

左群杰, 高守亭, 吕达仁. 2013. 2008 年 1 月中国南方低温雨雪冰冻天气的大尺度能量输送 [J]. 气候与环境研究, 18 (4): 483–490, doi: 10.3878/j.issn.1006-9585.2012.11167. Zuo Qunjie, Gao Shouting, Lü Daren. 2013. Large-scale energy transport by freezing rain and snowstorms in southern China in January 2008 [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 18 (4): 483–490.

2008 年 1 月中国南方低温雨雪冰冻天气的大尺度能量输送

左群杰^{1,2,3} 高守亭^{1,4} 吕达仁³

1 中国科学院大气物理研究所云降水物理与强风暴实验室, 北京 100029

2 中国科学院大学, 北京 100049

3 中国科学院大气物理研究所中层大气与全球环境探测实验室, 北京 100029

4 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京 100081

摘 要 利用 NCEP-DOE 再分析数据分析了 2008 年 1 月 26~28 日中国南方罕见的低温雨雪冰冻天气的扰动能量的生成以及各种能量之间的转换。在急流中平均动能 (K_m) 先转换成相互作用动能 (K_i) 然后再转化成扰动动能 (K_e)。相互作用动能流是顺急流方向的。位势高度平流和有效位能与扰动动能的转化生成的扰动动能比平均动能转化的要小一个量级。中国中南部扰动有效位能 (A_e) 的产生主要由平均有效位能 (A_m) 间接提供, 其中相互作用有效位能 (A_i) 流起到了关键作用。生成的扰动有效位能在 26 日 12:00 (协调世界时) 主要来源于两个地区: 一个位于青藏高原, 另一个位于中国东北部。随着两个主要源地的向东移动, 转化也向东移动。相互作用有效位能流的方向同时存在逆急流方向和顺急流方向。

关键词 扰动有效位能 扰动动能 相互作用能量流 南方雪灾 能量转化

文章编号 1006-9585 (2013) 04-0483-08

中图分类号 P434

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2012.11167

Large-Scale Energy Transport by Freezing Rain and Snowstorms in Southern China in January 2008

ZUO Qunjie^{1,2,3}, GAO Shouting^{1,4}, and LÜ Daren³

1 Laboratory of Cloud-Precipitation Physics and Severe Storms, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academic of Sciences, Beijing 100029

2 University of Chinese Academic of Sciences, Beijing 100049

3 Key Laboratory of Middle Atmosphere and Global Environment Observation, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academic of Sciences, Beijing 100029

4 State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

Abstract Local energy generation and conversion in freezing rain and snowstorms over southern China between 26 and 28 January 2008 were investigated using the NCEP-DOE Reanalysis 2 data. In the subtropical jet, the mean kinetic energy (K_m) converts energy into interaction kinetic energy (K_i) flow, and then transient-eddy kinetic energy (K_e) is gained from the K_i flow. The K_i flow has the same orientation as the subtropical jet. The term for baroclinic conversion between K_e and A_e ($\omega_e \alpha_e$) and the geopotential height advection terms were about one order of magnitude lower than the

收稿日期 2011-10-25 收到, 2013-02-24 收到修定稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 40930950, 国家重点基础研究发展计划资助项目 2012CB417201, 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室资助项目 2011LASW-A01

作者简介 左群杰, 男, 1982 年出生, 博士, 主要从事中尺度动力方面的研究。E-mail: zuoqunjie@hotmail.com

通讯作者 高守亭, E-mail: gst@mail.iap.ac.cn

terms for the conversions between K_m and K_i ($C(K_m, K_i)$) and between K_i and K_e ($C(K_i, K_e)$). The transient-eddy available potential energy (A_e) mainly obtained energy indirectly from the mean available potential energy (A_m) over central-southern China because of the interaction available potential energy (A_i) flow. At 1200 UTC on 26 January 2008, there were two sources of A_i flow, one over the Tibetan Plateau and the other over northeastern China. The two sources shifted eastward over time so the energy conversions also shifted eastward. The A_i flows had two orientations, one being the orientation opposite that of the subtropical jet and the other in the same direction as the subtropical jet.

Keywords Eddy available potential energy, Eddy kinetic energy, Interaction energy flow, Snowstorms, Energy conversion

1 引言

2008 年 1 月 10 日至 2 月初, 历史上罕见的低温雨雪冰冻天气袭击了中国南方 20 个省(区、市)。其主要特征为灾害范围广、灾害强度大、持续时间长。这次灾害主要由 4 次天气过程造成。时间段分别为 1 月 10~16 日、18~22 日、25~29 日、1 月 31 日至 2 月 2 日。低温雨雪冰冻灾害造成的损失极为严重, 对交通运输、能源供应、电力传输、农业及人民群众生活造成了严重影响和损失, 直接经济损失超过 1000 多亿元人民币。湖南、湖北、江西、安徽、贵州等省灾情尤其严重(赵琳娜等, 2008)。贵州出现 23 年来罕见的冻雨天气, 东部部分县(市)结冰厚度达 30~80 mm, 有 49 个县市持续冻雨日子突破历史记录。湖南遭受 30 多年来最严重的冰冻影响, 电线结冰厚度达到 30~60 mm。许多学者对这次罕见的雨雪冰冻天气研究表明 La Niña 事件的迅速发展(李崇银等, 2008)、阻塞高压长时间稳定维持(赵思雄和孙建华, 2008)、中国南部东西向准静止锋的生成(孙建华和赵思雄, 2008)等造成的大气环流异常是导致我国大范围持续低温雨雪冰冻灾害的重要原因。这次强烈的天气过程中主要存在着两种类型的降雨, 固态降雨(雪)和液态降雨(雨)。这两种类型的降雨在此次过程中是难以分开的。冻雨的形成主要是毛毛雨落到下垫面冰冻的过程, 其形成条件主要有 4 个方面: 1) 近地面接近饱和; 2) 中层有垂直上升运动; 3) 有较厚的低空暖层(约 1.3 km); 4) 浅薄的近地面冷层。由于降水相态难以分离, 所以没有专门针对这次罕见的气象灾害中的冻雨或者雪的形成条件进行研究。

