

中南半岛对流对南海夏季风 建立过程的影响^{*}

温 敏¹⁾ 何金海²⁾ 肖子牛³⁾

1) (中国气象科学研究院, 北京 100081)

2) (南京信息工程大学气象学院, 江苏省气象灾害和环境变化重点实验室, 南京 210044)

3) (云南省气象科学研究所, 昆明 650034)

摘 要 利用 RegCM2 模式进行数值试验, 得到中南半岛对流对北半球副高带断裂、进而对孟加拉湾对流建立具有重要影响, 而孟加拉湾对流建立后激发的 Rossby 波列又是南海夏季风建立的主要因子之一。进一步分析中南半岛对流、副高带断裂及南海夏季风建立的年际变化, 得到中南半岛对流的强弱 (活跃的早晚) 与副高带在孟加拉湾北部断裂及南海夏季风爆发的早晚有密切关系。它们还与海温异常及纬圈环流的变化相联系: 当赤道中东太平洋海温偏暖 (冷) 时, Walker 环流偏弱 (强), 中南半岛对流偏弱 (强), 副高带断裂偏晚 (早), 南海夏季风建立偏迟 (早)。

关键词: 中南半岛对流; 副热带高压; 南海夏季风

文章编号 1006-9895 (2004) 06-0864-12 **中图分类号** P461 **文献标识码** A

1 引言

随着对季风研究的深入和各种基于现代技术的观测资料的使用, 人们对亚洲季风的建立过程有了逐步清晰的了解。从印度季风被认为是亚洲夏季风的起源^[1]到确定东亚季风和印度季风为亚洲季风系统中相对独立的子系统^[2], 中国气象学家的研究起到了重要作用。吴国雄等^[3]、刘屹岷等^[4]和毛江玉等^[5,6]近年来的研究又明确指出亚洲夏季风的建立分为三个阶段: 首先在孟加拉湾东岸爆发, 其后是南海地区, 印度季风最后建立。李崇银等^[7]根据合成分析和众多他人的研究结论, 对陶诗言和陈隆勋^[2]给出的亚洲夏季风建立日期进行了修订, 指出亚洲夏季风首先在孟加拉湾东岸的苏门答腊岛爆发, 其后向北推进。

季风爆发的机制在季风研究中一直是备受关注的课题, 人们从海陆分布、大尺度地形、南北半球相互作用和大气内部作用等方面进行了广泛的研究^[8,9]。南海夏季风的建立对于我国东部地区的天气气候变化有极其重要的影响, 因而对南海夏季风爆发的研究也是我国季风研究的重点。最近越来越多的焦点集中在孟加拉湾及周围地区的对流发展对南海夏季风的影响。早在 1996 年, 何金海等^[10]的研究就指出北半球 T_{BB} 高值带首先在中南半岛上空断裂, 表明该地区对流建立。而进一步的研究^[11]发现北半球副

热带高压带首先在孟加拉湾断裂，可能是中南半岛潜热和印度半岛感热共同作用的结果。毛江玉等^[5,6]提出夏季风的建立在很大程度上取决于高空副热带高压脊面附近经向温度梯度的反转，并提出了季节转换轴（STA）的概念。刘屹岷等^[4]的研究指出孟加拉湾季风爆发后产生的强对流加热将激发一 Rossby 波列，并最终导致南海地区经向温度梯度的改变和南海夏季风的爆发。那么中南半岛对流在整个南海夏季风的爆发过程中起什么样的作用，它与孟加拉湾季风爆发有什么样的关系，其中的物理机制是什么？本文将首先使用 RegCM2 模式对中南半岛对流在南海夏季风建立过程中的作用进行敏感性试验，并在此基础上讨论中南半岛对流、副高带断裂和南海夏季风建立的关系。

2 资料和模式

本文使用的资料主要有：1998 年南海季风试验（SCSMEX）数据集，NCEP/NCAR 再分析资料（1980~1997）和日本气象厅提供的 T_{bb} 资料（1980~1997）。

本文使用的模式为 NCAR 研制的 RegCM2，其动力框架与 MM4 相同，使用静力平衡的原始方程和 σ 地形追随坐标。主要的物理过程分别采用 CCM2 的大气辐射方案、Grell 的积云参数化方案、BATS1E 陆面过程和 Holtslog 的边界层方案。模式侧边界在每个方向上取 6 个格点，采用指数张弛逼近侧边界条件。模式介绍详见文献 [12, 13]。本文中模拟区域中心位于（15°N，100°E），水平分辨率为 100 km，共 57×50 个格点。

3 模式试验方案及结果分析

3.1 模式试验方案

对 1998 年南海夏季风爆发过程的分析表明^[4,11]，潜热加热可在其东侧激发反气旋性环流，西侧激发气旋性环流，因而中南半岛上空对流的建立有利于印度洋近赤道涡旋北移、孟加拉湾槽形成及副高带断裂，并促使西太平洋副高（下文简称西太副高）东撤，南海夏季风爆发。为了进一步验证诊断结果，我们设计了如下三个数值试验方案：

试验 1 采用 1998 年 SCSMEX 提供的 NCEP/NCAR 资料 5 月 1 日再分析场作为初始场，积分 30 天，每天输出一次结果。侧边界使用 NCEP/NCAR 逐日再分析场，海表温度用 OISST 月平均海温代替。该试验称为控制试验（CTL）。

试验 2 在中南半岛上空加上一个固定热源：热源中心位于（15°N，100°E）、415 hPa 附近（ $\sigma=0.35$ ），加热率为 $5\text{ }^{\circ}\text{C d}^{-1}$ ；水平范围如图 2 中方框所示，中心向外以余弦函数形式递减，至边界为零；垂直方向上分别向高低层以一定的速率减小，低层到 990 hPa 附近减为零，高层到 100 hPa 中心加热率减为 $0.25\text{ }^{\circ}\text{C d}^{-1}$ 。其他条件与控制试验相同。该试验我们称为中南半岛潜热正异常试验（PLH）。此试验包含了一定的感热加热，但很小，主要以潜热加热为主。

