

我国夏季风北进时期的动能平衡分析

朱乾根 苗新华*

提 要

本文利用动能平衡方程, 计算了我国夏季风北进时, 东亚低纬地区的平均动能收支。分析表明, 1979年6月17—20日(入梅)东亚低纬环流发生明显的转变, 与此同时, 区域内平均动能和扰动动能急剧增加, 上升运动加强, 对流性降水增大。平均动能的主要来源是气压场做功, 而动能的急剧增加则主要决定于余项的减小, 即次网格尺度动能向网格尺度动能转换。在此过程中, 积云对流的发展起了重要作用。南亚高压两侧的副热带西风急流和东风急流、低层东南亚西南季风、西太平洋东南季风以及 105°E 和 125°E 附近的越赤道气流等运动系统对区域内平均动能的平衡都具有重要贡献。

一、前 言

每年初夏, 当南海和东南亚季风向北推进到达长江流域时, 中国东部雨带也相应北移, 华南前汛期降水即告结束, 江淮梅雨开始。这种变化是急剧的, 但并非局部现象, 整个中低纬环流形势发生急剧的转变, 尤其是低纬环流转变更为明显。与此同时, 印度西南季风也在印度次大陆中、北部建立^[1]。此后便进入初夏季节。在此转变过程中, 东亚大气能量收支也必将发生急剧的转变。了解此转变时期的大气能量平衡过程将有助于认识季风推进的物理因子, 从而从一个侧面为大范围降水预报提供依据。关于东亚低纬地区动能平衡方面的研究, 至今尚未有人作过。本文根据1979年入梅前后的印度季风试验资料, 计算了东亚低纬动能收支, 发现了一些有意义的事实。

动能方程为

$$\frac{1}{\sigma g} \int_p \int_{\sigma} \frac{\partial K}{\partial t} d\sigma dp = - \frac{1}{\sigma g} \int_p \int_{\sigma} \vec{V} \cdot \nabla \phi d\sigma dp -$$

(a)

(b)

* 本院气象系82届樊云和李旬同学曾参加部分工作。

$$-\frac{1}{\sigma g} \int_p \int_{\sigma} \nabla \cdot (\vec{V} K) d\sigma dp - \frac{1}{\sigma g} \int_p \int_{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} (\omega K) d\sigma dp + D$$

(c)
(d)
(e)

式中 $K = (u^2 + v^2)/2$ 为单位质量大气的水平运动动能, ϕ 为重力位势, σ 为区域面积, 其它为常用符号。上式(a)项是动能的变化率, (b)项是由于气流穿越等压线引起的动能产生, (c)和(d)项是动能的水平通量散度和垂直通量散度, (e)项作为余项, 除计算误差外, 主要包括摩擦消耗和网格尺度与次网格尺度之间的动能转换。如果不考虑计算误差, 则当 $D < 0$ 时, 表示为摩擦消耗; $D > 0$ 时, 表示次网格尺度动能向网格尺度动能转换。

本文计算区域为 100° — 140° E, 赤道到 35° N 的东亚低纬地区。时间是 6 月 17—20 日逐日 20 时共 4 个时次 3 个时段。水平格距为 5 经度 $\times$ 5 纬度, 水平积分采用平均值法。垂直方向分为 5 层, 分别为 1000、700、500、200 和 100 毫巴, 垂直积分采用梯形法。垂直速度计算采用订正的运动学方法*, 并设 1000 和 100 毫巴层等压面上的 $\omega = 0$ 。

