科学通报 2010 年 第 55 卷 第 9 期: 808 ~ 819
论 文 www.scichina.com csb.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

一个东亚区域海气耦合模式初步结果

李涛[①②], 周广庆[①*]

① 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029;
② 中国科学院研究生院, 北京 100049
* 联系人, E-mail: zhgq@mail.iap.ac.cn

2009-08-10 收稿, 2009-11-17 接受
中国科学院知识创新工程重要方向项目(编号: KZCX2-YW-218)、国家重点基础研究发展计划(编号: 2005CB321703)和公益性行业(气象)科研专项(编号: GYHY200806010)资助项目

摘要 建立了一个应用于东亚的区域海气耦合模式并通过 20 年的连续积分来评估其对东亚气候的模拟能力. 模式由大气模式 RegCM3 和海洋模式 HYCOM 组成并利用 OASIS3 耦合器控制整个模式的运行, 其中 RegCM3 的水平分辨率为 60 km, HYCOM 为 33 km. 与其他区域海气耦合模式相比, 该模式的显著特点是耦合模式中海洋侧边界采用了单向嵌套方法来处理侧边界强迫问题. 另外, 在耦合模式中对太阳短波辐射进行了通量订正, 较好地消除了在直接耦合时出现的海温偏冷 2℃的问题. 对模拟结果的初步分析表明, 该耦合模式可以成功地模拟出东亚地区大气和海洋的气候平均态, 季节变化以及年际变化的主要特征. 尽管由于分量模式本身的缺陷导致耦合模式的模拟结果和观测还存在一定的差距, 但和未耦合时相比确有一定程度的改善, 尤其是在东亚季风中最为重要因素之一的降水的模拟上. 进一步的分析表明降水模拟得到改善得益于耦合模式对夏季西太平洋副高模拟能力的提高, 从而增强了中低纬大气中水汽输送的模拟能力以及降水和海表温度(SST)的关系. 这些结果表明, 在东亚地区区域海气耦合模式具有一定优势, 但需要对模拟结果进行更加细致的分析, 如从日变化到年际变化的更详细分析.

关键词
区域
耦合模式
海气
东亚
OASIS3 耦合器

目前全球环流模式的水平分辨率还相当有限, 难以刻画空间尺度范围较小的物理过程, 因此降尺度方法在精细化描述区域气候方面仍然是一个有效的工具. 从 Dickinson 等人[1]和 Giorgi 等人[2]发展区域气候模式(RCM)并应用到气候模拟开始, 在近十几年中, 各个研究机构基于不同的应用目的进行了一系列的发展区域海气耦合模式的尝试. 这些区域海气耦合模式一般可以分为两类: 一类关注于对天气过程的描述[3~6]; 另一类则主要研究表面过程或海气相互作用对大气环流或气候变化的影响[7~12]. Seo 等人[13]简要总结了区域气候模式的发展历程, 并利用其发展的区域海气耦合模式研究分析了东太平洋海区中尺度涡流场中海气反馈的作用.

东亚是世界上季风气候最为显著的地区之一, 影响该地区的物理过程十分复杂, 包括海表温度(SST), 青藏高原大地形, 陆面过程以及土壤中的温湿状况等[14,15]. 区域气候模式已被广泛地应用于东亚季风的研究之中, 其中部分用来模拟当今的气候状况[16~22]; 而其他的则主要是研究在未来不同气候情景下的东亚及中国气候的变化[23~28]. Gao 等人[29]的研究表明东亚地区降水的模拟效果取决于模式的水平分辨率和地形, 采用 60 km 及以上分辨率可能会模拟出更加真实的降水. Feng 和 Zhang[30]的研究也发现在区域气候模式中考虑次网格地形会显著改善模式对 1991 年长江流域暴雨的模拟. 由此可见, 在模拟东亚气候时采用高分辨率的区域气候模式非常必要.

近年来, 越来越多的研究着手于发展适用于东亚的区域海气耦合模式. Ren 和 Qian[31]用一个 p-σ混

英文版见: Li T, Zhou G Q. Preliminary results of a regional air-sea coupled model over East Asia. Chinese Sci Bull, 2010, 55, doi: 10.1007/s11434-010-0071-0

合坐标区域气候模式与普林斯顿大学的区域海洋模式(POM)耦合来模拟东亚夏季风. 姚素香和张耀存[32]在 RegCM3 和 POM 的基础上建立了一个区域海气耦合模式并用其对中国夏季降水进行模拟, 模拟结果表明耦合模式对中国夏季降水具有较好的模拟性能, 较单独的大气模式有一定的改进. 然而, 上述研究都存在模式积分时间较短问题, 或只针对某个特定的年份或针对一年中的特定季节(夏季)进行模拟积分; 而且对于海洋侧边界处理不够完善, 只是简单地将温盐场向气候态进行张弛逼近. 众所周知, 西太平洋海区的一个显著特征是存在一支强的西边界流——黑潮, 它把大量的热量从热带输送到中高纬地区. 黑潮本身存在着明显的季节及年际变化, 并与热带地区的海气相互作用密切相关. 黑潮所引起的局地海气相互作用对于东亚沿岸地区有着重要的影响, 因此在海洋模式中对侧边界只简单地采取向气候态恢复的方法忽略了黑潮的变化, 必然会影响到整个模式的模拟效果. 为考虑这种影响, 有些区域海气耦合模式采用增大海洋部分模拟区域的方法, 从而使海洋模式的范围远远大于大气模式. Sasaki 等人[33]就利用多重嵌套的方法将一个高分辨率区域大气模式 RCM20 与一个范围覆盖整个北太平洋区域的海洋模式(NPOGCM)进行耦合, 并积分 10 年来评估该模式对日本气候的模拟能力. 类似的设置也出现在 Aldrian 等人[11]的研究中. 因此, 对于整个东亚区域, 特别是中国而言, 目前还没有一个区域海气耦合模式较细致地处理海洋侧边界条件, 并通过长时间连续积分(如 20 年)来完整地评估其对整个东亚气候的模拟能力, 而利用区域海气耦合模式预测/预估东亚未来气候变化的研究更是无人涉足. 基于此, 本文以国际上应用比较广泛的 OASIS3 耦合器为结构框架, 耦合了区域气候模式 RegCM3 和海洋模式 HYCOM, 进而建立了一个东亚区域海气耦合模式并对耦合模式进行了连续 20 年的积分试验, 其中海洋部分侧边界的处理采用了单向嵌套方法. 本文初步检验和分析了该耦合模式对东亚气候的平均态及其变率的模拟能力.

1 模式及资料介绍

1.1 模式组成

本文所建立的区域海气耦合模式的大气分量为区域气候模式 RegCM3 的最新版本[34], RegCM3 为可压的、静力平衡的有限差分模式, 垂直方向上采用σ坐标. 和以往版本相比, 新版本在物理过程等方面做了许多改进, 如改进大尺度云和降水参数化方案使其可以包含次网格尺度云的变化[35], 采用新的海表通量参数化方案[36]等. 该模式目前被广泛地应用于区域气候模拟及预测的研究当中, 其中张冬峰等人[37]和 Gao 等人[21]的研究均表明其对东亚以及我国区域的气候具有很好的模拟能力.

海洋模式选用了可以同时使用跟随地形σ, z 和等密度面这 3 种坐标的混合坐标海洋模式 HYCOM[38]. 本文中采用的是挪威南森环境遥感中心(NERSC)的改进版本, NERSC 对该模式在水平网格选取上进行了改进, 同时在模式中加入了潮汐模块、生态模块以及海冰模块, 更为重要的是增加了 HYCOM 单向嵌套相关的处理. 因此, HYCOM 适用于浅海、非层化稳定海域及深海等区域的海洋状况模拟.

