

东南亚夏季风中断、过渡与 活跃期的区域能量学研究

谭锐志

(广州热带海洋气象研究所, 510080)

提 要

对两次季风演变过程的能量学研究表明, 季风演变具有鲜明的阶段性能量学特征。中断期, 积云加热小, 两个转换函数值很小; 过渡期, 积云加热增强明显, 两个转换函数值迅速加大, 边界输送作用也明显朝有利方向变化, 同时, 纬向平均气流变为向季风供应扰动动能; 活跃期, 大尺度加热变得重要, 积云加热维持, 两个转换函数也保持大的正值。分析表明, 印度季风东传对东南亚季风活跃的触发作用是重要的, 但季风活跃的维持则主要依靠区域内部能量学过程。

关键词: 东南亚; 夏季风; 扰动动能收支; 能量循环。

一、引 言

季风的中断与活跃的机制迄今仍是个尚未解决的问题。Krishnamurti 和 Bhalm^[1]曾对印度季风作过研究, 强调了太阳辐射和云的相互作用。以后, 虽然也有人提出了一些其他解释, 但至今还没有一种能为人们普遍接受的。并且, 关于东南亚夏季风中断与活跃机制的研究现在还开展得很少。本文试图从能量学角度针对东南亚夏季风的中断、过渡及活跃过程进行探讨。

文中选取 1981 年 7 月和 1982 年 7 月两次季风中断—过渡—活跃过程作为研究对象。图 1(a)、(b)分别是这两次过程在研究区域内 800hPa 的总动能、旋转风动能及散度风动能的时间演变曲线, 根据其演变趋势和天气图上形势演变情况, 可将上述两次过程作阶段性划分。个例 1: 中断阶段, 1981 年 7 月 11—16 日, 过渡阶段, 7 月 17—18 日, 活跃阶段, 7 月 19—25 日; 个例 2: 中断阶段, 1982 年 7 月 20—25 日, 过渡阶段, 7 月 26—27 日, 活跃阶段, 7 月 28 日—8 月 2 日。

二、资料和方法

使用 ECMWF 网格资料, 范围为 5.0—25.0°N, 95.0—125.0°E, 水平格距 1.25°×

1992 年 1 月 7 日收到, 6 月 8 日收到修改稿。

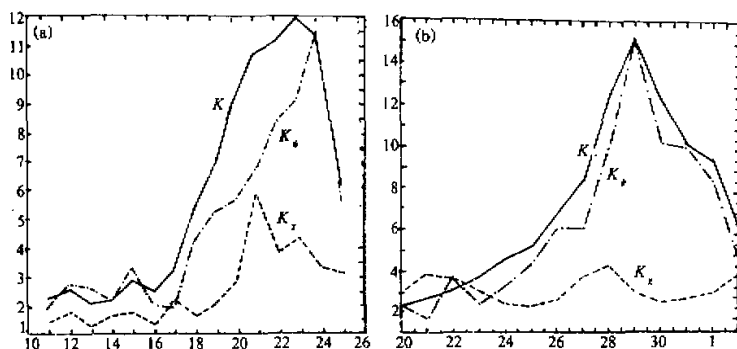


图 1 800hPa 总动能、旋转风动能、散度风动能的时间演变曲线
图中 K_x 放大了 10^2 倍, 单位: $10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$, (a) 个例 1 (1981 年), (b) 个例 2 (1982 年)

1.25°, 垂直方向插成 10 层, 从 1000—100hPa, 等间距 100hPa, 垂直速度采用常用的运动学方法加 O'Brein 订正法计算, 并取齐次上下边界条件。

本文有两部分内容。第一部分中, 使用有限区中扰动动能收支方程进行分析, 这对研究季风由中断转为活跃的成因是有益的。有限区域扰动动能收支方程^[2]为

$$\begin{aligned} \frac{\partial K_E}{\partial t} = & I(K_z, K_E) + I(P_E, K_E) + F_H(K_E) + F_V(K_E) + F_H(P_E) \\ & + F_V(P_E) + D(K_E), \end{aligned} \quad (1)$$

