

东亚冷涌期间低纬环流 和降水形成的数值试验*

朱乾根 余斌**

(南京气象学院, 南京, 210044)

提 要

应用数值试验的方法,研究了东亚冷涌期间低纬环流和降水的形成。结果表明:低纬积云对流作用加强了东北季风和东北信风,但阻滞了热带辐合带进一步南移。印尼和澳大利亚北部季风降水可以独立存在。南海冷涌以及越赤道的西太平洋东北信风都可以是澳大利亚北部夏季风及降水形成的重要因子。数值研究还指出:印尼加里曼丹的强季风降水及常驻性低层扰动形成的基本因子是南海冷涌所触发的积云对流发展。印尼、加里曼丹地形及东北信风扰动可影响该处降水的强度。

关键词:数值试验,东亚冷涌,环流,降水。

1 引言

东亚冬季风是北半球冬季最活跃的大气运动系统。强烈的东亚冬季风爆发后可向南传播经南海一直影响到低纬赤道地区,向西可传播到印度洋北部,有时还可以从加里曼丹越过赤道转为南半球的西北夏季风,影响澳大利亚北部地区。冬季风在中高纬时一般降水量很小。一旦到低纬赤道附近时,常会激发出强烈的积云对流和降水,致使印尼加里曼丹一带成为北半球冬季全球三大降水中心(南美、赤道非洲以及加里曼丹和印尼的海洋性大陆)中最强者^[1]。由于强烈对流的发展,使低纬环流发生极大的改变,并对中高纬环流产生反馈作用。然而,水汽和积云对流对冬季风到达低纬后的传播过程及对低纬环流影响的范围和程度怎样,尚没有明确的、定量的结论,有待进一步研究。

Murakami^[2]和朱乾根等^[3]的观测研究指出,澳大利亚北部低纬夏季风对流活动,不仅与南海东北冷涌有关,而且与西北太平洋副热带高压南侧的东北信风有关。他们认为东北信风可从西太平洋地区越过赤道转为澳大利亚北部夏季风,这与一般所认为的东亚冬季风经南海越过赤道转为澳大利亚北部夏季风^[4]的看法是不同的。这个问题牵涉到澳大利亚北部夏季西北季风的成因,季风气流的来源等问题。如果东北信风越过赤道也能形成澳大利亚北部夏季风及季风降水,那么印尼加里曼丹的冬季风(北半球)降水及该处冬季常驻性低层扰动^[4]与澳大利亚北部的夏季风(南半球)降水及相应的季风辐合带将会独立

* 1992年3月10日收到原稿,1992年9月12日收到最后修改稿。受国家自然科学基金和国家气象局季风科研基金联合资助。

** 现在工作单位:中科院大气物理所。

存在吗?这是一个有待进一步证实的问题。Cheang 等^[5]的个例分析认为在东北冷涌期间,在印尼加里曼丹一带所激发的对流降水及低层扰动,还与西传的东北信风扰动有关,这也是需要进一步证实的问题。

此外,Houze 等^[6]指出,在加里曼丹附近南海冬季风对流活动与偏北季风气流在海岸附近产生摩擦辐合和地形抬升作用有关。果真如此,那么地形对于冬季风对流降水的强度和发生的位置是否具有决定性的作用?它对降水强度的贡献究竟有多大?这也是有待进一步探讨的问题。

本文的目的是应用数值试验方法,进一步证实在东亚冷涌期间,低纬积云对流,东北冷涌、东北信风及印尼加里曼丹地形对低纬环流及降水的影响,并对其成因作进一步的分析,以期获得更为明确的定量的结论。

2 模式、试验个例及试验方案

2.1 模式简介

本文采用 $p-\sigma$ 坐标系五层原始方程模式^[7],水平范围取 $60^{\circ}\text{N}-30^{\circ}\text{S}$ 的整个纬带。该模式的非绝热过程包括辐射、感热、潜热三部分。其中辐射传输过程包括太阳辐射和长波辐射。感热是指影响边界层内(50hPa)大气与下垫面的感热交换。潜热考虑了大尺度降水及基于郭改进方案的积云对流降水的水汽凝结潜热。另外,模式中考虑了地表面水分蒸发的作用。同时,模式考虑了底层摩擦作用。

