

南海夏季风建立的模式诊断研究*

骆美霞 李崇银

(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, 北京 100029)

摘要 应用全球谱模式(T42L9)对1986年和1987年个例进行了一系列有、无凝结潜热加热和地表感热以及地形作用的单因子敏感性数值预报试验,对预报模式输出的大气凝结潜热量和地面感热通量的时空变化特征进行了诊断分析。个例敏感性试验结果表明,大气凝结潜热对南海地区西南风的建立极为重要。诊断分析结果指出,在南海夏季风建立前,中南半岛地区是强大的凝结潜热加热区,远比印度半岛地区强。地形和中南半岛凝结潜热的共同作用可能是导致南海夏季风早于印度夏季风建立的重要原因。1987年5月份在中南半岛地区的凝结潜热量比1986年明显偏低,直到5月底6月初才明显上升,这可能是该年南海夏季风建立晚的一个原因,中南半岛地区凝结潜热的变化可能是影响季风建立早晚的重要因子之一。

关键词: 南海夏季风; 地形作用; 数值试验; 凝结潜热

文章编号 1006-9895 (2004) 03-0494-16 **中图分类号** P435 **文献标识码** A

1 引言

已有的研究指出亚洲季风系统由东亚季风和南亚(印度)季风两个既相互独立又相互联系的子系统组成,并最早在南海地区爆发^[1],也有作者认为亚洲季风先在中南半岛^[2]或孟加拉湾^[3]出现,然后才在南海地区建立,但这些研究都一直认为南海夏季风早于印度夏季风建立。文献[4~6]对南海夏季风建立日期以及环流演变特征进行了较深入的研究,指出南海夏季风建立时间有明显的年际变化,平均时间大约是5月17日^[6],比东亚大气环流的6月季节突变时间约早一个月。这些研究还指出,标志南海夏季风爆发的重要环流特征是,对流层高层200 hPa的南亚高压中心从菲律宾西移北跳到15°N以北的中南半岛,中低层的西太平洋副高脊由中南半岛、南海上空东撤到菲律宾以东,南海及其邻近地区低空盛行西南气流并伴随大范围降水。

关于亚洲季风成因的研究,一直是国内外十分关注的重要课题。在已有的研究中除注意海陆热力差异的作用外,有的研究着重强调了青藏高原的加热作用^[7~12],指出青藏高原是一个抬高的强热源(主要是地表感热),对季风的建立产生重要影响。文献[13]也指出,只有当数值模式包含有青藏高原作用时亚洲季风才会产生。而文献[14]通过对10年(1980~1989年)资料计算的视热源Q1和水汽汇Q2的分析指出,在南海夏季风(文献[14]称为初夏东南亚季风)建立前1候,中南半岛热源是季风

2003-08-28收到,2004-06-09收到再改稿

*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开放课题:“南海夏季风爆发的数值试验研究”资助

区最强大的热源，比青藏高原及印度半岛南部热源都强，认为中南半岛热源是产生和维持南海夏季风的主要因素。文献 [15] 强调地表感热加热比地表蒸发潜热重要，对南海夏季风爆发起促发作用。南海夏季风为何早于印度夏季风建立？文献 [2] 认为与春末的大气环流特征有关，也与中南半岛的特殊地理位置有关，其特殊的地理位置有利于暖湿空气汇集中南半岛；文献 [16] 认为是印度半岛的存在及其表面的感热加热作用引起的；文献 [3] 认为是青藏高原的热力和机械强迫作用造成了南海夏季风早于印度夏季风建立，看法不尽统一。还有一些研究注意到海温异常对季风建立早晚的影响，文献 [6] 应用 1950~1999 年 50 年的资料讨论了热带太平洋的海温异常对南海夏季风建立早晚的影响；而文献 [17] 应用 20 世纪 70 年代 10 年的资料分析指出南海海温异常则是主要的影响因子。关于南海夏季风的形成机制仍需要进一步研究。

本文根据文献 [4, 6] 确定的南海夏季风建立日期，选取了 1986 年（5 月 10 日夏季风建立^[4,6]，属于建立早的年份）、1987 年（6 月 8 日建立^[4]，为建立晚的年份）和 1998 年（5 月 23 日建立^[6]，正常偏晚年份）3 个个例进行了模式诊断分析，并对 1986 年和 1987 年 2 个个例，针对上述南海夏季风建立的环流演变特征进行了一系列敏感性数值试验。本文目的是在文献 [18] 的基础上，通过敏感性试验讨论地形和大气凝结潜热以及地表感热对南海夏季风建立的作用，并通过对全球谱模式预报输出的大气凝结潜热量和地面感热通量时空变化特征的诊断分析，讨论大气凝结潜热对南海夏季风建立早晚的影响以及南海夏季风为何早于印度夏季风建立的可能原因，为进一步研究南海夏季风建立机制提供线索和依据。

本文给出的 1986 年和 1987 年 2 个个例预报风场的时间变化，是预报模式分别以 1986 年 5 月 8 日和 1987 年 6 月 3 日为初值积分 8 天的结果（图 1 和图 2）。而给出的大气凝结潜热量和地面感热通量的时间变化是预报模式用不同初值（1986 年以 4 月 30 日、5 月 2 日…10 日；1987 年以 4 月 30 日、5 月 2 日…6 月 9 日为初值。不同初值日期彼此间隔 2 天）积分 2 天的结果连接起来的，作为诊断研究用。

2 数值模式及试验方案

大气中的凝结现象有两种，一种由大尺度上升运动产生，西风带锋面降水多属于这种性质，另一种是由积云对流产生，尺度小，热带降水多属于这种。本文应用的全球谱模式 T42L9^[19,20] 包含了上述由积云对流、大尺度上升运动引起的凝结过程，还包含有地形、辐射、垂直扩散、地面感热和地面蒸发潜热等较全面的物理过程。为了便于考虑地形作用，T42L9 模式垂直方向采用 σ 坐标，并不等距的分为 9 层^[19,20]。

全球谱模式所用地形资料来自欧洲中期预报中心，文献 [18] 中的图 1 给出了本文所用地形高度的分布，能反映出实际地形的大尺度分布特征，全球地形的最大高度超过 5 000 m^[18]。

为了考察地形和大气凝结潜热以及地表感热对南海夏季风建立的作用，我们设计了 5 个试验方案（见表 1），以气象场（ u 、 v 、 z 、 q ）为模式大气初值进行数值积分，数值积分的时间步长为 30 min，大气初值资料来自中国科学院大气物理所资料信息中心提供的 NCAR 资料。

表 1 5个数值试验

| 试验 | 有无凝结潜热 | 有无地表感热 | 有无地形 |
|------|--------|--------|------|
| 控制试验 | 有 | 有 | 有 |
| 方案 1 | 无 | 有 | 有 |
| 方案 2 | 有 | 有 | 无 |
| 方案 3 | 无 | 有 | 无 |
| 方案 4 | 有 | 无 | 有 |

3 结果及分析

3.1 敏感性数值试验结果

我们分别以 1986 年 5 月 8 日和 1987 年 6 月 3 日的大气场为初值,进行了表 1 列出的 5 个方案的敏感性数值预报试验,讨论地形和凝结潜热以及地表感热对南海夏季风建立的作用。模式初值(5 月 8 日和 6 月 3 日) 850 hPa 风场的共同特征是南海地区受西太平洋副热带高压控制,偏东气流占主导地位。季风建立(5 月 10 日和 6 月 8 日)之后,西太平洋副热带高压已撤出南海,南海地区转为受偏西气流控制。

3.1.1 南海区域平均纬向风的预报

南海区域 850 hPa 平均纬向风速由负值转为正值是确定季风爆发日期的重要标准^[5,6],它反映西太平洋副热带高压已撤出南海,南海地区由偏东气流转为受偏西气流控制。图 1 和图 2 分别给出了观测实况(图中实线)和 5 个不同方案预报的南海区域(5~20°N, 110~120°E)平均纬向风的逐日时间变化。由图 1 和图 2 可以看出,控制试验和包含凝结潜热作用的方案 2 以及方案 4 均能预报出高层偏东气流和低层偏西气流的建立和明显加强的过程,而不包含大气凝结潜热作用的方案 1 和方案 3 均不能预报出这一过程。但同时也看到控制试验同方案 2 以及方案 4 的预报结果存在一些差异,从图 1b 清楚看出积分前 4 天(对应 5 月 9 日~12 日的预报)控制试验同方案 4 差别很小,与方案 2 的差别也不大,但随着积分时间的增长则差异变大,积分到第 8 天(对应 5 月 16 日),方案 2(无地形)和方案 4(无感热)预报的纬向风速变为负值,与实况相反。这表明地形和感热对南海低层偏西气流起维持和加强作用。以上结果表明,对南海区域高层偏东气流的建立和加强,以及低层偏西气流的建立和加强,大气凝结潜热作用是最重要的,地形和地表感热也起维持和加强作用。为了分析不同方案对引言中描述的南海夏季风的整个环流形势的预报能力,下一节讨论环流形势的预报。