(1)式右端各项具体表达式可参见文献[2], 各项的意义在下节给出。

在第二部分中, 应用总位能方程、旋转风动能方程和散度风动能方程综合研究三个阶段的能量循环过程。采用欧阳子济^[3]最优方案求取势函数和流函数。开系情况下旋转风动能、散度风动能及总位能变率方程^[4]为

$$\frac{\partial K_\psi}{\partial t} = B_\psi + C(K_x, K_\psi) + F_\psi, \quad (2)$$

$$\frac{\partial K_x}{\partial t} = B_x + C(P, K_x) - C(K_x, K_\psi) + F_x, \quad (3)$$

$$\frac{\partial (P+I)}{\partial t} = B_{P+I} - C(P, K_x) + Q_{P+I} + F_T, \quad (4)$$

式中 $K_\psi = \frac{1}{2} |\nabla \psi|^2$, $K_x = \frac{1}{2} |\nabla \chi|^2$, $C(K_x, K_\psi)$ 是散度风动能 K_x 和旋转风动能 K_ψ 的转换函数, $C(P, K_x)$ 是总位能 $P+I$ 与 K_x 的转换函数, 分别为

$$C(K_x, K_\psi) = f \nabla \chi \cdot \nabla \psi + \nabla^2 \psi \nabla \chi \cdot \nabla \psi + \frac{1}{2} |\nabla \psi|^2 \nabla^2 \psi + \omega J(\psi, \frac{\partial \chi}{\partial p}), \quad (5)$$

$$C(P, K_x) = -\chi \nabla^2 \Phi = -\nabla^2 (\chi \cdot \nabla \Phi) + \nabla \cdot (\Phi \nabla \chi) - \frac{\partial \omega \Phi}{\partial p} - \frac{R}{p} \omega T, \quad (6)$$

B_ψ 、 B_x 、 B_{P+I} 分别是旋转风动能和散度风动能及总位能的边界通量作用项。

$$B_{\psi} = \nabla \cdot \psi \nabla \frac{\partial \psi}{\partial t} - \nabla \cdot (\psi f \nabla \chi) - \nabla \cdot (\psi \nabla^2 \psi \nabla \chi) + \nabla \cdot \left(\psi \omega \nabla \frac{\partial \chi}{\partial p} \right) - \frac{\partial}{\partial p} \left(\omega \frac{|\nabla \psi|^2}{2} \right) + J \left(\frac{\psi^2}{2}, \nabla^2 \psi + f \right) - J \left(\omega \psi, \frac{\partial \chi}{\partial p} \right), \quad (7)$$

$$B_{\chi} = \nabla \cdot \chi \nabla \frac{\partial \chi}{\partial t} + \nabla \cdot (\chi f \nabla \psi) + \nabla \cdot (\chi \nabla^2 \psi \nabla \psi) + \nabla \cdot \left(\chi \omega \nabla \frac{\partial \chi}{\partial p} \right) - \frac{\partial}{\partial p} \left(\omega \frac{|\nabla \chi|^2}{2} \right) - J \left(f, \frac{\chi^2}{2} \right) + J \left[\frac{\chi^2}{2}, \nabla^2 \psi \right] - \frac{\partial}{\partial p} [\omega J(\chi, \psi)] + J \left(\chi \omega, \frac{\partial \chi}{\partial p} \right) - \nabla \cdot \left(\chi \nabla \frac{|\nabla \psi|^2}{2} \right) + \nabla \cdot \left(\frac{|\nabla \psi|^2}{2} \nabla \chi \right) - \nabla \cdot \left(\chi \nabla \frac{|\nabla \chi|^2}{2} \right) + \nabla \cdot \left(\frac{|\nabla \chi|^2}{2} \nabla \chi \right) + \nabla \cdot [\chi \nabla J(\psi, \chi)] - \nabla \cdot [J(\psi, \chi) \nabla \chi], \quad (8)$$

$$B_{P+I} = J(C_P T, \psi) + \nabla \cdot (C_P T \nabla \chi) + \nabla \cdot (\Phi \nabla \chi) - \nabla \cdot (\chi \nabla \Phi). \quad (9)$$

(4)式中 Q_{P+I} 是非绝热加热场, 本文只考虑大尺度凝结加热和积云对流凝结加热。积云加热用 Kuo(1974)方法计算, 但参考了 Edmon^[5]提出的对流发生判据。在(2)~(4)式中, F_{ψ} , F_{χ} , F_T 作为余项求出, 它们包括了次网格尺度效应和摩擦消耗两方面的意义, 也包含了计算误差。由于 F 项的复杂性, 其结果只有参考意义。

