



论文

春季孟加拉湾涡旋形成及其对亚洲夏季风爆发的
激发作用吴国雄^{①*}, 关月^{①②}, 王同美^③, 刘屹岷^①, 颜京辉^④, 毛江玉^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;

③ 中山大学大气科学系, 广州 510275;

④ 中国气象局国家气候中心, 北京 100080

* E-mail: gxwu@lasg.iap.ac.cn

收稿日期: 2010-05-10; 接受日期: 2010-08-12

国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2006CB403600)、中国科学院知识创新工程重要方向项目(编号: KZCX2-YW-Q11-01)和国家自然科学基金(批准号: 40875034, 40821092, 40925015, 40810059005)资助

摘要 通过利用多源资料对 1998 年亚洲夏季风爆发过程的综合分析, 本文证明北印度洋和亚洲热带区域春季强烈的海-陆-气相互作用是激发孟加拉湾季风爆发涡旋发生及亚洲夏季风爆发的一个根本原因. 春季南亚陆面对大气的强烈感热加热形成了陆表的显著的气旋性环流和阿拉伯海和孟加拉湾北部的反气旋环流, 利于那里的洋面升温. 这种表层大气流场对海洋环流的驱动作用在北印度洋沿岸产生离岸流, 深层冷海水上翻, 海表温度下降. 4 月下旬至 5 月上旬, 随着中南半岛春季降水的增强, 孟加拉湾东部的离岸流消失, 甚至转变为向岸流, 海温上升. 自阿拉伯海东南部到孟加拉湾东岸形成了一个西南-东北走向、表层温度大于 31℃ 的春季孟加拉湾暖池. 南北的海温差异及非洲大陆的加热在 5 月初形成了索马里跨赤道气流, 它在沿赤道惯性振荡的过程中与位于北部阿拉伯海上空的反气旋同相迭加, 惯性槽中的西风激增, 海表向大气释放大量感热. 其所强迫的气旋涡度迭加在惯性槽上使其急剧增长, 大气的惯性运动被破坏. 气流以气旋式弯曲偏离惯性路径而转向北部的孟加拉湾暖池, 与孟加拉湾北部反气旋南侧的偏东气流在斯里兰卡以东海面辐合. 由于该处海洋对大气加热, 最后形成了孟加拉湾季风爆发涡旋. 该涡旋向北部暖海水区移动的过程中不断发展, 最终使冬季纬向分布的高压带在孟加拉湾东部断裂, 涡旋东部和南部的热带西南风与原高压带北部的副热带西风打通联接, 激烈对流在孟加拉湾东部和中南半岛西部发生, 亚洲夏季风于是爆发.

关键词海-气相互作用
孟加拉湾春季暖池
季风爆发性涡旋
惯性振荡
亚洲夏季风爆发

季风是由大尺度海-陆热力差异对太阳高度季节变化的响应所致的、随季节而变化的大气现象. 春季

陆面受热升温强烈. 亚洲夏季风爆发时, 低纬地区冬季南暖北冷的温度分布逆转为北暖南冷, 并伴有剧

烈的天气发生. 为了表征季风爆发和季节转化, Li和Yanai^[1]利用对流层上层(500~200 mb)平均温度在30°N和5°N的差异作为指标, 去分析海-陆热力差异的季节变化特征. Webster和Yang^[2]则应用850和200 hPa上纬向风的差异的变化研究亚洲热带季风的季节变化. 毛江玉等^[3]指出, 上述两种指标在本质上是相同的, 它们各自描述了热成风关系的一个侧面, 均是对南北热力差异的一种表征; 并由此提出用副热带高压脊面的倾斜的变化去表征季节转变和季风爆发的新途径. 他们指出, 亚洲季风区沿12°N附近呈纬向分布的副高脊面在冬季随高度是向南倾的, 在夏季则向北倾. 由冬到夏的季节转化和夏季风爆发则发生在副高脊面直立的地方.

通常, 这种季节转化首先出现在孟加拉湾(BOB)东部^[3-5], 其发生非常剧烈, 并伴有孟加拉湾涡旋发生发展^[6]. 因此这种涡旋也称之为孟加拉湾季风爆发涡旋(monsoon onset vortex, 简记为MOV)^[7], MOV一般发生在孟加拉湾南部. 在其发展北移的过程中, 在对流层低层位于MOV东部和南部的西南风与副高脊面北部的偏西风打通. 原先连续的东-西向高压脊线断裂; 其东段南移, 使脊面呈北倾的夏季态势; 亚洲季风爆发. 由此看来, 亚洲季风爆发的触发机制与MOV的发生发展密切相关. 气象工作者面临的问题是, 为什么MOV首先发生在孟加拉湾, 从而导致亚洲夏季风首先在BOB爆发?