“欧洲计算科学研究和高级培训中心”(CERFACS)所研制开发的 OASIS3 耦合器[39]作为整个耦合模式的结构框架, 用以控制上述两个模式在耦合时所发生的表面通量交换. 该耦合器具有较高的可移植性和灵活性, 可以确保在不同子模式间进行通量的插值和交换时的整个耦合系统的总能量和总质量守恒.

1.2 资料

欧洲中期天气预报中心的 2.5°再分析资料(ERA-40)[40]用以提供大气模式 RegCM3 的侧边界以及海洋模式 HYCOM 的海表边界条件. 单独的 RegCM3 运行所需的海表温度条件由美国海洋大气局(NOAA)的 1°周平均 OISST[41]提供; 而海洋模式在气候态运行时所需的边界强迫则取自美国海军 GDEM 模式[42]输出结果. 其他资料还包括用于模式评估的英国哈德莱中心的 1°海表温度资料 HadSST2[43]以及 Xie 等人[44]所整理的东亚陆面逐日降水格点资料.

2 耦合及试验设计

耦合模式模拟的区域设置为(70°~150°E, 10°~50°N), 包括海拔高度超过 5000 m 的青藏高原, 孟加拉湾, 西太平洋以及南海大部(图略). RegCM3 和 HYCOM 都采用 Normal Mercator 的投影方式. RegCM3 的水平分辨率取为 60 km, 垂直方向分为σ坐标非均匀的 18 层, 顶层高度为 10 hPa. 侧边界场在由 ERA40

再分析资料提供时采用指数松弛边界方案. 海洋模式 HYCOM 则是采用 33 km 的水平分辨率, 垂直方向分为 22 层. 在目前条件下, 进行区域海洋模拟时海洋观测资料以及再分析资料的不足是一个瓶颈, 无法给区域海洋模式完整地提供侧边界条件, 特别是海温、盐度和海流方面. 为克服区域海洋模式所需侧边界强迫资料的不足, 我们采用了模式单向嵌套的方法, 将耦合模式的海洋分量嵌套进一个范围更大的(30°~290°E, 50°~60°N)的海洋外模式 HYCOM(以下简称 B-HYCOM)中, 由其提供耦合模式所需的海洋侧边界条件. B-HYCOM 的分辨率为 0.75°, 比耦合模式中海洋分量的分辨率粗; 但垂向上的分层和耦合模式海洋分量一致, 均为 22 层. 该嵌套方法特色在于其对模式中的正压和斜压过程分别进行考虑, 且在内模式边界处一个有限长度的"海绵"区域内(本文中设置为 12 个格点)进行.

海洋模式在正式积分前的旋转加强过程(spinup)分 3 步完成. 首先, 外模式 B-HYCOM 由静止状态开始在 GDEM 气候态资料强迫下积分两年, 得到一个稳定的气候态海洋场并同时提供内模式(区域)HYCOM 的气候态初始场; 然后, 利用 ERA-40 再分析资料强迫 B-HYCOM 在气候态海洋场基础上从 1980 年开始积分, 输出 HYCOM 需要的侧边界条件; 随后, HYCOM 利用 ERA-40 再分析资料以及 B-HYCOM 提供的侧边界嵌套数据从 1980 年开始强迫积分 2 年, 进而最终获得区域海洋模式的初始场. 在完成上述 spinup 后, 区域海洋模式 HYCOM(包括耦合以及未耦合状态)从 1982-01-01 开始积分并输出模拟结果. RegCM3 由于其达到平衡所需的时间较短, 因此没有进行特别的处理, 其初始状态和侧边界条件均由 ERA-40 再分析资料通过插值后获得.

整个耦合过程采用通量耦合方案, 在 OASIS3 耦合器的控制下大气和海洋模式每 6 h 交换一次. 海洋模式得到大气模式模拟得到的风应力和热量通量, 同时将模拟得到的 SST 输送给大气模式. 海洋模式的侧边界由 B-HYCOM 积分结果来提供逐日海温、盐度、海流和界面压强强迫, 大气模式则是由 ERA-40 再分析资料提供. 需要指出的是模拟区域中所包含的阿拉伯海那部分区域范围很小, 其海洋分量完全受外模式 B-HYCOM 所提供的侧边界条件的影响, 为简便起见, 在耦合过程中在海洋模式中将其设置为陆地, 其海表温度和单独的大气模式一样由 OISST 提供.

为评估耦合模式的性能, 我们设计了如下几个试验. 首先, 分别将单独的 RegCM3 和 HYCOM(包括 B-HYCOM 和区域 HYCOM)从 1982-01-01 时起积分到 2001-12-31, 共 20 年, 作为与耦合模式对比的控制试验(以下简称 CTL). 耦合模式在直接耦合的情况下也积分相同的 20 年, 模拟结果显示在靠近日本的南部海区模拟的 SST 比控制试验偏冷 2℃左右(图略). 分析其中可能的原因是 RegCM3 在海表处所模拟的净短波辐射偏低于 HYCOM 的需求, 使得耦合后海洋分量模拟的 SST 明显偏低, 这种情况尤以夏季最为明显. 单独的 RegCM3 模拟过多的云覆盖可能是模拟的净短波辐射出现偏低的主要原因. 因此, 我们将单独的 RegCM3 模拟和 HYCOM 需求的 20 年平均的净短波辐射做差, 然后将该差值作为订正量添加到耦合的过程中, 然后将耦合模式从 1982-01-01 年开始重新运行 20 年. 为方便讨论, 将该通量调整后的耦合试验以 ACPL 表示.

3 模拟结果分析

考虑到耦合模式在运行之初需要一个自身调整的过程, 因此将耦合模式第一年(1982 年)的模拟结果不作分析, 下面将在后 19 年积分(1983~2001 年)的基础上对模拟结果给出一个初步的分析.

3.1 基本气候态

图 1 给出了模式模拟及观测的年平均 SST 的空间分布. 由图 1 中可以看到, 耦合试验和控制试验(图 1(a), (b)中的等值线)均可以模拟出观测中 SST 出现的大尺度空间分布特征. 模拟的 SST 呈北冷南暖分布, 随纬度增加而减小; 在中高纬度及靠近大陆的海区等温线密集, 而低纬海区则相对稀疏. 这其中对于观测中的吕宋岛东部海区 SST 的相对高值区以及北孟加拉湾的相对低值区, 耦合试验的模拟效果尤为突出. 和观测 SST 相比, 控制试验模拟的 SST 在日本东部沿海偏低, 而在黑潮(Kuroshio), 日本海沿岸以及渤海等海区则偏高(图 1(b)中的彩色区域). 耦合后, 日本东部沿海的冷偏差仍然存在, 但黑潮区域的暖偏差则变小且日本海北部的暖偏差转为冷偏差(图 1(a)中的彩色区域). 耦合前后的明显差别主要位于靠近大陆的沿海区域(图 1(d)), 耦合试验模拟的 SST

