

# 全新世中国夏季降水量变化的两种模态\*

王绍武<sup>①</sup> 黄建斌<sup>①</sup> 闻新宇<sup>①</sup> 杨保<sup>②</sup> 任国玉<sup>③</sup>

(①北京大学物理学院大气科学系,北京 100871; ②中国科学院寒区旱区环境与工程研究所沙漠与沙漠化重点实验室,兰州 730000; ③中国气象局气候研究开放实验室,北京 100081)

**摘要** 根据气候模拟的夏季降水量及古气候湿润度代用资料,指出全新世中国夏季降水量变化存在两种模态。模态 1:降水量异常的中心为一个东北-西南向的带;从东北、内蒙东部、经华北、河套到青藏高原为一正异常中心。模拟结果的 EOF 分析表明这种模态占模拟的全新世中国夏季降水量变化总方差的 75.8%。全新世降水量变化的模拟主要考虑地球轨道要素,其中岁差起着重要作用。因此,这个模态可以称为岁差模。岁差模主要反映近万年全新世降水变化的趋势。模态 2:降水量异常分布在中国东部( $100^{\circ}\text{E}$  以东)自北向南表现为负-正-负分布。负异常在内蒙中部到华北,正异常在黄河中游、淮河、到长江流域,江南部分地区又有负异常。这与模拟的大西洋热盐环流减弱所造成的中国夏季降水量异常分布一致。因此,这个模态可能与全新世的气候突变有关,称为气候突变模。覆盖中国的 80 个代用资料序列给出的 9kaB. P. 和 4kaB. P. 干湿分布,证明早全新世气候湿润,晚全新世气候干旱。这种变化趋势主要反映了岁差的影响。同时,4kaB. P. 虽然干旱分布广泛,但是长江流域、关中地区到高原东部则有若干气候湿润的指示。这表明 4kaB. P. 同时受岁差及气候突变的影响。

**主题词** 全新世 中国 夏季降水量 岁差模 气候突变模

**中图分类号** P534.632 **文献标识码** A

编号 0~8<sup>[5]</sup>。

中国处于亚非季风区,东亚季风是一个重要的季风子系统。中国气候深受东亚季风影响。夏季降水量对农业生产有着决定性的作用。中国古代以农业立国,因此,社会进步及经济发展均与降水量的变化有重要关系<sup>[6]</sup>。本文的目的是阐明决定全新世夏季降水量变化的两个因子:即岁差与气候突变,指出这两种因子所对应的夏季降水量变化的两种模态。

## 2 岁差模

### 2.1 模式及模拟设计

我们利用大气环流模式,在考虑地球轨道要素造成的太阳辐射变化的强迫下,对全新世做了 12 个切片积分,即 11 kaB. P., 10 kaB. P., ……0kaB. P.。大气环流模式 (Community Atmosphere Model) 第二版(简称 CAM2)是美国大气科学研究中心(National Center of Atmospheric Research,简称 NCAR)于 2002 年 5 月释放的,其前身是 NCAR-CCM3.6<sup>[7]</sup>。现在此模式包括 3 种动力框架:谱模式、半拉格朗日模式

\* 第一作者简介:王绍武 男 76 岁 教授 气候学研究专业 E-mail:swwang@pku.edu.cn

\* 财政部/科技部公益类行业专项项目(批准号:GYHY200706010)资助

2009-02-21 收稿,2009-07-17 收修改稿

和有限体积模式。本文数值试验使用的是三角形截断谱模式,水平格点为 T42 的  $128 \times 64$  高斯格点,分辨率约  $2.8^\circ \times 2.8^\circ$  经纬度,垂直方向 26 层,使用混合压力坐标系,大气顶部气压 2.917mb。模式考虑的物理过程完整,与 NCAR-CCM3.6 比较做了大量改进。该模式被广泛用于数值模拟和各种敏感性试验的气候研究中。我们的模拟,边界条件只考虑地球轨道要素(轨道偏心率、黄赤交角和岁差)的变化,固定温室气体为整个全新世的平均值(相当于中全新世时的浓度值)。全新世以来千年分辨率的轨道要素值取自 Berger 等<sup>[8]</sup>的计算结果。每个切片都积分 15 年,舍弃前 5 年适应期的结果,只取最后 10 年平均作为那个时间切片的结果。

## 2.2 分析

如上所述,我们已经通过模拟,得到了从 11kaB.P. 到 0kaB.P. 的 12 个切片中国夏季降水量距平(mm/天)。这个距平是对整个 12 个切片平均做的。为了能够概括降水量异常的时空分布特征,对 12 个切片做 EOF 分析。图 1 给出 EOF<sub>1</sub> 及其时间系数 PC<sub>1</sub>。

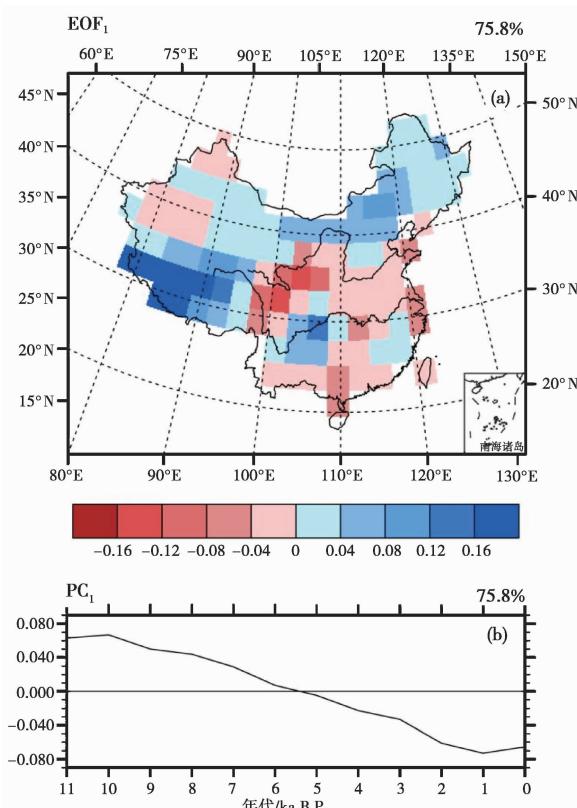


图 1 全新世中国夏季降水量模拟结果的 EOF<sub>1</sub> 和 PC<sub>1</sub>

Fig. 1 Simulated EOF<sub>1</sub> and PC<sub>1</sub> of summer precipitation of Holocene in China

从图 1 中 EOF<sub>1</sub> 可见:最突出的是一个东北-西南向的正异常带。这个带从东北、内蒙东部、经华北、河套到青藏高原。EOF<sub>1</sub> 占总方差的 75.8%,说明这是全新世夏季降水量变化的主要模态。PC<sub>1</sub> 反映 10kaB.P. 降水量最多、1kaB.P. 最少,大体上与全新世北半球夏季太阳辐射的变化一致<sup>[8]</sup>,由于这段时间内太阳辐射变化主要受岁差影响,所以称为岁差模。模拟的中国平均降水量的变化趋势亦与之类似。图 2 为模拟得到的全国平均夏季降水量,可见 9kaB.P. 最高、0kaB.P. 最低,趋势与 PC<sub>1</sub> 相同。模拟的全国夏季降水量平均约 487mm,最高达 514mm,最低 464mm,相差 50mm。这就是说根据模拟结果,主要受岁差影响全新世中国夏季降水量减少约 10%。

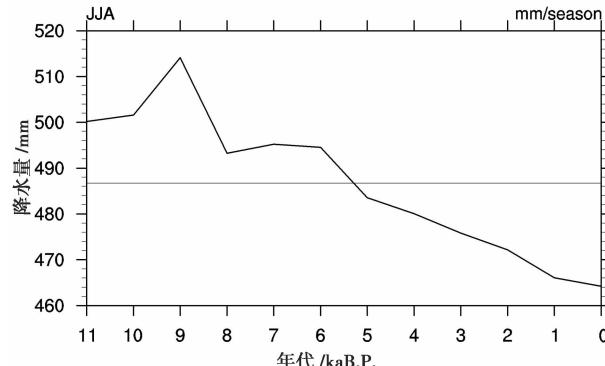


图 2 模拟的全新世中国平均夏季降水量变化

Fig. 2 Simulated summer mean precipitation of Holocene in China

## 3 气候突变模

### 3.1 热盐环流(THC)影响的模拟

研究表明,北大西洋冷事件可能影响世界范围的气候,在北、南大西洋两岸尤为显著<sup>[9]</sup>。所以,不少学者认为 THC 的减弱是气候突变的直接原因<sup>[5]</sup>。对此,我们进行了模拟研究。模式是 NCAR 发展的第四代通用气候模式(Community Climate Model)CCM3.6,水平分辨率约  $2.8^\circ \times 2.8^\circ$  经纬度格点,垂直 18 层<sup>[10]</sup>。模拟试验的设计是给定海温(SST)异常,北大西洋中心 SST 比平均低 3℃,南大西洋偏暖。用 1979~1992 年平均做控制试验。为了对比,又用北大西洋中心 SST 比平均高 3℃,南大西洋偏冷做强迫。用固定 SST 强迫大气模式,运转 10 年 4 个月,去掉前 4 个月适应期,用后 10 年平均作为模拟结果。以北大西洋为标准分别称为冷试验及暖试验。图 3 给出

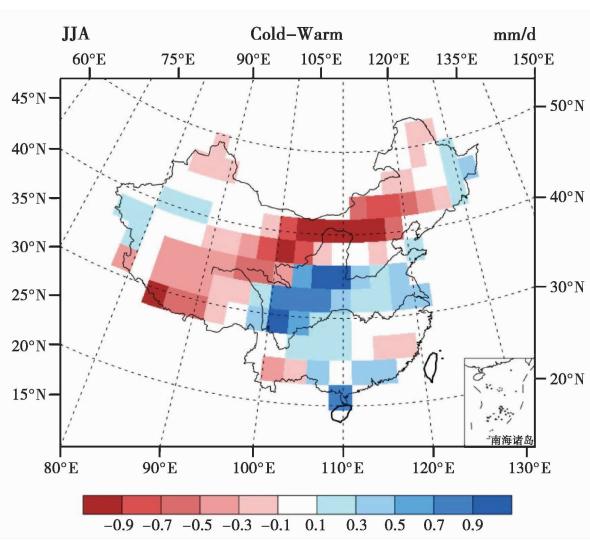


图3 北大西洋冷-暖试验中国夏季降水量的差 (mm/天)