大气环流系统的诊断研究为了解大气系统变化的物理特征提供了一个很有用的工具, 其中一种诊断研究方法就是研究系统的能量过程。虽然能量

诊断不能解释为什么大气会选择某一种模式来完成能量的转换, 但是这种研究能更深入地了解大气的特征, 也能开发更有效的数值模式。过去对能量的研究认为, 整个大气涡旋动能传递给平均动能, 而涡旋动能的维持是靠有效位能的供给(Lorenz, 1955; Oort, 1964; Dutton and Johnson, 1967)。不同地区和时间, 涡旋运动是不同的, 这使得涡旋运动对大气的影 响具有时间和空间上的差异, 特别是系统边界上的能量输送对系统总能量的变化有很大的贡献(Smith, 1973; Vincent and Chang, 1975; Kornegay and Vincent, 1976)。另一种研究大气能量的方法是把基本量分解成时间平均分量以及其偏差。通过上述方法得到的能量方程只能用于研究整个大气的能量转换, 因为对于开放系统上述能量方程中的某些项的含义不明确(Holopainen, 1978; Plumb, 1983)。针对这一问题, Murakami (2011) 引入“相互作用能量通量”的概念并构造了一个新的能量诊断方案, 使能量方程能应用于局地。对于此次我国大范围持续低温雨雪冰冻灾害很少有学者从大尺度能量转换方面进行研究。本文研究的目的是利用能量方程来探讨这次雪灾过程中大尺度能量的输送与转换从而更进一步的了解这次雪灾过程。

2 资料和方法

本文所用资料是 NCAR/NCEP (NCEP-DOE Reanalysis 2) 提供的高度、温度、速度逐日再分析资料, 水平分辨率为 2.5° (纬度) $\times 2.5^\circ$ (经度), 全球共 144×73 网格点, 时段为 2008 年 1 月 26~28 日, 在这个时间段内我国南方受灾最严重。本文中是考虑的干燥大气, 在这样的条件下, 现有的有效位能观点适用于大尺度的天气系统(谢义炳, 1997), 所以本文中所利用的数据足以说明大尺度能量的输送和转换。

扰动能量方程为[Murakami, 2011, 方程(10)]

和 (19)]

$$\begin{aligned} \frac{d}{dt}(K_e) = & -(V_e \cdot \nabla \phi_e + \omega_e \alpha_e) - \\ & [u_e V_e \cdot \nabla u_m + v_e V_e \cdot \nabla v_m + \frac{\tan \varphi}{a}(u_m u_e v_e - v_m u_e u_e)] + \\ & [u_e \nabla \times (u_e V_e)_m + v_e \nabla \times (v_e V_e)_m - \frac{\tan \varphi}{a}(u_e (u_e v_e)_m - \\ & v_e (u_e u_e)_m)] + F, \end{aligned} \quad (1)$$

扰动有效位能方程为

$$\begin{aligned} \frac{d}{dt}(A_e) = & \omega_e \alpha_e - c_p (p/p_0)^{2\kappa} \gamma \theta_e V_e \cdot \nabla (\theta_m - \bar{\theta}) + \\ & c_p (p/p_0)^{2\kappa} \gamma \theta_e \nabla \times (\theta_e V_e)_m + c_p (p/p_0)^{2\kappa} \gamma \frac{p_0}{p} \frac{\theta_e Q_e}{c_p}, \end{aligned} \quad (2)$$

其中, ∇ 是球坐标系下的三维梯度算子。 $d/dt = \partial/\partial t + \mathbf{V} \cdot \nabla$ 。 λ 、 φ 、 p 、 t 分别是经度、纬度、气压和时间。 $\mathbf{V} = (u, v, \omega)$, u 、 v 、 ω 分别是向东、向北和垂直方向的风速。 Φ 是位势高度。 a 、 f 分别是地球半径和科里奥力。 $F = (F_\lambda, F_\varphi, 0)$ 是水平摩擦。 Q 是非绝热加热。 p_0 为参考气压 ($=1000$ hPa)。 c_p 为定压比热。 $\kappa = R/c_p$ 。 $\theta = T(p/p_0)^\kappa$ 表示位温, 其中 T 表示温度。 $\alpha = RT/p$ 为比容。下标 m 表示 1979~2011 年 33 个 1 月的平均值, 下标 e 表示变量在其时间平均值上的偏差。 $(\bar{\quad})$ 表示全球平均。

