

暴雨过程环境涡散场能量转换特征*

汪 钟 兴

(中国科学技术大学地球和空间科学系, 合肥 230026)

提 要

本文计算和讨论4个不同类型暴雨过程各层次时空平均涡散场能量转换函数, 指出其基本特征为: (1) 对流层下层为最大正转换层, 其转换强度和方向受C1+C2项制约, 当暴雨发展时, 能量转换急剧增长; 而对流层上层的负转换强度则受控于C3项, 但就对流层整层而言, 能量转换函数 $C(K_x, K_y)$ 均为正值, 即势流动能向涡流动能转换, 促使暴雨系统的维持和发展. (2) 能量转换函数的水平分布, 在对流层下层其正转换区与过程降水区较为一致, 而在对流层上层的负转换区则位于过程降水区的北侧.

关键词: 中尺度天气动力学; 暴雨; 能量转换.

一、引 言

众所周知, 位能只能直接转换成散度场动能, 而涡旋场动能的变化又需通过散度场动能的转换, 只有涡散场的相互作用, 才能促成能量转换使天气系统发生显著的变化, 故能量转换过程的研究, 将使我们加深对天气过程演变机理的认识. 丁一汇等^[1]曾研究台风形成各个阶段的能量转换过程, Krishnamurti 等^[2]则计算这种能量转换对1979年季风演变的作用.

作者^[3,4]在分析暴雨过程中曾指出, 研究大尺度运动时所采用的简化涡度方程中, 略去的非线性散度项($-\zeta D$ 项)在暴雨过程中是有突出的作用. 这种涡散场相互作用使涡散场能量重新分配, 且产生强烈的集中, 其低层正值区与暴雨区较为一致, 这说明涡度场只有通过散度场才能激发中尺度系统的发生发展, 同时也证实即使在非科里奥利力场中, 旋转流体自身的散合作用, 对涡流运动的演变有明显的影响. 为此本文旨在了解暴雨过程中这种涡散场能量转换过程的特征.

二、涡散场能量转换关系

为研究涡散场相互作用, 需将运动分解为涡流和势流两部分, 单位质量的总动能为

$$\begin{aligned} K &= \frac{1}{2} V \cdot V = \frac{1}{2} (V_\psi + V_\chi) \cdot (V_\psi + V_\chi) \\ &= \frac{1}{2} |\nabla\psi|^2 + \frac{1}{2} |\nabla\chi|^2 - J(\psi, \chi) = K_\psi + K_\chi - J(\psi, \chi), \quad (1) \end{aligned}$$

1990年5月25日收到, 1991年1月2日收到再改稿.

* 国家自然科学基金资助课题.

式中 V_ψ 和 V_χ 分别为涡流和势流分量, $V_\psi = K \times \nabla\psi$, $V_\chi = -\nabla\chi$, ψ 和 χ 分别为流函数和速度势, K_ψ 和 K_χ 分别为涡流和势流动能.

根据涡度方程和散度方程可推出相应的涡流和势流动能方程为

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} K_\psi = & \nabla \cdot \psi \nabla \frac{\partial \psi}{\partial t} - \psi \nabla \cdot f \nabla \chi - \psi \nabla \chi \cdot \nabla (\nabla^2 \psi) \\ & - \psi \nabla^2 \chi \nabla^2 \psi + \psi \omega \frac{\partial}{\partial p} \nabla^2 \psi + \psi \nabla \omega \cdot \nabla \frac{\partial \psi}{\partial p} \\ & - \psi J \left(\omega, \frac{\partial \chi}{\partial p} \right) + \psi J(\psi, \nabla^2 \psi + f) + F_\psi, \end{aligned} \quad (2)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} K_\chi = & \nabla \cdot \chi \nabla \frac{\partial \chi}{\partial t} - \chi \nabla^2 \phi + \chi \nabla \cdot f \nabla \psi + \chi (\nabla^2 \psi)^2 \\ & - \chi \nabla^2 (\nabla \psi)^2 / 2 - \chi \nabla^2 (\nabla \chi)^2 / 2 + \chi \nabla \psi \cdot \nabla (\nabla^2 \psi) \\ & + \chi \omega \frac{\partial}{\partial p} \nabla^2 \chi + \chi \nabla \omega \cdot \nabla \frac{\partial \chi}{\partial p} + \chi J \left(\omega, \frac{\partial \psi}{\partial p} \right) \\ & + \chi \nabla^2 J(\psi, \chi) - \chi J(f, \chi) + \chi J(\chi, \nabla^2 \psi) + F_\chi. \end{aligned} \quad (3)$$