Fig. 3 Differences of summer precipitation in China between the cold forcing modeling result of and the warm forcing modeling result of the North Atlantic (mm/d)

冷-暖试验中得到的中国夏季降水量的差。

由图3可见THC减弱时,黄河到长江流域包括长江上游地区降水多,而华北干旱严重,江南及华南部分地区干旱。这个模态与图1模态的最大差别是降水量最大异常发生在中国东部 $100^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 之间,距平分布自北向南为负-正-负。

### 3.2 气候突变模的气候意义

图4给出近50年(1951~2000年)中国夏季降水量的EOF<sub>1</sub>,主要载荷在中国东部,而且呈明显的自北向南的负-正-负分布。这种分布与图3很接近。近50年作为时间尺度,远小于岁差的19~21 ka周期。在50年内岁差因子的变化可以忽略不计。因此,这种分布可能主要是受海气相互作用控制的气候系统内部变率的影响。观测的降水量的EOF<sub>1</sub>占总方差18.9%,说明这种模态在短期气候变率中有较大的作用。

图5为东亚夏季风指数与中国夏季降水量的相关系数,资料时间亦为1951~2000年。东亚季风指数根据 $10^{\circ}\sim 60^{\circ}\text{N}, 110^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{E}$ 海平面气压差计算<sup>[11]</sup>。图4与图5的极大相似一方面说明东亚夏季风是控制中国夏季降水量变化的主要因素。另一方面,也就是说这种在东部降水量自北向南负-正-负的波列是中国降水量变化的一个主要模态。而且有证据表明与这种模态相联系的是东亚大气环流最典型的特征,在长江流域降水多时,对流层中层

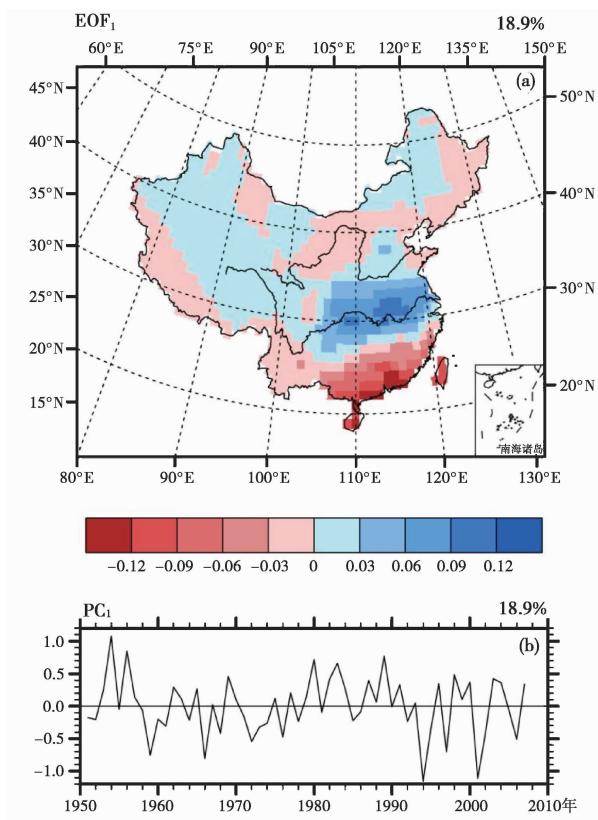


图4 1951~2000年中国夏季降水量的EOF<sub>1</sub>和PC<sub>1</sub>

Fig. 4 EOF<sub>1</sub> and PC<sub>1</sub> of summer precipitation of the period of 1951~2000 in China

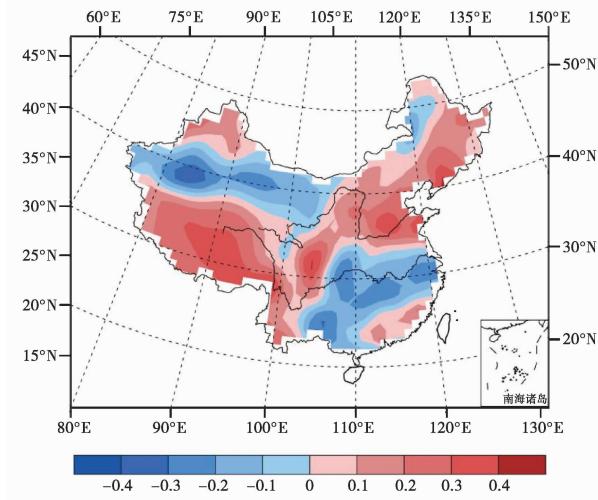


图5 东亚夏季风指数与中国夏季降水量的相关系数  
Fig. 5 Correlation coefficients between the East Asian summer monsoon index and the summer precipitation of China

东亚北部阻塞高压活跃,贝加尔湖为槽区(图略,参见文献[11])。西太平洋副热带高压也强盛<sup>[12]</sup>。这可能就是与气候突变模对应的大气环流机制。不过,如果仔细比较图3与图5,就会发现在图5(包括

图4)中多雨带正好覆盖了长江流域,而在图3中多雨带要偏北纬 $2^{\circ}$ ,并且多雨中心偏西到关中地区。很可能这是在模拟冷事件影响时,模式不能令人满意地模拟雨带位置的结果。因此,这里有不确定性的。但是中国东部降水自北向南负-正-负的波列,则是一致的。

## 4 古气候证据

### 4.1 9kaB.P. 和 4kaB.P.

图6a和图7a给出9kaB.P.和4kaB.P.中国气候湿润度的分布。所用80个站的位置和资料来源见附录表1。其中,中国东北及新疆北部资料较少,因此,这些地区分析的不确定性要高于其他地区。此外,代用资料只能给出气候湿润度,而不能直接给

出降水量。但是,如果把模拟的气温、降水量也组成某个气候湿润度指数,来与代用资料比较,则会增加问题的复杂程度。因为,由于未考虑冰雪覆盖变化的影响,模拟的温度变化不确定性较大,把温度与降水量合起来构成湿润度指数会增加结论的不确定性。所以,我们把代用资料气候湿润度与模拟结果的降水量比较。由于中国夏季降水量在年降水量中占有很大比重,而且大多数地区温暖时气候湿润,所以这种比较在很大程度上是可以接受的。此外,由于代用资料不确定性大,所以分析只分为3档;湿、正常、干。每档各占全新世总频率1/3左右。图6a和图7a中干以红点所示,湿以蓝点表示,菱形方格表示正常。

9kaB.P.和4kaB.P.这两个时刻的选择首先是为了反映早全新世气候的湿润及晚全新世气候的干

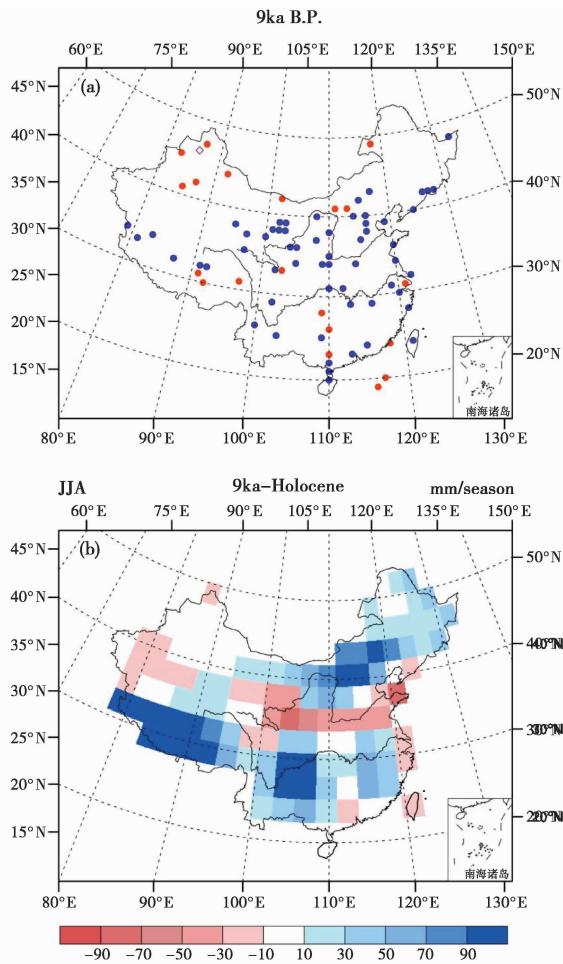


图6 (a)9kaB.P.气候湿润度,蓝点表示湿,红点表示干,菱形方格表示正常及(b)模拟的夏季降水量距平(mm)

Fig. 6 (a) Climatic humidity of 9kaB.P. (blue point: wet, red point: dry, diamond: normal), and (b) simulated summer precipitation anomalies (mm) of 9kaB.P.