3.1.2 环流形势预报

图 3 和图 4 分别给出了 1986 年 5 月 10 日和 1987 年 6 月 8 日 850 hPa 的实况风场和预报风场。由于文献 [18] 已对 1986 年个例季风建立前后的实况环流演变特征以及不同方案的预报结果进行了讨论,本文只给出控制试验和方案 4 的结果。由图 3a 和图 4a 所示的南海夏季风建立时的一些重要环流特征,如 100°E 附近的自南向北的跨赤道气流,西太平洋副热带高压主体东移到菲律宾以东,中南半岛—南海地区盛行西南气流等特征,在控制试验中均得到了较好的预报(见图 3b 和图 4b)。对于不同的季风环流特征,不同物理因子的相对重要性有所不同,下面具体讨论方案 1 和方案 4 的预报结果。

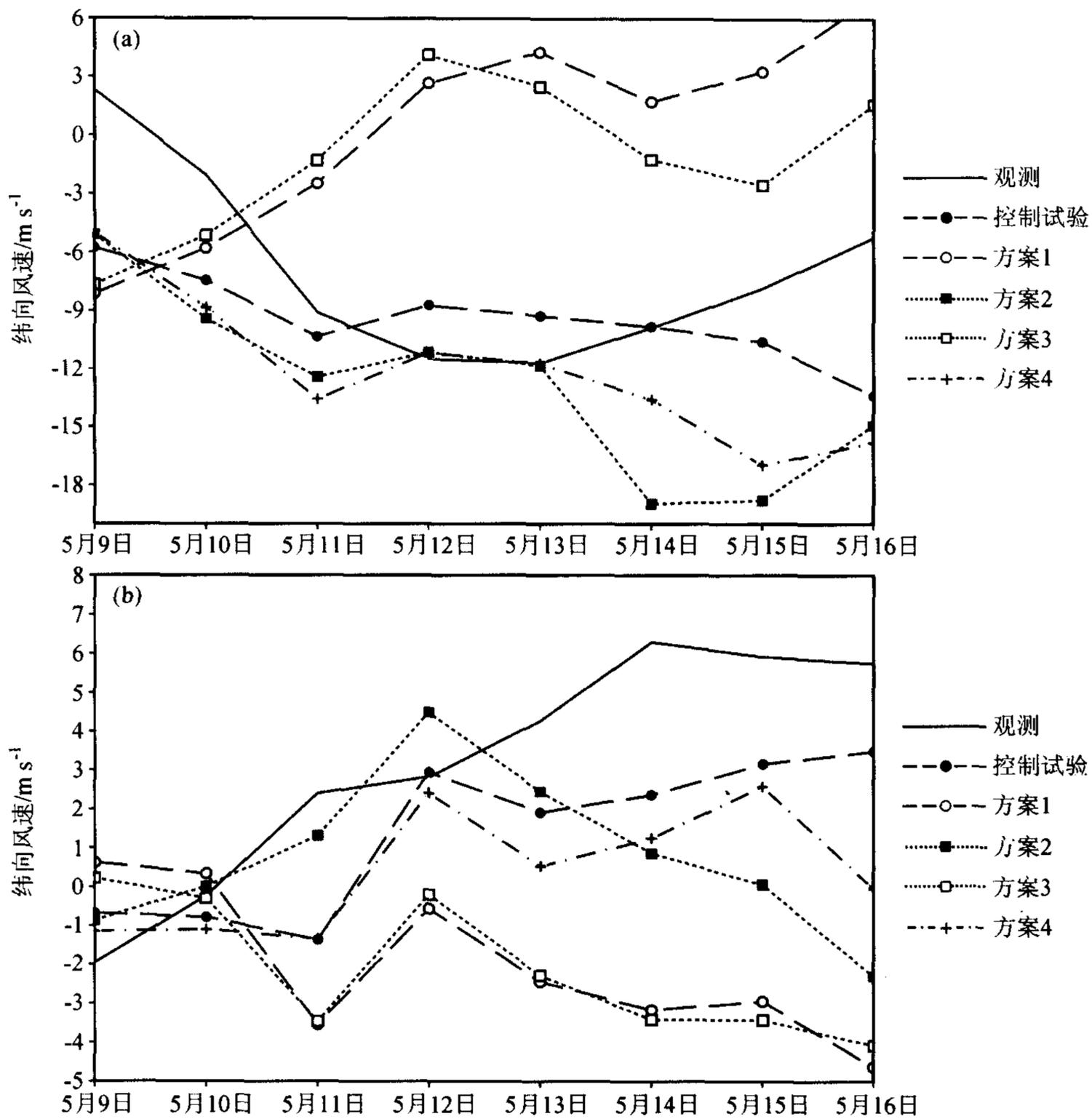


图 1 南海区域 (5~20°N, 110~120°E) 平均纬向风的逐日时间变化 (初值: 1986 年 5 月 8 日)
(a) 200 hPa; (b) 850 hPa

图 4d 给出了方案 1 (不包含凝结潜热作用) 的结果, 由图 4d 看出, 100°E 附近的自南向北的跨赤道气流被预报出来了, 但西太平洋副热带高压未完全移出南海, 南海地区仍然受西太平洋副热带高压边缘的东南气流控制, 南海地区的西南气流 (图 4a) 未被预报出来。1986 年个例的结果也同样指出没有凝结潜热作用的方案 1 不能预报南海区域低层西南气流的建立过程^[18], 这同图 1b 和图 2b 所给出的结果 (方案 1 预报的纬向风速一直为负值) 相一致。这说明对于南海区域低层西南气流的建立和西太平洋副热带高压的东移, 凝结潜热作用最重要。

方案 2 (没有地形作用) 的结果表明, 对于 100°E 附近跨赤道气流的形成和孟加拉湾低压的发展以及中南半岛地区西南气流的建立, 地形作用似乎重要一些。文献 [18] 已指出, 对于 1986 年个例, 方案 2 预报的风场特征是, 南海地区为低压槽控制, 南海地区的西南气流被很好预报出来 (与图 1b 方案 1 的结果一致), 但孟加拉湾和中南半岛地区为一个小的反气旋环流控制, 与实况 (图 3a) 相反, 孟加拉湾低压的发展和

