

中南半岛影响南海夏季风建立 和维持的数值研究* P42 A

徐海明 何金海 温敏

董敏

(南京气象学院, 南京 210044)

(国家气候中心, 北京 100081)

摘要 利用美国大气研究中心研制的第三代公共气候模式(CCM3)模拟了中南半岛对南海夏季风的建立和维持的影响, 数值试验结果表明, 中南半岛对南海夏季风的建立和维持起了非常重要的作用。同时还就中南半岛影响南海夏季风建立和维持的机制进行了讨论。

关键词: 中南半岛; 南海; 夏季风; 数值模拟

1 引言

研究表明^[1], 亚洲夏季风的爆发最早出现在南海, 然后向北伸展到中国大陆及日本以南西太平洋地区, 向西北伸展到孟加拉湾和印度, 因而南海季风区被认为是东亚夏季风爆发的源地。因此, 南海夏季风爆发特征和机制的研究对于正确认识整个亚洲夏季风的爆发及其随后的发展是至关重要的, 同时也是东亚地区夏季降水准确预报的关键因素之一。近年来, 国内外有关南海夏季风爆发的机制和原因已有了一些研究, 但还没有明确的结论。大量的研究表明, 南海表层海温在5~6月份的增暖^[2]、基本气流的对称不稳定^[3]和低频振荡及中纬度系统的触发作用^[4,5]等均可能导致南海夏季风的爆发。何金海等^[6]采用黑体辐射温度(TBB)资料对南海夏季风爆发的过程进行了研究, 结果表明南海夏季风爆发于5月中旬, 它较印度季风要早一个月, 这与文献[1]的结果是一致的。同时他们指出, 4月份TBB高值区首先在中南半岛地区开始断裂为东、西两部分(意味着中南半岛对流开始活跃), 随后, 分别向东、向西撤退。正是TBB高值带东段(相应于西太平洋副热带高压)的迅速东撤并伴随着北移, 导致了南海-西太平洋地区对流的活跃和夏季风的建立。究竟是什么原因引起对流首先在中南半岛地区活跃以及随后TBB高值带的迅速东撤? 引起夏季风建立和维持的根本原因是海陆的热力对比即海陆温差, 随着北半球太阳辐射从冬到夏的逐渐增强, 由于海洋和陆地热力特性的差异, 陆地增暖快于海洋, 导致海陆温差梯度先反转然后再加大, 当该温差梯度达到某一临界值时即可引起夏季风的建立或爆发。因此, 我们认为中南半岛在由冬到夏的迅速增温引起的对大气的感热加热, 可能对亚洲夏季风最早在南海爆发起着非常重要的作用。实际情况是否如此, 还有待用数值模拟来验证, 这对于揭示南海夏季风爆发的原因和维持的机制是十分有意义的。

2000-04-11收到, 2001-03-11收到再改稿

* 国家攀登计划“南海季风试验研究”和国家自然科学基金资助项目49735170共同资助

本文利用美国大气研究中心 (NCAR) 研制的第三代公共气候模式 (CCM3) 来研究中南半岛在南海夏季风建立和维持中所起的作用, 并探讨其影响南海夏季风建立和维持的机制。

2 数值模式和试验方案

本文所用模式为 CCM3, 它是在第二代公共气候模式 (CCM2) 的基础上改进而成的, 采用 σ -P 混合坐标的全球谱模式, 垂直分为 18 层, 大气顶取在 2.9 hPa, 水平分辨率为 T42 (相当于经纬度间距 2.8° 左右, 全球共 128×64 个格点)。模式包括了辐射、对流、垂直扩散、边界层及陆面过程等各种物理过程, 同时还包括了日变化。辐射通量每隔 1 h 计算一次, 在这之间辐射通量保持不变。时间积分步长为 20 min。它与 CCM2 相比, 在云的参数化、晴空长波辐射、深对流、边界层过程和陆面过程都作了改进。经过这些改进, 模式的辐射偏差已大为减少, 减弱了过强的水循环, 使潜热释放及降水率均接近观测, 辐射收支已接近平衡。关于模式的详细说明和改进可参阅 Kiehl 和 Hack 等人的工作^[7,8]。

CCM3 模式中所用的海温为多年平均海温资料, 模式在运行过程中保持海温的季节变化而没有年际变化。为了研究中南半岛对南海夏季风的影响, 我们设计如下两个数值试验:

试验 1 采用经过多年积分后得到的 9 月 1 日模式场作为本试验的初始场, 然后再积分 330 天, 每 5 天取一次平均作为一次结果输出, 该试验我们称之为控制试验, 用 CTL 表示。

试验 2 为了研究中南半岛对南海夏季风爆发及其维持的影响, 我们将 20°N 以南的中南半岛改为海洋, 同时将中南半岛变为海洋后的海温值用同纬度邻近海域的海温来代替, 然后, 再采用与试验 1 相同的初始场和积分时间以及相同的结果输出频率。该试验我们称之为无中南半岛试验, 用 NZT 表示。

3 试验结果分析

3.1 CCM3揭示的南海夏季风建立特征

能否成功模拟中南半岛对南海夏季风建立及其维持的影响, 关键在于 CCM3 控制试验 (CTL) 中能否很好地模拟出南海夏季风的主要特征。图 1 给出了控制试验中南海所在区域 ($5 \sim 20^\circ\text{N}$, $105 \sim 120^\circ\text{E}$) 平均的 850 hPa 纬向风随时间的演变。从图中可以看到, 区

