

地转动量近似下的 Q 矢量及其在天气图上的应用*

周小刚† 朱禾 王秀明

(中国气象局气象干部培训学院, 北京 100081)

(2013年9月2日收到; 2013年11月15日收到修改稿)

将Hoskins等提出的准地转 Q 矢量表达式推广到地转动量近似下的 Q 矢量表达式, 并讨论了如何在天气图上用地转动量近似下的 Q 矢量表达式定性估计垂直运动方向的方法. 地转动量近似下的 Q 矢量与准地转 Q 矢量相比, 表达式中多了与位势高度极值和风速极值相关的两项, 分别将地转动量近似下的 Q 矢量表达式中的每一项写成在天气图上便于判断的表达式. 结果表明, 在天气图上可以通过以下三种方式定性判断垂直运动方向: 一是当等高线呈波状槽脊形式及通过急流的入口和出口区时, 使用地转动量近似下的 Q 矢量的第一项(即准地转 Q 矢量)加以判断; 二是当存在闭合气压系统且等高线与风向有交角时, 使用地转动量近似下的 Q 矢量的第二项加以判断; 三是在急流核上使用地转动量近似下的 Q 矢量的第三项加以判断.

关键词: 准地转, 地转动量近似, Q 矢量, 急流核

PACS: 92.60.-e, 92.60.Wc

DOI: 10.7498/aps.63.069201

1 引言

准地转运动理论为中纬度地区大尺度天气预报提供了重要的理论框架^[1-6]. 降水预报是天气预报的主要内容之一, 其预报依据是饱和空气的垂直向上位移会产生降水. 从20世纪70年代起, 准地转 ω 方程原理已成为天气图上估算垂直运动的基础^[7]. 准地转 ω 方程的经典形式为

$$\begin{aligned} & \left(\sigma \nabla^2 + f_0^2 \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \omega \\ &= f_0 \frac{\partial}{\partial p} \left[\mathbf{V}_g \cdot \nabla \left(\frac{\nabla^2 \Phi}{f_0} + f \right) \right. \\ & \quad \left. + \nabla^2 \left(-\mathbf{V}_g \cdot \nabla \frac{\partial \Phi}{\partial p} \right) \right] = F_1 + F_2, \quad (1) \end{aligned}$$

式中, σ 为静力稳定度参数, f 为科氏参数, Φ 为重力位势, \mathbf{V}_g 为水平地转风矢量, ω 为 p 坐标系中的垂直速度. 在气象上, 对中纬度可以取 $f = f_0 + \beta y$, 其中 $f_0 = 2\Omega \sin(\varphi_0)$, $\beta = \frac{2\Omega \cos(\varphi_0)}{a}$, Ω 为地球自转角速度, a 为地球半径, φ_0 为纬度. 在诊断分

析时, 可以通过分别求(1)式右边各强迫项的方法得到垂直速度的量值^[8]. 在天气图上, 则通过温度平流和涡度平流随高度变化两项之和确定垂直速度的方向. 而对于实际情况而言, 由于(1)式中 $\nabla^2 \left(-\mathbf{V}_g \cdot \nabla \frac{\partial \Phi}{\partial p} \right) \propto -\mathbf{V}_g \cdot \nabla \left(-\frac{\partial \Phi}{\partial p} \right)$, 即使每个物理量都呈波状分布, (1)式也是不完全成立的. 只有对于存在锋面的情况, 对流层低层有明显的冷或暖平流时可以用其解释, 因此这导致在利用天气图时会发现某一地区温度平流和涡度平流随高度变化引起的垂直运动方向相反, 从而难以判断实际垂直运动的方向^[9].

对(1)式的研究表明, 右端两项并不是互相独立的, 其中有一部分可相互抵消. 这方面的理论探讨一直没有中断^[10-15]. 在对流层中层, 准地转 ω 方程右边两项可以用热成风涡度平流表示^[16]. 当去掉(1)式中的抵消项后, (1)式还可以表示为准地转 Q 矢量的形式^[17], 即

$$\sigma \nabla^2 \omega + f_0^2 \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2} = -2\nabla \cdot \mathbf{Q} + \beta f_0 \frac{\partial v_g}{\partial p}, \quad (2)$$

* 国家自然科学基金(批准号: 40875029, 41005002, 41175043)和国家公益性行业科研专项基金(批准号: GYHY200906003)资助的课题.