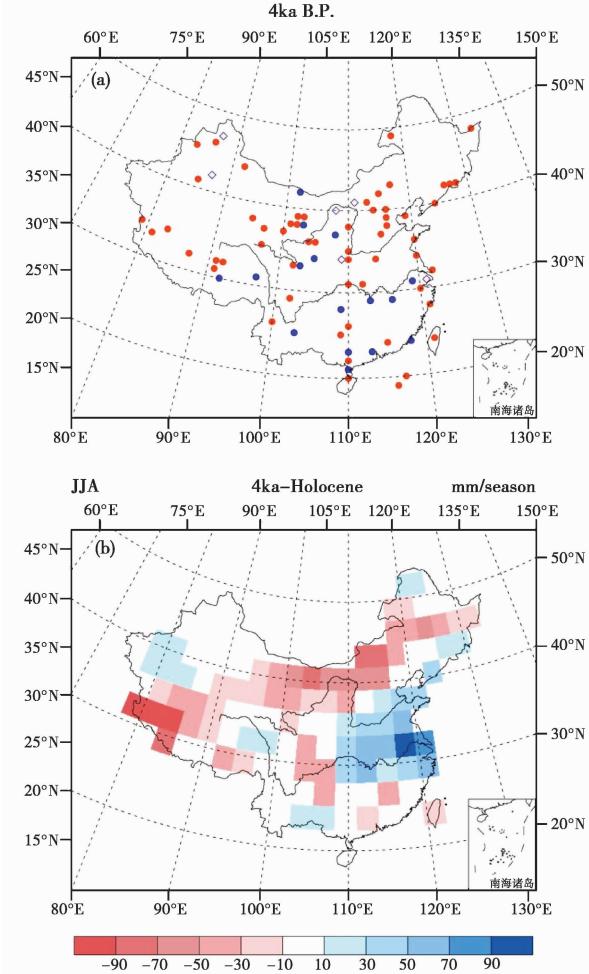


图7 (a)4kaB.P.气候湿润度,蓝点表示湿,红点表示干,菱形方格表示正常及(b)模拟的夏季降水量距平(mm)

Fig. 7 (a) Climatic humidity of 4kaB.P. (blue point: wet, red point: dry, diamond: normal), and (b) simulated summer precipitation anomalies (mm) of 4kaB.P.

表 1 80个站的位置和资料来源<sup>\*</sup>

Table 1 Locations of 80 sites used in this paper and data sources (symbols mm, WK, +, and 0 means “above normal humidity”, “below normal humidity”, and “normal humidity”, respectively)

地址	代用资料	作者	N/°	E/°	9kaB. P.	4kaB. P.	地址	代用资料	作者	N/°	E/°	9kaB. P.	4kaB. P.
1 呼伦湖	孢粉	Chen 等 <sup>[13]</sup>	49	118	-	-	42 大地湾	TOC	An 等 <sup>[35]</sup>	34	105	+	+
2 勤得利	孢粉	An 等 <sup>[14]</sup>	48	133	+	-	43 李湾	磁导率	Pang 等 <sup>[40]</sup>	34	109	+	0
3 乌伦古湖	孢粉	Chen 等 <sup>[13]</sup>	47	87	-	0	44 白庄村	孢粉	An 等 <sup>[14]</sup>	34	110	+	-
4 玛那斯湖	孢粉	An 等 <sup>[15]</sup>	46	86	0	-	45 舞阳	孢粉	Huang 等 <sup>[20]</sup>	34	114	+	-
5 艾比湖	孢粉	An 等 <sup>[15]</sup>	45	83	-	-	46 建湖	孢粉	An 等 <sup>[14]</sup>	34	120	+	-
6 巴里坤湖	孢粉	Han 和 Qu <sup>[16]</sup>	44	92	-	-	47 松希错湖	孢粉	Gasse 等 <sup>[41]</sup>	33	81	+	-
7 好鲁库	LOI	Liu 等 <sup>[17]</sup>	43	117	+	-	48 若尔盖	TOC	Zhou 等 <sup>[42]</sup>	33	102	+	-
8 博斯腾湖	孢粉	Chen 等 <sup>[13]</sup>	42	87	-	0	49 红原	$\delta^{13}\text{C}$	Hong 等 <sup>[19]</sup>	33	103	-	+
9 居延海	孢粉	Chen 等 <sup>[13]</sup>	42	102	-	+	50 色林错湖	$\delta^{13}\text{C}$	Gu 等 <sup>[43]</sup>	32	87	+	-
10 巴彦查干湖	孢粉	Jiang 等 <sup>[18]</sup>	42	115	+	-	51 兹格塘湖	孢粉	Herzschuh 等 <sup>[44]</sup>	32	91	+	-
11 金川	孢粉	An 等 <sup>[14]</sup>	42	126	+	-	52 错莫绒湖	$\delta^{13}\text{C}$	Morrill 等 <sup>[45]</sup>	32	92	+	-
12 哈尼	$\delta^{13}\text{C}$	Hong 等 <sup>[19]</sup>	42	127	+	-	53 启东	孢粉	An 等 <sup>[14]</sup>	32	122	+	-
13 长白山	孢粉	Huang 等 <sup>[20]</sup>	42	128	+	-	54 错鄂湖	TOC	Wu 等 <sup>[46]</sup>	31	91	-	-
14 塔里木	粒度	Feng 等 <sup>[21]</sup>	41	85	-	-	55 仁错湖	孢粉	Tang 等 <sup>[47]</sup>	31	97	-	+
15 察素旗	孢粉	Wang 和 Sun <sup>[22]</sup>	41	111	-	0	56 三宝洞	$\delta^{18}\text{O}$	Shao 等 <sup>[48]</sup>	31	110	+	-
16 岱海	TOC	Xiao 等 <sup>[23]</sup>	41	113	-	-	57 荆门	孢粉	Huang 等 <sup>[20]</sup>	31	112	+	-
17 盐海子	TOC	Chen 等 <sup>[24]</sup>	40	108	+	0	58 芜湖	孢粉	Huang 等 <sup>[20]</sup>	31	119	+	+
18 阳高	孢粉	Huang 等 <sup>[20]</sup>	40	114	+	-	59 上海	孢粉	Cai 等 <sup>[49]</sup>	31	121	-	0
19 北京	孢粉	Huang 等 <sup>[20]</sup>	40	116	+	-	60 海登湖	孢粉	Tang 等 <sup>[47]</sup>	30	92	-	+
20 大孤山	孢粉	Huang 等 <sup>[20]</sup>	40	124	+	-	61 杭州	孢粉	Huang 等 <sup>[20]</sup>	30	120	+	-
21 阿拉善高原	孢粉	Chen 等 <sup>[25]</sup>	39	102	+	-	62 景宁	孢粉	An 等 <sup>[14]</sup>	29	102	+	-
22 野麻湖	磁导率	Chen 等 <sup>[26]</sup>	39	103	+	-	63 洞庭湖	孢粉	Huang 等 <sup>[20]</sup>	29	113	+	+
23 白洋淀	孢粉	An 等 <sup>[14]</sup>	39	116	+	-	64 南昌	孢粉	Huang 等 <sup>[20]</sup>	29	116	+	+
24 毛河北	孢粉	An 等 <sup>[14]</sup>	39	119	+	-	65 梵净山	孢粉	Huang 等 <sup>[20]</sup>	28	109	-	+
25 敦德	冰芯	Liu 等 <sup>[27]</sup>	38	95	+	-	66 温州	孢粉	Huang 等 <sup>[20]</sup>	28	121	+	-
26 乱海子	孢粉	Herzschuh 等 <sup>[28]</sup>	38	101	+	-	67 池源	孢粉	An 等 <sup>[14]</sup>	26	100	+	-
27 红水河	孢粉	Ma 等 <sup>[29]</sup>	38	102	+	-	68 池海	TOC	Zhou 等 <sup>[50]</sup>	26	110	-	-
28 瀋野泽	孢粉	Chen 等 <sup>[30]</sup>	38	103	+	+	69 昆明	孢粉	Huang 等 <sup>[20]</sup>	25	103	+	+
29 玉林	孢粉	An 等 <sup>[14]</sup>	38	110	+	-	70 董哥洞	$\delta^{13}\text{C}$	Wang 等 <sup>[51]</sup>	25	109	+	-
30 肃宁	粒度	Yin 等 <sup>[31]</sup>	38	116	+	-	71 大湖	TOC	Zhou 等 <sup>[52]</sup>	24	115	+	-
31 库尔雷克湖	孢粉	Zhao 等 <sup>[32]</sup>	37	97	+	-	72 福建	孢粉	Huang 等 <sup>[20]</sup>	24	118	-	+
32 青海湖	孢粉	Liu 等 <sup>[33]</sup>	37	100	+	-	73 台湾	孢粉	Huang 等 <sup>[53]</sup>	24	121	+	-
33 柳树湾	孢粉	Li 等 <sup>[34]</sup>	37	108	+	+	74 黄沙	孢粉	An 等 <sup>[14]</sup>	23	110	-	+
34 内丘	粒度	Yin 等 <sup>[31]</sup>	37	115	+	-	75 番禹	孢粉	An 等 <sup>[14]</sup>	23	113	+	+
35 巴谢	磁导率	An 等 <sup>[14]</sup>	36	104	+	-	76 西双版纳	孢粉	Huang 等 <sup>[20]</sup>	22	110	+	-
36 苏家湾	TOC	An 等 <sup>[35]</sup>	36	105	+	-	77 湖光岩玛珥湖	干物质	Liu 等 <sup>[54]</sup>	21	110	+	+
37 青岛	孢粉	Wang 等 <sup>[36]</sup>	36	120	+	-	78 海南岛	孢粉	Huang 等 <sup>[20]</sup>	20	110	+	-
38 西藏高原	孢粉	Shen 等 <sup>[37]</sup>	35	97	+	-	79 南海	盐度	Wang 等 <sup>[55]</sup>	20	117	-	-
39 富平	孢粉	An 等 <sup>[14]</sup>	35	110	+	-	80 南海	沉积率	Huang 等 <sup>[53]</sup>	19	116	-	-
40 班公湖	$\delta^{13}\text{C}$	Fontes 等 <sup>[38]</sup>	34	79	+	-							
41 古里雅	积雪量	Thompson 等 <sup>[39]</sup>	34	83	+	-							

\* “+”，“-”和“0”分别表示湿润度高、低及正常

旱。从图 6a 和图 6b 的比较可见,代用资料与模拟得到的早全新世气候湿润的结果是一致的。特别当全新世中国大部分地区气候湿润时,新疆到内蒙干旱。这是 An 等<sup>[15]</sup>近来着力论证的一个问题。

图 7a 和图 7b 在 4kaB. P. 中国的干旱是非常突出的。但是,在关中及长江流域有一定的气候湿润信号。因此,我们认为这可能是 4kaB. P. 前后气候突变的反映。