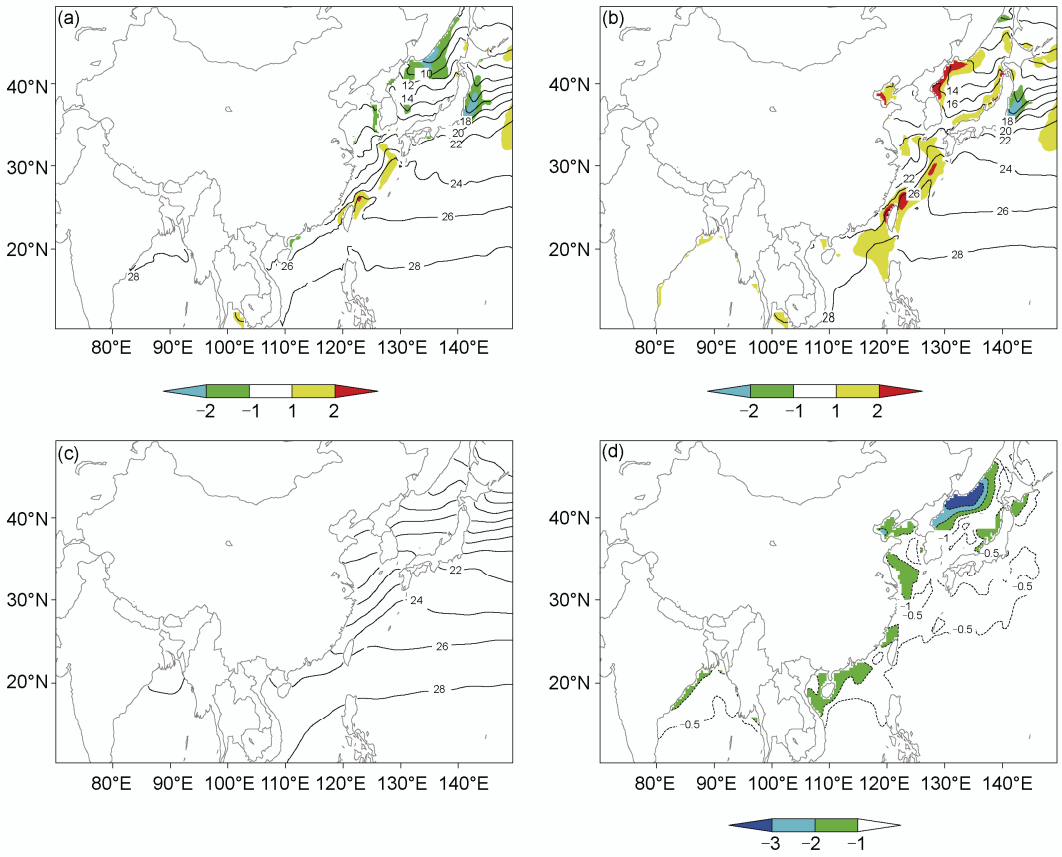

图 1　耦合试验(a)、控制试验(b)模拟和 HadSST2(c)的年平均海表温度(℃)空间分布及耦合模式和控制试验的差值分布(d)

(a), (b)中的阴影区域为模拟与观测(c)的偏差; (a), (b)和(d)中阴影区域的偏差超过 1℃

比控制试验普遍偏冷 0.5℃左右，特别是日本海北部，其偏冷幅度可达 3℃. 结合耦合试验和观测的偏差(图 1(a))可以发现，耦合试验在 32°N 以南的大部分海区和观测更为一致，较控制试验存在明显改善. SST 偏冷是海气耦合模式的顽疾，如 Ren 和 Qian[31]发展的区域海气耦合模式模拟的 SST 出现明显的冷漂移. 而在直接耦合的情况下，我们的耦合模式也在日本以南海区出现了 2℃ 左右的冷偏差. 而在该试验中通过调整大气模式 RegCM3 输送给海洋模式的净短波辐射就可以有效地消除耦合模式中的冷偏差，并且也减弱了在未耦合状态下海洋模式 HYCOM 模拟的 SST 偏暖问题，表明子模式间净短波辐射的不一致可能是耦合模式中 SST 偏冷的主要原因. 但同时我们也注意到这种通量订正方法对于日本海北部作用很小，其较强的冷偏差需要做进一步的分析.

图 2 为耦合试验和控制试验模拟的海表流场的空间分布以及两者之间的差别. 已有的观测表明，东亚海区存在两支主要的表面流系：北赤道流(NEC)和黑潮. 从模拟结果可以看到，耦合试验和控制试验均可以很好地模拟出 NEC 和黑潮的空间分布特征. 黑潮的最大流速超过 0.6 m/s 并且在其右侧尤其是日本以南海区存在明显的大尺度反气旋性弯曲[45]. 耦合后，耦合试验和控制试验的显著差别(图 2(c))在于流速大于 0.2 m/s 的 NEC 的流幅变宽、黑潮通过吕宋海峡对南海入侵的减弱以及南海南部和孟加拉湾处表层流速的加大. 此外，日本以南黑潮右侧的反气旋性大弯曲的位置以及东海及日本北部沿岸的南向流也存在一定差别. 与单独海洋模式运行时所用的 2.5°ERA-40 再分析资料相比，耦合后由大气模式模拟得到的较高分辨率(60 km)的风应力强迫以及中低纬度较强的风速(图 5(a))是上述海流耦合前后出现差别的主要原因.

夏季降水是东亚季风气候的一个显著特征. 耦合模式能较好地再现东亚雨带由南至北的空间分布

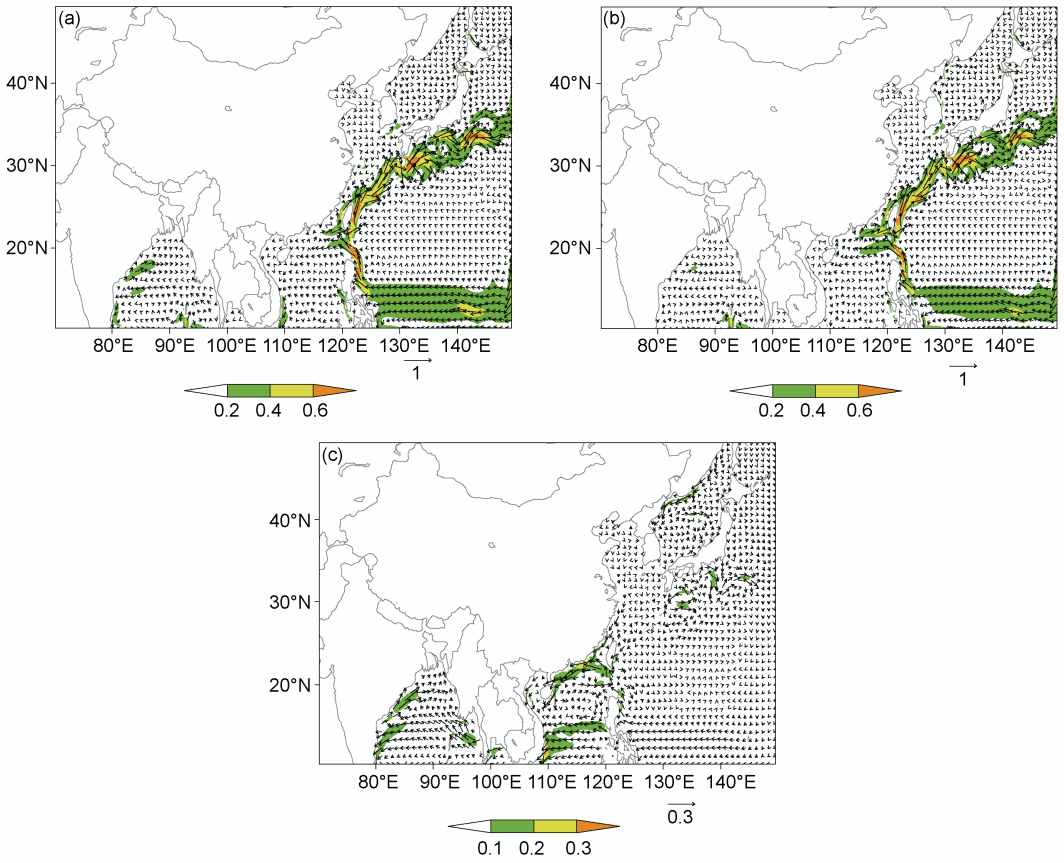

图 2 耦合试验(a)、控制试验(b)模拟的年平均海表流场(单位: m/s)的空间分布以及两者的差值分布(c)

