刘裕禄,岳如画,姚叶青.2024.皖南山区一次暴雪过程地转适应锋生条件分析[J].暴雨灾害,43(1):23-31. LIU Yulu,YUE Ruhua,YAO Yeqing. 2024. Analysis of geostrophic adjustment to frontogenesis conditions during a heavy snowstorm in the mountainous area of southern Anhui Province [J]. Torrential Rain and Disasters,43(1):23-31 (in Chinese). doi:10.12406/byzh.2023-092

皖南山区一次暴雪过程地转适应锋生条件分析

刘裕禄[1],岳如画[1],姚叶青[2]
(1. 安徽省黄山市气象台,黄山 245021;2. 安徽省气象局公共气象服务中心,合肥 230031)

摘　要:地转适应是形成皖南山区地形静止锋且区别平衡锋的另一种锋生机制,而地形静止锋常造成皖南山区局地灾害性天气。因此,开展地转适应锋生条件分析研究对于认识山地地形如何造成灾害性天气有重要意义。以2022年2月22日地形静止锋导致皖南山区暴雪过程为例,利用地面气象观测资料、新一代多普勒天气雷达(CINRAD/SA)基数据资料及欧洲中期天气预报中心ERA5再分析资料,采用雷达三维风场反演技术,计算此次暴雪过程的锋生函数。结果表明:(1)此次锋生过程,东北气流入流增强,流函数梯度增大,造成皖南山区背风坡山脚(30.5°—31.0°N)之间流体密度不连续,在其前沿狭窄区内出现地转适应锋生,随即出现了尺度小、呈纬向分布的局地暴雪天气;地转适应锋生和暴雪天气均发生在中低层为稳定大气层结的湿对称不稳定区内。(2)分析锋生函数及相关因子可见,垂直运动倾斜项对地面锋生贡献占主导作用,水平变形项和辐合项锋生贡献相对很小,说明此次地转适应锋生主要是地面上升运动位温垂直输送作用的结果,非风场形变引起。(3)雷达反演的中尺度风场可见,在风场非平衡状态向地转平衡状态调整的过程中,地形强迫下坡风抬升激发锋区上空1.5~3.0 km高度上的大气中低层出现很强的次级环流,导致在地面冷区冷平流增强降温,地面暖区上空因暴雪降水凝结潜热释放的非绝热加热导致增温,使得锋区位温梯度增大,出现锋生现象。

关键词:地转适应锋生;锋生函数;地形;次级环流
中图法分类号: P441　　**文献标志码:** A　　**DOI:** 10.12406/byzh.2023-092

Analysis of geostrophic adjustment to frontogenesis conditions during a heavy snowstorm in the mountainous area of southern Anhui Province

LIU Yulu[1], YUE Ruhua[1], YAO Yeqing[2]

(1. *Huangshan City Observatory of Anhui Province, Huangshan* 245021; 2. *Public Meteorological Service Center of Anhui Provincial Meteorological Bureau, Hefei* 230031)

Abstract: Geostrophic adaptation is another frontogenesis mechanism that forms a stationary front, which differs from the balanced front, but often leads to local catastrophic weather in the mountainous area of southern Anhui. Conducting analysis and research on the frontogenesis conditions of geostrophic adaptation is of great significance for how mountainous terrain causes catastrophic weather. Taking the formation of a stationary front on 22 February 2022, which resulted in a local blizzard as an example, the quasi-geostrophic frontogenesis function of topographic frontogenesis is calculated and analyzed based on the following dataset, including the high-resolution hourly reanalysis data from the European meteorological center ERA and conventional data from ground stations, the new generation Doppler (CINRAD/SA) weather radar data, the 3-D wind field data obtained with a 3-D wind field inversion technique and the interpolation method with the accuracy of 0.02°×0.02°. The results are as follows. (1) During this frontogenesis process, the northeast wind flow on the ground intensified, and the gradient of the flow function increased, resulting in discontinuous fluid density at the foot of the leeward slope (30.5°—31.0°N), which leads to geostrophic adjustment to frontogenesis in a narrow area at its front. Thus, a local snowstorm with a small scale and short duration occurred. The geostrophic adjustment to frontogenesis occurs in a stable atmospheric structure and an environment of wet symmetry instability. (2) By analyzing the four terms of the surface frontogenesis function and their related factors, it is shown that the contribution of vertical motion tilt term

收稿日期: 2023-05-06;**定稿日期:**2023-11-09
资助项目: 安徽省气象局创新发展专项(CXM202207);安徽省气象局复盘总结专项(KY202310)
第一作者: 刘裕禄,主要从事短时临近天气预报及其相关方法研究。E-mail: lylmyself@163.com
通信作者: 岳如画,主要从事短时临近天气预报及其相关方法研究。E-mail: yueruhua91@163.com

to frontogenesis is dominant, while the horizontal deformation and convergence have minor contributions. It indicates that the geostrophic adjustment to frontogenesis is mainly the result of the upward transportation of potential temperature, rather than the deformation of the wind field. (3) By analyzing the four terms of the high-altitude frontogenesis function and the mesoscale wind field retrieved by radar, during the adjusting of the wind field from a non-equilibrium state to an equilibrium state, a strong secondary circulation appears in the middle and lower layers of the atmosphere at an altitude of 1.5-3.0 km above the front zone, which leads to the cooling due to the rise of cold air over the cold zone. While above the warm zone, non-adiabatic heating released by snowfall condensation latent heat causes warming, resulting in an increase in the temperature gradient at the front zone and frontogenesis.

Key Words: geostrophic adjustment frontogenesis; frontogenesis function; terrain; secondary circulation

引 言

锋生机制存在平衡锋生和地转适应锋生两种理论。平衡锋生为变形场中的大尺度锋生，是初始处于地转平衡状态的扰动在大尺度形势场或切变场强迫下，水平位温梯度不断增大，最后导致锋面不连续出现(杨雨轩等，2016；崔慧慧和苏爱芳，2018)；尽管平衡锋生模式可以很好地反映许多实际锋生现象，但并不是所有的锋生过程均由大尺度强迫场所激发。

在旋转的地球大气中，由于柯氏力的影响，风、气压、温度场一般总是呈现准地转平衡状态，如果大气受到扰动，地转平衡受到破坏，大气会通过重力惯性波将不平衡能量迅速地向四周频散而调整到准地转平衡，这种过程就是所谓的地转适应过程。一些学者(Ou，1984；Blumen，1995)将地转适应与大气和海洋锋生联系起来，提出了地转适应锋生机制，如对于海岸和阵风锋等一些锋生现象来说，长时间的天气尺度的地转形变场并不存在，即不存在平衡锋生模式中所要求锋生激发机制。地转适应锋生与平衡锋生共同点均是地转适应的结果，不同点是平衡锋生为大尺度风场切变引起。地转适应锋生过程就是大气密度不连续，导致气压梯度力和地转偏向力不平衡锋生现象(伍荣生等，2004；陈筱秋和王咏青，2016)。对地转适应锋生理论应用，国内许多专家在地转适应锋生方面作了大量研究工作。伍荣生等(2001)指出，地转适应锋生理论适用于均匀位涡流(包括零位涡)中的锋生，地转适应的终态是否满足地转平衡关系取决于初始不平衡扰动的位涡分布。肖庆农和伍荣生(1995)研究指出，地形与地转锋生关系对于气流影响，即如果层结稳定度大，尤其是低层层结稳定度较大时，就容易形成背风波谷和强下坡风，造成流体密度不均；地转适应与地形共同作用下，可形成地转适应地形静止锋。方娟等(2001)进一步以地转适应锋生理论为基础，研究了背风坡地转适应锋生过程，当初始热力扰动主要位于背风坡时地形是否有利于锋面不连续的形成取决于流体的层结情况，如果流体的基本层结很弱，地形促使锋面不连续的形成，有利于锋面不连续的形成，这时即使初始位温梯度的水平变化不是很大，也可能会形成锋面。

