

基于动力反演方法的亚洲季风机制探讨

李玉霞, 林振山, 刘会玉

(南京师范大学地理科学学院, 江苏 南京 210023; 江苏省环境演变与生态建设重点实验室, 江苏 南京 210023)

摘要: 为探求董哥洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 值所指示的亚洲季风的驱动机制, 用非线性动力反演的方法建立亚洲季风的动力方程。研究发现: 董哥洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 值所指示的季风为印度季风, 印度季风系统是由南极温度和其他驱动因子共同驱动的复杂非线性动力系统; 太阳活动、北极温度和青藏高原温度对印度季风起稳定作用, 太阳活动越强烈, 稳定作用越弱; 北极温度和青藏高原温度越高, 稳定作用越弱; 印度季风背景值对下一刻印度季风起稳定作用, 且强度越大, 稳定作用也就越强。

关键词: 亚洲季风; 驱动机制; 动力反演; 印度; 董哥洞石笋

中图分类号: P462.4¹

文献标识码: A

文章编号: 1000-0690(2015)01-0114-08

季风驱动机制问题一直备受国际学术界关注, 也是近年来基于高分辨率古气候重建基础上第四纪全球变化研究的热点。早在1686年Halley就提出季风形成的原因是海洋和陆地受热不均^[1]。Webster等也认为印度夏季风受到欧亚大陆和南印度洋热力差异的驱动^[2]。吴国雄等研究发现, 青藏高原的机械强迫作用和热力作用导致亚洲季风爆发^[3]。ENSO变率对气候振荡的影响也受到了众多学者的关注^[4-7]。现代研究发现, 印度夏季风是ITCZ的一部分, 并随ITCZ的季节性迁移表现出季节变化^[8, 9]。另外也有研究表明, 是南半球太阳辐射、 CO_2 和低纬度气候控制亚洲季风强弱变化^[10-12]。汪品先通过对比一系列季风代用指标和夏季太阳辐射曲线发现两个半球的季风分别与其所在的低纬度太阳辐射变化一致^[13]。Wang等通过董哥洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 值与大气 $\Delta^{13}\text{C}$ 及格陵兰冰芯记录的对比指出太阳辐射变化及海洋大气环流变化是亚洲季风的部分驱动因素^[14]。然而受限于气候代用资料的地理分布、分辨率及年代等因素, 定性分析方法无法给出关于亚洲季风驱动机制的完整解释。在百年、千年尺度上, 基于气候系统模式的数值模拟也证实了有效太阳辐射引起的海陆热力差异是亚洲夏季风强弱变化的重要原因, 但气候系统模式还不是十

分完善, 有待改进^[15]。哪种解释能更好地说明亚洲季风的动力机制仍未能确定, 只有基于更高分辨率的地质证据和更精确的动力模型模拟结果基础上的定量讨论, 才更能令人信服。

洞穴石笋氧同位素是最重要的高分辨率气候替代性指标^[16], 尤其是在季风影响强烈的地区, 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化常作为古季风强弱的指标^[17]。不少研究者已利用石笋中碳氧稳定同位素记录恢复部分地区不同时间尺度古气候, 为古季风研究提供了重要依据^[7, 14, 18-20]。董哥洞石笋DA的平均分辨率为4.5 a, 近2 000 a时段的分辨率更高, 甚至达到2 a, 为我们研究亚洲季风驱动机制提供良好的数据基础^[14]。亚洲季风是全球气候系统的重要组成部分之一, 季风降水为全球60%人口的生产生活提供了保障, 为此亚洲季风变率和动力机制一直备受人们关注。亚洲季风通常可分为东亚季风和印度季风, 海陆分布的巨大差异使得东亚季风和印度季风的强度、持续时间及其对内部反馈机制敏感度在很大程度上有所不同, 从而导致季风降水存在很大的差异^[21]。为此, 深入探讨亚洲季风子系统的内部驱动机制是十分必要的。传统上以105°E经线为东亚季风和印度季风的分界线, 但这并不是一条严格意义上的分界线。在东亚季风和印度

收稿日期: 2013-11-14; 修订日期: 2014-01-04

基金项目: 国家自然科学基金项目(41173093、40901094)、江苏省自然科学基金(BK 20131399)、江苏高校优势学科建设工程项目资助。

作者简介: 李玉霞(1986-), 女, 河北宣化人, 博士研究生, 主要从事自然地理专业研究。E-mail: liyuxia618@126.com

通讯作者: 林振山, 教授。E-mail: linzhenshan@njnu.edu.cn

季风交汇带所采集的董哥洞石笋数据是代表东亚季风还是印度季风难免存在争议。于俊伟等根据贵州6个台站和印度3个代表性台站1961~1980年的降水记录发现贵州夏季风及其降水与印度西南季风降水有着许多相似性,但没能合理解释其驱动机制^[22]。