二、环流形势演变特征

1979 年 6 月 12—17 日华北和江淮流域天气晴、干、高温, 最高气温达 40°C 以上, 17 日以后, 雨区由西南向东北发展, 18—20 日 100° E 以东我国东部地区普遍降雨, 江淮梅雨开始。17—20 日低纬高空环流形势发生了明显转变。200 毫巴上南亚高压东伸, 在缅甸出现一分裂中心, 我国东部地区由一致偏北气流转为强的偏西风, 高压南部东北气流也加强(图 1a)。500 毫巴上西太平洋副热带高压脊由南海北移进入大陆 23° N 附近, 由新疆东移的冷槽不断加深, 在副高脊西北部逐渐转为东北—西南向, 槽前西风显著加强(图 1b)。低空 700 毫巴上孟加拉湾低压形成, 印度西南季风向东发展, 东南亚西南季风增强至 20 米/秒以上, 它与副高脊南侧的南海东南季风结合向北推进到我国江淮流域, 又与北方偏北冷气流相遇, 辐合上升, 形成大面积降水(图 1c)。上述天气过程的演变, 对所研究区域内的平均动能, 网格尺度扰动动能以及铅直运动具有重大影响。表 1 显示了这三种物理量的逐日变化情况。由表 1 可见, 网格尺度扰动动能约为平均动能的 $1/3$ — $1/6$ 。两者在 200 毫巴上达最大, 其数值约为其它 4 层之和。18 日以后, 各层平均动能和扰动动能急剧增大, 并且在低层(1000 毫巴, 700 毫巴)和高层(200 毫巴)扰动动能与平均动能之比增大快。例如, 700 毫巴 17 日扰动动能约占平均动能的 $1/4$, 20 日增至 $1/3$ 左右, 200 毫巴 17 日扰动动能约占平均动能的 $1/5$, 20 日增至 $1/3$ 左右。与此同时, 区域内上升运动也急剧增大, 从 17 到 20 日最大上升速度(500 毫巴上)约增长到 4 倍。从静止卫星云图上可以清楚地看出, 17 日以前东亚低纬地区云团分散、零乱, 面积较小(图略)。17 日后东南亚地区大面积的季风云团发展, 云层浓密, 副高的晴空区伸向南海和华南沿海, 华南云带北移至长江流域(图 2)。概括而言, 在此过程中, 东南亚西南季风加强, 南海季风北进, 天气尺度扰动不断增强, 平均动能及网格尺度扰动动能增大, 同时引起了广泛的上升运

* 讨论该问题的文章尚未发表。

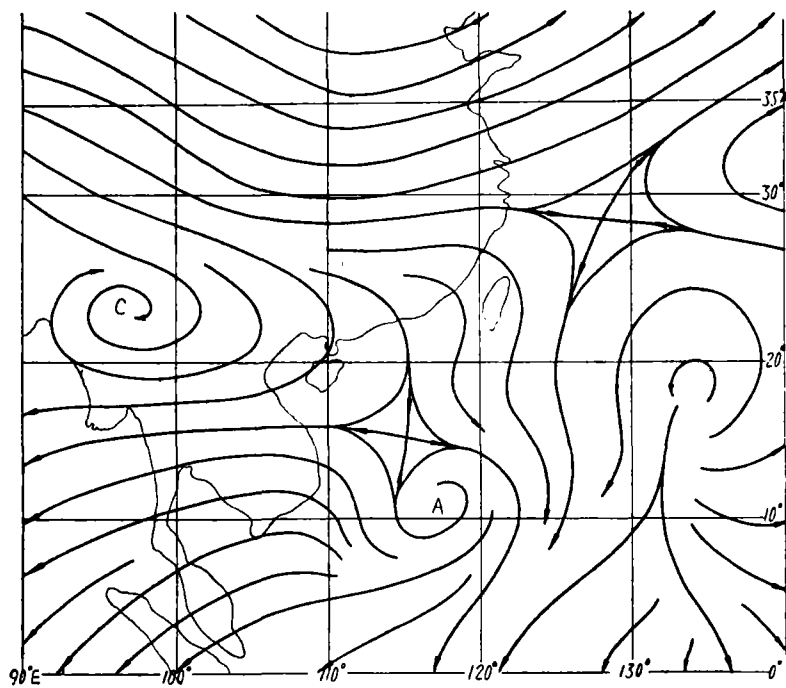
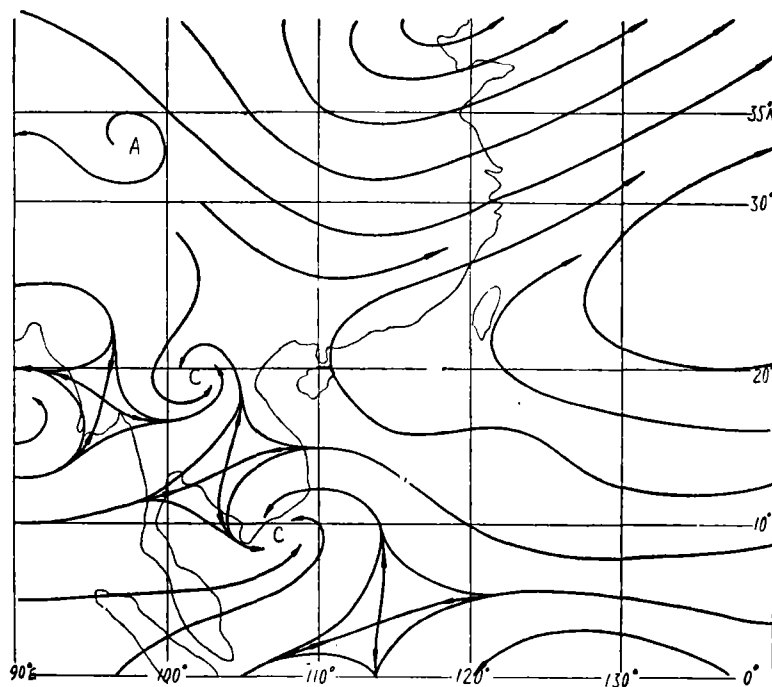
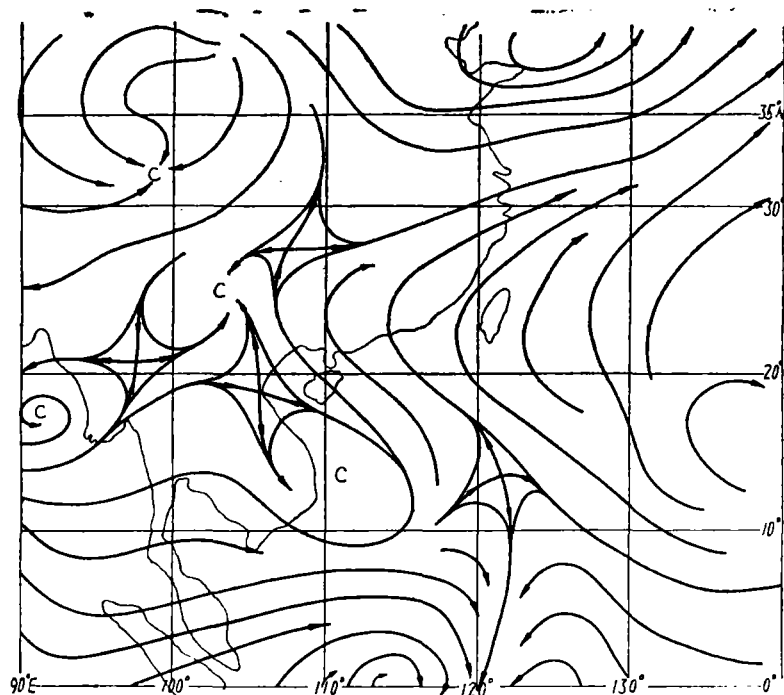