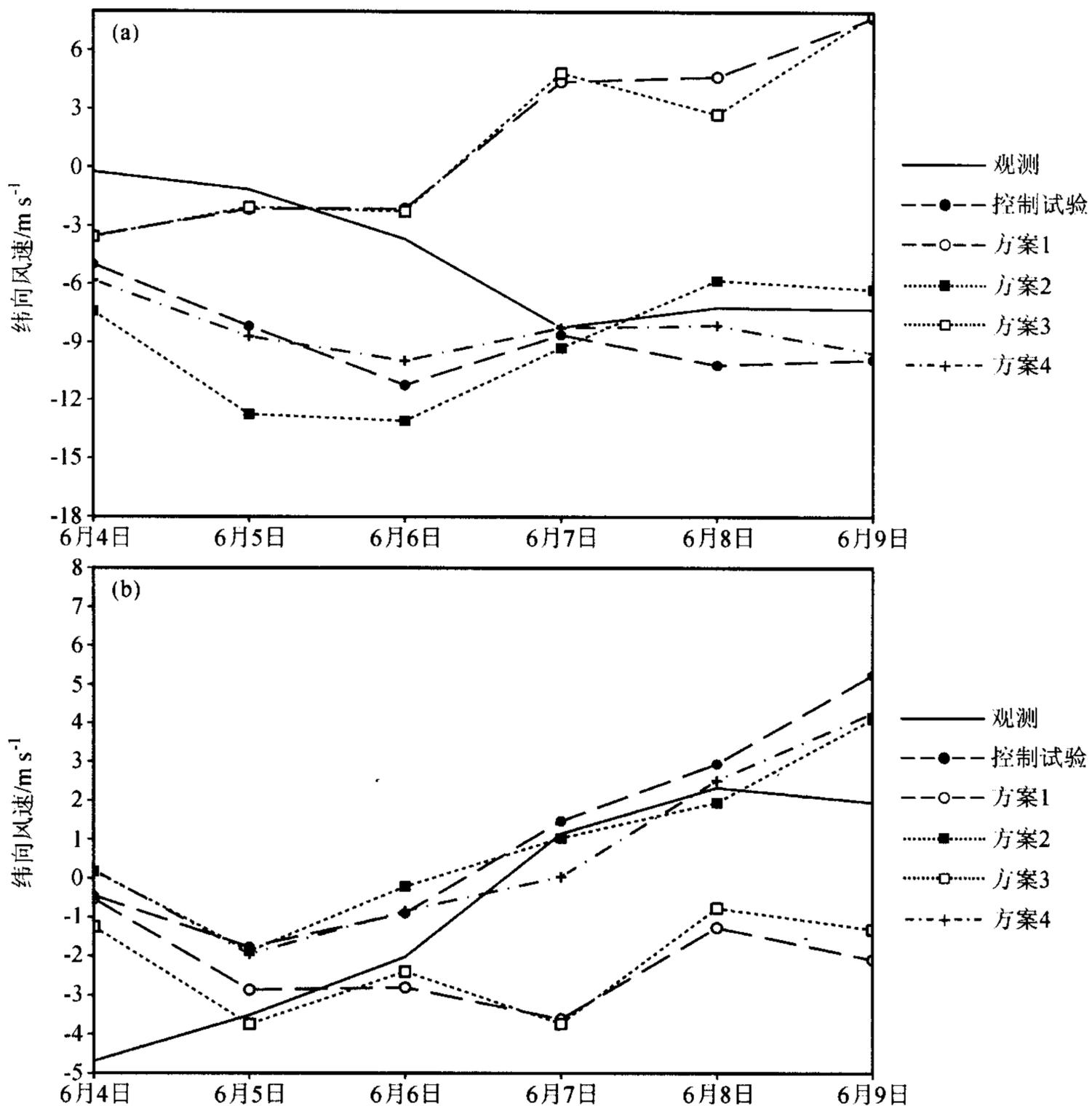


图2 同图1, 但初值是1987年6月3日

南半岛地区的西南气流以及 100°E 附近的跨赤道气流完全没有被预报出来^[18]；但对于1987年个例，方案2能部分预报出上述环流特征（见图4e）。这说明凝结潜热和地表感热对这些系统的形成和发展也有一定作用。

方案3中没有考虑地形和凝结潜热作用，但同其他方案一样，仍包含有辐射、地表感热和蒸发潜热的作用。由图4f看出，方案3预报的环流形势与实况（图4a）差别较大， 100°E 附近的跨赤道气流和南海地区的西南气流均未被预报出来。1986年个例也有同样的结论^[18]。

图3c给出了1986年方案4（无感热加热作用）的预报结果。由图3c看出，积分2天的环流形势与控制试验的结果（图3b）相近，差异很小，南海区域西南气流的建立以及其他季风环流特征均被预报出来（图3c），但积分到第8天（对应5月16日）两种方案的差异变大，孟加拉湾低压槽减弱，南海地区变为受西太平洋副热带高压南侧的东南气流控制（图略），它和图1b中方案4预报的纬向风速在16日变为负值相对应。表明地表感热对南海区域低层西南气流的维持和加强起重要作用。图4c给出了

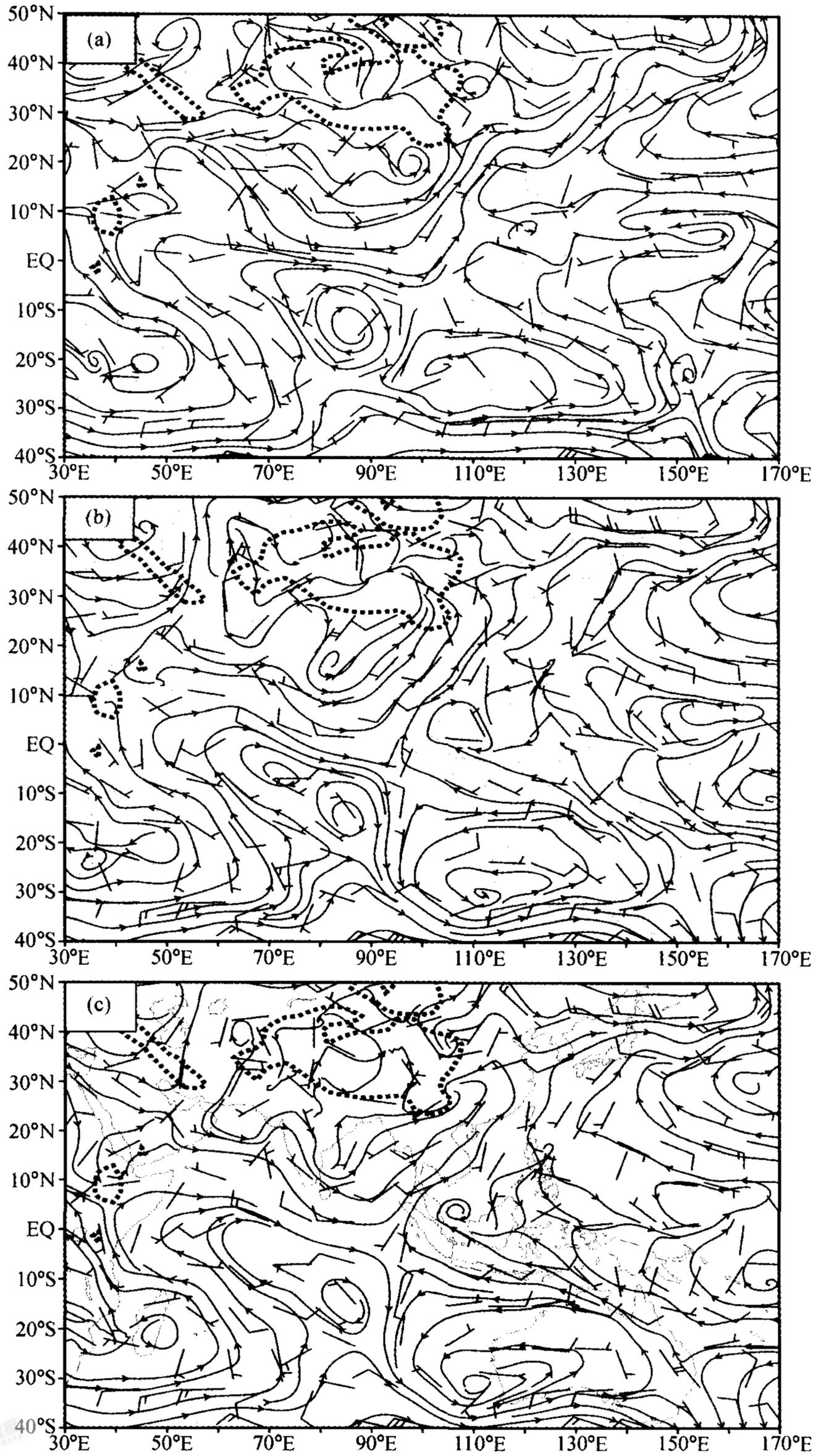


图3 1986年5月10日850 hPa流线及风向杆图(初值:1986年5月8日,粗虚线表示地形高度为1500 m)
(a) 观测实况; (b) 控制试验; (c) 方案4