## 4.2 4kaB. P. 气候的历史及考古证据

9kaB. P. 无冷事件,同时编号为5和6的两次冷事件分别出现于8.1kaB. P. 和9.4kaB. P.。所以,9kaB. P. 未受气候突变影响,因此主要受岁差影响,中国气候湿润;4kaB. P. 则不同,这时受岁差影响北半球亚洲季风区气候变干。此外,许多证据表明,4.2~4.0kaB. P. 发生了向冷干转变的气候突变。所以4kaB. P. 可能受到岁差及气候突变的双重影响。

古环境资料表明<sup>[56~58]</sup>,4kaB. P. 前后中国东部、黄河流域及其以北地区有大范围的干旱,而长江流域有洪水的迹象。研究表明<sup>[58]</sup>,4.2~4.0kaB. P. 的气候突变对中华文明的发展有重要影响,主要气候特点是中国北方的冷干。最新的考古及古环境研究表明,4.0kaB. P. 前后长江上游<sup>[59]</sup>、乃至苏北<sup>[60]</sup>均有洪水的证据,而讨论最多的还是良渚文化的消亡<sup>[61~63]</sup>。在良渚文化之上有明显的文化断层,许多地区有0.5~1.0m的淤泥<sup>[62~63]</sup>。在良渚文化晚期遗址中有许多因严重海水倒灌而修造的古井,淤泥出现于其上。因此,淤泥不是海水倒灌,而是洪水的遗迹<sup>[62~63]</sup>。虽然,关于良渚文明消亡的原因,还有许多争论。但是,有不少学者认为洪水可能是一个重要的原因。并且对先民因洪水而逃亡的路线,以及从而造成的文明的传播做了许多研究<sup>[63]</sup>。以上这些考古、历史及古环境证据表明,4kaB. P. 前后在中国北方发生大范围持久的干旱时,长江流域有明显的洪涝。这种旱涝的地理分布与气候突变模完全一致。因此,可以作为4kaB. P. 中国气候同时受岁差和气候突变影响的有力证据。

## 5 结论

根据全新世夏季降水量变化的岁差和气候突变因子以及古气候湿润度代用资料分析,得到以下结论:

(1) 在全新世气候变化中,中国夏季降水量变化至少包括两个重要的模态;1个与贯穿全新世的岁差变化有关,称为岁差模,另一个与全新世中冷干气候突变有关,称为气候突变模。

(2) 岁差模:主导整个全新世近万年降水量变化趋势;早全新世中国气候湿润,晚全新世气候干旱,中国平均降水量可能减少10%。

(3) 气候突变模:主导千年尺度的气候突变;THC减弱,北大西洋发生冷事件,中国东部夏季降水量异常自北向南为:负-正-负的波列。这种模态

与东亚大气环流的基本模态有密切关系。发生冷事件时,东亚阻塞高压活跃、贝加尔湖有槽、西太平洋副热带高压增强。

(4) 古气候代用资料表明:主要受岁差影响9kaB. P. 气候湿润,4kaB. P. 气候干旱。但4kaB. P. 同时受气候突变影响长江流域多雨。

## 参考文献(References)

- 1 Roberts N. *The Holocene: An Environmental History*. Oxford: Blacknell Ltd, 1989. 83~92
- 2 Jansen E, Overpeck J, Briffa K R et al. *Paleoclimate*. In: Solomon S, Qin D, Manning M et al. eds. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group 1 to the Fourth Assessment Report of the IPCC*. Cambridge: Cambridge University Press, 2007. 433~497
- 3 Hoelzmann P, Gasse F, Dupont L M et al. Palaeoenvironmental changes in the arid and subarid belt (Sahara-Sahel Arabian Peninsula) from 150 kyr to present. In: Battarbee R W, Gasse F, Stickley C E eds. *Past Climate Variability through Europe and Africa*. Dordrecht: Springer, 2004. 219~256
- 4 Staubwasser M. An overview of Holocene South Asian monsoon records—Monsoon domains and regional contrasts. *Journal of the Geological Society of India*, 2006, **68**: 433~446
- 5 Bond G, Showers W, Elliot M et al. The North Atlantic's 1~2 kyr climate rhythm: Relation to Heinrich events, Dansgaard-Oeschger cycles and the Little Ice Age. In: Clark P U, Webb R S, Keigwin L D eds. *Mechanisms of Global Climate Change at Millennial Time Scales*. *Geophysical Monograph*, 1999, **112**: 35~58
- 6 王绍武, 黄建斌. 全新世中期的旱涝文化与中华古文明进程. 自然科学进展, 2006, **16**: 1238~1244  
Wang Shaowu, Huang Jianbin. Drought and flood variations in mid-Holocene and archaeological culture evolution in China. *Progress Natural Science*, 2006, **16**: 1238~1244
- 7 Kiehl J T, Hack J J, Bonan G B et al. The National Center for Atmospheric Research Community Climate Model: CCM3. *Journal Climate*, 1998, **11**: 1131~1149
- 8 Berger A, Loutre M F, Laskar J. Stability of the astronomical frequencies over the Earth's history for the paleoclimate studies. *Science*, 1992, **255**: 560~566
- 9 黄建斌, 周天军, 朱锦红等. 与热盐环流相关的海温异常对大西洋沿岸气候影响的诊断模拟研究. 自然科学进展, 2008, **18**: 154~160  
Huang Jianbin, Zhou Tianjun, Zhu Jinhong et al. Diagnostics and modeling studies of Impact of SST anomalies on the climate along the North Atlantic coast with respect to the change of thermohaline circulation. *Progress Natural Science*, 2008, **18**: 154~160
- 10 Vertenstein M, Kluzek E B. User's Guide to LSM1.1, Climate and Global Dynamics Division, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, 1~30 [ Available from the NCAR CCM3 Web site: [http://www.cgd.ucar.edu/cms/ccm3/ccm3lsm\\_doc/lsm.doc/](http://www.cgd.ucar.edu/cms/ccm3/ccm3lsm_doc/lsm.doc/) ]

- 11 潘冰,王绍武,朱锦红. 对中国东部夏季降水有重要影响的一种东亚遥相关型. 气候变化研究进展,2008,4:17~20  
Pu Bing, Wang Shaowu, Zhu Jinhong. An East Asian teleconnection mode in relation to summer precipitation in Eastern China. *Advances Climate Change Research*, 2008, 4:17~20
- 12 郭其蕴,蔡静宁,邵雪梅等. 东亚夏季风的年代际变率对中国气候的影响. 地理学报,2003,58:569~576  
Guo Qiyun, Cai Jingning, Shao Xuemei et al. Interdecadal variability of East-Asian summer monsoon and its impact on the climate of China. *Acta Geographica Sinica*, 2003, 58:569~576
- 13 Chen Fahu, Yu Zicheng, Yang Meilin et al. Holocene moisture evolution in arid Central Asia and its out-of-phase relationship with Asian monsoon history. *Quaternary Science Reviews*, 2008, 27:351~364
- 14 An Zhisheng, Wu Xihao, Wang Pinxian et al. Paleomonsoons of China over the last 130000 years. *Science in China (Series B)*, 1991, 34(8): 1007
- 15 An Chengbang, Feng Zhaodong, Barton L. Dry or humid? Mid-Holocene humidity changes in arid and semi-arid China. *Quaternary Science Reviews*, 2006, 25:351~361
- 16 Han S T, Qu Z. Holocene paleoenvironmental reconstruction in the Balikun Lake area. *Science in China (Series B)*, 1992, 11:1120~1201
- 17 Liu Hongyan, Xu Lihong, Cui Haiting. Holocene history of desertification along the woodland-steppe border in Northern China. *Quaternary Research*, 2002, 57:259~270
- 18 Jiang Wenying, Guo Zhengtang, Sun Xiangjun et al. Reconstruction of climate and vegetation changes of Lake Bayanchagan (Inner Mongolia): Holocene variability of the East Asian monsoon. *Quaternary Research*, 2006, 65:411~420
- 19 Hong Y T, Hong B, Lin Q H et al. Inverse phase oscillations between the East Asian and Indian Ocean summer monsoon during the last 12000 years and paleo-El Niño. *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, 231:337~346
- 20 Huang Zhenguo, Zhang Weiqiang et al. Comparative Study of Environmental Evolution during the Holocene in China and Japan. Guangzhou: Guangdong Science and Technology Press, 2002. 1~806
- 21 Feng Qi, Su Zhizhu, Jin Huijun. Desert evolution and climate changes in the Tarim River Basin during the past 12ka BP. *Science in China (Series D)*, 1999, 42(Suppl.):101~112
- 22 Wang Bengyu, Sun Xiangjun. Chasqui peat sequence and the paleoclimatic reconstruction in the Inner Mongolian Plateau. *Chinese Science Bulletin*, 1997, 42(5):514~518
- 23 Xiao Jule, Wu Jintao, Si Bin et al. Holocene climate changes in the monsoon/arid transition reflected by carbon concentration in Daihai Lake of Inner Mongolia. *The Holocene*, 2006, 16:551~560
- 24 Chen C-T A, Lau H-C, Lou J-Y. The dry Holocene Megathermal in Inner-Mongolia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2003, 193:181~200
- 25 Chen Fahu, Wu Wei, Holmes J A et al. A mid-Holocene drought interval as evidenced by lake desiccation in the Alashan Plateau, Inner Mongolia, China. *Chinese Science Bulletin*, 2003, 48:1401~1410
- 26 Chen Fahu, Shi Qi, Wang Jianmin. Environmental changes documented by sedimentation of Lake Yema and arid China since the Late Glaciation. *Journal of Paleolimnology*, 1999, 22:159~169
- 27 Liu Kam-biu, Yao Zuju, Thompson L G. A pollen record of Holocene climate changes from the Dunde ice cap, Qinghai-Tibetan Plateau. *Geology*, 1998, 26(2):135~138
- 28 Herzschuh U, Zhang Chengjun, Mischke S et al. A Late Quaternary lake record from the Qilian Mountains(NW China): Evolution of the primary production and the water depth reconstructed from macrofossil, pollen, biomarker, and isotope data. *Global and Planetary Change*, 2005, 46:361~379
- 29 Ma Yuzhen, Zhang Hucai, Pachur H-J et al. Late glacial and Holocene vegetation history and paleoclimate of the Tengger Desert, North Western China. *Chinese Science Bulletin*, 2003, 48:1457~1463
- 30 Chen Fahu, Cheng Bo, Zhao Yan et al. Holocene environmental change inferred from a high-resolution pollen record, Lake Zhuyezhe, arid China. *The Holocene*, 2006, 16:675~684
- 31 Yin Chunmin, Qiu Weili, Li Rongquan. Holocene paleofloods in the North China Plain. *Journal Beijing Normal University (Natural Science)*, 2001, 37:280~284
- 32 Zhao Yan, Yu Zicheng, Chen Fahu et al. Holocene vegetation and climate history at Hurleg Lake in the Qaidam Basin North West China. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 2007, 145:275~288
- 33 Liu Xingqi, Shen Ji, Wang Sumin. A 16000-year pollen record of Qinghai Lake and its paleoclimate and paleoenvironment. *Chinese Science Bulletin*, 2002, 47(23):1931~1936
- 34 Li Xiaoqing, Zhou Weijian, An Zhisheng et al. The vegetation and monsoon variations at the desert-loess transition belt at Maiwan in Northern China for the last 13ka. *The Holocene*, 2003, 13:779~784
- 35 An C-B, Tang L Y, Barton L Y et al. Climate change and cultural response around 4000cal yr B. P. in the western part of Chinese Loess Plateau. *Quaternary Research*, 2005, 63:347~352
- 36 Wang Yongji, Li Shanwei. Paleovegetation and paleoclimate of Jiaozhou bay, Qingdao, since 20000 years. *Acta Botanica Sinica*, 1983, 25:385~391
- 37 Shen Caiming, Liu Kam-biu, Tamg Lingyu et al. Quantitative relationships between modern pollen rain and climate in the Tibetan Plateau. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 2006, 140:61~77
- 38 Fontes J-C, Gasse F, Gibert E. Holocene environmental changes in Lake Bongong Basin(Western Tibet). Part 1: Chronology and stable isotopes of carbonates of a Holocene lacustrine core. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1996, 120:25~47
- 39 Thompson L G, Yao T, Davis M E et al. Tropical climate instability: The last glacial cycle from a Qinghai-Tibet ice core. *Science*, 1997, 276:1821~1825
- 40 Pang Jiangli, Huang Chunchang. Study on palaeosol features in Xi'an area and climatic change during the last 10000 years. *Plateau Meteorology*, 2003, 22:79~83