图1 1979年6月20日20时流线图。

a, 200毫巴;



b, 500毫巴;



c, 700毫巴。

动，从而天气活跃，云团发展，大范围降水(主要是对流性)增强。

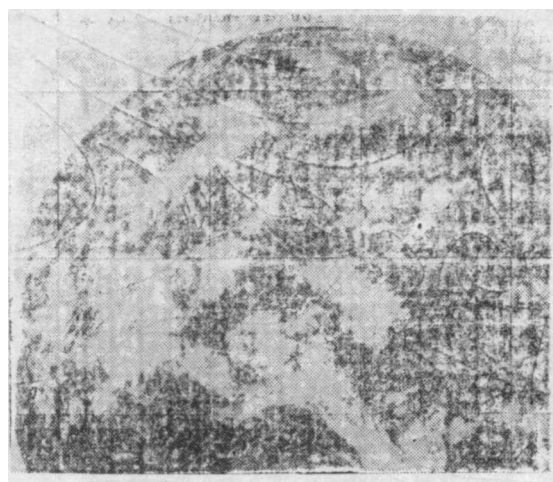


图2 1979年6月19日08时东经140度静止卫星云图。

表1 逐日各层平均动能, 扰动动能, 平均垂直速度

日	层(毫巴)	1000	700	500	200	100
	项					
17	$\bar{K}$	12.860	20.212	23.483	132.472	80.27
	K'	2.891	4.980	7.279	24.295	15.701
	$\bar{\omega}$	0	-0.0001975	-0.0002156	-0.0001499	0
18	$\bar{K}$	12.185	22.419	33.456	97.628	72.165
	K'	2.293	4.899	11.030	25.117	14.265
	$\bar{\omega}$	0	-0.0001013	-0.0004958	-0.0002676	0
19	$\bar{K}$	13.947	32.743	38.827	141.349	87.236
	K'	2.186	9.470	14.611	43.062	14.655
	$\bar{\omega}$	0	-0.0004968	-0.0007108	-0.0003842	0
20	$\bar{K}$	21.329	38.259	48.453	175.424	109.509
	K'	5.636	12.790	16.117	63.900	24.400
	$\bar{\omega}$	0	-0.0005471	-0.0008309	-0.0002413	0

