

一次中亚低涡中期过程的能量学特征^{*1}

杨莲梅^{1,2} 张庆云³YANG Lianmei^{1,2} ZHANG Qinyun³

1. 新疆维吾尔自治区气象台, 乌鲁木齐, 830002

2. 中国气象局乌鲁木齐沙漠气象研究所, 乌鲁木齐, 830002

3. 中国科学院大气物理研究所, 北京, 100029

1. *Xinjiang Meteorological Observatory, Urumqi 830002, China*2. *Institute of Desert Meteorology, China Meteorological Administration, Urumqi 830002, China*3. *Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China*

2013-03-04 收稿, 2013-09-22 改回.

杨莲梅, 张庆云. 2014. 一次中亚低涡中期过程的能量学特征. 气象学报, 72(1): 182-190

Yang Lianmei, Zhang Qinyun. 2014. Energetic characteristics of a medium-range process of Central Asian vortex. *Acta Meteorologica Sinica*, 72(1): 182-190

Abstract A Central Asian vortex (CAV) of medium-range time scale (over 4 days) is a deep cutoff low in the troposphere, and it is also one of the important influence systems which cause rainstorm, snowstorm and persisting low-temperature in the Xinjiang region. But the energetic characteristics at its formation, maintenance and mature stage are not clear. Energetic characteristics of the medium-range process of CAV during 10–20 July 1996, which caused 2 rainstorm processes in Xinjiang, are investigated using the NCAR/NCEP daily $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ reanalysis data and the energy cycle equations for open atmospheric region. The results show that distinct features exist for the different periods. This vortex is always getting along with baroclinic instability conditions during either the developing and weakening process. The conversion term from eddy available potential energy (A_E) to eddy kinetic energy (K_E) and the eddy kinetic energy inflow (B_{KE}) from open atmospheric region boundaries act as main sources of the K_E , and they play an equivalent role in bring about the rapid development of vortex, and at the same time a part of eddy available potential energy by the diabatic heating (R_E) exports. Since R_E is more than $A_E \rightarrow K_E$ and B_{KE} , it causes vortex to weaken during the weakening stage. The vortex keeps barotropic instability conditions with weak energy conversions within vortex during its mature stage, and the source and sink of K_E is eddy available potential energy import from environment and eddy kinetic energy outflow, respectively. During the every stages the conversion term from the zonal kinetic energy (K_Z) to K_E is very weak, suggesting that energy conversion from barotropic instability is rather little. K_E is quite strong at the middle and upper troposphere, implying that the Central Asian vortex mainly exists about over 700 hPa. Energy conversion within the vortex and energy transportation with environment mostly take place over 700 hPa. A_E and K_E variation can primely manifest intensity change and the developing stage of vortex. Energy vertical transportation promotes the vortex development to a certain degree.

Key words Central Asian vortex, Energy cycle, Energy budget, Eddy kinetic energy

摘要 中亚低涡是中期时间尺度(4天以上)的对流层深厚切断低压系统,也是造成新疆暴雨(雪)、持续低温天气的重要影响系统之一,对其形成、维持和减弱的能量特征还不十分清楚。利用美国国家环境预报中心/国家大气研究中心(NCEP/NCAR) $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 逐日再分析资料和有限区域能量循环方程,对1996年7月10—20日造成新疆区域两次暴雨过程的中亚低涡系统进行分析,以揭示低涡持续活动11天的能量循环和转换特征。分析结果表明,中亚低涡活动具有明显的阶段性能量学

* 资助课题:国家自然科学基金项目(41075049)、国家重点基础研究发展计划项目(2010CB951001)、国家科技支撑项目(2012BAC23B01)。

作者简介:杨莲梅,主要从事大气动力学研究。E-mail: yanglm@idm.cn

特征。这次低涡发展和减弱过程处于斜压不稳定状态,扰动动能来源于扰动位能的转换和区域开放边界扰动动能的输入,且两者作用相当,它们使得低涡快速发展,同时区域内部非绝热加热制造的一部分扰动有效位能向外输出,在减弱期扰动有效位能向外输出大于扰动位能的转换和区域开放边界扰动动能的输入,因此低涡逐渐减弱。低涡成熟期处于正压不稳定状态,系统内部的能量转换很小,扰动动能来自于外界扰动位能输入,支出项为向开放边界的扰动动能输出。低涡过程各个时期纬向平均动能向扰动动能的转换都很小,即正压不稳定造成的能量转换较弱。低涡活动过程中,在对流层中、高层扰动动能很强,表明中亚低涡是主要在对流层中、高层活动的天气尺度系统,低涡内部的能量转换及其与外界的能量输送主要发生在中、高层,扰动位能和扰动动能的变化很好地反映低涡的强度变化和发展阶段,且能量的垂直输送对低涡系统的发展也有一定促进作用。

关键词 中亚低涡, 能量循环, 能量收支, 扰动动能

中图法分类号 P433.2

1 引言

瞬变涡旋在制约大气环流中起非常关键的作用,研究开放边界有限区域内的涡旋系统不同阶段的能量特征,对了解涡旋系统的发生、发展机制及其对周围大气的影晌有重要作用。大气中的气旋性涡旋(北半球为逆时针环流),诸如地中海斜压扰动(Michaelides,1992)、温带气旋(杨信杰,1988)、台风(徐亚梅,2007;于玉斌等,2010)、东北冷涡(毛贤敏等,1997;孙力,1998;Fu, et al,2012)、西南低涡(Fu, et al,2009,2011)等常与降水天气甚至暴雨密切联系。因此,对这些系统的能量学特征进行大量研究,可以提高对这些系统的发生、发展及消亡过程的形成机制及其对暴雨天气影晌的认识。