2.2 个例选取

图1为本文所选取的1982年12月10—15日冷涌过程地面系统演变动态图。由图可见,从10日起一个强的冷高压中心稳定在 $(50^{\circ}\text{N}, 95^{\circ}\text{E})$ 。同时,在其前方不断有冷空气扩散并向东南方向移动。与之相伴随,地面冷锋不断南侵。10日20时,冷锋前缘位于斧山、福州、昆明一线;13日20时,锋面又南移到达马尼拉—越南的归仁一线。

参考Lau等^[8]我们定义冷涌爆发标准为:(1). 南海北部海面($20-15^{\circ}\text{N}, 110-115^{\circ}\text{E}$)偏北风大于 8m/s ;(2). 偏北风增大前0—24小时内深圳(22°N)与黄石(30°N)气压差大于或等于 8hPa ;而冷涌过程的维持标准需同时满足冷涌过程中南海风速大于或等于 6m/s 。据此,对本文所选取的个例,我们确定出12月10—15日为东亚冬季风过程,12—15日为冷涌的爆发与维持过程。

2.3 试验方案

试验方案如表1。

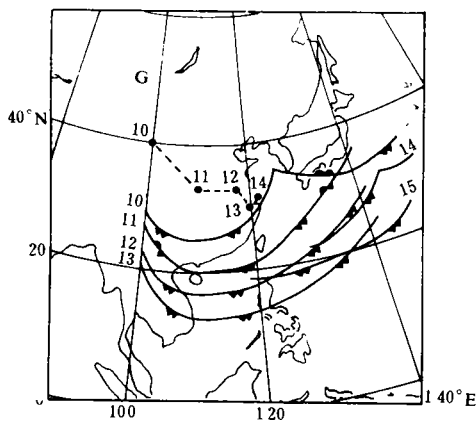


图1 1982年12月10—15日冷涌过程地面动态图
(G为强冷高压中心;圆点为小冷高中心;数字为日期(20时))

表 1 数值试验一览表

试验简称	试验方案	具体做法
CTR	控制试验,用于模拟所选取的冷涌过程	选用 1982 年 12 月 10 日 20 时,ECMWF $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ 经、纬网格点上客观分析资料,经初始化后代入模式运算
DRY	类似 CTR,但去除全部湿作用因子	模式积分中始终没有水汽
NOC	类似 CTR,但去除积云对流作用因子	模式积分中不考虑积云对流作用
EQNL	类似 CTR,但去除赤道印尼地区的地形	选用与 CTR 同样的资料,在去除赤道印尼地区地形(250m)后重新进行初始化,进而将这一初值代入模式运算
PWA	变化太平洋地区初始风系	将原来位于西一中太平洋上的副高强度减弱,使西一中太平洋低层上初始为西风或静风(变化后平均风速大小约为原来的 1/3),进而重新初始化并代入模式运算

3 控制试验

分析控制试验(CTR)模式积分结果(如图 2,仅给出两个时次,其余图略)可以看到:(1). 南海东北风涌不断增强并西伸到印度洋北部;(2). 东北风涌由加里曼丹—马来西亚越过赤道,热带辐合带南移;(3). 东北信风增强,越过赤道,并维持了澳大利亚北部辐合带。以上结果均与实况相似(图略)。差异为:东北地区风速偏大,这是由于北侧边界条件所造成的。但这并不影响下文将研究的地区。此外,台湾以东 11 日风速比实况偏小,但至次日风速已增大与实况相一致。

