



论文

一个区域海气耦合模式的发展及其在西北太平洋季风区的性能检验: 不同大气分量的影响

邹立维^{①②}, 周天军^{①*}^① 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029;^② 中国科学院研究生院, 北京 100049

* 联系人, E-mail: zhoutj@lasg.iap.ac.cn

收稿日期: 2011-04-28; 接受日期: 2011-07-13

国家海洋公益性行业科研专项(编号: 201105019-3)和国家重点基础研究专项(编号: 2010CB951904)资助

摘要 本文基于一个国际通用的耦合器 OASIS, 将区域大气模式 CREM(Climate version of Regional Eta Model)和 RegCM3(Regional Climate Model version 3)分别与改进的普林斯顿区域海洋模式(POM2000)耦合, 建立了一个区域海气耦合模式, 并利用该耦合模式讨论了不同大气分量对耦合模式性能的影响. 以 1998 年西北太平洋夏季风为模拟个例, 结果表明, 对降水而言, CREM 和 RegCM3 耦合前后显示出显著不同的特征. 较之控制试验(即不考虑海气耦合), 耦合后 CREM(RegCM3)模拟的海上降水显著增多(减少). 上述降水变化与耦合模拟的海温场偏差不同有关: CREM(RegCM3)耦合后海温偏暖(偏冷), 增加(减少)了海表蒸发, 增加(减少)了海上降水. 分析表明, 控制试验中模式对海洋区域温湿垂直廓线的模拟偏差是导致耦合海温偏差的重要原因. CREM(RegCM3)模拟的低层大气偏暖偏湿(干冷), 使得海表潜热偏少(多), 低层大气层结较之观测更不稳定(稳定), 导致低层云量偏少(多), 到达海表的净短波辐射偏多(少). CREM(RegCM3)在观测海温强迫下对海表净热通量模拟偏少(多), 相当于一个潜在的虚假热源(冷源). 一旦开始海气耦合, 该热源(冷源)会使模拟的 SST 升温(降温), 产生暖(冷)偏差. 温湿廓线的模拟偏差可能与两个大气模式对对流降水过程的描述不同有关.

关键词区域海气耦合模式
不同大气模式
西北太平洋夏季风
模拟偏差

全球气候模式是理解气候变化和变率机理、预测和预估气候变化的重要工具. 但是, 当前的全球模式分辨率一般较低、模拟偏差较大^[1-5], 难以适应区域气候模拟研究的需要. 区域气候模式(RCM)分辨率一般较高, 作为低分辨率全球模式的降尺度工具, 在区域气候研究中发挥着重要作用^[6-13].

在区域气候模拟试验中, 当下垫面为海洋时, 通常用观测或全球模式模拟的海温(SST)作为海洋表面的边界条件. 这种作法实际上默认模式大气是对海温强迫的被动响应, 没有考虑局地海气相互作用过程. 在全球大部分地区, 上述假设是合理的, 但是在夏季的亚澳季风区, 该作法并不适用. 有研究指出,

英文引用格式: Zou L W, Zhou T J. Development and evaluation of a regional ocean-atmosphere coupled model with focus on the western North Pacific summer monsoon simulation: Impacts of different atmospheric components. Sci China Earth Sci, 2011, doi: 10.1007/s11430-011-4281-3

在西北太平洋季风区, 夏季降水和海温异常呈显著负相关, 海温的变化主要是对大气变化的响应; 利用单独大气模式(AGCM)作夏季降水预测或模拟时, 由于没有考虑海气相互作用过程, 大气表现为被动地对 SST 变化的响应, 其模拟的降水和 SST 异常的关系呈现为显著正相关^[14]. 局地海气相互作用对亚澳季风区降水和环流模拟的重要性, 亦被基于 AGCM 模拟结果与观测事实的分析比较所证实^[2,3,15]. 因此, 开展亚澳季风模拟研究需要考虑海气相互作用过程.

在亚澳季风区进行区域气候模拟, 需要发展区域海气耦合模式. 近年来, 国内外许多学者已经开始在区域气候模式中耦合海洋模式分量, 关注的模拟区域涉及南海季风区^[16]、东亚季风区^[17-23]、印度季风区^[24]和海洋大陆地区^[25]. 上述研究工作多比较了耦合与非耦合模拟试验的结果, 发现区域海气耦合模式较之单独大气模式, 在降水、海表热收支及大气环流的模拟上都有显著改进. 不过改进程度, 却因模式而异. 例如针对东亚季风区, 即使采用同样的区域大气模式, 但是由于使用的海洋模式不同, 模拟区域和采用的物理方案也不一致, 耦合后对降水的改善程度差异很大^[19,20]. 耦合模式的偏差来自大气和海洋分量模式自身, 以及分量模式的物理过程. 要理解影响耦合模拟性能的过程, 需要基于同样的海气耦合模式框架, 分步骤讨论其中大气分量模式和海洋分量模式的影响. 由于大气模式直接决定达到海气界面的通量, 是造成耦合系统偏差的关键分量, 因此, 本文拟重点考察大气模式分量模式对耦合模式整体性能的影响.

西北太平洋夏季风(WNPSM)是检验区域海气耦合模式性能的理想对象. 西北太平洋夏季风作为亚澳夏季风的重要组成部分^[26,27], 对区域气候变率有重要影响^[28,29]. 关于全球大气环流模式对 WNPSM 的模拟能力, 目前已经有研究工作涉及^[2,30]. 但是关于区域气候模式对 WNPSM 的模拟能力, 此前工作不多. 夏季该区域海洋受到大气的显著影响^[14], 要合理模拟 WNPSM 需要考虑海气相互作用过程. 1997/1998 发生了上世纪最强的 El Niño 事件, 随后 1998 年夏季在亚澳季风区出现显著气候异常, 如长江流域发生严重洪涝灾害^[31], 西太平洋副热带高压偏西偏强^[32]. 1998 年夏季气候已经成为检验全球大气模式^[33]和区域气候模式^[34-36]性能的常用个例. 区域海气耦合模式对该个例的模拟能力如何, 相关的

工作很少. 本文拟采用该个例, 检验区域海气耦合模式的性能.

本文利用当前国际通用的耦合器技术, 将两个区域大气模式与同一个区域海洋模式耦合, 发展了一个区域海气耦合模式. 在此基础上, 利用该模式, 比较了不同区域大气模式耦合同一个海洋模式对 1998 年 WNPSM 的模拟效果. 拟回答的问题包括: (1) 不同区域大气模式耦合同一海洋模式后对 1998 年西北太平洋夏季风降水的模拟有何区别? (2) 造成季风降水模拟效果不同的原因是什么?

1 区域海气耦合模拟系统及试验设计

1.1 区域大气模式分量

区域耦合模拟系统包括两个大气分量, 一个为中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学国家重点实验室(LASG/IAP)发展的 CREM(Climat version of Regional Eta Model), 另一个为意大利 ICTP(Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics)发展的 RegCM3. 两个模式的物理参数列于表 1.

CREM 是在 LASG/IAP 发展的暴雨预报模式 AREM(Advanced Regional Eta-coordinate Model)的基础上^[37], 通过完善其中物理过程而发展的气候版本^[48]. 评估表明, 该区域模式对中国东部 1995~2004 夏季风具有一定的模拟能力, 尤其对长江流域的降水和温度变率具有较好模拟能力^[48]. 该模式的动力框架基于 IAP 两层大气环流模式, 采用球面静力原始方程和完全能量守恒的时空差分格式. 为避免陡峭地形处 σ 坐标对气压梯度力计算误差较大的缺点, 模式在垂直坐标上采用了 η 坐标^[49], 这是 CREM 模式的特色之一. 在物理过程上, 次网格降水过程采用 Betts-Miller 积云对流参数化方案^[38], 格点尺度降水则采用显式冷云预报方案^[40], 预报量包括水汽、云水、雨水和云冰. 辐射计算采用了基于 Edwards 和 Slingo^[42]的方案改进版本^[43]. 行星边界层方案和陆面过程分别采用了非局地边界层方案^[45]和 BATS 1e^[46]. 海表潜热、感热及表面湍流通量则是通过总体公式^[47]计算.

RegCM3 是在 RegCM2^[6,7]的基础上发展而来的区域气候模式^[50]. 本文我们选择 Grell 对流参数化方案^[39]. 其他一些针对东亚地区的区域模拟^[12,35]和区

表 1 区域大气模式主要物理参数

模式	CREM	RegCM3
动力框架	AREM2.3 ^[37]	MM5
水平分辨率	约 37 km(101×161)	45 km(113×136)
积云对流参数化	Betts-Miller ^[38]	Grell FC 闭合 ^[39]
大尺度降水方案	显式冷云预报 ^[40]	SUBEX ^[41]
辐射方案	UKMO ^[42,43]	CCM3 ^[44]
行星边界层方案	非局地方案 ^[45]	非局地方案 ^[45]
陆面方案	BATS1e ^[46]	BATS1e ^[46]
海表通量计算	总体方案 ^[47]	总体方案 ^[47]

域耦合模拟^[23,24]也采用了该方案. 格点尺度降水则采用次网格显式水汽方案^[41](SUBEX). 辐射过程采用 CCM3(National Center for Atmospheric Research (NCAR) Community Climate Model version 3)辐射传输方案^[44]. 在行星边界层方案、陆面过程及海表通量计算方案上, RegCM3 与 CREM 是一致的.

1.2 区域海洋模式分量

区域海洋模式采用的是普林斯顿大学发展的 POM2000^[51]. POM2000 是一个 σ 坐标三维原始方程海洋模式. Chu 和 Chang^[52]和钱永甫等^[53]对该模式进行了改进, 使其对东亚近海海区有较好模拟能力.