- 41 Gasse F, Arnold M, Fontes J C et al. A 13000-year climate record from Western Tibet. *Nature*, 1991, **353**:742 ~ 745
- 42 Zhou W J, Lu X F, Wu Z K. Peat-recorded climatic variations and the AMS dated chronology in Zoige Plateau. *Chinese Science Bulletin*, 2001, **46**:1040 ~ 1044
- 43 Gu Zhaoyan, Liu Jiaqi, Yuan Baoyin et al. Plateau monsoon variations in the Tibetan Plateau during the past 12kaBP. *Chinese Science Bulletin*, 1993, **38**(1):61 ~ 64
- 44 Herzschuh U, Winter K, Wünemann B et al. A general cooling trend on the Central Tibetan Plateau throughout the Holocene record by the Lake Zigelang pollen spectra. *Quaternary International*, 2006, **154** ~ **155**:113 ~ 121
- 45 Morrill C, Overpeck J T, Cole J E et al. Holocene variations in the Asian monsoon inferred from the geochemistry of lake sediments in Central Tibet. *Quaternary Research*, 2006, **65**:232 ~ 243
- 46 Wu Yanhong, Lücke A, Jin Zhangdong et al. Holocene climate development on the Central Tibetan Plateau: A sedimentary record Cuoe Lake. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2006, **234**:328 ~ 340
- 47 Tang Lingyu, Shen Caiming, Liu Kambiu et al. Changes in South Asian monsoon: New high-resolution paleoclimatic records from Tibet, China. *Chinese Science Bulletin*, 2000, **45**(1):87 ~ 91
- 48 Shao Xiaohua, Wang Yongjin, Cheng Hai et al. Long-term trend and abrupt events of the Holocene Asian monsoon inferred from a stalagmite  $\delta^{18}\text{O}$  record from Shennongjia in Central China. *Chinese Science Bulletin*, 2006, **51**(2):221 ~ 228
- 49 Cai Yongli, Chen Zhongyuan, Zhang Wei et al. Climate fluctuation of the Western Shanghai district by correspondence analysis since 8.5kaBP. *Journal of Lake Science*, 2001, **13**:118 ~ 126
- 50 Zhou J, Wang S M, Yang G S et al. The Younger Drays event and the cold events in Early-mid Holocene. *Advance Climate Change Research*, 2006, (2):127 ~ 130
- 51 Wang Yongjin, Cheng Hai, Edwards R L et al. The Holocene Asian Monsoon: Links to solar changes and North Atlantic climate. *Science*, 2005, **308**:854 ~ 857
- 52 Zhou Weijian, Yu Xuefeng, Jull A J T et al. High-resolution evidence from Southern China of an Early Holocene optimum and a mid-Holocene dry event during the past 18, 000 years. *Quaternary Research*, 2004, **62**:39 ~ 48
- 53 Huang Chi-Yue, Liew Ping-Mei, Zhao Meixun et al. Deep sea and lake records of the South East Asian paleomonsoons for the last 25 thousand years. *Earth and Planetary Science Letters*, 1997, **146**:59 ~ 72
- 54 Liu Jiaqi, Lü Houyuan, Negendank J et al. Periodicity of Holocene climate variations in the Huguangyan Maar Lake. *Chinese Science Bulletin*, 2000, **45**(18):1712 ~ 1717
- 55 Wang L, Sarnthein M, Erlenkeuser H et al. East Asian monsoon climate during the Late Pleistocene: High-resolution sediment records from the South China Sea. *Marine Geology*, 1999, **156**:245 ~ 284
- 56 吴文祥, 刘东生. 4000aB. P. 前后降温事件与中华文明的诞生. 第四纪研究, 2001, **21**(5):443 ~ 451
- Wu Wenxiang, Liu Tungsheng. 4000aB. P. event and its implications for the origin of ancient Chinese civilization. *Quaternary Sciences*, 2001, **21**(5):443 ~ 451
- 57 朱诚, 史威, 于世永等. 上海马桥地区 6000 年来环境演变的沉积学研究. 应用基础与工程科学学报, 1996, **4**(1):5 ~ 11
- Zhu Cheng, Shi Wei, Yu Shiyong et al. Sedimentology study to the paleoenvironment changes of Maqiao area, Shanghai since 6000 years. *Journal of Basic Science and Engineering*, 1996, **4**(1):5 ~ 11
- 58 王绍武, 黄建斌, 闻新宇等. 4 ~ 2kaBP 中国干旱的证据和模拟研究. 科学通报, 2007, **52**(20):2428 ~ 2433
- Wang Shaowu, Huang Jianbin, Wen Xinyu et al. Evidence and modeling study of droughts in China during 4 ~ 2kaBP. *Chinese Science Bulletin*, 2008, **53**(14):2215 ~ 2221
- 59 郑朝贵, 朱诚, 钟宜顺等. 重庆库区旧石器时代至唐宋时期考古遗址时空分布与自然环境的关系. 科学通报, 2008, **53**(增刊1):93 ~ 111
- Zheng Chaogui, Zhu Cheng, Zhong Yishun et al. Relationship between the temporal-spatial distribution of archaeological sites and natural environment from the Paleolithic Age to the Tang and Song Dynasties in the Three Gorges Reservoir of Chongqing area. *Chinese Science Bulletin*, 2008, **53**(Suppl.1):107 ~ 128
- 60 李兰, 朱诚, 姜逢清等. 连云港藤花落遗址消亡成因研究. 科学通报, 2008, **53**(增刊1):139 ~ 152
- Li Lan, Zhu Cheng, Jiang Fengqing et al. Research on the disappearance causes of the Tenghualuo Site in Lianyungang, Jiangsu Province, China. *Chinese Science Bulletin*, 2008, **53**(Suppl.):161 ~ 176
- 61 石兴邦. 良渚文化研究的过去、现状和展望——纪念良渚文化发现六十周年国际学术讨论会小结. 见: 浙江省文物考古研究所编. 良渚文化研究——纪念良渚文化发现六十周年国际学术讨论会文集. 北京: 科学出版社, 1999. 1 ~ 11
- Shi Xingbang. Past, present and future of studies of Liangzhu culture-review of international conference of 60th anniversary of discovery of Liangzhu Culture. In: Cultural and Archaeological Institute of Zhejiang Province ed. Proceedings of International Conference of 60th Anniversary of Discovery of Liangzhu Culture. Beijing: Science Press, 1999. 1 ~ 11
- 62 赵丽君. 浙江余杭良渚遗址群的环境背景与良渚文化的兴衰. 见: 浙江省社会科学院国际良渚文化研究中心编. 良渚文化探密. 北京: 人民出版社, 2006. 97 ~ 109
- Zhao Lijun. Environmental background of Liangzhu ruins in Zhejiang Yuhang, Rise and Fall of Liangzhu Culture. In: Center of Liangzhu Culture Study, Social Science Academy, Zhejiang Province ed. Probe into Liangzhu Culture. Beijing: People's Press, 2006. 97 ~ 109
- 63 林志方.“江南地区”良渚文化晚期人的迁徙地及迁徙原因. 见: 浙江省社会科学院国际良渚文化研究中心编. 良渚文化探密. 北京: 人民出版社, 2006. 129 ~ 144
- Lin Zhifang. Migration of resident in Late Liangzhu Culture in South China and its causes. In: Center of Liangzhu Culture Study, Social Science Academy, Zhejiang Province ed. Probe into Liangzhu Culture. Beijing: People's Press, 2006. 129 ~ 144

## TWO MODES OF SUMMER PRECIPITATION VARIATION OF HOLOCENE IN CHINA

Wang Shaowu<sup>①</sup> Huang Jianbin<sup>①</sup> Wen Xinyu<sup>①</sup> Yang Bao<sup>②</sup> Ren Guoyu<sup>③</sup>