地形背风坡静止锋的锋生过程不仅与大气层结相关，还与地形作用密切。肖庆农等(1997)对冷锋过山时的锋生锋消机制进行了数值研究，试验结果表明，过山顶后锋面强度变化不明显或者有微弱锋生，到达背风坡山脚后开始强烈锋生。付炜等(2018)指出锋面过南岭山脉时背风坡常有锋生现象出现。刘裕禄等(2017)指出锋面过境黄山山脉时垂直扰动增强，背风坡处地面涡度、上升运动增强，水平位温梯度增大锋生。黄鹏(2012)指出背风坡锋生与地形背风坡涡旋形成相关，地形附近的等位温梯度受到地形的影响而有所变化，地形强迫出的背风坡涡旋，故气流过山后强度得以增强，随之出现锋生。段旭等(2019)利用锋生函数对2008年年初昆明准静止锋生消过程的诊断分析表明，在锋后东风西进过程中，背风坡地形高度下降导致的位温梯度随着背风坡地形高度下降导致位温梯度增大而锋生。

以上观点解释了在稳定层结中可导致地转适应锋生，地形背风坡垂直运动和水平运动增强引发位温梯度变化，可形成地形静止锋，结合两者说明了地形背风坡地转适应锋生形成静止锋的必要条件即是稳定的大气层结和位温梯度增大。2022年冬季皖南山区出现一次暴雪天气过程，此次过程为一次典型的地转适应锋生过程，具有中尺度天气现象剧烈等特征。为了进一步了解山区地形静止锋形成和地转适应锋生机制，以此过程为例，诊断分析了此次暴雪天气过程中出现的地转适应锋生的条件和皖南山区地形作用。

1 资料与方法

1.1 资料说明

所用资料包括：(1) 2022年2月22—23日安徽省加密自动气象站每小时地面风速、风向、温度、相对湿度和气压共6个要素观测资料，用于地面实况分析及计算地面锋生函数；(2) 2022年2月22日安庆、铜陵、

宣城多普勒雷达基数据，反演得出风场，便于分析中尺度风场、垂直速度。以上资料来源于国家气象信息中心全国综合气象信息共享平台“天擎”，并由该平台进行了质控；(3) 2022年2月22—23日欧洲中期天气预报中心ERA5再分析数据(时间分辨率1 h、空间分辨率0.25°×0.25°)，用于计算高空锋生函数及大气稳定度的水平惯性不稳定条件、垂直对流不稳定条件、对称不稳定条件湿位涡。

1.2 研究方法

分析锋区上空三维风场需高精度中尺度风场信息。首先，使用位于安庆、铜陵、宣城(图1)的三部多普勒天气雷达监测资料，采用动态地球坐标系的雷达三维风场反演技术，计算雷达径向速度，计算式(韩颂雨等,2017)见式(1)。

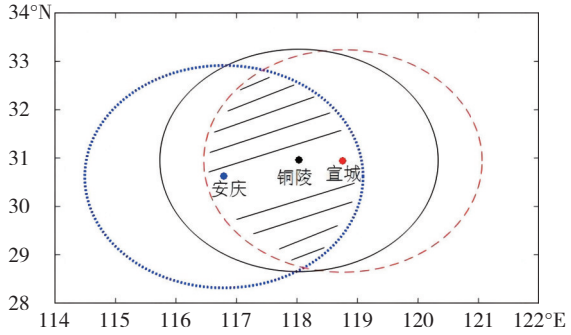


图1 安庆、铜陵、宣城多普勒雷达风场反演区域(斜线区，红色、蓝色、黑色圈及点依次代表安庆、铜陵、宣城雷达监测范围及对应雷达站)

Fig.1 The area of the wind field retrieved from the doppler radars in Anqing , Tongling , Xuancheng (hatched area , the red, blue, black circles and dots in turn represent radar monitoring areas and corresponding radar stations in Anqing City, Tongling City and Xuancheng City)

$$v(\alpha,\beta,r)=-v_x(\alpha,\beta,r)\cos\beta\cos\alpha-v_f(\alpha,\beta,r)\sin\alpha \quad (1)$$

式(1)中，α 为仰角，β 为方位角，r 为粒子与雷达间距离。$v_x(\alpha,\beta,r)$，$v_y(\alpha,\beta,r)$ 分别为多普勒径向速度水平分量在 x 轴和 y 轴的分量，$v_f(\alpha,\beta,r)$ 为雨滴末速度与垂直速度的合成量，当应用到三部雷达时，可以得到以下三元一次方程组。

$$v_1=-v_x\cos\beta_1\cos\alpha_1-v_y\sin\beta_1\cos\alpha_1+v_f\sin\alpha_1 \quad (2)$$

$$v_2=-v_x\cos\beta_2\cos\alpha_2-v_y\sin\beta_2\cos\alpha_2+v_f\sin\alpha_2 \quad (3)$$

$$v_3=-v_x\cos\beta_3\cos\alpha_3-v_y\sin\beta_3\cos\alpha_3+v_f\sin\alpha_3 \quad (4)$$

其中，v_1，v_2，v_3 分别为三部多普勒雷达观测的径向速度，求解上面方程组可得水平风场 v_x，v_y。对连续方程进行垂直积分即可得到垂直速度，由此即可反演出云内的三维风场。垂直速度计算公式如下

$$W(h)=\frac{1}{\rho(h)}\int_0^h\rho\left(\frac{\partial v_x}{\partial x}+\frac{\partial v_y}{\partial y}\right)\mathrm{d}h \quad (5)$$

其次，利用ERA5再分析资料，计算准地转锋生函数和标量锋生函数，分别研究地面锋生出现过程和锋生主要因子。无论是平衡锋生还是地转适应锋生均是地转适应的结果，为了确认地面锋生区域，计算静力、绝热和无摩擦条件下，准地转锋生函数(汪潮等,2009)如下

$$\boldsymbol{F}_{\mathrm{g}}=\frac{D_{\mathrm{g}}}{D_t}\left|\nabla_h\theta\right|^2=\left(\frac{\partial}{\partial t}+\bar{\boldsymbol{V}}_{\mathrm{g}}\cdot\nabla\right)\left|\nabla_h\theta\right|^2=2\boldsymbol{Q}\cdot\nabla_h\theta \quad (6)$$

其中 $\bar{\boldsymbol{Q}}$ 矢量计算式如下

$$\bar{\boldsymbol{Q}}=\frac{\boldsymbol{F}_{\mathrm{g}}}{D_t}\nabla_h\theta(Q_1,Q_2)=-\left(\frac{\partial\bar{V}_{\boldsymbol{F}_{\mathrm{g}}}}{\partial x}\cdot\nabla_h\theta,\frac{\partial\bar{V}_{\boldsymbol{F}_{\mathrm{g}}}}{\partial y}\cdot\nabla_h\theta\right) \quad (7)$$

Q_1、Q_2 分别为 $\bar{\boldsymbol{Q}}$ 矢量在 x 和 y 方向的分量，$\bar{\boldsymbol{Q}}$ 矢量的含义为作用在水平温度梯度上的地转速度形变的常数倍。当 $F_{\mathrm{g}}>0$ 时，锋生，相反 $F_{\mathrm{g}}<0$ 时锋消。其中 $\bar{V}_{\mathrm{g}}$ 为地转风。