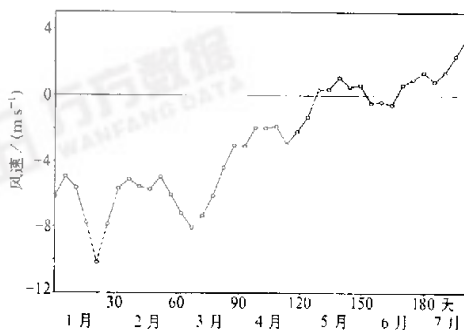


图 1 控制试验中 (CTL) 南海区域 ($5 \sim 20^\circ\text{N}$, $105 \sim 120^\circ\text{E}$) 850 hPa 平均纬向风随时间的演变图

域平均纬向风从冬到夏的总体特征是逐渐增加的,即东风减小、西风增强,但在东风减小、西风增强的过程中明显存在 30~60 天的低频振荡。从图中还可以看到,在 5 月的第 2 候平均纬向风由东风开始转为西风,且该西风一直维持到 5 月底。从 850 hPa 纬向风的时间-经度和时间-纬度的剖面图上(图 2、3),同样也清楚地反映出南海 5 月中上旬明显有一次西风的增强过程。在区域平均的降水量图上(图略),5 月第 3 候降水量也有一个明显的增强过程,结合降水量和纬向风两个要素的演变特征,可确定南海夏季风在 5 月 3 候爆发,这与用实际观测资料所确定的南海夏季风平均在 5 月中旬建立是比较一致的。

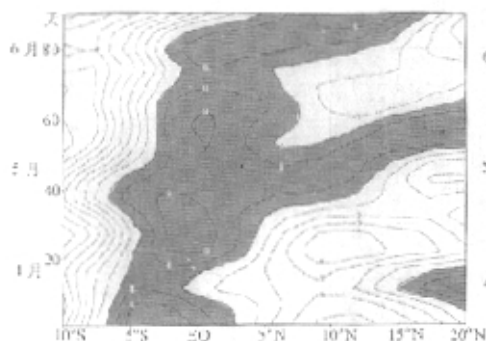


图 2 控制试验中 (CTL) 850 hPa 纬向风沿
105°~120°E 的时间-纬度剖面图
阴影区为风速大于 0 的区域

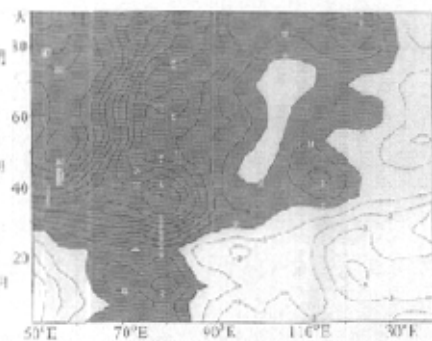


图 3 控制试验中 (CTL) 850 hPa 纬向风沿
5°~15°N 的时间-经度剖面图
阴影区为风速大于 0 的区域

下面分析 CCM3 控制试验中南海夏季风建立前后对流层低层大气环流的演变特征。图 4 给出了控制试验中 CCM3 模拟的 4~6 月 850 hPa 风场的演变情况。由图可见: 4 月份, 西太平洋上为强大副热带高压所控制, 西太平洋副热带高压的西部脊向西伸至我国南海和中南半岛上空, 南海上空盛行副热带高压南侧的偏东气流, 即南海夏季风还没有建立; 印度半岛东部上空为一近似南北走向的槽, 即天气学上所谓的印缅槽, 印度半岛则主要受到槽后西北气流所控制, 此时, 索马里越赤道气流和赤道印度洋上西风还未出现。5 月份, 索马里附近已出现了较强的向北越赤道气流, 该气流越过赤道转向后, 在赤道印度洋的北侧形成了较强的赤道西风, 该西风一直向东扩展至中国南海南部; 同时, 西太平洋副热带高压西部脊已明显减弱东撤, 原先位于印度半岛东部上空的印缅槽已东移至印度东部沿海上空, 槽前的西南风气流相应增强并向东经孟加拉湾东部、中南半岛扩展至我国南海上空, 表明夏季风已开始南海建立; 此时, 印度半岛中北部仍受到印缅槽后的西北气流所控制, 印度夏季风还没有建立。6 月份, 索马里越赤道气流进一步加强, 该气流越过赤道转向后, 在阿拉伯海上空形成了强的西南气流并向东扩展至整个印度半岛上空, 从印度半岛北部经中南半岛至我国南海上空为一近似东南-西北走向的季风槽所控制, 表明 6 月份印度夏季风已经建立, 而南海夏季风则进入盛期。图 5 给出 40 年平均的 4~6 月 850 hPa 风场分布, 所用资料取自 NCEP/NCAR