在研究印度季风爆发时, Krishnamurti等^[8]发现正压不稳定是印度季风MOV发生发展的机制. Mak和Kao^[9]则指出, 斜压不稳定是其发生发展的另一种机制. 然而, 不管是正压不稳定还是斜压不稳定, 其所反映的都是大气内部能量的相互转换. 作为开放耗散的季风系统, 其MOV的发生必须首先从外部获得能量. 换言之, MOV必须发生在高温和加热区($Q>0$), 在该S区域必须有正的能量制造($\int_S (Q \cdot T) ds > 0$). Gray^[10]指出热带气旋必须发生在暖和的洋面上. 其实这只是一个必要条件. 充分的条件应该是在暖洋面上大气被加热. 本文以此为出发点, 通过个例分析证明, 正是孟加拉湾地区海-气相互作用的特殊性, MOV首先在该区域发展, 并导致亚洲夏季风首先在孟加拉湾东部爆发.

这里所选用的个例是1998年. 之所以选取这一年, 是因为该年我国实施了第二次青藏高原大气科

学试验——TIPEX^[11]和南海季风试验研究计划——SCSMEX^[12]. 大量的后续研究已证明, 5月13日在斯里兰卡以东的洋面上有MOV发生^[6,13]; 5月15日孟加拉湾季风爆发^[14]; 5月21日南海季风爆发^[15-17]. 针对该个例分析所用的资料包括美国国家环境预报中心(NCEP)再分析资料, 其全球海洋资料同化系统(GODAS)提供的候平均热通量和海流资料, 以及美国国家海洋和大气管理局(NOAA)的周平均海表面温度(SST)和表面风资料.

1 春季南亚的海-气相互作用过程

图1是1998年1~7月沿10°N~20°N平均的表面感热通量的逐候演变. 由图1可见: (1) 整个非洲大陆东岸一直存在大于75 W/m²的表面加热; (2) 5月上旬以前, 超过75 W/m²的加热出现在非洲大陆, 印度及中南半岛等所有的热带陆面上; 而阿拉伯海和孟加拉湾的感热很弱, 小于25 W/m²; (3) 5月中旬到6月下旬, 虽然非洲和印度仍出现强的陆面加热, 但中印半岛的感热加热已出现负值.

在图1中还叠加了沿10°N~20°N平均的、风速大于2 m/s的10 m风分布. 亚洲南部在3月上旬以前明显为东北季风控制; 在6月以后则主要受西南季风影响. 其间从3月中旬到5月初, 南亚的低空环流主要受局地海陆热力差异影响. 由于强烈的表面加热能产生强烈的表面气旋式环流^[18], 于是春季南亚地表风场表现为反气旋式环流出现在海面上、气旋性环流出现在陆面上; 在海盆西岸盛行偏南风, 在海盆东岸盛行偏北风.

表面加热和大气风场的上述特征在4月和5月的平面图上(图2(a), (b))表现得更清楚. 4月份所有的南亚陆面上表面感热加热都很强, 阿拉伯海和孟加拉湾北部为明显的反气旋环流控制. 于是沿着阿拉伯半岛和印度半岛的东海岸盛行强西南风, 而印度半岛的西海岸盛行强西北风. 4月份中南半岛西北部仍有明显感热, 因此其西北海岸也盛行强西北风. 到了5月份, 由于中南半岛的表面感热已很弱, 甚至转为负, 其西海岸的偏北风消失.

在海洋上部Ekman层中, 风应力 $\vec{\tau}$ 和水平柱流 $\vec{M}_E$ 之间存在下述的Sverdrup平衡关系^[19]:

$$\vec{M}_E = \frac{\vec{\tau}}{\rho f} \times \vec{k},$$

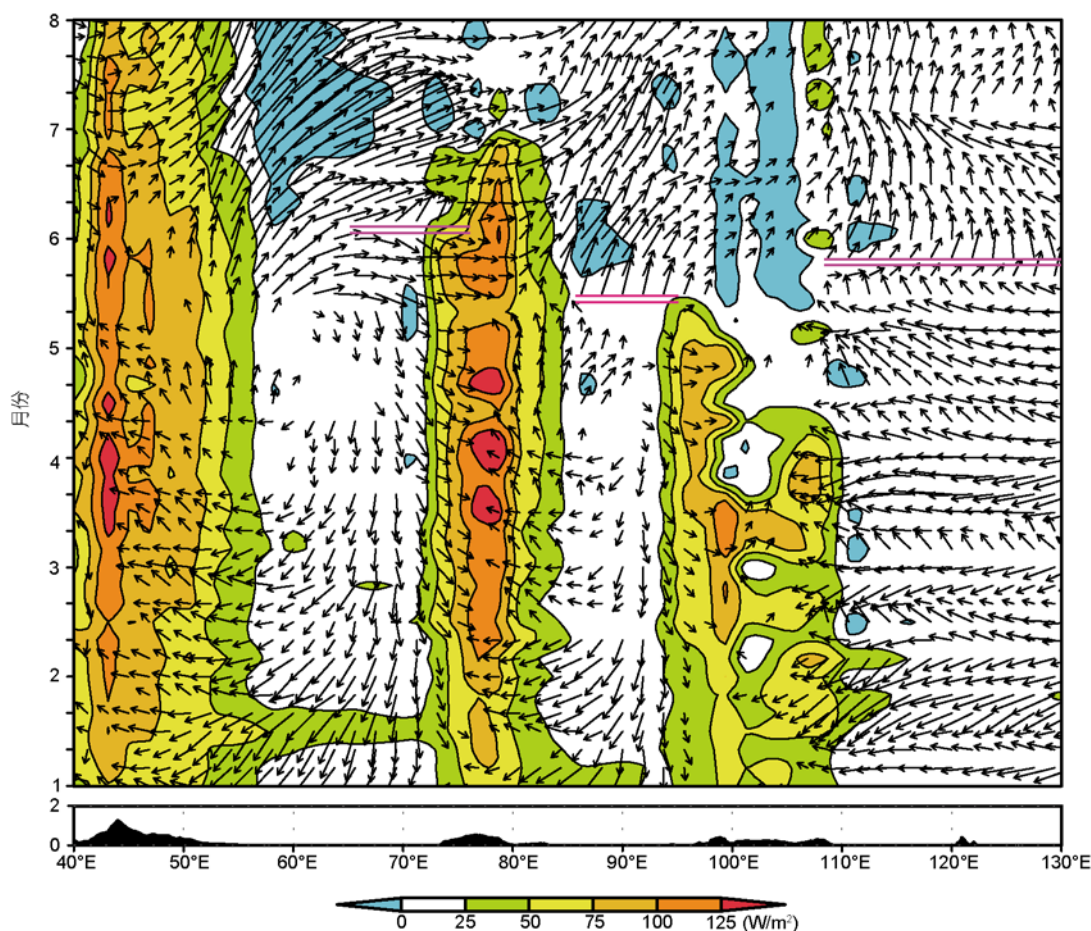


图1 1998年10°N~20°N纬带内平均的地表风和表面感热通量(等值线)的逐候演变

图中的水平双横线分别标示孟加拉湾季风、南海季风和印度季风的爆发时间. 地表风仅标出大于2 m/s的矢量

式中 ρ 为海水密度, f 为柯里奥利参数, $\bar{k}$ 为单位垂直矢量, 向上为正. 根据这一关系, 春季在南亚地区盛行的上述表面风场导致阿拉伯海沿岸及孟加拉湾西侧出现离岸流及冷海水上翻; 而5月在孟加拉湾东部的向岸西南风则对应着暖海水下翻(图2(c)和(d)). 4月的海温变化图上, 在阿拉伯海和孟加拉湾近岸海域的海水上翻区海温变化很小, 甚至出现负变温; 主要升温区出现在阿拉伯海中部和东部、孟加拉湾中部和中国南海东部(图2(e)). 到了5月初, SST高于31°C的暖池出现在阿拉伯海东南部到孟加拉湾中部的广大区域, 中心位于斯里兰卡附近的海域(图2(f)). 这时, 阿拉伯海主体和中国南海的海温相对较低. 上述分析表明, 在大气加热所导致的表面风场的驱动下, 阿拉伯海沿岸和孟加拉湾西岸在春季出现上翻流, 海温偏低; 阿拉伯海的主体、孟加拉湾北部和中

国南海的表面海温也相对较低, 是不利于MOV形成的海域.

2 MOV形成前南亚的海-气耦合过程

到5月10日, 即MOV形成的前3天, 南亚的海-气相互作用特征进一步发展. 印度次大陆候均感热通量超过125 W/m²; 阿拉伯半岛和中印半岛西北部的感热通量也超过100 W/m²(图3(a)). 因此沿着阿拉伯海海岸和印度东海岸出现风速大于3 m/s的沿岸风; 阿拉伯海和孟加拉湾北部受海面反气旋环流控制. 于是在阿拉伯海沿岸及印度东岸产生了离岸流及冷水上翻(图3(b)), 总体上保持春季海气相互作用的特征.