威海以东到中国新疆常出现与乌拉尔山脊联系的天气尺度的冷性涡旋系统,闭合的气旋式环流从1000 hPa伸展到100 hPa,《新疆短期天气预报指导手册》中把700 hPa以上对流层中高层闭合气旋式环流称为中亚低涡,低层闭合气旋式环流一般称为气旋,将对流层低层700 hPa以下闭合的气旋式环流则称为中亚气旋(张家宝等,1986),它是中亚地区特有的天气系统,一年四季均可出现。中亚低涡是对流层具有中期时间尺度(4天以上)的深厚切断低压系统,移动比较缓慢,可以不断再生发展,具有一定的准静止性,是造成新疆暴雨(雪)、持续低温天气的重要影响系统之一(张家宝等,1986;张云惠等,2012;杨莲梅等,2011,2012)。中亚低涡活动异常甚至对中国东部地区天气气候也有重要影晌,如2008年1月中亚低涡维持20多天,至少有4次冷空气从中亚低涡分裂东移,是中国南方罕见低温雨雪冰冻

灾害形成过程中的一个关键系统(Ding, et al,2008;杨贵名等,2008)。目前气象工作者对中亚低涡的认识还停留在天气学特征的个例分析,由于对新疆地区极端天气气候问题关注和研究不够,因此,对中亚低涡系统的认识和关注就更少,对其在对流层高、中、低层发生、发展和维持过程的物理机制研究几乎没有。本研究试图从能量学角度对中亚低涡系统发生、发展过程中不同层次的能量学特征进行研究,揭示能量循环各因子在中亚低涡持续活动中所起的作用,以提高对中亚低涡发展、维持和消亡过程形成机制的认识。

1996年7月6—21日出现了一次典型的中亚低涡过程,是近40年来持续时间最长的低涡过程,期间中亚低涡系统出现了二次增强和减弱过程,造成了7月15—16日新疆西部、17—20日新疆全境大范围暴雨过程,引发1949年以来新疆最严重洪水灾害。此次中亚低涡的活动特点是维持和持续时间长、强度大、系统深厚,闭合的气旋式环流从1000 hPa一直伸展到100 hPa,6—9日低涡位于乌拉尔山南段(50°—60°N,55°—70°E)活动,对新疆无影晌,10—20日低涡发展东移至中亚地区造成新疆的两次暴雨过程。本研究选取10—20日的低涡过程,利用有限区域能量循环方程研究其发生、发展过程中的能量学特征。

2 资料和方法

使用NECP/NCAR逐日再分析风场、温度场资料,垂直方向为1000、925、850、700、600、500、400、300、250、200、150、100 hPa共12层,2.5°×2.5°经纬度格点。由于中亚低涡发展期(10—13

日)、维持期(14—15日)和减弱期(16—20日)其位置少动,主要在(35°—55°N, 55°—85°E)范围内活动打转,16日暴雨过程发生在新疆西部地区,17—20日新疆大部分地区出现暴雨,这期间低涡略有东移但仍在(35°—55°N, 55°—85°E)范围内活动,并以不断分裂短波东移的方式造成新疆地区降水天气,21日低涡主体开始明显东移到达新疆地区,此时降水过程结束。因此,本研究计算有限区域的能量特征范围取为(35°—55°N, 55°—85°E),能反映低涡各个时期能量特征。

采用的有限区域能量循环方程(Michaelides, 1992)如下

$$\frac{\partial A_Z}{\partial t} = C(K_Z \rightarrow A_Z) + C(A_E \rightarrow A_Z) + B_{AZ} + G_{AZ} \quad (1)$$

$$\frac{\partial A_E}{\partial t} = C(A_Z \rightarrow A_E) + C(K_E \rightarrow A_E) + B_{AE} + G_{AE} \quad (2)$$

$$\frac{\partial K_Z}{\partial t} = C(K_E \rightarrow K_Z) + C(A_Z \rightarrow K_Z) + B_{KZ} + B_{\phi Z} + D_Z \quad (3)$$

$$\frac{\partial K_E}{\partial t} = C(K_Z \rightarrow K_E) + C(A_E \rightarrow K_E) + B_{KE} + B_{\phi E} + D_E \quad (4)$$

$A_Z = \int_{p_t}^{p_b} \frac{\overline{T^{**2}}}{2\sigma} dp$ 是纬向平均有效位能

$A_E = \int_{p_t}^{p_b} \frac{\overline{T^{*2}}}{2\sigma} dp$ 是扰动有效位能

$K_Z = \frac{1}{2g} \int_{p_t}^{p_b} (\overline{[u]^2} + \overline{[v]^2}) dp$ 是纬向平均动能

$K_E = \frac{1}{2g} \int_{p_t}^{p_b} \overline{(u^{*2} + v^{*2})} dp$ 是扰动动能

其中, $\sigma = g \cdot \frac{p}{R} \left(\frac{R}{c_p p} \overline{[T]} - \frac{\partial \overline{[T]}}{\partial p} \right)$ 是大气静力稳定度, $[\]$ 表示纬向平均, $\overline{(\)}$ 表示区域面积平均, $(\)^*$ 表示对面积平均的偏差, $(\)^{**}$ 表示纬向平均与面积平均的偏差, p_b 表示底层(1000 hPa), p_t 表示顶层(100 hPa)。

$C(A_Z \rightarrow A_E) = - \int_{p_t}^{p_b} \left(\frac{1}{r_0 \sigma} \overline{v^* T^*} \cdot \frac{\partial \overline{T^{**}}}{\partial p} + \frac{1}{\sigma} \overline{\omega^* T^*} \cdot \frac{\partial \overline{T^{**}}}{\partial p} \right) dp$ 是纬向平均有效位能与扰动有效位能的转换;

$C(K_E \rightarrow K_Z) = \frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_b} \left(\frac{\cos \varphi}{r_0} \overline{u^* v^*} \cdot \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(\frac{\overline{[u]}}{\cos \varphi} \right) + \frac{\overline{v^{*2}}}{r_0} \frac{\partial \overline{[v]}}{\partial \varphi} + \frac{\tan \varphi}{r_0} \overline{u^{*2} [v]} + \overline{\omega^* u^*} \frac{\partial \overline{[u]}}{\partial p} + \overline{\omega^* v^*} \frac{\partial \overline{[v]}}{\partial p} \right) dp$ 是纬向平均动能与扰动动能的转换;

$C(A_E \rightarrow K_E) = - \frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_b} \frac{R}{p} \overline{\omega^* T^*} dp$ 是扰动有效位能与扰动动能的转换;