† 通讯作者. E-mail: zhouxgang@sina.com

式中, β 为 Rossby 参数; v_g 为 j 方向地转风风速,

$$v_g = \frac{1}{f_0} \frac{\partial \Phi}{\partial x};$$

$$Q_x = \frac{\partial(-\bar{V}_g)}{\partial x} \cdot \nabla \left(-\frac{\partial \Phi}{\partial p} \right),$$

$$Q_y = \frac{\partial(-\bar{V}_g)}{\partial y} \cdot \nabla \left(-\frac{\partial \Phi}{\partial p} \right).$$

自提出准地转 Q 矢量后, 其已被广泛应用于大尺度运动的诊断研究中, 尤其被用于诊断垂直运动、锋面等梅雨锋暴雨 [18–20]. 由于准地转 Q 矢量表达式的复杂性, 很少将其用于实际天气图的分析 [9]. 本文将准地转 Q 矢量表达式推广到地转动量近似下的 Q 矢量表达式, 并且讨论了如何在天气图上用地转动量近似下的 Q 矢量表达式快速定性估计垂直运动方向的方法.

2 地转动量近似下的 Q 矢量

准地转运动方程组由无摩擦情况下大尺度零级近似时的涡度方程和不考虑非绝热加热时的热力学方程组成, 且涡度方程中除散度项外, 均用地转风关系代入, 无非地转风的水平分量. 准地转运动是大气动力学中一个十分重要的概念. 一般对于斜压大气的平均运动, 准地转理论是可用的. 准地转运动 (或假定) 的物理含义相当于假定风场和气压场的适应速度为无穷大. 这样在适应过程 (由地转不平衡到地转平衡的过程) 中空气质点所发生的位移、风场和气压场的变化都小到可以略去, 于是天气型的演变是在气压梯度力和科氏力 (风场) 两者的准平衡状态下进行的. 一般情况下 500 hPa 的运动接近于大气的平均运动, 与其他层相比, 此层更适合利用准地转运动理论 [21]. 这也是在天气图上讨论准地转运动方程组时通常采用 500 hPa 天气图的主要原因. 即使在定性讨论 700 hPa 垂直速度时, 也可以用 500 hPa 的分析结果加以替代 [7].

尽管由于天气图的观测受到观测次数和站点分布的限制, 所能反映的只是大尺度的天气过程, 但并不是没有非地转过程, 准地转过程假定风场、气压场的演变是在气压梯度力和科氏力 (风场) 两者的准平衡状态下进行的. 但在一些过程 (如急流核、低层气压系统) 中气压场和风场显然是不平衡的. 如何对这些过程加以考虑而又能去掉温度平流和涡度平流随高度变化两项中的抵消项? 一个办法就是导出考虑非地转风的 Q 矢量. 引入地转动量近似是一个好的方法. 因为地转动量近似是比准

地转近似高一级的近似, 它可以用于研究锋面和急流一类的天气系统. 它的控制方程与准地转近似控制方程最大的不同是被平流的风是地转风, 但平流风不是地转风, 它包含有非地转风分量 [22]. 因此在准地转涡度方程和热力学方程中, 将被平流风用 i 方向的地转风风速 u_g ($u_g = -\frac{1}{f_0} \frac{\partial \Phi}{\partial y}$) 和 j 方向的地转风风速 $v_g = \frac{1}{f_0} \frac{\partial \Phi}{\partial x}$ 代入, 而平流风用水平实际风速 V 表示, 则 (1) 式成为

$$\left(\sigma \nabla^2 + f_0^2 \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \omega$$

$$= f_0 \frac{\partial}{\partial p} \left[V \cdot \nabla \left(\frac{\nabla^2 \Phi}{f_0} + f \right) + \nabla^2 \left(-V \cdot \nabla \frac{\partial \Phi}{\partial p} \right) \right]. \quad (3)$$

(3) 式右边第一项可写为

$$F_1 = V \cdot \nabla^2 \left[\nabla \left(\frac{\partial \Phi}{\partial p} \right) \right] + \frac{\partial V}{\partial p} \cdot \nabla^2 (\nabla \Phi)$$

$$+ \beta f_0 \frac{\partial v}{\partial p}, \quad (4)$$

由

$$\nabla^2 (A \cdot B) = A \cdot \nabla^2 B + B \cdot \nabla^2 A$$

$$+ 2 \left[\frac{\partial A}{\partial x} \cdot \frac{\partial B}{\partial x} + \frac{\partial A}{\partial y} \cdot \frac{\partial B}{\partial y} \right],$$

