曾刚,孙照渤,林朝晖,等.东亚夏季风的自然变率——NCAR Cam3模拟结果分析 [J].大气科学学报,2009,32(4):498-506.

东亚夏季风的自然变率——NCAR Cam3模拟结果分析

曾刚^{1,2},孙照渤¹,林朝晖³,朱艳峰²,李春晖⁴

(1. 南京信息工程大学 气象灾害省部共建教育部重点实验室,江苏 南京 210044;

2.中国气象局 气候研究开放实验室,北京 100081;3.中国科学院 大气物理研究所 国际气候和环境科学中心,北京 100029; 4.中国气象局 广州热带海洋气象研究所,广东 广州 510080)

摘要:利用季节循环的全球观测海表温度及海冰驱动 NCAR Can3全球大气环流模式的 100 a模拟 结果,通过定义东亚夏季风指数,分析了模拟的大气内部变化中东亚夏季风的变化特征。结果表 明:模拟的东亚夏季风自然变率主要表现为 3~7 a较显著的年际周期,并具有较明显的年代际变 化特征。在弱夏季风年代,亚洲大陆海平面气压增强,日本附近及东亚沿海地区海平面气压降低; 500 hPa位势高度上,欧洲地区为负高度距平,里海附近地区为正高度距平,日本及其以东太平洋为 负高度距平,易形成类似欧亚(EU)型的遥相关波列。在强夏季风年代,其环流异常分布基本与弱 夏季风年代相反。模拟的东亚夏季风变化与夏季大气内部 500 hPa高度场上 EU型遥相关波列的 关系密切。

关键词:东亚夏季风;自然变率;数值模拟;年代际变化 中图分类号: P467 文献标识码: A 文章编号: 1674-7097 (2009) 04-0498-09

Natural Variability of East Asian Summer Monsoon : Analysis of NCAR Cam 3 Model Simulations

ZENG Gang^{1,2}, SUN Zhao-bo¹, L IN Zhao-hu³, ZHU Yan-feng², L I Chun-hu⁴

 $(1.\ {\rm Key\,Laboratory\ of\ Meteorological\ D\ is a ster\ of\ M\ inistry\ of\ Education,\ NU\ IST,\ Nanjing \ 210044,\ China;$

2. Laboratory for Climate Studies, China Meteorological Administration, Beijing 100081, China;

3. International Center for Climate and Environment Sciences, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy

of Sciences, Beijing 100029, China;

4. Guangzhou Institute of Tropical Marine Meteorology, China Meteorological Administration, Guangzhou 510080, China)

Abstract: U sing the 100-yr simulations from seasonal cycle global SST and sea ice-driven NCAR Cam3 global atmospheric circulation model, the variation of simulated East A sian Summer Monsoon (EASM) in the model atmosphere is investigated with an EASM index Results suggest that the natural variability of the simulated EASM mainly displays 3—7-yr period and marked interdecadal variation During the weak EASM period, the sea level pressure (SLP) over the A sian continent increases, with decreased SLP around Japan and eastern A sian littoral; the 500 hPa geopotential height fields exhibit the negative height anomaly over the Europe, the positive anomaly around the Caspian Sea, and the negative anomaly around Japan and the Pacific area east of Japan, thus forming an Eurasian (EU) -like teleconnection wavetrain; and almost v. v during the strong EASM period. It is also found that the simulated EASM variation has a close relation to the EU teleconnection wavetrain at 500 hPa in summer

Key words: East A sian summer monsoon; natural variability; numerical simulation; interdecadal variation

收稿日期: 2009-01-04; 改回日期: 2009-07-03

基金项目:中国气象局气候研究开放实验室开放课题(LCS-2006-09);广州热带海洋气象研究所热带海洋科学基金项目(200806);江苏省 高校自然科学基础研究面上项目(07KJB170067);中国科学院知识创新工程领域前沿项目(AP09312);江苏省"六大人才高峰" 计划资助项目

作者简介:曾刚(1973—),男,湖南祁阳人,博士,副研究员,主要从事东亚季风和海气相互作用研究, zenggang@ nuist edu cn, zenggangted @ hotmail com.