再将方程中各项适当组合, 写成散度形式或雅可比形式, 结果得出开系情况下完全的涡流和势流动能方程为

$$\frac{\partial K_\psi}{\partial t} = B_\psi + C(K_\chi, K_\psi) + F_\psi \quad (4)$$

$$\frac{\partial K_\chi}{\partial t} = B_\chi + C(P, K_\chi) - C(K_\chi, K_\psi) + F_\chi, \quad (5)$$

式中 $C(K_\chi, K_\psi)$ 是涡流和势流的能量转换函数,

$$C(K_\chi, K_\psi) = f \nabla \chi \cdot \nabla \psi + \nabla^2 \psi \nabla \chi \cdot \nabla \psi + \frac{|\nabla \psi|^2}{2} \nabla^2 \chi + \omega J \left(\psi, \frac{\partial \chi}{\partial p} \right). \quad (6)$$

$C(P, K_\chi)$ 则是总位能和势流的能量转换函数

$$C(P, K_\chi) = -\chi \nabla^2 \phi = -\nabla \cdot (\chi \nabla \phi) + \nabla \cdot (\phi \nabla \chi) - \frac{\partial \phi \omega}{\partial p} - \frac{R}{P} \omega T. \quad (7)$$

B_ψ 和 B_χ 分别是涡流和势流的能量通量项, 前者有 7 项, 后者有 15 项, 它们均表示动能的重新分布过程, F_ψ 和 F_χ 则是摩擦耗散项, 也可表示网格尺度与次网格尺度之间的动能转换. 就闭合系统而言 ($B_\psi = B_\chi = 0$), 涡流动能只能通过涡散场的相互作用从势流中得到能量. 能量转换函数 $C(K_\chi, K_\psi)$ 包括 4 项, 从推导中可以看出这种能量转换是通过 4 种不同形式的物理过程进行的.

第 1 项 $f \nabla \psi \cdot \nabla \chi$ (下称 C1) 表明涡散场能量转换发生在柯里奥利力场中, 由于地球涡度 (f) 的水平输送以及势流的直接强迫作用 ($-fD$ 项) 所致; 第 2 项 $\nabla^2 \psi \nabla \chi \cdot \nabla \psi$ (下称 C2) 表明能量转换发生在非科里奥利力场的旋转流体中, 通过与非线性水平速度平流项直接有关的相对涡度水平输送和涡散场的非线性相互作用 ($-\zeta D$ 项) 产生的. 以上两项的量值和能量转换方向体现在 $\nabla \chi$ 和 $\nabla \psi$ 两个向量的相对取向, 若彼

此近乎平行, 则能量转换最大. 第 3 项 $\frac{|\nabla\psi|^2}{2} \nabla^2\chi$ (下称 C3) 则是通过相对涡度的垂直输送和扭转项 $\left(\nabla\omega \cdot \nabla \frac{\partial\psi}{\partial p}\right)$ 的物理过程进行的, 但表现在散度场和涡流动能的直接作用上, 当水平辐合时, 涡流动能增长. 第 4 项 $\omega J\left(\psi, \frac{\partial\chi}{\partial p}\right)$ (下称 C4) 则完全体现出扭转项的作用过程.