锋生强度可以通过计算锋生函数进行诊断分析，F 可写为如下公式(朱乾根等,2007)

$$F=\frac{\mathrm{d}}{\mathrm{d}t}\left|\nabla\theta_{\mathrm{e}}\right|=F_1+F_2+F_3+F_4 \quad (8)$$

$$F_1=\frac{1}{\left|\nabla\theta_{\mathrm{e}}\right|}\left[\left(\frac{\partial\theta_{\mathrm{e}}}{\partial x}\frac{\partial\theta_{\mathrm{e}}}{\partial y}-\frac{\partial\theta_{\mathrm{e}}}{\partial y}\frac{\partial\theta_{\mathrm{e}}}{\partial y}\right)\left(\frac{\partial u_{\mathrm{e}}}{\partial x}\frac{\partial v}{\partial y}\right)\right] \quad (9)$$

$$F_2=\frac{1}{2}\left|\nabla\theta_{\mathrm{e}}\right|\left(\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}\right) \quad (10)$$

$$F_3=\frac{1}{\nabla\theta_{\mathrm{e}}}\left|\frac{\partial\theta_{\mathrm{e}}}{\partial p}\right|\left(\frac{\partial\theta_{\mathrm{e}}}{\partial x}\frac{\partial\omega}{\partial x}+\frac{\partial\theta_{\mathrm{e}}}{\partial y}\frac{\partial\omega}{\partial y}\right) \quad (11)$$

$$F_4=\frac{1}{\left|\nabla\theta_{\mathrm{e}}\right|}\left[\frac{\partial\theta_{\mathrm{e}}}{\partial x}\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{\mathrm{d}\theta_{\mathrm{e}}}{\mathrm{d}t}\right)+\frac{\partial\theta_{\mathrm{e}}}{\partial y}\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{\mathrm{d}\theta_{\mathrm{e}}}{\mathrm{d}t}\right)\right] \quad (12)$$

式中 F_1 为水平变形项，F_2 为水平辐散项，F_3 为垂直运动项，F_4 为非绝热加热项。当 $F>0$ 时锋生，$F<0$ 时锋消。

2 地转适应锋生地面条件分析

2.1 降雪过程实况及地面锋生过程分析

2022年2月22日18时–23日02时(北京时)皖南山区(115.5°—119.6°E，29.3°—31°N)自南向北出现了明显的雨雪天气。22日20时—23日02时，在皖南山区背风坡(30°—31°N)有7个国家气象观测站出现雨转雪天气，其中有3个站出现暴雪天气(如图2a)，最大积雪深度黄山站达38 cm、黄山区站18 cm、九华山12 cm，另外有4个国家气象观测站出现了雪深4~8 cm的中到大雪天气。

2022年2月22日20时500 hPa环流形势场上，蒙古国为高压脊，其前部到我国东北一带为低压区，低压冷槽控制110°E以东的长江以南地区；100°E附近

云南至孟加拉湾维持南支槽。700 hPa低压冷槽自东北延伸至长江沿线地区，与之相对应的850 hPa和地面为高压区(图略)。中高层冷空气控制着长江以北地区，皖南山区高空处西南气流前部，冷空气沿低槽东北方向南下，受冷暖空气交汇共同作用下，安徽南部出现了降水天气。因雨带自南向北扩展，降雪区域位于黄山山脉背风坡，且呈现东北—西南向纬向分布，维持在1个纬距、2个经距区间(如图2a)。此次降雪不仅具有纬向分布特征，还具有范围小的中尺度特征。从气温变化可见，因安徽中北部受地面高压控制(图略)，为多云天气，皖南山区处高压底部，为雨雪天气，气温北高南低。22日18时起因地面东北气流加强，并随时间缓慢向北移动，18时气温小于1 ℃区域位于30°N以南，20时气温小于1 ℃的等温线向北扩展到30.5°N(图2b实线)，等温线变得密集，同时等位温梯度也明显增大(图2b虚线)，18—20时位温梯度 $\nabla\theta$ 即位温变化量在不到1个纬距内从0.3 ℃·km^{-1}增大到0.5 ℃·km^{-1}。说明地面因位温梯度增大，从而有锋生现象出现。

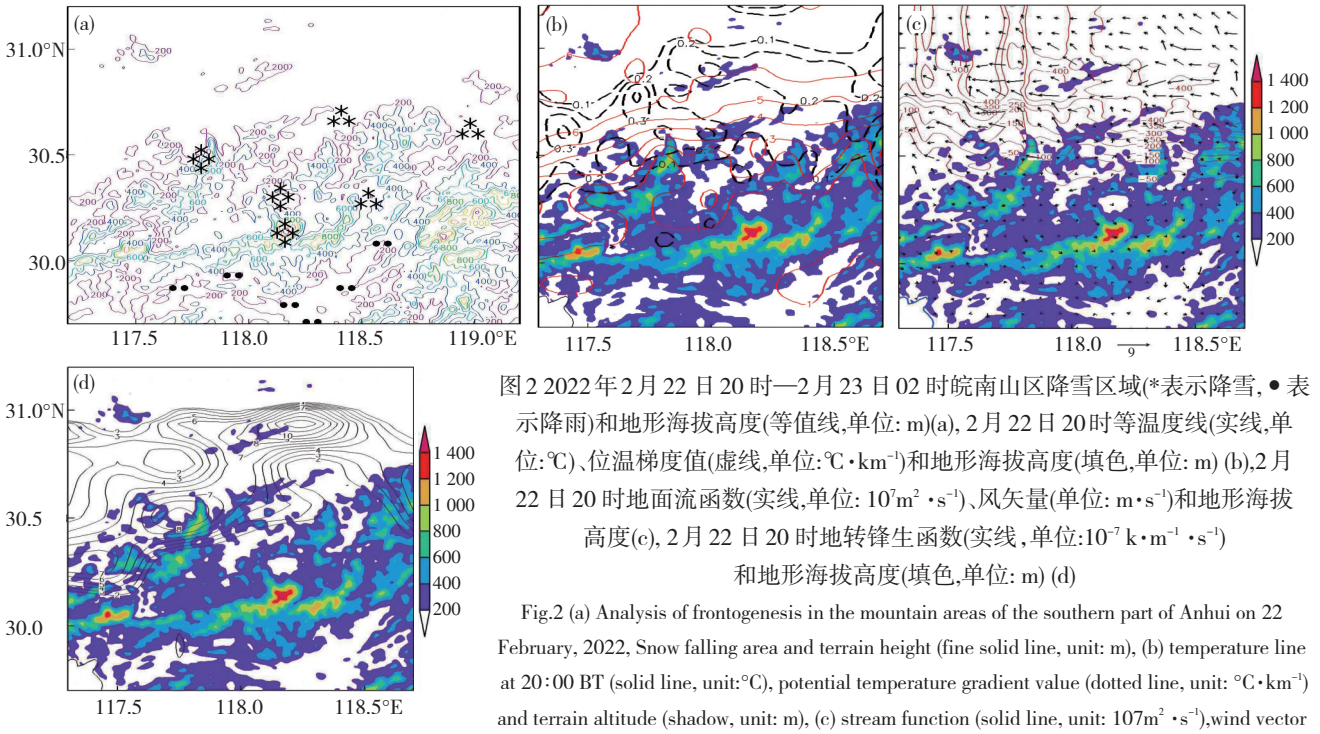


图2 2022年2月22日20时—2月23日02时皖南山区降雪区域(*表示降雪，● 表示降雨)和地形海拔高度(等值线，单位：m)(a)，2月22日20时等温度线(实线，单位：℃)、位温梯度值(虚线，单位：℃·km^{-1})和地形海拔高度(填色，单位：m) (b)，2月22日20时地面流函数(实线，单位：10^{7}m^2·s^{-1})、风矢量(单位：m·s^{-1})和地形海拔高度(c)，2月22日20时地转锋生函数(实线，单位：10^{-7} k·m^{-1}·s^{-1})和地形海拔高度(填色，单位：m) (d)