$$K = \frac{u_m^2 + v_m^2}{2} + \frac{u_e^2 + v_e^2}{2} + (u_m u_e + v_m v_e) = K_m + K_e + K_i, \quad (3)$$

$$\begin{aligned} A = & \frac{c_p}{2} \left(\frac{p}{p_0} \right)^{2\kappa} \gamma (\theta_m - \bar{\theta})^2 + \frac{c_p}{2} \left(\frac{p}{p_0} \right)^{2\kappa} \gamma \theta_e^2 + \\ & \frac{c_p}{2} \left(\frac{p}{p_0} \right)^{2\kappa} \gamma \theta_e (\theta_m - \bar{\theta}) = A_m + A_e + A_i, \end{aligned} \quad (4)$$

其中, $\gamma = -(\kappa/p)(p_0/p)^\kappa (d\bar{\theta}/dp)^{-1}$, 含有下标 i 的变量表示平均场与扰动场之间的相互作用能量 (Murakami, 2011), 简称“相互作用能量”。

同时, 定义垂直方向上的积分

$$\bar{A} = \frac{1}{p_s - p_t} \int_{p_t}^{p_s} A dp,$$

其中 p_s 和 p_t 分别为 1000 hPa 和 100 hPa。积分采用的是梯形积分法。如果不做特别的说明下文中的图都是垂直积分后的结果。为了方便, 略去了变量上的双横线。

方程 (1) 和 (2) 右边第一项分别表示由于位

势高度水平平流产生的扰动动能和扰动有效位能斜压转化而来的扰动动能。右边第二项分别是雷诺强迫和平均有效位能与扰动有效位能之间的转化。这两项是相互作用能量通量散度的一部分 (Murakami, 2011), 表示相互作用能量向扰动能量的转化, 这里分别用 $C(K_i, K_e)$ 、 $C(A_i, A_e)$ 来表示这两项。

对于 K_e 的产生项, $-[u_e V_e \cdot \nabla u_m + v_e V_e \cdot \nabla v_m + \frac{\tan \varphi}{a}(u_m u_e v_e - v_m u_e u_e)]$, 也就是 $C(K_i, K_e)$, 在开放系统的能量方程中对于这一项存在模糊的解释 (Holopainen, 1978)。这一项是表示 K_m 向 K_e 转化吗? Holopainen (1978) 给出了两种表达。一种是 $C(K_m, K_T)$, 这种表达就是上述 K_e 产生项。另一种是 $C^*(K_m, K_T)$ 。Holopainen 认为两种表达都是表示 K_m 向 K_e 转化。那么到底哪一项表示 K_m 向 K_e 转化。虽然两种表达都能表示这种能量转化但是这两种表达的局地计算值不相同 (Holopainen, 1978; Plumb, 1983)。针对大气局地能量分析, Murakami (2011) 构造了一种基于相互作用能量 (K_i) 以及其通量 ($V_e \cdot K_i$) 和 Lorenz 能量方框图 (Lorenz, 1955) 的新的诊断方案。通过 K_i 和 Lorenz 能量方框图, 能够获得完整的平均能量和瞬变能量相互作用三维结构的信息。如果将上述 K_e 产生项时间平均, 可以得到相互作用通量散度的一部分, 也就是 Murakami (2011) 中的表达式 C_2 , 它表示 K_i 向 K_e 的转化率。在本文中没有进行时间平均, 但它仍可表示为相互作用能量通量散度的一部分。那么, $C(K_m, K_i)$ 可表达为 $C(K_m, K_i) = \text{div}(V_e \cdot K_i) + C(K_i, K_e)$ [参看 Eq. 12c (Murakami, 2011)], $\text{div}(V_e \cdot K_i)$ 表示相互作用能量通量散度, 其中 $C(K_m, K_i)$ 和 $C(K_i, K_e)$ 分别表示 K_m 转化为 K_i 和 K_i 转化为 K_e 。同理, 对于扰动有效位能, $\text{div}(V_e \cdot A_i) = -C(A_i, A_e) + C(A_m, A_i)$, 其中 $C(A_m, A_i)$ 和 $C(A_i, A_e)$ 分别表示 A_m 转化为 A_i 和 A_i 转化为 A_e 。注意: $C(K_m, K_i) = -C(K_i, K_m)$, $C(K_i, K_e) = -C(K_e, K_i)$, $C(A_m, A_i) = -C(A_i, A_m)$, $C(A_i, A_e) = -C(A_e, A_i)$ 。方程 (1) 和 (2) 右边第三项也表示平均能量与扰动能量之间的转化, 但如果取适当的时间平均, 这两项为零。第四项分别表示摩擦和非绝热加热。本文的重点讨论方程 (1) 和 (2) 第一项和第二项。