(a)和(b)中阴影区域流速大于 0.2 m/s, (c)中阴影区域流速偏差大于 0.1 m/s

特征(图 3(a)). 但是和观测相比(图 3(b))仍然存在明显的误差: 如青藏高原东部、喜马拉雅山南部、中国西北及中亚地区出现的虚假降水中心; 中南半岛尤其是其西海岸耦合模式模拟的降水也较观测明显偏多, 同样的情况也出现在印度半岛中西部, 而且模拟的偏差幅度甚至超过观测的降水量本身. 除此以外, 耦合模式模拟的中国华南以及东北的降水均比观测要强, 但在长江流域中下游及其以北地区则表现为降水模拟偏少. 上述偏差也同样在 CTL 的模拟结果中发现(图略), 因此这种降水模拟能力的不足是由于大气模式 RegCM3 本身的缺陷引起的. 尽管如此, 耦合模式和控制试验相比还是存在一定程度上的改善, 在中南半岛的西部沿海区域无论是平均偏差(图 3(c))还是均方根误差(图 3(d))都明显减小; 但泰国及柬埔寨等地区则误差增大, 不过这种误差增大可能是由于模式本身的边界效应所致. 中国东部沿海的大多数区域也存在较明显的改善, 耦合试验与观测的均方根误差明显小于控制试验, 特别是华南、长江中下游, 中国东北南部以及台湾地区. 在日本、印度半岛等区域也表现为明显的改善, 但中国华北、印度中部以及菲律宾群岛的模拟效果变差. 此外, 我们还可以发现耦合前后的主要差别以及耦合后均方根误差减少较为明显的区域均是靠近海洋的区域, 例如中南半岛的西海岸、中国华南、日本等; 而东亚的内陆地区则不显著(图 3(c)和(d)), 表明海气相互作用对沿海地区的影响较显著, 而对“上游”的内陆地区则无较大影响. 对于海洋区域而言, 最明显的差别是在西太平洋副热带高压直接控制下的区域耦合后模拟的降水变少, 但与控制试验相比却更接近观测值(图略). 而耦合后降水增多的区域则主要是黑潮、南海中部、北赤道流西部以及孟加拉湾东北部等地区. 耦合前后在海洋区域出现的上述差别在某种程度上和海表气温耦合前后的差别(图略)具有一致性, 故下垫面 SST 的不同是海洋区域耦合前后降水出现变化的主

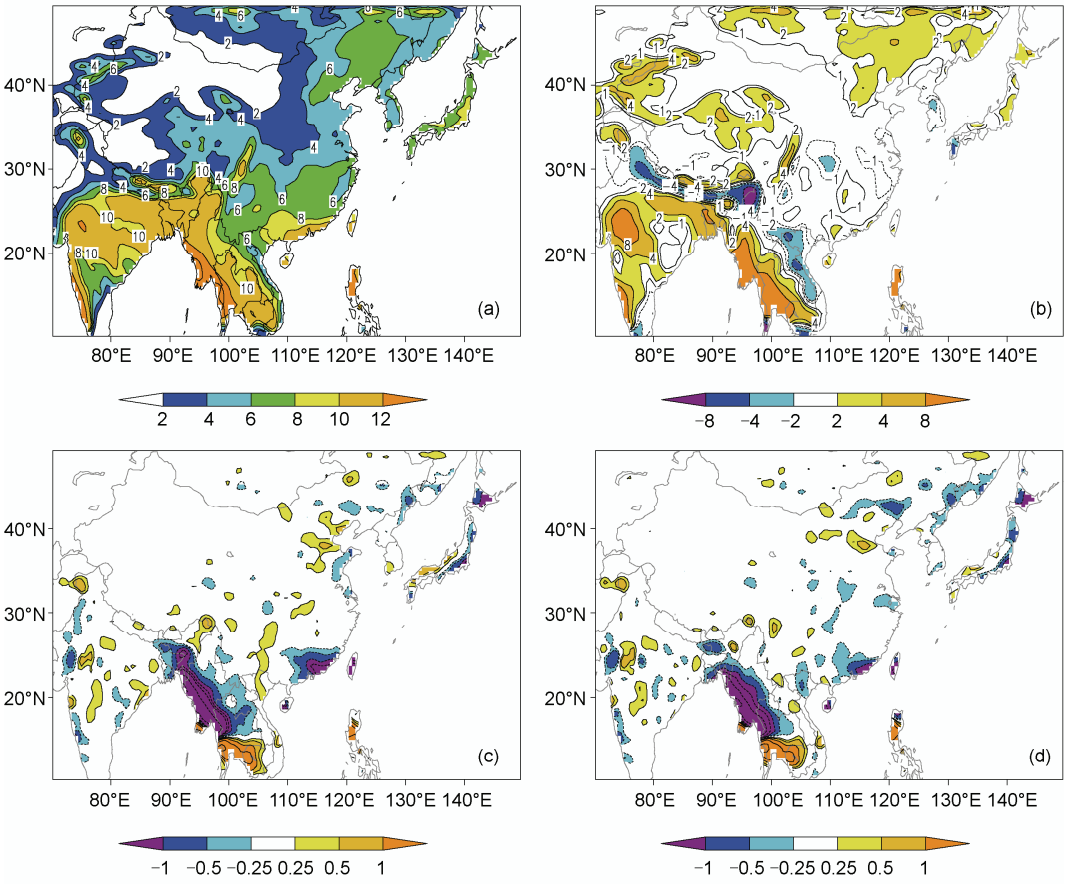

图 3　耦合试验模拟的夏季降水的空间分布(a)、与观测[44]的误差(b)、与 CTL 的差值分布(c)以及耦合试验和控制试验与观测的均方根误差之差(d)

单位: mm/d. (a)中阴影区域降水量大于 2 mm/d, (b)中阴影区域降水偏差超过 2 mm/d, (c)和(d)中阴影区域降水偏差超过 0.25 mm/d

要原因; 但西太平洋副热带高压的变化所引起的大气环流的变化也肯定会对降水的模拟产生一定程度的影响, 但究竟影响多大目前还不清楚.

降水的多寡以及雨带的分布与水汽输送关系极为密切[46,47]. 尽管耦合试验和控制试验采用相同的侧边界强迫, 但考虑海气相互作用与否所引起的海表边界条件的不同必然会导致相应的大气环流以及水汽输送状况发生变化. 这里我们采用从地表至 300 hPa 的垂直积分来表示整层的水汽输送(图(4)). 从观测分析中(图 4(c))可以发现, 在东亚上空存在两支较为明显的水汽输送带: 其一为由印度(西南)季风引起的强水汽输送带; 其二是沿西太平洋副热带高压西南侧由东南季风带来的水汽输送带. 控制试验(图 4(b))可以基本模拟出上述两个分支, 但与观测相比存在明显误差: 模拟的南海北部以及华南地区的第一支水汽输送量过强且模拟的第二支水汽输送带位置过于偏东. 造成上述误差的主要原因是控制试验模拟的中低纬度风速过强以及西太平洋副热带高压(图 5(b))偏弱. 与控制试验相比, 耦合试验(图 4(a))模拟的两支水汽输送量要少一些, 特别是在南海北部以及西北太平洋南部, 偏低的幅度在 3 kg/(m·s)左右. 受此影响, 华南地区的水汽输送量也相应减少, 因此也就使得华南地区模拟的降水变少, 从而更接近于观测的降雨量. 此外, 耦合模式对长江中下游地区的水汽输送量比控制试验稍强, 因此减少了控制试验在该处出现的模拟过少问题, 但不足之处在于在华北以及东北地区耦合试验模拟的水汽输送强于控制试验, 使得降雨量增多(图 3(c)和(d)), 误差增大.