三、选例和计算方法

由于本文目的在于了解各类暴雨过程中涡散场能量转换的基本特征, 为此选择 1986 年 6—7 月间的 4 次暴雨个例:

个例 1, (6 月 11 日 08 时—12 日 20 时) 皖苏暴雨(低涡、切变、无低空急流),

个例 2, (6 月 21 日 08 时—22 日 20 时) 鄂湘赣皖暴雨(低涡、弱切变、中、低空急流),

个例 3, (6 月 29 日 08 时—30 日 20 时) 鄂皖苏暴雨(切变、低空急流和暴雨同时出现),

个例 4, (7 月 16 日 08 时—17 日 20 时) 苏皖鄂鲁豫暴雨(切变、低涡、高、低空急流).

计算能量转换函数各项时, 首先输入 54 个测站 1000, 850, 700, 500, 400, 300, 200, 100hPa 共 8 层实测风资料, 再用拉格朗日法垂直插出 10 层, 即 $\Delta_p = 100\text{hPa}$. 然后用线性拟合方法^[5] 求出 54 个测站所组成的 84 个三角形中心的涡度和经过 O'Brien 法修正的散度及垂直速度值, 再以权重函数法将它们插值到 $1^\circ \times 1^\circ$ 经纬度的网格点上(区域为 $24^\circ - 40^\circ\text{N}$, $106^\circ - 121^\circ\text{E}$), 求解泊松方程

$$\nabla^2\chi = D, \quad (8)$$

得出各等压面层上的速度势, 按公式,

$$\frac{\partial\psi}{\partial s} = -V_n + \frac{\partial\chi}{\partial n}, \quad (9)$$

沿边界环积分, 定出 ψ 的边值, 再解泊松方程

$$\nabla^2\psi = \zeta, \quad (10)$$

得出各等压面层上的流函数. 最后取中央差求得涡流和势流运动分量

$$V_\psi = K_\chi \nabla\psi, \quad V_\chi = -\nabla\psi.$$

然后再对(6)式作气压层积分, 得出 $\Delta P = 100\text{hPa}$ 各气压层的各项积分值.

四、暴雨区内能量转换函数时空分布特征

表 1 给出 4 个暴雨过程中暴雨区内 $C(K_\chi, K_\psi)$ 各层次各项时空平均值. 总的特征是, 对流层下层 $C(K_\chi, K_\psi)$ 均为正值, 说明势流动能向涡流动能转换, 对流层上层均

表 1 暴雨区能量转换函数各项时空平均值 (单位: W/m^2)