1.3 耦合器和海气耦合方法

本文采用一个国际通用的耦合器 OASIS3.0 (Ocean Atmosphere Sea Ice Soil 3.0)^[54], 实现了大气分量与海洋分量的耦合. OASIS 耦合器目前被广泛地应用于全球海气耦合模式和地球系统模式的构建^[55]. 在耦合模式中, 大气分量提供海表风应力、潜热、感热、海表净短波辐射及海表净长波辐射给区域海洋模式, 而海洋模式则反馈 SST 给区域大气模式. 本文将海气耦合交换频率设定为 3 h. 由于大气分量和海洋分量采用了不同的水平分辨率, 交换过程中我们采用了“mosaic”面积加权插值方法^[54]. 该区域耦合模拟系统示意图见图 1.

1.4 试验设计

本文采用的耦合区域及区域大气模式地形如图 2 所示. 模拟范围大致为 0~40°N, 105°~160°E. CREM 的水平分辨率取为 37 km, 垂直方向不等距分为 32 层, 模式层顶为 10 hPa. RegCM3 采用正交麦卡托投影, 水平分辨率取为 45 km, 垂直方向为 18 层, 模式层顶为 50 hPa. 模拟区域最外围 10 个网格圈为缓冲

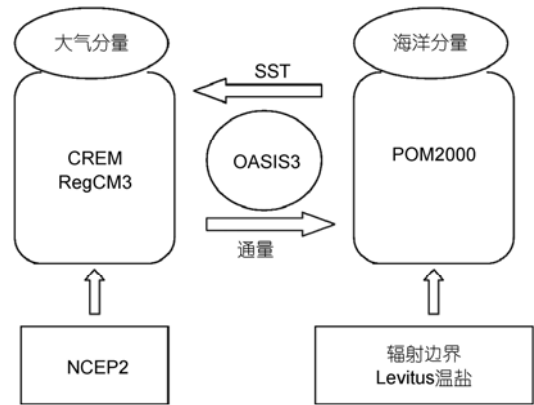


图 1 区域海气耦合系统示意图

区. 模式的初始条件和侧边界强迫场采用 6 h 的 NCEP2 再分析资料^[56].

区域海洋模式 POM2000 水平分辨率为 0.5°×0.5°, 垂直方向为 16 层. 模拟区域为 0~40°N, 105°~160°E. 侧边界温盐场取为气候态月平均资料^[57], 对海流则采用辐射边界条件(无梯度外插)给出开放边界处的流入或流出的海流强迫^[58]. 在进行耦合试验之前, 单独的海洋模式先从静止状态开始, 用多年气候平均态的风应力和热通量强迫积分一年, 得到一个稳定的气候态海洋; 再利用 1998 年月平均风应力和热通量驱动海洋, 从 1 月 1 日积分到 4 月 25 日, 得到的海洋状态作为海气耦合模式的海洋初始场.

耦合试验从 1998 年 4 月 25 日积分至 8 月 31 日. 为比较耦合前后的区别, 单独区域大气模式也积分相同时间长度, 所用的下边界 SST 资料来源于周平均的 OISST2(Optimum Interpolation Sea Surface Temperature V2)^[59]. 为讨论方便, 下文将未耦合试验称为“控制试验”(CREM_CTRL 和 RegCM3_CTRL), 将耦合试验利用 CREM_CPL 和 RegCM3_CPL 来表示. 4 月 25 日至 4 月 30 日为模式初始化(spin up)时间, 下

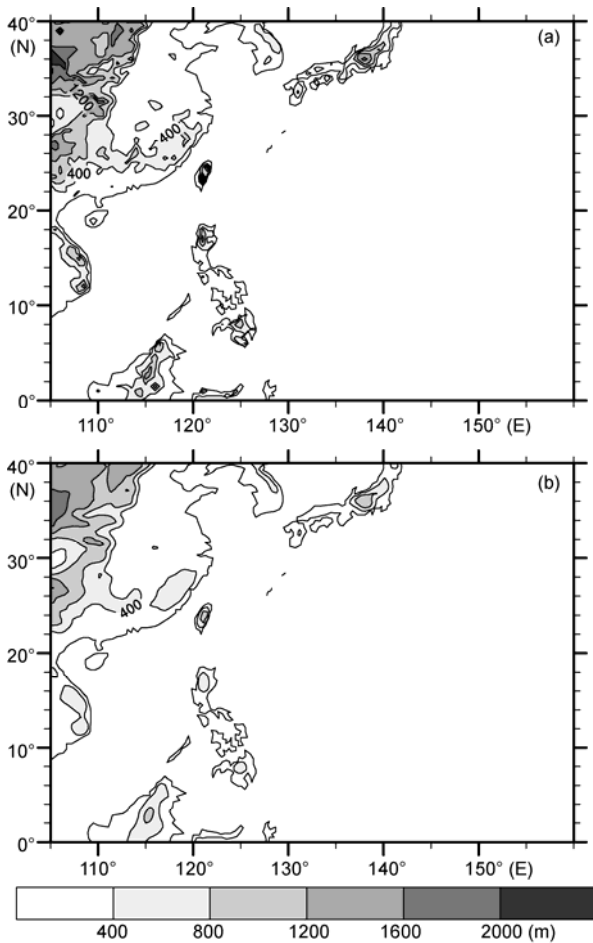


图 2 模拟区域与区域大气模式地形

(a) CREM ; (b) RegCM3

文不做分析。

为比较模式结果, 本文用到如下卫星资料和再分析资料: (1) 1998 年 5~8 月日平均的 TRMM3B42 降水资料(分辨率 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$)^[60]; (2) $1^\circ \times 1^\circ$ OISST2 海温资料^[59]; (3) OAFflux(Objectively analyzed air-sea heat fluxes)日平均海表感热和潜热资料^[61]; (4) ISCCP(International Satellite Cloud Climatology Project)的日平均海表净短波辐射和净长波辐射^[62]; (5) NCEP2 三维温度场和湿度场^[56]。为方便讨论, 以下将卫星资料和再分析资料简称为“观测”资料。

2 模拟结果分析

本节针对降水和海温变量, 对比不同区域大气模式耦合 POM2000 后的性能, 考察海气耦合过程对模拟结果的影响。

2.1 降水模拟

图 3 给出 1998 年 5~8 月观测和模拟的 $5^\circ \sim 35^\circ \text{N}$, $110^\circ \sim 155^\circ \text{E}$ 平均降水。分析区域扣除了模式缓冲区, 因此较之模拟区域略小。观测中(图 3(a)), 大于 10 mm d^{-1} 的雨带位于 10°N 以南、菲律宾岛以西、中国华南及东亚梅雨锋区。在 120°E 以东开洋面副高控制区为少雨区(小于 6 mm d^{-1})。CREM_CTRL 可以较好模拟出雨带的空间分布(图 3(b)), 其与观测降水的空间相关系数为 0.47, 均方根误差为 4.02 mm d^{-1} (表 2)。模拟偏差主要表现为副高控制区降水偏少、主要雨带降水偏多。耦合后(图 3(c)), 海洋上的降水显著增多, 在模拟区域西北侧出现一支东北-西南向的、大于 17 mm d^{-1} 的强降雨带。CREM_CPL 与观测降水的空间相关系数为 0.37, 均方根误差为 7.31 mm d^{-1} (表 2)。因此, 较之控制试验, CREM 耦合海洋模式后对降水的模拟能力降低了。

不考虑海气耦合过程, RegCM3_CTRL 模拟的主要雨带分布存在显著偏差(图 3(d))。在台湾以东、日本以南开洋面, 出现一支东北-西南向的大于 17 mm d^{-1} 的强降雨带。模拟与观测的空间相关系数为 0.20, 均方根误差为 5.25 mm d^{-1} 。耦合后(图 3(e)), $120^\circ \sim 140^\circ \text{E}$ 开洋面上降水显著减少, 控制试验中的虚假强降雨带消失, 但在 140°E 以东出现一支南北向雨带。RegCM3_CPL 与观测的空间相关系数为 0.19, 均方根误差减少至 3.19 mm d^{-1} 。RegCM3 耦合后对降水空间分布的改善不显著, 但均方根误差显著降低, 表明区域海气耦合对降水模拟有一定改进效果。

西北太平洋夏季风雨带存在明显的南北进退特征^[28]。图 4 给出 $120^\circ \sim 150^\circ \text{E}$ 平均的纬度-时间降水演变。观测资料显示(图 4(a)), 1998 年 5 月至 8 月西北太平洋雨带有三次明显北传: 5 月下旬至 6 月底, 7 月初

表 2 模式模拟的 1998 年 5~8 月平均降水(图 3)统计量

	CREM_CTRL	CREM_CPL	RegCM3_CTRL	RegCM3_CPL
空间相关系数	0.47	0.37	0.20	0.19
均方根误差(mm d^{-1})	4.02	7.31	5.25	3.19