$C(A_Z \rightarrow K_Z) = - \frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_b} \frac{R}{p} \overline{\omega^{**} T^{**}} dp$ 是纬向平均有效位能与纬向平均动能的转换;

$G_{AZ} = \int_{p_t}^{p_b} \frac{1}{c_p \sigma} \overline{Q^{**} T^{**}} dp$ 是纬向平均有效位能的制造;

$G_{AE} = \int_{p_t}^{p_b} \frac{1}{c_p \sigma} \overline{Q^* T^*} dp$ 是扰动有效位能的制造;

其中, $Q = \frac{\partial T}{\partial t} + \frac{u}{r_0 \cos \varphi} \frac{\partial T}{\partial \lambda} + \frac{v}{r_0} \frac{\partial T}{\partial \varphi} + \left(\frac{\partial T}{\partial p} - \frac{R}{c_p p} T \right) \omega$ 为总的非绝热加热。

$$B_{KZ} = - \frac{1}{2gr_0 \cos \varphi} \cdot$$

$\left\{ \int_{p_t}^{p_b} \frac{\partial}{\partial \lambda} \overline{(u(u^2 + v^2) - u(u^{*2} + v^{*2}))} dp + \int_{p_t}^{p_b} \frac{\partial}{\partial \varphi} \overline{(v(u^2 + v^2) \cos \varphi) - v(u^{*2} + v^{*2}) \cos \varphi} dp \right\} - \frac{1}{2g} \int_{p_t}^{p_b} \frac{\partial}{\partial p} \overline{(\omega(u^2 + v^2) - \omega(u^{*2} + v^{*2}))} dp$ 是纬向平均动能的边界通量;

$$B_{KE} = - \frac{1}{2gr_0 \cos \varphi} \left\{ \int_{p_t}^{p_b} \frac{\partial}{\partial \lambda} \overline{(u(u^{*2} + v^{*2}))} dp + \int_{p_t}^{p_b} \frac{\partial}{\partial \varphi} \overline{(v(u^{*2} + v^{*2}) \cos \varphi)} dp \right\} -$$

$\frac{1}{2g} \int_{p_t}^{p_b} \frac{\partial}{\partial p} \overline{(\omega(u^{*2} + v^{*2}))} dp$ 是扰动动能的边界通量;

$$B_{\phi Z} = - \frac{1}{gr_0 \cos \varphi} \left\{ \int_{p_t}^{p_b} \frac{\partial}{\partial \lambda} \overline{(u\phi - u^* \phi^*)} dp + \int_{p_t}^{p_b} \frac{\partial}{\partial \varphi} \overline{([v][\phi] \cos \varphi)} dp \right\} - \frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_b} \frac{\partial}{\partial p} \overline{(\omega\phi + \omega^* \phi^*)} dp$$

是纬向平均位能输送;

$$B_{\phi E} = - \frac{1}{gr_0 \cos \varphi} \left\{ \int_{p_t}^{p_b} \frac{\partial}{\partial \lambda} \overline{(u^* \phi^*)} dp + \int_{p_t}^{p_b} \frac{\partial}{\partial \varphi} \overline{([v][\phi^*] \cos \varphi)} dp \right\} - \frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_b} \frac{\partial}{\partial p} \overline{(\omega^* \phi^*)} dp$$

$\int_{p_t}^{p_b} \frac{\partial}{\partial \varphi} (\overline{v^* \phi^* \cos \varphi}) dp \Big\} - \frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_b} \frac{\partial}{\partial p} (\overline{\omega^* \phi^*}) dp$ 是扰动位能输送。

D_Z 、 D_E 表示网格尺度和次网格尺度的相互作用,实际计算时作为各自平衡方程的余项处理,同时包含了各种计算误差。通过水平风场散度求得各层的垂直速度,并假定 1000 和 100 hPa 的垂直速度为 0,然后用奥布赖恩方法进行订正。利用该方法计算垂直速度更利于调整每个格点误差 (O' Brein, 1970),由于运动学方法计算垂直速度不存在平滑处理,而平滑处理被认为低估能量转换过程的强度 (Dutton, et al, 1967; Wash, et al, 1988),故用水平风场散度求垂直速度比 NCEP/NCAR 再分析资料的垂直速度更适合能量研究,目前用奥布赖恩方法计算垂直速度用于能量循环过程研究 (Michaelides, 1992; 毛贤敏等, 1997; 孙力, 1998)。上述能量循环方程的计算方法与 Michaelides (1992) 相同。

采用 Michaelides (1992) 和 Reiter (1969) 所引用的洛伦茨能流图 (图 1)。洛伦茨能流图是在能量平衡条件下,分析大尺度涡旋与纬向气流间的能量产生、转换和输送过程的,适用于大多数情况,具有统计意义。本研究用来分析 1996 年 7 月 10—20 日中亚低涡过程,由于计算范围仅包括冷涡本身及其邻近区域,纬向气流并未充分包括进来,因而所得结论只表示了冷涡范围的能量学特征。