0 引言

众所周知,实际气候变化是由气候自然变化与 人类活动、其他外部强迫因子(如太阳活动、火山爆 发等)引起的变化最终叠加而成的^[1]。所谓气候的 自然变率是指在没有外强迫情况下产生的气候振 荡^[2]。现代气候概念认为,气候系统是由大气圈、 水圈、冰雪圈、岩石圈和生物圈等 5大圈层相互作用 的高度复杂的系统,即使没有人类的影响,地球气候 也不是一成不变的。2001年发布的 IPCC 第三次评 估报告提供了许多有力证据,认定过去 100多年来 全球气候变化是由人类活动引起的温室气体增加和 自然气候波动共同引起的,第一次提出了最近 50多 年来大部分观测到的增暖可能是由人类活动排放的 温室气体浓度增加引起的^[3]。最新的 IPCC 第四次 评估报告则更进一步指出,对于人类活动影响全球 气候变化的因果关系的判断由原来的 60%可信度 的最低限度提高到目前的 90%可信度,从而使人们 以更高的可信度确信人类活动是造成近 50多年全 球气候变化的主因^[4]。但是,一个重要的问题:气 候变化中哪些是由人类活动引起的?哪些是属于气 候的自然变化?如何区分它们?因此,气候的自然 变率问题便被推到了全球气候变化研究的前沿。要 想分辨出气候的自然变率,唯有借助于气候模式才 能完成^[2]。因为对于任何一段观测时间来说(例如 近千年),人们虽可舍去近百年以排除人类活动的 影响,但不可能排除前面 900 a中地球大气受外界 强迫的影响 (例如火山活动和太阳活动等)。因此, 严格地讲,确认哪一段时间的气候变率就是自然变 率,还是非常困难的。气候模式则恰恰相反,可以借 助高性能计算机,积分大气环流模式或气候系统耦 合模式,而不必给定任何外强迫,这样可以模拟出大 气或气候系统是如何产生自然振荡的,从而认识其 自然变率^[5]。尽管目前气候模式的发展水平还不 足以真实再现气候系统的自然变率,但是人们希望 未来耦合模式的发展能够真实再现气候系统的自然 变率,从而可以由器测资料中的气候趋势中减去模 式揭示的自然变率部分,这样可以得到完全由人为 因素引起的气候变化。

利用季节循环的海表温度驱动大气环流模式进 行长时间积分得到长时间大气环流场,可以分析大 气内部各成员、各要素的自然变率。所以,本文利用 季节循环的全球海表温度及海冰驱动美国 NCAR 最新的 NCAR Cam3全球大气环流模式进行控制试 验得到 100 a的模拟结果,分析大气内部变化中东 亚夏季风的自然变化特征。

1 NCAR Cam3模式简介及性能检验

1.1 模式简介

本文所用的 NCAR Cam3 (NCAR Community A tmosphere Model)全球大气环流模式,是由美国国 家大气科学研究中心 (NCAR) 最新研制的第六代全 球大气环流模式^[6-7],它是由 20世纪 80年代的 Community Clinate Model(CCM)逐步发展而成,依 次经历了 COM0、COM1、COM2、COM3、Cam2.0等版 本。该模式是一个全球谱模式,采用三角截断,水平 分辨率为 T85(或 T42),纬向均匀分布 256(或 128) 个格点,经向分布为 128 (或 64)个高斯格点,垂直 方向采用 -p混合坐标,从上到下共 26层,模式层 顶在 2.917 hPa高度。模式包括辐射、云、对流、陆 面及边界层等各种物理过程。相比模式的以前版 本,NCAR Cam3模式在云和降水的物理过程处理、 辐射过程、大气气溶胶等方面作了许多改进^[7],如 对于海冰提供了一个新的热力学方案,对水汽的长 波吸收率及发射率的参数化方案进行了改进,对水 汽对近红外的吸收方案进行了更新等。有关 NCAR Cam3模式的详细说明及最新进展可访问 http:// www. ccsm. ucar edu/models/atm-cam/,模式动力 框架及物理过程可参考文献 [7]。

本文采用的资料有: (1)由季节循环的全球海 表温度及海冰资料驱动美国 NCAR Can 3全球大气 环流模式,得到 100 a控制试验结果 (资料来自 NCAR CCSM Clin ate Variability Working Group: ht p: //www. ccsm. ucar edu/working_groups/Variability/experiments html)。采用夏季 (6—8月)海平 面气压,100、500 hPa位势高度场,850 hPa的水平风 场 (纬向风 u,经向风 v)资料。空间分辨率为 T85 (纬向 256格点 经向 128格点,近似为 1.4°× 1.4 9; (2) ECMW F再分析资料^[8]。资料时间长度 为 1958—2002年,所取气象要素、高度层次同 (1), 空间分辨率为 2.5°×2.5°