传统的统计模型虽然可以充分利用现有数据,但无法探究系统内部动力机制;而动力模型又不能充分利用观测数据。为充分利用观测数据探求系统动力机制,1991年黄建平和衣育红通过差分近似导数建立了自治的定步长非线性动力反演模型^[23]。林振山等通过天津1932年1月到1984年12月的气压、温度和降水资料反演出局地气候的温度-气压-降水动力方程,为天津局地气候研究提供了重要理论依据,也为深入研究其它局地气候系统提供了新思路^[24]。罗虎明等通过可变步长的非自治反演非线性动力模型探讨东亚季风的驱动机制,为季风动力反演提供了可借鉴经验^[25]。本人尝试在前人研究基础上,应用非线性统计动力反演的方法对董哥洞石笋所指代的亚洲季风的驱动机制进行定量分析,希望可以为董哥洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化的气候意义提供量化依据,并深入探讨其背后的动力机制。

1 方法和数据

1.1 非线性动力反演模型

非线性动力反演模型中,设非线性系统的状态变量 x_j 随时间变化的动力方程为:

$$\frac{dx_j(t)}{dt} = f_j[t, x_1(t), x_2(t), \dots, x_n(t)] \quad (j=1, 2, \dots, n) \quad (1)$$

其中, n 为状态变量个数, $f_j[t, x_1(t), x_2(t), \dots, x_n(t)]$ 是 $t, x_1(t), x_2(t), \dots, x_n(t)$ 的一般非线性函数。我们希望通过可以观测到的一系列数据序列得到非线性系统动力方程的具体形式。

$$x_1(t_1), x_2(t_1), \dots, x_n(t_1), x_1(t_2), x_2(t_2), \dots, x_n(t_2), \dots, \\ x_1(t_q), x_2(t_q), \dots, x_n(t_q)$$

为 $t_i(i=1, 2, \dots, q)$ 时刻观测数据序列,这些数据序列可以看作是方程(1)的 q 个解。 t_i 为资料序列的观测时间点。利用这 q 个解将方程(1)近似为:

$$\frac{x_j(t_i) - x_j(t_{i-1})}{t_i - t_{i-1}} = f_j[t_{i-1}, x_1(t_{i-1}), x_2(t_{i-1}), \dots, x_n(t_{i-1})] \\ j=1, 2, \dots, n; i=1, 2, \dots, q \quad (2)$$

如果 $f_j[t, x_1(t), x_2(t), \dots, x_n(t)]$ 可以分为 k_1 部分,即:

$$f_j[t, x_1(t), x_2(t), \dots, x_n(t)] = \sum_{k=1}^{k_1} b_{kj} g_k[x_1(t), x_2(t), \dots, x_n(t)] \\ j=1, 2, \dots, n; k=1, 2, \dots, k_1 \quad (3)$$

在方程(3)中, b_{kj} 是 $g_k[x_1(t), x_2(t), \dots, x_n(t)]$ 的系数, $g_k[x_1(t), x_2(t), \dots, x_n(t)]$ 是方程右边的单项式。

方程(2)可以写成矩阵形式:

$$D = QB \quad (4)$$

$$\text{其中, } B = \begin{bmatrix} b_{11} & b_{12} & \dots & b_{1,n} \\ b_{21} & b_{22} & \dots & b_{2,n} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ b_{k_1,1} & b_{k_1,2} & \dots & b_{k_1,n} \end{bmatrix}, b_{kj} \text{ 是(3)中第 } j$$

个方程右边的第 k 项系数;

$$Q = \begin{bmatrix} Q_{11} & Q_{12} & \dots & Q_{1,k_1} \\ Q_{21} & Q_{22} & \dots & Q_{2,k_1} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ Q_{q-1,1} & Q_{q-1,2} & \dots & Q_{q-1,k_1} \end{bmatrix}, Q_{i-1,k} \text{ 是(3)中 } g_k$$

项在 t_{i-1} 时的值;

$$D = \begin{bmatrix} d_{11} & d_{12} & \dots & d_{1,n} \\ d_{21} & d_{22} & \dots & d_{2,n} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ d_{q-1,1} & d_{q-1,2} & \dots & d_{q-1,n} \end{bmatrix}, d_{i-1,j} \text{ 是 } \frac{dx_j}{dt} \text{ 在 } t_{i-1}$$

时刻用(2)得到的近似。

在方程(4)中,只有 B 是未知的,也是线性的。要求得矩阵 B ,可以运用矩阵的最小二乘估计及反演理论来求解矩阵 B ^[23, 24]。得到系数 B 后,可进一步分析 f_j 中各项的相对贡献率 W_{kj} 。

$$W_{kj} = \frac{1}{q} \sum_{i=1}^q \frac{T_k^2}{\sum_{k=1}^{k_1} T_k^2} \quad (5)$$

其中, $T_k = b_{kj} g_k$, q 是资料序列长度。

根据各项贡献率大小剔除对系统演变无用或作用很小的项,最后得到所需方程或方程组。如要提高精度,可在剔除无关项的基础上再反演一次。

本文选取时间分辨率较高的董哥洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 、太阳黑子、格陵兰冰芯、南极冰芯、青藏高原冰芯、北大西洋及印度洋海表温和太平洋ENSO数据作为代用资料对亚洲夏季风进行反演,定量分析其驱动机制。