3 动能产生和斜压转化

图 1 左边是方程 (1) 右边第一项, 表示由于

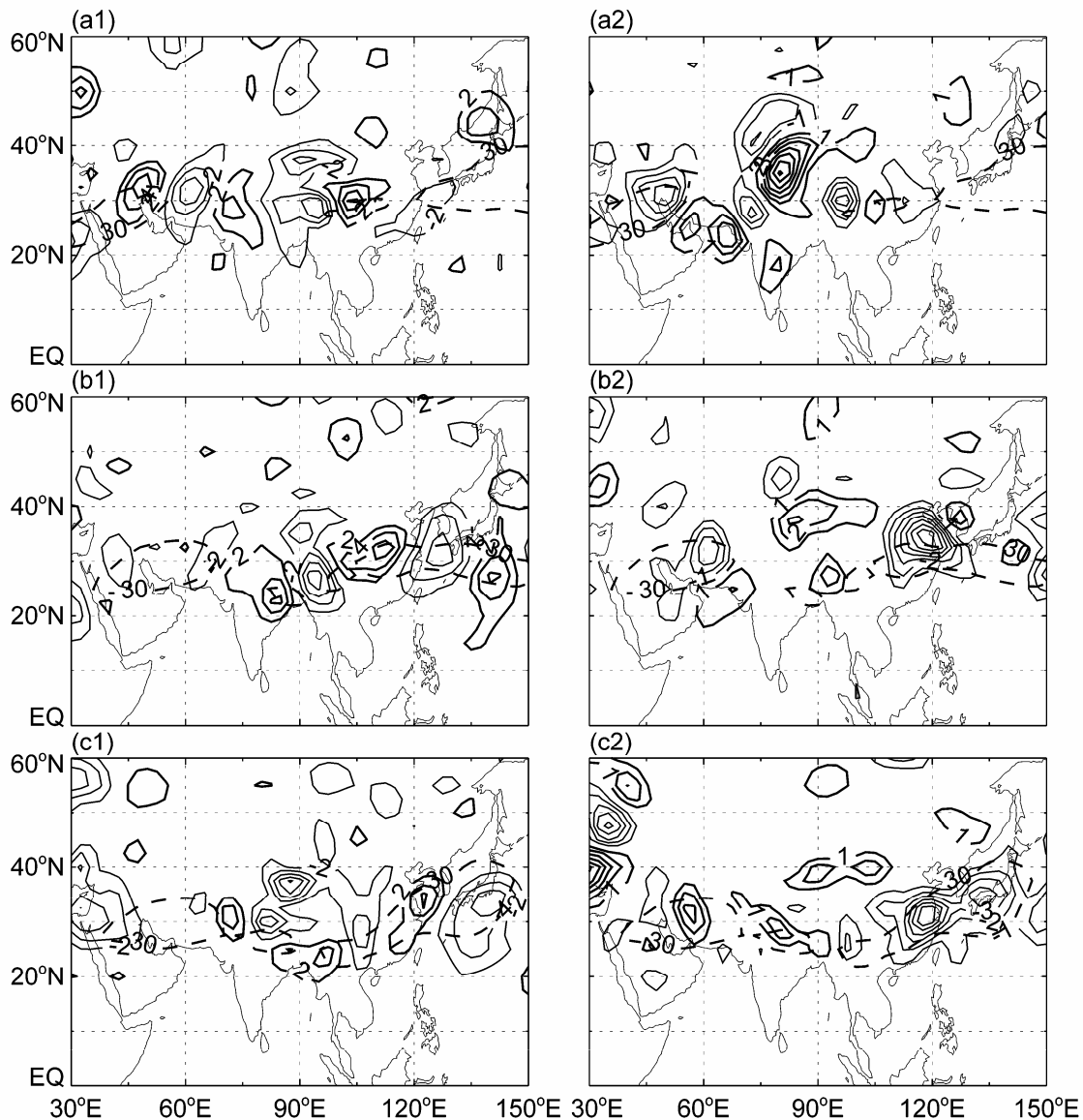


图1 2008年1月(a1, a2)26日12:00(协调世界时,下同)、(b1, b2)27日12:00、(c1, c2)28日12:00垂直积分的位势高度水平平流(左列,等值线间隔 $2 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$)和扰动有效位能与扰动动能之间的转换(右列,等值线间隔 $1 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$)。粗实线为正值,细实线为负;粗虚线表示 30 m s^{-1} 纬向风

Fig. 1 Vertically averaged transient horizontal advection of geopotential height (left panel, intervals: $2 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$) and $-\omega_e a_e$ (right panel, intervals: $1 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$) at (a1, a2) 1200 UTC on 26 Jan, (b1, b2) 1200 UTC on 27 Jan, and (c1, c2) 1200 UTC on 28 Jan. The thick (thin) contour lines denote positive (negative) and the thick dashed line denotes the zonal wind of 30 m s^{-1}

位势高度的水平平流而产生的扰动动能。从图 1a1、1b1 和 1c1 中可以看到动能的产生主要集中在急流区域(30°N 附近, 纬向风速大于 30 m s^{-1})。沿着急流方向位势高度平流正负排列。从拉格朗日观点上看, 上游的空气在经过正平流区域时获得了扰动动能, 当气流到达零廓线时空气扰动动能达到最大值, 然后空气经过下游的负平流区域, 在这里空气失去扰动动能, 当气流到达零廓线时扰动动能达到最小值。从1月26日12:00至28日12:00, 正负位