试验 3 在初始场中将中南半岛地区（水平范围同试验 2）各个层次上的水汽混合比减小 80%，并相应减小每日侧边界条件中的水汽含量，以减小中南半岛地区的潜热

加热,同时保留了感热加热。其它所有条件与控制试验相同。该试验称为中南半岛潜热负异常试验(NLH)。

3.2 试验结果分析

3.2.1 控制试验

图1为控制试验输出的逐候850 hPa 流场。与1998年5月的实况(参见文献[11]中图1)对比可知,RegCM2模拟的1998年南海夏季风爆发过程中印度洋近赤道涡旋北移、北半球副高带断裂及西太副高东退、南海季风槽建立等主要环流系统及其演变特征与实况基本相符。南海地区(10~20°N, 110~120°E)平均850 hPa 纬向风(图略)除5月4候西风较弱外,其变化趋势与实况也基本一致。因此在此基础上使用RegCM2进行敏感性试验具有一定的可信度。模式模拟结果与实况场的主要差异为:模式模拟结果中,5月4候孟加拉湾槽的位置稍偏西,中南半岛西部上空流场的反气旋性较强;5月5候南海季风槽的位置稍偏北。但以上差异对我们讨论中南半岛对流的的作用影响不大。

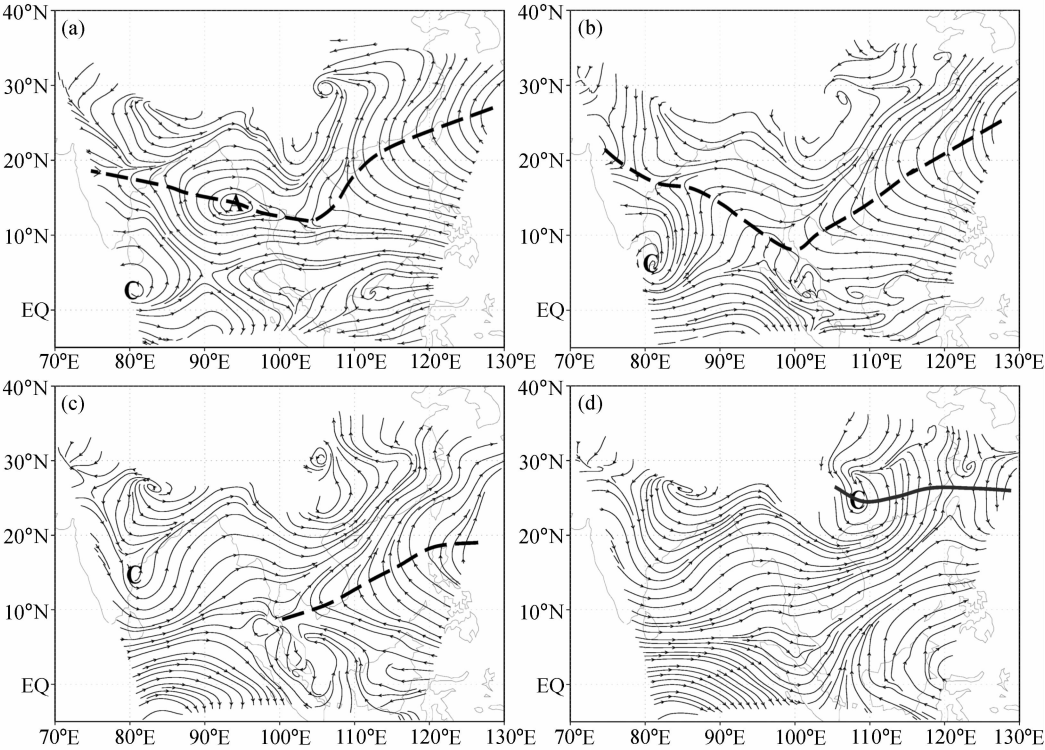


图1 控制试验850 hPa 水平流场,粗实线为南海季风槽,粗虚线为副热带高压脊线
(a) 5月2候; (b) 5月3候; (c) 5月4候; (d) 5月5候

3.2.2 中南半岛潜热正异常试验

在中南半岛潜热正异常试验中:5月1候,副高带已经断裂,孟加拉湾槽建立;5月2候西太平洋副高明显东退,但南海地区仍为副高控制;5月3候,副高撤出南海,南海地区盛行西南及偏南气流,标志南海夏季风建立。

为了显示潜热正异常试验中南海夏季风的建立过程及其与控制试验的差异,我们

制作了潜热正异常试验与控制试验 850 hPa 风场的差值图 (PLH-CTL, 图 2)。吴国雄等^[14]的尺度分析显示, 10 mm d⁻¹降水就可使环流场发生变化, 本试验中加入了中心强度为 5 °C d⁻¹的加热源, 其强度大于 10 mm d⁻¹降水产生的潜热释放, 因此对环流场的变化作用明显。图 2a 显示 5 月 1 候中南半岛上空为强大的气旋性差值环流, 这主要是由模式中加入的潜热加热在短时间内导致的^[14]。图 2 同时显示出强大的气旋性环流向西一直延伸到印度半岛沿岸, 而向东则没有明显的向外扩展, 5 月 1 候的 850 hPa 流场(图略)上也显示副高带断裂后, 低槽位于孟加拉湾西部。当副高带断裂后, 孟加拉湾夏季风(对流)随之建立。研究表明^[4], 强对流将激发一非对称的 Rossby 波列, 使得西风和对流在南海北部建立, 进而使该地区经向温度梯度反转、南海夏季风爆发。图 2b、c 中清楚地显示出一 Rossby 波列, 特别是南海北部有强的气旋性环流发展: 气旋性环流的西北侧出现较强的东北气流, 可引导冷空气南下; 南部则有西风 and 西南风不断东扩进入南海地区, 即为西太副高东撤及南海夏季风的建立过程, 试验结果与刘屹岷等^[4]数值试验的结果是基本一致的。从 1998 年实测 T_{BB} 和地面风场的时间变化(文献 [11] 中图 3a)可知, 南海夏季风建立前后, 南海北部有明显的北风入侵并伴随着强对流的建立, 可能就与 Rossby 波的引导有关。