1.2 数据

亚洲季风代用资料来自于董哥洞,位于贵州荔波县自然保护区($108^\circ 5' \text{E}$, $25^\circ 2' \text{N}$),地处东亚季风和印度季风交汇地带。石笋DA $\delta^{18}\text{O}$ 序列的平均时间分辨率为4.5 a,近2 000 a其分辨率可达到2~3 a。石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 值负偏表明季风强^[26]。其它

驱动因子代用资料数据详见表 1。

表 1 亚洲季风驱动因子代用资料数据

Table 1 The proxies of the Asian monsoon driving factors

代用资料名称	简称	分辨率(a)
石笋 $\delta^{18}\text{O}^{[14]}$	m	4.5
太阳黑子 $^{[27]}$	s	10
北大西洋 SST $^{[28]}$	b	10
印度洋 SST $^{[29]}$	l	10
太平洋 ENSO $^{[30]}$	e	1
Law Dome 冰芯 $\text{CO}_2^{[31]}$	c	1~20
Law Dome 冰芯 $\text{CH}_4^{[31]}$	h	1~25
Law Dome 冰芯 $\text{N}_2\text{O}^{[31]}$	n	1~30
GRIP 冰芯 $\delta^{18}\text{O}^{[32]}$	g	20
North GRIP 冰芯 $\delta^{18}\text{O}^{[32]}$	r	20
DYE-3 冰芯 $\delta^{18}\text{O}^{[32]}$	d	20
青藏普若岗日冰芯 $\delta^{18}\text{O}^{[33]}$	p	10

上表内所列代用资料数据均通过 3 次样条函数以 1 a 步长插值到 50~1 890 a A.D. 时段。格陵兰冰芯、青藏高原普若岗日冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 数值越大, 表明温度越高。南极 Law Dome 冰芯 CO_2 、 CH_4 、 N_2O 数值越大, 表明温度越高。太阳黑子数值越大, 表明太阳活动越强烈 $^{[34]}$ 。

2 模型及其反演结果

为探求董哥洞石笋所表征的亚洲季风的驱动机制, 设动力模型为:

$$\begin{aligned} \frac{dm}{dt} = & a_1m + a_2s + a_3b + a_4l + a_5e + a_6c + a_7h + a_8n + \\ & a_9g + a_{10}r + a_{11}d + a_{12}p + a_{13}m^2 + a_{14}s^2 + a_{15}b^2 + \\ & a_{16}l^2 + a_{17}e^2 + a_{18}c^2 + a_{19}h^2 + a_{20}n^2 + a_{21}g^2 + \\ & a_{22}r^2 + a_{23}d^2 + a_{24}p^2 + a_{25}ms + a_{26}mb + a_{27}ml + \\ & a_{28}me + a_{29}mc + a_{30}mh + a_{31}mn + a_{32}mg + \\ & a_{33}mr + a_{34}md + a_{35}mp + a_{36}sb + a_{37}sl + a_{38}se + \\ & a_{39}sc + a_{40}sh + a_{41}sn + a_{42}sg + a_{43}sr + a_{44}sd + \\ & a_{45}sp + a_{46}bl + a_{47}be + a_{48}bc + a_{49}bh + a_{50}bn + \\ & a_{51}bg + a_{52}br + a_{53}bd + a_{54}bp + a_{55}le + a_{56}lc + \\ & a_{57}lh + a_{58}ln + a_{59}lg + a_{60}lr + a_{61}ld + a_{62}lp + \\ & a_{63}ec + a_{64}eh + a_{65}en + a_{66}eg + a_{67}er + a_{68}ed + \\ & a_{69}ep + a_{70}ch + a_{71}cn + a_{72}cg + a_{73}cr + a_{74}cd + \\ & a_{75}cp + a_{76}hn + a_{77}hg + a_{78}hr + a_{79}hd + a_{80}hp + \\ & a_{81}ng + a_{82}nr + a_{83}nd + a_{84}np + a_{85}gr + a_{86}gd + \\ & a_{87}gp + a_{88}rd + a_{89}rp + a_{90}dp \end{aligned} \quad (6)$$

方程(6)中, $\frac{dm}{dt}$ 表示 t 时刻季风强度, a_1, a_2, \dots, a_{90}

是未知的系数, m, s, \dots, p 为表 1 中各驱动因子, 交叉项代表驱动因子的相互作用。从动力学角度讲, 多项式中每一项都代表其对整个系统演化的作用, 系数为正, 则表示起动力作用, 系数为负, 则表示起负反馈稳定作用。

将石笋、太阳黑子、北大西洋海表温、印度洋海表温、太平洋 ENSO、南极冰芯、格陵兰冰芯、及青藏高原冰芯数据在 t_i ($i = 50, 51, \dots, 1890$) 时刻的值作为方程(6)的一系列数值解, 通过反演模型(6)得到各项系数值及相应各项的贡献率。再取 50AD 的石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 数值作为初值, 设步长为 1 a, 用四阶 Runge-Kutta 定步长算法计算出方程(6)的数值解 $^{[35]}$ 。反演结果与真实值对比如图 1 所示。