1.2 模式性能检验

许多研究^[9-12]表明,NCAR Cam 3大气环流模式 能较好描述东亚地区大尺度环流的变化特征,在气 候模拟研究中得到了广泛应用。为检验模式的模拟 性能,有必要将模拟出的环流气候基本态与 ECM -WF再分析资料的环流气候基本态进行对比分析。

图 1a和图 1b分别给出了 ECMW F再分析资料





和模拟的对流层下层 850 hPa夏季亚澳季风区水平 风场的气候基本态分布,其中 ECMW F气候态数据 由 1961—1990年共 30 a平均得到,模式气候态数 据取模拟的 100 a结果平均所得。从 ECMW F结果 (图 1a)可以看出,北半球热带大部分地区被西风所 控制,从非洲向东一直到菲律宾附近洋面上均为偏 西风,热带西太平洋为东风控制。中国 100 ℃以东 地区以及朝鲜半岛、日本都在低空偏南或西南气流 控制之下。在越赤道气流中,除了 45 °E附近索马里 急流外,80~95 ℃、105~110 ℃、120~125 ℃以及 150 °E附近也存在着南风越赤道气流,尽管它们相 对索马里急流来说范围窄、强度低,但它们对东亚季 风却起着重要作用,是东亚夏季风系统的重要成员。 对比模拟结果 (图 1b)和 ECMW F结果 (图 1a)可以 发现,模拟结果与 ECMW F资料结果较一致,控制 试验能模拟出夏季亚洲季风的流场特征。但模拟与 观测也存在着一些偏差,如在赤道 70~90 E处的越 赤道气流, ECMW F结果表现为由南半球流向北半 球,而模拟结果表现为由北半球流向南半球,与 EC-MW F结果相反。

图 2a和图 2b分别给出了 ECMW F和模拟的北 半球夏季 500 hPa位势高度场的气候基本态。由图 2a可以看到 ECMW F中对流层中部平均环流的主 要特征为:在北太平洋向东经美国南部、北大西洋一 直到欧洲北部,均为副热带高压所控制;在极地为一 个绕极的低值中心,是一个气旋式涡旋;在中高纬地 区等值线密集,反映出该区为强西风带,同时还存在 槽脊,如北美大槽等。对比模拟的 500 hPa高度场 气候平均 (图 2b)可以发现,模拟的大洋副热带高压 强于 ECMW F结果,西风带等值线比 ECMW F的密 集,极涡强度弱于 ECMW F结果。从环流场的整体 分布看,模式基本模拟出了 ECMW F的 500 hPa高 度的气候分布特征。

综上所述,由季节循环变化的全球海表温度及 海冰驱动 NCAR Cam 3全球大气环流模式能基本模 拟出夏季大气环流特征,与 ECMW F结果较一致。 基于模式本身的性能,以及控制试验结果仅由季节 循环的海表温度及海冰驱动所得,无外强迫因子变 化对其影响,所以模拟结果与 ECMW F结果还存在 一些偏差,如模拟的高度场偏高、ECMWF结果中存 在于 90 °E附近由南半球流向北半球的越赤道气流 没能模拟出来等,这有待模式进一步改进和完善。

2 模拟的自然变率下东亚夏季风的变化

长期以来,许多研究者为定量表征东亚夏季风 的强弱,采用了不同的气象要素(如海平面气压、风 速、位势高度、降水等),应用不同的定义标准定义 了东亚夏季风指数^[13-18]。由于不同研究者研究的 侧重点不同,考虑的因子不同,因而定义的季风指数 存在较大差异,各有其优缺点。Huang^[13]根据 N itta^[19]和黄荣辉等^[20-22]所提出的北半球大气环流异 常的 P-J振荡或东亚 — 太平洋型遥相关 (EAP型遥 相关)定义了一个东亚夏季风指数,即 EAP指数。 Huang^[13]对比分析了几种不同东亚夏季风指数与东 亚夏季降水的关系,认为表征东亚夏季风环流异常 的 EAP指数在反映我国东部、日本和韩国降水变化 方面,具有较强的描述能力。此外,该指数还能够反 映东亚夏季风向北推进的程度以及水汽向北输送的 特征^[13]。