图 2 中显示, 潜热正异常试验与控制试验 850 hPa 风速的差异可达 30 m s⁻¹, 这在

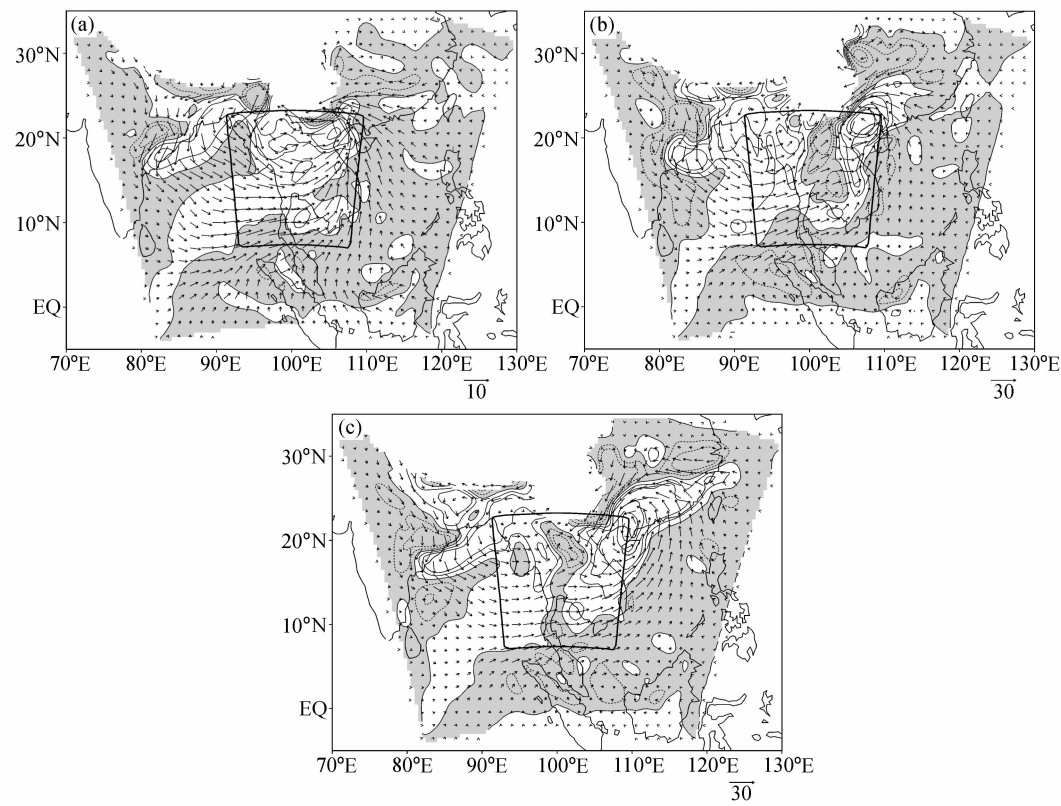


图 2 中南半岛潜热正异常试验 (PLH) 与控制试验 (CTL) 850 hPa 差值风场 (PLH-CTL) 和相对湿度差值图
阴影表示相对湿度差值小于零, 方框区域为异常加热区
(a) 5 月 1 候; (b) 5 月 2 候; (c) 5 月 3 候

实际低层大气中似乎是不可能的。这一方面可能与加入模式中的热源比实际热源强有关，另一方面从观测资料的分析结果^[11]可以得到，南海季风爆发过程中 850 hPa 水平风速的逐候差异可在 20 m s^{-1} 以上，因而潜热正异常试验与控制试验的差异在 30 m s^{-1} 左右也是可以理解的。

由此试验可见，中南半岛上空的潜热加热将导致副热带高压带在孟加拉湾断裂，有利于孟加拉湾夏季风建立，同时潜热激发的 Rossby 波在南海北部形成有利于冷空气南下的形势，导致南海北部对流建立和潜热释放，进而引起经向温度梯度反转、西太副高东撤、南海夏季风建立。

3.2.3 中南半岛潜热负异常试验

在此试验中，以适当减小水汽含量来减小中南半岛的潜热加热，模拟结果显示（图略），该试验 5 月 16 日以前中南半岛地区降水较控制试验小，说明试验方案设计是合理的。由于中南半岛地区降水减小，从 3 月份开始增加的感热加热则应该持续增强。根据理论分析，中南半岛的感热加热将不利于孟加拉湾槽的建立和加强，进而有利于副高带状结构的维持。