Fig.2 (a) Analysis of frontogenesis in the mountain areas of the southern part of Anhui on 22 February, 2022, Snow falling area and terrain height (fine solid line, unit: m), (b) temperature line at 20:00 BT (solid line, unit:°C), potential temperature gradient value (dotted line, unit: °C·km^{-1}) and terrain altitude (shadow, unit: m), (c) stream function (solid line, unit: 107m^2·s^{-1}),wind vector (unit: m·s^{-1}) and terrain altitude at 20:00 BT, (d) the geostrophic frontogenesis function (solid line, unit:10^{-7} k·m^{-1}·s^{-1}) and terrain altitude

从地面风场演变可见，22日18时皖南山区北部30°N附近，东北风入流开始增强，气压梯度力迅速增大，地面观测站点黄山站最大风速超过10 m·s^{-1}；19时东北风入流进一步增强，黄山站风速超过13 m·s^{-1}，大风区向北扩展；20时东北风入流达到最强，黄山站风速超过14 m·s^{-1}，大风区向北扩展到30.8°N，3 h变压也达到最大值，大值区中心值为−0.8 hPa，东部一侧皖南山区的大风区内(图略)。综合气温、风、位温、气压变化分析，2月22日20时在皖南山区山南吹南风，绕流过山北的山脚处吹北风，背风坡(30.5°—31.0°N)之间为3 h负变压，气温、位温变化梯度大，具有明显的中尺度锋生现象。

通过以上地面观测资料(使用Kinging插值方法插值精度0.01°×0.01°)计算分析，皖南山区初始密度场水平分布是均匀的。18时以后，随着地面东北风入流增强，流体密度出现不连续。从20时流函数分布图(图2c)可见，流函数负值区即流场辐合区(刘晶等，2019)均在山脉北部背风坡下大风区内，山脉南部均是正值辐散区，流函数负值区水平分布不均匀，在30.5°—31.0°N以北出现流函数梯度大值区，并且梯度最大与大风速区一致，说明大风速导致了流函数不连续，即流场密度不连续(庄照荣等，2019)，锋区就出现在密度梯度大值区内。因此，南侧冷空气向北侧背风坡暖区移动过程中，产生科氏与气压梯度力不平衡，导致径向方向风速切变，20时地面(30.5°—31.0°N)之间，皖南山区背风坡向北狭窄区域风速从2 m·s^{-1}增大到10 m·s^{-1}，水平风切变数值达到2 m·s^{-1}·km^{-1}以上(图略)，风速调整过程中，地面产生辐合；热力场同时也发生调整，等位温梯度 $\nabla\theta$ 增大，从0.3 ℃·km^{-1}增大到0.5 ℃·km^{-1}，从而出现了锋生过程。

此次地转适应锋生过程中，东北风入流增强，大风导致流体密度场不连续，位温分布不均匀；冷空气在背风坡随下坡风向暖区移动时，因地球旋转，出现明显径向风速切变和垂直风方向科氏力，与气压梯度

力不平衡，在短时间内、局地非地转平衡经过地转调整回到热成风平衡状态，出现锋面不连续，这种密度场不连续认为是热成风适应结果，地转适应锋生；计算地面准地转锋生函数，$F_g>0$ 的锋生区域，18时山区背风坡出现锋生，20 时向北扩展，从图 2d 可证实，锋生区域均与流函数密度梯度、风速、气温梯度、位温梯度大值区重合。另外，此次地转适应锋生还具有时间短(18—20 时)、尺度小(1 个纬距，2 个径距)的中尺度特点，与平衡锋生具有明显区别。

2.2 地面锋生主要因子

为分析锋生函数 F 各分项锋生作用和变化关系，图 3 分别给出锋面位置(30.5°N 附近)锋生函数各项强度(填色区区域)及与之主要相关因子(等值线)。从图 3a 中可知，水平变形项呈纬向分布，与锋区位置保持一致，强度最大值 $5.0\times10^{-7}\,k\cdot m^{-1}\cdot s^{-1}$ 位于(118°E，30.5°N)附近，对锋生作用的贡献最大值仅为 14% 。图 3a 等值线为地面观测风场分解得出径向风，锋区内以南风 $v>0$ 为主，两个强中心重合，因实际观测 18—20时强风带自北向南扩展的，有 $(\partial v/\partial y)<0$ ，背风坡山脚处因等位温线呈纬向分布，垂直于等位温线 南风方向上有气流辐合。总之，发生在背风坡山脚处 南风梯度由大减小，向北方向有气流辐合，从而导致锋生现象发生。与水平变形项相对应的水平辐散项 F_2 分布与锋面位置也是相吻合的(图 2b)，其值略小于水平变形项 F_1，强度最大值 $3.1\times10^{-7}\,k\cdot m^{-1}\cdot s^{-1}$，两者对锋生作用相当，对锋生作用的贡献最大值只有 8% 。它是位温梯度和散度的乘积，同时表示了锋区强 度和锋区中辐散辐合状况，等位温线越密集、冷暖气团之间的辐合越强，则锋生越显著。因此，水平辐散项 F_2 产生的强锋生带可以直接描述锋面位置和强度 (尹东屏等，2013) 。因水平变形项 F_1 分析得出垂直于等位温线径向风方向上有气流辐合，计算水平辐散项 F_2 中的散度可以说明其辐合强度，图 3b 为散度等值线大于 $-4\times10^{-4}\,s^{-1}$ 区域，与锋区、水平变形项、水平辐散项强中心位置都重叠，均在