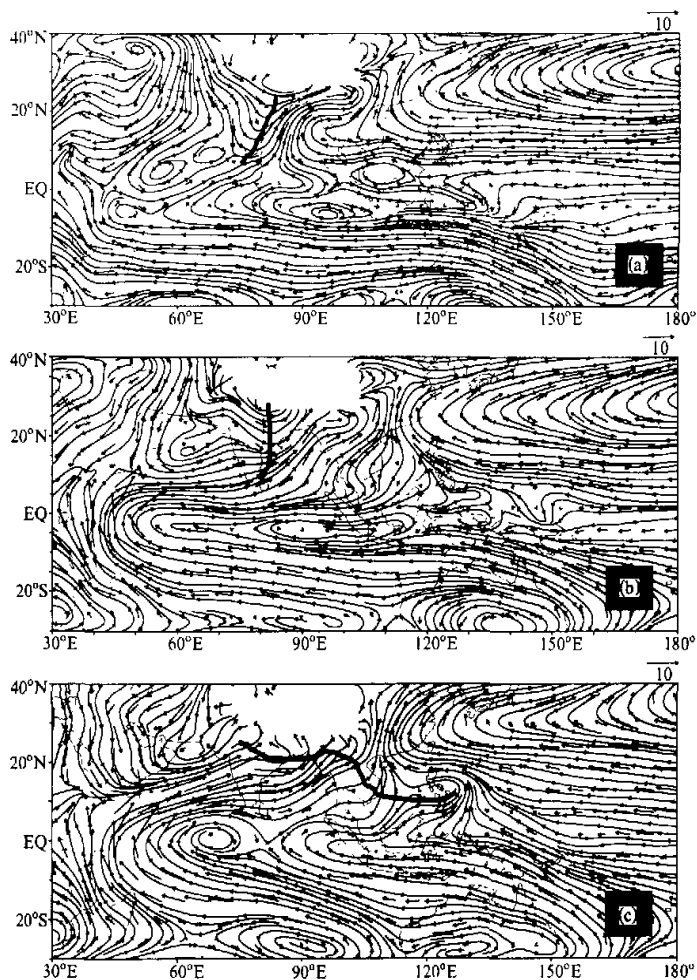


图 4 CCM3 控制试验中 (CTL) 4~6 月 850 hPa 风场
(a) 4 月; (b) 5 月; (c) 6 月

40 年再分析数据集。比较图 4 和图 5, 我们不难发现 CCM3 所模拟的 4~6 月的大尺度环流场, 除了太平洋副热带高压的西部脊在 6 月份略微偏北和 7 月份偏西偏北外, 与实际的观测结果是一致的。这表明 CCM3 对亚洲夏季风, 特别是南海夏季风的一些主要特征还是具有比较强的模拟能力。

3.2 中南半岛对南海夏季风的影响

图 6 为无中南半岛试验 (NZT) 中, 南海区域 (5~20°N, 105~120°E) 平均的 850 hPa 纬向风随时间的演变。从图中可以看到, 从冬到夏南海区域的东风分量也是逐渐减小的, 但在整个过程中都没有出现西风。这从 850 hPa 纬向风的时间-经度和时

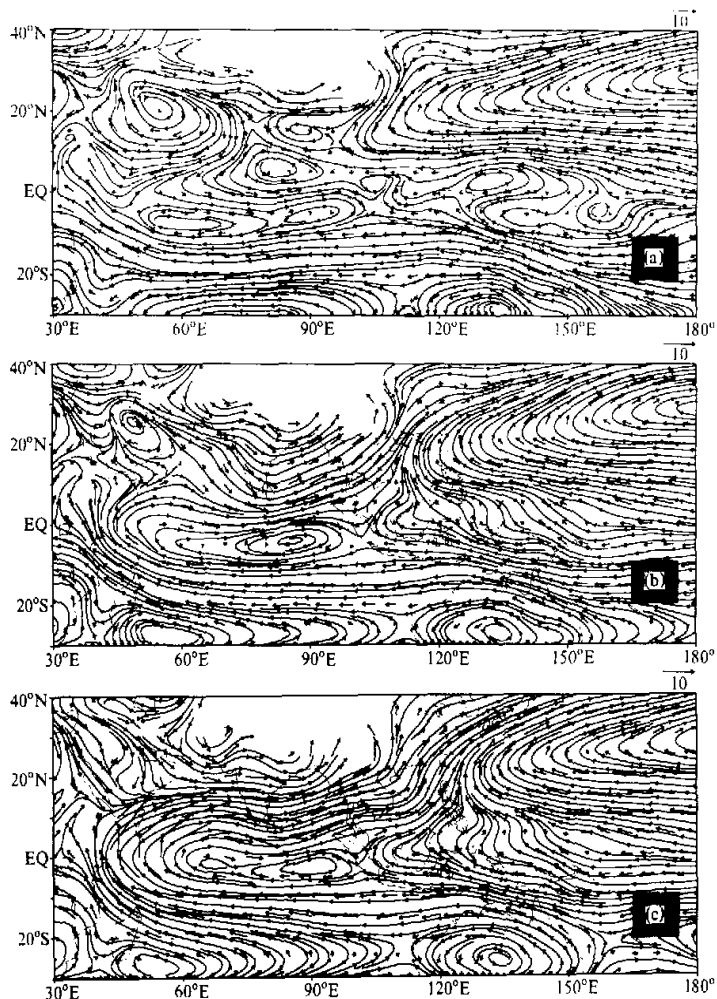


图5 40年(1958~1997年)月平均850 hPa风场
(a) 4月; (b) 5月; (c) 6月

间-纬度的剖面图上(图7、图8),也同样反映出5~6月南海区域没有出现西风分量。这表明当CCM3模式中仅仅去除了中南半岛以后便不再出现南海夏季风,而由以上的分析结果知道CCM3的控制试验能很好地模拟出5月中下旬南海夏季风建立过程,由此可见,中南半岛的存在对南海夏季风建立及其维持起了非常重要的作用。

图9给出了无中南半岛试验中,4~6月对流层低层850 hPa的水平流场。由图可见,在无中南半岛试验(NZT)中,4~6月西太平洋副热带高压的西部脊较控制试验中西太平洋副热带高压脊要强得多。西太平洋副热带高压的西部脊,自台湾以东的西北太平洋地区一直向西伸展至南海北部和中南半岛上空,整个南海基本上受到副热带高压

脊南侧的偏东风气流控制。由此可见, 当 CCM3 中不考虑中南半岛时, 西太平洋副热带高压脊较控制试验中的明显增强西伸并稳定地控制整个南海和中南半岛, 从而阻碍了南海夏季风的建立和维持。