(① Department of Atmospheric Sciences, School of Physics, Peking University, Beijing 100871; ② Key Laboratory for Desert and Desertification, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000;

③Laboratory for Climate Studies, National Meteorological Administration, Beijing 100081)

### Abstract

Two modes of summer precipitation variation of Holocene in China were identified according to climate modeling and palaeo-climatic humidity data, Mode 1 has such a feature given by EOF<sub>1</sub> of palaeo-climate modeling: positive precipitation anomaly centers are distributed in a NE-SW extended zone from North East China, Eastern Inner Mongolia, North China, the Great Bend of the Yellow River to the Tibet Plateau. This mode is correlated closely to the solar radiation change controlled mainly by precession in Holocene. It can be used to interpret 75.8% of the total variance of the modeled summer precipitation variation of Holocene. The modeling indicates that the average precipitation in whole China has a decrease of about 10% from Early to Late Holocene. This mode is called the precession mode. Mode 2 represents as a negative-positive-negative distribution of precipitation anomaly from north to south in East China (east of 100°E): negative precipitation anomalies in North China, positive anomalies in the middle reach of the Yellow River, the Huai River, and the Yangtze River Valley, and negative anomalies in parts south of the Yangtze River. This mode is similar in a great extent to the modeled pattern of summer precipitation anomaly of China by reducing of the Atlantic thermohaline Circulation. This mode might be related to climate abrupt change during Holocene, so it is called the abrupt change mode. Palaeo-climatic humidity data in 80 sites throughout China support the identification of the two modes. A wet climate occurred in 9kaB.P., whereas a dry climate occurred in 4kaB.P., suggesting an impact of precession. The dry climate of 4kaB.P. was widespread, but the Yangtze River valley, the Central Shaanxi plain and the east part of the Tibet Plateau were wet. These suggest that there were influences of both precession and climate abrupt change in that time.

**Key words** Holocene, summer precipitation, precession mode, abrupt change mode

# 全新世中国夏季降水量变化的两种模式

作者: 王绍武, 黄建斌, 闻新宇, 杨保, 任国玉, Wang Shaowu, Huang Jianbin, Wen Xinyu, Yang Bao, Ren Guoyu  
作者单位: 王绍武, 黄建斌, 闻新宇, Wang Shaowu, Huang Jianbin, Wen Xinyu(北京大学物理学院大气科学系, 北京, 100871), 杨保, Yang Bao(中国科学院寒区旱区环境与工程研究所沙漠与沙漠化重点实验室, 兰州, 730000), 任国玉, Ren Guoyu(中国气象局气候研究开放实验室, 北京, 100081)  
刊名: 第四纪研究 ISTITC PKU  
英文刊名: QUATERNARY SCIENCES  
年, 卷(期): 2009, 29(6)  
被引用次数: 0次

## 参考文献(63条)

1. Roberts N The Holocene: An Environmental History 1989
2. Jansen E. Overpeck J. Briffa K R Paleoclimate 2007
3. Hoelzmann P. Gasse F. Dupont L M Palaeoenvironmental changes in the arid and subarid belt (Sahara-Sobel Arabian Peninsula) from 150 kyr to present. In: Battarbee R W, Gaase F, Stickley C E eds. Past Climate Variability through Europe and Africa 2004
4. Staubwasser M An overview of Holocene South Asian monsoon records--Monsoon domains and regional contrasts 2006
5. Bond G. Showers W. Elliot M The North Atlantic's 1~2 kyr climate rhythm: Relation to Heinrich events, Dansgaard-Oeschger cycles and the Little ice Age 1999
6. 王绍武, 黄建斌 全新世中期的旱涝文化与中华古文明进程 2006
7. Kiehl J T. Hack J J. Bonan G B The National Center for Atmospheric Research Community Climate Model:CCM3 1998
8. Berger A. Loutre M F. Laskar J Stability of the astronomical frequencies over the Earth's history for the paleoclimate studies 1992
9. 黄建斌, 周天军, 朱锦红 与热盐环流相关的海温异常对大西洋沿岸气候影响的诊断模拟研究 2008
10. Vertenstein M. Klnzek E B User's Guide to LSM1.1, Climate and Global Dynamics Division, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, 1 - 30
11. 濮冰, 王绍武, 朱锦红 对中国东部夏季降水有重要影响的一种东亚遥相关型 2008
12. 郭其蕴, 蔡静宁, 邵雪梅 东亚夏季风的年代际变率对中国气候的影响 2003
13. Chen Fahu. Yu Zicheng. Yang Merlin Holocene moisture evolution in arid Central Asia and its out-of-phase relationship with Asian monsoon history 2008
14. An Zhisheng. Wu Xihao. Wang Pinxian Paleomonsoons of China over the last 130000 years 1991(08)
15. An Chengchang. Feng Zhaodong. Barton L Dry or humid? Mid-Holocene humidity changes in arid and semi-arid China 2006
16. Hun S T. Qu Z Holocene paleoenvironmental reconstruction in the Balikun Lake area 1992(11)
17. Liu Hongyan. Xu Lihong. Cut Hatting Holocene history of desertification along the woodland-steppe border in Northern China 2002
18. Jiang Wenying. Guo Zhengtang. Sun Xiangjun Reconstruction of climate and vegetation changes of Lake Bayanchagan (Inner Mongolia):Holocene variability of the East Asian monsoon 2006

19. Hang Y T. Hong B. Lin Q H Inverse phase oscillations between the East Asian and Indian Ocean summer monsoon during the last 12000 years and paleo-El Nino 2005
20. HuangZhenguo. Zhang Weiqiang Comparative Study of Environmental Evolution during the Holocene in China and Japan 2002
21. Feng Qi. Su Zhizhu. Jin Huijun Desert evolution and climate changes in the Tarim River Basin during the past 12ka BP 1999 (zk)
22. Wang Bengyu. Sun Xiangjun Chasuqi peat sequence and the paleoclimatic reconstruction in the Inner Mongolian Plateau 1997 (05)
23. Xiao Juh. Wu Jintao. Si Bin Holocene climate changes in the monsoon/arid transition reflected by carbon concentration in Daihai Lake of Inner Mongolia 2006
24. Chen C-T A. Lau H-C. Lou J-Y The dry Holocene Megathermal in Inner-Mongolia 2003
25. Chen Fahu. Wu Wet. Holmes J A A mid-Holocene drought interval as evidenced by lake desiccation in the Alashan Plateau, Inner Mongolia, China 2003
26. Chen Fahu. Shi Qi. Wang Jianmin Environmental changes documented by sedimentation of Lake Yiema and arid China since the Late Glaciation 1999
27. Liu Kam-biu. Yao Zuju. Thompson L G A pollen record of Holocene climate changes from the Dunde ice cap, Qinghai-Tibetan Plateau 1998 (02)
28. Herzachuh U. Zhang Chengjun. Mischke S A Late Quaternary lake record from the Qilian Mountains (NW China): Evolution of the primary production and the water depth reconstructed from macrofossil, pollen, biomarker, and isotope data 2005
29. Ma Yuzhen. Zhang Hucai. pachur H-J Late glacial and Holocene vegetation history and paleoclimate of the Tengger Desert, North Western China 2003
30. Chert Fahu. Cheng Bo. Zhao Yah Holocene environmental change inferred from a high-resolution pollen record, Lake Zhuyeze, arid China 2006
31. Yin Chunmin. Qiu Weili. Li Rongquan Holocene paleofloods in the North China Plain 2001
32. Zhao Yan. Yu Zicheng. Chen Fahu Holocene vegetation and climate history at Hurleg Lake in the Qaidam Basin North West China 2007
33. Liu Xingqi. Shen Ji. Wang Sumin A 16000-year pollen record of Qinghai Lake and its paleoclimate and paleoenvironment 2002 (23)
34. Li Xiaoqing. Zhou Weijian. An Zhisheng The vegetation and monsoon variations at the desert-locus transition belt at Miaowan in Northern China for the last 13ka 2003
35. An C-B. Tang L Y. Barton L Y Climate change and cultural response around 4000cal yr B.P. in the western part of Chinese Loess Plateau 2005
36. Wang Yongji. Li Shanwei Paleovegetation and paleoclimate of Jiaozhou bay, Qingdao, since 20000 years 1983
37. Shen Caiming. Liu Kam-biu. Tamg Lingyu Quantitative relationships between modern pollen rain and climate in the Tibetan Plateau 2006
38. Fontes J-C. Gasse F. Gibert E Holocene environmental changes in Lake Bongong Basin (Western Tibet). Part 1: Chronology and stable isotopes of carbonates of a Holocene lacustrine core 1996