方程(6)右边多项式中有 16 项贡献率小于 0.000 2, 其余 74 项的贡献率之和为 99.87%, 剔除掉右边多项式中的贡献率小于 0.000 2 的 16 项后, 不影响模型的反演效果。将原代用资料数据代入剩余 74 项的多项式方程再次反演, 发现反演结果与真实值对比发现差别很小, 且第二次反演所得模拟值和真实值的相关系数反而比图 1 中模拟值和真实值的相关系数要高 0.4 个百分点, 说明方程右边的 74 项的作用大致相当于方程右边 90 项, 而且剔除掉的那 16 项中可能存在干扰因子。太平洋 ENSO 对董哥洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 所代表的季风强度的稳定作用非常小, 而印度洋海表温的一次项和平方项对季风强度的稳定作用却更大些, 相比太平洋 ENSO 而言, 其贡献率要大出一个数量级, 说明董哥洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 所代表的季风更倾向于印度季风。

由于方程依然略显繁冗, 因此将剔除条件设置为贡献率小于 0.004, 再剔除掉 27 项, 剩余的项的累积贡献率为 95%, 对反演效果影响不大。重新设方程为:

$$\begin{aligned} \frac{dm}{dt} = & a_1m + a_2s + a_4l + a_6c + a_7h + a_{10}r + a_{12}p + a_{19}h^2 + \\ & a_{20}n^2 + a_{21}g^2 + a_{22}r^2 + a_{30}mh + a_{33}mr + a_{39}sc + \\ & a_{42}sg + a_{43}sr + a_{46}bl + a_{47}be + a_{48}bc + a_{49}bh + \\ & a_{51}bg + a_{52}br + a_{54}bp + a_{55}le + a_{56}lc + a_{57}lh + \\ & a_{58}ln + a_{61}ld + a_{65}en + a_{70}ch + a_{71}cn + a_{72}cg + \\ & a_{73}cr + a_{74}cd + a_{75}cp + a_{76}hn + a_{77}hg + a_{78}hr + \\ & a_{79}hd + a_{80}hp + a_{82}nr + a_{83}nd + a_{84}np + a_{86}gd + \\ & a_{87}gp + a_{88}rd + a_{90}dp \end{aligned} \quad (7)$$

方程(7)用原数据重新反演, 结果如表 2 所示。

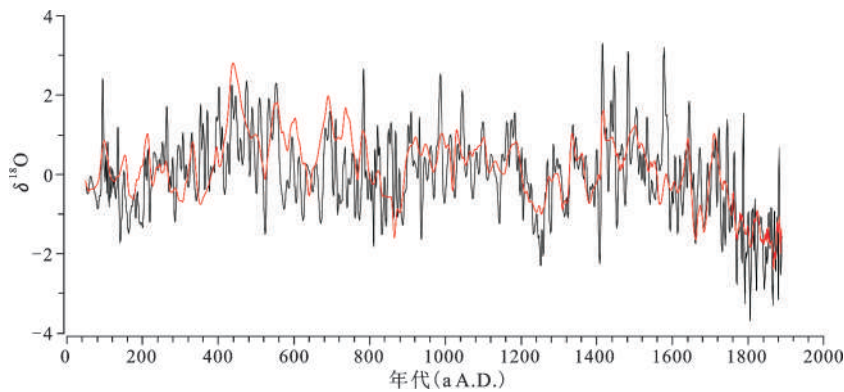


图1 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 的模拟值(红色)与真实值(黑色)对比

Fig.1 Comparison between the simulation value (red) and the real value (black) of the $\delta^{18}\text{O}$ of stalagmite according to equation(6)

表2 方程(7)反演结果

Table 2 Inversion result of the equation(7)

方程7右边各项	<i>m</i>	<i>s</i>	<i>l</i>	<i>c</i>	<i>h</i>	<i>r</i>
相应项系数值	-0.07669	-0.04299	-0.01011	0.01364	-0.05685	0.01516
相应项贡献率	0.136027	0.055568	0.003165	0.004155	0.049200	0.005437
方程7右边各项	<i>p</i>	<i>h²</i>	<i>n²</i>	<i>g²</i>	<i>r²</i>	<i>mh</i>
相应项系数值	-0.01292	-0.01925	0.02549	-0.01083	0.00933	-0.03853
相应项贡献率	0.006125	0.007682	0.024056	0.009914	0.004455	0.017322
方程7右边各项	<i>mr</i>	<i>sc</i>	<i>sg</i>	<i>sr</i>	<i>bl</i>	<i>be</i>
相应项系数值	-0.01866	0.01586	0.01716	-0.02233	0.05465	0.03344
相应项贡献率	0.005440	0.003730	0.007125	0.011402	0.063634	0.030059
方程7右边各项	<i>bc</i>	<i>bh</i>	<i>bg</i>	<i>br</i>	<i>bp</i>	<i>le</i>
相应项系数值	0.03819	-0.02190	-0.04096	0.03687	0.02126	0.01364
相应项贡献率	0.026899	0.005814	0.030783	0.023033	0.008538	0.005422
方程7右边各项	<i>lc</i>	<i>lh</i>	<i>ln</i>	<i>ld</i>	<i>en</i>	<i>ch</i>
相应项系数值	-0.01671	-0.02736	0.03818	-0.03106	0.02172	0.02044
相应项贡献率	0.004571	0.005571	0.013685	0.016795	0.009429	0.004770
方程7右边各项	<i>cn</i>	<i>cg</i>	<i>cr</i>	<i>cd</i>	<i>cp</i>	<i>hn</i>
相应项系数值	0.07972	0.04504	-0.03581	-0.02044	0.03490	-0.08027
相应项贡献率	0.077260	0.031931	0.018078	0.008155	0.017834	0.080274
方程7右边各项	<i>hg</i>	<i>hr</i>	<i>hd</i>	<i>hp</i>	<i>nr</i>	<i>nd</i>
相应项系数值	-0.03049	-0.01805	0.03602	-0.04241	0.04303	-0.03673
相应项贡献率	0.009823	0.003894	0.018107	0.020187	0.025473	0.026855
方程7右边各项	<i>np</i>	<i>gd</i>	<i>gp</i>	<i>rd</i>	<i>dp</i>	
相应项系数值	0.02561	0.00845	0.00708	-0.03977	-0.02441	
相应项贡献率	0.012031	0.001830	0.002158	0.030845	0.015458	