势高度平流向东移动。例如, 在26日12:00(图 1a1)(30°N , 105°E)附近存在正的位势高度平流, 它在28日12:00(图 1c1)移动到了(30°N , 120°E)附近, 它的移动速度大约是 8 m s^{-1} 。位势高度平流的东移说明了在急流中位势高度平流使扰动动能顺着急流向东移动。Sun and Zhao (2010)在其文的图 9a 中指出, 从26~28日, 云顶温度(低温, 云的温度越低说明云的高度越高, 那么对流也就越强)明显地向东移动, 这与本文中位势高度平流

向东移动是一致的。能量的生成和释放伴随着天气系统的发生和消亡。图 1a2、1b2 和 1c2 表示扰动动能与有效位能之间的斜压转化。斜压转化也集中在急流区域, 但是没有表现出东西向移动这一特性。气流经过青藏高原西南部上空附近时获得扰动动能, 这部分扰动动能来源于扰动有效位能的转化, 到 110°E 附近达到最大值, 然后扰动动能开始向扰动有效位能转化。

从上面两个不同的动能转换形式, 以及这两种方式对应的云顶温度的变化, 可以看出正压过程更有利于对流云系的发展。

4 能量输送

方程 (1) 右边第二项, $C(K_i, K_e)$, 是扰动动能与相互作用动能之间的转化, $C(K_i, K_e)$ 大于零时表

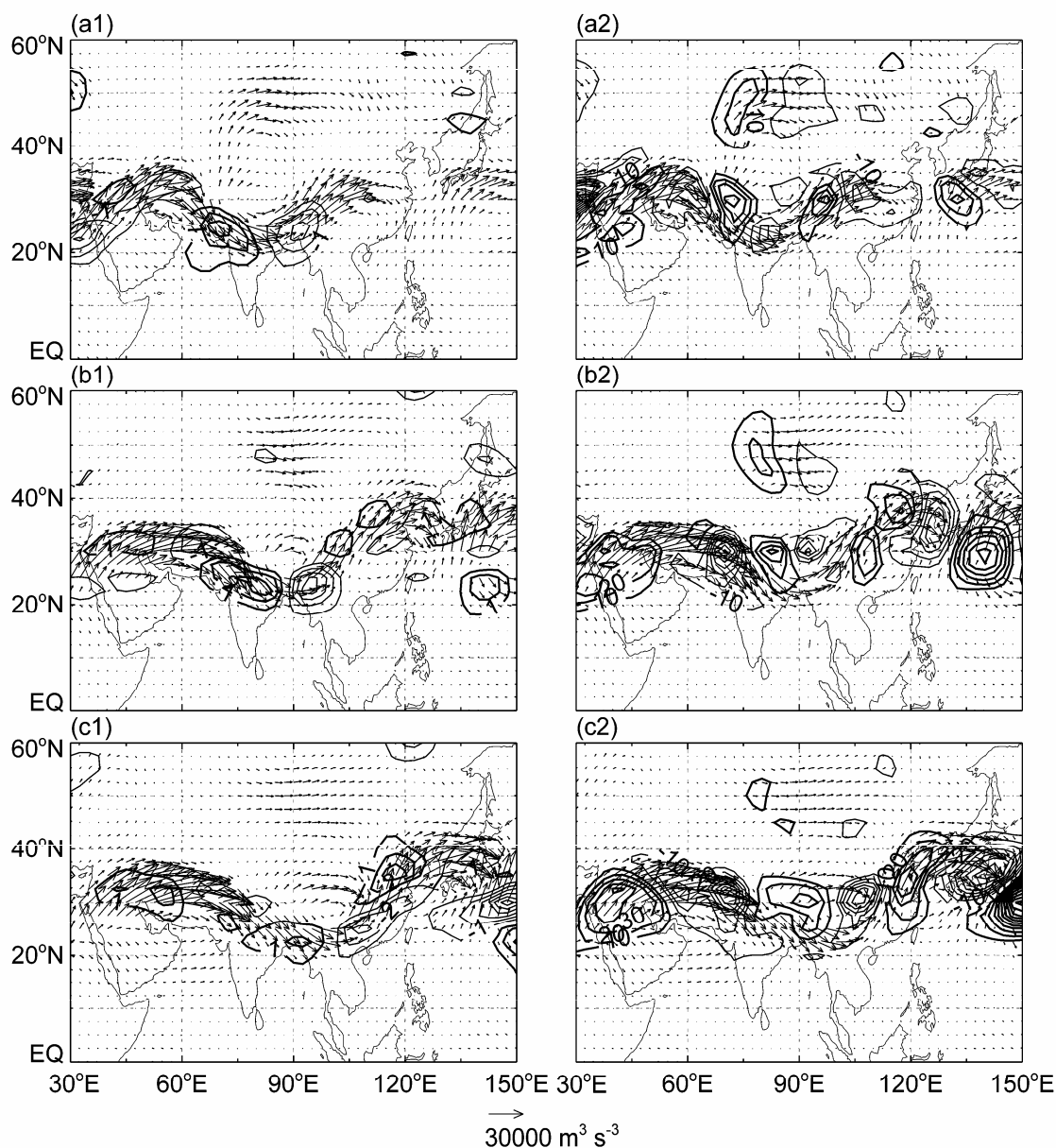


图 2 2008 年 1 月 (a1, a2) 26 日 12:00、(b1, b2) 27 日 12:00、(c1, c2) 28 日 12:00 垂直积分的 $C(K_i, K_e)$ 和相互作用动能通量矢量 (左列, 等值线间隔 $10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$) 以及垂直积分的 $C(K_m, K_i)$ 和相互作用动能通量矢量 (右列, 等值线间隔 $10 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$)。粗实线为正值, 细实线为负。单位相互作用动能通量矢量是 $3 \times 10^4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-3}$