$\bar{K}$: 焦耳/米², 区域平均动能 $\bar{K} = \frac{1}{\sigma} \int_{\sigma} K d\sigma$,

K' : 焦耳/米², 网格尺度扰动动能 $K' = K - \bar{K}$,

$\bar{\omega}$: 毫巴/秒, 区域平均垂直速度。

三、平均动能平衡

我们将整个过程分为三个时段(17—18日20时, 18—19日20时, 19—20日20时), 各时段中的动能平衡情况列于表2。由表2可见, 从整个区域整层来看, 17—18日平均动能略有减少, 18—19日, 19—20日平均动能不断增加, 在引起平均动能改变的各因子中, 动能产生项(即(b)项)数值最大, 比其它各项约大一个量级, 所以产生项是动能的主要来源, 这与文献[2]的结果一致, 但进一步分析可以看出, 由第一时段与第二、三时段相比动能产生项是减少的, 而平均动能则由减少转为增加, 这就说明决定过程转变的主

要因子并非动能产生项的作用。

表 2 各时段, 各层次动能方程各项值 (瓦特/米²)

日	层(毫巴) 项	1000~700	700~500	500~200	200~100	1000~100
17	(a)	0.02715	0.14385	-0.44061	-0.25363	-0.52324
	(b)	-0.05317	0.15287	1.85140	1.30668	3.25787
	(c)	0.04102	-0.19686	-0.25009	-0.05366	-0.45959
18	(d)	-0.05003	-0.02922	-0.10758	0.18683	0
	(e)	0.08934	0.21705	-1.93443	-1.69348	-3.32152
18	(a)	0.21408	0.18536	0.86969	0.34717	1.61630
	(b)	0.25709	0.45234	0.44728	0.72588	1.88259
	(c)	-0.03167	-0.25847	0.38266	-0.06936	0.02316
19	(d)	-0.13175	-0.02345	-0.07972	0.23492	0
	(e)	0.12042	0.01493	0.11946	-0.54425	-0.28944
19	(a)	0.22850	0.17883	0.77418	0.33275	1.51426
	(b)	0.27963	0.30126	1.07040	0.50878	2.16007
	(c)	0.00634	-0.24735	-0.27919	-0.28877	-0.80897
20	(d)	-0.21948	0.01895	-0.07300	0.27353	0
	(e)	0.16201	0.10598	0.05596	-0.16079	0.16316

对三个时段的动能平衡情况分别进行分析后发现: 17—18日产生项产生的动能虽然很大, 但主要用于摩擦消耗, 并向四周略有输出(水平通量散度项), 结果平均动能略有减少。18—19日产生项产生的动能比前一天已有减少, 但数值仍很大, 它几乎全部用于平均动能的增加。余项很小, 水平通量散度项更小, 可略而不计。19—20日产生项产生的动能仍很大, 且余项已转为正值, 即有次网格尺度动能向网格尺度动能转换, 除一小部分向四周输送外, 平均动能继续以同一量级增长。

由上可见, 整个过程中动能的主要来源是动能产生项, 但入梅后平均动能的急剧增长, 其主要原因却是余项的急剧减少, 最后甚至变为正值, 即有次网格尺度动能向网格尺度动能转换。这样, 产生的动能才有可能用于区域内动能的增长。图 3 清楚地表现了

余项与整层平均动能增长的关系。水平通量散度项的数值始终很小，对平均动能的增长影响较小。

从表 2 还可以看出，入梅前后整层平均动能由减少转为增加的变化，主要表现在高层500与100毫巴之间，17—18日比层动能减少，数值较大，18—20日转为同量级的动能增加。其次表现在低层1000与700毫巴之间，18—20日每日动能增加值比17—18日动能增加值扩大了10倍。700—500毫巴动能稳定增加，但数值变化很小。从各层来分析就可看到平均动能垂直通量散度的作用，整个过程中200毫巴以下失去动能，200毫巴以上获得动能，即动能向上输送，这与整个过程中平均垂直运动向上是一致的，所以此项对高层动能的增加具有一定的贡献。由于边界条件(1000与100毫巴上 $\omega=0$)的限制，平均动能垂直通量散度上下层相互抵消，它对整层动能增加没有贡献。平均动能水平通量散度上下也有所抵消，但不为零。它对某些层次动能平衡有较大贡献，但对整层动能平衡贡献较小。产生项上下符号基本一致，不仅是整层，也是各分层平均动能的主要来源。200毫巴以上的余项始终为负，这说明次网格尺度向网格尺度的动能转换过程主要发生在200毫巴以下的大气层中。