依然取 50 a.A.D.的石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 数值作为初值,步长 1 a,用四阶 Runge-Kutta 定步长算法计算出方程(7)的数值解。反演结果与真实值对比如图2所示。

将图1和图2进行对比发现差别不大,说明方程(7)右边的47项的作用大致相当于方程(6)右边

90项,因此这47项才是影响董哥洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化的重要因子。方程(7)可以看作为季风的驱动方程。

方程(7)右边的前7项是线性部分,后面的40项是非线性部分,这47项合在一起共同影响石笋

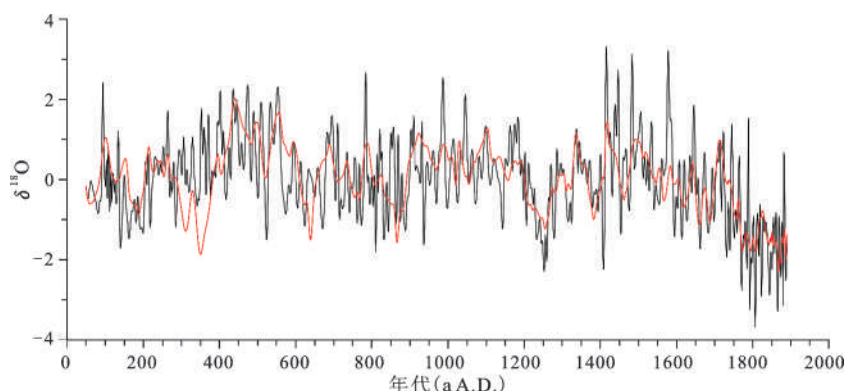


图2 石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 的模拟值(红色)与真实值(黑色)对比

Fig.2 Comparison between the simulation value (red) and the real value (black) of the $\delta^{18}\text{O}$ of stalagmite according to equation(7)

$\delta^{18}\text{O}$ 的变率。线性部分的贡献率约为26%,而非线性部分的贡献率则为74%,说明季风系统受复杂的非线性驱动力驱动,而并非简单的单因子线性驱动。非线性项中贡献率最大的是南极冰芯 CH_4 和 N_2O 、 CO_2 和 N_2O 及北大西洋海表温和印度洋海表温的交叉项,说明他们之间的相互作用对季风有较大影响。

所有包括印度洋海表温的项的贡献率之和为11.3%,而所有包括太平洋ENSO的项的贡献率仅为4.5%,且方程的一次项只有印度洋海表温项,并不存在ENSO项,说明董哥洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 的变率所代表的季风应该是印度季风。应证了于俊伟等指出的贵州夏季风及其降水与印度西南季风降水有着许多相似性^[22]。也和全新世董哥洞石笋记录和印度季风变化的载体——阿曼石笋Q5记录非常相似的说法一致^[7,36]。

方程右边的一次项中,季风强度的背景值对下一时刻季风强度的稳定作用很强,其一次项的贡献率可达13.6%。太阳、印度洋海表温和青藏高原冰芯的贡献率分别为5.6%,0.3%,0.6%,系数均为负,说明他们对季风起负反馈稳定作用。南极 CO_2 的贡献率为0.4%,系数为正,说明南极 CO_2 对印度季风起驱动作用,且其值越大驱动作用越强。

方程右边的4个平方项中, N_2O 和GRIP冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 在其取值范围[259.7,278.3]和[-36.0,-34.4]内都单调递增,但南极 N_2O 平方项的系数为正,而GRIP冰芯平方项的系数为负,所以当 N_2O 值越大时,对季风的驱动作用越强;而GRIP冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 值越大时,对季风的稳定作用越强。 CH_4 的平方项和一次项的贡献率之和为5.7%,平方项系数为负,取值

范围为[618.6,851.2],在此区间内,其一次项和平方项之和单调递减,即 CH_4 的值越大,对季风的稳定作用越弱。格陵兰North GRIP冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 在其取值范围[-36.4,-34.3]内,一次项和平方项之和单调递增,也就是说,格陵兰North GRIP冰芯的 $\delta^{18}\text{O}$ 值越大,其稳定作用越强。综上所述,南极温度越高,对季风驱动作用越强,而北极温度越高,对季风的稳定作用越强。