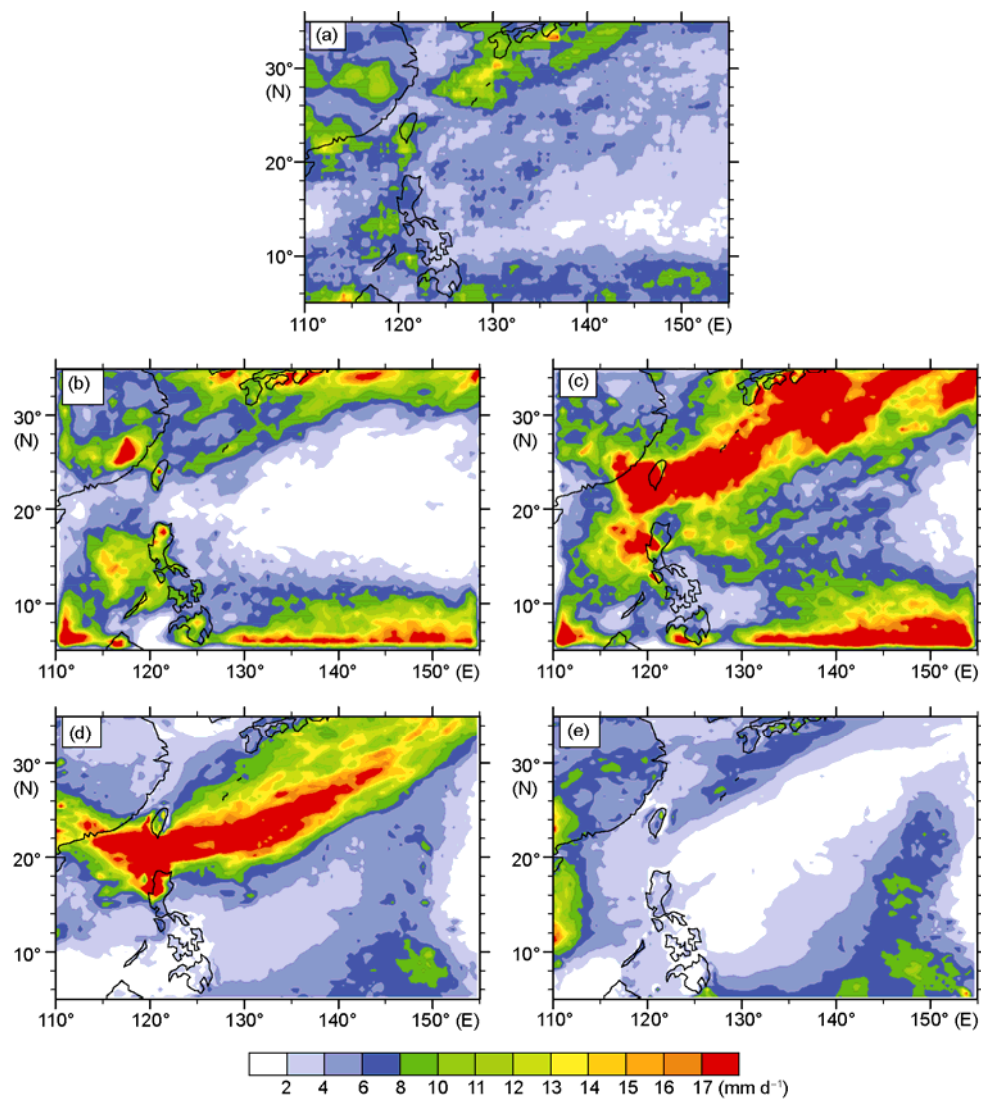


图3 1998年5~8月平均降水空间分布

(a) TRMM3B42; (b) CREM_CTRL; (c) CREM_CPL; (d) RegCM3_CTRL; (e) RegCM3_CPL

至7月底,8月初至8月底. CREM_CTRL(图4(b))在一定程度上能够再现第一次雨带的北传,偏差主要在于模拟的10°N以南降水过多,而雨带的向北推进则不明显.耦合海洋后,CREM_CPL(图4(c))模拟的雨带向北推进更为明显,降雨频次和强度显著增加,尤其是在20°~30°N纬度带上. RegCM3(图4(d))基本不能再现降水的北传特征,主要雨带集中在20°~30°N之间.海气耦合后,RegCM3_CPL(图4(e))模拟降水第一次北传更加合理,降水第二次北传亦有改善,尽管强度依然偏弱.

降水变率是考察模式性能的重要指标.图5是

10°~25°N, 120°~150°E区域平均的降水序列,表3为相关统计量.观测资料中,模拟期主要有4次明显的降水事件,其中以5月下旬的降水强度最强,达到14 mm d⁻¹.观测中平均降水强度为4.21 mm d⁻¹. CREM_CTRL模拟的降水强度偏弱,平均降水强度为3.30 mm d⁻¹,但对降水变率的模拟则有一定技巧,相关系数达到0.62,均方根误差为2.77 mm d⁻¹.耦合后,CREM_CPL模拟的降水强度增加,平均降水强度为8.73 mm d⁻¹.降水变率的模拟较之耦合前变化不大,但均方根误差增加至5.72 mm d⁻¹. RegCM3_CPL模拟的平均降水强度为7.59 mm d⁻¹,对降水变率的

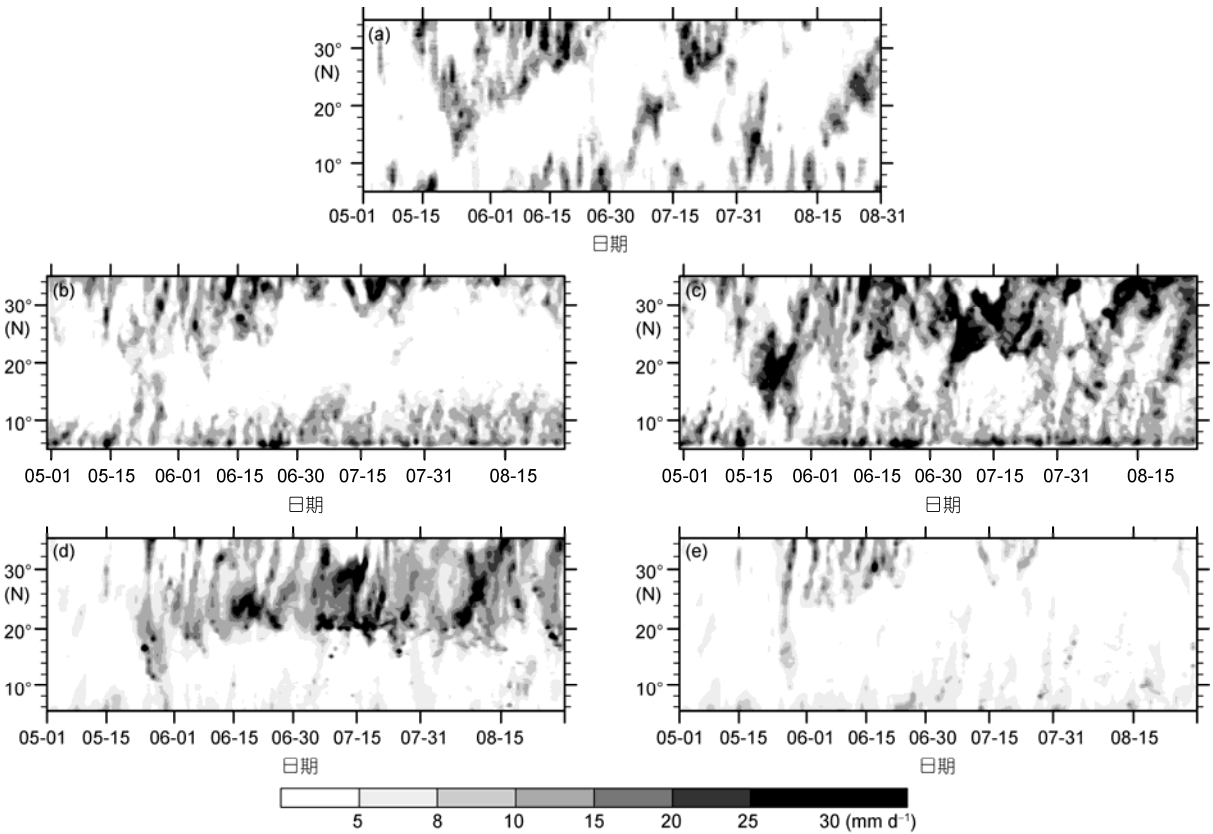


图 4 120~150°E 平均的纬度-时间降水演变
(a) TRMM3B42; (b) CREM_CTRL; (c) CREM_CPL; (d) RegCM3_CTRL; (e) RegCM3_CPL

表 3 10°~25°N, 120°~150°E 区域平均的降水序列(图 5)统计量

	CREM_CTRL	CREM_CPL	RegCM3_CTRL	RegCM3_CPL
相关系数	0.62	0.60	0.28	0.39
均方根误差(mm d ⁻¹)	2.77	5.72	5.07	3.22

模拟能力较之 CREM 偏弱, 相关系数为 0.28, 均方根误差为 5.07 mm d⁻¹. 海气耦合后, RegCM3_CPL 的降水强度下降, 平均降水强度为 3.21 mm d⁻¹, 相关系数提高至 0.39, 均方根误差较之控制试验减少至 3.22 mm d⁻¹.

2.2 表层海温模拟

上文分析表明, 从降水的角度, 两个区域大气模式耦合同一海洋模式后表现出不同的特征: CREM 模拟的海上降水显著增加, 均方根误差增大, 降水分布模拟却变差; 而 RegCM3 模拟的均方根误差减少, 降水变率的模拟得到改善. 降水的模拟效果直接受到表层海温的影响, 下文将讨论海气耦合对 SST 模拟

偏差的影响.