综上所述, 当模式中包含了中南半岛时, CCM3 能很好地模拟出 5 月中下旬南海夏季风的爆发以及 6~7 月南海夏季风的维持; 而当模式中仅仅去除中南半岛以后, 南海夏季风无论在 5 月还是 6~7 月都不再出现。可见, 中南半岛对南海夏季风的形成和维持起了非常重要的作用。

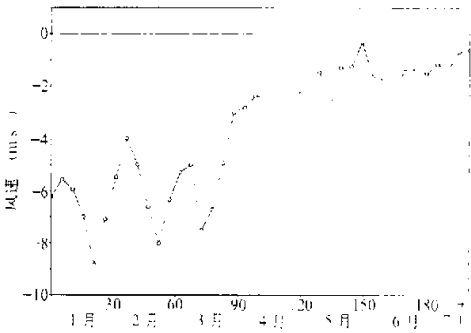


图 6 无中南半岛试验中南海区域 (5~20°N, 105~120°E) 850 hPa 平均纬向风随时间的演变图

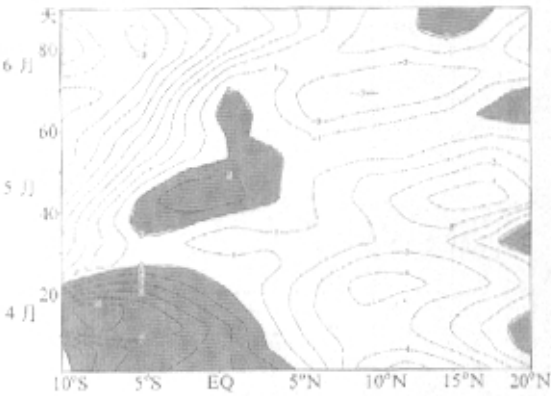


图 7 无中南半岛试验中 (NZT) 850 hPa 纬向风沿 105~120°E 的时间-纬度剖面图
阴影区为风速大于 0 的区域

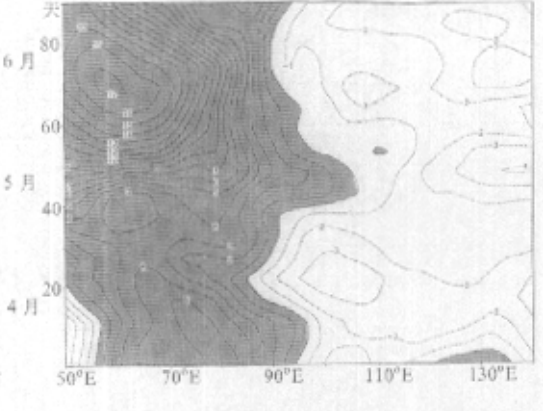


图 8 无中南半岛试验中 (NZT) 850 hPa 纬向风沿 5~15°N 的时间-经度剖面图
阴影区为风速大于 0 的区域

3.3 中南半岛对南海夏季风建立和维持影响的机理分析

由上面的分析, 我们知道中南半岛地形对南海夏季风的形成和维持起了非常重要的作用, 那么中南半岛又是通过何种机理影响南海夏季风的建立和维持的呢? 本节就这一问题进行讨论。

地形对大气环流的影响主要起到两方面的作用, 一是地形的动力强迫抬升作用, 另一个是地形的热力作用。由于中南半岛都为平原和丘陵地区, 它的动力强迫抬升作用很小, 对大气环流的作用主要表现在它的热力作用。在采用数值模拟结果讨论中南半岛的热力作用通过何种途径影响南海夏季风的建立和维持之前, 首先来看实际观测的结果。图 10、11 分别给出了 10 年平均的地表感热通量和地球同步卫星观测的 TBB 沿 10~20°N 的时间-经度剖面图, 其中地表感热通量取自 NCEP/NCAR 逐日再分析数据集, TBB 由日本气象研究所提供。由图可见, 在 2 月份中南半岛上空便出现了 80 W m^{-2}