由于 Huang^[13]的 EA P指数定义是基于 N itta^[18]



图 2 北半球夏季 500 hPa位势高度场 (等值线间隔为 3 dagpm) a ECMW F; h 模拟 结果

和黄荣辉等^[20-22]提出的东亚—太平洋遥相关型,所 以,本文若采用此定义则首先要检验模式结果中是 否同样存在此遥相关波列,否则本文采用此定义将 会缺乏根据,失去可信度。因此,本文首先在模拟结 果的夏季 500 hPa位势高度场上选取用来定义 EAP 指数的关键点之一(125.156 °E, 20.311 °N)的高度 值,得出 100 a序列,再将其与北半球夏季 500 hPa 位势高度场求取相关,得到单点相关分布(图 3)。 从图 3中可以发现,低纬度热带地区均为显著正相 关区,从东南亚经东亚、北太平洋到北美的西海岸明 显存在着一个"+-相间的遥相关分布型,表明当 (125.156 E, 20.311 N)附近,即菲律宾、南海附近 高度场为正 (负)距平分布时,我国江淮流域以北以 及日本附近为负(正)高度距平分布,鄂霍次克海上 空为正 (负)高度距平,在白令海峡附近负 (正)高度 距平,北美的北部与美国的西海岸上空为正 (负)高 度距平分布。图 3所显示出的东亚 — 太平洋遥相关 分布与文献 [21] 中图 10以及文献 [13] 中图 1的遥 相关分布非常相似、遥相关中心的位置也对应非常 一致,表明本文采用 Huang^[13]、黄刚和严中伟^[14]的 EAP指数定义来表征模拟的东亚夏季风变化是合 理的.即

 $I_{EAP} = N \text{ or } (-0.25Z_{s} (20 \text{ N}, 125 \text{ E}) + 0.50Z_{s} (40 \text{ N}, 125 \text{ E}) - 0.25Z_{s} (60 \text{ N}, 125 \text{ E})), (1)$

式中: Z为某年夏季该点的 500 hPa位势高度; $Z_s = Z \sin 45^\circ/\sin Z = Z - \overline{Z(Z)}$ 气候平均态), 为网

格点所在的纬度; Nor(X)表示对 X进行标准化 处理。



- 图 3 模拟的基于单点 (125.156 °E, 20.311 °N)与北半球 夏季高度场的相关分布 (阴影区通过 0.05显著性 水平检验)
- Fig 3 Correlation map between simulated base point (20.311 N, 125.156 °E) and North Hem ispheric 500 hPa heights (the correlation in shaded areas is significant at the 0.05 confidence level)

考虑到 NCAR Cam 3 T85 (纬向 256格点 经向 128格点) 精度不同于 Huang^[13]定义 EAP指数所用 的 NCEP/NCAR 再分析资料,因此这里选取最接近 (1)式的 3个格点定义 EAP指数,即 (125.156 °E, 20.311 °N)、(125.156 °E, 39.921 °N)和 (125.156 °E, 59.532 °N),以便于利用模拟结果反映东亚夏季风变

第 4期

Fig 2 Northern Hem ispheric 500 hPa geopotential heights (contour interval: 3 dagpm) in summer a ECMW F; b simulation

化。EAP指数实际上是综合了高纬鄂霍次克海有无 阻塞形势、中纬度日本海附近西风带位置以及低纬副 热带地区西北太平洋副热带高压强弱和位置的变化 情况,反映了东亚地区高、中、低纬环流的配置结构, 其正(负)值表示强(弱)夏季风。