则 (3) 式右边第二项可写为

$$F_2 = -V \nabla^2 \left(\nabla \frac{\partial \Phi}{\partial p} \right) + \nabla \frac{\partial \Phi}{\partial p} \cdot \nabla^2 (-V)$$

$$- 2 \left[\frac{\partial V}{\partial x} \cdot \frac{\partial \left(\nabla \frac{\partial \Phi}{\partial p} \right)}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} \cdot \frac{\partial \left(\nabla \frac{\partial \Phi}{\partial p} \right)}{\partial y} \right], \quad (5)$$

消去 (4) 和 (5) 式中符号相反的项, 同时注意到

$$-2 \nabla \frac{\partial \Phi}{\partial p} \cdot \nabla^2 (V) - 2 \left[\frac{\partial V}{\partial x} \cdot \frac{\partial \left(\nabla \frac{\partial \Phi}{\partial p} \right)}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} \cdot \frac{\partial \left(\nabla \frac{\partial \Phi}{\partial p} \right)}{\partial y} \right] = -2 \nabla \cdot Q,$$

则 (3) 式可写为

$$\left(\sigma \nabla^2 + f_0^2 \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \omega$$

$$= -2\nabla \cdot \mathbf{Q} + \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial p} \cdot \nabla^2(\nabla\Phi) + \nabla \frac{\partial\Phi}{\partial p} \cdot \nabla^2(\mathbf{V}) + \beta f_0 \frac{\partial v}{\partial p}. \quad (6)$$

这里, v 为 j 方向实际风速,

$$Q_x = \frac{\partial(-\mathbf{V})}{\partial x} \cdot \nabla \left(-\frac{\partial\Phi}{\partial p} \right),$$

$$Q_y = \frac{\partial(-\mathbf{V})}{\partial y} \cdot \nabla \left(-\frac{\partial\Phi}{\partial p} \right).$$

因此, 在地转动量近似下, 如将 \mathbf{Q} 矢量仍定义为与准地转 \mathbf{Q} 矢量类似的形式, 则在 ω 方程右边多出了强迫项

$$\frac{\partial \mathbf{V}}{\partial p} \cdot \nabla^2(\nabla\Phi) + \nabla \frac{\partial\Phi}{\partial p} \cdot \nabla^2(\mathbf{V}),$$

该项在准地转近似下为零, 此时 (6) 式将蜕变为 (2) 式.

3 地转动量近似下的 \mathbf{Q} 矢量在天气图上的应用

当在天气图上使用一级近似时, 可以略去 (6) 式右端最后一项, 则 (6) 式变为

$$\left(\sigma \nabla^2 + f_0^2 \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \omega = -2\nabla \cdot \mathbf{Q} + \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial p} \cdot \nabla^2(\nabla\Phi) + \nabla \frac{\partial\Phi}{\partial p} \cdot \nabla^2(\mathbf{V}). \quad (7)$$

下面我们将 (7) 式应用到天气图中, 以便为预报员提供一个相对准确并能快速判断垂直运动方向的方法.

3.1 准地转 \mathbf{Q} 矢量在天气图上的应用

对于 (7) 式右边第一项, 如将其用在等高线相对平直的区域, 则此时其等同于准地转 \mathbf{Q} 矢量 (后两项之和为零).

在给定点取 x 轴沿等温线方向, y 轴指向冷空气一侧, Hoskins 等 [17] 给出的 \mathbf{Q} 矢量表达式为

$$\mathbf{Q} = -\frac{R}{p} \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right) \left(\frac{\partial v_g}{\partial x} \mathbf{i} - \frac{\partial u_g}{\partial x} \mathbf{j} \right)$$

$$= -\frac{R}{p} \left| \frac{\partial T}{\partial y} \right| \mathbf{k} \times \frac{\partial \mathbf{V}_g}{\partial x}, \quad (8)$$

式中, R 为干空气比气体常数, T 为温度. 依据 (8) 式, Hoskins 认为 \mathbf{Q} 矢量先沿着等温线行进方向 (冷空气在行进方向左侧) 行进, 计算行进中地转风矢量的改变, 将这一地转风矢量的改变量沿顺时针

方向旋转 90° 从而得到 \mathbf{Q} 矢量的方向, 再根据 \mathbf{Q} 矢量是辐散还是辐合来判断垂直运动的方向. 但这对预报员而言, 在没有诊断计算而仅依靠天气图判断时, 仍然是有相当难度的.