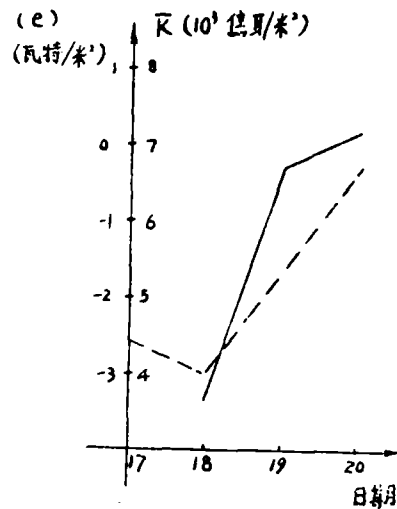


图3 余项与整层平均动能增长的关系。

项	日期			
	17	18	19	20
(e)		-3.32	-0.29	0.16
$\bar{K}$	4.4	4.0	5.4	6.7

四、积云对流的作用

(e)项作为余项计算，其中必含有资料及计算等误差，为了分析计算的物理实质及其可靠性，首先，我们对这种误差进行大概的估计。与整层不同，在各分层的计算结果中(见表 2)，此项数值与方程中其它各项的量级是相同的，这就说明其所得结果主要不是计算误差所造成的。在18—19日和19—20日两时段的整层计算结果中，(e)项是(a)和(b)两项大数的小差，很可能是计算误差，但这不影响分析结果，因为我们的分析主要着眼于此项的急剧减小，至于它的具体数值及符号的正负则是无关紧要的。因此，在这里，(e)项数值的变化可以看成主要是次网格尺度与网格尺度动能交换所造成的。

当(e)项负值较大时，主要是摩擦消耗作用，网格尺度动能与次网格尺度动能交换小；当(e)项负值较小或为正时，即次网格尺度动能向网格尺度动能转换较大。它的物

理实质对于不同的天气过程是不同的, 我们认为这里主要是积云对流水汽凝结释放潜热的结果。据文献[3], 平均有效位能向网格尺度平均动能的转换, 主要是通过产生项而实现的, 次网格尺度动能向网格尺度平均动能的转换则主要是通过余项而实现的, 与我们的结果颇为一致。

上已述及, 在此过程中, 我国东部地区由晴干转为降水, 计算区域内平均上升运动急剧增大, 而且上升运动的范围不断扩大, 下沉运动区不断缩小。可见在此期间有广泛的大尺度和中小尺度对流凝结过程, 释放了大量潜热。这些释放的热量一方面必然用于制造网格尺度与次网格尺度有效位能; 另一方面转换为中、小尺度的动能(即次网格尺度的动能)。

从各层(e)项的演变可以看出低层1000—700毫巴的数值增强了一个量级, 高层500—200毫巴由负转正值, 700—500毫巴变化很少。换句话说, 在高、低层次网格尺度动能向网格尺度动能转换增加最快, 这与前述在高、低层平均动能与网格尺度扰动动能增加较快也是一致的。因为对流凝结潜热释放一般在中层, 它所制造的动能主要应在高、低层。由此看来, 这种动能的转换, 确实是由于对流凝结潜热释放所造成的, 而且, 次网格尺度动能向网格尺度动能的转换, 不仅增加了区域平均动能, 而且还必定增加了网格尺度扰动动能。

$$-\frac{1}{\sigma g} \int_p \int_\sigma \vec{V} \cdot \nabla \phi d\sigma dp = -\frac{1}{\sigma g} \int_p \int_\sigma \nabla \cdot \vec{V} \phi d\sigma dp - \frac{1}{\sigma g} \int_p \int_\sigma \frac{\partial \omega \phi}{\partial p} d\sigma dp \\ - \frac{1}{\sigma g} \int_p \int_\sigma \omega \alpha d\sigma dp$$