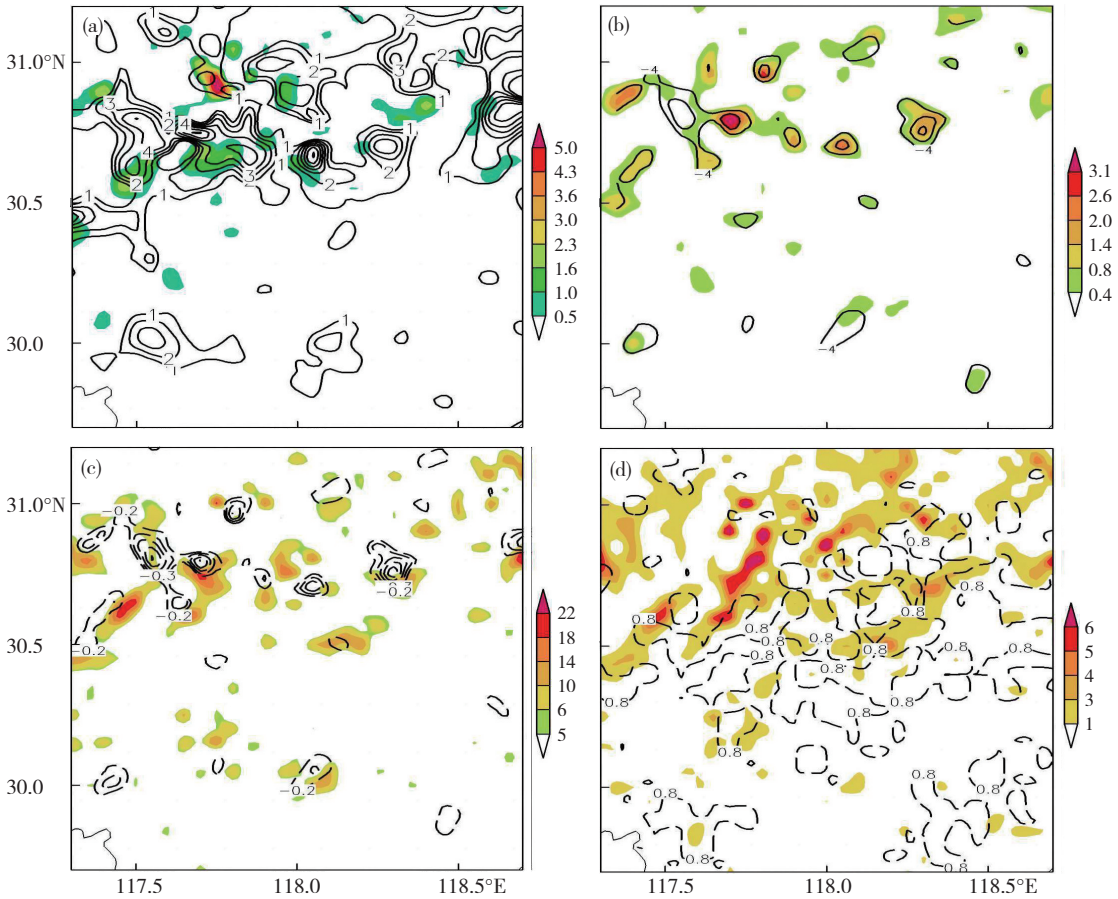


图 3 2022年2月22日20时地面锋生强度变化量：变形项(填色，单位：$10^{-7}\,k\cdot m^{-1}\cdot s^{-1}$)和 v 风(等值线，单位：$m\cdot s^{-1}$)(a)，辐合项(填色，单位：$10^{-7}\,k\cdot m^{-1}\cdot s^{-1}$)和地面散度(等值线，单位：$10^{-4}\,s^{-1}$)(b)，垂直运动倾斜项(填色，单位：$10^{-7}\,k\cdot m^{-1}\cdot s^{-1}$)和地面垂直速度(等值线，单位：$hPa\cdot s^{-1}$) (c)，非绝热项(填色，单位：$k\cdot m^{-1}\cdot s^{-1}$)和 θ 时间变化量(等值线，单位：$k\cdot s^{-1}$) (d)

Fig.3 Frontogenesis intensity at 20:00 BT on 22 February 2022, (a) deformation term (shadow, unit: $10^{-7}\,k\cdot m^{-1}\cdot s^{-1}$) and v wind (solid line, unit: $m\cdot s^{-1}$), (b) convergence term (shadow, unit: $10^{-7}\,k\cdot m^{-1}\cdot s^{-1}$) and divergence (solid line, unit: $10^{-4}s^{-1}$), (c) vertical motion tilt term (shadow, unit: $10^{-7}\,k\cdot m^{-1}\cdot s^{-1}$) and ground vertical velocity (solid line, unit: $hPa\cdot s^{-1}$), (d) non-adiabatic term (shadow, unit: $10^{-7}\,k\cdot m^{-1}\cdot s^{-1}$) and variation of potential temperature with time(solid line, unit: $k\cdot s^{-1}$)

30.5°N附近。

以上说明了锋生区域因等位温线径向风方向上气流辐合，则在锋区内地面垂直运动也相应表现特征。图3c填色区为垂直运动倾斜项F_3的分布，它中心数值是最大的，最大值达到$22.0\times10^{-7}\,k\cdot m^{-1}\cdot s^{-1}$，对锋生作用贡献最大，占比61%，对应等值线地面垂直速度在$-0.2\ hPa\cdot s^{-1}$以上大值区域，并且在(30.5°—31.0°N)，气温大于5 ℃锋区以北暖区一侧，暖区上升运动，上空水汽凝结释放潜热，地面增温，暖区变得更暖，温度梯度增大，有利锋生；地面强上升运动也为此次暴雪天气提供了动力条件。图3d给出了非绝热加热项F_4值(填色区)，它对锋生的贡献仅次于垂直运动倾斜项F_3，最大值达$6.0\times10^{-7}\,k\cdot m^{-1}\cdot s^{-1}$，对锋生贡献最大值占比为17%。反映了静止锋和外界之间的热量交换过程，如把大气作为整体考虑，热量交换过程主要包括辐射、感热输送和潜热释放。因天气实况为雨雪，辐射、感热输送作用几乎可以忽略，则潜热释放起主导作用(任兆鹏等，2020)。降水区域从冷区扩大到暖区，水汽凝结释放潜热导致的非绝热加热项大值区比其它三项范围广、位置也偏北。暖空气上升，导致水汽凝结，引起水汽凝结潜热释放，凝结潜热释放又会加强地面抬升垂直运动，为正反馈作用过程(熊秋芬等，2016)。因此，非绝热加热项F_4主要是垂直运动的结果，与垂直运动倾斜项F_3紧密相关。把加热项$(\mathrm{d}\theta/\mathrm{d}t)>0$分解为局地项$\partial\theta/\partial t$、平流项$\boldsymbol{V}\cdot\nabla\theta$和垂直运动对流项$\omega\cdot(\partial\theta/\partial p)$，计算结果显示锋生区域垂直运动对流项与总加热项比值在0.8以上(图3d等值线)。分析表明，此次地转适应锋生主要是位温垂直输送引起的。

垂直运动倾斜项与其它三项相比较，锋生强度最大，强度最大则对锋生作用贡献最大，非绝热加热项次之，但量级相当；水平变形项、水平辐散项与垂直运动倾斜项、非绝热加热项相比强度数值小一个量级，进一步说明地转适应锋生主要是垂直运动作用结果，并非风场形变引起的。

从地面锋生强度诊断，在对流稳定状态下，此次地转适应锋生主要是东北风增强，流体密度增大，皖南山区背风坡山脚处下坡风因地形作用空气被强迫抬升，位温梯度增大，位温垂直输送不平衡出现锋生现象。

3 地转适应锋生高空条件分析

3.1 地转适应锋生湿对称不稳定条件

Schultz和Schumacher(1999)总结了锋生与湿对称不稳定的关系，认为锋区形成是释放湿对称不稳定性产生的结果，锋生效应与湿对称不稳定之间存在密切联系。对称不稳定是空气在水平方向惯性稳定、垂直方向对流稳定时，具有的一种倾斜方向的大气不稳定特征；当大气同时为惯性稳定和对流性稳定的条件下，以地转风计算的湿位涡为负值MPV<0时，则大气存在湿对称不稳定性(贺哲等，2022)。此时，惯性稳定的条件可由绝对地转涡度判定，即$(f+\zeta)>0$，ζ为地转涡度，f为地转参数；对流稳定的条件由$\partial\theta_{se}/\partial p<0$即通过计算同时满足惯性稳定及对流稳定条件时，利用湿位涡的演变表示湿对称不稳定的演变特征。

利用ERA5再分析资料，计算对流稳定度、惯性稳定度，图2a为大气低层1 000—750 hPa对流稳定度、惯性稳定度垂直分布。可以看出，在2月22日20时，皖南山区只有30.5°N南北狭窄区域内满足惯性稳