为更进一步探讨耦合前后水汽输送的差别以及由此引起的降水不同的原因, 我们分析了耦合前后夏季 850 hPa 风场以及位势高度场的变化. 从控制试验可以看出(图 5(b)), 在东亚大陆大部以及西北太平

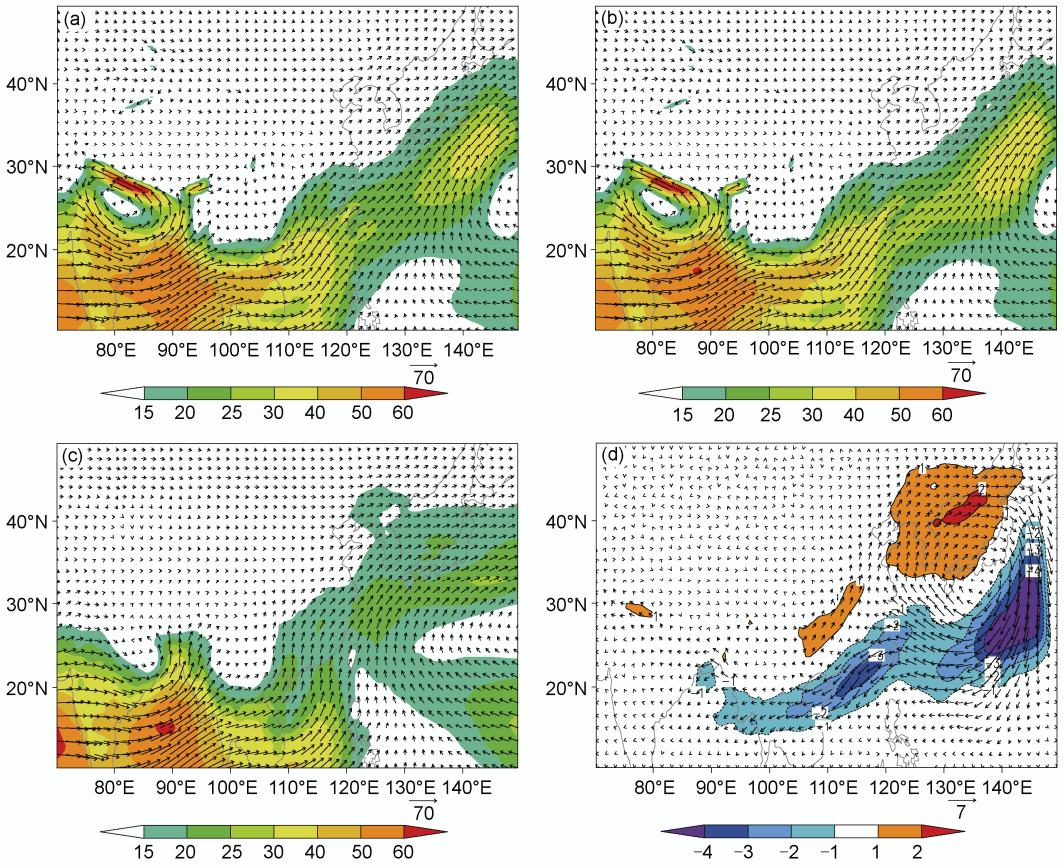

图 4 耦合试验(a)、控制试验(b)模拟和 ERA-40 再分析资料(c)的夏季整层水汽输送(单位: kg/(m·s))以及耦合试验与控制试验的差值分布

其中(a)~(c)中阴影区域水汽输送量高于 70 kg/(m·s); (d)中阴影区域偏差超过 1 kg/(m·s)

洋海区控制试验模拟的位势高度要低于观测，因此也使得沿副热带高压西部北上的南风在中国东部的大部分地区偏弱，而低纬度的由印度季风所带来的西南风则明显强于观测(图 5(c))，进而使模拟的水汽输送和降水较观测出现明显偏差. 耦合后对此有较明显的改善(图 5(a))，两者的差值表现为以西北太平洋海区为中心的正(反气旋性)偏差，即耦合后模拟的副热带高压强度增大. 副热带高压的这种正偏差改善了控制试验中出现的南海北部、华南地区的西南风过强，长江中下游的南风偏弱等问题. 但同时，该正偏差也增强了中国华北及东北地区的西南风速，使水汽输送增多，因此也就造成了耦合试验在上述区域模拟的降水误差的增大(图 4(d)). 中低层的其他等压面的位势高度场以及风场如 500 hPa(图略)也可以得到和 850 hPa 等压面类似的结果. 因此，耦合后南海以及西北太平洋海区的局地海气相互作用通过对副热带高压强度的改进使得中低层大气环流得到改善，并通过改善中低层水汽输送进而提高了模式对降水的模拟能力.

3.2 降水季节性移动

东亚降水伴随着西太平洋副热带高压的北跳和静止而出现雨带的季节性移动和相对静止，其移动的时机及静止的时间长短将直接影响东亚不同地区降雨量的多寡，因此评估模式对中国降水的模拟能力，其中一个很重要的内容就是考察模式能否模拟出东亚雨带随季节移动的特征. 从观测结果可以看出(图 6(c))，5 月主要的雨带位于华南，而 6 月下旬 7 月上旬，雨带会北跳至长江流域，梅雨季节开始(日本称 Bai-u，韩国称 Chama). 然后，雨带在 7 月底至 8 月之间再次北跳至中国华北以及东北地区，随后在 9 月份又很快地往亚洲东南退去. 许多模式，包括一般

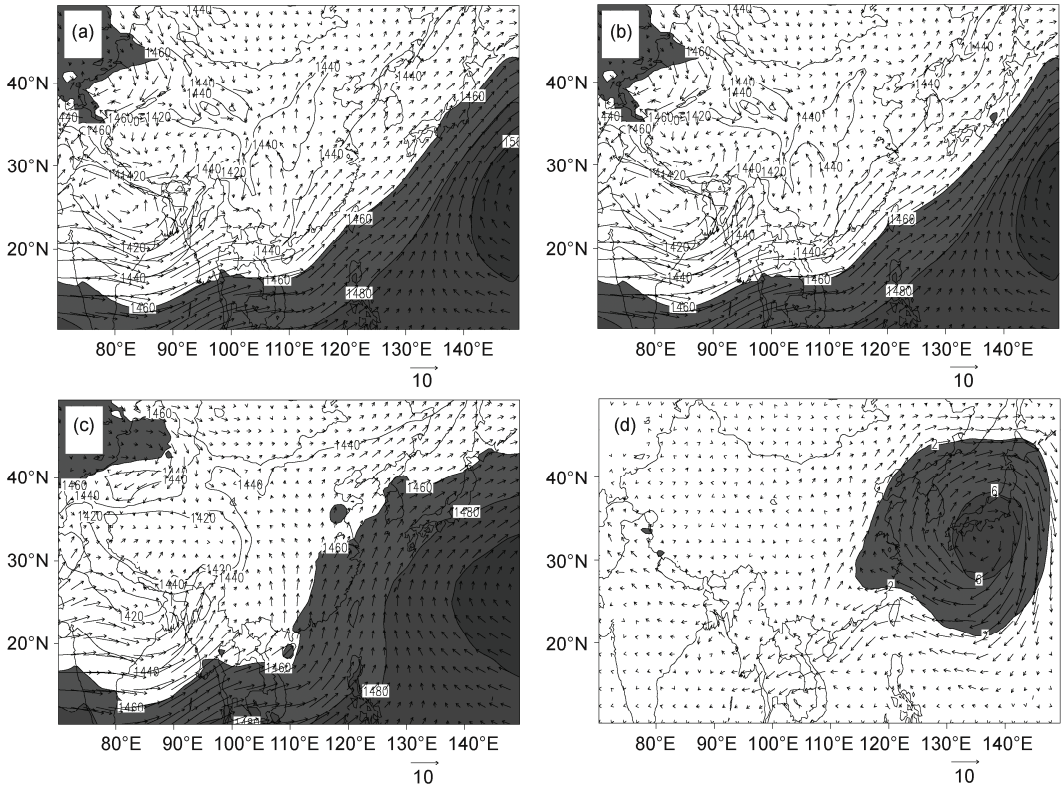

图 5　耦合试验(a)、控制试验(b)模拟和 ERA-40 再分析资料(c)的夏季 850 hPa 风矢量(单位: m/s)和位势高度(单位: gpm)的空间分布以及耦合试验和控制试验的差值分布(d)

(a)~(c)中阴影区域等高线高于 1460 gpm, (d)中阴影区域等高线差别超过 2 gpm

大气环流模式和海气耦合模式在内的全球尺度模式(GCM), 都无法很好地模拟出东亚雨带这一季节性变化. 但耦合试验和控制试验却可以抓住东亚雨带移动的基本特征(图 6(a)和(b))并且耦合试验比控制试验存在部分改善. 耦合试验模拟的 6 月底 7 月初的雨带范围明显优于控制试验, 更为接近观测, 尤其是 7 月初的降水中心. 但对 7 月下旬到 8 月份中高纬度(35°~45°N)的降水模拟和控制试验一样效果欠佳, 模拟的雨带位置明显偏北且降水开始时间要提前于观测, 其南部的 30°N 左右地区也存在同样的问题. 此外, 对于中国华北(35°~42°N)模拟的降水偏少, 而对 7~8 月间东北地区(约 42°~48°N)降水的模拟则偏强明显. 但总体来看, 耦合试验的模拟效果要优于控制试验. 上述不足也与图 3 中平均降水的误差分布基本一致, 并且降水的年际变化(图 7)对此也有一定的体现.