502

图 4a给出了控制试验模拟的 100 a东亚夏季 风 EAP指数序列。由图 4a可以看出,该序列具有 明显的年际变化。图中虚线为 9 a滑动平均后曲 线,代表了年代际变化,EAP指数序列约在模式的 50年代初发生年代际变化,在模拟的 10年代中期 到 50年代初,东亚夏季风年代际偏弱,其后年代际 偏强。为了进一步研究 EAP指数是否较真实地反 映了东亚夏季风变化,本文又计算了(110~120 ℃, 20~45 N)区域平均的 850 hPa经向风,将其标准化 处理后作为经向风 v指数。图 1b给出了控制试验 模拟的经向风 v指数序列。对比图 4a和 4b,发现 两序列较一致,相关系数为 0.571,通过了 0.001显 著性水平检验。v指数序列也具有明显的年际、年 代际变化,由其 9 a平滑曲线可知,在模拟的 10年 代中期到 40年代中期为距平北风控制,表明这段时 期为弱夏季风年代,而在模拟的 50年代后期到 80 年代后期为距平南风控制,表明这段时期为强夏季 风年代。利用连续功率谱分析上述两序列的周期 (图 5),序列都为白噪声序列, EAP指数在 3.3 a处 有峰值,接近 90% 信度检验标准线,v指数存在 2.9、3.7、6.6 a显著周期,其中 6.6 a周期最显著, 通过 95%信度检验。因此,功率谱周期分析表明东 亚夏季风的自然变率存在 3~7 a的年际周期。



图 5 模拟的东亚夏季风指数的功率谱曲线 a. Fig. 5 Power spectral curves of simulated EASMI

3 模拟的自然变率下强、弱东亚夏季 风年代的大气环流变化特征

由前文分析知道,季节循环的海温驱动 NCAR Cam3模拟的东亚夏季风具有较显著的年代际变化 特征。为了探讨大气自然变率中强、弱东亚夏季风 年代大气环流的变化特征,根据前面东亚夏季风指

a. EAP 指数; b. v 指数

a. EAP index; b. v index

数分析结果,取模式的 20—45年作为弱夏季风年 代,60—85年为强夏季风年代,并对这两段时期的 大气环流场进行比较。取模式 1—100年作为气候 平均态进行气候异常处理。

3.1 海平面气压场

图 6给出了强、弱夏季风年代海平面气压的差 值分布 (弱夏季风年代减强夏季风年代)。由图 6 可以看出,欧洲为负距平区,亚洲大陆为正距平区, 日本及以东到北太平洋北部也为负距平区,这样在 欧亚中高纬地区形成了类似 EU 型的异常分布。其 中,与东亚夏季风关系密切的日本及邻近区域海平 面气压差异显著。弱夏季风时期,亚洲大陆海平面 气压增强,日本附近及东亚沿海地区海平面气压降 低,根据气压梯度风原理可知,东亚东部形成偏北风 异常。在强夏季风年代,SLP异常分布与弱夏季风 年代的情况基本相反。

3.2 位势高度场

图 7给出了模拟的强、弱东亚夏季风年代夏季 对流层中、高层位势高度场的差值分布 (弱夏季风 年代减强夏季风年代)。由图 7a可见,在对流层中 层 500 hPa位势高度上,欧亚大陆明显存在类似 EU 型的遥相关波列,即在弱夏季风年代,欧洲地区为负 高度距平区,里海附近西亚地区为正高度距平,日本 及其以东太平洋地区为负距平区,从而形成 EU 遥 相关型波列。此外,在东亚地区,由低纬沿东北方向 至高纬也存在正负相间的距平分布,类似 EAP型遥 相关波列,只是与 EAP型的热带部分有些差别。强 夏季风年代,高度异常分布与之相反。对应上一小 节海平面气压差值分布 (图 6)可以发现,高度场差 值分布与气压差值分布对应较好,即距平高(低)压 对应正 (负)高度距平。由图 6和图 7还可发现,日 本附近都通过 0.05显著性水平检验,表明日本附近 的大气环流变化显著,在弱夏季风年代该地区附近 存在异常低槽,从而在其西部中国大陆地区产生偏 北风异常。图 7b给出了对流层高层 100 hPa强弱

夏季风年代高度场的差值分布,可以发现,100 hPa 的异常差值分布基本与 500 hPa的异常差值分布 (图 7a)相同,只是强度减弱。这种高低层异常分布 的相同结构,表明了大气的正压性。