3 结论与讨论

全球气候是一个相当复杂的动力系统,它由多个相对独立又互相关联的子系统所组成。在长期演化过程中,这些子系统既可能受一些全球性因子控制而具备某些共性,又可能受特定的区域性因子作用而呈现差别。因此,研究气候变化的动力机制最终须建构出能反映气候系统与动力因子之间的“驱动-响应”、“周期-相位”、“反馈-放大”等关系的因果网络,并以恰当的数学模型表述出来^[37]。非线性动力反演方法吸取了统计建模和动力建模的优势,既充分利用了现有的大量统计数据,又考虑了气候系统的复杂性特征,非常适用于探求季风系统的动力机制。文中选取了印度季风和东亚季风的可能驱动因子作为变量,建立亚洲季风的驱动方程,定量研究结果表明,董哥洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 数据所代表的更倾向于印度季风,与前人研究结果相吻合^[7,22]。

从最简单的季风驱动方程及其各项贡献率可以看出,非线性的平方项与交叉项的贡献率之和比线性一次项的贡献率之和为大,说明印度季风系统的驱动机制并非简单的线性驱动,而主要是复杂的非

线性驱动。交叉项可以看做是两个驱动因子相互作用的最终结果对季风的驱动或负反馈稳定作用,为今后探讨印度季风驱动机制提供了新的思路。

一次项里的南极 CO_2 浓度和格陵兰冰芯温度项起驱动作用,支持高纬驱动低纬过程的观点;前一刻季风强度、太阳活动、印度洋海表温、南极冰芯甲烷浓度和青藏高原冰芯温度项起负反馈稳定作用。方程中一次项贡献率最大的是季风背景值,并且系数为负,也就是说如果前一刻印度季风较强,那么后一刻的季风强度依然会保持此强度,不会减弱太多,说明印度季风对前一刻季风强度具有依赖性和连续性。其次是太阳的贡献率5.6%,系数为负,说明太阳活动强度对印度季风有稳定作用,但随着太阳活动不断增强,其稳定作用也随之减弱。青藏高原温度系数也为负,说明青藏高原温度对印度季风同样有稳定作用,随着青藏高原温度的增加,其稳定作用会减弱。

根据南北极温度的平方项和一次项的系数及其贡献率研究发现南极温度对印度季风起一定的驱动作用,且温度越高,驱动作用越强;北极温度则对印度季风起一定的负反馈稳定作用,且温度越高,稳定作用越弱。模型中所有含印度洋海表温、北大西洋海表温及太平洋ENSO的项的贡献率分别为12.4%,18.9%及4.5%,说明印度季风和北大西洋温度有很高的相关性,而与太平洋ENSO之间也存在一定的遥相关关系。

交叉项里发挥动力驱动作用最大的5项是南极 CO_2 浓度和 N_2O 浓度的相互作用、北大西洋海表温与印度洋海表温的相互作用、南极 CO_2 浓度与格陵兰GRIP冰芯温度的相互作用、北大西洋海表温与太平洋ENSO的相互作用及北大西洋海表温与南极 CO_2 浓度的相互作用,其贡献率之和约为23%,且南极 CO_2 浓度和北大西洋海表温出现次数最多。这也印证了南极和北高纬驱动季风变化的理论。二次非线性作用里发挥稳定作用最大的五项是南极冰芯甲烷浓度和 N_2O 浓度的相互作用、格陵兰North GRIP冰芯温度和DYE-3冰芯温度的相互作用、北大西洋海表温与格陵兰GRIP冰芯温度的相互作用、南极 N_2O 浓度与格陵兰DYE-3冰芯温度的相互作用及南极甲烷浓度和青藏高原冰芯温度的相互作用,其贡献率之和约为19%,出现次数较多的是南极甲烷浓度、 N_2O 浓度和格陵兰DYE-3冰芯温度。

通过对董哥洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 数据的动力反演分析,可以得到以下结论:

1) 对精炼后的动力反演方程分析发现董哥洞石笋 $\text{DA}\delta^{18}\text{O}$ 数据指代的是印度季风,印度季风系统是由南极温度和其他驱动因子共同驱动的复杂非线性动力系统。地球系统本就是一个复杂的非线性动力系统,印度季风系统作为地球系统的一部分自然也是非线性的。通过反演发现,印度季风系统的诸多驱动因子当中南极温度起到了主要的驱动作用,印证了高纬驱动低纬的说法。

2) 太阳活动、北极温度和青藏高原温度对印度季风起稳定作用,太阳活动越强烈,稳定作用越弱;北极温度和青藏高原温度越高,稳定作用越弱。文章中太阳活动选取了太阳黑子数作为代用指标,但可以指示太阳活动的资料不仅限于太阳黑子数,还有宇宙射线、 ^{10}Be 等,虽然此文章中由于时间尺度和数据精度所限,不能选取这些代用资料,但在将来其它的模拟实验中,这些资料都可以尝试使用。