3.3　年际变率

东亚夏季降水显著的年际变率也是造成该地区灾害频发的一个主要原因. 图 7 给出了模拟与观测降水距平相关的空间分布. 和控制试验相比, 耦合试验在中国东部的大部分地区如华南、长江中下游、华北东部以及中国东北都存在较明显的改善. 而上述地区均靠近海洋, 受海气相互作用较强. 模拟结果中通过 95%置信水平检验的有两个较显著的区域, 分别为中国中部到长江流域一带及中国东北地区, 对比耦合前后结果可以发现, 耦合试验在上述区域和观测的相关性均要优于控制试验, 表明耦合模式模拟的年际变化和单独的大气模式相比, 和观测更为接近. 为清楚显示其改善程度, 我们也在表 1 中给出了区域平均的相关系数, 可以看到, 在考虑海气相互作用后在中国东部的 4 个典型区域其相关系数都有一定的提高, 其中以夏季(6 ~ 8 月)雨带所处的长江中下游地区改善最为显著. 在日本、朝鲜半岛、中南半岛、印度半岛等降水气候平均态得到改善的区域降水年际变率在耦合后均得到不同程度的改善.

耦合实验和控制实验模拟结果的不同来源于在

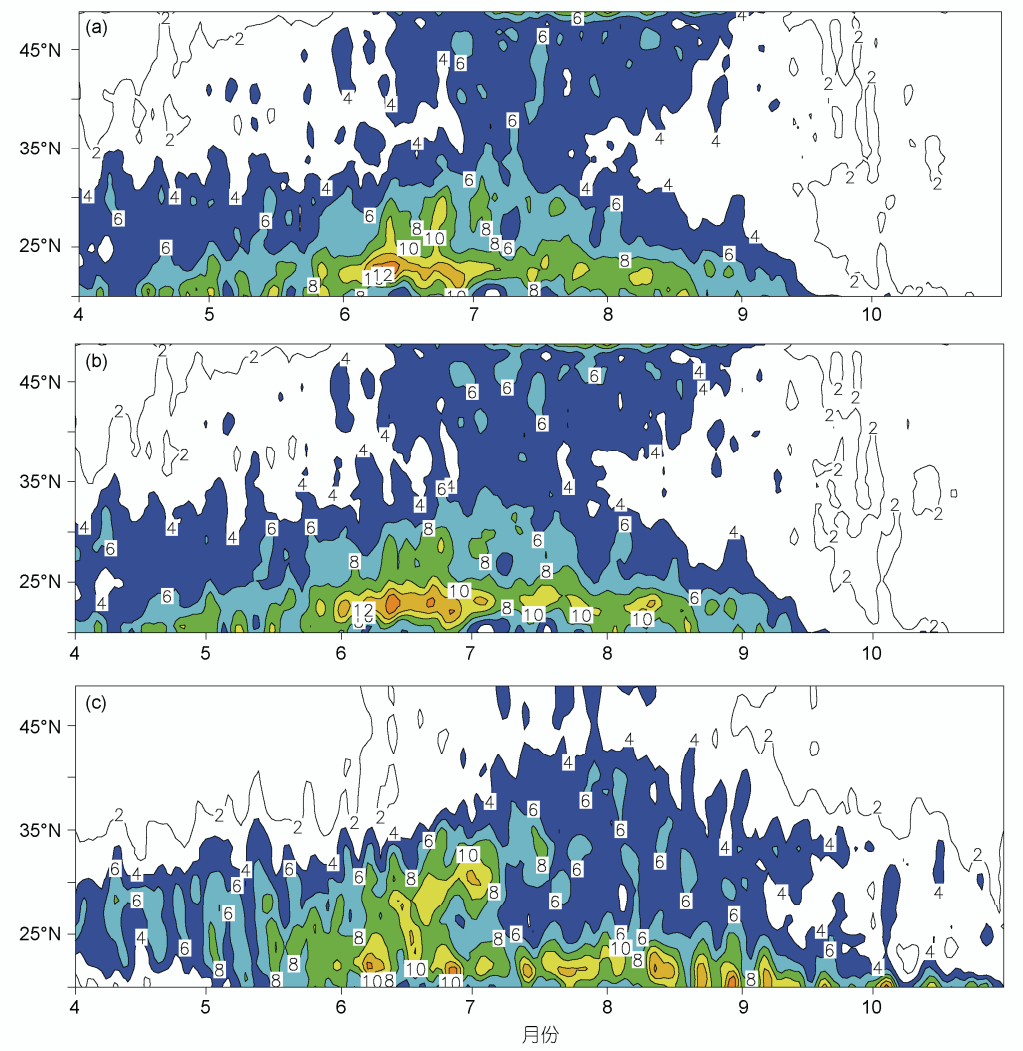

图 6 耦合试验(a)、控制试验(b)模拟和观测[44](c)的纬向平均降水(单位: mm/d)的时间-纬度分布

图中阴影区域降水量大于 4 mm/d

耦合模式中考虑了海气相互作用的影响. Wu 等人[48]研究指出在平均降水充沛的区域, 海气间的耦合作用至关重要. 相关研究[49,50]也表明太平洋海区的海温异常对长江中下游地区的降水有着重要的影响, 这其中尤以南海, 黑潮以及西北太平洋海区的影响最为明显. 因此, 这里我们给出了模式模拟的长江流域夏季降水和同期海表温度的相关关系的空间分布(图 8), 以此来探求耦合后降水年际变率得到的改善的可能原因. 由观测可以看出, 显著正相关的区域为南海、菲律宾群岛以东和台湾岛附近的黑潮区域以及 148°E 左右的西北太平洋海区(图 8(c)), 是影响长江流域夏季降水的几个关键海区. 耦合试验和控制试验(图 8(a)和(b))均可以模拟出观测中出现的呈显著正相关的区域, 而且相关系数及范围都要明显大于观测. 此外, 耦合试验模拟降水与观测海温的相关性在关键海区要高于控制试验(图 8(d)), 表明两者之间的关系耦合后更为密切, 从而使得耦合模式模拟的长江流域降水的年际变率得以改善(图 7(a)).