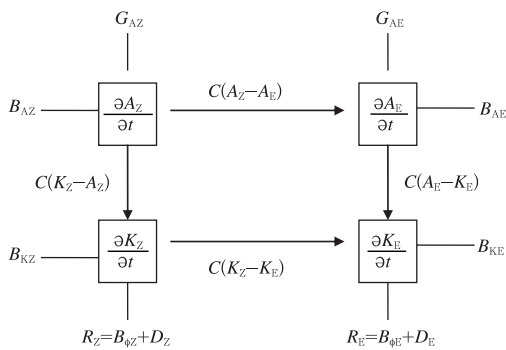


图 1 洛伦茨能流图

Fig. 1 Lorenz energy-flow diagram

3 天气过程概述

1996 年 7 月 6 日 500 hPa 高度场上欧亚范围中高纬度形成北欧脊、乌拉尔山槽和贝加尔湖阻塞高

压的经向环流,乌拉尔山槽形成切断低涡位于 50°N 以北,7 日开始地中海地区脊强烈发展与北欧脊同位相叠加在东欧形成长波脊,随着东欧脊向北发展,乌拉尔山北部低涡迅速发展,9 日低涡位于巴尔喀什湖以西的中亚地区 (图 2),对流层 700—100 hPa 欧亚范围环流变化与 500 hPa 一致,中亚低涡存在于整个对流层中高层,表明该低涡深厚稳定,对流层低层有相应气旋环流发展但很弱,10 日低涡有明显减弱过程 (图 3),低涡始终在新疆境外的中亚地区活动未造成新疆明显天气,11 日开始伊朗地区副热带高压强烈向北发展与东欧脊叠加,形成低纬度到高纬度的阻塞高压,随着阻塞高压向北发展引导极地冷空气迅速南下补充到中亚地区,促使中亚低涡再次快速发展 (图 2)。13—15 日为低涡稳定强盛期,强度大,系统深厚,但低层气旋性环流还是比较弱,11—15 日低涡位置偏西,在 80°E 以西,因此对新疆影响很小,而 16 日低涡开始减弱并分裂短波东移造成新疆偏西地区的暴雨天气,17 日开始中亚低涡减弱东北移 (图 2) 造成 17—20 日天山山区及其两侧出现暴雨天气。

从 1996 年 7 月 500 hPa 40°—55°N 平均位势高度时间-经度变化 (图 3) 可见,6—8 日中亚低涡出现第一次发展过程,此时段低涡位于 70°E 以西,9—10 日出现明显减弱,新疆受高压脊控制天气晴好,10—13 日低涡再次强烈发展,14—15 日低涡强盛维持,低涡中心位于 70°E 附近的中亚地区,新疆处于高压脊控制,天气较好,16—20 日低涡减弱东移,新疆处于低涡前部,天山山区及其两侧出现大范围暴雨过程。以下主要分析中亚低涡 10—20 日发展、强盛和减弱阶段的能量学特征,以探讨中亚低涡系统的形成和长时间维持的机制。

4 结果分析

4.1 中亚低涡活动各阶段的能量变化

为了分析中亚低涡能量的整体特征,计算研究区域整层 (1000—100 hPa) 垂直积分各能量物理量,给出 7 月 5—22 日所取研究区域整层垂直积分的纬向平均有效位能 (A_Z)、纬向平均动能 (K_Z)、扰动有效位能 (A_E) 和扰动动能 (K_E) 的逐日变化 (图 4)。在中亚低涡的不同阶段,其能量变化具有显著差异,

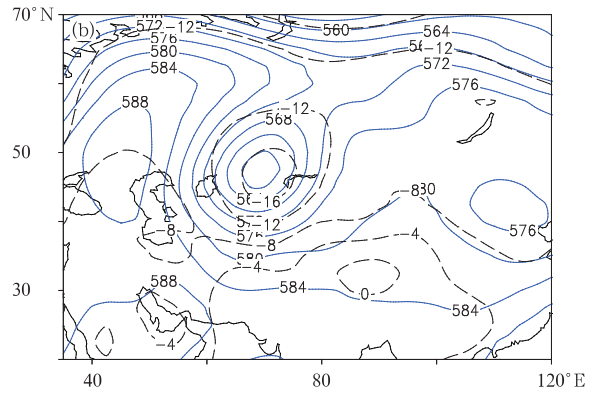
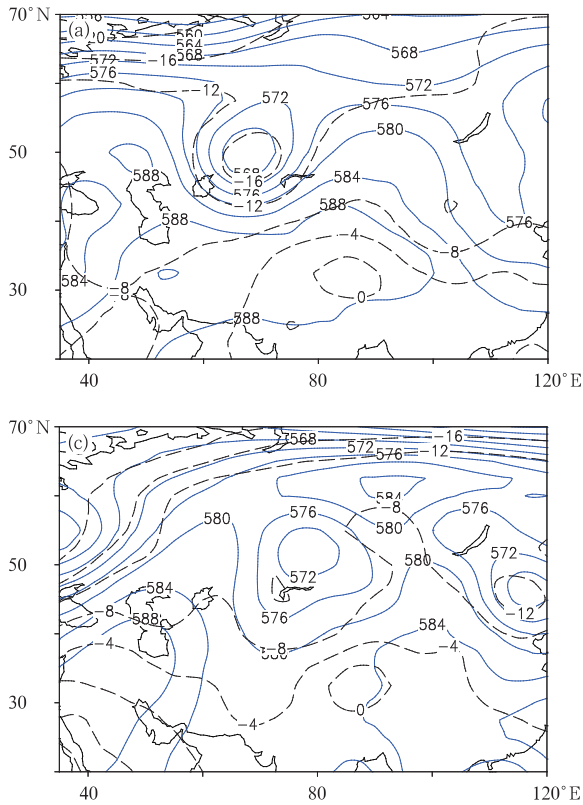


图2 1996年7月9日(a)、13日(b)、21日(c)

500 hPa 高度场(实线,单位:dagpm)

和温度场(虚线,单位:℃)

Fig.2 Geopotential height (solid line, unit: dagpm) and temperature (dashed lines, unit: °C) at 500 hPa on 9 (a), 13 (b) and 21 (c) July 1996

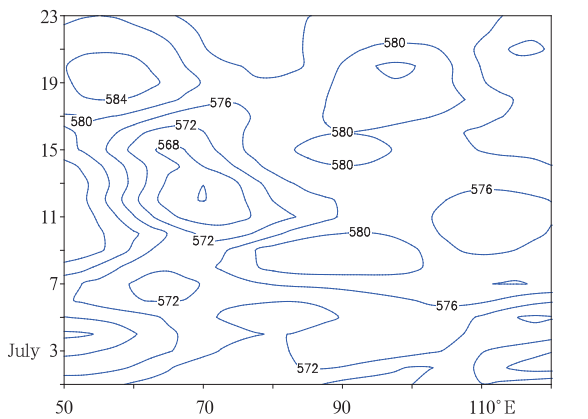


图3 1996年7月500 hPa 位势高度场 40°-55°N 平均的时间-经度变化(单位:dagpm)

Fig.3 Longitude-temporal cross section of the 500 hPa height averaged over 40°-55°N in July 1996 (unit: dagpm)