中南半岛潜热负异常与控制试验的差值环流显示（NLH-CTL，图 3），孟加拉湾上空为反气旋性差值环流（在 5 月 3 候最明显，图 3a），中南半岛上空为气旋性环流，其形式与吴国雄等^[14]给出的感热加热激发的环流概念模型相似，也与刘屹岷等^[15]关于感热与低层洋面副高的诊断研究和数值试验的结果一致。另外，在南海北部也存在一反气旋性环流，不难看出这三个差值环流的分布与图 2b 中的 Rossby 波列互为反位相，这说明：第一，在潜热负异常试验中副高带断裂时间推迟，从而孟加拉湾没有出现强的潜热加热及潜热激发出的 Rossby 波列，直到 5 月 5 候（图 3b），差值环流显示出南海大部地区仍为反气旋差值环流控制，即南海夏季风爆发的时间较控制试验迟，或是强度弱；第二，在控制试验中存在与潜热正异常试验中相似的 Rossby 波列，从而进一步说明了孟加拉湾对流激发的 Rossby 波列可能是南海夏季风建立的一个主要因子。

在本试验中，我们并没有完全去掉空气中的水汽含量，不能完全排除潜热加热的作用，而且后期随着水汽的输入仍会产生一定强度的凝结潜热，因此，潜热负异常试

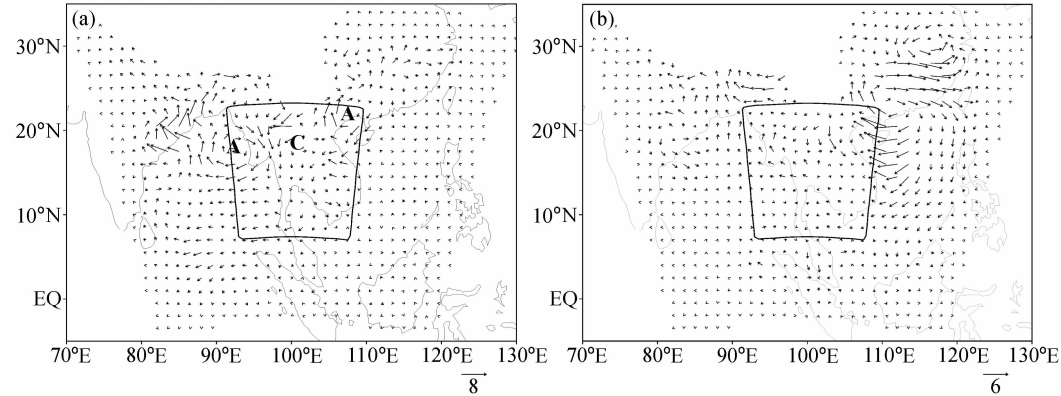


图 3 中南半岛潜热负异常试验（NLH）与控制试验（CTL）850hPa 差值风场（NLH-CTL）
A 为反气旋中心，C 为气旋中心，（a）5 月 3 候；（b）5 月 5 候

验 850 hPa 风场与控制试验的差异较小，大部地区风速差异在 5 m s^{-1} 以下。

4 南海夏季风建立过程的年际变化

由诊断分析^[4,11]和上节的数值试验结果可知，中南半岛对流对南海夏季风的建立有重要影响，那么南海夏季风建立过程的年际变化有怎样的特征，中南半岛对流的年际变化又起什么作用呢？

1980~1997 年平均 $10\sim20^{\circ}\text{N}$ T_{BB} 的时间—经度剖面图（图 4）显示， 80°E 以东至西太平洋地区，对流的活跃分三个阶段。首先是中南半岛地区，大约在 4 月中旬 T_{BB} 值减小到 280 K 以下。值得注意的是，此时副高带并未在中南半岛上空断裂，这同时也说明了副高控制区并不都为强烈的下沉气流，有时也存在上升运动^[16]。对流建立的第二个阶段在 4 月底到 5 月初，孟加拉湾上空对流活跃，此时对应北半球副高带断裂、孟加拉湾夏季风（槽）建立。第三阶段，5 月 4 候，南海地区对流建立，与南海夏季风爆发的时间一致。由此可见， T_{BB} 表示的对流分阶段建立对应了东南亚地区由冬季向夏季的转换过程，显示了南海夏季风建立过程的气候特征，同时表明中南半岛对流活跃和副高带断裂对于南海夏季风的爆发时间可能有着一定的指示意义。

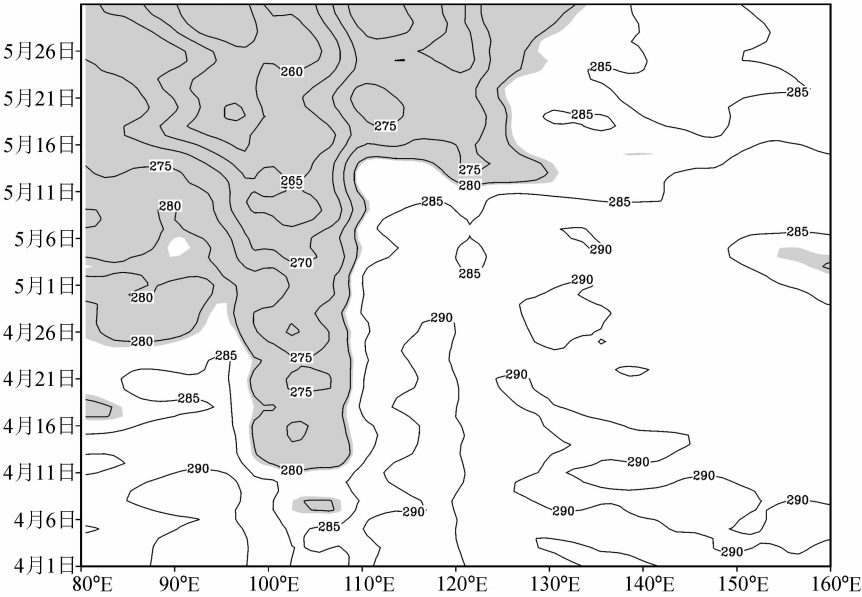


图 4 1980~1997 年多年平均沿 $10\sim20^{\circ}\text{N}$ T_{BB} 时间—经度剖面图，阴影区 $T_{\text{BB}}<281\text{ K}$