39. Thompson L G. Yao T. Davis M E Tropical climate instability: The last glacial cycle from a Qinghai-Tibet ice core 1997
40. Pang Jiangli. Huang Chunchang Study on palaeosol features in Xi'an area and climatic change during the last 10000 years 2003
41. Gasse F. Arnold M. Forties J C A 13000-year climate record from Western Tibet 1991
42. Zhou W J. Lu X F. Wu Z g Peat-recorded climatic variations and the AMS dated chronology in Zoige Plateau 2001
43. Gu Zhaoyan. Liu Jiaqi. Yuan Baoyin Plateau monsoon variations in the Tibetan Plateau during the past 12kaBP 1993(01)
44. Herzschuh U. Winter K. Wunnmann B A general cooling trend on the Central Tibetan Plateau throughout the Holocene record by the Lake Zigelang pollen spectra 2006
45. Morrill C. Overpeck J T. Cole J E Holocene variations in the Asian monsoon inferred from the geochemistry of lake sediments in Central Tibet 2006
46. Wu Yanhong. Lucke A. Jin Zhangdong Holocene climate development on the Central Tibetan Plateau: A sedimentary record Cuoe Lake 2006
47. Tang Lingya. Shen Calming. Liu Kambiu Changes in South Asian monsoon: New high-resolution paleoclimatic records from Tibet, China 2000(01)
48. Shun Xiaohua. Wang Yongjin. Cheng Hal Long-term trend and abrupt events of the Holocene Asian monsoon inferred from a stalagmite  $\delta^{18}\text{O}$  record from Shennongjia in Central China 2006(02)
49. Cat Yongli. Chen Zhongyaan. Zhang Wet Climate fluctuation of the Western Shanghai district by correspondence analysis since 8.5kaBP 2001
50. Zhou J. Wang S M. Yang G S The Younger Dryas event and the cold events in Early-mid Holocene 2006(02)
51. Wang Yongjin. Cheng Hal. Edwards R L The Holocene Asian Monsoon: Links to solar changes and North Atlantic climate 2005
52. Zhou Weijian. Yu Xuefeng. Jain A J T High-resolution evidence from Southern China of an Early Holocene optimum and a mid-Holocene dry event during the past 18,000 years 2004
53. Huang Chi-Yue. Liew Ping-Mei. Zhao Meixun Deep sea and lake records of the South East Asian paleomonsoons for the last 25 thousand years 1997
54. Liu Jiaqi. Lu Houyuan. Negendank J Periodicity of Holocene climate variations in the Huguangyan Maar Lake 2000(18)
55. Wang L. Sarnthein M. Erlenkeuser H East Asian monsoon climate during the Late Pleistocene: High-resolution sediment records from the South China Sea 1999
56. 吴文祥. 刘东生 4000aB. P. 前后降温事件与中华文明的诞生 2001(05)
57. 朱诚. 史威. 于世永 上海马桥地区6000年来环境演变的沉积学研究 1996(01)
58. 王绍武. 黄建斌. 闻新宇 4~2kaBP中国干旱的证据和模拟研究 2007(20)
59. 郑朝贵. 朱诚. 钟寅顺 霞庆库区旧石器时代至唐宋时期考古遗址时空分布与自然环境的关系 2008(z1)
60. 李兰. 朱诚. 姜逢清 连云港藤花落遗址消亡成因研究 2008(z 1)
61. 石兴邦 良渚文化研究的过去、现状和展望—纪念良渚文化发现六十周年国际学术讨论会小结 1999

62. 赵丽君 浙江余杭良渚遗址群的环境背景与良渚文化的兴衰 2006

63. 林志方 "江南地区"良渚文化晚期人的迁徙地及迁徙原因 2006

### 相似文献(10条)

1. 期刊论文 王星光. Wang Xing-guang 中国全新世大暖期与黄河中下游地区的农业文明 -史学月刊2005, ""(4)

距今8500~3000年是全新世以来气候最佳适宜期,在我国称之为“中国全新世大暖期”或“仰韶温暖期”,处在南北交接“生态过渡带”的黄河中下游地区,气候温暖湿润,植物繁茂,动物众多,水源充足,黄土疏松肥沃,这些适宜的生态环境为农业的孕育起源提供了得天独厚的温床。从新石器时代早期的南庄头遗址、案板遗址,到裴李岗文化、磁山文化、仰韶文化、龙山文化遗址,直至夏商时代的文化遗迹,都发现有丰富的农业遗存,充分说明黄河中下游地区是农业起源的中心地区之一。有利的生态环境背景和丰厚的经济基础,也是该地区文明发祥和早期王朝建都于此的主要因素。

2. 期刊论文 刘煜. 何金海. 李维亮. 陈隆勋. 李薇. 张博. LIU Yu. HE Jinhai. LI Weiliang. CHEN Longxun. LI Wei.

ZHANG Bo MM5对中全新世时期中国地区气候的模拟研究 -气象学报2009, 67(1)

MM5模式结果与地质记录的对比表明,这个模式系统可以较好地模拟中全新世时气候的变化,特别是模式模拟的降水变化与地质记录吻合得较好。区域模式的结果比全球模式结果有所改进。模式结果显示:与现代相比,中全新世时,中国地区的气温升高,夏季升温超过冬季。同时,中国的内蒙古东部地区、东北地区和华北地区降水显著增加;而中国的华东、华中、华南和西南地区降水减少。中国东部30°N以北地区夏季风增强;中国东部的冬季风减弱。从一系列敏感试验结果,可以发现:在中全新世时,中国地区的气温、风场和降水的变化主要受大尺度环流背景场变化的影响,其对降水变化的影响超过50%。其次受地表状况和植被变化的影响,植被的变化主要影响中国东部地区,使得在冬季和夏季中国地区均升温;而且,对华北部分地区降水变化的影响最大超过25%。地球轨道的变化使得中全新世时太阳辐射的季节变化较大,造成中全新世时中国地区在冬季降温,在夏季升温;同时,对东北和华北地区的降水有重要影响,其影响与植被变化的影响相当。中全新世时,大气中CO<sub>2</sub>的体积混合比为280×10<sup>-6</sup>, CO<sub>2</sub>的变化使得中全新世时气温降低,但量级较小。影响中全新世时中国地区气候变化的因子,按影响程度由大到小的排序为:大尺度环流背景场、植被变化、地球轨道参数变化和CO<sub>2</sub>浓度变化。

3. 学位论文 侯光良 中国全新世百年分辨率温度序列的集成重建 2009

本文以国内外公开发表的各类文献为数据源,搜集整理有确切年代数据和温度数值的记录,建立全新世古气温记录数据集。该数据集收集的数据分别来自于从45条温度序列数字化得到的1271条定量温度记录和126条散点温度记录,利用CALIB程序将所有气温记录统一为日历年时间坐标系。全新世古气温数据在每个百年时间段都有分布,多数时间段古气温记录在10个以上。

提出采用单样本区域订正—多样本平均集成法,即将每个站点(区域)温度数据订正到全国或所在区域,再对同时段内的多个订正后的温度数据按照一定的层次关系进行平均,作为每个时段内的全国或区域温度重建结果。重建结果既可以来自不同地区的温度记录相互比较减小误差,又弥补了重建高分辨率序列数据不足的弊端,保证了序列的连续性。据此方法重建了中国全新世百年分辨率的温度序列,东北、华北北部、中东部、东南和滇藏高原等5个分区200年分辨率温度序列,以及陕甘宁区、川黔桂区、新疆区200年分辨率的不连续温度序列。

重建的中国全新世百年分辨率温度集成序列与其它环境记录有诸多的可比性。重建温度序列与其它高分辨率环境记录在长尺度变化趋势上基本一致,冷暖事件发生时间上比较吻合。通过分析重建的中国全新世百年分辨率温度集成序列,得到以下结论:

(1)全新世期间中国的气温变化显著分为早、中、晚三个阶段。全新世初期至8800aBP是早全新世,气温较现代为低,气温变化表现为逐渐增长趋势。8800~3200aBP是中全新世,温度总体高于现代,属于全新世大暖期。全新世晚期是近3200aBP以来,气温总体较现代为低。全新世大暖期可进一步划分为四个阶段,8800~8000aBP为迅速升温阶段,气温由现在持平升至高出现代2°C; 8000~6000aBP为暖期鼎盛期,温度较现代高出2°C左右; 6000~4000aBP总体温度高于现代1°C左右,但开始呈现下降趋势; 4000~3200aBP是气温下降趋势中的一段短暂回暖期,温度较现代高出不到1°C。纵观全新世大暖期,升温迅速,而降温呈现明显的阶段性下降的特点。

(2)功率谱分析表明中国全新世气温变化的1100、700、500和200~250a周期非常显著且稳定。

(3)全新世期间的主要冷事件发生在11100、8200、6200、5600、4900、4000、2800、1800和400 aBP前后(小冰期),与前人根据冰川-冰缘地貌等得到的全新世冷事件发生时间基本对应;发生在大暖期的8200、5600、4900aBP的降温事件,温度大致由前期的高出现代1~2°C快速降至与现代持平的状态。小冰期也是全新世规模较大的一次冷期。

(4)东北、华北北部、中东部、东南和滇藏高原等5个分区序列也显示出全新世期间温度变化明显划分为早中晚三个阶段,变化趋势与全国序列基本一致。全新世期间东北地区和青藏高原区温度变化幅度较大,达6°C左右,暖期盛期温度较现代高3°C左右; 华北北部区温度变化幅度在5°C左右,暖期盛期温度较现代高2°C左右; 中东部区温度幅度在2.5°C左右,暖期盛期比现代高1°C左右; 东南区变化幅度最小,暖期盛期仅比现代高0.5°C左右。

4. 期刊论文 于革. 王苏民 中国中全新世植被带迁移的气候动力学机制探讨 -微体古生物学报2000, 17(2)

地球轨道参数驱动的太阳辐射变化造成了中全新世北半球大陆夏季的普遍增温,但中低纬度的冬季温度低于现代。古气候模型和古植被模型在这个动力驱动基础上,对东亚季风区的模拟均反映了北半球中低纬度的冬季温度低于现代,由此主要受冬季温度控制的中纬度森林植被向南迁移。然而,根据花粉资料重建的中全新世植被表明,中国东部森林植被向北迁移,其中常绿阔叶林北移300 km,落叶阔叶林北移500~600 km。根据古植被类比研究,中国东部冬季温度普遍增温,东北、华北、长江中下游地区的冬季温度比现代分别高出3.5、2.3、3.1~4.0°C。数据和模型之间的巨大差距表明了引起中全新世植被和温度变化的气候动力,并不完全受地球轨道驱动的太阳辐射变化控制,而早、中全新世大陆下垫面,包括海冰、冰流以及植被和土壤的变化,对气候系统和大气环流格局有着潜在的重要反馈作用。本文提出东亚地区自全新世初期至中全新世,由于北半球高纬海冰退缩、第四纪冰流消融已尽、欧亚大陆永久冻土面积缩小,导致欧亚大陆冷源作用削弱。冬季西伯利亚高压减弱,造成东亚冬季风变弱。而冬季风强度和范围减小,使中国东部冬季温度增高,是森林植被向北迁移的重要气候动力因素。

5. 期刊论文 遇雷. 任国玉. Yu Lei. Ren Guoyu 全新世中国陆地生态系统碳储量变化的估算 -气候变化研究进展

2008, 4(1)