三、扰动动能收支分析

由于季风主要表现在对流层低层, 因而我们所作的能量学研究主要集中在 1000—600hPa。本文给出的都是各阶段的时间平均值。

由表 1 可见, $\partial K_E / \partial t$ 能够较好地反映出东南亚夏季风由中断转为活跃的过程特征, 因而 K_E 是反映季风强弱变化的良好指标。下面分析各阶段扰动动能收支方程中右边各项的作用。

表 1 阶段平均的扰动动能收支计算结果(1000—600 hPa) 单位: $10^{-3} \text{ W} / \text{m}^2$

个例	阶段	$\partial K_E / \partial t$	$I(K_z, K_E)$	$I(P_E, K_E)$	$F_H(K_E)$	$F_r(K_E)$	$F_H(P_E)$	$F_r(P_E)$	$D(K_E)$
1	中断阶段	-11.2	-17.8	10.9	42.3	-0.5	98.6	-4.9	-139.7
	过渡阶段	69.0	38.9	2.9	83.3	-10.1	7.8	5.3	-59.3
	活跃阶段	22.6	1.6	23.9	-192.4	-26.6	21.8	8.3	185.9
2	中断阶段	-5.3	-15.5	69.6	17.6	-4.7	77.3	0.5	-180.0
	过渡阶段	12.8	34.6	49.3	13.7	-3.6	-9.9	2.5	-123.0
	活跃阶段	9.6	-122.5	69.2	-81.1	-16.5	17.7	9.3	133.6

$I(K_z, K_E)$ 该项为纬向平均动能向扰动动能的转换。结果表明, 当季风由中断向活跃转变时, 季风扰动可以从纬向平均气流获取动能。而在季风中断和活跃期, 则是扰动动能向纬向平均动能转换。

$I(P_E, K_E)$ 该项表示扰动位能向扰动动能的转换。在三个阶段都是有扰动位能向扰动动能的转换,但在我们所关注的过渡阶段,其值显得比另两个阶段反而小,看来该项尽管总起着制造扰动动能的作用,但其对季风活跃的启动并不重要。

$F_H(K_E)$ 该项实际是扰动动能的边界水平输送。两个个例所显示的特征是一致的。在过渡阶段,水平输送达到最大。从天气图上看,两个个例的转变过程都主要由印度季风东传引起。计算表明(表略),过渡阶段区域的西、南界有大量扰动动能输入。到了活跃阶段,表1显示区域内向外界输送大量扰动动能。

$F_v(K_E)$ 其作用是对气柱中的扰动动能进行调整,其整层积分值为零。三个阶段的结果都表明该项将低层的扰动动能向高层输送。

$F_H(P_E)$ 该项是扰动位能的边界涡旋输送。其表现有些类似于 $I(P_E, K_E)$ 。在中断期该项是最重要的扰动动能源,但对季风活跃的启动不占重要位置。

$F_v(P_E)$ 为扰动位能的垂直涡旋输送。它对季风活跃的启动和维持都有一定贡献。

$D(K_E)$ 该项虽作为余项求出的,但作为大项,至少其符号是可信的。两个个例的一致特点是,季风由中断转为活跃,余项负作用减小,正作用增加,在活跃期是最重要的扰动动能源。这可能是积云对流活跃的结果。

从以上分析可知,在我们所关注的季风过渡时期,由于印度季风东传造成大量扰动动能输入,平均气流也变为正压不稳定,从而也制造大量扰动动能,同时由于积云开始活跃,次网格尺度效应增大,因而在抵消摩擦消耗及其他负作用后,使 K_E 增加,季风开始活跃。

四、东南亚夏季风三个阶段的能量循环

在得出东南亚夏季风三个阶段完全的能量循环之前,先具体分析三个阶段的旋转风动能、散度风动能和总位能过程的演变特征。

1. 旋转风动能过程

从表2可见,两个个例的 $\partial K_\psi / \partial t$ 都在过渡期有最大的值。由于 K_ψ 在量值上基本代表了 K ,因而 $\partial K_\psi / \partial t$ 也基本上反映了季风气流的强弱变化(从图1也可看出二者较相似)。

B_ψ 由纯粹的散度项和雅可比项组成,对于闭合系统, $B_\psi = 0$,但在这里,它起着

表2 旋转风动能过程

单位: $10^{-3} \text{ W} / \text{m}^2$

个例	阶段	$\partial K_\psi / \partial t$	B_ψ	$C(K_r, K_\psi)$	F_ψ
1	中断阶段	-12.2	-609.0	13.6	583.8
	过渡阶段	276.7	-192.6	159.3	300.1
	活跃阶段	162.2	241.7	190.2	-327.8
2	中断阶段	53.1	-828.8	-23.5	905.5
	过渡阶段	585.8	42.0	178.4	365.4
	活跃阶段	11.3	-3167.6	88.7	3090.2