首先考察中南半岛对流强度的年际变化（图 5a）。历年 4 月 T_{BB} 值在 280 K 附近摆动，据图 4 已知， $T_{\text{BB}}<280\text{ K}$ 时表明该年份 T_{BB} 高值带断裂较早，即对应中南半岛对流建立早，反之 $T_{\text{BB}}>280\text{ K}$ 对应中南半岛对流建立迟。5 月中南半岛上空 T_{BB} 值在 263 K 附近，副高带的断裂多发生在这个月，因此也表明了副高带断裂后中南半岛对流进一步加强。比较两条曲线不难发现，两个月中南半岛对流强度的变化趋势基本相同，相关系数达到 0.60，超过 99% 的可信度检验，说明年际变化的信号在中南半岛 T_{BB} 的

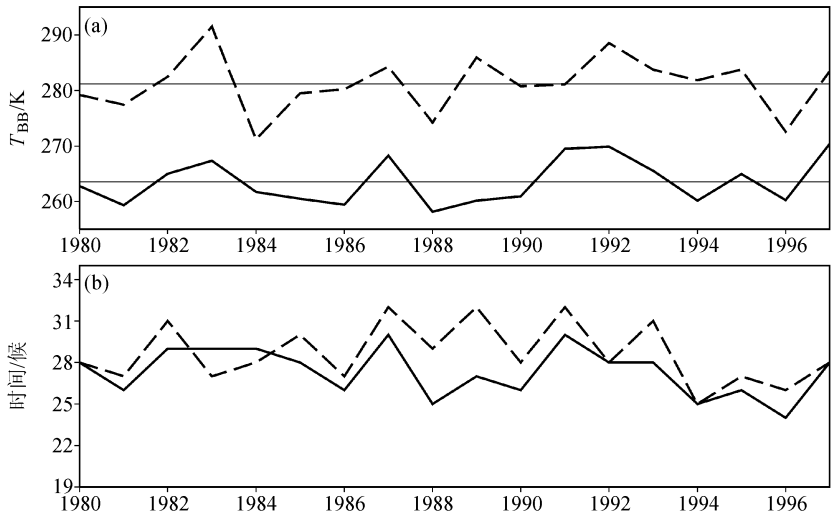


图 5 (a) 1980~1997 年 4~5 月中南半岛地区 ($10\sim20^{\circ}\text{N}$, $95\sim105^{\circ}\text{E}$) T_{BB} 变化曲线，
虚线为 4 月，实线为 5 月，两序列相关系数为 0.60

(b) 1980~1997 年副高带断裂 (实线) 和南海夏季风建立 (虚线) 时间，两序列相关系数为 0.64

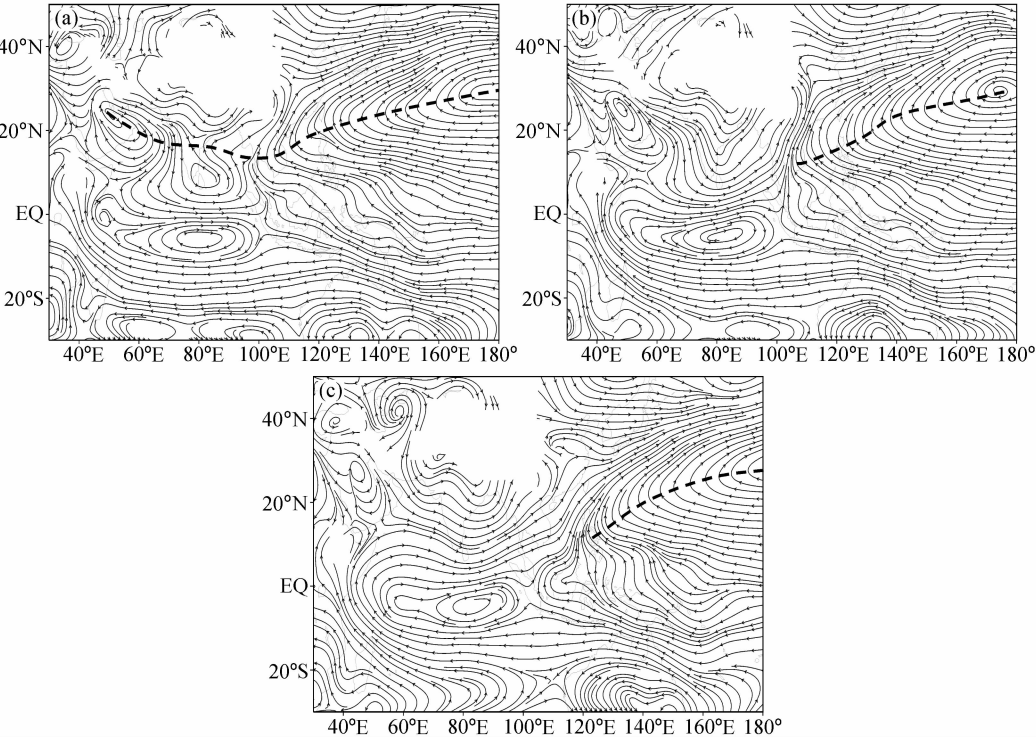


图 6 1980~1997 年以副高带断裂时间为原点的 850 hPa 流场合成图，粗虚线表示副高脊线
(a) 副高带断裂前 1 候 (−1 候)；(b) 副高带断裂时 (0 候)；(c) 副高带断裂后 2 候 (+2 候)