在MOV形成的前一天, 大气环流发生显著变化,

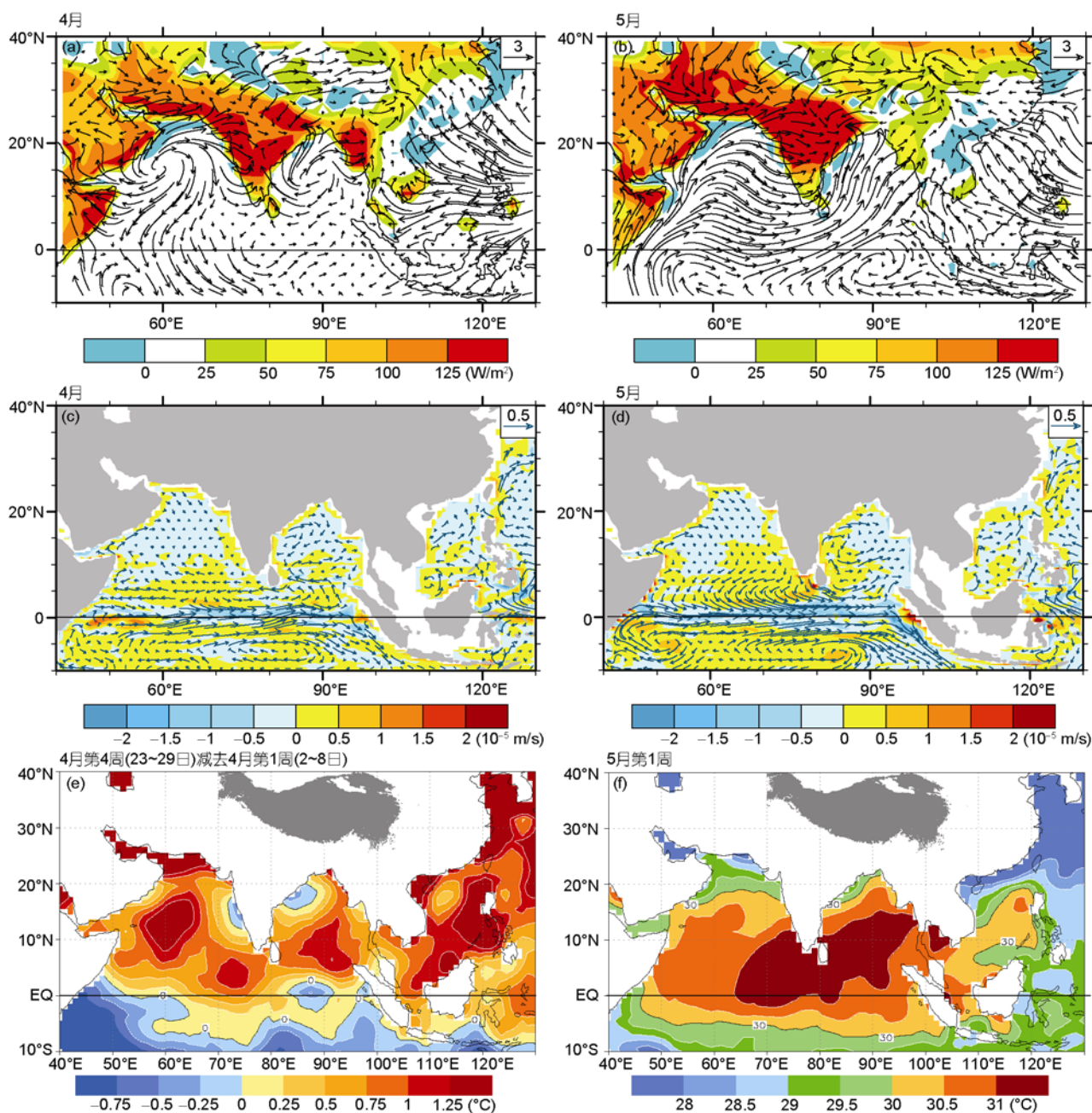


图2 1998年表面感热通量和10 m风场((a), (b))、海洋混合层上升运动和5 m深处海流((c), (d))、海表温度的增加值(e)以及5月第一周海表温度的分布(f)

矢量风场((a), (b))和海流((c), (d))单位: m/s

在非洲沿岸 50°E 附近, 有显著的跨赤道气流发展, 并呈现沿赤道的惯性振荡(图 3(c)和(d)). 其在赤道阿拉伯海的惯性反气旋环流与阿拉伯海北部的反气旋环流迭加, 两支环流在阿拉伯海东南汇合, 风速增大. 而且高压脊前北支冷的偏北风进入暖池区以后激发了海洋对大气的感热加热, 使汇合流区的表面感热

加热超过 20 W/m^2 . 根据热力适应原理, 这一表面加热制造了表面气旋性涡度^[18], 它迭加在惯性振荡的低压槽上, 使惯性波动发生变形. 在 5 月 13 日(图 3(d)), 随着惯性槽底风速加强, 表面感热加热中心超过 25 W/m^2 , 范围也显著扩大. 如此强的近赤道洋面加热使变形惯性槽进一步加宽和发展. 其东侧质点