很大作用, 表明东南亚夏季风区与外界有显著交换作用。从表 2 可见, 当季风处于中断期时, B_ψ 起着巨大的负作用, 但当季风开始向活跃期转变时, B_ψ 的负作用大大减小, 说明边界通量作用对东南亚季风的阶段性转变有重要影响。但在活跃阶段, 两个个例的 B_ψ 显示出不同的作用。通过对两个个例三个阶段 B_ψ 各分项的考察, 发现其共同特征是 $B_{\psi 1}$ 、 $B_{\psi 2}$ 和 $B_{\psi 6}$ 为大项($B_{\psi i}$ 代表 B_ψ 表达式中右边第 i 项), 而 $B_{\psi 7}$ 为小项。

分析 K_χ 与 K_ψ 的转换函数 $C(K_\chi, K_\psi)$, 其非常鲜明的特征是, 当季风由中断转向活跃时, 其值急剧增大, 活跃阶段也保持大的正转换。对照 F_ψ 项, 尽管其值比 $C(K_\chi, K_\psi)$ 大, 但当季风向活跃阶段过渡时, 它反而变小。由此看来, 大量 K_χ 向 K_ψ 的转换对于季风转向活跃具有极为重要的意义, 而余项 F_ψ 尽管在中断阶段是主要的旋转风动能, 但对季风的过渡阶段并无特殊意义。

2. 散度风动能过程

表 3 显示出 $\partial K_\chi / \partial t$ 总是小量, 因而散度风动能过程实际上是(3)式右边 4 项的平衡过程。表 3 表明, 当季风由中断阶段开始向活跃阶段转变时, 个例 1 表现为边界通量项的负作用大大减小, 个例 2 则表现为正作用大大增加, 总之, 在季风的过渡时期, 边界通量项的作用是朝着有利方向变化的, 这与 B_ψ 的行为颇为相似。计算还表明, B_χ 尽管多达 15 项, 但实际上只有 4 项起主要作用, 它们是 $B_{\chi 2}$, $B_{\chi 3}$, $B_{\chi 10}$, $B_{\chi 11}$, 其他项都小一个量级以上。

表 3 散度风动能过程

单位: $10^{-3} \text{ W} / \text{m}^2$

个例	阶段	$\partial K_\chi / \partial t$	B_χ	$-C(K_\chi, K_\psi)$	$C(P, K_\chi)$	F_χ
1	中断阶段	0.2	-35.9	-13.6	44.8	5.0
	过渡阶段	0.3	-6.8	-159.3	187.3	-20.9
	活跃阶段	0.6	31.4	-190.2	255.3	-96.0
2	中断阶段	0.5	0.3	23.5	7.4	-30.8
	过渡阶段	1.3	88.6	-178.4	233.2	-141.9
	活跃阶段	0.2	18.0	-88.7	360.2	-289.3

$C(P, K_\chi)$ 无论在那个阶段都保持一致的正转换, 而且, 与 $C(K_\chi, K_\psi)$ 相似, 当季风向活跃期转变时, 其量值迅速增大, 在活跃阶段也仍保持大的正值。

F_χ 的作用基本上是消耗 K_χ , 从以上分析我们可清楚看到散度风动能过程的桥梁作用, 当季风向活跃时, 总位能向散度风动能的转换大大增加, 但这种增值只有极少用来增加 K_χ 自身的值, 而绝大部分与有利的边界通量项一起在克服摩擦消耗作用后, 转化为旋转风动能, 使季风加强。本文的这一结果, 与 Krishnamurti 和 Ramanathan^[4] 对印度季风演变过程的研究结果相似。

3. 总位能过程

在表 4 中, 一个显著的特征是, 总位能方程中各项的量级相差悬殊。边界通量项和余项总是大项, 而 $C(P, K_\chi)$ 总是最小项。总位能的时间变化项表现零乱, 因而用它作为衡量季风强弱变化的指标不适宜。