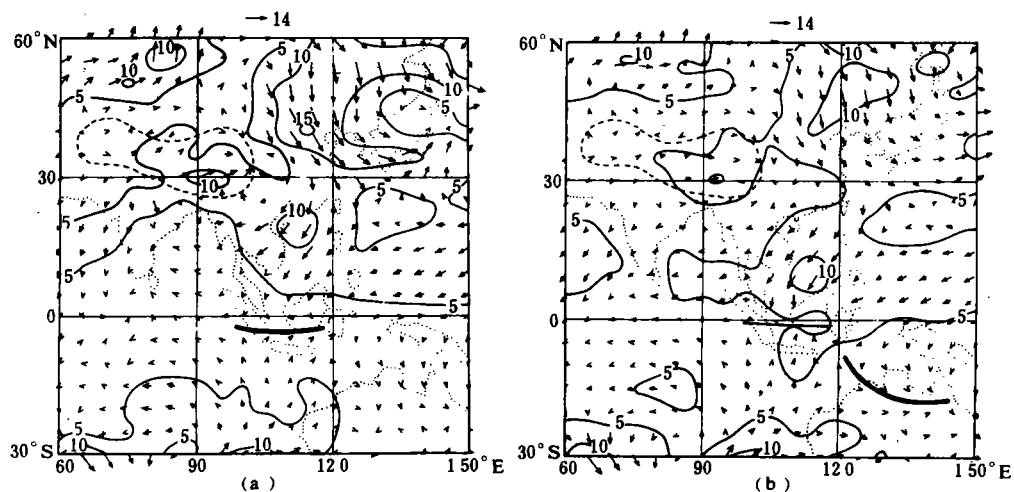


图 2 CTR 最低模式层($\sigma=1$, $p \approx 950\text{hPa}$)积分结果

(图中等值线为全风速线,间隔 5m/s,图上方矢量表示图中最大风矢的大小,粗实线为热带辐合带。

(a):积分 24h(相当 11 日 20 时);(b):积分 72h(相当 13 日 20 时)

4 南海冷涌期间水汽及对流对低纬环流的作用

由于干过程试验(DRY)与无积云对流试验(NOC)积分流场非常类似,为了节省篇幅,在这里仅仅给出 DRY 的结果。

分析 DRY 积分的低纬流场演变(图 3),并与 CTR 结果(图 2)比较发现:CTR 中冷涌爆发后南海强东北风区(风速 $\geq 10\text{m/s}$)在 DRY 过程中(图 3b)已不复存在;同时,占据整个东亚低纬地区的 5m/s 风速带的西边界在 DRY 中也东撤至 90°E 附近。这表明,DRY 试验中,南海东北风减弱且西伸不明显;其次,赤道印尼地区 5°N 上东北风在 CTR 试验中平均有 8m/s ,在 DRY 中则为 5.5m/s ;而印尼辐合带在 CTR 中平均位于 $2\text{--}3^\circ\text{S}$,DRY 中却在 $7\text{--}8^\circ\text{S}$ 。这说明,DRY 中,越赤道东北风气流弱,但辐合带偏南;第三,与东北季风类似,DRY 中东北信风也较 CTR 中减弱,越赤道气流变弱,澳大利亚北部地区的辐合带偏南且不明显。这些结果清楚显示了水汽凝结潜热释放的反馈,对低纬地区环流的影响有两个方面。一方面加强了冬季东亚东北季风及东北信风在低纬的强度,另一方面减小了东北季风及东北信风向南传播的范围。