图 6 给出观测和模拟的 1998 年 5~8 月平均 SST. 观测显示(图 6(a)), 大于 29℃海温位于 20°N 以南, 大于 30℃海温位于中国南海及菲律宾岛以东部分海区. CREM_CPL 模拟的平均海温整体偏暖, 与观测的差值图(图 6(b))可见, CREM_CPL 在中国南海和菲律宾岛以东大片海区模拟海温都偏暖, 最暖可达 2.5℃. 从区域平均 10°~30°N, 120°~155°E 的海温序列(图 6(d), 红线)可知, 模拟海温在 20 天后即达到稳定状态. 而 RegCM3 耦合后的海温, 与观测海温相比, 表现出明显的偏冷(图 6(c)), 最大偏冷 2.5℃, 位于中国南海北部及日本岛以南部分海区. 这种偏冷的海温型, 在其他区域海气耦合中同样存在^[20~21,23]. 从区域

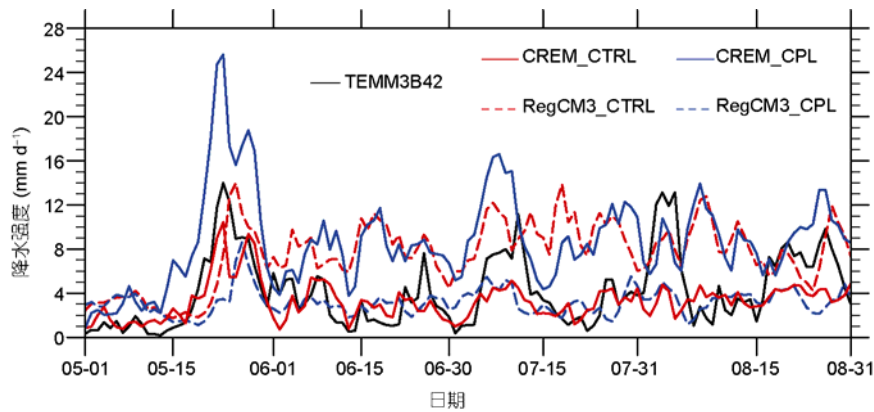


图 5 10°~25°N, 120°~150°E 区域平均的降水序列

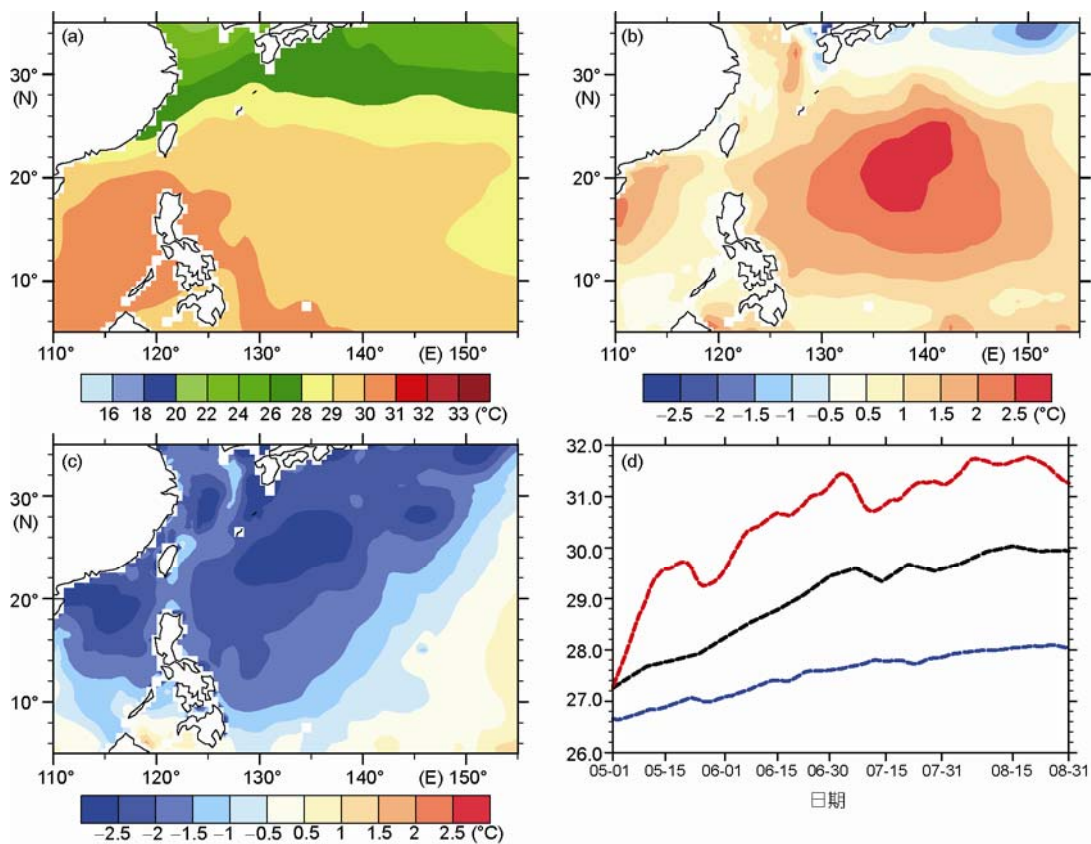


图 6 1998 年 5~8 月平均 SST 及 10°~30°N, 120°~155°E 区域平均的海温序列

(a) OISST; (b) CREM_CPL-OISST; (c) RegCM3_CPL-OISST; (d) 黑线, OISST; 红线, CREM_CPL; 蓝线, RegCM3_CPL

平均海温演变可知(图 6(d)蓝线), 耦合初始海温偏冷不到 1°C, 但偏差随时间有增大的趋势, 到 8 月末, 区域平均偏冷达到 2°C 左右。

图 6 所示海温为区域海气耦合之最直接产物。海温的不同变化可以用来解释不同区域大气模式耦合

后对降水模拟的不同响应。就水汽而言, CREM_CPL 模拟的海温偏暖, 偏暖的海温会加强海面蒸发, 增加大气的水汽含量, 一方面使得大气不稳定能量增加, 有利于发生更多的降水过程; 另一方面, 在相同大气环流背景下(相同侧边界强迫), 水汽的增加有利于产

生强度更强的降水. 二者都使得海气耦合后海上模拟降水增加(图 3(c)). 反之由于 RegCM3_CPL 模拟海温偏冷, 海面水汽供应的减少则使得模拟降水减少(图 3(e)).

3 海表热收支模拟

海表热收支是联系降水和 SST 的关键纽带. 有研究表明, 较之区域大气模式, 区域海气耦合模式能够改善区域海表热收支的模拟^[23,24]. 本节通过比较不同区域大气模式海气耦合前后海表热收支模拟的变化, 理解海温模拟偏差的原因.

图 7 给出 $10^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$, $120^{\circ}\sim 155^{\circ}\text{E}$ 平均的海表潜热(向上为正)、感热(向上为正)、净短波辐射(向下为正)、净长波辐射(向上为正)及净海表热通量的时间演变, 表 4 为平均值. OAFIux 资料显示(图 7(a)), 模拟期

间该海域的平均海表潜热通量为 103.7 W m^{-2} . CREM_CTRL 显著低估了海表潜热, 平均潜热仅为 47.8 W m^{-2} , 较之观测少了近 60 W m^{-2} . RegCM3_CTRL 则明显高估了海表潜热, 平均为 165.3 W m^{-2} , 较之观测偏多 60 W m^{-2} 以上. 加入局地海气相互作用后, CREM_CPL 和 RegCM3_CPL 分别增加和减少了海表潜热, 改善了海表潜热的模拟.

海表净短波辐射是该区域热收支的主要分量(图 7(c)). ISCCP 资料表明(表 4), 模拟期间平均的海表净短波辐射为 252.9 W m^{-2} . CREM_CTRL 和 RegCM3_CTRL 模拟的平均净海表辐射分别为 240.5 和 200.4 W m^{-2} . 研究表明, ISCCP 海表净短波辐射较海洋现场观测值偏多约 $10\%\sim 15\%$ ^[63]. 因此, 海表净短波辐射的观测值应介于 CREM_CTRL 模拟值和 RegCM3_CTRL 模拟值之间. CREM_CPL 和 RegCM3_CPL 模拟的海表净短波辐射较之控制试验