上式右端第三项表示有效位能向平均动能的转换, 计算结果见表3。由表3可见, 无论是分层和整层都有有效位能向动能转换, 而且随着入梅过程而急剧增大。这就是说, 整个过程中有效位能不断向动能转换, 而有效位能又主要来自非绝热加热。当对流凝结增强时, 这种转换也急剧增强。可见积云对流对有效位能向动能的转换有重要贡献。

表3 逐日各层次 $-\bar{\omega}\alpha$ 值 (瓦特/米²)

层(毫巴) 日	1000~700	700~500	500~200	200~100
17	29.708	55.347	129.363	23.223
18	49.981	111.967	269.401	42.061
19	74.666	163.465	389.775	58.725
20	82.041	178.337	360.917	37.285

实际上, 以上结果与一般热带天气的特点是一致的, 但我们在这里指出了转换的具体物理过程和具体量值。

五、天气系统的作用

天气系统对动能平衡的作用主要表现在三个方面。首先它影响着动能水平通量散度的平衡,虽然在动能收支中平均动能水平通量散度的数值比其它各项小一个量级,作用甚小,但是水平通量散度是各边界水平通量之和,即边界水平通量平衡的结果,而水平通量数值一般较大。同时,它们的符号和数值与一定的天气系统相联系,研究边界水平通量是如何获得平衡的,可以了解各个天气系统的作用。

表 4 列出了逐日各边界各层次的水平通量值,它们是同一边界上的水平通量之和。

表 4 逐日各边界各层次动能水平通量值 (焦耳/米²秒)

日	方位	层(毫巴)					
		1000	700	500	200	100	平 均
17	西	-15	11	28	-630	907	60
	东	-266	-231	51	1816	270	328
	南	-1	-49	-31	116	-514	-95
	北	30	144	275	655	-1096	1
	合 计	-252	-125	323	1957	-433	234
18	西	-71	-35	-25	-1684	1264	-110
	东	-57	95	569	646	256	301
	南	3	16	-14	483	456	189
	北	-11	245	657	-1629	-693	-286
	合 计	-136	321	1187	-2184	1283	94
19	西	-68	-170	-104	-2309	3435	156
	东	-47	61	509	1731	554	561
	南	-43	-41	5	791	35	149
	北	-20	364	73	-2164	-616	-472
	合 计	-178	214	483	-1951	3408	394
20	西	-310	-472	-35	-3856	2118	-511
	东	-123	86	223	98	-188	19
	南	-32	-18	73	744	-434	66
	北	156	744	853	4892	-140	1301
	合 计	-309	340	1114	1878	1356	875

由于同一边界上各纬度或各经度上的风向不同,因而这些数值也可能是相互抵消的结果。由表 4 可见,各边界各层次的平均动能水平通量值差别很大。总的来看,高层大于

低层, 200毫巴以上在多数情况下比低层大一个量级, 各边界的输送量变化较大。

结合各等压面图及剖面图分析(图略)可以发现, 决定西边界(100°E)平均动能水平通量的天气系统高层是南亚高压南北两侧的东风急流和副热带西风急流。由于东风急流高度较西风急流高, 相互抵消后, 在100毫巴上以东风为主, 动能由区域内部向西输出, 200毫巴上以西风为主, 动能向东输入, 数值皆较大。入梅后由于急流加强, 通量数值也不断增大。低层由于入梅时孟加拉季风低压形成与发展, 东南亚西南季风加强, 向东输入的动能也不断增加。在东边界(140°E)剖面上, 东风急流较弱, 副热带西风急流和赤道西风占优势, 200、100和500毫巴上皆有动能向东输出, 低层虽有东风动能输入但为量很小, 所以东边界主要向外输出动能。北边界(35°N)上的动能水平通量主要决定于副热带西风急流上的波动, 入梅后东亚沿岸大槽减弱西退, 在 100° — 140°E 范围内的 35°N 纬线上, 已由槽后偏北风转为槽前偏南风, 故动能由大量输入转为大量输出。低层偏南气流也使动能向外输出。南边界(赤道上)的平均动能水平通量表现了南北半球之间的相互作用。在 105°E 和 125°E 处虽有稳定的由南半球向北半球的越赤道气流, 但很微弱, 对动能输入的贡献很小。由于高层东北气流不断加强, 主要在 120°E 以东不断将动能向南半球输送, 因此, 南边界也是向外输出动能的。概括地说, 西边界由于东、西风势力相当, 虽然有低层东南亚西南季风的增强, 但动能输入、输出不很稳定。东边界上急流较弱, 故动能始终向外输出。随着东亚大槽的后退, 北边界上动能由输入转为输出。赤道上由于高层东北气流的加强, 动能也由输入转为输出。因此, 总的来说, 水平通量散度项主要是将动能向外输出, 虽然数值较小。由此可见, 在动能水平通量的平衡中, 东、西风急流是最主要的影响系统。