变化中能够向后传递，利用 4 月份 T_{BB} 值可以预测 5 月份对流强度。

4~5 月，副高带通常出现反复几次的断裂及恢复过程，如何确定副高最终断裂时间？我们知道，北半球低层带状副高是冬季环流特征，副高带断裂后孟加拉湾槽的建

立及其维持则为夏季形势，因此将副高带断裂后不再恢复作为副高带断裂时间。分析发现，使用（10~20°N，80~90°E）平均 850 hPa 相对涡度（记作 ζ_{BOB} ）可以很好地表征 850 hPa 副高带的变化情况。 ζ_{BOB} 在冬半年基本为负，夏半年为正，因此将 ζ_{BOB} 由负转正，且其后 $\zeta_{BOB} < 0$ 不超过 1 候的时间作为副高带最终的断裂时间。图 5b 的实线给出了 1980~1997 年副高带断裂时间，为证实其可信度，我们将每年确定的副高断裂候定义为 0 候，前一候和后一候分别为 -1 和 +1 候，依次类推；然后以 0 候为中心，将 1980~1997 年 850 hPa 风场进行合成，如图 6 所示。副高带断裂的前一候（图 6a），副高带状结构维持，印度洋近赤道涡旋位于斯里兰卡附近；而在 0 候（图 6b），孟加拉湾槽建立，副高带断裂，西太副高的西伸脊点位于 100°E 附近。由此可见，使用 ζ_{BOB} 定义的副高带断裂时间是基本可信的（各年流场形势与合成图基本相似）。

图 5b 中还给出了南海夏季风建立时间（虚线），这是高辉等^[17]综合考虑动力和热力因子后得出的。比较副高断裂和南海夏季风建立的时间可知，通常在副高完全断裂后 1~2 候南海夏季风爆发，以副高带断裂时间为基点的合成图（图 6c）也显示出副高带断裂后两候，西太副高退至 120°E 以东，南海地区为西南风控制，即南海夏季风爆发。当然，副高带断裂仅仅是南海夏季风建立的前提条件之一，受其他因素的影响，南海夏季风爆发时间也可能落后较长一段时间。另外，图 5b 显示有两年，南海夏季风爆发时间较副高带断裂早，这其中是受其他因素影响还是指数选择的原因，有待进一步的研究。

图 5 中给出的 4 条曲线显示，它们的年际变化十分相似，因此可以得到，4 月份中南半岛对流是否建立可作为南海夏季风爆发的预测条件之一，中南半岛对流建立早（晚），则副高带断裂早（晚），5 月中南半岛对流强（弱），南海夏季风建立早（迟）。

5 关于中南半岛对流强度与海温关系的讨论

近年来，海洋被认为是影响气候变化的重要物理因子，ENSO 则是气候系统的最强信号。中南半岛对流（用 T_{BB} 表示）与海表温度 5 月同期相关图（图 7）显示，在太平洋上的主要相关型与 ENSO 型海温分布极为相似，在赤道中东太平洋地区相关系数

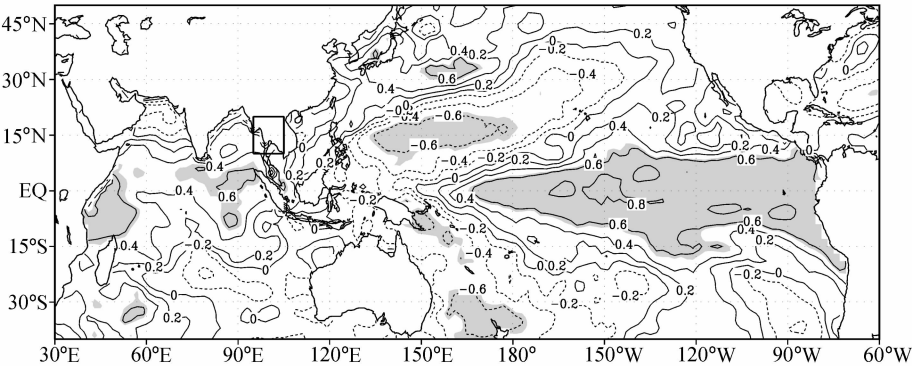


图 7 1980~1997 年 5 月中南半岛 [（10~20°N，95~105°E），方框表示] 月平均 T_{BB} 与同期海表温度（SST）相关图，阴影区超过 99% 的可信度检验（ $R_{0.01} = 0.56$ ）