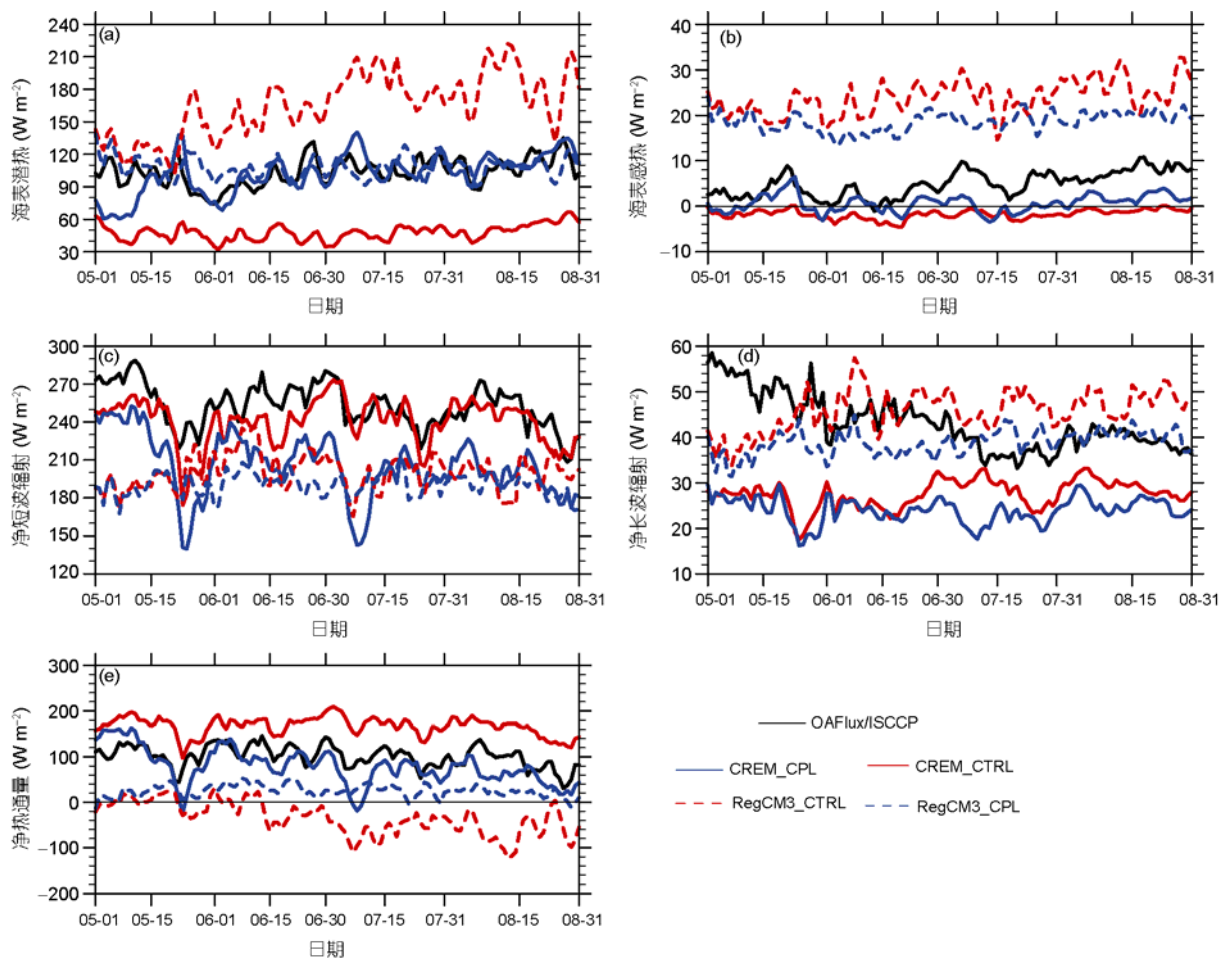


图 7 $10^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$, $120^{\circ}\sim 155^{\circ}\text{E}$ 区域平均的海表热收支时间演变

均减少, 平均值分别为 205.7 和 190.6 W m^{-2} . CREM_CPL 模拟净短波辐射减少可能是由于模拟海温偏暖增加了水汽供应, 增加了云量, 减少了到达海面的净短波辐射; 而 RegCM3_CPL 则可能由于海温偏冷增加了低层大气的静力稳定度, 有利于低层云量的增加, 同样减少了到达海表的净短波辐射.

模拟期间该区域感热和海表净长波辐射量值较小(表 4). 观测中感热平均值为 4.9 W m^{-2} (图 7(b)). CREM_CTRL 和 RegCM3_CTRL 则分别低估和高估了海表感热; 海气耦合后, 改变不大(小于 6 W m^{-2}), 与观测相比, 都改善了海表感热的模拟. 观测中海表净长波辐射平均值为 43.1 W m^{-2} (图 7(d)), CREM_CTRL 和 CREM_CPL 均低估了约 20 W m^{-2} , 且二者差别不大(小于 5 W m^{-2}); 而 RegCM3_CTRL 和 RegCM3_CPL 对海表净长波辐射模拟尚可, 且差别不大(小于 8 W m^{-2}).

就净海表热通量而言(图 7(e)和表 4), 观测中该海域得到的平均净热通量约为 101.2 W m^{-2} . CREM_CTRL 明显高估了该通量, 平均值为 166.9 W m^{-2} ; 海气耦合后改善了平均海表热通量的模拟, 平均值为 78.9 W m^{-2} . RegCM3 则恰恰相反, 控制试验模拟的平均净海表热通量为 -34.7 W m^{-2} , 表现为海洋向大气输送热量, 与观测相反; 海气耦合后, 该量增加了近 60 W m^{-2} , 与观测更为接近.

由以上讨论可知, 无论海温模拟偏暖抑或偏冷, 加入局地海气相互作用后, 均改善了西北太平洋 1998 年夏季海表净热通量的模拟, 其中对海表潜热

的模拟改善尤为明显, 这与前人的研究结论是一致的^[23,24]. 同时发现海表潜热和海表净短波辐射是耦合前后变化最大的两个物理量, 表明这两个物理量是影响耦合模式性能的主要因素.

根据湍流热通量公式, 海表感热和潜热与 10 m 风速、海气界面温差和湿度差有关. 图 8 给出 10°~30°N, 120°~155°E 平均的 10 m 风速、2 m 气温、2 m 湿度、海表面温度和海表面湿度的时间演变, 表 5 为平均值. CREM_CPL 对海表感热模拟的改善是通过增加 10 m 风速和增大海气温差实现的. 较之 CREM_CTRL, CREM_CPL 模拟的海表温度和 2 m 气温都偏暖, 但海表温度增加得更为明显. RegCM3_CPL 对海表感热模拟的改善主要是通过减小 10 m 风速实现的. 较之控制试验, CREM_CPL(RegCM3_CPL)增大(减小)了 10 m 风速, 亦有利于潜热模拟的增加(减少). CREM_CPL(RegCM3_CPL)对海温模拟的偏暖(偏冷)引起的海表饱和比湿的增加(减少)是导致潜热模拟改善的另一个原因.

4 SST 模拟偏差讨论

CREM_CPL(RegCM3_CPL)对海表潜热及净海表热收支的模拟改善, 主要来自模拟的海温偏暖(偏冷), 亦即区域海气耦合模式以“海温模拟偏差”为代价改善了海表热收支的模拟. 由于耦合了相同的海洋模式, 大气模式的偏差是导致耦合后不同海温偏差的主要原因.

表 4 10°~30°N, 120°~155°E 区域平均的 1998 年 5~8 月海表热收支(图 7)平均^{a)}

	OAFux/ISCCP	CREM_CTRL	CREM_CPL	RegCM3_CTRL	RegCM3_CPL
潜热	103.7	47.8	102.1	165.3	108.4
感热	4.9	-1.7	0.7	23.9	18.6
净短波	252.9	240.5	205.7	200.4	190.6
净长波	43.1	27.5	24.0	45.9	38.8
净热通量	101.2	166.9	78.9	-34.7	24.8

a) 单位: W m^{-2}

表 5 10°~30°N, 120°~155°E 区域平均的与海表感热和潜热有关的变量(图 8)平均值

	OAFux	CREM_CTRL	CREM_CPL	RegCM3_CTRL	RegCM3_CPL
10 m 风速(m s^{-1})	5.6	3.4	4.2	6.2	4.7
2 m 气温($^{\circ}\text{C}$)	28.9	29.0	30.1	26.6	25.1
表面气温($^{\circ}\text{C}$)	29.0	29.0	30.6	29.0	27.5
2 m 湿度(g kg^{-1})	19.4	21.2	21.7	19.0	17.7
表面饱和湿度(g kg^{-1})	22.6	22.6	24.6	22.6	20.8

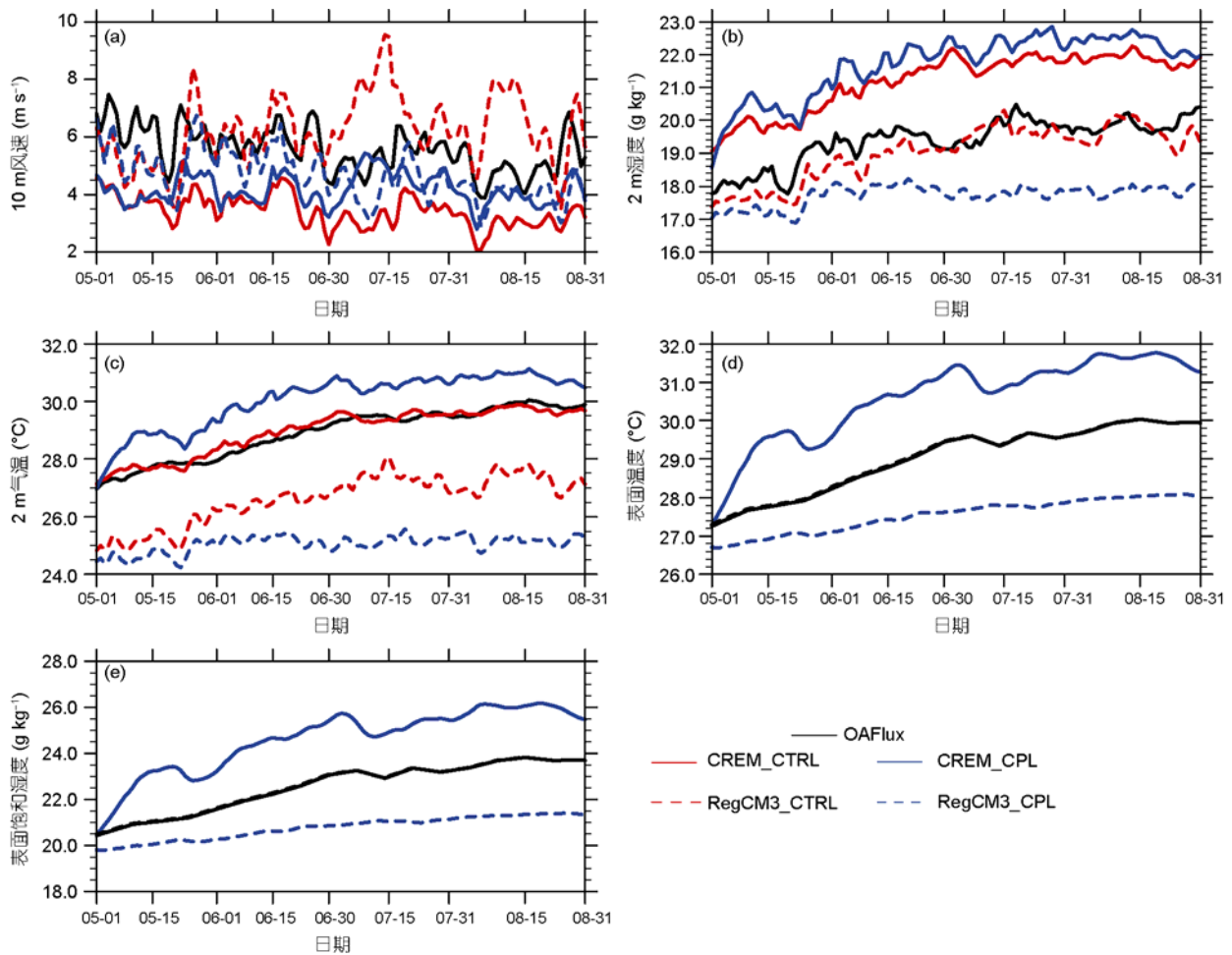


图 8 $10^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$, $120^{\circ}\sim 155^{\circ}\text{E}$ 区域平均的与海表感热和潜热有关的变量时间演变