表 4 总位能过程

单位: 10^{-3} W/m^2

个例	阶段	$(P+T)/\partial t$	B_{p+i}	$-C(P, K_i)$	Q_{p+i}	F_T
1	中断阶段	1674.2	60419.8	-44.8	16217.2	-74918.0
	过渡阶段	378.4	794355.2	-187.3	26899.8	-820690.0
	活跃阶段	-282.7	586299.2	-255.3	34513.5	-620840.2
2	中断阶段	3022.2	316364.1	-7.4	9035.8	-322370.3
	过渡阶段	15833.9	387902.2	-233.2	14953.9	-386789.0
	活跃阶段	4765.9	233948.7	-360.2	18516.8	-247338.6

上节我们已知, $C(P, K_i)$ 对于散度风动能平衡过程是很重要的动能源, 但在总位能过程中其作用是微不足道的。所以, 尽管区域内有大量总位能输送和制造, 但转化为散度风动能的有效位能只占其中极小一部分。

如表 4 所示, 季风由中断向活跃过渡时, 非绝热加热大量增加, 而在活跃期比之过渡期又有增加。计算表明 (图略), 过渡阶段非绝热加热的大量增加主要由积云加热引起, 而到了活跃阶段, 除积云加热继续维持外, 大尺度加热在对流层中、低层的作用变得不可忽视。必须指出的是, 虽然 Q_{p+i} 在各个层次上一般比 B_{p+i} 小, 但整层气柱 (1000—100hPa) 积分值却远比 B_{p+i} 大。这是因为总位能边界输送项往往在对流层高层和中、低层的量值相近而符号相反, 使得整层积分值远小于各层都为非负值的非绝热加热所制造的总位能。

4. 东南亚夏季风三阶段能量循环概括

图 2、图 3 分别是个例 1、个例 2 各时期的能量循环框图。图中箭头指向能源框的表示对过程有正作用, 背向能源框的表示负作用。

从图 2、图 3 可看到, 两个个例各阶段的能量循环不全相同, 但同作为东南亚夏季风演变过程的典型代表, 它们的共性是十分明显的。以下综合前三节的分析, 初步概括出关于东南亚夏季风中断、过渡、活跃三个演变阶段能量循环的物理图像。

中断阶段: 该阶段总位能源是边界通量输入和弱积云对流加热制造的总位能, 它们绝大部分用来克服摩擦消耗及贡献于总位能自身的增长, 极少数转化为散度风动能源, 但由于这种转化量太小, 使得 K_x 向 K_y 的转化也很小, 因而尽管有有利的次网格尺度效应贡献, 也不能在克服巨大的边界通量负作用后使旋转风动能有较大增长, 季风处于中断状态。

过渡阶段: 积云对流大为活跃, 边界输送作用也增大, 使气柱内总位能的制造大大增加, 总位能向 K_x 的转化也大大增加, 这就为散度风动能提供了丰富的能源, 它与较有利的散度风动能边界通量作用一起, 在抵消摩擦之后, 仍有大量盈余向旋转风动能转换, 该阶段旋转风动能边界通量作用也朝有利方向变化, 这些有利因素都使得旋转风动能能获得大量能源而迅速增加, 季风加强。

活跃阶段: 大尺度凝结加热开始起作用, 使得该阶段非绝热加热制造总位能进一步增加, 总位能向散度风动能的转换也进一步加大, 散度风动能的边界输送作用也更为有利, 故此虽然该阶段摩擦对散度风动能的消耗增大了, 但 K_x 向 K_y 的转换仍维持大的正