3) 印度季风背景值对下一刻印度季风起稳定作用,且强度越大,稳定作用越强。通常在研究季风系统的驱动机制时,只考虑到外力对季风系统的驱动和稳定作用,而忽略了季风自身的惯性作用。印度季风系统也有其保持原状态不变的惯性作用力,且如果季风强度越大,则惯性越强,也就越不容易被外力所改变。因此,印度季风背景值越大,系统越稳定。

本文初步运用非线性动力反演的方法分析了董哥洞石笋 $\text{DA}\delta^{18}\text{O}$ 数据所指示的印度季风的驱动机制,虽然已经能区分出主要的驱动因子,但仍未能量化分析印度季风系统对于各个驱动因子变化的敏感度。敏感度分析可作为改进模型的一个重要途径,而系数参数化则是实现敏感度分析的理想方法,有助于更深入量化分析季风系统的驱动机制。

参考文献:

- [1] Halley E. An Historical Account of the Trade Winds, and Monsoons, Observable in the Seas between and Near the Tropicks, with an Attempt to Assign the Physical Cause of the Said Winds, By E. Halley[J]. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, 1686, 16(179-191): 153-168.
- [2] Webster P J, Magaña V O, Palmer T N, et al. Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for prediction[J]. Journal of Geo-

- physical Research, 1998, **103**(C7):14451.
- [3] 吴国雄,张永生.青藏高原的热力和机械强迫作用以及亚洲季风的爆发I.爆发地点[J].大气科学,1998,**22**(6):826~838.
 - [4] Cane M, Clement A C. A role for the tropical Pacific coupled ocean-atmosphere system on Milankovitch and millennial timescales. Part II: Global impacts[J]. Mechanisms of global climate change at millennial time scales, 1999, **112**:373-383.
 - [5] Clement A C, Cane M. A role for the tropical Pacific coupled ocean-atmosphere system on Milankovitch and millennial timescales. Part I: A modeling study of tropical Pacific variability [J]. Mechanisms of global climate change at millennial time scales, 1999:363-371.
 - [6] Wang B, Clemens S C, Liu P. Contrasting the Indian and East Asian monsoons: implications on geologic timescales[J]. Marine Geology, 2003, **201**(1-3):5-21.
 - [7] Dykoski C, Edwards R, 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.
 - [8] Chao W C, Chen B. The origin of monsoons[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 2001, **58**:3497-3507.
 - [9] Gadgil S. The Indian monsoon and its variability[J]. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 2003, **31**(1):429-467.
 - [10] Shackleton N J. The 100 000-Year Ice-Age Cycle Identified and Found to Lag Temperature, Carbon Dioxide, and Orbital Eccentricity[J]. Science, 2000, **289**(5486):1897-1902.
 - [11] Lea D W, Pak D K, Spero H J. Climate Impact of Late Quaternary Equatorial Pacific Sea Surface Temperature Variations[J]. Science, 2000, **289**(5485):1719-1724.
 - [12] Visser K, Thunell R, Stott L. Magnitude and timing of temperature change in the Indo-Pacific warm pool during deglaciation [J]. Nature, 2003, **421**(6919):152-155.
 - [13] Wang P. Global monsoon in a geological perspective[J]. Chinese Science Bulletin, 2009, **54**(7):1113-1136.
 - [14] Wang Y, Cheng H, Edwards R L, et al. The Holocene Asian monsoon: links to solar changes and North Atlantic climate[J]. Science, 2005, **308**(5723):854-857.
 - [15] Zhou T, Li B, Man W, et al. A comparison of the Medieval Warm Period, Little Ice Age and 20th century warming simulated by the FGOALS climate system model[J]. Chinese Science Bulletin, 2011, **56**(28-29):3028-3041.
 - [16] 王建明, 王健力, 李廷勇. 洞穴石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 与 $\delta^{13}\text{C}$ 气候意义研究[J]. 热带地理, 2008, **28**(5):395~399.
 - [17] 张平中, 陈一萌, 陈发虎, 等. 甘肃武都万象洞滴水与现代石笋同位素的环境意义[J]. 科学通报, 2004, **49**(15):1529~1531.
 - [18] Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. A high-resolution absolute-dated Late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China[J]. Science, 2001, **294**(5550):2345-2348.
 - [19] Fleitmann D, Burns S J, Mudelsee M, et al. Holocene forcing of the Indian monsoon recorded in a stalagmite from southern Oman[J]. Science, 2003, **300**(5626):1737-1739.
 - [20] Dong J, Wang Y, Cheng H, et al. A high-resolution stalagmite record of the Holocene East Asian monsoon from Mt Shennongjia, central China[J]. The Holocene, 2010, **20**(2):257-264.
 - [21] Wang B, Ding Q. Global monsoon Dominant mode of annual variation in the tropics[J]. Dynamics of Atmospheres and Oceans, 2008, **44**(3-4):165-183.
 - [22] 于俊伟, 赵 彩, 田 英. 贵州与印度的夏季风的异同分析[J]. 成都信息工程学院学报, 2001, **16**(1):17~20.
 - [23] 黄建平, 衣育红. 利用观测资料反演非线性动力模型[J]. 中国科学(B 辑), 1991(3):331~336.
 - [24] 林振山, 史芳斌. 天津局地气候的反演建模及其研究[J]. 气象学报, 1995, **53**(1):115~121.
 - [25] 罗虎明, 林振山, 李玉霞. 轨道尺度东亚夏季风的动力反演[J]. 第四纪研究, 2013, **33**(3):603~609.
 - [26] 谭嘉铭, 袁道先, 程 海, 等. 贵州都匀七星洞石笋剖面[J]. 第四纪研究, 2004, **24**(3):318~324.
 - [27] Solanki S K, Usoskin I G, Kromer B, et al. Unusual activity of the Sun during recent decades compared to the previous 11 000 years[J]. Nature, 2004, **431**(7012):1084-1087.
 - [28] Sicre M A, Hall I, Mignot J, et al. Sea surface temperature variability in the subpolar Atlantic over the last two millennia[J]. Paleoceanography, 2011, **26**:PA4218.
 - [29] Oppo D W, Rosenthal Y, Linsley B K. 2 000-year-long temperature and hydrology reconstructions from the Indo-Pacific warm pool[J]. Nature, 2009, **460**(7259):1113-1116.
 - [30] Yan H, Sun L, Wang Y, et al. A record of the Southern Oscillation Index for the past 2 000 years from precipitation proxies[J]. Nature Geoscience, 2011, **4**(9):611-614.
 - [31] MacFarling Meure C, Etheridge D, Trudinger C, et al. Law Dome CO_2 , CH_4 and N_2O ice core records extended to 2000 years B P [J]. Geophysical Research Letters, 2006, **33**:L14810.
 - [32] Vinther B M, Clausen H B, Johnsen S J, et al. A synchronized dating of three Greenland ice cores throughout the Holocene[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984-2012), 2006, **111**(D10):13102.
 - [33] Thompson L G, Yao T, Davis M E, et al. Holocene climate variability archived in the Puruogangri ice cap on the central Tibetan Plateau[J]. Annals of Glaciology, 2006, **43**(1):61-69.
 - [34] Foukal P, Lean J. The influence of faculae on total solar irradiance and luminosity[J]. The Astrophysical Journal, 1986, **302**(2):826-835.
 - [35] 李荣华, 冯果忱. 微分方程的数值解法[M]. 北京: 高等教育出版社, 1996:54~62.
 - [36] Fleitmann D, Burns S J, Mangini A, et al. Holocene ITCZ and Indian monsoon dynamics recorded in stalagmites from Oman and Yemen (Socotra) [J]. Quaternary Science Reviews, 2007, **26**(1-2):170-188.
 - [37] 丁仲礼, 余志伟. 第四纪时期东亚季风变化的动力机制[J]. 第四纪研究, 1995(1):63~74.