特别是 A_E 和 K_E 随时间的演变与低涡强度变化非常一致,6—9日低涡初次发展,9日达到强盛,10日有所减弱,与此同时,6日 A_E 为 $13 \times 10^5 \text{ J/m}^2$ 并开始迅速增大,9日达 $30 \times 10^5 \text{ J/m}^2$,10日有所减弱,随着低涡11日再次发展, A_E 也再次快速增大,13—

16日低涡强盛期达 $33 \times 10^5 - 35 \times 10^5 \text{ J/m}^2$,随着低涡减弱消亡, A_E 也迅速减小。 K_E 随着6日低涡的发展迅速增大,9日达 $35 \times 10^5 \text{ J/m}^2$,10日 K_E 变化较小,11日开始又出现快速增大,13日达最大,为 $60 \times 10^5 \text{ J/m}^2$,16日开始随低涡减弱, K_E 迅速减小,表明低涡的发展和减弱过程 A_E 和 K_E 变化非常剧烈, K_E 变化比 A_E 更剧烈, $\frac{\partial A_E}{\partial t}$ 和 $\frac{\partial K_E}{\partial t}$ 能够快速、定量地反映中亚低涡发展过程的强度变化特征,是反映低涡活动强度变化的良好指标,这些变化特征与东北冷涡能量变化非常相似(毛贤敏等,1997;孙力,1998)。 A_Z 和 K_Z 变化也有明显的阶段性特点,6—8日初次发展阶段低涡主体位于 50°N 以北,温度较低,因此 A_Z 在这阶段较大,此后低涡再次向南开始强烈发展,最强盛时低涡位置最南,等温线与等位势高度线几乎重合,低涡很稳定,其静力稳定度最大, A_Z 最小,低涡减弱阶段,静力稳定度有所减弱则 A_Z 有所增大。 K_Z 在低涡发展阶段快速增大,而强盛期低涡深厚稳定少动时, K_Z 明显减小,低涡减弱阶段 K_Z 略有减小。

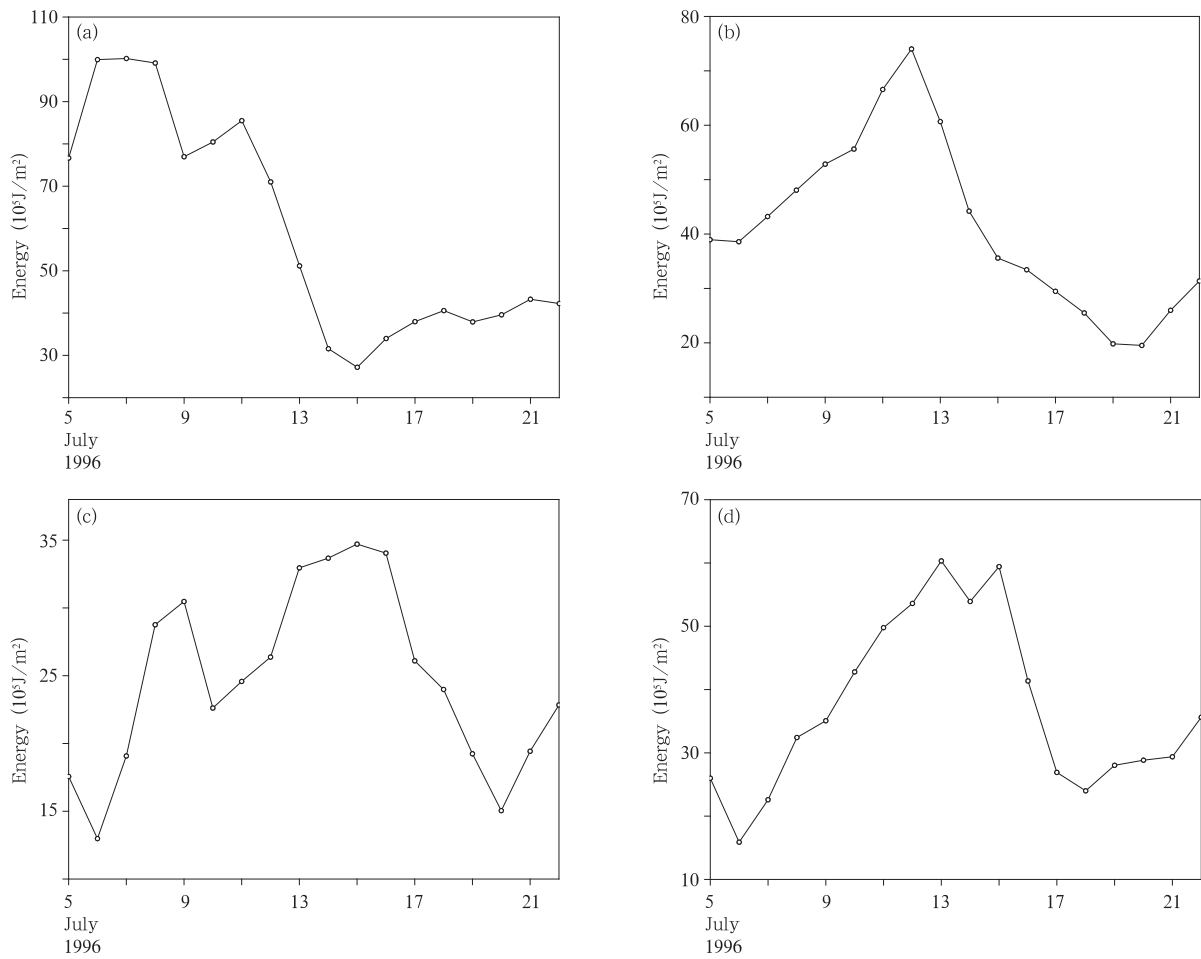


图4 1996年7月5—22日区域平均垂直积分的逐日纬向平均有效位能 A_Z (a), 纬向平均动能 K_Z (b), 扰动有效位能 A_E (c), 扰动动能 K_E (d)
 Fig. 4 Zonal available potential energy A_Z (a), zonal kinetic energy K_Z (b), eddy available potential energy A_E (c), and eddy kinetic energy K_E (d) (area-averaged and vertically-integrated for the period of 5 to 22 July 1996)