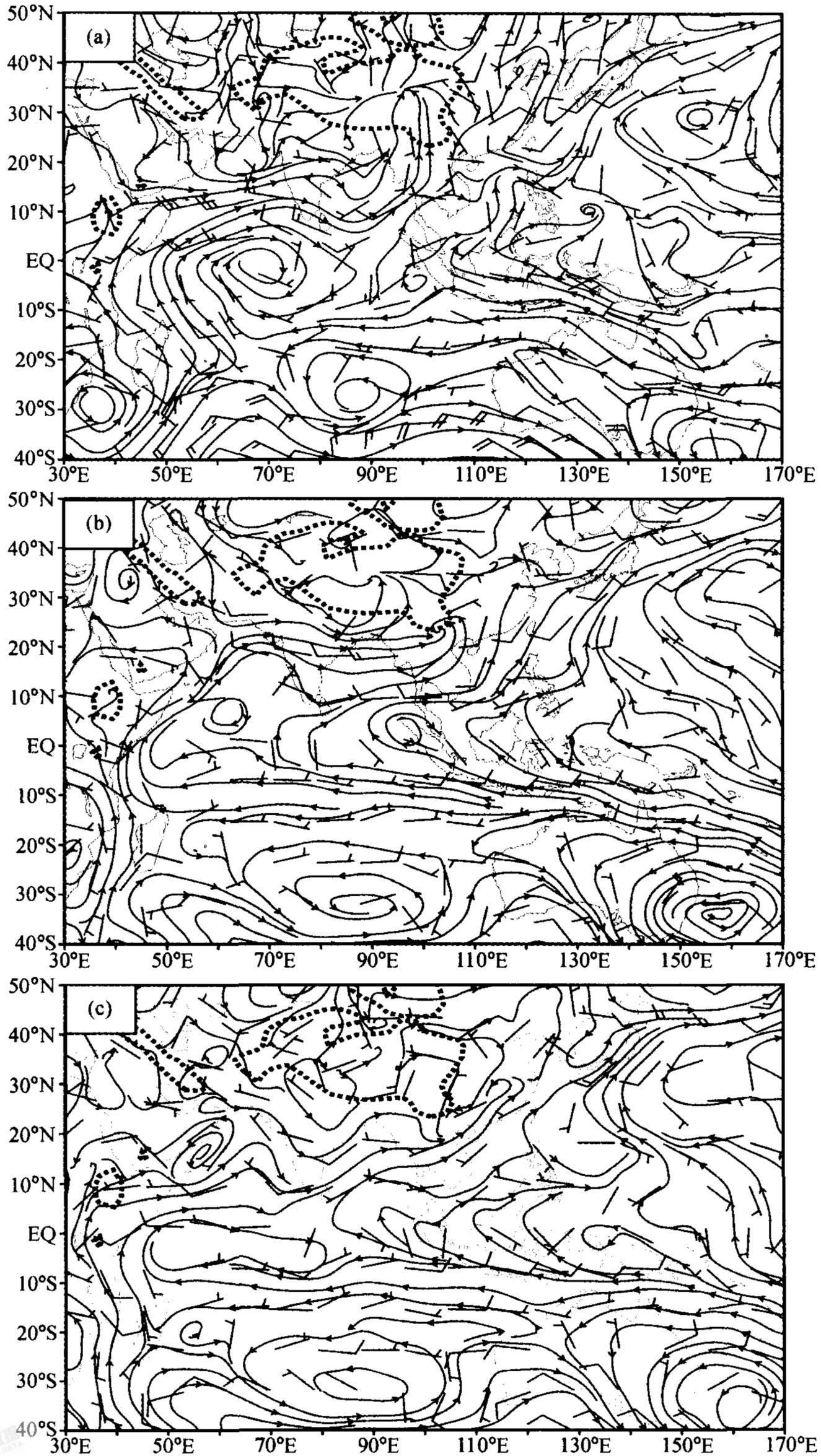


图4 1987年6月8日850 hPa 流线及风向杆图(初值:1987年6月3日,粗虚线表示地形高度为1500 m)
 (a) 观测实况; (b) 控制试验; (c) 方案4; (d) 方案1; (e) 方案2; (f) 方案3

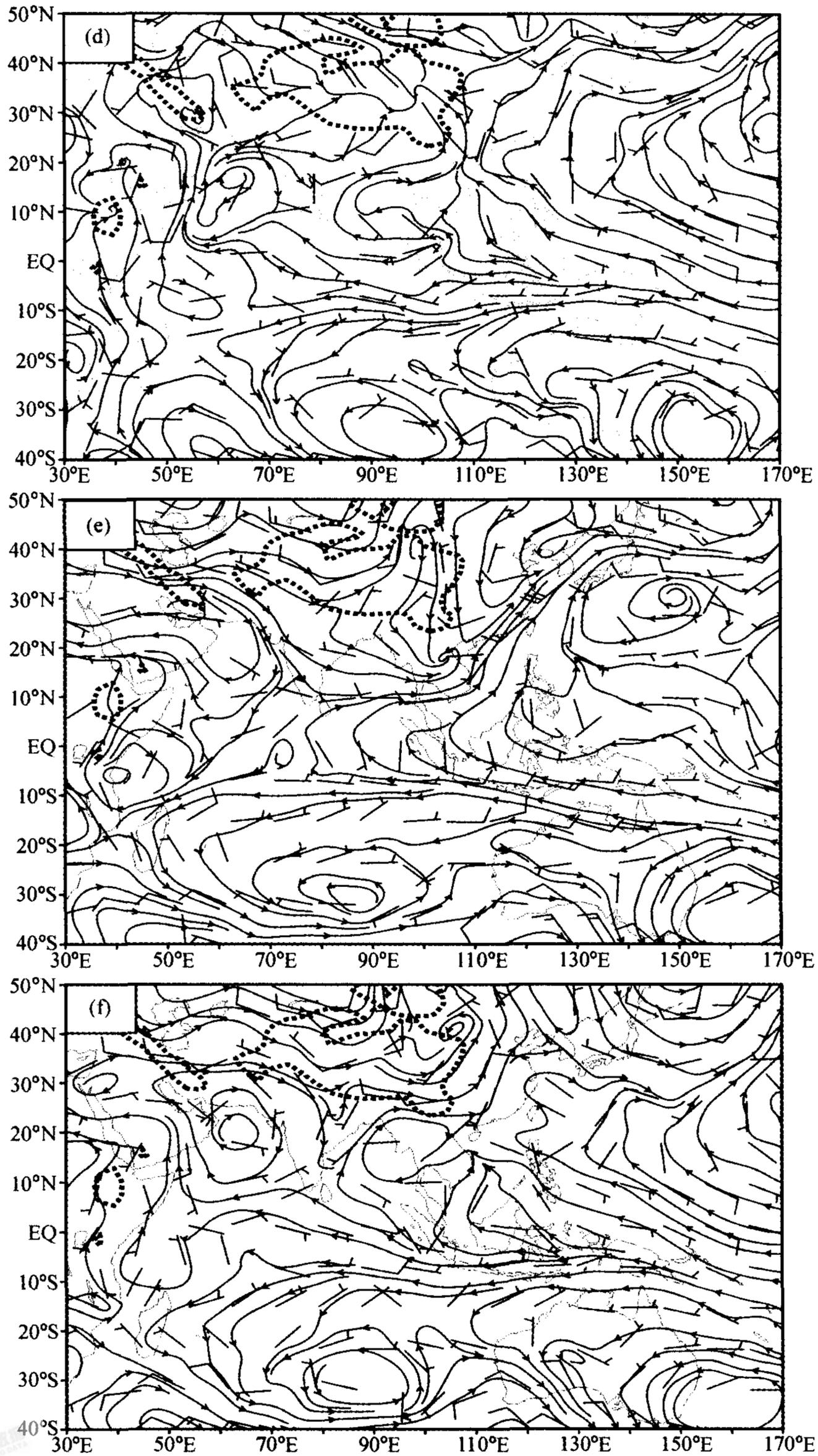


图 4 (续)

1987年方案4（无感热加热作用）的预报结果。比较图4b和图4c可以看出，由方案4预报的孟加拉湾低压在强度上不如控制试验预报的低压强，方案4预报的中南半岛地区的西南风风速也比控制试验（图4b）预报的风速小。这说明地表感热对孟加拉湾低压和中南半岛西南气流的加强起一定作用。

文献[18]指出，200 hPa的南亚高压和80~90°E附近的自北向南的跨赤道气流等系统，只有控制试验的预报结果与实况相近，其余方案的结果与实况相差较大，方案3的结果似乎最差^[18]，1987年的个例也有类似的结论。

以上两小节的敏感性数值试验结果表明，单因子试验都不能成功的预报出南海夏季风的建立、维持和发展过程，南海夏季风主要是由大气凝结潜热和地形以及感热的共同作用下产生的，地形和潜热以及感热对大气的作用同大气本身的状态（大气初值）有关。虽然地形的形状是固定的，但每年的大气环流形势和大气凝结潜热有明显的差异，这可能是导致每年南海夏季风年际差异的一个重要原因。为了进一步分析大气凝结潜热对夏季风的影响，下面具体分析大气凝结潜热的时空演变特征。