我们在文献 [17] 研究结果的基础上, 提出了更为简单直接的判断垂直运动方向的方法. 结合 (7) 和 (8) 式, (7) 式右边第一项引起的 p 坐标系中垂直速度可表示为

$$\omega \propto 2\nabla \cdot \mathbf{Q} = -\frac{2R}{p} \frac{\partial T}{\partial y} \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial v_g}{\partial x} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial u_g}{\partial x} \right) \right]$$

$$= -\frac{2R}{p} \frac{\partial T}{\partial y} \frac{\partial \zeta_g}{\partial x}$$

$$= \frac{2R}{p} \left| \frac{\partial T}{\partial y} \right| \frac{\partial \zeta_g}{\partial x}, \quad (9)$$

式中 ζ_g 为地转风涡度. 由此可知, 当沿等温线方向涡度增加时, $\omega > 0$, 为下沉运动; 当沿等温线方向涡度减少时, $\omega < 0$, 为上升运动. ω 的值正比于涡度沿等温线方向的变化与温度梯度强度的乘积.

同样可以快速判断出一些概念模型的上升运动和下沉运动, 如图 1—图 3 所示. 图 1 中, 在地面低压和下游高压之间, 沿等温线方向涡度减少, $\omega < 0$, 为上升运动区; 在地面低压和上游高压之间, 沿等温线方向涡度增加, $\omega > 0$, 为下沉运动区.

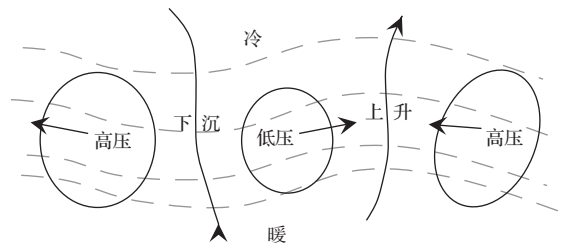


图 1 气旋与反气旋相间时的垂直运动 实线为等高线, 虚线为等温线, 黑色粗箭头为 \mathbf{Q} 矢量

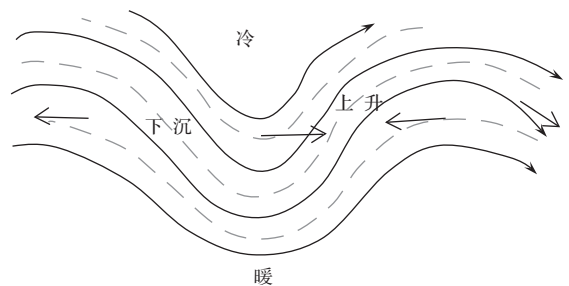


图 2 等高线与等温线重合时的垂直运动 实线为等高线, 虚线为等温线, 黑色粗箭头为 \mathbf{Q} 矢量

图 2 中, 在槽前脊后, 沿等温线方向涡度减少, 为上升运动区; 脊前槽后, 沿等温线方向涡度增加, 为下沉运动区, 与涡度平流和垂直运动的关系一

致. 对于通常预报员所熟悉的后倾槽 (图略), 即在 500 hPa 上等温线落后等高线的形势, 槽前脊后, 沿等温线方向涡度减少, 为上升运动区; 脊前槽后, 沿等温线方向涡度增加, 为下沉运动区. 而对于前倾槽 (图略), 即在 500 hPa 上等温线超前等高线的形势, 槽前脊后, 沿等温线方向涡度增加, 为下沉运动区; 脊前槽后, 沿等温线方向涡度减少, 为上升运动区.

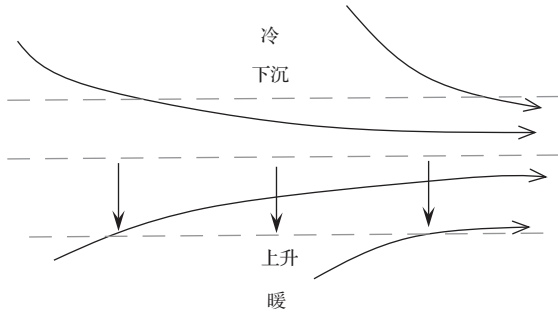


图3 高空急流入口区的垂直运动 实线为等高线, 虚线为等温线, 黑色粗箭头为 Q 矢量

图3给出了高空急流入口区等高线与等温线的分布. 从图3可以看出: 沿等温线方向涡度增加, 为下沉运动区; 沿等温线方向涡度减少, 为上升运动区. 上下层的垂直运动都表示冷空气一侧有下沉运动, 暖空气一侧有上升运动. 此种理想配置下, 沿急流轴入口区右侧为上升运动, 这与卫星云图上的观测也是一致的.