3.3 850 hPa水平风场

图 8给出了强、弱东亚夏季风年代夏季对流层 低层 850 hPa的距平风场矢量分布。在弱东亚夏季 风年代 (图 8a),日本附近和孟加拉湾、南海地区各 存在一距平气旋,中国东部为偏北风异常,东亚夏季 风减弱;在赤道附近地区,索马里、120 ℃和 150 ℃ 三支越赤道气流中仅有索马里越赤道气流稍有增 强,其他两支越赤道气流变化微弱。在强东亚夏季 风年代 (图 8b),日本附近为距平反气旋,江淮流域 以北地区为偏南风异常,使得东亚夏季风加强,孟加 拉湾地区也存在距平反气旋,索马里、120 ℃和 150 E三支越赤道气流变化很小。由前文分析可 知,在弱(强)夏季风年代日本附近海平面气压降低 (增强)、高度场降低(升高),与本节分析的该区域 距平气旋 (距平反气旋)有很好的对应关系。因此, 东亚夏季风的异常变化与日本附近大气环流的异常 变化有着密切联系。

4 模拟的自然变率下东亚夏季风与大 气内部模态之间关系

为讨论大气内部东亚夏季风与 500 hPa高度场 关系,首先分析控制试验模拟的 500 hPa高度场的 主要模态。



图 9a为控制试验模拟的夏季 500 hPa高度场

图 6 模拟的强、弱东亚夏季风年代海平面气压的差值分布 (弱夏季风年代减强夏季风年 代; 阴影区通过 0.05显著性水平检验; 单位: hPa)

Fig 6 Differences (weak m inus strong) in simulated sea level pressure between the weak and strong EASM periods (D ifferences in the shaded areas are significant at the 0.05 confidence level; units: hPa)

第 32卷



Fig 8 Composites of simulated summer 850 hPa horizontal wind anomaly (m/s) over (a) weak and (b) strong EASM period (A: anticyclone; C: cyclone)

经 EOF分析得到的第 4模态,其解释方差占总方 差的 7.2%,分布特征主要为亚洲中高纬地区的高 度场与西欧和韩国、日本附近地区的高度场变化 相反,类似 EU 型遥相关波列分布,由其时间系数 (图 9b)可以看出,9 a滑动平均曲线序列具有明显 的年代际变化特征。前三个模态特征 (图略)主要



- 图 9 模拟的夏季 500 hPa高度场 EOF分析的第 4特征向量 (a)及其时间系数 (b,虚线表示 9 a滑 动平均)
- Fig 9 EOF analysis of simulated summer 500 hPa geopotential heights (Dot line in b denotes the 9-year running mean) a EOF4; b PC4

表现为:第 1模态的解释方差占总方差的 35.7%, 其特征主要表现为北极地区与周围地区变化相 反,反映了北极涛动的特征;第 2模态的解释方差 占总方差贡献的 16.1%,其特征主要表现为北美 东部高度场的变化与西欧高度场的变化一致,而 它们与格林兰岛附近地区高度场变化相反,类似 WA遥相关型分布;第 3模态的解释方差贡献为总 方差的 9.3%,其特征主要表现为北欧与其南部及 其北极地区变化相反,主要反映了欧洲到北极地 区的高度场变化特征。

为了分析东亚夏季风与上述大气内部模态的关系,计算了东亚夏季风指数与各模态时间系数的相关系数,发现第4模态的时间系数与东亚夏季风指数的相关最好,它与 EAP指数的相关系数为 - 0.642,与经向风 v指数的相关系数为 - 0.407,均通过 0.01显著性水平检验。

综上所述,大气内部的东亚夏季风与夏季 500 hPa位势高度场上的 EU 型遥相关波列关系密切, 当东亚夏季风偏强时,欧亚大陆中高纬地区高度 异常场通常表现为正、负、正距平分布,其中负距 平区位于乌拉尔山到贝加尔湖一带,正距平区位 于西欧以及东亚东部的日本、韩国;当东亚夏季风 偏弱时,高度异常场分布与东亚夏季风偏强时基 本相反。

驱动 NCAR Cam 3模式积分 100 a的模拟结果进行 分析,得到模拟的大气内部变化中东亚夏季风的一 些变化特征:

(1)模拟出的东亚夏季风的自然变率主要表现 为 3~7 a的较显著周期年际变率。

(2)模拟的自然变率下的东亚夏季风具有较明显的年代际变化特征。在弱夏季风年代,亚洲大陆海平面气压增强,日本附近及东亚沿海地区海平面 气压降低;500 hPa位势高度上,欧洲地区为负高度 距平,里海附近地区为正高度距平,日本及其以东太 平洋为负高度距平,易形成类似 EU 型的遥相关波 列。在强夏季风年代,其环流异常分布基本与弱夏 季风年代相反。