3.2 大气凝结潜热量时控演变特征

图5给出了控制试验输出的中南半岛（12~22°N，95~105°E）与印度半岛（12~22°N，75~82°E）地区平均大气凝结潜热的逐日时间变化，比较图5a和图5b可以清楚看到，1987年5月份在中南半岛地区大气凝结潜热量很小，直到5月29日才明显上升，而1986年从5月7日就开始明显上升了，该年5月第2候的凝结潜热量比1987年5月2候明显偏高。例如1986年5月9日和10日的凝结潜热量分别约为34 °C d⁻¹和31 °C d⁻¹，而1987年5月9日和10日只约为5 °C d⁻¹，5月的凝结潜热量小，这可能是1987年夏季风建立晚的一个原因，似乎可以认为中南半岛地区凝结潜热加强早（晚），该年季风建立早（晚），中南半岛地区凝结潜热量的变化可能是影响南海夏季风建立早晚的重要原因之一。从图5还可看出，无论是季风建立早（1986年）和晚（1987年）的年份，在春夏过渡时期，季风建立前印度半岛地区的凝结潜热量均很小，近似为零，而在中南半岛地区，在季风建立前4天凝结潜热量均有明显上升，季风建立前4天平均的凝结潜热量高达约20 °C d⁻¹以上，远比印度半岛的凝结潜热强。

图6进一步给出了3个个例季风建立前4天平均大气凝结量的水平分布。由图6看

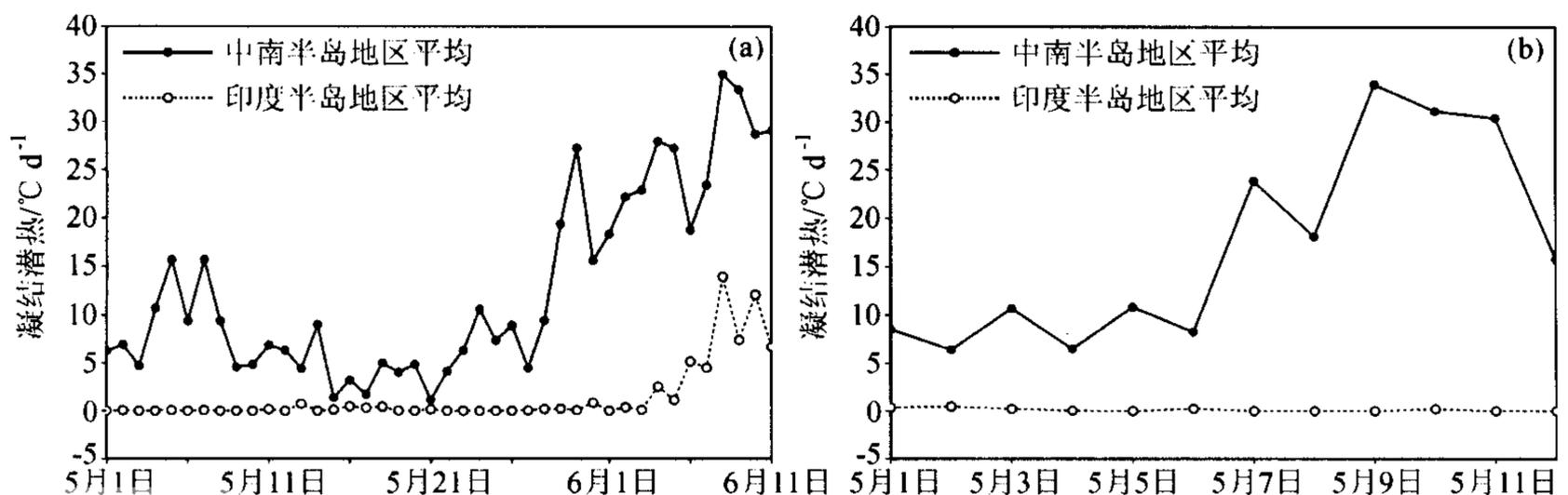


图5 中南半岛地区（12~22°N，95~105°E）与印度半岛地区（12~22°N，75~82°E）平均大气凝结潜热的逐日时间变化
(a) 1987年；(b) 1986年

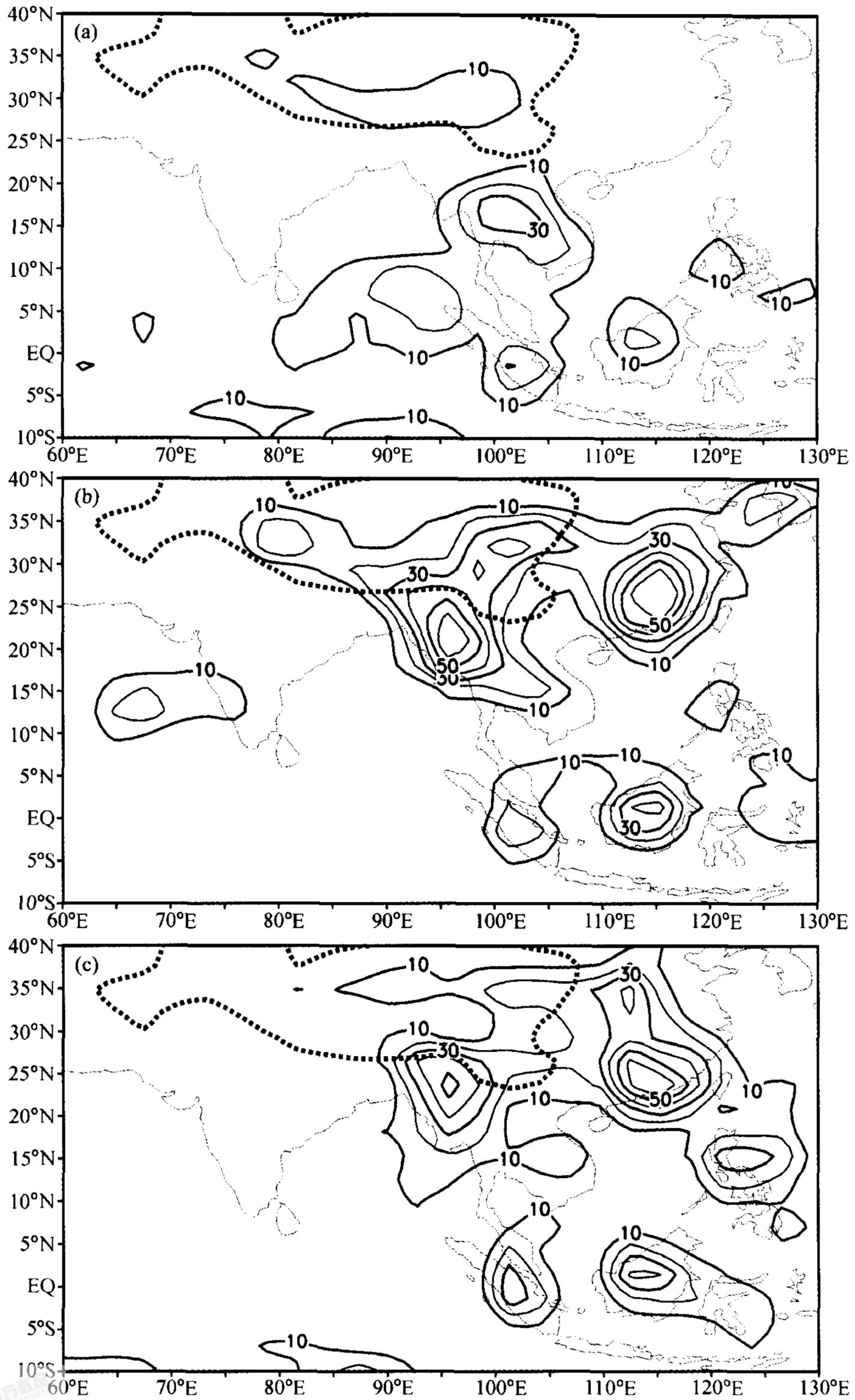


图6 南海夏季风建立前4天平均大气凝结潜热的水平分布(单位： $^{\circ}\text{C d}^{-1}$ ；等值线间距 $10^{\circ}\text{C d}^{-1}$)
(a) 1986年5月6~9日平均；(b) 1987年6月4~7日平均；(c) 1998年5月19~22日平均