利用重建的中国全新世植被图和现代植被碳密度资料,初步估算了全新世期间中国及其分区每2 ka陆地生态系统碳储量的变化情况。结果表明:近10 ka期间,中国陆地生态系统碳储量在6kaBP前后达到最大,此后开始降低,尤其是近2 ka降幅明显。新石器时期,特别是农业文明开始以后,人类活动对陆地植被的持续干预可能是造成陆地生态系统碳储量长期减少的主要原因。

6. 期刊论文 徐海 中国全新世气候变化研究进展 -地质地球化学2001, 29(2)

全新世气候变化研究是古气候研究的一个重点。中国全新世气候变化的研究也是全球变化研究中重要的一部分。大量的研究工作为恢复中国全新世气候做了重大贡献。中国地形地貌复杂,又处在具有复杂时空变率的东亚季风控制范围内,这使得不同的研究工作者在一些问题上存在意见分歧。比较统一的意见是:中国全新世始于约10.5ka BP; 在约9~8 ka BP左右为一段降温期; 7~4 ka BP为一段温暖期,通常称之为全新世大暖期; 大约3 kaBP左右开始降温,至近代才又升温; 约1300 a A.D. 左右进入小冰期,到1850 a A.D. 左右结束,其间又有几次比较明显的温度振荡。1850 a A.D. 至今为温度的上升期。对于气候变动的驱动因素,不同的学者看法不一; 从长时间尺度看,太阳辐射变化是气候变化的主要驱动力。

7. 学位论文 刘煜 末次冰期冰盛期和中全新世中国地区气候变化的数值研究 2008

从地球气候系统长期演变的历史看,20世纪出现的全球变暖现象在过去地球环境变迁的过程中曾出现过。大量的地质研究揭示了过去几万年和数千年来气候变化的事实,它们表明在没有人类活动干预下气候系统经历过巨大的自然变化。这一事实的科学意义就是预测未来气候变化有了可以检验的参照系,并且为探索气候变化的机制和规律提供了事实和参考依据。

古气候数值模拟研究是古气候研究的主要方法之一,用于古气候模拟研究的模式从早期的单一的大气环流模式,到今天大气-海洋-生物圈耦合模式; 从平衡态模拟研究到今天模拟千年以上的瞬变变化。目前,末次冰期冰盛期(LGM)和全新世时期古气候研究关注的一些研究热点问题包括:1、在冰期和间冰期中都发生过百年和千年尺度的气候变化,这些变化的机制是什么? 2、在冰期气候中,沙尘的输送和冻土的变化以及它们对气候的影响如何

?3、在全球古气候和古环境变化的背景下，区域气候是如何响应的？低分辨率的全球模式结果如何与古环境资料比较？特别是降水。

本文主要针对上述的第3个热点问题，利用全球气候模式CCM3嵌套区域模式MM5的方法，比较全面系统和深入地研究了末次冰期冰盛期和中全新世时期中国地区气候变化的机理。本文得到了一些主要结果如下：

如何评估模式模拟的降水与古环境代用资料是一个难题。目前，一种评估GCM模式局地和区域降水的方法是统计降尺度方法（statistical downscaling）。但这种方法存在局限性，因为统计模式是根据现代气候用线性方法来建立大尺度过程与局地变化之间的联系，没有考虑物理和动力过程之间的联系。当气候背景发生变化时，这种联系或相关可能也会发生变化。另一种方法就是全球气候模式嵌套区域模式的方法，这个方法的优点是它根据物理和动力过程的规律进行研究。本文利用该方法研究末次冰期冰盛期和中全新世时期中国地区的气候变化。我们采用的全球和区域模式都比此前研究所用的模式有许多改进。本文的模式结果比此前全球气候模式和利用该方法的模拟工作有改进，特别是，模拟的降水变化与地质记录符合的较好（全球模式模拟的降水变化与地质记录存在较大差异）。这进一步表明：这种嵌套的方法可以用于区域古气候的模拟和区域气候响应研究，是一种很好的方法。本文比较全面系统和深入地研究了末次冰期冰盛期和中全新世时期影响中国地区气候变化各因子的作用，研究的影响因子有：地球轨道、CO<sub>2</sub>浓度、植被、东亚海—陆分布和大尺度环流背景场的变化。此前的一些有关末次冰期冰盛期和中全新世时期中国地区气候变化的研究主要针对各自关心的影响因子进行研究，如：植被变化等，不够全面和系统。

在LGM时，北美大陆和北欧地区的冰流吸纳了大量的海水，这造成全球海平面降低，海陆分布发生了显著的变化。本文首次研究了LGM时东亚地区海—陆分布变化对区域气候的影响。结果表明：东亚地区海陆分布的变化造成这一地区在冬季减温，而在夏季增温。同时，该变化对中国东部近海地区的温度和降水量产生明显的影响，尤其是对降水的影响。它使得中国东部地区降水减少，由此造成的降水减少占LGM时降水减少的25%~50%。海陆分布的变化对内陆和中国西部地区影响很小。

本文首次提出夏季风增强并不一定降水增加，降水增加发生在季风增强而产生水汽辐合增加的地区。一般认为中全新世时期我国夏季风增强，而夏季风增强会使得降水增加。但是，一些研究发现这个时期一些地区降水减少，因此提出中全新世时东亚季风出现衰退。本文认为中全新世时期我国夏季风增强，但一些夏季风增强的地区，降水可以出现减少。

本文利用卫星资料与模式模拟的现代中国地区的云量进行了比较，结果表明模式可以较好地再现现代中国地区中云和高云分布和季节变化的主要特征。在此基础上，本文首次研究了末次冰期冰盛期和中全新世时期中国地区大气中水循环因子的变化。结果表明：中全新世时，相对湿度最大的变化超过15%，不是一个保守量。有些地区温度增加，但是水汽却减少。同时，这也进一步证实了夏季风增强，降水不一定增加。在LGM，在温度降低的区域，水汽一致减少。中国西部地区夏季相对湿度增加，变得潮湿。这说明温度降低导致水汽减少，但温度升高不一定会使得水汽增加。这与全球尺度水汽相对湿度基本保持常数的结果不同。

## 8. 期刊论文 刘煜, 李维亮, 何金海, 陈隆勋, LIU Yu, LI Weiliang, HE Jinhai, CHEN Longxun 中全新世时期中国地区水循环因子变化的模拟研究 -气象学报2009, 67 (2)

利用全球气候模式CAEM3嵌套区域模式MM5模拟了现代和中全新世时期的气候，从模拟结果可以发现中全新世有效降水变化中心随季节变化，最大的有效降水增加出现在夏季东北地区和内蒙古东部，最大值超过3 mm/d；同时，黄河与长江之间区域降水减少，最大变化超过2 mm/d。中国北方地区云量增加，同时，中国东部的长江流域云量减少，高云量变化较小，低云量变化最大，最大变化超过2成。夏季，对应着黄河与长江之间区域的云量减少，这个区域的温度升高最大。从水汽的变化可以看到长江流域地区水汽减少，相对湿度也减少，这与云量的变化一致；华南地区水汽的变化与季节有关：东北地区水汽增加，相对湿度增大，对应云量的增加和降水增多。从结果可以发现相对湿度最大的变化超过15%，不是一个常数。有些地区温度升高，但是水汽却减少。但是，在LGM的温度降低的区域，水汽一致减少。这说明温度降低水汽对应减少，但温度升高不一定对应水汽增加。这与全球尺度水汽相对湿度基本保持常数的结果不同。中全新世时，长江流域除春季外变得干燥、少雨和高温，东北和内蒙古东部变得多雨和潮湿。

## 9. 期刊论文 吴秀杰, 刘武, 张全超, 朱泓, Christopher Norton 中国北方全新世人群头面部形态特征的微观演化 -科学通报2007, 52 (2)

通过对中国北方地区新石器时代(161例)、青铜器时代(423例)和现代(134例)成年男性头骨的21项测量项目的对比、分析和显著性检验，对中国全新世人群颅骨形态特征的微观演化(microevolution)问题进行了研究。结果显示近万年来中国全新世人群的体质特征仍在进化。从新石器时代经过青铜器时代到现代，脑颅和面颅趋向缩小、鼻型趋向狭化、眶型趋向高窄化、颅型趋向圆隆化。在不同的演化时期里，颅骨各个性状的表现特点和变化幅度亦不同。脑颅缩小主要发生在从青铜器时代到现代，面颅缩小、狭鼻化及高眶化现象持续地发生在整个全新世时期，有可能还在继续演化。世界各地人群体质特征相似的演化趋势表明，全新世人群头骨形态特征的微观演化是受人类进化机制制约的。头骨缩小的原因与气候、环境及人们生活方式的改变有一定的关系。

## 10. 期刊论文 张淑芹, 邓伟, 阎敏华, 李小强, 王升忠 中国兴凯湖北岸平原晚全新世花粉记录及泥炭沼泽形成 -湿地科学2004, 2 (2)

通过兴凯湖北岸平原泥炭剖面高分辨率花粉分析研究，对晚全新世花粉划分4个组合带。XKH-4组合时期(1857~1746aB.P.)为沼泽发育前期，这一时期花粉浓度小，陆生草本植物占优势，气候干冷，XKH-3组合时期(1746~1287aB.P.)为沼泽发育早期，这一时期花粉浓度较大，且水生植物花粉含量为剖面最高，喜温落叶阔叶植物大发展时期，气候温和湿润。XKH-2组合时期(1287~602aB.P.)为沼泽发育中期，这一时期花粉浓度最小，但以陆生草本植物为主，木本植物为辅，水生植物急剧减少，针叶植物出现两次高峰，气候向冷干方向发展。XKH-1组合时期(602aB.P.至今)为沼泽发育盛期，这一时期花粉浓度最大，陆生草本植物大发展时期，气候波动较大。

本文链接：[http://d.wanfangdata.com.cn/Periodical\\_dsjyj200906010.aspx](http://d.wanfangdata.com.cn/Periodical_dsjyj200906010.aspx)

授权使用：中国气象局(zgqxj)，授权号：88c874d6-230e-4076-9f23-9dfd00bb340e

下载时间：2010年9月26日