Fig. 2 Vertically integrated $C(K_i, K_e)$ and the interaction energy flux vectors (left panel, interval: $10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$) and vertically integrated $C(K_m, K_i)$ and the interaction energy flux vectors (right panel, interval: $10 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$) at (a1, a2) 1200 UTC on 26 Jan, (b1, b2) 1200 UTC on 27 Jan, and (c1, c2) 1200 UTC on 28 Jan. The thick (thin) contour lines denote positive (negative). The interaction energy flux vectors are in units of $3 \times 10^4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-3}$

示相互作用动能转换成扰动动能。这一项是相互作用动能通量散度的一部分, 即

$$\text{div}(V_e \cdot K_i) = -C(K_i, K_e) + C(K_m, K_i),$$

那么 $C(K_m, K_i) = \text{div}(V_e \cdot K_i) + C(K_i, K_e)$ (Murakami, 2011)。图 2a1、2b1 和 2c1 表示 $C(K_i, K_e)$ (用廓线表示) 和相互作用能量通量矢量 (用箭头表示), 图 2a2、2b2 和 2c2 是 $C(K_m, K_i)$ 和相互作用能量通量, 可以看到各种动能之间的转化。

从图 2 中可以看到, 相互作用动能的输送主要

发生在急流中。在输送过程中, 相互作用动能与扰动动能之间相互转化。1 月 26 日 12:00, 在青藏高原南部上空, 在相互作用动能流中扰动动能转化成相互作用动能 (图 2a1)。同时, 在青藏高原西南部, 平均动能补充相互作用动能的损耗 (图 2a2)。在中国中部 (30°N, 105°E 附近) 相互作用动能转化成平均动能, 使得相互作用动能流迅速减小 (图 2a2)。1 月 27 日 12:00, 在中国上空出现相互作用动能源, 相互作用动能源有两部分, 一部分来自