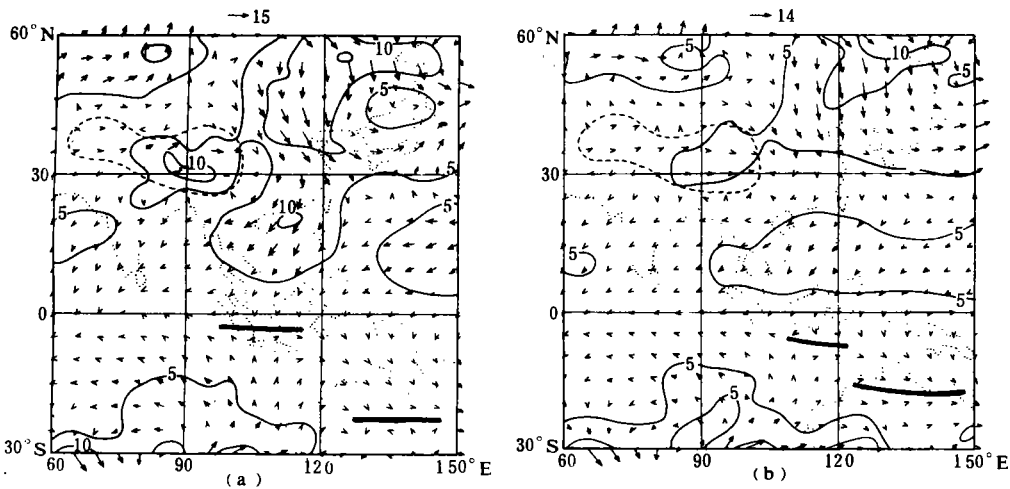


图 3 DRY 试验结果,其他同图 2

分析 $110\text{--}120^\circ\text{E}$ 平均经向风(图 4)及温度(图 5)变化特征,我们看到:(1). 20°N 以北区域无论平均经向风或平均温度变化,在 CTR 和 DRY 试验中都极为相似。这表明,冬季风在中高纬的传播接近于干过程;(2). 20°N 以南,南海经向风在 DRY 中不断减弱,由冷涌爆发后的 $8\text{--}9\text{m/s}$ (图 4. a)减小为 $4\text{--}5\text{m/s}$ (图 4. b);南半球这一区域平均风速也由 $4\text{--}5\text{m/s}$ 减弱为 $1\text{--}2\text{m/s}$ 。同时,风速平均零线位置由 CTR 中的 $2\text{--}3^\circ\text{S}$ 南移至 $6\text{--}8^\circ\text{S}$ 。零风速线两侧平均经向风减弱导致了 DRY 中赤道经向风辐合减弱;(3). 由图 5 可见,南海及赤道冷空气在 CTR 中变化较小,温度冷却慢;而 DRY 试验中这一区域温度下降较多,且冷空气可向南侵入南半球。(4). 与 CTR 试验相比,在经向环流上,DRY 中 Hadley 环流上升区偏南,由赤道南移至 5°S 附近;最大上升高度降低,强度减弱,致使环流圈低而弱(图略)。

进一步,从计算的赤道附近($5^\circ\text{N}\text{--}5^\circ\text{S}$, $110\text{--}120^\circ\text{E}$)低层散度场演变(图略)发现,

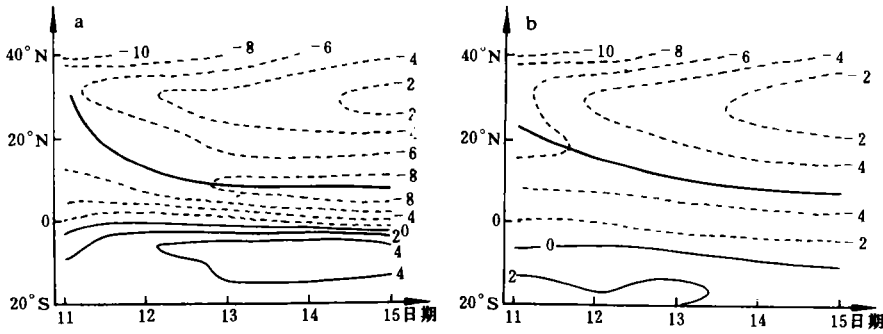


图 4 冷涌过程最低模式层 110—120°E 平均经向风 (V) 随时间演变
(正值为南风, 负值为北风。单位: m/s。粗实线为北风的极大值轴线。(a): CTR; (b): DRY)

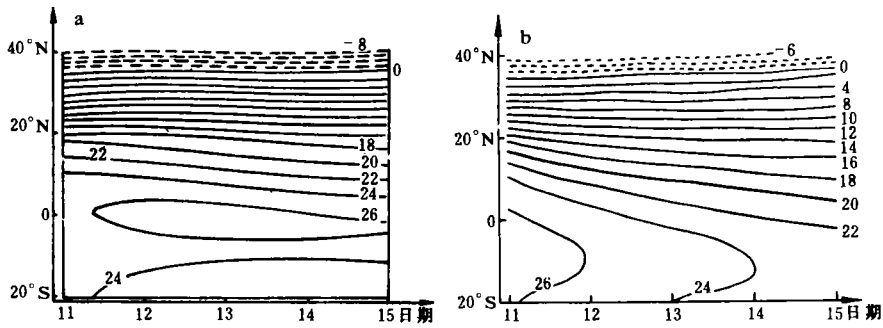


图 5 冷涌过程最低模式层 110—120°E 平均温度 (T) 随时间演变
(图中温度值单位: °C。(a): CTR; (b): DRY)

DRY 试验中这一区域辐合较 CTR 试验显著减弱, 而它与无积云对流参数化试验 (NOC) 较接近(图略)。

综合上述结果, 可以将 DRY 试验中冷空气及赤道印尼辐合带较 CTR 试验偏南解释为: 湿过程中海面水汽蒸发, 低层大气水汽充沛, 减弱了海面长波有效辐射, 海面温度较高, 通过海-气感热交换, 使低层大气变暖, 进而抵消了冷平流作用, 使冷空气温度变性快, 不利于冷空气南侵; 同时, 南海地区对流雨带的发展通过 CISK (第二类条件不稳定) 机制也使低层辐合加强, 辐合带北侧北风加强, 南侧南风加强。因此, 湿过程不利于辐合带进一步南移。在干过程中, 长波有效辐射增强, 致使冷空气温度变性慢, 冷空气可以侵入更南的地区; 同时, 无积云对流存在导致赤道辐合带也相应南移。