(d)和(e)中控制试验的表面温度和表面湿度与观测基本一致, 故几乎重合

考察观测海温强迫下 CREM 和 RegCM3 的模拟性能有助于理解耦合后的海温偏差. CREM_CTRL (RegCM3_CTRL)明显高估(低估)了海表得到的净热通量(图 7(e)), 相当于有一个潜在的虚假热源(冷源). 一旦开始海气耦合, 该热源(冷源)会使模拟的 SST 升温(降温), 产生暖(冷)偏差. 由图 6(d)可见, 这个初始态影响在海气耦合过程中会持续并被放大.

从海表热收支各分量的分析可知(图 7), CREM_CTRL(RegCM3_CTRL)潜在的虚假热(冷)源, 主要来自海表潜热模拟偏低(高)和海表净短波辐射模拟偏高(低). 下文将对控制试验模拟的该潜在的热(冷)源的原因从物理上进行解释.

图 9 给出控制试验模拟的 $10^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$, $120^{\circ}\sim 155^{\circ}\text{E}$ 海洋区域平均温度和湿度偏差垂直廓线. 由图

9(a)可见, CREM_CTRL 模拟的对流层大气较之观测偏暖, 最大偏暖达 2°C 位于 900 hPa . 这表明 CREM_CTRL 模拟的温度层结较之观测更加不稳定. 偏暖的低层大气使得海表感热模拟偏少(图 7(b)). RegCM3_CTRL 模拟的低层大气偏冷, 中层大气偏暖. 偏冷的低层大气会使得海表感热模拟偏多(图 7(b)). 低层偏冷中层偏暖的大气温度廓线表明 RegCM3_CTRL 模拟的温度层结较之观测更为稳定. 有研究表明, RegCM3 模拟的地面气温有系统性的冷偏差^[64].

就湿度模拟偏差而言(图 9(b)), CREM_CTRL (RegCM3_CTRL)模拟的低层大气较之观测偏湿(干). 偏湿(干)的低层大气则有利于产生偏少(多)的海表潜热(图 7(a))(虽然 RegCM3_CTRL 在 $900\sim 950\text{ hPa}$ 较之观测略偏湿, 但在 1000 hPa 和 2 m 模拟湿度较之观测

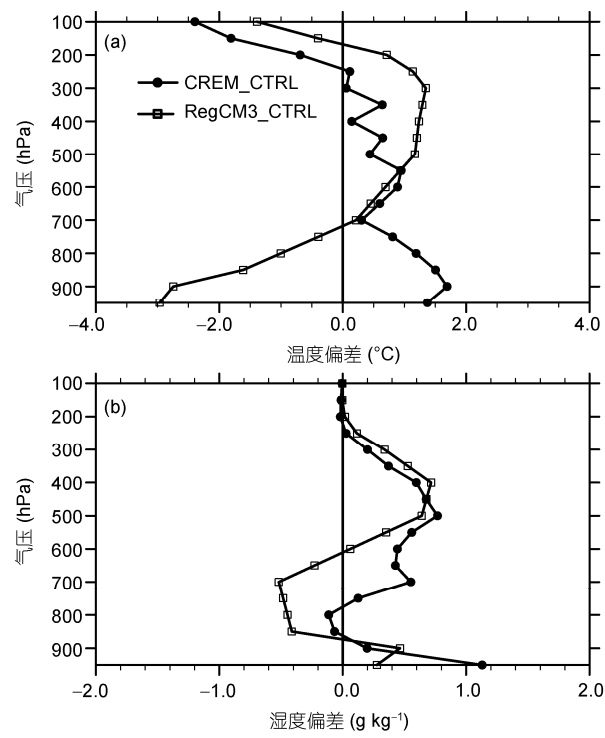


图9 10°~30°N, 120°~155°E 区域平均的温度和湿度偏差垂直廓线

偏干(图略)).

云量是影响海表净短波辐射的重要因素. CREM_CTRL 模拟的 950~100 hPa 平均云量(图 10(a))较之 RegCM3(图 10(c))明显偏少. 偏少(多)的云量使得到达海表的净短波辐射偏多(少)(图 7(c)). 基于 ISCCP 资料的分析表明, 尽管该地区夏季气候态上以高云为主(40%以上), 但低云量亦有 20%~30%^[65]. 低云量与低层大气稳定度关系密切^[66]. 控制试验中, 低层偏暖湿(干冷)的大气层结减少(增加)了大气低层静力稳定度, 有利于减少(增加)了低层云量. 由于 RegCM3 尚未植入 ISCCP 云模拟器^[67], 因此不能与 ISCCP 云量资料做直接比较, 这里给出控制试验模拟的 950~700 hPa 平均云量空间分布(图 10(b)和(d)). RegCM3_CTRL 模拟的低层云量(图 10(d))较之 CREM_CTRL(图 10(b))的确偏多. 偏多(偏少)的低层云量亦有利于到达海表的净短波辐射偏少(偏多).

以上分析表明, 温湿垂直廓线的模拟偏差是导致海表潜热及净短波辐射模拟偏差的重要因子. 温湿垂直廓线的模拟与模式中许多物理过程有关. 鉴于两个大气模式采用了相同的陆面模式, 海表通量

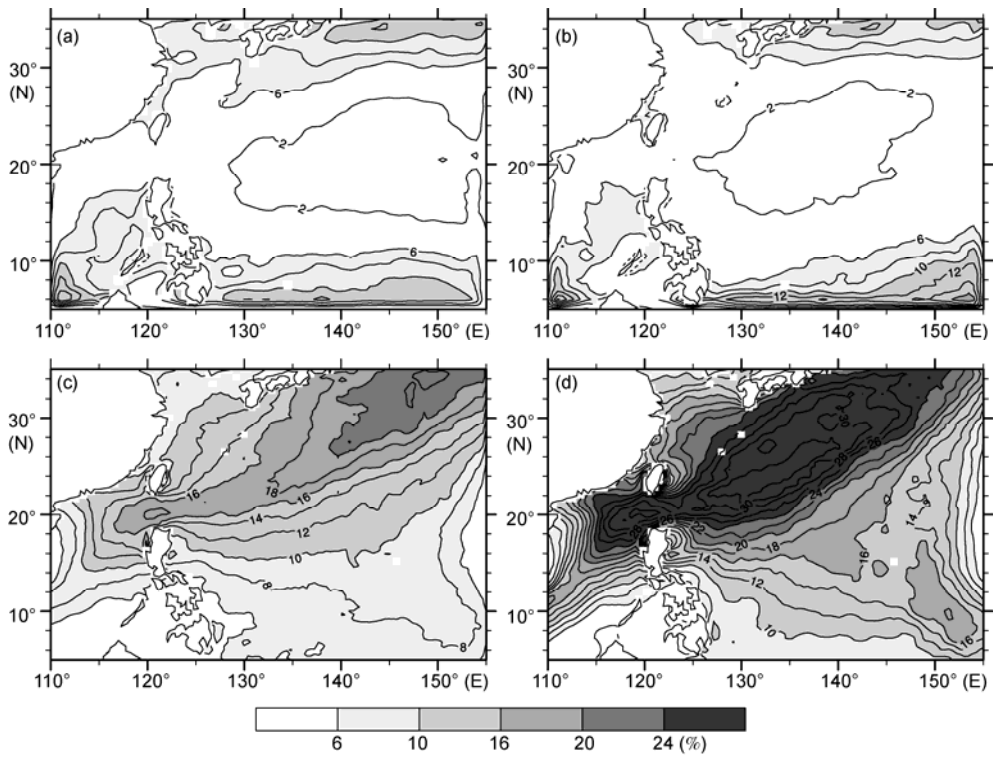


图10 控制试验模拟的平均云量空间分布

(a), (c) 950~100 hPa 平均; (b), (d) 950~700 hPa 平均. (a), (b) CREM_CTRL; (c), (d) RegCM3_CTRL