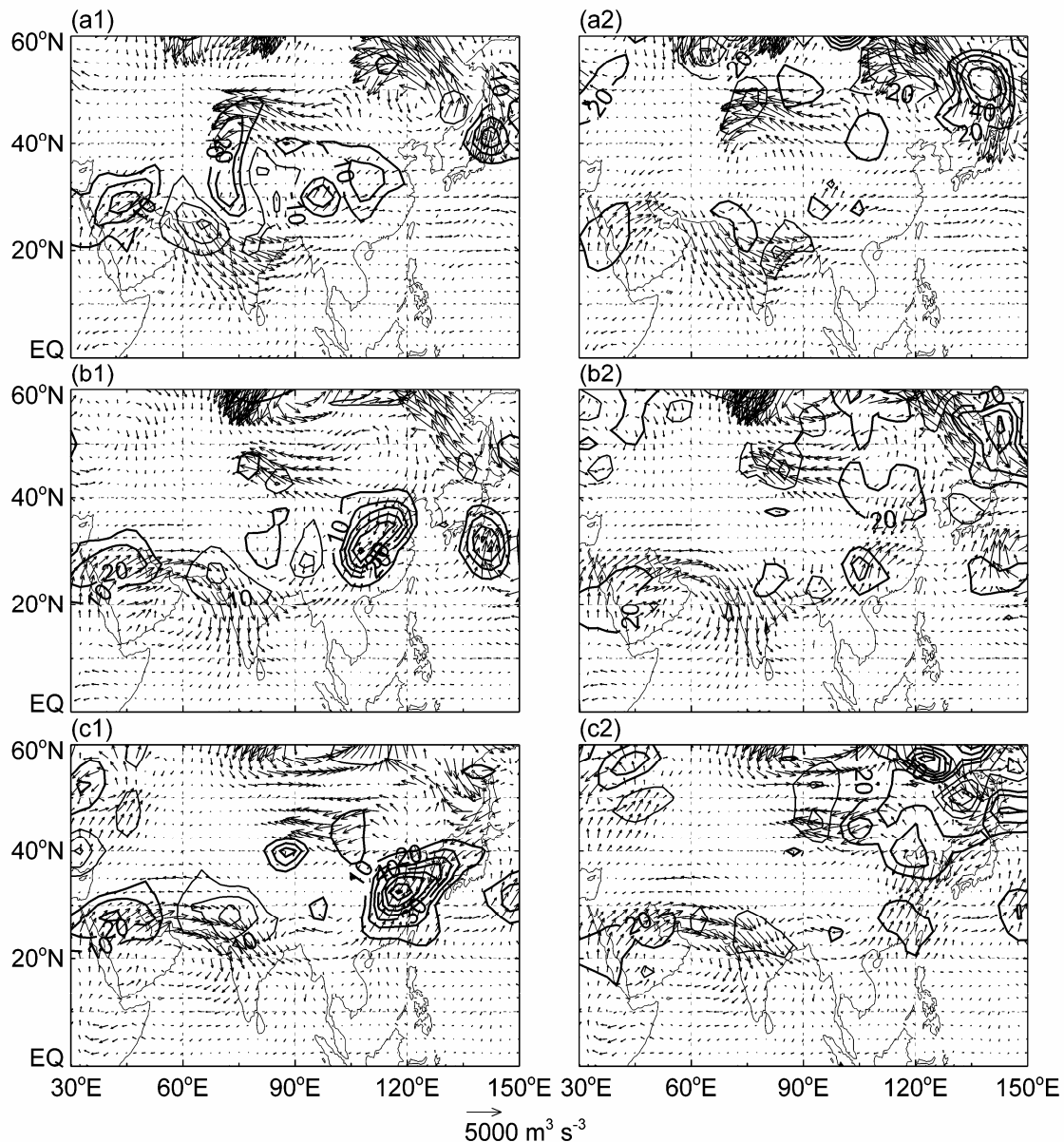


图3 2008年1月(a1, a2) 26日12:00、(b1, b2) 27日12:00、(c1, c2) 28日12:00垂直积分的 $C(A_i, A_e)$ 和相互作用有效位能通量矢量(左列, 等值线间隔 $10 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$)以及垂直积分的 $C(A_m, A_i)$ 和相互作用有效位能通量矢量(右列, 等值线间隔 $20 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$)。粗实线为正值, 细实线为负。单位相互作用有效位能通量矢量是 $5 \times 10^3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-3}$

Fig. 3 Vertically averaged $C(A_i, A_e)$ and the interaction energy flux vectors (left panel, interval: $10 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$) and $C(A_m, A_i)$ and the interaction energy flux vectors (right panel, interval: $20 \times 10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$) at (a1, a2) 1200 UTC on 26 Jan, (b1, b2) 1200 UTC on 27 Jan, and (c1, c2) 1200 UTC on 28 Jan. The thick (thin) contour lines denote positive (negative). The interaction energy flux vectors are in units of $5 \times 10^3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-3}$

于扰动动能的转换(图 2b1), 另一部分来自于平均动能转化(图 2b2), 平均动能转化的相互作用动能要比扰动动能转化的要大一个量级。同时, 在中国的东部和黄海、渤海出现相互作用动能汇, 相互作用动能转化成平均动能(图 2b2)。这些相互作用能量的源和汇的出现使得位于中国中部的相互作用动能流增大。1 月 28 日 12:00, 位于青藏高原南部上空的一 $C(K_i, K_e)$ 突然移动到了中国南部(图 2c1), 我国东北部沿海相互作用动能转换成扰动动能(图 2c1), 同时在我国南部平均动能和相互作用动能出现明显相互转化(图 2c2)。整体来看, 能量的转换向东移动, 相互作用能量流也向东延伸, 这种移动和延伸与云顶温度的东移是一致的(Sun and Zhao, 2010)。随着急流中扰动动能积累和释放的东移, 云顶温度(低温)也向东移。

相互作用动能流主要来源于平均流。平均动能转化成相互作用动能, 转化而来的相互作用动能转化一部分返还给平均动能, 一部分转化成扰动动能。对比图 1 和图 2, 通过平均流转换而来的扰动动能要比位势高度平流和有效位能转换而来的扰动动能要大一个量级。

前面一节中我们已经讨论了扰动动能与有效位能之间的斜压转换, 位于中国东南部扰动动能向扰动有效位能转换。现在来讨论 $C(A_i, A_e)$, 即相互作用有效位能与扰动有效位能之间的转换。如图 3 所示, 左边一列是 $C(A_i, A_e)$ (图 3a1、3b1 和 3c1), 当 $C(A_i, A_e)$ 大于零时说明相互作用有效位能转化为扰动有效位能; 右边一列是 $C(A_m, A_i)$ (图 3a2、3b2 和 3c2), 当 $C(A_m, A_i)$ 大于零时说明平均有效位能转化为相互作用有效位能。在副热带急流区域出现明显的扰动有效位能和相互作用有效位能之间的转化(图 3a1、3b1 和 3c1)。1 月 26 日 12:00, 在中亚(60°E, 25°N 附近)上空扰动有效位能向相互作用有效位能转化, 这部分相互作用有效位能越过印度半岛被输送到了中国的中南部, 在这里转化成扰动有效位能, 相互作用有效位能流与急流方向相同(图 3a1)。同时, 在中国的东北部和青藏高原上空平均有效位能转化为相互作用有效位能, 这部分相互作用有效位能被分别向西南和东北方向输送到中国的中南部转化成扰动有效位能, 相互作用有效位能流分别与急流方向相同和相反(图 3a2)。中国中南部扰动有效位能的增长主要来源于这 3 个地区。1 月 27 日 12:00, 位于中亚的源地对中国中

南部扰动有效位能增长的贡献降低(图 3b1), 源于此的相互作用有效位能流有部分转向印度洋, 另外两个源地的贡献增强并且向东移动(图 3b2), 这使得在中国中南部有更多的相互作用有效位能转化为扰动有效位能并且向东移动, 确实有更多相互作用有效位能转化扰动有效位能(图 3b1)。1 月 28 日 12:00, 位于中亚的源地对中国中南部扰动有效位能增长的贡献增加(图 3c1), 另外两个源地的贡献增强并且继续向东移动至中国东部沿海(图 3c2), 这使得在中国中南部相互作用有效位能向扰动有效位能的转化进一步增强并且也随之向东移动至中国东部沿海(图 3c1)。