个 例	层次(hPa)	C1	C2	C3	C4	C
	100—200	0.52	— 0.36	— 0.24	0.10	0.02
1	200—300	0.86	— 0.54	— 0.50	— 0.21	— 0.39
	300—400	0.74	— 0.52	— 0.61	— 0.34	— 0.73
	400—500	0.61	— 0.44	— 0.14	— 0.21	— 0.18
	500—600	0.52	0.30	0.33	— 0.41	0.74
	600—700	0.65	0.43	0.53	— 0.32	1.29
	700—800	0.54	0.40	0.46	— 0.19	1.21
	800—900	0.48	0.39	0.31	— 0.28	0.90
	900—1000	0.31	0.22	0.05	0.14	0.72
	100—1000	5.23	— 0.12	0.19	— 1.72	3.58
个 例	层次(hPa)	C1	C2	C3	C4	C
	100—200	0.17	— 0.08	— 0.80	0.12	— 0.59
2	200—300	0.65	— 0.37	— 0.66	— 0.23	— 0.61
	300—400	0.81	— 0.54	— 0.50	— 0.17	— 0.40
	400—500	0.46	0.32	— 0.37	— 0.31	0.10
	500—600	0.50	0.41	0.21	— 0.26	0.86
	600—700	0.62	0.48	0.34	— 0.29	1.15
	700—800	0.54	0.39	0.42	— 0.31	1.04
	800—900	0.70	0.51	0.33	— 0.12	1.42
	900—1000	0.63	0.26	0.14	— 0.04	0.99
	100—1000	5.08	1.38	— 0.89	— 1.61	3.96
个 例	层次(hPa)	C1	C2	C3	C4	C
	100—200	0.73	— 0.55	— 0.49	— 0.18	— 0.49
3	200—300	0.84	— 0.61	— 0.64	0.05	— 0.36
	300—400	0.67	— 0.52	— 0.57	— 0.39	— 0.81
	400—500	0.79	— 0.44	— 0.31	— 0.42	— 0.38
	500—600	0.47	0.29	0.38	— 0.35	0.79
	600—700	0.48	0.36	0.43	— 0.31	0.96
	700—800	0.61	0.50	0.53	— 0.22	1.42
	800—900	0.68	0.47	0.61	— 0.17	1.59
	900—1000	0.40	0.21	0.19	0.06	0.86
	100—1000	5.67	— 0.29	0.13	— 1.93	3.58
个 例	层次(hPa)	C1	C2	C3	C4	C
	100—200	0.91	— 0.68	— 0.83	0.08	— 0.52
4	200—300	1.02	— 0.85	— 0.69	0.19	— 0.33
	300—400	0.86	— 0.58	— 0.75	— 0.36	— 0.83
	400—500	0.51	— 0.32	0.10	— 0.40	— 0.11
	500—600	0.49	0.27	0.24	— 0.26	0.74
	600—700	0.63	0.41	0.45	— 0.44	1.05
	700—800	0.71	0.68	0.64	— 0.19	1.84
	800—900	0.86	0.64	0.51	— 0.23	1.78
	900—1000	0.75	0.36	— 0.24	— 0.07	0.80
	100—1000	6.74	— 0.07	— 0.57	— 1.68	4.42

为负值, 能量转换方向相反, 但对流层下层的正转换强度大于上层的负转换强度, 故就整层而言, 对流层内势流动能向涡流动能转换, 促使暴雨系统的维持和发展。

至于 4 个分项中, C1 项在各层次均为正值, 且数值最大, C2 项和 C3 项在各层次的数值大致相当, 但整层能量转换方向各个个例有所不同, 决定于对流层上下层反号的数值对比, C4 项则除个别层次外均为负值, 且其整层积分的绝对值约为 C1 项的 $1/3$ 到 $1/4$, 说明该项总效果不可忽视, 同时该项数值大小及垂直分布对 4 个暴雨个例都很相似。

在分析暴雨过程各时次 $\nabla\chi \cdot \nabla\psi$ 的量值变化时可以看到在雨区上空各层次一般均为正值, 暴雨发生时其值开始急增, 暴雨结束后其值明显减少, 在暴雨过程中的对流层上下层也偶有负值出现, 说明各层次能量转换过程的方向有振荡现象, 但就过程平均而言皆保持正值, 只是量值受到抵消而有所减小而已, 它仍能控制着能量转换的总方向, 另外由于 C2 项的数值在对流层上下层反号, 使得 C1 + C2 项在对流层下层大于对流层上层, 造成了涡散场能量转换过程集中在下层进行, C3 项则在对流层上层的绝对值大于同层次 C1 + C2 项的数值, 故该项在决定对流层上层能量负转换方向上起重要作用, 这说明暴雨区附近局地生成的一部分过剩正涡度, 将向上输送到对流层高层, 再转换成势流能量, 使高空气流辐散加强, C4 项除中层以外各层均比其它 3 项为小。