其次, 天气系统对动能平衡的作用, 表现在天气系统对区域内水汽的供应上。计算表明, 在区域内500毫巴以下为水平辐合, 以上为水平辐散。低层空气水汽含量大, 故区域内必有大量水汽辐合以补偿大范围降水造成的水汽亏损, 提供凝结潜热的能源。分析表明, 低层水汽辐合的气流主要是西部边界加强的西南季风, 以及来自南半球低层稳定的越赤道气流, 此外还有来自东边界的东南季风。这三股气流虽然对平均动能平衡不直接起重要作用, 但通过水汽供应, 间接地对平均动能的增长起了重大作用。当这些水汽上升凝结释放潜热后, 又转变为动能, 并随高空东风急流向区域外输出, 一方面通过南边界向南半球输送; 一方面通过西边界向印度季风区输送, 从而构成南北半球和东亚季风区同印度季风区之间的能量交换。

天气系统的第三个作用是造成区域内广泛的和平均的上升运动, 将平均动能向上输送, 同时使水汽上升凝结释放潜热。更重要的是通过 $-\overline{\omega\alpha}$ 项的作用, 使得有效位能不断转换为平均动能。大范围上升运动的形成一方面是低层三股暖湿气流辐合以及它们与北方冷空气辐合的结果; 另一方面也与南亚高压东伸加强, 造成高层辐散有关。由于这些系统的相互配置, 相互作用, 维持和加强了上升运动, 从而维持了区域内的动能平衡。

六、结 语

通过1979年入梅期前后东亚低纬动能平衡计算可以得到以下几点结果:

1. 在入梅过程中, 伴随着大范围降水的发生, 整个区域平均运动动能、扰动动能、上升运动不断增强, 其中扰动动能在高、低层增加更快。

2. 气流穿越等压线, 气压场对气流做功是平均动能的主要来源, 而平均运动动能的急剧增加, 则主要是由于积云对流凝结潜热释放所造成的。释放的潜热一方面转化为有效位能, 有效位能又转换为平均动能; 另一方面转化为次网格尺度的动能, 次网格尺度动能又转换为网格尺度动能。

3. 南亚高压南北两侧的副热带西风急流和东风急流, 以及低层东南亚西南季风、西太平洋东南季风, 105°E 和 125°E 附近的越赤道气流对于区域内平均动能的平衡具有重要作用。

参 考 文 献

- [1] T.N. Krishnamurti, Tropical Meteorology, WMO-NO.364, 1979.
- [2] S.S. Singh, A.A. Kulkarni, A. Bandyopadhyay, 1973 年印度苏联季风实验期间印度地区季风环流的动能收支, 热带气象译文集, 中山大学学报编辑部 编辑出版, 1982.
- [3] 盛 华, 中低空急流的能量平衡初步分析, 南京气象学院学报, 1982, 2.

ANALYSIS OF KINETIC ENERGY BUDGET DURING THE NORTHWARD ADVANCE OF SUMMER MONSOON IN CHINA

Zhu Qiangen, Miao Xinhua

ABSTRACT

The equation of kinetic energy is used to calculate the average kinetic energy budget over the low-latitude area of East Asia during the period of time when summer monsoon advanced northward. It is found that an abrupt change took place in the atmospheric circulation over this area during June 17—20, 1979 (the onset of the plum rain season). Meanwhile both the average and turbulent kinetic energies increased rapidly and the updraft velocity with the convective precipitation intensified over the area. The average kinetic energy originated mostly from the work done by the pressure gradient force and the rapid increase of the average kinetic energy was mostly determined by the decreased friction term, i.e., by the conversion of the kinetic energy of sub-grid scale to that of grid scale. The development of cumulus convection played an important role in the process. The atmospheric motion systems of the subtropical westerly jet and easterly jet on both sides of the South Asia high, the low-level southwest monsoon over Southeast Asia, the southeast monsoon over the West Pacific and the cross-equator flow near 105°E and 125°E all made substantial contributions to the average kinetic energy budget.