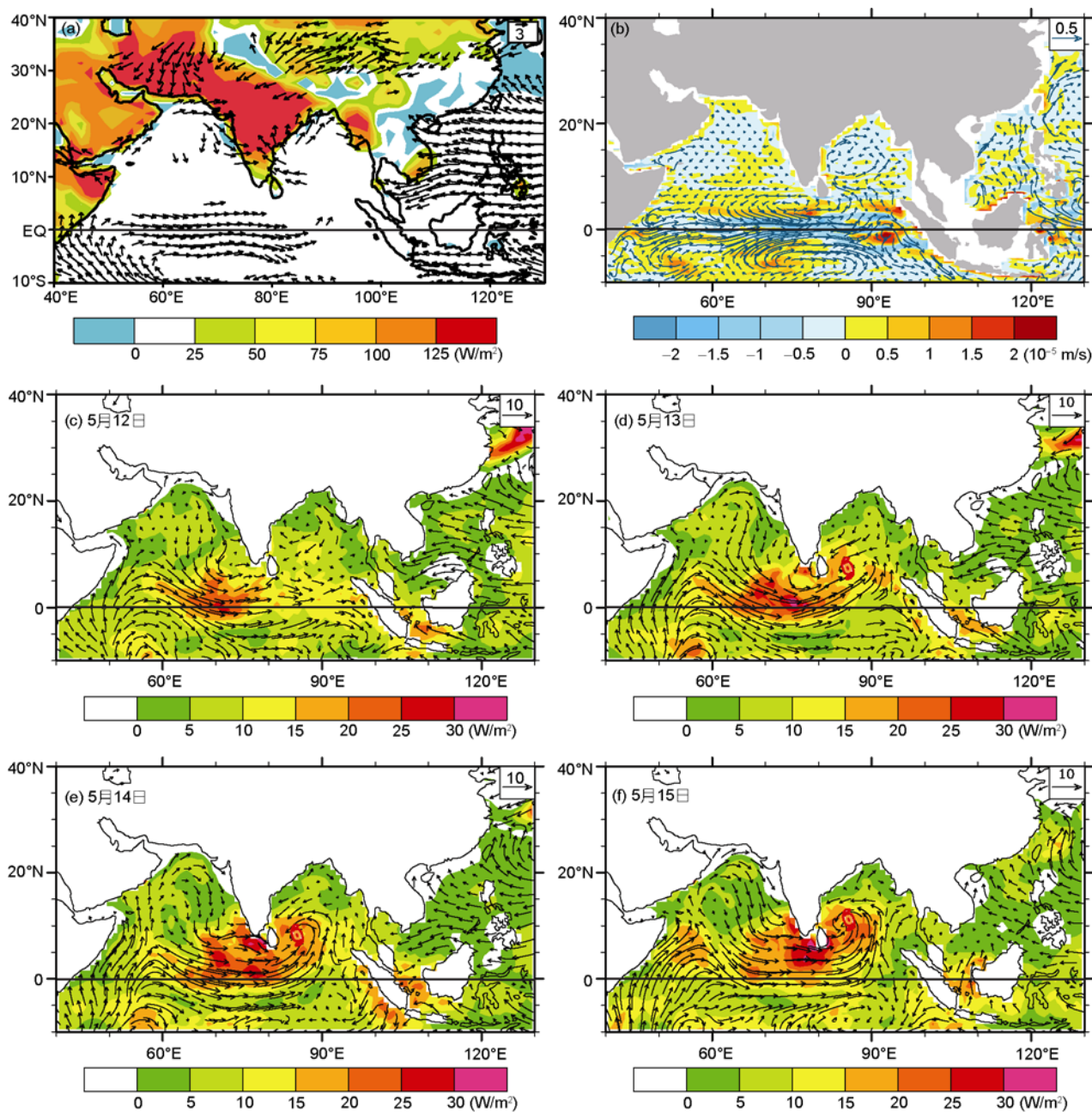


图 3 1998 年 5 月 6~10 日平均的表面感热通量和 10 m 风场(a)、海洋混合层上升运动和 5 m 深处海流(b)、12~15 日逐日表面感热加热和 10 m 风场((c)~(f))的分布

矢量风场(a), (c)~(f)和矢量海流(b)的单位: m/s ; (d)~(f)中的“”表示季风爆发涡旋中心的位置

已克服惯性运动, 以气旋性弯曲折向北进入 SST 暖池区, 与从北部孟加拉湾反气旋南下的冷空气相遇, 在斯里兰卡东部海面上形成了 MOV, 中心伴有大于 20 W/m^2 的表面感热加热. 到 5 月 14 日(图 3(e))随着槽底感热加热范围和强度进一步加大, 位于槽前的 MOV

进一步加强并向北朝孟加拉湾 SST 暖池腹地移动. 5 月 15 日(图 3(f)), 强大的 MOV 环流已经占据了孟加拉湾的大部, 其东侧和南侧的偏南风已占据了整个孟加拉湾南部, 并进入 10°N 以北孟加拉湾的中东部.

3 MOV 发生发展和亚洲季风爆发

在 700 hPa 流场上(图 4), 季风爆发前沿着 15°N~20°N 有一系列的副热带高压单体自西向东排列, 副高脊线呈连续分布. 它将副热带西风带和热带东风带分隔开(图 4(a)和(b)). 当 5 月 13 日 MOV 在海面形成时, 700 hPa 上相应的气旋中心出现在斯里兰卡南

端并伴有>15 mm/d 的降水, 原来在孟加拉湾北部的反气旋中心消失(图 4(b)). 随着 MOV 向北面暖池区的移动和发展, 700 hPa 上的涡旋也迅速发展北上, 15 日该中心已位于斯里兰卡东北侧, 范围覆盖了孟加拉湾的大部分(图 4(c)), 并伴有>20 mm/d 的降水. 这时, 副高脊线在孟加拉湾东部断裂, 其东段在中南半岛已南移至 10°N 附近. 低涡东部的西南风与中印半