4.2 中亚低涡活动各阶段的能量平衡

为了分析低涡各个时段的能量平衡特征,给出了10—13、14—15和16—20日的能量平衡图(图5),它们分别代表中亚低涡发展、稳定成熟和减弱3个时段。

4.2.1 低涡强烈发展期

$\frac{\partial K_E}{\partial t}$ 出现强的增长,达 6.76 W/m^2 ,其收入来自 A_E 的转换达 17.85 W/m^2 ,占能量收入的51.0%,体现了低涡发展期斜压能量释放的重要性,东北冷涡的发展也具有这种特征(毛贤敏等,1997;孙力,1998);其次来自区域外部的扰动动能通过边界输入达 14.64 W/m^2 ,占41.8%,这是由于伊朗地

区副热带高压向北强烈发展与东欧脊叠加,形成低纬度到高纬度的阻塞高压,阻塞高压向北发展引导极地冷空气迅速南下补充到中亚地区造成的;来自 K_Z 的转换很小,仅为 2.54 W/m^2 ,表明在中亚低涡的发展过程中这种正压不稳定造成的能量转换并不重要,这是由于在低涡的发展过程中不断有北方冷空气侵入,低涡及其周围温度梯度加大、斜压性增强所致。研究表明,对于江淮气旋(杨信杰,1988)、东北冷涡(孙力,1998)和东北低压(张玉玲等,1985)等天气系统的发展,斜压不稳定造成的能量转换很重要,Kung (1977)、Kung 等(1975, 1983)指出温带气旋具有相同的能量学特点,即它们均是斜压不稳定发展的结果,本研究结果表明中亚低涡也是如此。 K_E

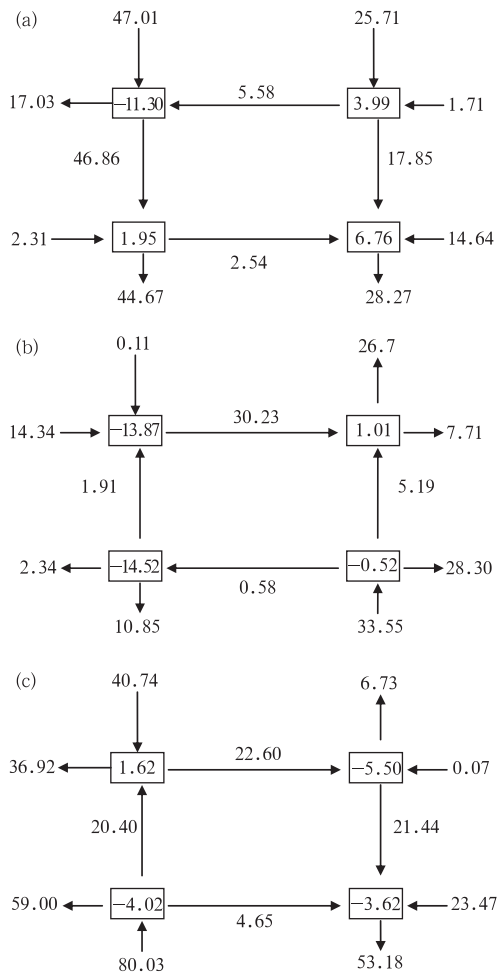


图5 中亚低涡活动各阶段能量平衡图
(a. 1996年7月10—13日, b. 7月14—15日, c. 7月16—20日;单位: W/m^2)

Fig. 5 Energy balance during the period from 10 to 13 (a), 14 to 15 (b), and 16 to 21 (c) July 1996
(unit: W/m^2 ; values refer to the components as shown in the Lorenz energy-flow diagram of Fig. 1)

的支出全部用于向外界扰动位能输送和摩擦等消耗。

同时, $\frac{\partial A_E}{\partial t}$ 在低涡发展期也显著增大, 达 $3.99 W/m^2$, 主要来自非绝热加热的扰动位能制造为 $25.71 W/m^2$, 而区域外部的扰动位能通过边界输入量很小, 仅为 $1.71 W/m^2$ 。

4.2.2 低涡稳定成熟期

此时段能量收支基本平衡, $\frac{\partial K_E}{\partial t}$ 和 $\frac{\partial A_E}{\partial t}$ 的局地变化很小, 分别为 -0.52 和 $1.01 W/m^2$ 。 A_E 的

收入主要来自 A_Z 的转换为 $30.23 W/m^2$, 支出主要为扰动位能的贡献 ($26.7 W/m^2$) 和边界扰动位能的输出 ($7.71 W/m^2$)。 K_E 收入全部来自扰动位能的输送 ($33.55 W/m^2$), 这与东北冷涡 K_E 收入全部来自扰动位能的转换不同 (毛贤敏等, 1997; 孙力, 1998)。由于成熟期不再有强气流流入, K_E 开始向边界输出能量, 边界扰动动能输出达 $28.3 W/m^2$, 向 A_E 和 K_Z 转换分别为 5.19 和 $0.58 W/m^2$, 表明成熟期低涡内部的能量转换较弱, 这与低涡成熟期相当正压结构有关, 而东北冷涡区域内部的能量过程则十分重要 (毛贤敏等, 1997; 孙力, 1998)。

4.2.3 低涡减弱期

减弱期 $\frac{\partial K_E}{\partial t}$ 的局地变化为 $-3.62 W/m^2$, 其收入来自 A_E 的转换 $21.44 W/m^2$ 、边界扰动动能输入 $23.47 W/m^2$ 和 K_Z 的转换 $4.65 W/m^2$, 但出现向扰动位能大量输送和摩擦消耗, 使 K_E 入不敷出而明显锐减, 低涡系统出现明显减弱。 $\frac{\partial A_E}{\partial t}$ 的局地变化为 $-5.50 W/m^2$, 其收入主要来自 A_Z 的转换 $22.60 W/m^2$, 支出主要表现为向 K_E 的转换和非绝热加热产生扰动位能的负作用。