出,无论是季风建立早的年份1986年,还是建立晚的年份1987年以及正常偏晚的年份1998年,季风建立前在中南半岛地区均有明显的凝结潜热加热中心,但印度半岛地区没有,不同年份凝结潜热加热中心的位置有所不同,其强度也有所不同,1986年的加热中心位于中南半岛的中部,1987年的加热中心位于西北部与青藏高原南部的潜热相连,1998年的加热中心也是位于西北部,1987年和1998年在我国的华南还存在有加热中心。另外大气凝结潜热的垂直分布也是不均匀的,图7给出了不同年份对中南半岛区域(12~22°N, 95~105°E)平均后再对时间(季风建立前4天)平均的大气凝结潜热的垂直分布。图7表明,大气凝结潜热的垂直分布是不均匀的,主要集中在对流层中层附近(σ 约为0.3~0.6之间),积云对流加热的特征十分明显。

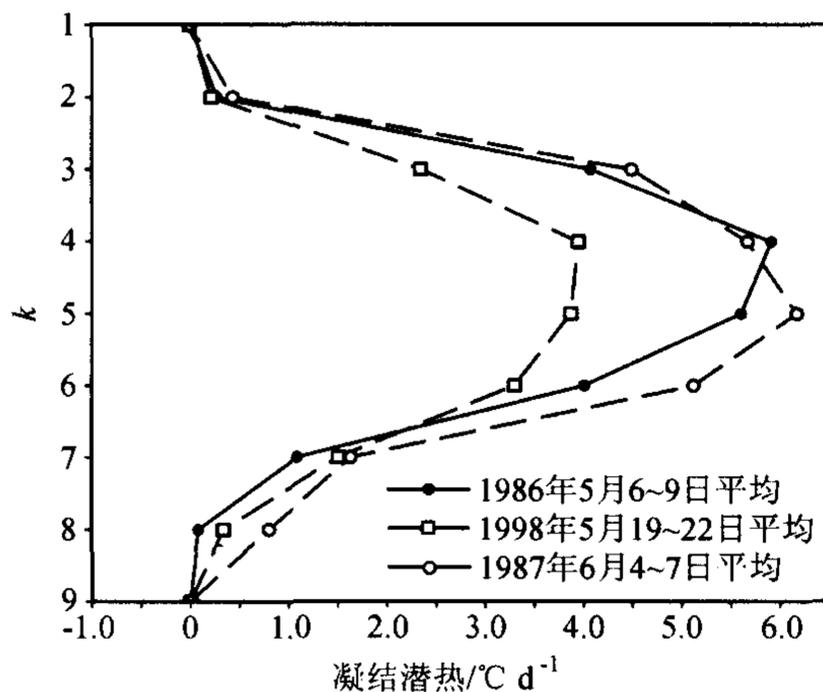


图7 区域(12~22°N, 95~105°E)与时间(夏季风建立前4天)平均大气凝结潜热的 σ 廓线
 k 表示 σ 坐标的层数(1~9),对应的 σ_k 值依次为0.042、0.132、0.237、0.360、0.500、0.649、0.793、0.914、0.989

为了验证模式计算的大气凝结潜热是否合理,我们进一步分析了实测降水量的变化,图8给出了中南半岛与印度半岛地区平均的实测候平均降水量逐候(19至36候)时间变化。降水资料来自中国科学院大气物理研究所信息中心提供的NCEP资料。由图8a看出,对于1987年19~29候(4~5月)降水量小,直到30候才开始上升,这和模式计算的大气凝结潜热的变化趋势(见图5a)相一致,图5a指出1987年5月份大气凝结潜热小。而1986年26候(对应5月2候)的平均降水量就明显上升到约15 mm d⁻¹(见图8b),远比1987年26候的平均降水量(约2.1 mm d⁻¹,见图8a)大,也和模式计算的1986年大气凝结潜热的变化趋势(图5b)

相一致,图5b指出1986年5月7日的大气凝结潜热量已上升到约24 °C d⁻¹,1986年5月2候的平均凝结潜热远比1987年5月2候大。以上分析表明,计算的大气凝结潜热的时间变化与实测降水量的变化趋势相一致。另外降水量的水平分布形势与图6给出的凝结潜热量的水平分布形势也比较相似,例如季风建立前实测降水量在中南半岛及其附近的孟加拉湾地区为大值区(图略),和图6指出的中南半岛地区为最大的凝结潜热加热区相对应。

3.3 地面感热通量的时空演变特征

为了和大气凝结潜热量比较,我们进一步分析了地面感热通量的演变特征。图9给出了1987年5月1日~6月11日中南半岛与印度半岛地区平均的地面感热通量的逐日时间变化。由图9a看出,1987年5月1日~6月1日中南半岛的平均值在80 W m⁻²以上,印度半岛的平均值在120 W m⁻²以上,印度半岛的感热比中南半岛稍强,6月2日这两个地区的感热均有下降,而后再上升。由图9b看出,在1986年5月1日~12日期间,中南半岛地区平均感热通量的逐日变化平缓,在季风建立前4天不像大气凝