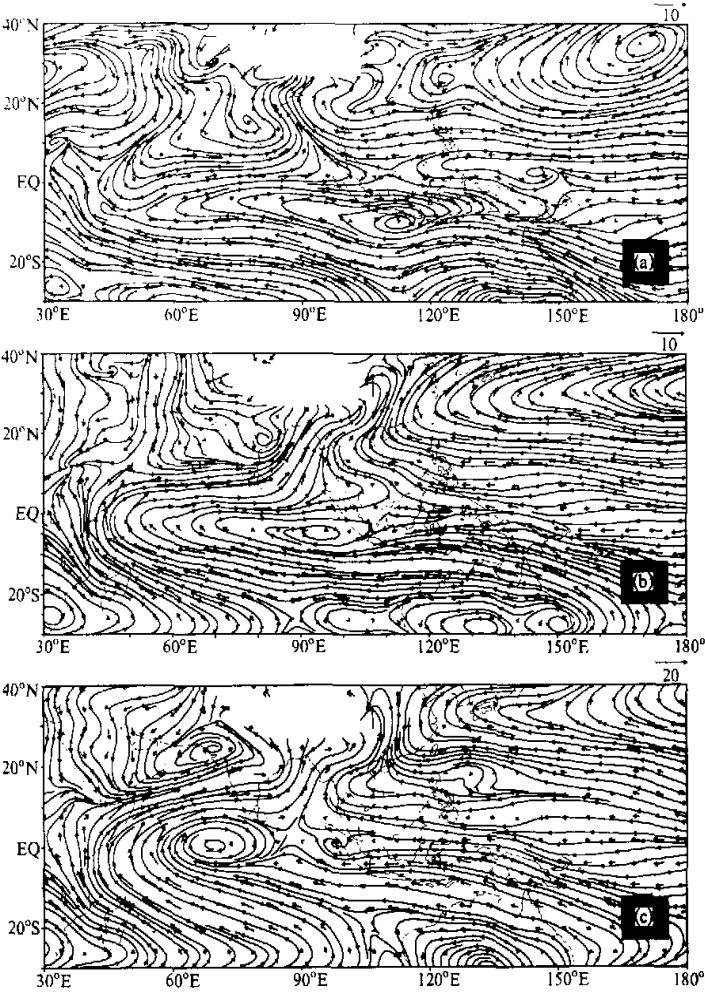
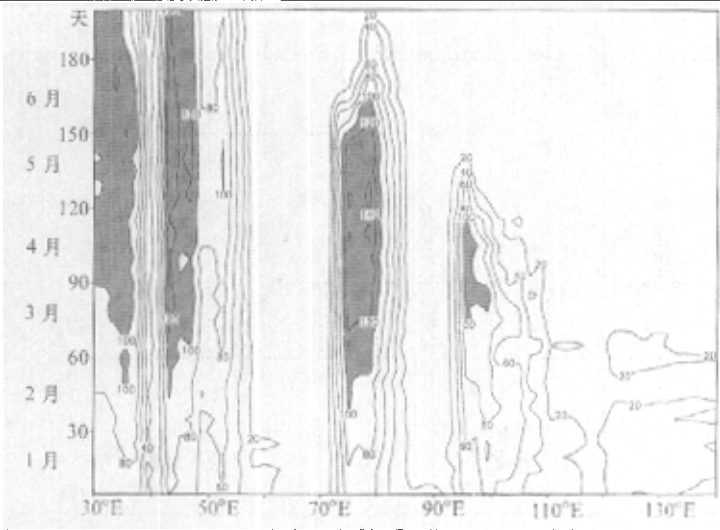


图9 无中南半岛地形试验中(NZT) 4~6月850 hPa风场
(a) 4月; (b) 5月; (c) 6月

以上的感热通量,并随时间增加逐渐增强,至3月中旬感热通量值达到了 100 W m^{-2} 以上,并一直维持到4月中旬,之后便逐渐减弱消失。与之相对应,随中南半岛上空感热加热的增强,TBB高值带3月份首先在中南半岛上空出现断裂(对应于副热带高压带断裂),4月份出现了对流活动,5月份出现了较强的对流($\text{TBB} < 260\text{ K}$)。由此可见,2~3月中南半岛上空出现的强感热加热,对副热带高压带首先在中南半岛上空断裂起了非常重要的作用,而副热带高压带的断裂又为中南半岛上空对流的产生创造了条件。4~5月中南半岛对流的出现,一方面阻碍了太阳辐射到达地面,使地表感热通量减小;另一方面又可能通过释放凝结潜热对南海夏季风的建立和维持产生影响。那么,



阴影区为数值大于 100 W m^{-2} 的区域

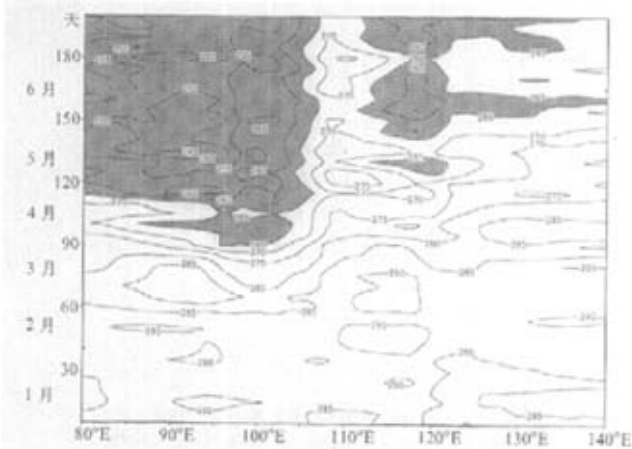


图 11 10 年 (1982~1991 年) 候平均的 TBB 沿 10°N ~ 20°N 的时间-经度剖面图
等直线间隔: 5 K , 阴影区为数值小于 265 K 的区域

中南半岛是否通过以上过程对南海夏季风的建立和维持产生影响？我们将用两个对比试验结果来加以分析讨论。

图 12 为控制试验和无中南半岛试验中地面感热通量沿 10°N ~ 20°N 的时间-经度剖面图。由图可见，在控制试验中由于中南半岛的存在，早在 2 月份中南半岛的上空便出现了强感热通量 (100 W m^{-2} 以上)，感热通量在 3 月份达到最强 (120 W m^{-2})，并一直维持到 4 月底，其变化特征与实际观测结果 (图 10) 是非常一致的，只是 CCM3 模拟的地表感热通量略大于观测值。在无中南半岛试验中，由于在 CCM3 中去除了中南半岛，所以，中南半岛上空的强感热通量便不再出现。由此可见，由于中南半岛的存在，