4 小结

本文发展了一个包含中国绝大部分地区以及东亚的区域海气耦合模式, 该模式由 RegCM3 和 HYCOM 组成并由 OASIS3 耦合器控制, 大气模式的分辨率为 60 km, 海洋模式为 33 km. 和其他研究中对海洋热力学侧边界张弛逼近到到气候态方法不同, 该模式采用了单向嵌套方法来实现. 此外, 为减少直

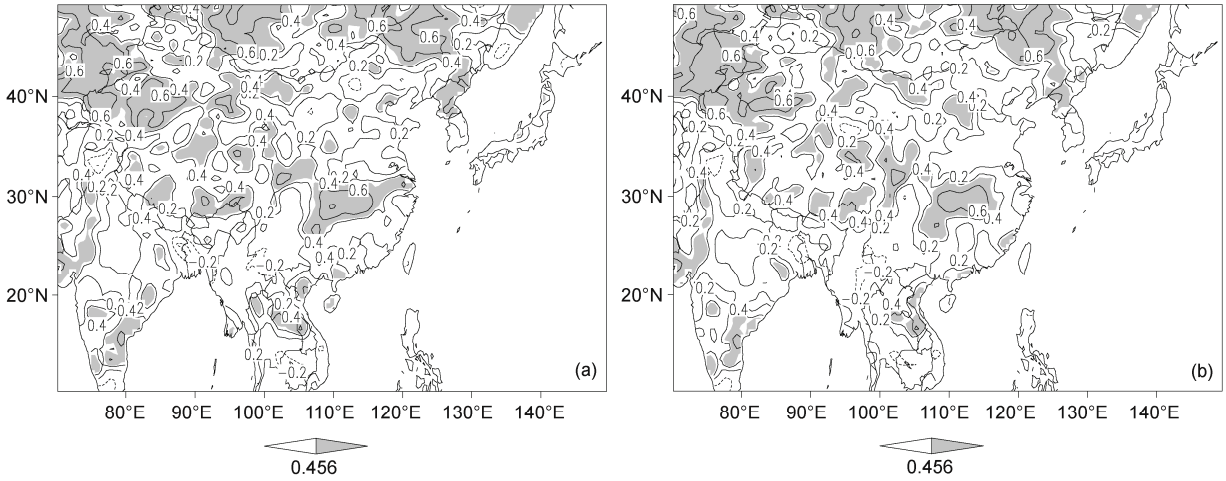

图 7　模式模拟的降水与观测相关的空间分布

(a) 耦合试验, (b) 控制试验. 其中阴影区域为通过 95%置信水平检验的区域

表 1　中国不同区域模拟降水和观测相关的空间分布

	东北地区 (42°~46°N, 115°~132°E)	华北地区 (35°~42°N, 110°~122°E)	长江中下游 (28°~32°N, 110°~120°E)	华南地区 (22°~26°N, 110°~120°E)
CTL	0.37	0.18	0.43	0.22
ACPL	0.41	0.20	0.48	0.27

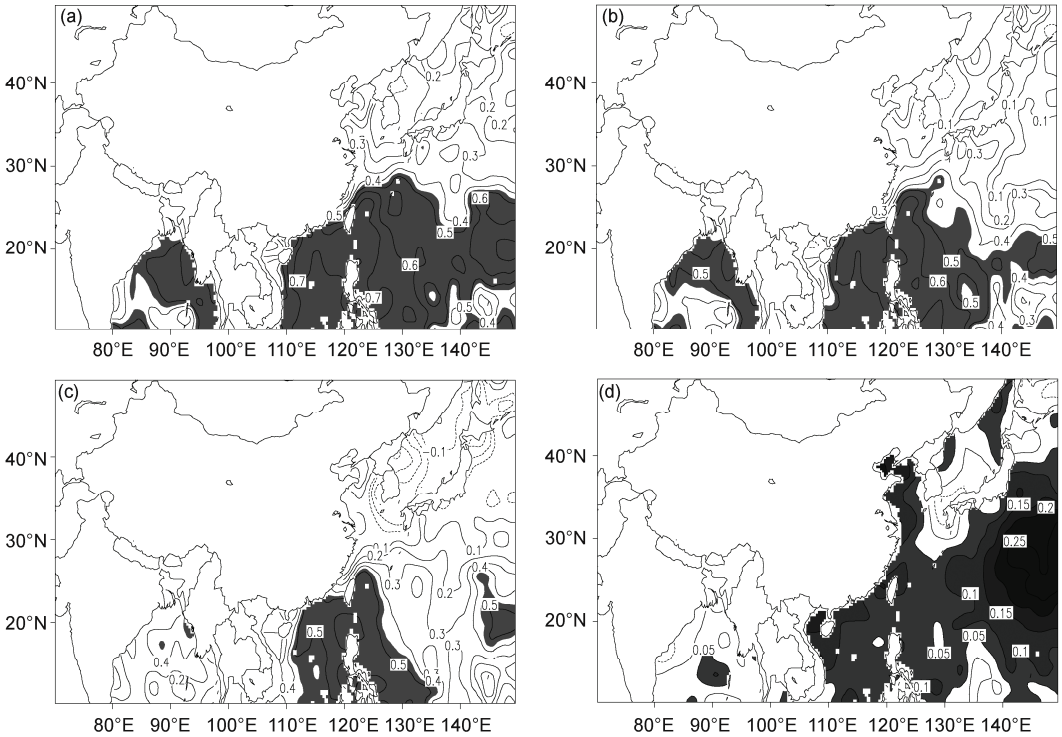

图 8　长江流域夏季降水与同期海温相关关系的空间分布

(a) 耦合试验, (b) 控制试验, (c) ERA-40, (d) 耦合试验与控制试验之间的差值分布. 其中(a)~(c)中阴影区域为通过 95%信度检验的区域; (d)中阴影区域为正偏差超过 0.05 的区域

接耦合情况下耦合模式模拟的 SST 与观测之间出现的冷偏差, 在耦合过程中以单独的大气和海洋模式模拟的气候平均的净短波辐射差作为订正量进行通量调整. 该模式从 1982 年开始在 ERA-40 及 B-HYCOM 的强迫下持续积分 20 年. 初步的分析表明, 该耦合模式与控制试验相比, 也可以较好地模拟出东亚地区从季节到年际尺度的主要环流特征, 如海表温度、海表流场、降水等. 而且在模式中引入海气相互作用后, 在一定程度上可以提高对东亚季风环流的平均态和时间变率的模拟能力, 尤其是对东亚和我国引起巨大灾害之一的降水. 但和观测相比, 耦合模式的不足之处也是较明显的, 这其中的主要原因之一可能来自于未耦合的模式本身, 如大气模式 RegCM3 模拟的海表净短波辐射要低于海洋模式的需求. 这种净短波辐射的不一致使得直接耦合后模拟的 SST 出现冷偏差. Gao 等人[29]的研究表明大气模式 RegCM2 模拟的东亚降水的空间分布及强度对模式的分辨率十分敏感, 采取较高分辨率及较好的地形均能够提供较为真实的物理和动力过程, 从而改善模拟效果; 同时也指出在东亚进行区域气候模式时采用 60 km 的分辨率是一个十分关键的转折点. 我们所发展的耦合模式中大气模式的分辨率恰好满足了上述条件, 而耦合模式模拟的初步结果也十分令人满意, 因此更长时间的积分以及从日变化到年代际变化更加详细的分析工作也正在进行中. 将来, 我们会利用该区域海气耦合模式对东亚环流开展诸如 20 km 乃至更高分辨率的模拟研究, 我们的最终目标是将该区域海气耦合模式嵌套进全球海气耦合模式, 由其提供区域模式运行所需的边界条件, 从而对东亚地区未来的气候变化进行更加精细地预测/预估.