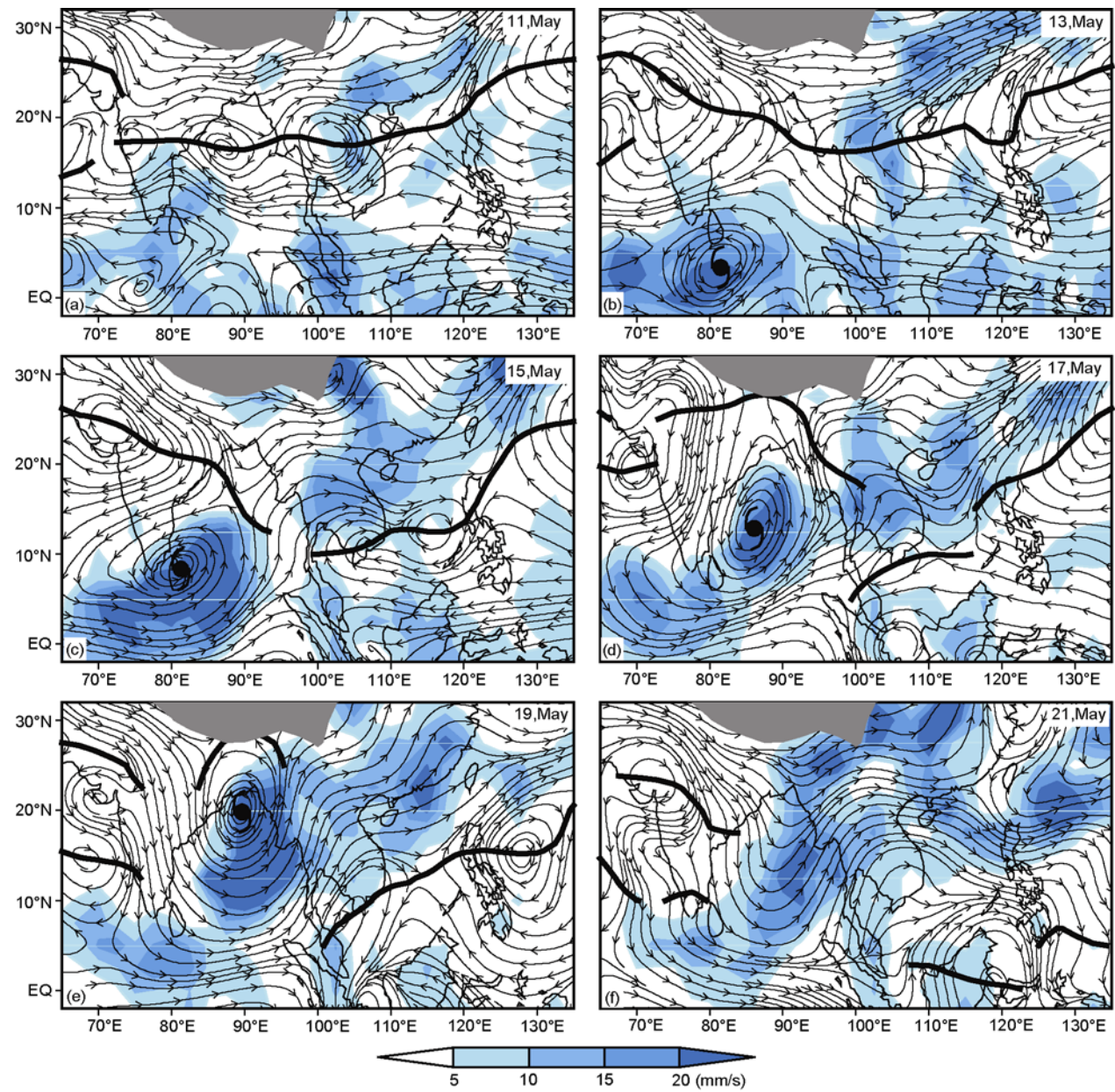


图 4 1998 年 5 月 11~21 日 700 hPa 流场、降水和副高脊线演变

“●”表示 700 hPa 低压中心的位置; 灰色阴影区为 3 km 以上地形; 阴影表示降水; 粗实线表示副高脊线

岛和南海上空的西风打通, 夏季风环流已在孟加拉湾东部建立. 此后低涡继续北移发展, 其西部的副高脊线在印度上空北移到 25°N 以北, 东部的脊线在中南半岛上空则南移至 5°N 附近, 中南半岛夏季风爆发(4(d)和(e)). 至 21 日, MOV 填塞消失, 孟加拉上空被强大的深槽控制, 其东部的偏西风已横扫整个中国南海, 原先控制南海的副热带高压已南撤到赤道附近, 南海夏季风于是爆发.

4 结论和讨论

MOV 在孟加拉湾的发生、北移和发展是亚洲夏季风爆发的重要激发因素. 而谱写 MOV 的整个生命史的则是春季南亚区域海-气相互作用的耦合过程.

1998 年初从冬到春, 沿东非和南亚热带地区逐渐加强的陆面加热使近地面气旋性环流发展, 在阿拉伯海和孟加拉湾海面上有反气旋环流产生. 在这种沿岸风驱动下, 北印度洋北部的沿岸出现离岸流, 冷海水上翻, 因此, 这种海-气相互作用形成的环境场不利于亚洲季风爆发气旋在阿拉伯海和孟加拉湾

北部生成.

从 5 月上旬开始南亚的海-气相互作用特征发生变化. 由于中南半岛此时出现持续降水(图 4), 其表面感热迅速减少, 甚至变为负值(图 1), 表面气旋填塞. 于是孟加拉湾东岸的西北风消失(图 3(a)), 离岸流和上翻流也减弱或消失(图 2(d)和 3(b)), 出现下翻流和海温上升. 于是形成了一个横跨阿拉伯海东南部至孟加拉湾东岸的强度大于 31°C 的春季孟加拉湾 SST 暖池(图 2(f)). 在这一背景下, MOV 的形成可以用图 5 的示意图概述如下.