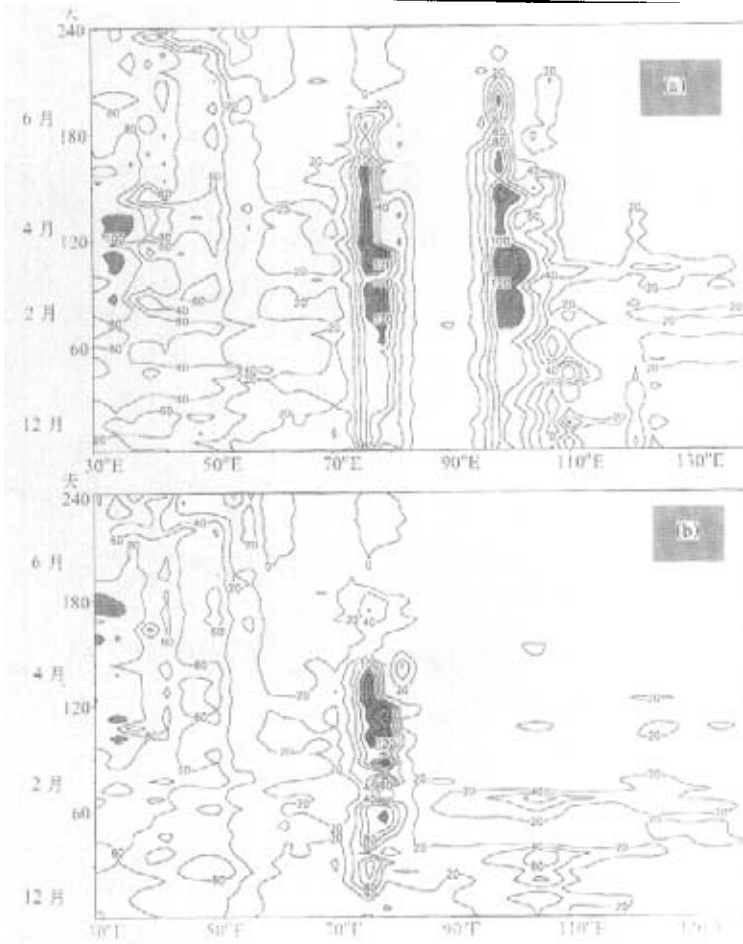


图 12 10~20°N 平均的感热通量的时间-经度演变图

(a) 控制试验 (CTL); (b) 无中南半岛地形试验 (NZT)

等值线间隔: 20 W m^{-2} , 阴影区为数值大于 100 W m^{-2} 的区域

在其上空 2 月份便出现了强的感热加热, 并一直维持到 4 月底, 这样强而持久的感热加热势必会对中南半岛上空及其邻近地区的温压场和大气环流产生影响。

图 13 分别给出了控制试验和无中南半岛地形试验中, 10~20°N 纬度带内平均的 850 hPa 温度在 50~140°E 范围内的纬向偏差随时间-经度的演变情况。由图可见, 在控制试验中, 4 月份之前印度半岛上一直维持正的温度偏差, 这说明印度半岛上的气温比邻近的阿拉伯海和孟加拉湾的气温都要高; 而在中南半岛所在经度上 (105°E 附近), 2 月份之前一直维持强的负偏差, 这说明在北半球冬季, 由于中南半岛的存在使中南半岛上空的气温比邻近的孟加拉湾和南海及西太平洋上的气温要低得多。到了 3 月份, 由于受到中南半岛地表强的感热加热的影响, 在中南半岛的西部首先出现正的温度

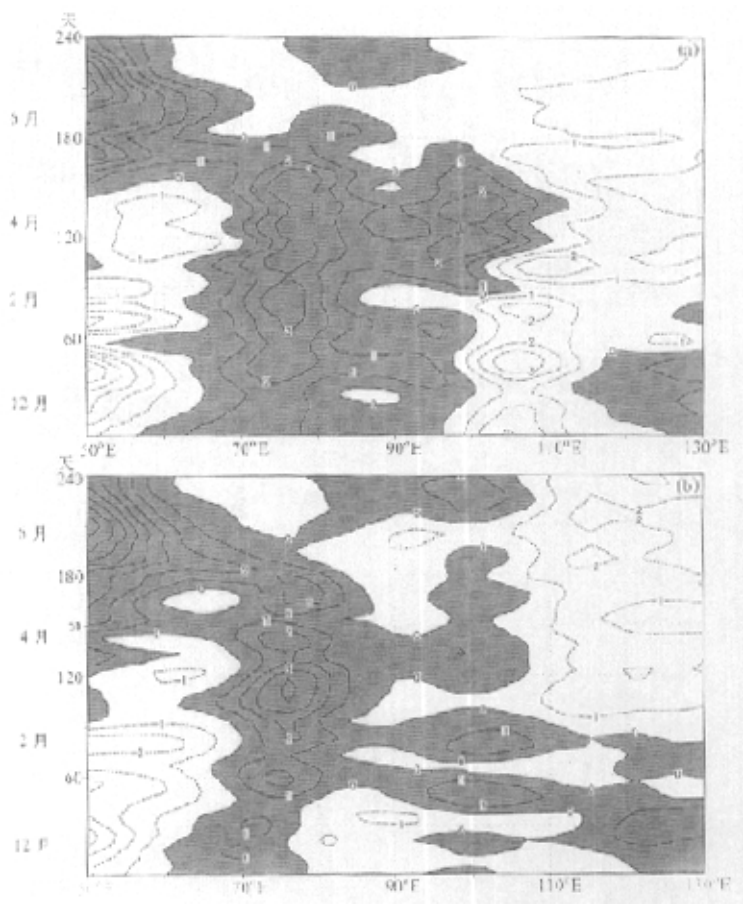


图 13 10~20°N 间 850 hPa 平均温度在 50~140°E 范围内纬向偏差的时间-经度演变图
(a) 控制试验 (CTL); (b) 无中南半岛地形试验 (NZT)
阴影区为偏差值大于 0 的区域