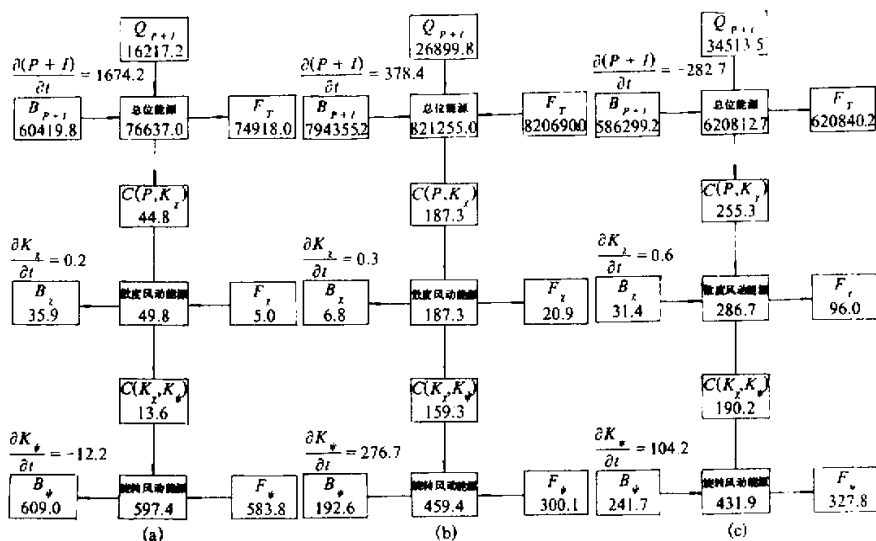


图2 个例1各阶段能量循环

(a)中断阶段; (b)过渡阶段; (c)活跃阶段

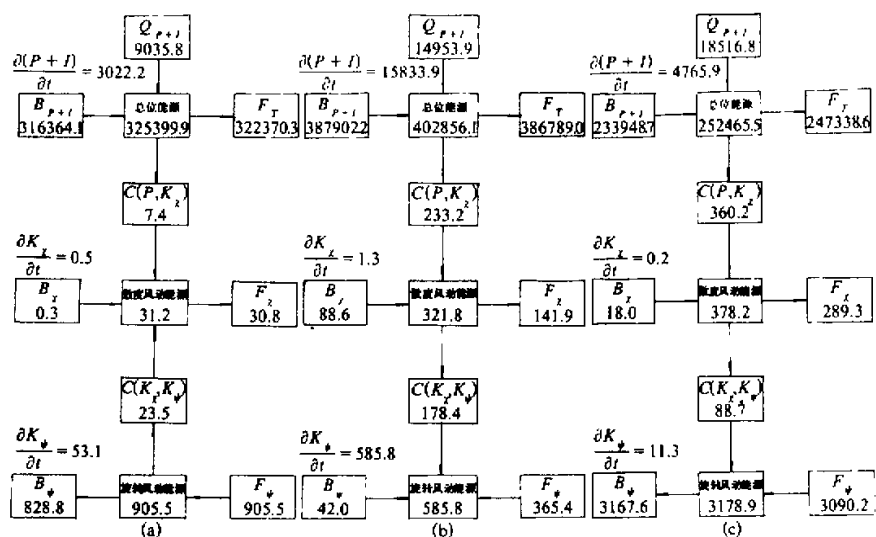


图3 个例2各阶段能量循环

(a)中断阶段; (b)过渡阶段; (c)活跃阶段

值, 它与其他能源一起, 在抵消各种能量消耗之后, 使 K_ψ 仍有一定增量, 季风维持强大。

参 考 文 献

- [1] Krishnamurti, T.N. and H.N. Bhalme, 1976, Oscillation of a monsoon system. Part I. Observational aspects, *J. Atmos. Sci.*, **33**, 1937–1957.
- [2] 丁一汇, 1989, 大气动力学中的诊断分析方法, 科学出版社, 183–186.
- [3] 钦阳子济、杨虎成, 1988, 有限区域流函数和势函数的计算, 空劳气象学院学报, 第 9 卷, 第 3 期, 42–53.
- [4] Krishnamurti, T.N. and V. Ramanathan, 1983, Sensitivity of the monsoon onset to differential heating, *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1290–1306.
- [5] Edmon, H.J. and D. Vincent, 1976, An application of the tropical parameterization scheme of convective latent heat release in middle latitude, *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 1141–1153.

A Study on the Regional Energetics during Break, Transitional and Active Periods of the Southwest Monsoon in South East Asia

Tan Ruizhi

(Guangzhou Institute of Tropical and Oceanic Meteorology, 510080)

Abstract

Through the investigation into the energetics of the monsoon we have found that distinct features exist for different periods. For the break stage, the heating by cumulus convections is weak and the two conversion functions are small. For the transitional stage, the cumulus heating and the two conversion functions increase greatly, the boundary transport tends to be favourable, meanwhile, the zonal mean flow begins to provide perturbation energy for the monsoon. During the active stage, the heating by the large scale condensation appears to be significant and that by cumulus convections remains strong. The large values of the two conversion functions also maintain. Further analysis drops a hint that the eastward propagation of the Indian monsoon may play a triggering role in the transition of the monsoon in Southeast Asia. However, the inner energetics process in the area is mainly responsible for its maintenance.

Key words: the southwest monsoon; southeast Asia; the budget of perturbation kinetic energy; energy cycle.