由于这时印度洋西部沿赤道的海温呈南冷北暖分布, 南风于是发展^[20]; 加之非洲大陆的加热作用, 使非洲以东 $45^{\circ}\text{E}\sim 55^{\circ}\text{E}$ 处有显著的跨赤道南风发展, 并伴有惯性振荡(图 3(c)和(d)). 它与北部的反气旋同相迭加. 在阿拉伯海东南部, 两支偏北冷气流(图 5 两空心箭头)汇合, 风速在槽底加强, 诱发海表释放出大于 20 W/m^2 的感热(图 5 红色区域). 感热所制造的正涡度迭加在惯性槽上, 使后者剧烈增长(图 3(d)~(f)). 质点的自由惯性振荡被终结, 以气旋性运动(图 5 红色空心箭头)向北进入孟加拉湾暖池(图 5 橙色区), 并

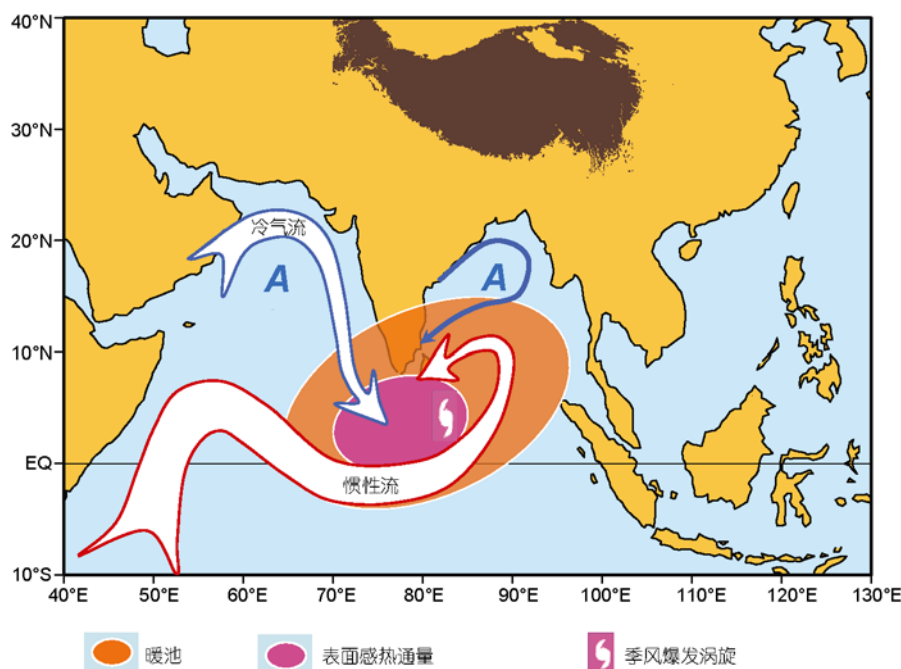


图 5 1998 年在南亚热带海气相互作用背景下孟加拉湾季风爆发涡旋形成示意图

从阿拉伯海反气旋南下的冷空气(蓝色空心箭头)与跨赤道的惯性振荡叠加, 在位于印度南部的惯性槽的洋面上诱发显著的海表面感热加热, 使惯性槽增强并变性(红色空心箭头). 槽前空气以气旋性运动向北进入孟加拉湾暖池, 与孟加拉湾反气旋南部的偏东气流(蓝色实箭头)在斯里兰卡以东汇合. 该处洋面对大气的表面感热加热产生正的能量制造, 最终在该地形成了孟加拉湾夏季风爆发涡旋

与BOB北部反气旋南侧的偏东气流(图 5 蓝色实心箭头)辐合, 终于在斯里兰卡以东形成季风爆发涡旋(MOV)环流. 由于其中心发生在高SST区域并伴有大于 20 W/m^2 的表面加热, 温度(T)和加热(Q)正相关, 有净能量制造; 而且伴有上升和降水(图 4(b)), 位能向动能转化, 最终MOV形成, 并在此后的北上过程中不断发展(图 3(e)和(f)). 它导致冬季连续的副高脊线在孟加拉湾东部断裂, 热带的偏西风(西南风)与副热带的偏西风在断裂处打通, 对流天气剧烈发展, 亚洲夏季风于是爆发(图 4).

1998 年的MOV发生地点离赤道很近, 是否与“惯性不稳定”发展有关? 惯性不稳定常常被用来理解近赤道处对流的发生发展^[21-23], 它是指由于跨赤道存在经向的气压梯度, 在近赤道处存在 $(f(f - \partial u_g / \partial y) < 0)$ 的必要条件时(其中 u_g 为纬向地转风分量), 在绝对涡度等于零等值线的近赤道侧有水平辐散, 在其另一侧有水平辐合和对流发展. 为检验惯性不稳定对 1998 年的MOV发生的贡献, 我们计算了 5 月 12~15 日逐日近地面绝对涡度的分布, 发现绝对涡度的零线一直靠近赤道呈稳定的波状分布. 尤其在 65°E ~ 85°E 范围内, 该零线位于赤道以南(图略). 其实从图 3(c)~(f)中惯性槽底已位于南半球的事实也

可以看出, 在该经度范围内北半球近赤道处绝对涡度大于零. 因此该 MOV 的发生发展与惯性不稳定无关.