偏差，随后偏差迅速向东扩展至整个中南半岛，在 3 月中旬至 4 月中旬之间气温正偏差达到最强，其中心值达到 2℃ 以上。进入 5 月中旬即南海夏季风爆发以后，该正偏差也随之消失。在无中南半岛地形试验中，由于在模式中去除了中南半岛地形，中南半岛所在区域便不再出现强感热加热，与之相对应，在中南半岛上空的气温与其邻近的南海和孟加拉湾上空的气温不再出现明显的温差（图 13b）。由此可见，在南海夏季风爆发前 2 个月左右，中南半岛已通过强的感热加热使其上空的温度迅速增暖，从而使其与南海之间的东西向温度梯度在 3 月份便已产生反转，这可能是造成亚洲夏季风在南海地区最早爆发的根本原因。

图 14 分别给出了 4~6 月控制试验 (CTL) 与无中南半岛地形试验 (NZT) 之间

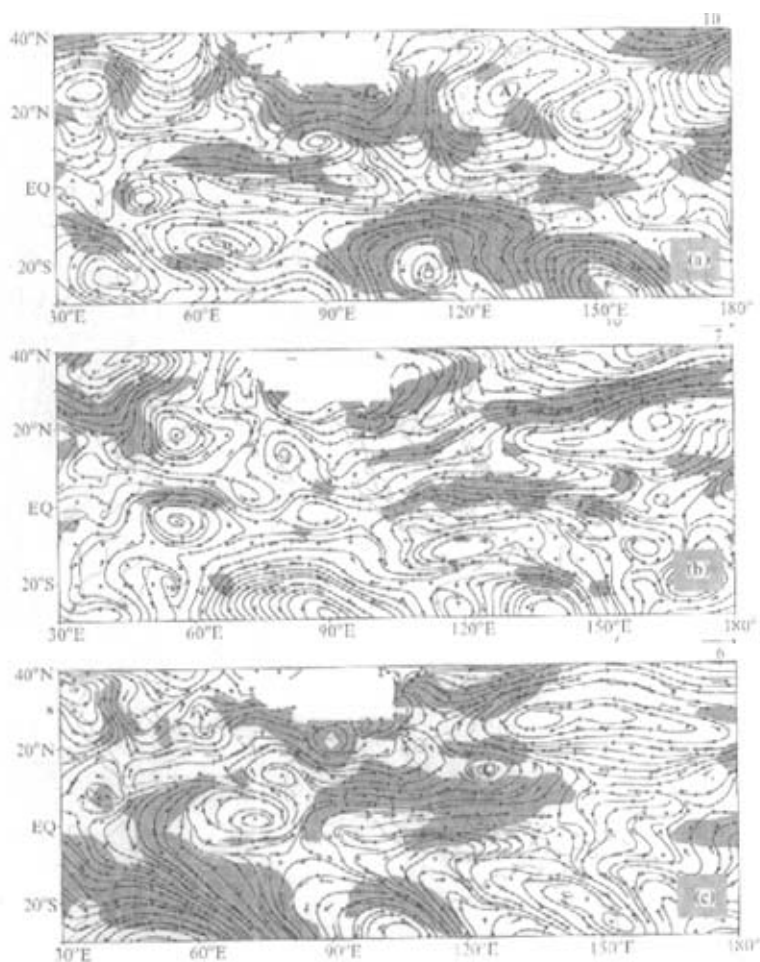


图 14 控制试验与无中南半岛地形试验之间 850 hPa 风矢量差

(a) 4 月; (b) 5 月; (c) 6 月

阴影区为通过 0.05 信度 t 检验区域

的 850 hPa 风场差。由图可见, 4 月份孟加拉湾上空为一反气旋性的差值环流中心, 中南半岛北部上空则为一闭合性的气旋性差值环流, 该气旋性差值环流沿中南半岛向西南方向一直延伸到南海南部, 而在巴士海峡以东的西太平洋上又为一个闭合的反气旋性差值环流, 这种东西向的反气旋、气旋和反气旋性差值环流的配置, 明显有利于西太平洋副热带高压脊在中南半岛上空断裂并向东移动; 5 月份, 在中南半岛北部形成一个气旋性的差值环流并向东扩展至南海北部和我国华南沿海 (图 14b), 在其南侧的整个南海和中南半岛产生一致的西南偏西差值气流, 明显有利于南海夏季风的建立; 中南半岛同

样对 6 月份的环流也产生一定的影响, 在中南半岛经我国南海中部至菲律宾上空激发出一个气旋性的差值环流, 并在菲律宾上空形成一个气旋性差值环流中心, 明显有利于南海季风槽的维持。

最近, 吴国雄等^[9]从动力角度研究了空间非均匀加热对副热带高压带的形成和变异的影响。下面, 就利用吴国雄等的研究结果, 从理论上探讨一下 3~4 月中南半岛上空的感热加热对副热带高压带断裂所产生的影响。由文献[9]中 (11) 式知, 水平非均匀加热与垂直涡度分量变化之间满足:

$$\left(\frac{\partial \zeta_z}{\partial t}\right)_x^Q \propto -\frac{g}{fT\theta_z} \frac{\partial T}{\partial x} \frac{\partial Q}{\partial x}, \quad (1)$$

$$\left(\frac{\partial \zeta_z}{\partial t}\right)_y^Q \propto -\frac{g}{fT\theta_z} \frac{\partial T}{\partial y} \frac{\partial Q}{\partial y}, \quad (2)$$