5 南海冷涌期间低纬降水形成机制

冬季风期间低纬环流与降水, 除与东北冷涌有关外, 尚与地形及东北信风有关。首先, 分析控制试验降水特征可以看到, 整个冷涌过程中中纬地区降水都不强, 且变化也不大。强降水主要集中在赤道低纬地带, 并以赤道印尼中部 (115°E 附近) 和澳大利亚北部为两个主要降水中心。前者日降水由冷涌爆发前 (积分 24h) 的 2.67mm 发展到冷涌强盛期的 7.51mm (图 6a), 再到后期的 17.12mm (图 6b); 后者由 0.5mm 增至 2.03mm, 到冷涌后

6 结论

综合本文数值研究,我们得到如下几点主要结论:

(1)南海冷涌不是澳大利亚北部夏季风及其降水形成的唯一因子;西太平洋东北信风越过赤道侵入南半球也可形成澳大利亚北部夏季风及其降水。因此,印尼和澳大利亚北部季风降水可以独立存在。

(2)低纬积云对流的发展加强了东北季风和东北信风,并使低层辐合加强,但阻滞了热带辐合带进一步南移。

(3)低纬充沛水汽的存在是冬季风变性的重要因子。其过程是减弱下垫面长波有效辐射,使海面维持较高的温度,从而使低层侵入的冷涌变暖及增湿。

(4)北半球冬季南海冷涌触发积云对流发展,是形成印尼加里曼丹的强季风降水及常驻性低层扰动的基本因子。冷涌路径决定了强季风降水及扰动的位置,地形的存在及增强的东北信风扰动向西传播则可使降水强度增大。

参考文献

- [1] Krishnamurti T N. 热带气象学,柳崇健、朱伯承译.北京:气象出版社,1979,284.
- [2] Murakami, T and Sumi, A. Southern hemisphere summer monsoon circulation during the 1978—1979 WMONEX, Part I, Onset, active and break monsoons. *J Meteor Soc Japan*, 1982, 60, 649—670.
- [3] Zhu Qiangen, Zhi Xiefei and Lie Zhaochong. Low-frequency summer monsoon in Indonesia—northern Australia and its relation to circulation in both hemispheres. *Acta Meteor Sinica*, 1990, 4, 545—553.
- [4] Chang C P, Erickson J. E. and Lau K M. Northeasterly cold surges and near equatorial disturbances over the winter MONEX area during December 1974, Part I; Synoptic aspects. *Mon Wea Rev*, 1979, 107, 812—829.
- [5] Cheang B K. Some aspects of winter monsoon and its characteristic in Malaysia. Research Publication 1980 (2) Malaysia Meteorological Service, Jalan Sultan, Petaling Jaya, Selangor, Malaysia.
- [6] Houze R A, Geotis S G, Marks F D and West A K. Winter monsoon convective in the vicinity of north Borneo, Part I; Structure and time variation of the clouds and precipitation. *Mon Wea Rev*, 1981, 109, 1595—1614.
- [7] 钱永甫等. 行星大气中地形效应的数值研究. 北京: 科学出版社, 1988, 49—76.
- [8] Lau K M, Chang C P and Chan P H. Short term planetary-scale interactions over the tropicals and midlatitudes, Part I; Winter MONEX period. *Mon Wea Rev.*, 1983, 111, 1372—1388.

NUMERICAL EXPERIMENTS ON THE FORMING MECHANISMS OF LOW LATITUDE CIRCULATION CELLS AND PRECIPITATION DURING EAST ASIAN COLD SURGE

Zhu Qiangen Yu Bin

(*Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing, 210044*)

Abstract

In this paper, the forming mechanisms of low latitude circulation cells and precipitation during east Asian cold surge have been studied by using a five-layer primitive equation model. Numerical experiments show that, in low latitude, the cumulus convection effects can intensify the north-east monsoon wind and north-east trade wind, keep ITCZ from transferring southward further.

Numerical results indicate that the winter monsoon precipitation in Indonesia and North-Australia can exist independently. To form the North-Australian summer monsoon wind and its precipitation, both the South China Sea (SCS) cold surge and the west Pacific north-east cross-equatorial trade wind can be of importance.

Numerical results also indicate that, the development of cumulus convection, triggered by the SCS cold surge, is a fundamental factor in forming the strong monsoon precipitation and low-level stationary disturbances over Indonesia and Borneo. The lands of Indonesia and Borneo and the north-east trade wind disturbance are two important factors affecting the precipitation intensity.

Key words: Numerical experiment, East Asian cold surge, Circulation, Precipitation.