(3)模拟的自然变率下的东亚夏季风变化与夏 季大气内部 500 hPa高度场上 EU 型遥相关波列的 关系密切。

参考文献:

- [1] 江志红, 屠其璞, 施能. 年代际气候低频变率诊断研究进展[J]. 地球科学进展, 2000, 15(3): 342-347.
- [2] 王绍武,朱锦红.国外关于年代际气候变率的研究 [J]. 气象学 报, 1999, 57 (3): 378-383.
- [3] IPCC. Climate change 2001: The scientific basis: Contribution of working group I to the third assessment report of the intergovemmental panel on climate change [M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2001: 892
- [4] IPCC. Climate change 2007: The physical basis: Contribution of working group I to the fourth assessment report of the intergov-

5 结论

本文利用季节循环的全球观测海表温度及海冰

emmental panel on climate change [M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2007: 996.

- [5] 王绍武,赵宗慈,龚道溢,等.现代气候学概论 [M].北京:气象 出版社,2005:241.
- [6] Collins W D, Coauthors Description of the NCAR Community A mosphere Model (CAM 3) [C]//Tech Rep NCAR/TN -464 STR, National Center for A mospheric Research, Boulder, CO. 2004: 226.
- [7] Collins W D, Coauthors The formulation and atmospheric simulation of the Community A tmosphere M odel Version 3 (CAM 3)
 [J]. J C lim ate, 2006, 19 (11): 2144-2161.
- [8] Uppala S M, Kalberg P W, Simmons A J, et al The ERA 40 reanalysis [J]. Quart J Roy M eteor Soc, 2005, 131: 2961-3012
- [9] Hurrell J W, Hack J J, Phillips A, et al The dynam ical simulation of the Community A to osphere M odel Version 3 (CAM 3) [J]. J Clim ate, 2006, 19 (11): 2162-2183.
- [10] 魏东,王亚非,董敏. NCAR Cam 3模式大气环流对日本东部 附近海域海温异常的响应 [J]. 热带气象学报, 2007, 23 (5): 435-443.
- [11] WeiD, Wang Y F, Dong M. Effects of sea surface temperature anomalies of the east coast of Japan on development of the Okhotsk high [J]. A cta M eteor S inica, 2007, 21 (2): 234-244.
- [12] 曾刚,孙照渤,王维强,等.东亚夏季风年代际变化——基于 全球观测海表温度驱动 NCAR Cam 3 的模拟分析 [J]. 气候 与环境研究, 2007, 12 (2): 211-224.
- [13] Huang G. An index measuring the interannual variation of the East A sian summer monsoon: The EAP index [J]. A dv A mos

Sci, 2004, 21(1): 41-52

- [14] 黄刚, 严中伟. 东亚夏季风环流异常指数及其年际变化 [J].
 科学通报, 1999, 44 (2): 421-424.
- [15] 郭其蕴. 东亚夏季风强度指数及其变化的分析 [J]. 地理学报, 1983, 38 (3): 207-217.
- [16] 乔云亭,陈烈庭,张庆云.东亚季风指数的定义及其与中国气 候的关系 [J].大气科学, 2002, 26(1): 69-82.
- [17] 王亚非,张雁,陈菊英.一个能反映梅雨现象的东亚夏季风指数[J]. 气候与环境研究, 2001, 6(2): 146-152
- [18] LiJ P, Zeng Q C. A new monsoon index and geographical distribution of the global monsoon [J]. Adv A tm os Sci, 2003, 20 (2): 299-302.
- [19] N itta T. Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the northern hern isphere summer circulation [J].
 J M eteor Soc Japan, 1987, 65: 373-390.
- [20] 黄荣辉,李维京.夏季热带西太平洋上空的热源异常对东亚 上空副热带高压的影响及其物理机制[J].大气科学,1988, 12(特刊):107-116.
- [21] Huang R, Sun F Y. Impacts of the tropical western Pacific on the East A sian Summer Monsoon [J]. J Meteor Soc Japan, 1992, 70: 243-256.
- [22] 黄荣辉,孙凤英. 热带西太平洋暖池的热状态及其上空的对 流活动对东亚夏季气候异常的影响 [J]. 大气科学, 1994, 18 (2): 141-151.

(责任编辑:倪东鸿)