比较 4 个暴雨过程的能量转换函数 $C(K_\chi, K_\psi)$, 其时空平均值分别为 3.58 w/m^2 、 3.96 w/m^2 、 3.58 w/m^2 、 4.42 w/m^2 , 而 4 个分项中, 以 C1 和 C4 项对各个个例来说, 数值及其空间分布均较为一致, C2 和 C3 项则差别较大, 说明各类暴雨在能量转换各过程中, 以决定 C2 和 C3 项物理过程的差异性较大, 此外, 与台风发展期的能量转换特征相比较^[1], 情况也是如此, 台风区能量转换函数的时空平均值为 4.15 w/m^2 (50hPa—地面), 可见整层能量转换强度也十分接近。

图 1 给出个例 4 (1986 年 7 月 15 日 08 时—18 日 20 时) 800—900hPa (a) 和 300—400hPa (b) 气层过程平均能量转换函数值的水平分布, 可见在对流层下层 $C(K_\chi, K_\psi)$ 的正值区与过程降水区大致相吻合, 而对流层高层 $C(K_\chi, K_\psi)$ 的负值区则位于过程降水区的北侧。

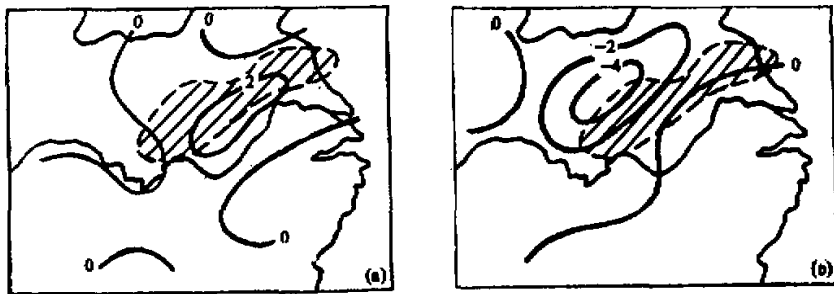


图 1 个例 4 过程平均 $C(K_\chi, K_\psi)$ 值在 800—900hPa (a) 和 300—400hPa (b) 气层的水平分布
(单位: w/m^2)

图中阴影区表示过程降水量超过 100mm 的区域

五、结 语

(1) 4个暴雨过程均体现出对流层下层为最大正转换层,说明势流动能向涡流动能转换,对流层上层则为负转换层,说明涡流动能向势流动能转换,使势流运动加强,对流层上下层的这种配置共同促使暴雨系统的维持和发展。

(2) 对流层下层最大正转换强度和方向受 $C1 + C2$ 项制约,说明在暴雨过程中绝对涡度平流输送和涡散场相互作用是低层涡散场能量正转换的重要物理过程,而对流层上层的负转换强度则受控于 $C3$ 项,它是相对涡度垂直输送及部分扭转作用产生的结果,说明垂直运动的贡献将促进上层势流运动加强。

(3) 就能量转换函数的水平分布而言,个例4具有代表性,即对流层下层的正转换区与过程平均降水区较为吻合,说明暴雨过程中存在着涡散场能量的激烈相互作用,在对流层上层则负转换区偏离于过程平均降水区的北侧。

(4) 在暴雨预报模式中,处理好初始风场中的散度风部分十分重要,否则不能正确反映能量转换过程,必然歪曲次天气尺度系统的演变,影响预报结果。

参 考 文 献

- [1] 丁一汇、刘月贞, 1985, 台风中动能收支的研究, 中国科学(B), 第11期, 1045—1054.
- [2] Krishnamurti, T. N. and Ramanathan, Y., 1982, Sensitivity of the monsoon onset to differential heating, *J. Atmos. Sci.*, 39, 1296—1306.
- [3] 汪钟兴, 1989, 低层环境流场非线性相互作用的中尺度特征, 气象科学, 9, 第1期, 108—114.
- [4] 汪钟兴、孙淑清, 1988, 暴雨系统涡度场和散度场之间的关系, 气象学报, 46, 第4期, 492—496.
- [5] 汪钟兴, 1986, 梅雨期盛期大尺度涡度收支特征, 热带气象, 2, 第3期, 211—217.