4.3 中亚低涡活动各阶段 K_E 和主要收入项的垂直分布

一些研究表明 (Michaelides, 1992; 毛贤敏等, 1997; 孙力, 1998), 低涡和气旋发展过程的能量及其转换在垂直方向的分布有较大差异, 并在低涡生命史中作用不同。从低涡三维动、热力结构分析可知, 低涡先在对流层中高层出现、发展, 然后随时间向低层延伸, 对流层低层气旋性环流在低涡发展和强盛阶段很弱, 而到减弱阶段低涡延伸至低层, 气旋性环流才有所加强。因此, 对流层低层涡度在减弱期比发展期和强盛期强, 表现在位势高度场上, 发展期中、高层低涡最强, 强盛期对流层中层低涡最强, 减弱期对流层低层气旋性环流较强。这里分析此次低涡过程各阶段 K_E 和主要收入项的垂直分布, 以 $1000-700$ 、 $700-300$ 和 $300-100$ hPa 分别代表对流层低层、中层和高层。

4.3.1 扰动动能 K_E 的垂直分布和变化

从计算范围内低涡各个时期对流层低、中、高层 K_E 和 $\frac{\partial K_E}{\partial t}$ 的值 (表 1) 可以看出, 低涡各个时期对流层低层 K_E 均较小, 对流层中层 K_E 与高层相当且远大于低层, 发展期和成熟期 K_E 约为减弱期的 2

倍。 $\frac{\partial K_E}{\partial t}$ 变化表明,发展期中、高层低涡活动增强,成熟期高层低涡有所增强,而中、低层低涡活动减弱;减弱期低涡在中、高层明显减弱,而低层有所增

强,这与低涡先在中高层发展,然后随时间向上和向下传递发展的动力结构是一致的, K_E 和 $\frac{\partial K_E}{\partial t}$ 很好地反映出不同高度低涡强度的变化和发展阶段。

表 1 低涡各个时期对流层低、中、高层的扰动动能 K_E 和 $\frac{\partial K_E}{\partial t}$

Table 1 K_E and $\frac{\partial K_E}{\partial t}$ within the layers 1000–700, 700–300, and 300–100 hPa during every period

	发展期		成熟期		减弱期	
	$K_E(10^5 \text{ J/m}^2)$	$\frac{\partial K_E}{\partial t} (\text{W/m}^2)$	$K_E(10^5 \text{ J/m}^2)$	$\frac{\partial K_E}{\partial t} (\text{W/m}^2)$	$K_E(10^5 \text{ J/m}^2)$	$\frac{\partial K_E}{\partial t} (\text{W/m}^2)$
1000–700 hPa	4.80	-0.15	3.71	-0.39	2.46	0.32
700–300 hPa	26.97	2.48	26.36	-2.74	13.55	-1.39
300–100 hPa	19.85	4.43	27.81	2.62	13.81	-2.55

4.3.2 扰动动能 K_E 主要收入项和支出项的垂直分布

表 2 给出低涡各个时期 K_E 主要收入项和支出项的垂直分布,发展期 $A_E \rightarrow K_E$ 和 B_{KE} 为 K_E 的收入项,各层均表现为 $A_E \rightarrow K_E$,且中高层强, B_{KE} 在对流层中层最强,对应于每日天气图上,可以看到,不断有新鲜冷空气补充,表现为上游短波槽不断合并到低涡中, R_E 为负值即其是支出项且在对流层中层最大,表明低涡发展期间在对流层高层、中层能量转换与外界能量输送最强,即低涡最先在对流层中高层发展。对流层低层冷空气活动较弱,气旋性环流也很弱,能量的转换和输送较小,表现为 K_E 随时间呈减弱状态。

成熟期, $A_E \rightarrow K_E$ 较弱,这是由于低涡在该阶段呈相当正压结构,系统内部能量交换很弱, R_E 为正值表现为收入项, B_{KE} 为支出项,两者能量输送相

当,使低涡处于平衡状态且收入项和支出项均在对流层中层最强,而低层和高层相对较弱,此时低涡在中层表现为最强,这是由于随时间低涡活动向对流层高层和中层延伸,还未延伸到低层。

减弱期, $A_E \rightarrow K_E$ 在中、低层为正,高层为负,表明这时期高层扰动动能开始向纬向平均动能转换,低涡在高层减弱,低涡已延伸到低层,中、低层低涡活动还比较活跃,因此减弱期对流层中、低层 $A_E \rightarrow K_E$ 在低涡生命史中达最强,这与低涡最先在对流层中高层(300–400 hPa)发展,然后随时间向下发展的动力结构一致。 R_E 在中、低层为负表现为支出,在天气图上表现为不断有短波槽从低涡中分裂东移,可见低涡内部的能量转换及其与外界的能量输送主要发生在中、高层,从这个角度也表明中亚低涡主要在对流层中高层活动,并随时间向下延伸。

表 2 低涡各个时期扰动动能(K_E)主要收入和支出项的垂直分布(单位: W/m^2)

Table 2 K_E budget within the layers 1000–700, 700–300, and 300–100 hPa during every period (unit: W/m^2)

	发展期			成熟期			减弱期		
	$A_E \rightarrow K_E$	B_{KE}	R_E	$A_E \rightarrow K_E$	B_{KE}	R_E	$A_E \rightarrow K_E$	B_{KE}	R_E
1000–700 hPa	3.01	1.23	-6.65	-0.21	-2.03	3.48	8.13	-0.81	-5.51
700–300 hPa	6.81	10.20	-16.40	-6.04	-13.90	18.90	17.74	8.65	-15.40
300–100 hPa	8.03	3.25	-8.08	1.06	-12.40	9.16	-4.43	15.60	2.48

4.3.3 能量垂直输送特征

为了分析此次低涡过程中能量的垂直输送特征,计算了动能的垂直通量散度($-\frac{\partial(\omega K_E)}{\partial p}$)分布(表 3),由表 3 可见,低涡发展期对流层底层出现上升运动使动能从低层向中、高层输送,对低涡中、高层发展有促进作用;成熟期则高层存在弱下沉运动