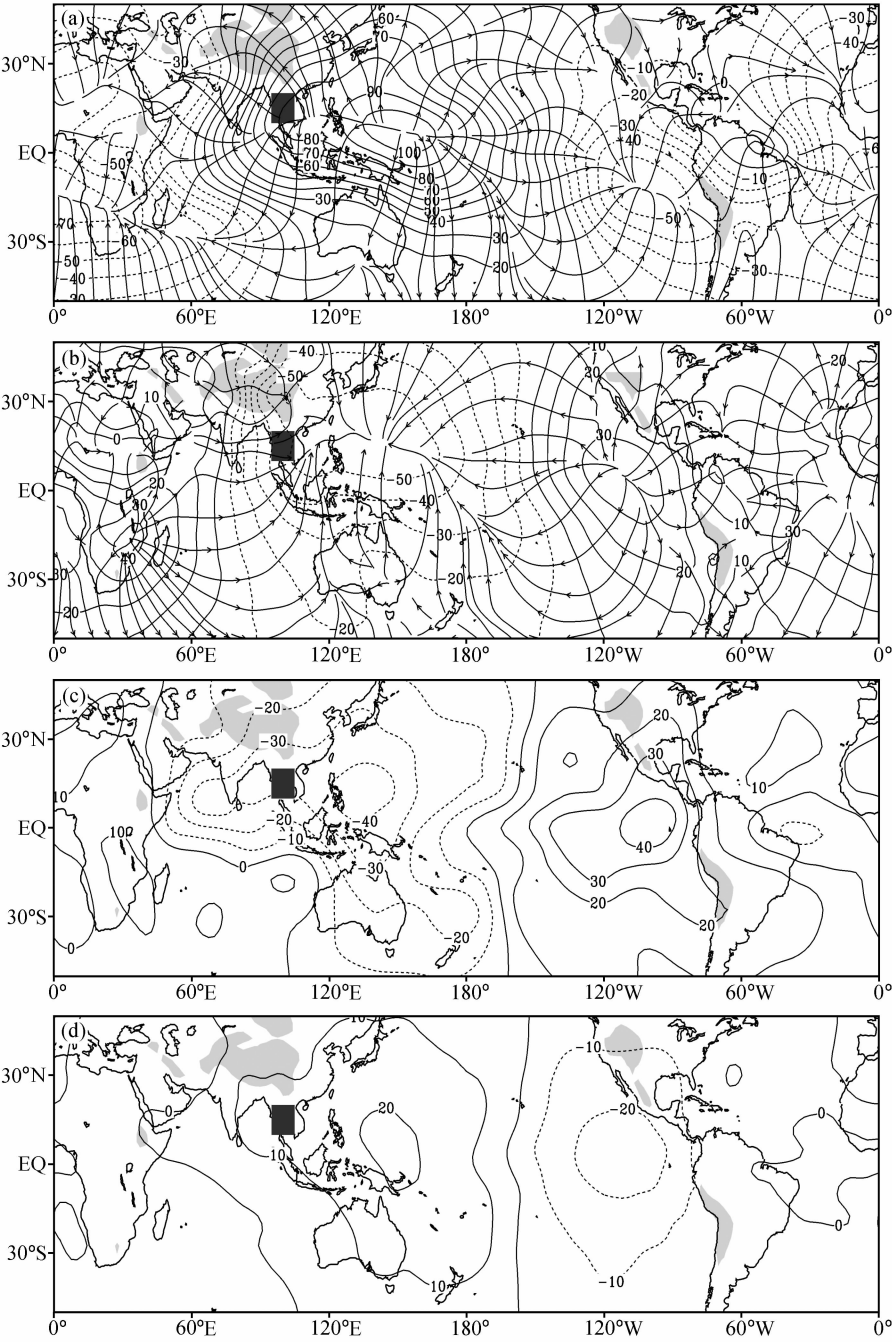


图 8 (a) 多年平均 5 月 200 hPa 速度势 (等值线) 和辐散风场; (b) 同 (a), 但为 850 hPa; (c) 中南半岛对流偏弱年与偏强年的 5 月 200 hPa 速度势差值场; (d) 同 (c), 但为 850 hPa 浅阴影区表示地形高度高于 1500 m, 速度势的单位: $10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, 深阴影区表示中南半岛区域

普遍达到 0.6 以上, 超过 99% 的可信度检验 ($R_{0.01}=0.56$)。因此, 5 月份当赤道中东太平洋地区为暖 (冷) 海温时, 即 El Niño (La Niña) 事件时, 西太平洋暖池海温偏低 (高), 中南半岛 T_{BB} 值大 (小), 对流偏弱 (强)。除了太平洋上类似于 ENSO 型的

相关分布外，在赤道印度洋附近还有显著的正相关区。

图 8a、b 给出了多年平均 5 月份 200 hPa 和 850 hPa 速度势与辐散风场，图上显示以西太平洋和南海地区上升区为中心，有向东在东太平洋地区下沉的 Walker 环流和向西在非洲大陆下沉的纬向季风环流（或反 Walker 环流）。这两支纬圈环流均为热力直接环流，即暖空气上升，冷空气下沉。两环流之间的耦合关系，吴国雄等^[18]已经给出了详细的说明，即两者同时减弱或增强。

如图 5b 所示，取 1983、1987、1991、1992 和 1997 年为 5 月份中南半岛对流偏弱年，1981、1986、1988、1989 和 1994 年为偏强年（选取的标准为 $|T_{BB}(t) - \overline{T_{BB}}| \geq \sigma$ ，标准差 $\sigma = 3.968\text{ K}$ ），这些年份同时又为 Niño 3 区海温偏暖和偏冷年（图略）。两类年份的 5 月高低空速度势分别相减后得到图 8c、d，其分布与图 8a、b 几乎是相反的，即在中南半岛对流偏弱（强）年，Walker 环流和纬向季风环流偏弱（强），作为其上升支一部分的中南半岛地区对流也偏弱（强）。

从上面的分析，我们可以得到中南半岛对流与热力直接环流及 SSTA 之间的静态关系，但尚不能确定它们之间的能动关系。分析 4 月中南半岛对流与海温之间的关系，可以得到与图 7 类似的相关型（图略），但赤道中东太平洋上达到显著检验水平的正相关区要小得多，同时印度洋上的正相关区也不明显。因此上面得到的中南半岛与海温之间的作用方式存在两方面的可能：一方面，由于海温异常引起了热力直接环流的异常，抑制或有利于中南半岛对流的发展；另一方面，由于苏门答腊对流沿大陆桥的移动而导致了中南半岛对流建立及北半球副高带的断裂，其后中南半岛及周围地区的对流发展，由于其正好位于两个热力直接环流的耦合点上，因而使得垂直环流的上升支强度发生变化，导致整个纬圈环流强度发生变化，进而影响太平洋及印度洋上空的风场，驱动海洋环流产生相应变化，造成海水的堆积或辐散引起海表温度的变化，它们之间的相互作用仍有待于进一步的研究。

6 结论

本文利用 RegCM2 模式模拟了中南半岛对流强弱对南海夏季风建立的影响，并讨论了南海夏季风建立过程的年际变化及其可能机制，得到以下主要结论：

（1）由冬至夏的季节转化期，中南半岛上空对流的强弱对北半球副热带高压带在孟加拉湾上空断裂有重要影响。当副高带断裂后，孟加拉湾及周围地区的对流所激发的 Rossby 波列是西风和对流进入南海北部的直接原因，并因此而导致南海夏季风的爆发。