The Characteristics of Conversion between Kinetic Energies of Divergent Winds and Non-Divergent Winds during Heavy Rain Period

Wang Zhongxing

(Department of Earth and Space Science, University of Science and Technology of China, Hefei 230026)

Abstract

This paper calculates and discusses the temporal-spatial averaged conversion function between divergent winds and non-divergent winds' kinetic energy $C(K_\chi, K_\psi)$ for four kinds of heavy rain processes. The main results are as follows.

(1) The layer of the maximum positive conversion is found in the lower troposphere. The intensity and direction of the positive conversion are restricted by terms $C1 + C2$, while the intensity of the negative conversion in the upper troposphere depends on the term $C3$. However the

kinetic energy of divergent winds is changed into the kinetic energy of non-divergent winds for the whole troposphere, thus leading to the maintenance and development of heavy rain.

(2) The horizontal pattern of positive conversion regions in the lower troposphere is in good coincidence with that of the accumulated rainfall region, while the negative conversion region in the upper troposphere is located at the northern flank of the accumulated rainfall.

Key words: Meso-scale synoptical dynamics; Heavy rain; Energy conversion.

简 讯

国际气候变化专家讨论会在北京举行 (International Workshop on Climate Variabilities)

气候异常近 10 年来越来越多地引起全世界科学界以及许多国家政府的密切注意, 发生在中国以及其它许多国家的洪涝和干旱都造成严重的损失, 导致粮食生产、水资源和能源出现危机, 发生在非洲及其它大陆上的持续性干旱以及土地沙漠化使得数百万人面临着饥饿的威胁, 给国家、社会和经济的长期发展带来严重影响。因此, 关于气候变化、气候变化产生的机制和气候变化对生态系统影响的研究, 越来越迫切地摆在科学界的面前。这次“国际气候专家讨论会”(International Workshop on Climate Variabilities, 简称 IWCV), 就是为了交流国际上关于气候异常机制的最新研究成果而召开的。

IWCV 由中国自然科学基金委员会和中国科学院大气物理研究所联合主办, 组委会主席由中国科学院特邀顾问、中国科学院大气物理研究所名誉所长、学部委员叶笃正研究员担任, 组委会副主席由中国科学院大气物理研究所所长、学部委员曾庆存研究员和日本气候研究中心主任松野太郎(T. Matsuno)教授担任, 会议秘书长由中国科学院大气物理研究所学部委员黄荣辉研究员担任。组委会委员为: 美国 NCAR 的 A. Kasahara 博士, 美国伊利诺大学的 Mankin Mak 教授, 中国科学院大气物理研究所的黄荣辉研究员。

IWCV 邀请了 40 位国内外气候研究领域的著名专家参加, 国外 15 位代表分别来自美国、日本、英国、比利时、意大利、俄国等 6 个国家; 国内则集中了 25 位气候研究领域中著名的专家。这次会议于 1992 年 7 月 13 日至 17 日在中国北京召开, 会议主要包括以下两方面的内容:

一、回顾关于不同时间尺度气候变化的诊断分析, 物理机制以及模拟研究进展, 其中包括:

- (1) 气候跃变(着重十年尺度的气候波动)以及近 100 年来局地或全球气候变化的可能机制;
- (2) 年际及季节内气候变化的动力机制;
- (3) 气候模拟以及海陆对气候变化影响的模拟;
- (4) 生态系统动力学及其模拟。

二、有关今后气候研究的专题讨论会, 着重讨论了气候变化预测和模拟的研究方向及课题。

经过 5 天的会议, 各国高水平科学家进行了广泛的学术交流和深入的讨论, 会后许多国内外代表都认为这是一次高水平的学术讨论会, 会议内容几乎涉及了气候研究领域的各个重要方面, 会场的气氛也很热烈。可以预期, 这次会议必将在一定程度上促进未来对气候变化机制以及气候异常预测的研究。

(由黄荣辉, 张人禾供稿)