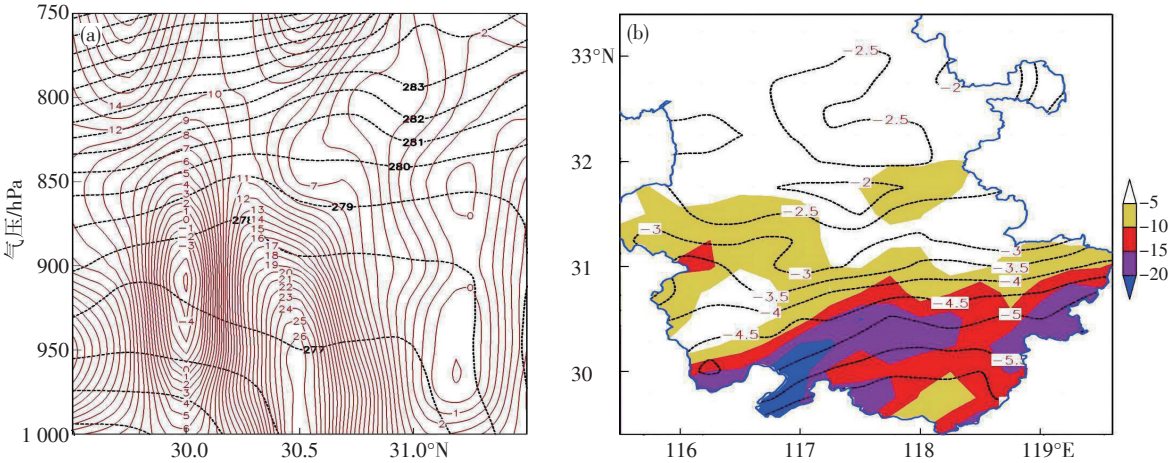


图4 2022年2月22日20时地转涡度(实线，单位：s^{-1})和湿位温θ_e(虚线，单位：K)沿118°E的垂直剖面(a)750 hPa湿位涡MPV(填色，单位：PVU)和$\partial\theta_e/\partial p$值(虚线，单位：$10^{-2}k\cdot hPa^{-1}$)的空间分布(b)

Fig. 4 (a) Vertical profile along 118°E of geostrophic vorticity (solid line, unit: s^{-1}) and wet potential temperature (dashed line, unit: K) at 20:00 BT on 22 February, 2022, (b) Spatial distribution of wet potential vortex MPV (shadow, unit: PVU) and $\partial\theta_e/\partial p$ value (dashed line, unit: $10^{-2}k\cdot hPa^{-1}$) above 750hPa at 20:00 BT on 22 February, 2022

定条件$(f+\zeta)>0$，中心最大值位于30.5°N地面到950 hPa。但皖南山区750 hPa以下整个低层$(\partial\theta_e/\partial p)<0$处于对流稳定区。即在皖南山区30.5°N附近750 hPa以下有一带状分布水平惯性稳定和垂直对流性稳定狭窄区域。

图4b填色部分为750 hPa负湿位涡区，代表湿对称不稳定区，等值线为$\partial\theta_e/\partial p$，可见对流稳定区$(\partial\theta_e/\partial p)<0$覆盖整个安徽区域，最强梯度在30.5°N附近，负湿位涡区只在31°N以南皖南山区，锋生发生在负湿位涡对流稳定度变化最大区域内。说明因东北风入流增强，地形阻挡作用，流体密度增大时，皖南山区迎风坡30.5°N附近低层层结为垂直对流稳定和水平惯性稳定的，但有明显的湿对称不稳定特征，体现了稳定层中发生倾斜方向上平衡不稳定的作用，从而产生风速切变。暴雪天气发生在湿对称不稳定区内，正是因为湿对称不稳定的发展激发了暴雪天气发生。

3.2 高空锋生与次级环流作用

计算得出高空锋生强度因子4项的118°E垂直分布，由图5a可见，只有在(30.5°—31.0°N)之间非绝热加热项F_4值比较明显，其它项F_1、F_2、F_3均比F_4小一个量级，可忽略不计。非绝热加热项F_4在800—700 hPa之间高度上有一中心最大值为6×10^{-7} k·m^{-1}·s^{-1}，水平辐散项F_2最大值为0.9×10^{-7} k·m^{-1}·s^{-1}，垂直运动倾斜项F_3最大值为0.5×10^{-7} k·m^{-1}·s^{-1}，故只有非绝热加热项F_4对锋生起主要贡献作用，因锋生在750 hPa以下，地转适应锋生主要表现在地面和对流层低层，是低层锋生(岳彩军等，2016)。

因非绝热加热项主要降雪凝结潜热释放结果，对

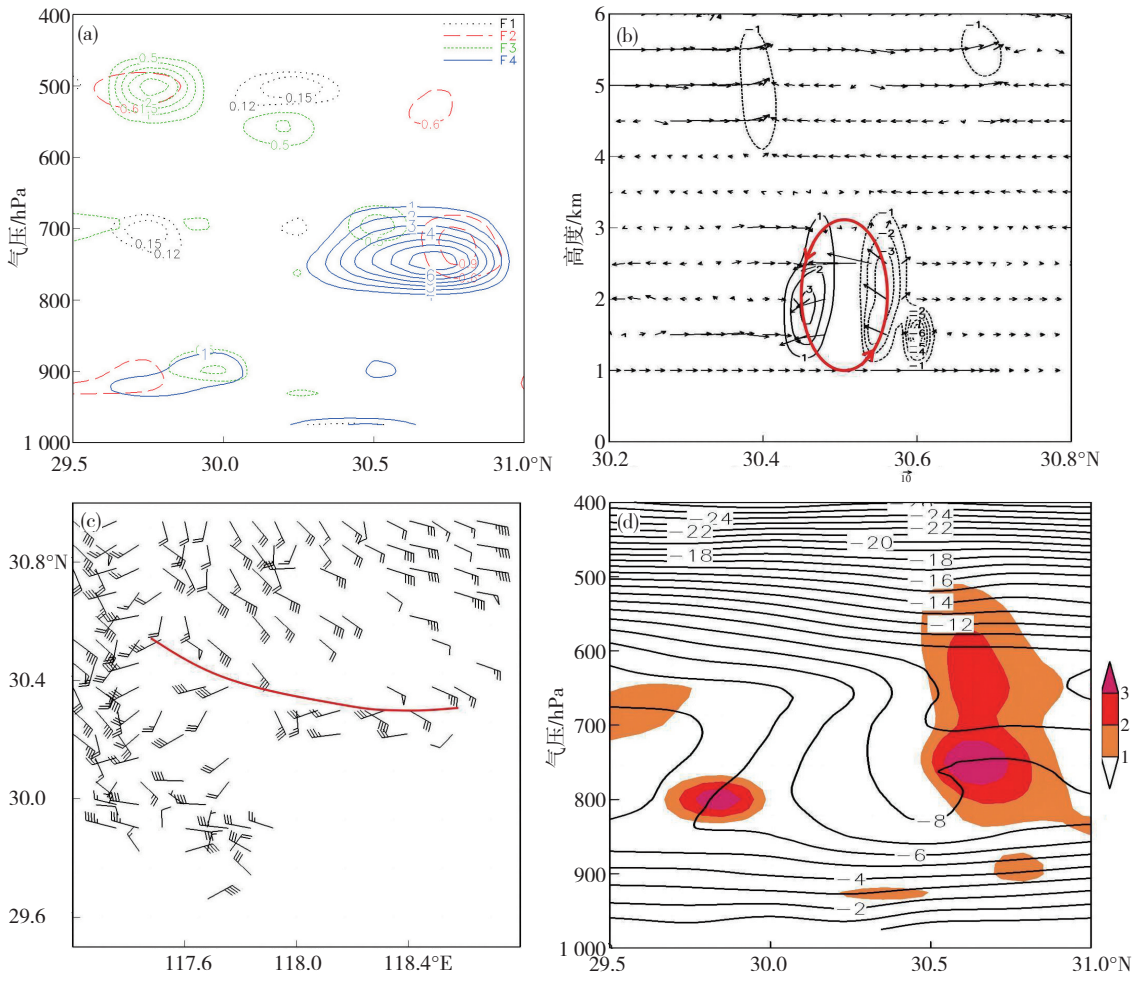


图5 2022年2月22日20时四项高空锋生强度变化量(a，F_1:黑色虚线，F_2:红色虚线，F_3:绿色虚线，F_4:蓝色实线，单位：10^{-7} k·m^{-1}·s^{-1})，雷达反演的v风与垂直速度w合成矢量($v-10\times w$合成，红色实线为次级环流)和垂直速度w(等值线) (b，单位：10^{-1}m·s^{-1})，2 km高度雷达反演风场(c)和等温线(实线，单位：℃)，水汽凝结潜热(填色，单位：m^{2}s^{-3})沿118°E的垂直剖面(d)

