitmann D, Matter A. 2001. Strong coherence between solar variability and the monsoon in Oman between 9 and 6 ka ago. *Nature*, 411: 290–293
- Paulsen D E, Li H C, Ku T L. 2003. Climate variability in central China over the last 1270 years revealed by high-resolution stalagmite records. *Quat Sci Rev*, 22: 691–701
- Pausata F S R, Battisti D S, Nisancioglu K H, Bitz C M. 2011. Chinese stalagmite $\delta^{18}\text{O}$ controlled by changes in the Indian monsoon during a simulated Heinrich event. *Nat Geosci* 4: 474–480
- Oppo D W, Rosenthal Y, Linsley B K. 2009. 2000-year-long temperature and hydrology reconstructions from the Indo-Pacific warm pool. *Nature*, 460: 1113–1116
- Rajaratnam B, Romano J, Tsiang M, Diffenbaugh N S. 2015. Debunking the climate hiatus. *Climatic Change*, 133: 129–140
- Rodbell D T, Seltzer G O, Anderson D M, Abbott M B, Enfield D B, Newman J H. 1999. An ~15000-year record of El Nino-driven alluviation in Southwestern Ecuador. *Science*, 283: 516–520
- Ropelewski C F, Halpert M S. 1987. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Mon Weather Rev*, 115: 1606–1626
- Ropelewski C F, Halpert M S. 1989. Precipitation patterns associated with the high index phase of the southern oscillation. *J Clim*, 2: 268–284
- Roxy M K, Ritika K, Terray P, Murtugudde R, Ashok K, Goswami B N. 2015. Drying of Indian subcontinent by rapid Indian Ocean warming and a weakening land-sea thermal gradient. *Nat Commun*, 6: 7423 doi: 10.1038/ncomms8423
- Sachs J P, Sachse D, Smittenberg R H, Zhang Z H, Battisti D S, Golubic S. 2009. Southward movement of the Pacific intertropical convergence zone AD 1400–1850. *Nat Geosci*, 2: 519–525
- Sharp G. J. 2013. Are Uranus & Neptune Responsible for solar grand minima and solar cycle modulation? *Int J Astron Ast*, 3: 260–273
- Simmonds L, Bi D, Hope P. 1999. Atmospheric water vapor flux and its association with rainfall over China in summer. *J Clim*, 12: 1353–1367
- Sinha A, Berkelhammer M, Stott L, Mudelsee M, Cheng H, Biswas J. 2011. The leading mode of Indian Summer Monsoon precipitation variability during the last millennium. *Geophys Res Lett*, 38: L15703, doi: 10.1029/2011GL047713
- Solomon S, Rosenlof K H, Portmann R W, Daniel J S, Davis S M, Sanford T J, Plattner G K. 2010. Contributions of stratospheric water vapor to decadal changes in the rate of global warming. *Science*, 327: 1219–1223
- Solomon S, Daniel J S, Neely R R III, Vernier J P, Dutton E G, Thomason L W. 2011. The persistently variable “background” stratospheric aerosol layer and global climate change. *Science*, 333: 866–870
- Solomon A, Newman M. 2012. Reconciling disparate twentieth-century Indo-Pacific ocean temperature trends in the instrumental record. *Nat Clim Change*, 2: 691–699
- Stahle D W, D’Arrigo R D, Krusic P J, Cleaveland M K, Cook E R, Allan R J, Cole J E, Dunbar R B, Therrell M D, Gay D A, Moore M D, Stokers M A, Burns B T, Thompson L G. 1998. Experimental dendroclimatic reconstruction of the southern oscillation. *Bull Amer Meteorol Soc*, 79: 2137–2152
- Tan L C, Cai Y J, Cheng H, An Z S, Edwards R L. 2009. Summer monsoon precipitation variations in central China over the past 750 years derived from a high-resolution absolute-dated stalagmite. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol*, 280: 432–439

- Tan L C, Cai Y J, An Z S, Edwards R L, Cheng H, Shen C C, Zhang H W. 2011. Centennial- to decadal-scale monsoon precipitation variability in the semi-humid region, northern China during the last 1860 years: Records from stalagmites in Huangye Cave. *Holocene*, 21: 287–296
- Tan L C, An Z S, Huh C A, Cai Y J, Shen C C, Shiao L J, Yan L B, Cheng H, Edwards R L. 2014. Cyclic precipitation variation on the western Loess Plateau of China during the past four centuries. *Sci Reports*, 4: 6381; doi: 10.1038/srep06381