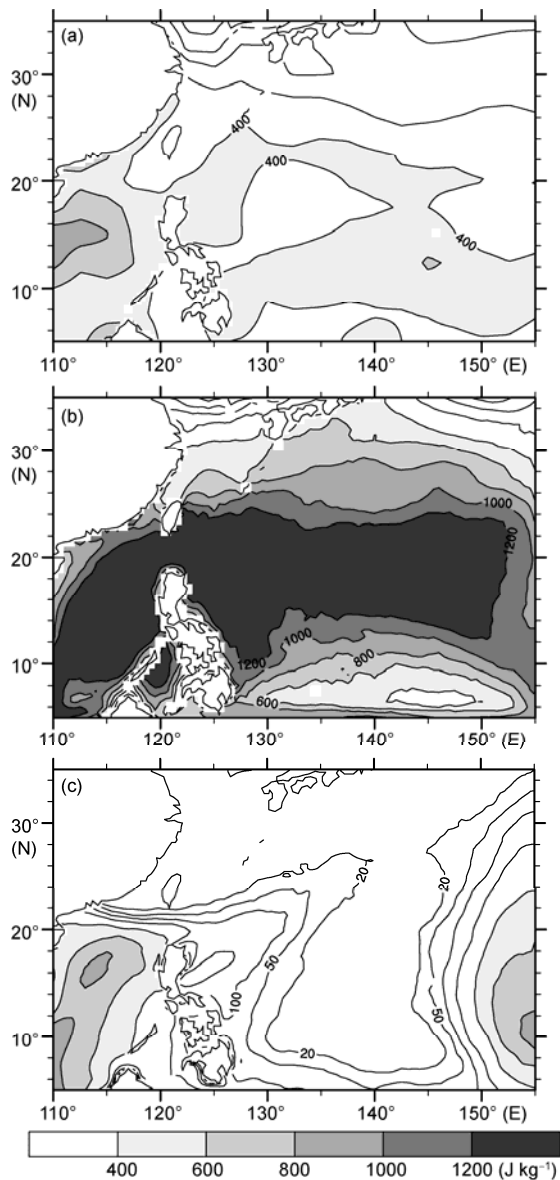


图 11 观测和控制试验模拟的 1998 年 5~8 月平均的对流不稳定能量

(a) NCEP2; (b) CREM; (c) RegCM3

的计算方案及边界层方案(表 1), 因此两个模式的模拟差别可能与模式对对流过程的描述不同有关. 图 11 给出观测与控制试验模拟的 1998 年 5~8 月平均的大气对流不稳定能量(CAPE). 由观测可见(图 11(a)), CAPE 大值区位于中国南海及菲律宾岛以东 20°N 以南部分海域. CREM_CTRL 模拟的平均 CAPE 较之观测明显偏多, 而 RegCM3_CTRL 较好地模拟出中国南海的高 CAPE 特征, 但在菲律宾岛以东海域模拟的

CAPE 偏少. 因此, RegCM3 可能高估了对流发生的频率, 消耗了过多的低层大气 CAPE; CREM 则低估了对流发生的频率, 使大气低层 CAPE 不能被合理释放而存储在低层大气中. 这一点可以从两个模式模拟的对流降水比例得到验证(图略), RegCM3_CTRL 模拟的对流降水比例超过 90%, 而 CREM_CTRL 则主要由格点尺度降水主导. 对流发生过频(少)会导致对流层大气层结更加稳定(不稳定), 这可以解释图 9 所示的温湿垂直廓线偏差.

5 结论和讨论

5.1 结论

本文基于一个国际通用的耦合器 OASIS3.0, 发展了一个区域海气耦合模拟系统, 其海洋分量为 POM2000, 大气分量包括两个模式 CREM 和 RegCM3. 本文考察了不同区域大气模式耦合同一海洋模式后对 1998 年西北太平洋夏季海温和降水模拟的影响, 讨论了导致模拟偏差的可能原因. 主要结果总结如下:

(1) 较之控制试验(未耦合海洋模式试验), CREM 耦合后海上降水增多, 均方根误差增大; RegCM3 耦合后海上降水减少, 均方根误差减小, 降水变率的模拟改善.

(2) 两个大气模式耦合同一海洋模式后降水的响应不同与耦合后海温型的不同有关. CREM_CPL 模拟的中国南海和菲律宾岛以东海域海温偏暖, 最大可达 2.5°C; RegCM3_CPL 模拟的中国南海和日本岛以南大片海域海温偏冷, 最大偏冷亦可达 2.5°C. 偏暖(偏冷)的海温使得模拟的海上降水偏多(偏少).

(3) 不同区域大气模式耦合海洋模式后均改善了海表潜热的模拟. 在观测海温强迫下, CREM(RegCM3)模拟的海表潜热偏少(多), 模拟的海表净短波辐射则偏多(少), 这相当于有一个潜在的虚假热源(冷源). 一旦开始海气耦合, 这个热源(冷源)会使模拟的 SST 升温(降温), 产生暖(冷)偏差.

(4) 大气温湿垂直廓线模拟偏差是导致耦合模式模拟偏差的重要原因. 控制试验中, CREM(RegCM3)模拟的低层大气偏湿偏暖(偏干偏冷), 减少(增加)了海表潜热. RegCM3 模拟的总云量较之 CREM 偏多, 使得到达海表的净短波辐射较之

CREM 偏少. 同时, CREM(RegCM3)模拟的低层大气静力稳定度偏不稳定(稳定), 有利于低层云量模拟偏少(偏多), 亦能增加(减少)到达海表的净短波辐射.

(5) 两个模式对温湿垂直廓线的模拟偏差不同, 可能与模式对对流过程的描述不同有关. CREM(RegCM3)分别为格点尺度降水(对流云降水)主导, 高估(低估)了海上对流不稳定能量, 有利于产生低层偏暖湿(偏干冷)的温湿垂直廓线.

5.2 讨论

本文对不同区域大气模式耦合同一海洋模式后截然相反的海温模拟偏差提供了一个可能的物理解释, 认为两个模式对对流过程的描述不同是造成模

拟偏差的重要原因. 但除了对流参数化方案外, 两个大气模式的其他物理参数也有明显的区别(表 1). 这些差异亦有可能导致温湿垂直廓线模拟的差异. 未来将尽量让两个模式采用相同的物理参数化方案, 减少两个模式物理过程的差异, 以进一步理解造成模拟偏差的原因. 此外, 区域海气耦合模式对观测中“降水-SST”关系的模拟能力, 是未来亟待开展的研究工作, 作者拟使用定版后的区域海气耦合模式, 进行连续的过去三十年的模拟积分, 考察海气相互作用对季风降水变率的影响.

另外, 文中评估模式对海上降水的模拟能力用到了 TRMM 卫星反演资料, 该资料自身的不确定性亦需要注意.

致谢 感谢南京大学张耀存教授、房永杰在海洋模式使用上的指导, 感谢法国动力气象实验室李肇新教授在 OASIS 使用上的帮助. 感谢两位匿名审稿人对文章修改提出的宝贵意见.

参考文献

- 1 Zhou T J, Yu R C. Twentieth century surface air temperature over China and the globe simulated by coupled climate models. *J Clim*, 2006, 19: 5843–5858
- 2 Zhou T J, Wu B, Wang B. How well do atmospheric general circulation models capture the leading modes of the interannual variability of the Asian–Australian monsoon? *J Clim*, 2009, 22: 1159–1173
- 3 Zhou T J, Wu B, Scaife A A, et al. The CLIVAR C20C Project: Which components of the Asian–Australian Monsoon circulation variations are forced and reproducible? *Clim Dyn*, 2009, 33: 1051–1068
- 4 Chen H M, Zhou T J, Neale R B, et al. Performance of the new NCAR CAM3.5 in East Asian summer monsoon simulations: Sensitivity to modifications of the convection scheme. *J Clim*, 2010, 23: 3657–3675
- 5 Li H, Dai A, Zhou T, et al. Responses of East Asian summer monsoon to historical SST and atmospheric forcing during 1950–2000. *Clim Dyn*, 2010, 34: 501–514
- 6 Giorgi F, Marinucci M R, Bates G T. Development of a second-generation regional climate model (RegCM2). Part I: Boundary-layer and radiative transfer processes. *Mon Weather Rev*, 1993, 121: 2794–2813
- 7 Giorgi F, Marinucci M R, Bates G T, et al. Development of a second-generation regional climate model (RegCM2). Part II: Convective processes and assimilation of lateral boundary conditions. *Mon Weather Rev*, 1993, 121: 2814–2832
- 8 Giorgi F, Mearns L O. Introduction to special section: Regional climate modeling revisited. *J Geophys Res*, 1999, 104: 6335–6352
- 9 Leung L R, Mearns L O, Giorgi F, et al. Regional climate research. *Bull Amer Meteorol Soc*, 2003, 84: 89–95
- 10 Wang, Y, Leung L R, McGregor J L, et al. Regional climate modeling: Progress, challenges, and prospects. *J Meteorol Soc Jpn*, 2004, 82: 1599–1628
- 11 Fu C B, Wang S Y, Xiong Z, et al. Regional climate model intercomparison project for Asia (RMIP). *Bull Amer Meteorol Soc*, 2005, 86: 257–266
- 12 Gao X, Xu Y, Zhao Z, et al. On the role of resolution and topography in the simulation of East Asia precipitation. *Theor Appl Climatol*, 2006, 86: 173–185
- 13 Gao, X, Shi Y, Song R, et al. Reduction of future monsoon precipitation over China: Comparison between a high resolution RCM simulation and the driving GCM. *Meteorol Atmos Phys*, 2008, 100: 73–86
- 14 Wang B, Ding Q, Fu X et al. Fundamental challenge in simulation and prediction of summer monsoon rainfall. *Geophys Res Lett*, 2005, 32: L15711, doi: 10.1029/2005GL022734
- 15 Wu R and Kirtman B P. Roles of Indian and Pacific Ocean air-sea coupling in tropical atmospheric variability. *Clim Dyn*, 2005, 25:

155–170

- 16 吕世华, 陈玉春, 朱伯承. 南海海域海-气耦合模式及其数值模拟试验. 高原气象, 2000, 19: 415–426
- 17 任雪娟, 钱永甫. 区域海气耦合模式对 1998 年 5–8 月东亚近海海况的模拟研究. 气候与环境研究, 2000, 5: 480–485
- 18 Ren X, Qian Y. A coupled regional air-sea model, its performance and climate drift in simulation of the East Asian summer monsoon in 1998. *Int J Climatol*, 2005, 25: 679–692
- 19 姚素香, 张耀存. 区域海气耦合模式对中国夏季降水的模拟. 气象学报, 2008, 66: 131–142
- 20 李涛, 周广庆. 一个东亚区域海气耦合模式初步结果. 科学通报, 2010, 55: 808–819
- 21 Fang Y, Zhang Y, Tang J, et al. A regional air-sea coupled model and its application over East Asia in the summer of 2000. *Adv Atmos Sci*, 2010, 27: 583–593
- 22 Kim E J, Hong S Y. Impact of air-sea interaction on East Asian summer monsoon climate in WRF. *J Geophys Res*, 2010, 115: D19118, doi: 10.1029/2009JD013253
- 23 房永杰, 张耀存. 区域海气耦合过程对中国东部夏季降水模拟的影响. 大气科学, 2011, 35: 16–28
- 24 Ratnam J V, Giorgi F, Kaginalkar A, et al. Simulation of the Indian monsoon using the RegCM3-ROMS regional coupled model. *Clim Dyn*, 2009, 33: 119–139
- 25 Aldrian E, Sein D, Jacob D, et al. Modeling Indonesian rainfall with a coupled regional model. *Clim Dyn*, 2005, 25: 1–17
- 26 Wang B, Lin H. Rainy season of the Asian-Pacific summer monsoon. *J Clim*, 2002, 15: 386–398
- 27 Murakami T, Matsumoto J. Summer monsoon over the Asian continent and western North Pacific. *J Meteorol Soc Jpn*, 1994, 72: 719–745
- 28 Li T, Wang B. A review on the western North Pacific monsoon: Synoptic to interannual variabilities. *Terr Atmos Ocean Sci*, 2005, 16: 285–314
- 29 陆日宇, 富元海. 夏季东亚和西北太平洋地区的气候变异及其机理. 地球科学进展, 2009, 24: 123–131
- 30 刘晓娟, 周天军, 张丽霞, 等. GAMIL1.0 大气模式模拟的西北太平洋夏季风: 阵风参数化方案的影响. 大气科学, 2011, 35: 871–884
- 31 颜宏. 1998 年中国特大洪涝灾害的天气气候特点、成因分析及气象预报服务. 气候与环境研究, 1998, 3: 323–334
- 32 孙淑清, 马淑杰. 西太平洋副热带高压异常及其与 1998 年长江流域洪涝过程关系的研究. 气象学报, 2001, 59: 719–729
- 33 Wang B, Kang I S, Lee J Y. Ensemble simulations of Asian-Australian monsoon variability by 11 AGCMs. *J Clim*, 2004, 17: 803–818
- 34 Wang Y Q, Sen O L, Wang B. A highly resolved regional climate model (IPRC-RegCM) and its simulation of the 1998 severe precipitation event over China. Part I: Model Description and verification of simulation. *J Clim*, 2003, 16: 1721–1738
- 35 Lee D K, Cha D Y, Kang H S. Regional climate simulation of 1998 summer flood over East Asia. *J Meteorol Soc Jpn*, 2004, 82: 1735–1753
- 36 Cha D H, Lee D K, Hong S Y. Impact of boundary layer processes on seasonal simulation of the East Asian summer monsoon using a Regional Climate Model. *Meteorol Atmos Phys*, 2008, 100: 53–72
- 37 宇如聪, 薛纪善, 徐幼平. AREMS 中尺度暴雨数值预报模式系统. 北京: 气象出版社, 2004
- 38 Betts A K, Miller M J. A new convective adjustment scheme. Part II: Single column tests using GATE wave, BOMEX, ATES and arctic air-mass data sets. *Q J R Meteorol Soc*, 1986, 112: 693–709
- 39 Grell G. Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. *Mon Weather Rev*, 1993, 121: 764–787
- 40 Xu Y P, Xia D Q, Qian Y Y. the water-bearing numerical model and its operational forecasting experiments. Part II: The operational forecasting experiments. *Adv Atmos Sci*, 1998, 15: 321–336
- 41 Pal J S, Small E E, Eltahir E A B. Simulation of regional-scale water and energy budgets: Representation of subgrid cloud cloud and precipitation processes within RegCM. *J Geophys Res*, 2000, 105: 29579–29594
- 42 Edwards J M, Slingo A. Studies with a flexible new radiation code. I: Choosing a configuration for a large-scale model. *Q J R Meteorol Soc*, 1996, 122: 689–719
- 43 Sun Z A, Rikus L. Improved application of exponential sum fitting transmissions to inhomogeneous atmosphere. *J Geophys Res*, 1999, 104D: 6291–6303
- 44 Kiehl J T, Hack J J, Bonan G B, et al. Description of the NCAR community climate model (CCM3), Tech. Rep. NCAR/TN-420+STR, National Center for Atmospheric Research. 1996
- 45 Holtlag A A M and Boville B A. Local versus nonlocal boundary-layer diffusion in a global climate model. *J Clim*, 1993, 6: 1825–1842
- 46 Dickinson R E, Henderson-Sellers A, Kennedy P J. Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) Version 1e as coupled to the NCAR Community Climate Model, NCAR Tech. Note, NCAR/TN-387+STR, 1993
- 47 Zeng X B, Zhao M, Dickinson P E. Intercomparison of bulk aerodynamic algorithms for the computation of sea surface fluxes using TOGA COARE and TAO data. *J Clim*, 1998, 11: 2628–2644
- 48 Shi H, Yu R, Li J, et al. Development of a Regional Climate Model (CREM) and evaluation on its simulation of summer climate over

- Eastern China. *J Meteorol Soc Jpn*, 2009, 87: 381–401
- 49 Mesinger F. A blocking technique for representation of mountains in atmospheric models. *Riv Meteor Aeronaut*, 1984, 44: 195–202
- 50 Pal J S, Giorgi F, Bi X Q, et al. Regional climate modeling for the developing world: The ICTP RegCM3 and RegCNET. *Bull Amer Meteorol Soc*, 2007, 88: 1395–1409
- 51 Mellor G L. Users guide for a three-dimensional, primitive equation, numerical model. Princeton: Princeton University, 2004, 1–56
- 52 Chu P C, Chang C P. South China Sea warm pool in boreal spring. *Adv Atmos Sci*, 1997, 14: 195–206
- 53 钱永甫, 朱伯承, 王谦谦. 坐标系海洋模式中水平压力梯度的一种算法. *南京大学学报(自然科学版)*, 1998, 134: 691–700
- 54 Valcke S. ed. OASIS3 User Guide (prism_2–5). PRISM Support Initiative Report No.3, CERFACS, Toulouse, France. 2006. 1–64
- 55 周天军, 俞永强, 宇如聪, 等. 气候系统模式发展中的耦合器研制问题. *大气科学*, 2004, 28: 993–1008
- 56 Kanamitsu M, Ebisuzaki W, Woollen J, et al. NCEP-DOE AMIP- II Reanalysis (R-2). *Bull Amer Meteorol Soc*, 2002, 83: 1631–1643
- 57 Levitus S. Climatological Atlas of the World Ocean. NOAA Prof. Paper 13, 173pp. and 17 microfiche. 1982
- 58 Orlanski I. A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows. *J Comput Phys*, 1976, 21: 251–269
- 59 Reynolds R W, Rayner N A, Smith T M, et al. An improved in situ and satellite SST analysis for climate. *J Clim*, 2002, 15: 1609–1625
- 60 Huffman G J, Adler R F, Bolvin D T, et al. The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): Quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. *J Hydrometeor*, 2007, 8: 38–55
- 61 Yu L, Jin X, Weller R. Multidecade global flux datasets from the objectively analyzed air-sea fluxes (OAFlux) project: Latent and sensible heat fluxes, ocean evaporation, and related surface meteorological variables. Tech. Rep. OA–2008–01, Woods Hole Oceanographic Institution. 2008
- 62 Zhang Y, Rossow W B, Lacis A A, et al. Calculation of radiative fluxes from the surface to top of atmosphere based on ISCCP and other global data sets: Refinements of the radiative transfer model and the input data. *J Geophys Res*, 2004, 109: D19105, doi: 10.1029/2003JD004457
- 63 Liu H L, Lin W Y, Zhang M H. Heat Budget of the upper ocean in the south-central equatorial Pacific. *J Clim*, 2010, 23: 1779–1792
- 64 张冬峰, 高学杰, 赵宗慈, 等. RegCM3 对东亚环流和中国气候模拟能力的检验. *热带气象学报*, 2007, 23: 444–452
- 65 刘奇, 傅云飞, 冯沙. 基于 ISCCP 观测的云量全球分布及其在 NCEP 再分析场中的指示. *气象学报*, 2010, 68: 689–704
- 66 Klein S A and Hartmann D L. The seasonal cycle of low stratiform clouds. *J Clim*, 1993, 6: 1587–1606
- 67 Klein S and Jakob C. Validation and sensitivities of frontal clouds simulated by the ECMWF model. *Mon Weather Rev*, 1999, 127: 2514–2531