Fig.5 (a) Vertical profile of frontal generation function at 20:00 BT on 22 February, 2022 (F_1: black dashed line, F_2: red dashed line, F_3: green dashed line, F_4: blue solid line, unit: 10^{-7} k·m^{-1}·s^{-1}), (b) the combined vector of v wind and vertical velocity w retrieved by radar (by v and $10\times w$ Synthesis) and the vertical velocity w (unit: 10^{-1}m·s^{-1}) at 20:00 BT on 22 February, 2022, (c) radar retrieved wind field at an altitude of 2 km at 20:00 BT on 22 February, 2022,(d) vertical Profile along 118°E of isotherm (unit: ℃) and latent Heat of water vapor Condensation (unit: m^{2}s^{-3}) at 20:00 BT on 22 February, 2022

应此处应有较强烈的上升运动(杜钦等,2021) 。图 5b 为雷达反演的 v 风与垂直速度 w 合成(v−10×w)的气流 118°E 垂直剖面图(插值精度0.02°×0.02°),30.6°N有 w 最大值 3×10^{-1} m·s^{-1}上升速度,锋区偏北方向暖空气一侧;下沉气流 3×10^{-1} m·s^{-1} 在其南侧 30.4°N 附近,在偏南方向冷空气一侧;底部 1 km高度上以背风坡偏西气流为主,顶部3.5 km 高度上以偏东气流为主。由图 5c可看出2 km水平高度上30.4°N 附近有一较强风切变,东南气流旺盛。如此,在 1.5—3.0 km 高度之间形成一个辐合强劲的次级环流(图5b),锋区南部冷空气下沉,北部暖空气上升。次级环流以外背景环流水平方向、垂直方向均以平流为主,大小10 m·s^{-1};次级环流内部地转平衡被破坏,引起北侧有风向辐合出现强上升运动,南侧有风向辐散出现强下沉运动,上升气流和下沉气流远大于平流,大小超过20 m·s^{-1};次级环流尺度径向方向在(30.4°—30.6°N)大约20 km,说明次级环流是一中小尺度系统,是锋生直接影响系统。次级环流对锋生最主要作用为:锋区内低层为南风,由冷区吹向暖区,冷区内偏南气流增强,即冷区冷平流增强;北侧有暖空气上升,引发暖区出现暴雪天气,导致对流凝结潜热加热,表现在(30.5°—30.6° N)区域750 hPa 以下为温度脊;计算降雪对流凝结潜热加热,主要发生暖区(图5d填色区)次级环流顶部,与非绝热加热项 F_4大数值中心均在750 hPa,使暖区一侧温度升高,30.6°N附近区域750 hPa以下为温度脊;暖空气温度升高,温度梯度增大,出现锋生,说明次级环流是和锋生相联系的。总之,此次地转适应锋生主要是由地面垂直运动倾斜项造成的,在其上空强迫出辐合次级环流,致使地面冷区冷平流增强,暖区上空凝结潜热加热增温,冷区更冷,暖区更暖,位温梯度增大,是此次地转适应锋生的机制。

4 结论与讨论

以 2022 年 2 月 22 日皖南山区一次暴雪过程为例,分析了地转适应锋生形成的大气层结、地面和高空锋生函数,得出如下主要结论:

(1) 此次地转适应锋生因地面东北气流入流增强引起,是气流向北移动时在高山背风坡山脚狭窄区域内流函数梯度增大,即密度不连续的结果。背风坡强迫气流抬升,引发位温垂直输送不平衡,它是地转适应过程中引起的中尺度局地锋生现象。

(2) 密度不连续导致锋生。计算地面和高空锋生函数水平变形、水平辐散、垂直运动倾斜、非绝热加热四个因子表明,此次地转适应锋生起主要作用的是地面垂直运动倾 斜项和高空非绝热加热项。地面垂直运动倾斜项致使在其上空强迫出次级环流,导致锋区低层冷区冷平流增强,暖区高空非绝热加热增温,温度梯度增大,出现锋生现象。

(3) 分析此次地转适应锋生大气层结表明,锋生出现在低层稳定层结下对称不稳定的环境中,暴雪天气的发生与锋生相关,均在对称不稳定区域内。

此次地转适应锋生是因地面山区背风坡入流密度不连续、高空中低层次级环流系统相互配合引发的,与地形相关。但地形影响因子很复杂,背风波、重力波等多因子对地转适应锋生的作用,有待更深入地进行分析与研究。

参考文献(References):

崔春光,胡伯威,王晓芳,等.2019.相当正压切变型梅雨锋暴雨研究进展[J].暴雨灾害,38(5):541–553. Cui C G, Hu B W, Wang X F, et al. 2019. Research progress on the equivalent–barotropic shear type Mei–yu front heavyrain [J]. Torrential Rain and Disasters,38(5):541–553 (in Chinese). doi:10.3969/j.issn.1004–9045.2019.05.015

崔慧慧,苏爱芳.2019. 2018年初豫南特大暴雪过程的特征与成因分析[J]. 暴雨灾害,38(2):169–176. Cui H H, Su A F. 2019. Analysis on characteristics and causes of a heavy snowstorm event in southern Henan in the beginning of January 2018 [J]. Torrential Rain and Disas–ters,38(2):169–176 (in Chinese). doi:10.3969/j.issn.1004–9045.2019.02.009

陈筱秋,王咏青.2016.基于 NCEP 资料的一次东移引发暴雨的江淮气旋结构特征分析[J].暴雨灾害,35(1):53–60. Chen X Q, Wang Y Q. 2016. Structure and mechanism analysis of a Jiang–huai cyclone with an eastern path and heavyrain based on NCEP data [J]. Torrential Rain and Disasters,35(1):53–60 (in Chinese). doi:10.3969/j.issn.1004–9045.2016.01.008

段旭,段玮,张亚男,等.2019.利用锋生函数对2008 年年初昆明准静止锋生消过程的诊断分析[J].大气科学,43(2):325–338. Duan X, Duan W, Zhang Y N, et al. 2019. Diagnostic analysis of frontogenesis and front–olysis of Kunming quasi–stationary front in early 2008 based on fron–to–genesis function [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences,43(2):325–338 (in Chinese). doi:10.3878/j.issn.1006–9895.1807.17300

杜钦,高阳华,黄静,等.2021.重庆山地通量观测及其不同时间尺度变化特征分析[J].暴雨灾害,40(2):208–215. Du Q, Gao Y H, Huang J, et al. 2021. Observation of fluxes over mountain areas in Chongqing and analysis of their variation characteristics in different time scales [J]. Torrential Rain and Disasters,40(2):208–215 (in Chinese). doi:10.3969/j.issn.1004–9045.2021.02.013