使动能从高层向中层输送,促进低涡在中层维持;减弱期低层存在上升运动则动能从低层向中层输送,对低涡维持有正贡献。从上述分析可知,低涡向外的扰动位能输送很强远大于动能从低层向中、高层输送,低涡总体处于减弱状态,能量的垂直输送对系统的发展也有一定作用。

表3 低涡发展、成熟和减弱阶段区域平均的动能垂直
通量散度($-\frac{\partial(\omega K_E)}{\partial p}$)(单位: W/m^2)

Table 3 $-\frac{\partial(\omega K_E)}{\partial p}$ within the layers 1000–700, 700–300, and 300–100 hPa during every period (unit: W/m^2)

	发展期	成熟期	减弱期
1000–700 hPa	-1.33	0.03	-0.72
700–300 hPa	0.19	0.58	0.50
300–100 hPa	1.33	-0.35	0.62

5 结 论

通过对1996年7月10—20日中亚低涡发展、强盛和减弱阶段能量学分析,初步得到这次低涡过程的能量学特征如下:

(1)低涡各个阶段对流层中、高层扰动动能、内部的能量转换及其与区域外部环境大气之间的能量输送中、高层强,低层弱,扰动位能和扰动动能垂直分布随时间变化能很好反映低涡不同高度强度变化和发展阶段,中亚低涡是在对流层中、高层发展并随时间向低层延伸的天气尺度系统。能量的垂直输送对低涡系统的发展也有一定促进作用,强烈发展期动能从低层向中高层输送,强盛期动能从高层向中、低层输送,使得低涡在对流层中、低层发展。

(2)低涡各个阶段均与区域外部环境大气存在明显的能量输送和交换,这是中亚低涡持续发展和维持较长时间的关键因素之一。发展阶段周围中高层环境大气不断有冷空气注入中亚地区,扰动动能来源于扰动位能的转换和区域开放边界的扰动动能输入,且两者作用相当,它们使得低涡在中高层快速发展。成熟阶段低涡在中层最强,系统内部的能量转换很小,扰动动能全部来自于外界扰动位能输入,同时区域内部扰动动能向外界输出,低涡处于平衡状态。减弱阶段低涡中、高层活动明显减弱,低层活动却有所增强,扰动位能的转换和区域开放边界的扰动动能输入是扰动动能的来源,同时区域扰动有效位能向外界大量输出,因此扰动动能入不敷出,低涡逐渐减弱。低涡过程各个时期平均动能向扰动动能的转换都很小,即正压不稳定造成的能量转换较弱。

参考文献

毛贤敏, 曲晓波. 1997. 东北冷涡过程的能量学分析. 气象学报, 55(2): 230-238
 孙力. 1998. 一次东北冷涡发展过程中的能量学研究. 气象学报, 56(3): 349-361

徐亚梅. 2007. 8807号登陆台风的数值研究: 内核结构及能量水汽收支. 气象学报, 65(6): 877-887
 杨贵名, 孔期, 毛冬艳等. 2008. 2008年初“低温雨雪冰冻”灾害天气的持续性原因分析. 气象学报, 66(5): 836-849
 杨莲梅, 李霞, 张广兴. 2011. 新疆夏季强降水研究若干进展及问题. 气候与环境研究, 16(2): 188-198
 杨莲梅, 张云惠, 汤浩. 2012. 2007年7月新疆三次暴雨过程的水汽特征分析. 高原气象, 31(4): 963-973
 杨信杰. 1988. 江淮气旋的能量变化. 气象学报, 46(4): 486-490
 于玉斌, 郑祖光. 2010. 超强台风“桑美”(2006)能量发展的物理因子. 大气科学, 34(4): 669-680
 张家宝, 苏起元, 孙沈清等. 1986. 新疆短期天气预报指导手册. 乌鲁木齐: 新疆人民出版社, 160-170
 张玉玲, 仲雅琴. 1985. 东北低压大风天气的数值预报与模式诊断分析. 气象学报, 43(1): 97-105
 张云惠, 杨莲梅, 肖开提·多莱特等. 2012. 1971—2010年中亚低涡活动特征. 应用气象学报, 23(3): 312-321
 Ding Y H, Wang Z Y, Song Y F, et al. 2008. The unprecedented freezing disaster in January 2008 in southern China and its possible association with the global warming. Acta Meteor Sinica, 22(4): 538-558
 Dutton J A, Johnson D R. 1967. The Theory of Available Potential Energy and a Variational Approach to Atmospheric Energetics // Landsberg H E, van Mieghem J. Advances in Geophysics. New York: Academic Press, 333-436
 Fu S M, Sun J H, Zhao S X, et al. 2009. An analysis of the eddy kinetic energy budget of a southwest vortex during heavy rainfall over South China. Atmos Oceanic Sci Lett, 2: 135-141
 Fu S M, Sun J H, Zhao S X, et al. 2011. The energy budget of a southwest vortex with heavy rainfall over South China. Adv Atmos Sci, 28(3): 709-724
 Fu S M, Sun J H. 2012. Circulation and eddy kinetic energy budget analyses on the evolution of a northeast China cold vortex (NC-CV) in May 2010. J Meteor Soc Japan, 90(4): 553-573
 Kung E C, Tsui T D. 1975. Subsynoptic-scale kinetic energy balance in the storm area. J Atmos Sci, 32: 729-740
 Kung E C. 1977. Energy sources in middle-latitude synoptic-scale disturbances. J Atmos Sci, 34: 1352-1365
 Kung E C, Masters S E, Corte-Real J A M. 1983. Large-scale energy transformations in the high latitudes of the Northern Hemisphere. J Atmos Sci, 40: 1061-1072
 Michaelides S C. 1992. A spatial and temporal energetics analysis of a baroclinic disturbance in the Mediterranean. Mon Wea Rev, 120: 1224-1243
 O'Brien J J. 1970. Alternative solutions to the classical vertical velocity problem. J Appl Meteor, 9: 197-203
 Reiter E R. 1969. Mean and eddy motions in the atmosphere. Mon Wea Rev, 97: 200-204
 Wash C H, Peak J E, Calland W E, et al. 1988. Diagnostic study of explosive cyclogenesis during FGGE. Mon Wea Rev, 116: 431-451