在这次中国南部雨雪天气过程中, 平均有效位能先转化为相互作用有效位能然后向扰动有效位能转化, 扰动动能也向扰动有效位能转化, 这两方面的共同作用使得我国南方扰动有效位能增强。对比图 2 和图 3 可知, 扰动有效位能的变化主要有相互作用有效位能转化而来, 这种转化的东移和增强说明了低槽的增强和东移, 当低槽增强时, 随低槽东移的对流云系增强。

5 结论

本文利用 NCEP-DOE 再分析数据分析了 2008 年 1 月 26~28 日中国南方罕见的低温雨雪冰冻天气的扰动能量的生成以及各种能量之间的转换。在急流中, 扰动动能的产生主要由平均动能提供, 这种供给不是直接的, 平均动能先转换成相互作用动能然后再转化成扰动动能。相互作用动能流是顺急流方向的。这种转化主要发生在急流中。位势高度平流和有效位能转化生成的扰动动能比平均动能转化的要小一个量级。

扰动有效位能的产生主要由平均有效位能提供。平均有效位能先向相互作用有效位能转化。这种转化在 26 日 12:00 主要发生在两个地区一个位于青藏高原, 另一个位于中国东北部, 这两个源地随时间向东移动。转化出来的相互作用能量被输送到两源地之间, 在这里相互作用有效位能转化成扰动有效位能, 并且随两个主要源地向东移动。相互作用能量流的方向同时存在逆急流方向和顺急流方向。

参考文献 (References)

Dutton J A, Johnson D R. 1967. The theory of available potential energy and

- a variational approach to atmospheric energetics [J]. *Advances in Geophysics*, 12: 333–436.
- Holopainen E O. 1978. A diagnostic study on the kinetic energy balance of the long-term mean flow and the associated transient fluctuation in the atmosphere [J]. *Geophysica*, 15: 125–145.
- Kornegay F C, Vincent D G. 1976. Kinetic energy budget analysis during interaction of tropical storm Candy (1968) with an extratropical frontal system [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 104: 849–859.
- 李崇银, 杨辉, 顾薇. 2008. 中国南方雨雪冰冻异常天气原因的分析 [J]. *气候与环境研究*, 13 (2): 113–122. Li Chongyin, Yang Hui, Gu Wei. 2008. Cause of severe weather with cold air, freezing rain and snow over South China in January 2008 [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 13 (2): 113–122.
- Lorenz E N. 1955. Available potential energy and the maintenance of the general circulation [J]. *Tellus*, 7: 157–167.
- Murakami S. 2011. Atmospheric local energetics and energy interactions between mean and eddy fields. Part I: Theory [J]. *J. Atmos. Sci.*, 68: 760–768.
- Oort A H. 1964. On estimates of the atmospheric energy cycle [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 92: 483–493.
- Plumb R A. 1983. A new look at the energy cycle [J]. *J. Atmos. Sci.*, 40: 1669–1688.
- Smith P J. 1973. Mid-latitude synoptic-scale systems: Their kinetic energy budgets and role in the general circulation [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 101: 757–762.
- 孙建华, 赵思雄. 2008. 2008 年初南方雨雪冰冻灾害天气静止锋与层结结构分析 [J]. *气候与环境研究*, 13 (4): 368–384. Sun Jianhua, Zhao Sixiong. 2008. Quasi-stationary front and stratification structure of the freezing rain and snow storm over southern China in January 2008 [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 13 (4): 368–384.
- Sun J H, Zhao S X. 2010. The impacts of multiscale weather systems on freezing rain and snowstorms over Southern China [J]. *Wea. Forecasting*, 25: 388–407.
- Vincent D G, Chang L N. 1975. Kinetic energy budgets of moving systems: Case studies for an extratropical cyclone and hurricane Celia, 1970 [J]. *Tellus*, 27: 215–233.
- 赵琳娜, 马清云, 杨贵名, 等. 2008. 2008 年初我国低温雨雪冰冻对重点行业的影响及致灾成因分析 [J]. *气候与环境研究*, 13 (4): 556–566. Zhao Linna, Ma Qingyun, Yang Guiming, et al. 2008. Disasters and its impact of a severe snow storm and freezing rain over southern China in January 2008 [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 13 (4): 556–566.
- 赵思雄, 孙建华. 2008. 2008 年初南方雨雪冰冻天气的环流场与多尺度特征 [J]. *气候与环境研究*, 13 (4): 351–367. Zhao Sixiong, Sun Jianhua. 2008. Multi-scale systems and conceptual model on freezing rain and snow storm over southern China during January–February 2008 [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 13 (4): 351–367.
- 谢义炳. 1997. 谢义炳文集 [M]. 北京: 北京大学出版社: 273–282. Xie Yibing. 1997. *Collected Works of Professor Xie Yibing (in Chinese)* [M]. Beijing: Peking University Press, 273–282.