付炜,叶成志,王东海,等.2018.一次南岭山脉前汛期强对流天气过程诊 断分析[J].暴雨灾害,37(6):511–521. Fu W, Ye C Z, Wang D H, et al. 2018. Diagnostic analysis of a severe convective weather event in the Nanling Mountains during the pre–rainy season [J]. Torrential Rain and Disasters,37(6):511–521 (in Chinese). doi:10.3969/j.issn.1004–9045. 2018.06.003

黄鹂.2012.地形和边界层过程对斜压波的影响[D].南京:南京大学:1–92. Huang L. 2012. Effects of topogra–phy and boundary layer process on baroclinic wave [D]. Nanjing:Nanjing University:1–92

韩颂雨,罗昌荣,魏鸣,等.2017.三雷达、双雷达反演降雹超级单体风暴 三维风场结构特征研究[J].气象学报,75(5):757-770. Han S Y, Luo C R, Wei M, et al. 2017. Research on three-dimensional wind field structure characteristic of hail supercell storm by dual-and tri-ple Doppler radar ret-rieval [J]. Acta Meteorologica Sinica,75(5): 757-770 (in Chinese). doi:10.11676/qxxb2017.058

贺哲,竹磊磊,张霞,等.2022.河南省秋季连续两个暴雨日的锋生和不稳定诊断分析[J].气象,48(9):1101-1115. He Z, Zhu L L, Zhang X, et al. 2022. Diagnosis of the frontogenesis and instabilities in two contin-uous autumn torrential rain days in Henan Province [J]. Meteorolo-gi-cal Monthly,48(9):1101-1115 (in Chinese). doi:10.7519/j.issn. 10000526.2022.040602

刘裕禄,杜其成,黄勇.2017.黄山地区短时强降雨的地形增幅机制[J].气象,43(2):181-188. Liu Y L, Du Q C, Huang Y. 2017. The topograpical enhancement mechanism of short-time heavy rainfall in Mount Huang-shan [J]. Meteorological Monthly,43(2):181-188 (in Chinese). doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2017.02.005

刘晶,周玉淑,杨莲梅,等.2019.伊犁河谷一次极端强降水事件水汽特征分析[J].大气科学,43(5):959-974. Liu J, Zhou Y S, Yang L M, et al. 2019. A diagnostic study of water vapor during an extreme preci- pita-tion event in the Yili River Valleyn [J]. Chinese Journal of Atmo-spheric Sciences,43(5):959-974 (in Chinese). doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1901.18114

任兆鹏,卢宇坤,谢丰.2020.东北半干旱地区夏季能量水分传输过程分析[J].沙漠与绿洲气象,14(3):122-130. Rne Z P, Lu Y K, Xie F. 2020. Analysis of energy and water transmission in semi-arid area of north-east china in summer [J]. Desert and Oasis Meteorology,14(3): 122-130 (in Chinese). doi:10.12057/j.issn.1002-0799. 2020.03.015

汪潮,臧增亮,潘晓滨,等.2009.湿 Q 矢量在一次冷锋降雪过程中的应用[J].暴雨灾害,28(4):9-15.Wang C,Zang Z L, Pan X B, et al. 2009. Analysis By Diagnosis of wet Q vector of a heavy snowfall [J]. Torren-tial Rain and Disasters,28(4):9-15 (in Chinese). doi:1004-9045(2009) 04-0295-07

伍荣生,谈哲敏,高守亭,等.2004.锋面过程与中尺度扰动[M].北京:气象出版社:1-90. Wu R S,Tang Z M, Gao S T, et al. 2004. Frontal pro-cesses and mesoscale perturbations [M]. Beijing:China Meteorological Press:1-90 (in Chinese)

熊秋芬,郭达烽,牛宁,等.2016.温带气旋暖锋后弯云图特征及结构成因分析[J].暴雨灾害,35(4):297-305. Xiong Q F, Guo D F, Niu N, et al. 2016. Cloud characteristics and analysis of structure and mechanism on back-bent warm front in extratropical cyclone over East Asian Land [J]. Torrential Rain and Disasters,35(4):297-305 (in Chinese). doi:10.3969/j.issn.1004-9045.2016.04.001

肖庆农,伍荣生.1995.地形对于气流运动影响的数值研究[J].气象学报,53(1):38-49. Xiao Q N, Wu R S. 1995. Numerical experiments of in-fluence of topography on atmospheric motion [J]. Acta Me-teorologica Sinica,53(1):38-49 (in Chinese)

肖庆农,伍荣生,张颖.1997.地形的动力作用与冷锋锋生研究[J].大气科学,21(3):289-296. Xiao Q N, Wu R S, Zhang Y. 1997. Dynamic Influ-ence of Orography on Frontogenesis [J]. Chinese Journal of Atmospher-ic Sciences,21(3):289-296 (in Chinese). doi:10.3878/j. issn.1006-9895

岳彩军,郑世林,吴蓁,等.2016.湿 Q 矢量释用技术在登陆华东台风定量降水预报(QPF)中的应用研究[J].暴雨灾害,35(1):17-24. Yue C J, Zheng S L, Wu Z, et al. 2016. Study on the application of the moist Q vector interpretation technique to quantitative precipitation forecast (QPF) for landfalling typhoons in eastern China [J]. Torrential Rain and Disaster,35(1):17-24 (in Chinese). doi:10.3969/j.issn.1004-9045.2016. 01.003

杨雨轩,张立凤,谢胜浪.2016. 2015 年 12 月广东罕见暴雨的成因分析[J]. 暴雨灾害,35(4):326-333. Yang Y X, Zhang L F , Xie S L. 2016. Causal analysis of an unusual torrential rain in Guangdong in Decem-ber 2015 [J]. Torrential Rain and Disaster,35(4):326-333 (in Chinese). doi:10.3969/j.issn.1004-9045.20 16.04.004

尹东屏,张备,孙燕,等.2013. 2011 年江苏典型和非典型梅雨锋暴雨特 征对比分析[J].暴雨灾害,32(2):105-112. Yin D P, Zhang B, Sun Y, et al. 2013. Analysis on the difference between typical and non-typical Meiyu front rainstorms in 2011 over Jiangsu Province [J]. Torrential Rain and Disasters,32(2):105-112 (in Chinese). doi:10.3969/j.issn.1004 -9045.2013.02.002

庄照荣,王瑞春,王金成,等.2019. GRAPES_Meso 背景误差特征及应用[J].应用气象学报,30(3):316-331. Zhuang Z R, Wang R C, Wang J C, et al. 2019. Characteristics and application of background errors in GRAPES_Meso [J]. Journal of Applied Meteorological science,30(3): 316-331 (in Chinese). doi:10.11898 /1001-7313.20190306

朱乾根,林锦瑞,寿绍文,等.2007.天气学原理与方法(第 4 版)[M].北京:气象出版社:95-106. Zhu Q G, Lin J R, Shou S W, et al. 2007. Princi-ples and Methods of Synoptic Meteorology (4th ed) [M]. Beijing: China Meteorological Press:95-106 (in Chinese)

Blumen W, Wu R, 1995. Geostrophic adjustment. Frontogenesis and energy conservation [J]. Journal of Physical Oceanogr,25:428-438

Fang J, Wu R S. 2001. Topographic Effect on Geostrophic Adjusetment and Frontofenesis [J]. Advances in Atmospheric sciences,18(4):524-538

Ou H W. 1984. Geostrophic adjustment. Amechanism for frontogenesis [J]. Journal of Physical Oceanogr,14:994-1000

Schultz D M, Schumacher P N. 1999. The use and misuse of conditional symmetric instability [J]. Monthly Weather Review,127(12):2709-2732

Wu R S, Fang J. 2001. Mechanism of Balanced Flow and Frontogenesis [J]. Advances in Atmospheric Sciences,18(3):323-334

（责任编辑　何明琼）