本文的分析表明, 孟加拉湾季风爆发涡旋MOV的发生发展是导致亚洲夏季风爆发的重要原因. 而MOV的发生发展本身则是春季南亚地区海-气相互作用的结果: 海表对大气的感热加热以及春季短暂出现的孟加拉湾暖池是MOV形成和向北移动的重要原因, 而这种感热加热和短寿命暖池的产生是由于春季孟加拉湾特定的大气环流对海洋强迫的结果. 当然MOV的发生的时间也与春季来自南半球的跨赤道气流的发展关系密切. 这一结论不同于简单的“海陆热力差异”变化导致季风爆发的传统观念, 有利于进一步认识季风发生发展的动力特征.

必须指出的是, 1998 年 MOV 发生在斯里兰卡附近, 而历史上多数 MOV 发生在孟加拉湾东南部(待发表). 这可能与历史上春季跨赤道气流首先多出现在 65°E ~ 85°E 范围内、而 1998 年出现的位置偏西(50°E 附近, 图 3(c))有关. 不过, 由于图 1 给出的春季南亚海陆热状况的演变具有典型性, 由此可以推测, 本文得到的结论应当具有一定的代表性. 尽管如此, 更深入和全面的结论还有待于从更多的个例分析结果获取.

致谢 感谢审稿人提出的建设性意见.

参考文献

- 1 Li C, Yanai M. The onset and interannual variability of the Asian summer monsoon in relation to land-sea thermal contrast. *J Clim*, 1996, 9: 358—375
- 2 Webster P J, Yang S. Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1992, 118: 877—926
- 3 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: 409—420
- 4 Wu G, Zhang Y. Tibetan Plateau forcing and the timing of the monsoon onset over South Asia and the South China Sea. *Mon Weather Rev*, 1998, 126: 913—927
- 5 张永生, 吴国雄. 关于亚洲夏季风爆发及北半球季节突变的物理机理的诊断分析 I: 季风爆发的阶段性特征. *气象学报*, 1998, 56: 1—16
- 6 颜京辉. 亚洲夏季风的爆发和推进过程及副热带高压形态的变异. 博士学位论文. 北京: 中国科学院研究生院, 2005
- 7 Lau K M, Wu H T, Yang S. Hydrologic processes associated with the first transition of the Asian summer monsoon: A pilot satellite study. *Bull Am Meteor Soc*, 1998, 79: 1871—1882
- 8 Krishnamurti T N, Ardanuy P, Ramanathan Y, et al. On the onset vortex of the summer monsoon. *Mon Weather Rev*, 1981, 109: 344—363
- 9 Mak M, Kao C Y J. An instability study of the onset-vortex of the southwest monsoon, 1979. *Tellus*, 1982, 34: 358—368
- 10 Gray W M. Tropical Cyclone Genesis. Fort Collins: Department of Atmospheric Science, Colorado State University, 1975. 121
- 11 陶诗言, 陈联寿, 徐祥德. 第二次青藏高原大气科学试验理论研究进展. 北京: 气象出版社, 1999
- 12 丁一汇, 李崇银. 南海季风试验研究. *气候与环境研究*, 2002, 7: 202—208

- 13 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及其可能机制. 南京大学学报(自然科学版), 2002, 38: 318—330
- 14 Liu Y, Chan J C L, Mao J Y, et al. The role of bay of bengal convection in the onset of the 1998 South China Sea summer monsoon. *Mon Weather Rev*, 2002, 130: 2731—2744
- 15 丁一汇, 薛纪善, 王守荣, 等. 1998 年亚洲季风活动与中国的暴雨/洪涝. 见: 李崇银, 著. 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. 1—4
- 16 陈隆勋, 祝从文. 1998 年 SCSMEX 期间南海夏季风爆发特征及其机制的初步分析. 见: 李崇银, 著. 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. 13—17
- 17 何金海, 王黎娟, 徐海明. 1998 年南海夏季风建立前后的突变特征及爆发过程的初步分析. 见: 李崇银, 著. 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. 30—33
- 18 吴国雄, 刘屹岷. 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
- 19 Pedlosky J. *Geophysical Fluid Dynamics*. 2nd ed. New York: Springer-Verlag, 1987
- 20 Lindzen R S, Nigam S. On the role of sea surface temperature gradients in forcing low-level winds and convergence in the tropics. *J Atmos Sci*, 1987, 44: 2418—2436
- 21 Tomas R, Webster P J. The role of inertial instability in determining the location and strength of near-equator convection. *Quar J Roy Meteor Soc*, 1997, 123: 1445—1482
- 22 Tomas R, Holton R, Webster P J. The influence of cross-equatorial pressure gradients on the location of near-equator convection. *Quar J Roy Meteor Soc*, 1999, 125: 1107—1127
- 23 Hoskins B, Wang B. Large-scale atmospheric dynamics. In: Wang B, ed. *The Asian Monsoon*. New York: Springer, 2006. 382—387