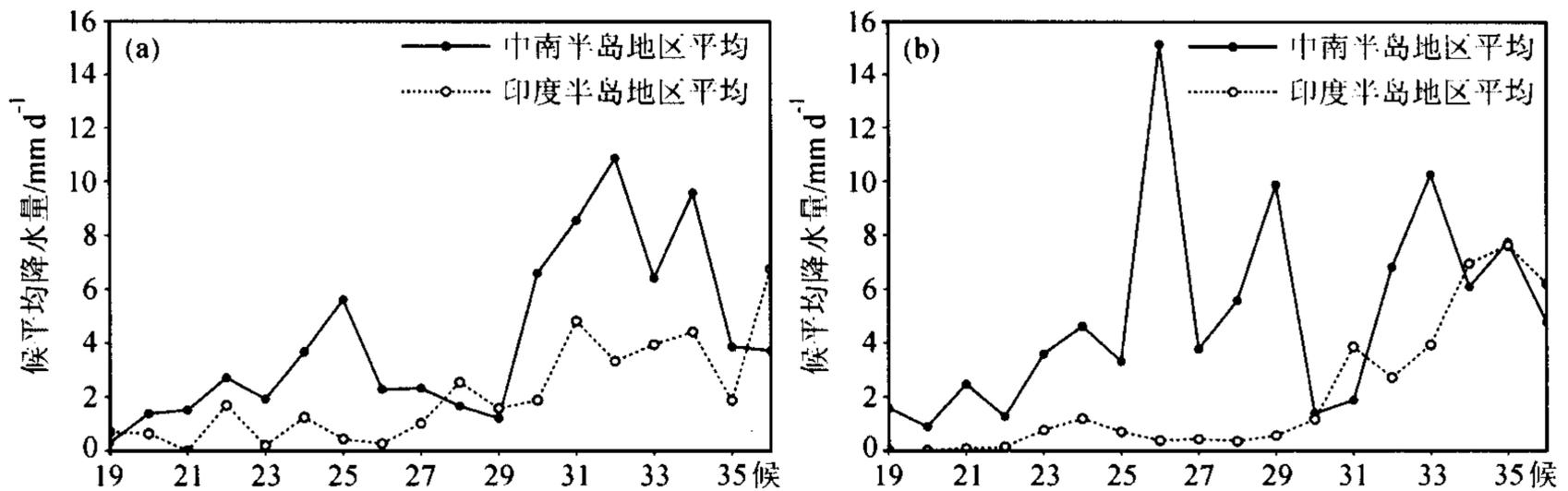


图 8 中南半岛与印度半岛平均的实测候平均降水量的逐候时间变化

(a) 1987 年; (b) 1986 年

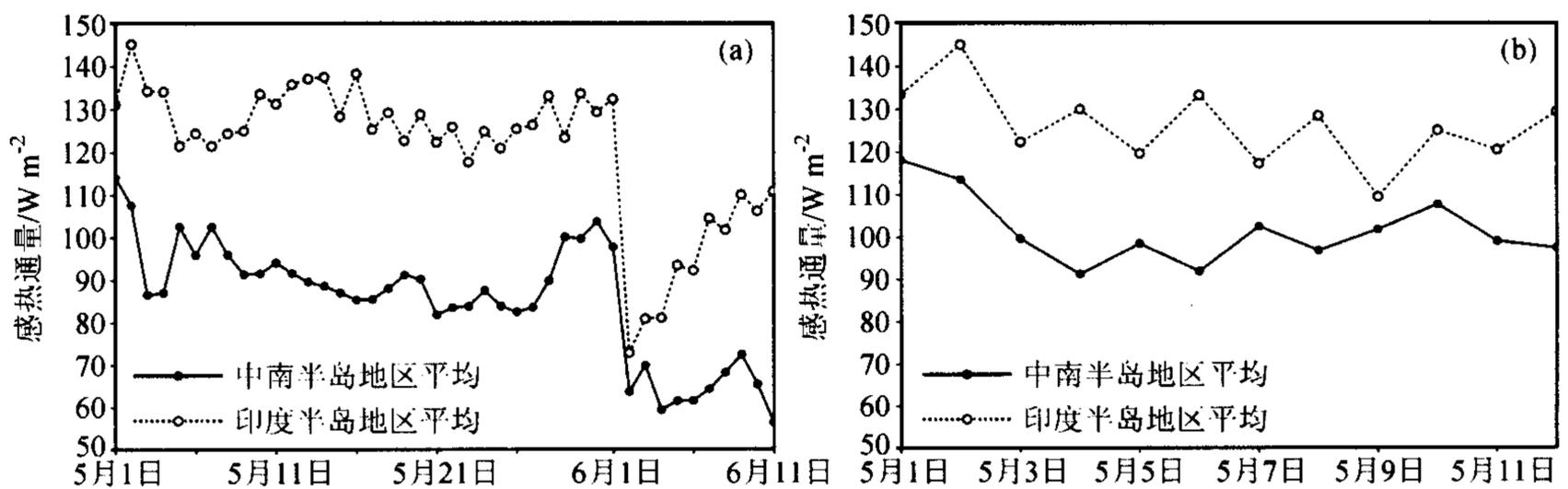


图 9 中南半岛与印度半岛地区平均地面感热通量的逐日时间变化

(a) 1987 年; (b) 1986 年

结潜热那样有明显上升, 平均在 90 W m^{-2} 以上, 还可看出, 和 1987 年相似, 印度半岛地区平均的感热通量也比中南半岛地区稍强点, 平均约达 120 W m^{-2} 以上。

图 10 给出了季风建立前不同时段平均的地面感热通量的水平分布。由图 10 看出, 1986 年和 1987 年在季风建立前, 中南半岛和印度半岛均是强大的感热加热区, 最大值均在 150 W m^{-2} 以上, 而我国华南地区的感热近似为零。它与图 6 给出的凝结潜热量的分布特征不同。图 6 表明, 对于 1986、1987 和 1998 年 3 个例子, 中南半岛地区均是强大的凝结潜热加热区, 远比印度半岛地区强, 印度半岛的凝结潜热量近似为零; 而我国华南地区的凝结潜热量年际差异大, 在 1987 年和 1988 年很大, 但在 1986 年则较小。由图 6 和图 10 分别看出, 凝结潜热中心位于中南半岛和我国华南, 感热中心位于印度半岛和中南半岛, 中南半岛地区的凝结潜热量和地面感热通量均很大; 印度半岛地区只是感热量大, 但潜热量很小; 华南地区的潜热量大, 但感热通量小。因此可以认为中南半岛热源 (包括凝结潜热和地表感热) 是季风区最强大的热源, 比印度半岛和华南地区热源以及青藏高原地区热源强, 这同文献 [14] 用 10 年资料计算的视热源 Q_1 的结果相同, 它对南海夏季风的形成起重要作用。

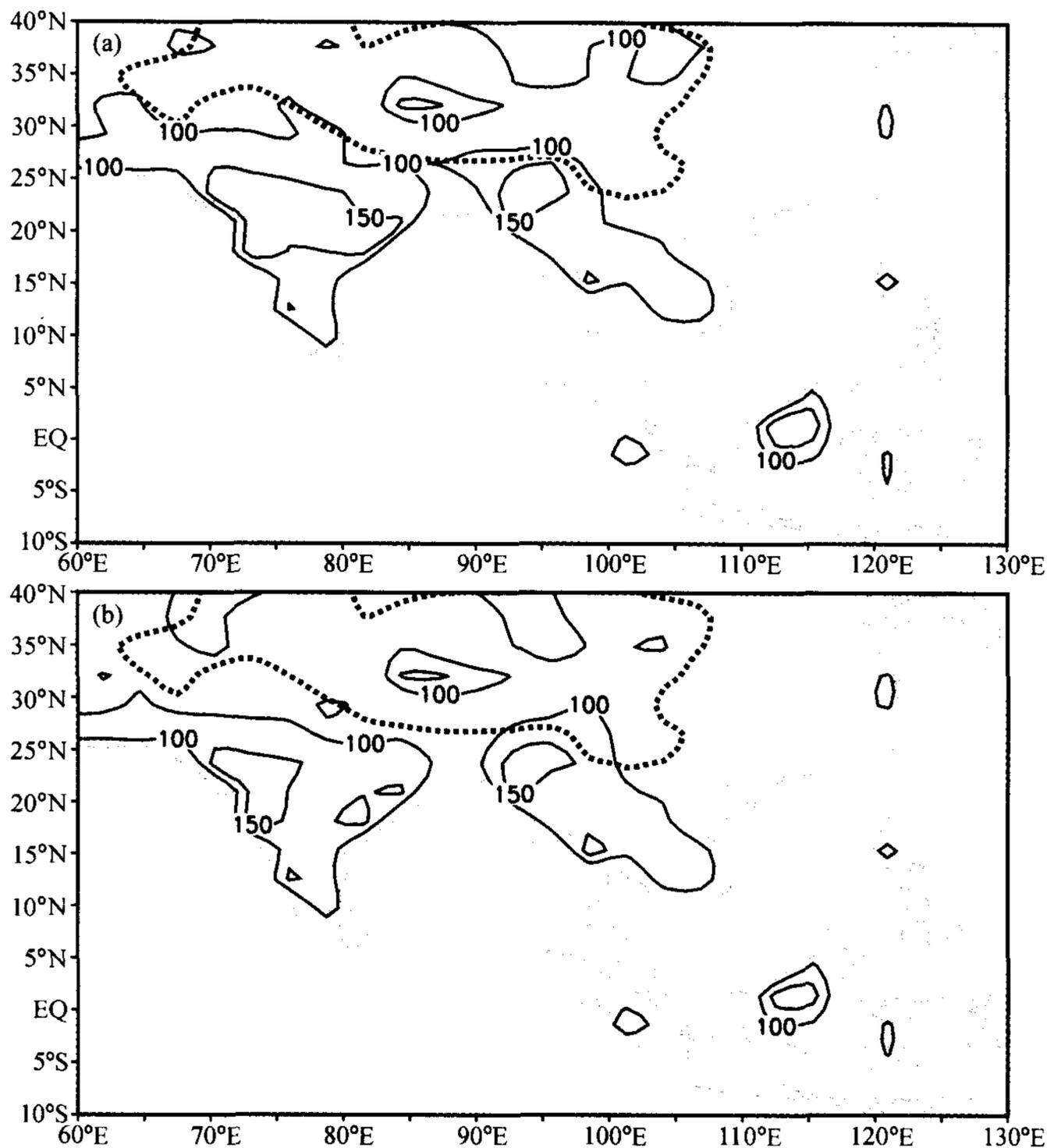


图 10 1987 年 5 月 1~31 日 (a) 与 1986 年 5 月 1~9 日 (b)
平均地面感热通量的水平分布 (单位: W m^{-2} ; 等值线间距: 50 W m^{-2})

4 关于南海夏季风早于印度夏季风建立原因的讨论

本文敏感性试验指出, 在数值模式中不考虑大气凝结潜热作用 (方案 1) 就预报不出南海地区低层西南气流的建立和西太平洋副热带高压撤出南海的过程, 表明大气凝结潜热作用对上述环流特征的形成极为重要。而凝结潜热的高值中心位于中南半岛, 印度半岛的凝结潜热很小。因此我们认为中南半岛凝结潜热作用很重要, 南海夏季风早于印度夏季风建立同中南半岛比印度半岛先成为大气凝结潜热中心有关。

为何中南半岛地区的凝结潜热量明显大于印度半岛, 这同地形作用和春末夏初的大尺度环流特征有关。方案 2 的结果指出地形作用有利于来自南半球跨赤道气流的形成和孟加拉湾低压槽 (或称印缅槽) 的加强以及中南半岛西南气流的建立, 这表明地形作用有助于来自热带海洋的水汽输送到中南半岛, 有利于中南半岛降水的产生。前面已提到模式大气初值 850 hPa 的环流特征 (也可以说是春末夏初的大气环流特征) 是, 南海地区受西太平洋副热带高压控制, 印度以西的阿拉伯地区为高压控制, 孟加