（2）中南半岛对流强度、北半球副高带断裂和南海夏季风建立时间的年际变化显示，三者之间有显著的相关关系，并有相继发生的特点。

（3）当赤道中东太平洋海温偏暖（冷）时，赤道印度洋海温偏暖（冷），西太平洋暖池海温偏冷（暖），Walker 环流偏弱（强），中南半岛对流偏弱（强），北半球副高带断裂偏晚（早），南海夏季风建立偏迟（早）。

参 考 文 献

- 1 Rao, Y. P., Southwest Monsoon, Meteorological Monograph (Synoptic Meteorology), New Delhi: India Meteorological Department, 1976, 366pp.
- 2 Tao Shiyang, and Chen Longxun, A review of recent research on East Asian summer monsoon in China, *Monsoon Meteorology* (Edited by C. P. Chang and T. N. Krishnamurti), Oxford: Oxford University Press, 1987, 60~92.
- 3 Wu Guoxiong, and Zhang Yongsheng, Tibetan Plateau forcing and the timing of the monsoon onset over South Asia and the South China Sea, *Monthly Weather Review*, 1998, **126** (4), 913~927.
- 4 Liu Y. M., J. C. L. Chan, J. Y. Mao et al., The role of Bay of Bengal convection in the onset of the 1998 South China Sea summer monsoon, *Monthly Weather Review*, 2002, **130** (11), 2731~2744.
- 5 毛江玉、吴国雄、刘屹岷, 季节转换期间副热带高压带形态变异及其机制的研究 I: 副热带高压结构的气候学特征, *气象学报*, 2002, **60** (4), 400~408.
- 6 毛江玉、吴国雄、刘屹岷, 季节转换期间副热带高压带形态变异及其机制的研究 II: 亚洲季风区季节转换指数, *气象学报*, 2002, **60** (4), 409~420.
- 7 李崇银、屈昕, 南海夏季风爆发的大气环流演变特征, 南海季风爆发和演变及其与海洋的相互作用, 丁一汇、李崇银编, 北京: 气象出版社, 1999, 5~12.
- 8 陈隆勋、朱乾根、罗会邦等, 东亚季风, 北京: 气象出版社, 1991, 362pp.
- 9 丁一汇、李崇银, 南海季风爆发和演变及其与海洋的相互作用, 北京: 气象出版社, 1999, 423pp.
- 10 何金海、朱乾根、M. Murakami, TBB 资料所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** (1), 34~42.
- 11 何金海、温敏、施晓晖等, 南海夏季风建立期间副高带断裂和东撤过程及其可能机制, *南京大学学报 (自然科学)*, 2002, **38** (3), 316~330.
- 12 Giorgi, F., M. R. Marinucci, and G. T. Bates, Development of a second-generation regional climate model (RegCM2) Part I: Boundary-layer and radiative transfer processes, *Monthly Weather Review*, 1993, **121** (10), 2794~2813.
- 13 Giorgi, F., M. R. Marinucci, and G. T. Bates, Development of a second-generation regional climate model (RegCM2) Part I: Convective processes and assimilation of lateral boundary conditions, *Monthly Weather Review*, 1993, **121** (10), 2814~2832.
- 14 吴国雄、刘屹岷、刘平, 空间非均匀加热对副热带高压形成和变异的影响. I: 尺度分析, *气象学报*, 1999, **57** (3), 257~263.
- 15 刘屹岷、刘辉、刘平等, 空间非均匀加热对副热带高压形成和变异的影响. II: 陆面感热加热与东太平洋北美副高, *气象学报*, 1999, **57** (4), 385~396.
- 16 吴国雄、刘屹岷、刘平等, 纬向平均副热带高压和 Hadley 环流下沉支的关系, *气象学报*, 2002, **60** (5), 635~636.
- 17 高辉、何金海、徐海明, 关于确定南海夏季风建立日期的讨论, 南海夏季风建立日期的确定与季风指数, 何金海等编, 北京: 气象出版社, 2001, 1~41.
- 18 吴国雄、孟文, 赤道印度洋—太平洋地区海气系统的齿轮式耦合和 ENSO 事件 I. 资料分析, *大气科学*, 1998, **22** (4), 470~480.

Impact of the Convection over the Indo-China Peninsula on the Onset of SCS Summer Monsoon

Wen Min¹⁾, He Jinhai²⁾, and Xiao Ziniu³⁾

- 1) (*Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081*)
- 2) (*Key Laboratory of Meteorological Disaster and Enviromental Variation, Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing 210044*)
- 3) (*Yunnan Institute of Meteorology, Kunming 650034*)

Abstract The RegCM2 model is used to investigate the effect of the convection over the Indo-China Peninsula (CICP) on the onset of South China Sea (SCS) summer monsoon. It is suggested that CICP could significantly influence the splitting of the subtropical high (SH) belt and then influence the convection over the Bay of Bengal (BOB). The Rossby-wave chain triggered by the convection over BOB might be a main factor for the onset of SCS summer monsoon. By analysing the interannual changes of the events mentioned above the results show that the intensity of CICP (or the timing of strong convection) is closely related to the timing of the splitting of SH belt and the onset of SCS summer monsoon. These events are also associated with the sea surface temperature (SST) anomaly and zonal circulations. When SST in the east-central equatorial Pacific is warmer (colder), the Walker circulation and CICP are weaker (stronger), the splitting of SH belt occurs later (earlier) and SCS summer monsoon bursts later (earlier).

Key words: convection; subtropical high; SCS summer monsoon