The Exploring of the Asian Monsoon Driving Mechanism Based on Dynamical Inversion Method

LI Yu-xia, LIN Zhen-shan, LIU Hui-yu

(The College of Geography Science, Nanjing Normal University, Nanjing, Jiangsu 210023, China; Jiangsu Key Laboratory of Environmental Change and Ecological Construction, Nanjing, Jiangsu 210023, China)

Abstract: The monsoon driving mechanism is a hot spot in the quaternary global change research, where the international academia has been paid close attention. As early as in 1686, Halley has put forward that the heat differences caused by the sun between the marine and terrestrial bring about the monsoon. With the deepening of the research, different driving factors are proposed one after another, such as the solar activity, the mechanical force and thermal effect of the Qinghai-Tibet Plateau, ENSO, the temperature of the south and north poles, the migration of the intertropical convergence zone, the thermohaline circulation and so on in which the solar activity and the thermohaline circulation are widely accepted. Cave stalagmites oxygen isotope is one of the most important high-resolution alternative indexes of palaeoclimate. Especially in the region strongly affected by the monsoon, the change of the values of stalagmite $\delta^{18}\text{O}$ is often taken as the index of ancient monsoon intensity. The Asian monsoon is an important part of the global climate system. Usually the Asian monsoon can be divided into East Asia monsoon and Indian monsoon, but the two monsoon regions have no clear boundary. So it is hard to verdict which monsoon the stalagmite collected from this convergence zone represents. Dongge cave is just located in the convergence zone, as is mentioned above, and which monsoon the stalagmite $\delta^{18}\text{O}$ value of Dongge Cave represents is still controversial. By means of the dynamic inversion analysis of the Asian monsoon, the following results are obtained: 1) The stalagmites $\delta^{18}\text{O}$ value of Dongge Cave is more likely to represent the Indian monsoon. The Indian monsoon system is a complex nonlinear dynamic system driven by the Antarctic temperature and other factors. 2) The solar activity plays a negative feedback stabilizing role in the Indian monsoon system. The stronger the solar activity is, the weaker the stabilization role it plays will be. The temperature of the Qinghai-Tibet Plateau and the North Greenland plays a negative feedback stabilizing role in the Indian monsoon system. The higher the temperature of the Qinghai-Tibet Plateau and the North Greenland is, the weaker the stabilization role it will be. 3) The Indian monsoon's strength depends on its strength of the former moment.

Key words: Asian monsoon; driving mechanism; dynamic inversion; Indian; Dongge cave stalagmite