拉湾位于两个高压之间为相对的低值区。中南半岛受来自印度洋的赤道偏西气流和西太平洋副热带高压边缘东南气流以及来自南半球的跨赤道气流等多股气流的影响^[18]，这种大尺度流场形势有利于来自热带海洋的水汽向中南半岛汇合，有利于中南半岛降水的形成。而同一时期的印度半岛受阿拉伯高压脊前西北气流控制，不利于印度地区的降水和偏南气流的形成。以上分析说明，春末夏初的大尺度环流特征和地形作用等因素均有利于中南半岛降水的产生，使其中南半岛早于印度半岛成为凝结潜热加热中心，导致南海夏季风早于印度夏季风建立。对于同一大气初值，不考虑地形和凝结潜热作用的试验方案也预报不出季风建立的环流特征，模式大气初值只提供了一个背景条件。因此我们认为在春末夏初的大尺度环流背景条件下，地形和中南半岛凝结潜热的共同作用可能是导致南海夏季风早于印度夏季风建立的主要原因。

5 结语

本文个例敏感性试验及模式诊断分析得到如下主要结果：

(1) 敏感性预报试验指出，对于南海区域西南气流的建立以及西太平洋副热带高压的东移，大气凝结潜热加热作用最重要；感热和地形对南海低层西南气流起维持和加强作用；地形对 100°E 附近跨赤道气流的形成和孟加拉湾低压槽（或称印缅槽）的加强以及中南半岛西南气流的建立起重要作用。就夏季风建立时的整个环流形势而言，只有控制试验效果最好，与观测实况相近。单因子试验都不能成功预报出南海夏季风的中期演变过程，表明南海夏季风是由地形和大气凝结潜热以及地表感热共同作用产生的。虽然地形的形状是固定的，但每年的大气环流形势和大气凝结潜热有明显的差异，这可能是导致南海夏季风年际差异的一个重要原因。

(2) 预报模式输出的大气凝结潜热量的时空演变特征表明，在南海夏季风建立前 4 天，中南半岛是强大的凝结潜热加热区，模式整层的总凝结潜热达 $30\text{ }^{\circ}\text{C d}^{-1}$ 以上，其加热中心位于中部偏西北。凝结潜热的垂直分布也是不均匀的，主要集中在对流层中层附近。积云对流加热特征十分明显。

(3) 1987 年 5 月份在中南半岛地区凝结潜热量比 1986 年明显偏低，直到 5 月底、6 月初才明显上升，这可能是该年夏季风建立晚的一个原因，似乎可以认为中南半岛地区凝结潜热加强早（晚），相应该年季风建立也早（晚），中南半岛地区凝结潜热量的变化可能是影响南海夏季风建立早晚的重要因子之一。

(4) 在大气环流由春季向夏季形势转变的大尺度环流背景下，地形和中南半岛凝结潜热的共同作用可能是导致南海夏季风早于印度夏季风建立的主要原因。

本文没有作区分不同地区的地形和热源对季风影响的敏感性试验，个例也不多，有待于作进一步试验。文中提到的地形作用包含地形的热力和动力作用。

参 考 文 献

- 1 Tao Shiyan, and Chen Longxun, A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China, in: *Monsoon Meteorology*, C. P. Chang, and T. N. Krishnamuti, Eds., Oxford UK: Oxford University Press,

- 1987, 60~92.
- 2 陈奇礼, 对南海季风进退及强度的气候分析, 热带气象学报, 1993, 9 (2), 124~132.
 - 3 吴国雄、张永生, 青藏高原的热力和机械强迫作用以及亚洲季风的爆发. I: 爆发地点, 大气科学, 1998, 22 (6), 825~838.
 - 4 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.
 - 5 谢安、刘霞、叶谦, 南海夏季风爆发的气候特征, 亚洲季风研究的新进展, 何金海、丁一汇、陈隆勋编, 北京: 气象出版社, 1996, 132~142.
 - 6 梁建茵、吴尚森, 南海西南季风爆发日期及其影响因子, 大气科学, 2002, 26 (6), 829~843.
 - 7 Flohn, H., Large-scale aspects of the 'summer monsoon' in South and East Asia, *J. Meteor. Soc. Japan* (75th Ann. Vol.), 1957, 35, 180~186.
 - 8 Flohn, H., Contributions to meteorology of the Tibetan highlands, Atmospheric Science Paper, No. 130, Colorado State University, Fort Collins, 1968, 120pp.
 - 9 Murakami, T., The sudden change of upper westerlies near the Tibetan plateau at the beginning of summer monsoon, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1958, 36, 239~247.
 - 10 叶笃正、罗四维、朱抱真, 青藏高原及其邻近的流场结构和对流层大气的热量平衡, 气象学报, 1957, 15, 108~121.
 - 11 Yanai, M., C. F. Li, and Z. S. Song, Seasonal heating of the Tibetan plateau and its effects on the evolution of the Asian summer monsoon, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1992, 70, 319~351.
 - 12 Li, C. F., and M. Yanai, The onset and interannual variability of the Asian summer monsoon in relation to land-sea thermal contrast, *J. Climate*, 1996, 9, 358~375.
 - 13 Hahn, D. G., and S. Manabe, The onset and interannual variability of in the south Asian monsoon circulation, *J. Atmos. Sci.*, 1975, 32, 1515~1541.
 - 14 宋正山、鲍媛媛、杨辉, 初夏东南亚季风建立过程的气候诊断分析, 高原气象, 2002, 21 (2), 119~127
 - 15 王世玉、钱永甫, 1998年南海季风爆发前后区域加热场的基本特征, 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, 43~47.
 - 16 何金海、徐海明、周兵等, 关于南海夏季风建立的大尺度特征及其机制的讨论, 气候与环境研究, 2000, 5 (4), 333~344.
 - 17 陈隆勋、刘洪庆、王文等, 南海及其临近地区夏季风爆发特征及其机制的初步研究, 气象学报, 1999, 57 (1), 16~29.
 - 18 骆美霞、杨辉, 南海夏季风爆发的数值预报试验, 气候与环境研究, 2001, 6 (1), 43~51.
 - 19 纪立人、陈嘉滨、张道民、吴万里、沈如金、盛华、黄伯银、赵高祥, 一个包含非绝热物理过程的全球谱模式及其初步结果, "中期数值天气预报研究" 成果汇编, 北京: 气象出版社, 1990, 27~40.
 - 20 Zhang Daomin, Li Jinlong, Ji Liren et al., A global spectral model and test of its performance, *Advances in Atmospheric Sciences*, 1995, 12 (1), 67~78.

A Study of the Onset of the Summer Monsoon over the South China Sea

Luo Meixia, and Li Chongyin

(State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract The sensitive numerical experiments with and without the topography effect and the conden-

sation latent heat for two cases are performed by using the global spectral model (T42L9). Two cases are on 8 May 1986 and 3 June 1987, respectively. Furthermore the characteristics of temporal and spatial variation of the condensation latent heat (CLH) and the surface sensible heat flux (SSHF) predicted by numerical model are analyzed. The results of various sensitive numerical forecast experiments show that the condensation latent heat plays most important role in the establishment of westerly wind at 850 hPa over the South China Sea (SCS). Through analyses of the CLH and the SSHF, following results are indicated. Before onset of summer monsoon over the SCS, the maximum center of the CLH is located in the Indo-China Peninsula, and the CLH over the Indo-China Peninsula is far stronger than that over the India Peninsula. It can be suggested that the effects of the strong condensation latent heat over the Indo-China Peninsula and the effects of the topography are both very important physical mechanisms leading to the earlier onset of the SCS summer monsoon than the Indian summer monsoon. The results also show that the interannual variability of the CLH is obvious. The CLH over the Indo-China Peninsula in May 1987 is weaker than that in May 1986, which is one of physical reasons resulting in the later onset of the SCS summer monsoon in 1987. It can be indicated that the interannual variability of the CLH over the Indo-China Peninsula is an important factor for the earlier (later) onset of the SCS summer monsoon.

Key words: South China Sea summer monsoon; effect of topography; numerical experiment; condensation latent heat