- Tan M. 2014. Circulation effect: Response of precipitation $\delta^{18}\text{O}$ to the ENSO cycle in monsoon regions of China. *Clim Dyn*, 42: 1067–1077
- Tan M, Cai B G. 2005. Preliminary Calibration of Stalagmite Oxygen Isotopes from Eastern Monsoon China with Northern Hemisphere Temperatures. *PAGES News*, 13: 16–17
- Tan M, Hou J Z, Liu T S. 2004. Sun-coupled climate connection between eastern Asia and northern Atlantic. *Geophys Res Lett*, 31, doi: 10.1029/2003GL019085
- Tan M, Liu T, Hou J, Qin X G, Zhang H C, Li T Y. 2003. Cyclic rapid warming on centennial-scale revealed by a 2650-year stalagmite record of warm season temperature. *Geophys Res Lett*, 30: 1617–1620
- Tan M, Shao X M, Liu J, Cai B G. 2009. Comparative analysis between a proxy based climate reconstruction and GCM based simulation of temperatures over the last millennium in China. *J Quat Sci*, 24: 547–551
- Tracy A M, David W L, Howard J S. 1999. Glacial-interglacial changes in subantarctic sea surface temperature and $\delta^{18}\text{O}$ -water using foraminiferal Mg. *Earth Planet Sci Lett*, 170: 417–432
- Vecchi G A, Soden B J, Wittenberg A T, Held I M, Leetmaa A, Harrison M J. 2006. Weakening of tropical Pacific atmospheric circulation due to anthropogenic forcing. *Nature*, 441: 73–76
- Walker G T. 1928. World weather. *Mon Weather Rev*, 56: 167–170
- Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, An Z S, Wu J Y, Shen C C, Dorale J A. 2001. A high-resolution absolute-dated Late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China. *Science*, 294: 2345–2348
- Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, He Y Q, Kong X G, An Z S, Wu J Y, Kelly M J, Dykoski C A, Li X D. 2005. The holocene Asian monsoon: Links to solar changes and North Atlantic climate. *Science*, 308: 854–857
- Wyrski K. 1975. El Nino—The dynamic response of the equatorial Pacific Ocean to atmospheric forcing. *J Phys Oceanogr*, 5: 572–584
- Yan H, Sun L G, Wang Y H, Huang W, Qiu S C, Yang C Y. 2011. A record of the Southern Oscillation Index for the past 2000 years from precipitation proxies. *Nat Geosci*, 4: 611–614
- Yang B, Braeuning A, Johnson K R, Shi Y F. 2002. General characteristics of temperature variation in China during the last two millennia. *Geophys Res Lett*, 29: 1029–1040
- Yuan D X, Cheng H, Edwards R L, Dykoski C A, Kelly M J, Zhang M L, Qing J M, Lin Y S, Wang Y J, Wu J Y, Dorale J A, An Z S, Cai Y J. 2004. Timing, duration, and transition of the last interglacial Asian Monsoon. *Science*, 304: 575–578
- Zebiak S E, Cane M A. 1987. A model El Niño/Southern Oscillation. *Mon Weather Rev*, 115: 2262–2278
- Zhang P Z, Cheng H, Edwards R L, Chen F H, Wang Y J, Yang X L, Liu J, Tan M, Wang X F, Liu J H, An C L, Dai Z B, Zhou J, Zhang D Z, Jia J H, Jin L Y, Johnson K R. 2008. A test of climate, sun, and culture relationships from an 1810-year Chinese cave record. *Science*, 322: 940–942
- Zheng J Y, Man Z M, Wang W C, Ge Q S, Zhang P Y. 2006. Precipitation variability and extreme events in Eastern China during the past 1500 years. *Terr Atmos Ocean Sci*, 17: 679–692
- Zheng J Y, Hao Z X, Zhang X Z, Liu H L, Li M Q, Ge Q S. 2014. Drought/flood spatial patterns in centennial cold and warm periods of the past 2000 years over eastern China. *Chin Sci Bull*, 59: 2964–2971
- Zhou T J, Wu B, Wen X Y, Li L J, Wang B. 2008. A fast version of LASG/IAP climate system model and its 1000-year control integration. *Adv Atmos Sci*, 25: 655–672
- Zhou T J, Yu R C, Zhang J, Drange H, Cassou C, Deser C, Hodson D L R, Sanchez-Gomez E, Li J, Keenl-Yside N, Xin X G, Okumura Y. 2009. Why the western Pacific subtropical high has extended westward since the Late 1970s. *J Clim*, 22: 2199–2215