参考文献

1 Dickinson R E, Errico R M, Giorgi F, et al. A regional climate model for the western United State. Clim Change, 1989, 15: 383—422
2 Giorgi F, Bates G T. The climatological skill of a regional model over complex terrain. Mon Weather Rev, 1989, 117: 2325—2347
3 Gustafsson N, Nyberg L, Omstedt A. Coupling of a high-resolution atmospheric model and an ocean model for the Baltic Sea. Mon Weather Rev, 1998, 126: 2822—2846
4 Li Y, Xue H, John M B. Air–sea interactions during the passage of a winter storm over the Gulf Stream: A three-dimensional coupled atmosphere–ocean model study. J Geophys Res, 2002, 107: 3200, doi:10.1029/2001JC001161
5 Loglisci N, Qian M W, Rachev N, et al. Development of an atmosphere-ocean coupled model and its application over the Adriatic Sea during a severe weather event of bora wind. J Geophys Res, 2004, 109: D01102, doi:10.1029/2003JD003956
6 Pullen J, Doyle J D, Signell R P. Two-way air-sea coupling: A study of the Adriatic. Mon Weather Rev, 2006, 134: 1465—1483
7 Lynch A H, Chapman W L, Walsh J E, et al. Development of a regional climate model of the western Arctic. J Clim, 1995, 8: 1555—1570
8 Powers J G, Stoelinga M T. A coupled air-sea mesoscale model: Experiments in atmospheric sensitivity to marine roughness. Mon Weather Rev, 2000, 128: 208—228
9 Döscher R, Willén U, Jones C, et al. The development of the regional coupled ocean-atmosphere model RCAO. Boreal Environ Res, 2002, 7: 183—192
10 Schrum C, Hübner U, Jacob D, et al. A coupled atmosphere/ice/ocean model for the North Sea and the Baltic Sea. Clim Dyn, 2003, 21: 131—151, doi 10.1007/s00382-003-0322-8
11 Aldrain E, Sein D V, Jacob D, et al. Modeling Indonesian rainfall with a coupled regional model. Clim Dyn, 2005, 25: 1—17
12 Xie S P, Miyama T, Wang Y, et al. A regional ocean–atmosphere model for Eastern Pacific climate: Toward reducing tropical biases. J Clim, 2007, 20: 1504—1522, doi: 10.1175/JCLI4080.1
13 Seo H, Miller A J, Roads J O. The scripps coupled ocean-atmosphere regional (SCOAR) model with applications in the Eastern Pacific sector. J Clim, 2007, 20: 381—402
14 陈隆勋, 王予辉. 南海和西太平洋暖池表面温度对东亚季风影响的数值模拟. 北京: 气象出版社, 1996. 184—197
15 吴国雄, 李建平, 周天军, 等. 影响中国短期气候异常的关键区: 亚印太交汇区. 地球科学进展, 2006, 21: 1109—1118
16 史学丽, 丁一汇, 刘一鸣. 区域气候模式对中国东部夏季气候的模拟试验. 气候与环境研究, 2001, 6: 249—254
17 许吟隆, Richard J. 利用 ECMWF 再分析数据验证 PRECIS 对中国区域气候的模拟能力. 中国农业气象, 2004, 25: 5—9
18 张英娟, 高会旺, Gerhard L. 区域气候模式 REMO 对东亚季风季节变化的模拟研究. 气候与环境研究, 2005, 10: 41—55
19 鞠丽萍, 王会军. 用全球大气环流模式嵌套区域气候模式模拟东亚现代气候. 地球物理学报, 2006, 49: 52—60
20 Huang A N, Zhang Y C, Gao X F. Impacts of coastal SST variability on the East Asian summer monsoon. Adv Atmos Sci, 2007, 24: 259—270
21 高学杰, 张冬峰, 陈仲新. 中国当代土地利用对区域气候影响的数值模拟. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2007, 37: 397—404

22 张冬峰, 欧阳里程, 高学杰, 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

23 Gao X J, Zhao Z C, Ding Y H, et al. Climate change due to greenhouse effects in China as simulated by a regional climate model. Adv Atmos Sci, 2001, 18: 1224—1230

24 Gao X J, Zhao Z C, Giorgi F. Changes of extreme events in regional climate simulations over East Asia. Adv Atmos Sci, 2002, 19: 927—942

25 Gao X J, Pal J S, Giorgi F. Projected changes in mean and extreme precipitation over the Mediterranean region from a high resolution double nested RCM simulation. Geophys Res Lett, 2006, L03706, doi:10.1029/2005GL024954

26 许吟隆, 张颖娴, 林万涛, 等. "三江源"地区未来气候变化的模拟分析. 气候与环境研究, 2007, 12: 667—675

27 张勇, 许吟隆, 董文杰, 等. SRES B2 情景下中国区域最高、最低气温及日较差变化分布特征初步分析. 地球物理学报, 2007, 50: 714—723

28 Gao X J, Shi Y, Song R Y, et al. Reduction of future monsoon precipitation over China: Comparison between a high resolution RCM simulation and the driving GCM. Meteor Atmos Phys, 2008, 99: 73—86, doi: 10.1007/s00703-008-0296-5

29 Gao X J, Xu Y, Zhao Z C, et al. On the role of resolution and topography in the simulation of East Asia precipitation. Theor Appl Climatol, 2006, 86: 173—185, doi 10.1007/s00704-005-0214-4

30 Feng L, Zhang Y C. Impacts of the thermal effects of sub-grid orography on the heavy rainfall events along the Yangtze River Valley in 1991. Adv Atmos Sci, 2007, 24: 881—892

31 Ren X J, Qian Y F. A coupled regional air-sea model, its performance and climate drift in simulation of the East Asia summer monsoon in 1998. Int J Climatol, 2005, 25: 679—692

32 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

33 Sasaki H, Kurihara K, Takayabu I, et al. Preliminary results from the coupled atmosphere-ocean regional climate model at the Meteorological Research Institute. J Metero Soc Jpn, 2006, 84: 389—403

34 Pal J S, Giorgi F, Bi X Q, et al. The ICTP RegCM3 and RegCNET: Regional climate modeling for the developing world. Bull Amer Meteorol Soc, 2007, 88: 1395—1409

35 Pal J S, Small E E, Eltahir E A B. Simulation of regional-scale water and energy budgets: Representation of subgrid cloud and precipitation processes within RegCM. J Geophys Res, 2000, 105: 29579—29594

36 Zeng X, Zhao M, Dickinson R E. Intercomparison of bulk aerodynamic algoriths for the computation of sea surface fluxes using TOGA COARE and TAO data. J Clim, 1998, 11: 2628—2644

37 张冬峰, 高学杰, 赵宗慈, 等. RegCM3 区域气候模式对中国气候的模拟. 气候变化研究进展, 2005, 1: 119—121

38 Bleck R. An oceanic general circulation model framed in hybrid isopycnic-Cartesian coordinates. Ocean Model, 2002, 4: 55—88

39 Valcke S. OASIS3 User Guide (prism_2—5). PRISM Support Initiative Report No.3, 2006, 64

40 Uppala S M, Kallberg P W, Simmons A J, et al. The ERA-40 re-analysis. Q J R Meteorol Soc, 2005, 131: 2961—3012, doi: 10.1256/qj.04.176

41 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

42 Teague W J, Carron M J, Hogan P J. A comparision between the Generalized Digital Environmental Model and Levitus climatologies. J Geophys Res, 1990, 95: 7167—7183

43 Rayner N A, Brohan P, Parker D E, et al. Improved analyses of changes and uncertainties in sea surface temperature measured in situ since the mid-nineteenth century: The HadSST2 data set. J Clim, 2006, 19: 446—469

44 Xie P, Yatagai A, Chen M, et al. A gauge-based analysis of daily precipitation over East Asia. J Hydrometeoro, 2007, 8: 607—626

45 Hu X M, Xiong X J, Qiao F L, et al. Surface current field and seasonal variability in the Kuroshio and adjacent regions derived from satellite-tracked drifter data. Acta Oceanol Sin, 2008, 27: 11—29

46 Zhang Y C, Qian Y F. Numerical simulation of the regional ocean circulation in the coastal areas of China. Adv Atmos Sci, 1999, 16: 443—450

47 Zhou T J, Yu R C. Atmospheric water vapor transport associated with typical anomalous summer rainfall patterns in China. J Geophys Res, 2005, 110: D08104, doi:10.1029/2004JD005413

48 Wu R G, Kirtman B P. Roles of Indian and Pacific Ocean air-sea coupling in tropical atmopsheric variability. Clim Dyn, 2005, 25: 155—170

49 陈文, 康丽华, 王玎. 我国夏季降水与全球海温的耦合关系分析. 气候与环境研究, 2006, 11: 259—269

50 李春. 长江中下游夏季降水与西北太平洋海温的耦合模态分析. 热带海洋学报, 2008, 27: 38—45