式中, Q 为非绝热加热率, T 为温度, θ 为位温。 $(\partial \zeta_z / \partial t)_x^Q$ 表示由于温度 (T) 和加热场 (Q) 的纬向分布不均匀而引起的垂直涡度变化, 而 $(\partial \zeta_z / \partial t)_y^Q$ 则表示由于温度 (T) 和加热场 (Q) 的经向分布不均匀而引起的垂直涡度变化。由图 12a 和图 13a 知, 3~4 月份, 中南半岛东西向感热加热和温度分布, 在中南半岛以东的南海地区满足 $(\partial T / \partial x) < 0$, $(\partial Q / \partial x) < 0$; 而在中南半岛以西的孟加拉湾则满足 $(\partial T / \partial x) > 0$, $(\partial Q / \partial x) > 0$ 。由 (1) 和 (2) 式可知, 在南海和孟加拉湾地区都有利于反气旋涡度的发展, 即 $(\partial \zeta_z / \partial t)_x^Q < 0$ 。由此可见, 中南半岛 3~4 月份出现的强感热加热以及由感热加热引起的对流层低层的增暖, 可使南海和孟加拉湾的反气旋性环流增强, 正如图 14a 所示, 在南海和孟加拉湾分别出现反气旋性差值环流中心; 而热力适应^[10]的结果使得感热加热局地上空出现气旋式环流, 从而可引起副热带高压带在中南半岛上空首先出现断裂。

综上所述, 中南半岛影响南海夏季风建立和维持的机理可概述为: 中南半岛首先通过感热加热对其上空温压场产生影响, 使副热带高压带首先在中南半岛上空出现断裂, 而高压带的断裂又为中南半岛上空对流的产生提供了一个切变辐合的有利条件。一旦中南半岛上空出现较强的对流, 其一方面阻碍了太阳辐射到达地面, 使地表感热通量迅速减小; 另一方面又可能通过释放凝结潜热对西太平洋副热带高压产生影响, 从而对南海夏季风的建立和维持产生影响。

4 结论

本文利用 CCM3 模拟了中南半岛对南海夏季风的建立和维持所产生的影响, 数值试验结果表明, 中南半岛地形对南海夏季风的建立和维持起了非常重要的作用。当 CCM3 中考虑了中南半岛时, 模式能很好地模拟出 5 月南海夏季风爆发和维持过程; 而当模式中仅去除了中南半岛后, 南海夏季风便不再出现。数值试验结果进一步表明, 在 2 月份, 中南半岛上便产生了强的感热加热中心, 至南海夏季风爆发前的 2 个月左右, 中南半岛便通过感热加热使其上空的气温迅速升高增暖, 并使其与邻近的南海和孟加拉湾的温度梯度产生反转。中南半岛上空出现的强感热加热及对流层低层的迅速增

暖, 则导致原先控制南海和中南半岛的西太平洋副热带高压的西部脊在中南半岛上空出现断裂并东撤, 而高压带的断裂又为中南半岛上空对流的产生提供了一个切变辐合的有利条件。一旦中南半岛上空出现较强的对流, 其一方面阻碍了太阳辐射到达地面, 使中南半岛地表感热通量迅速减小; 另一方面又可能通过释放凝结潜热对西太平洋副热带高压脊的减弱东撤产生影响。随西太平洋副热带高压脊的减弱东撤, 南海夏季风也随之建立和维持。

参 考 文 献

- 1 Tao Shiyan and Chen Longxun, A review of recent research on east Asian summer monsoon in China, *Monsoon Meteorology*, Oxford University Press, 1987, 60~92.
- 2 何有海, 关翠华, 甘子钧, 南海南部海洋上层的热振荡, *海洋学报*, 1992, 14(3), 19~28.
- 3 Lau, K. M. and Yang Song, Seasonal variation, abrupt transition and intraseasonal variability association with the summer monsoon in the GLA GCM, *J. Climate*, 1996, 9, 965~985.
- 4 Murakami, T., Chen Longxun and Xie An, Relationship among seasonal cycles low-frequency oscillations and transient disturbances as revealed from outgoing long wave radiation data, *Mon. Wea. Rev.*, 1986, 114, 1456~1465.
- 5 Chang, C. P. and T. J. Chen, Tropical circulation association with southwest monsoon onset and westerly surge over South China Sea, *Mon. Wea. Rev.*, 1995, 123, 3254~3267.
- 6 何金海, 朱乾根, M. Murakami, TBB资料揭示的亚澳季风区季节转换及亚洲夏季风建立的特征, *热带气象学报*, 1996, 12, 34~42.
- 7 Kiehl, J. T., J. J. Hack and G. B. Bonan et al., Description of the NCAR Community Climate Model (CCM3), NCAR Tech. Note, 1996, NCAR / TN-420+STR, 152 pp.
- 8 Kiehl, J. T., J. J. Hack and G. B. Bonan et al., The National Center for Atmospheric Research Community Climate Model: CCM3, *J. Climate*, 1998, 11, 1131~1150.
- 9 吴国雄, 刘屹峇, 刘平, 空间非均匀加热对副热带高压带形成和变异的影响 I: 尺度分析, *气象学报*, 1999, 57, 257~263.
- 10 吴国雄, 刘屹峇, 热力适应、过流、频散和副高 I. 热力适应和过流, *大气科学*, 2000, 24, 433~446.

A Numerical Study of Effects of the Indo-China Peninsula on the Establishment and Maintenance of the South China Sea Summer Monsoon

Xu Haiming, He Jinhai and Wen Min

(Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing 210044)

Dong Min

(National Climate Center, Beijing 10081)

Abstract In the context of CCM3 developed by NCAR, a numerical study is conducted on the effects of the Indo-China Peninsula on the establishment and maintenance of the South China Sea summer monsoon. Results indicate that the Indo-China Peninsula acts as a critical role in the establishment and maintenance of the South China Sea summer monsoon. The mechanism of the effect on the South China Sea summer monsoon of the Indo-China Peninsula is also discussed.

Key words: Indo-China Peninsula; South China Sea; summer monsoon; numerical simulation