3.2 与位势高度极值区相关项在天气图上的应用

(7) 式右边第二项为 $\frac{\partial V}{\partial p} \cdot \nabla^2(\nabla\Phi)$, 相应的 p 坐标系中垂直速度可写为

$$\begin{aligned} \omega &\propto \frac{\partial V}{\partial p} \cdot \nabla\Phi \\ &= \frac{1}{|\Delta p|} (V_2 - V_1) \cdot (-\nabla\Phi) \\ &\approx -\frac{V_1}{|\Delta p|} \cdot (-\nabla\Phi), \end{aligned} \quad (10)$$

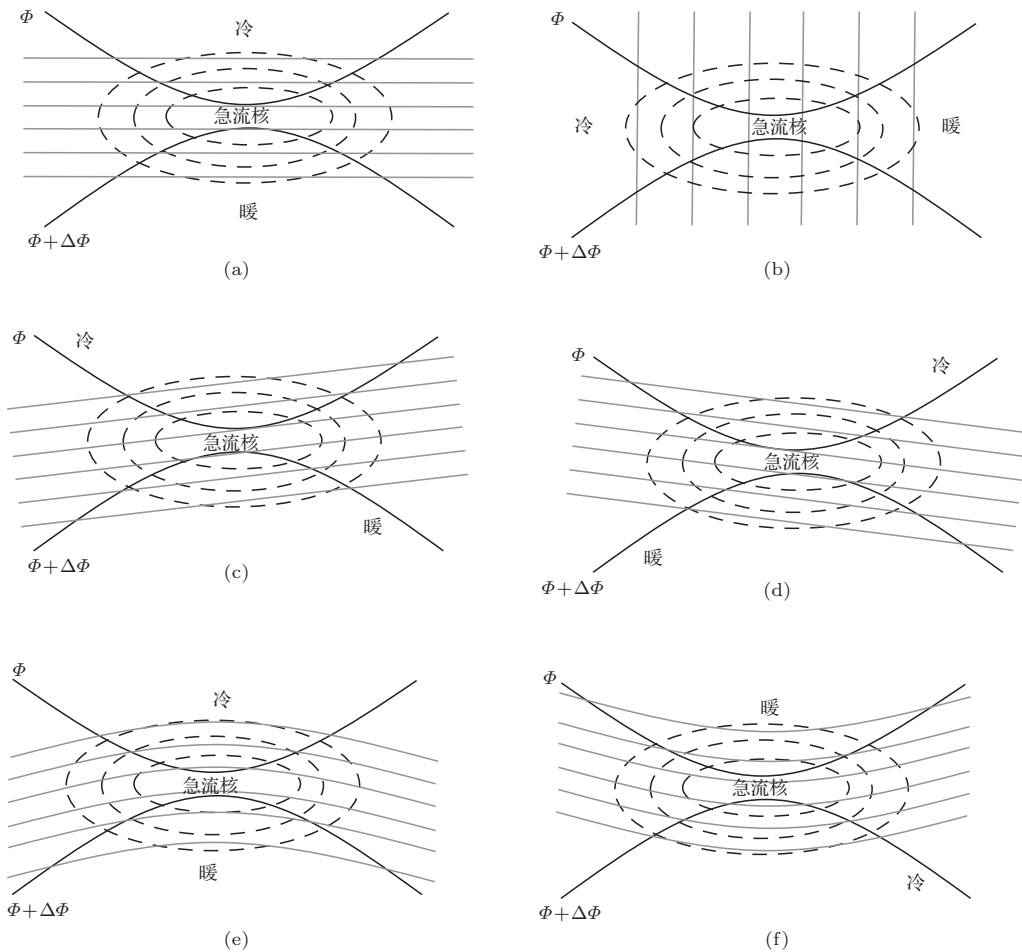


图4 不同情况下急流核区的垂直运动 粗实线为等位势高度线, 细实线为等温线, 虚线为等风速线, α 为等温线和急流轴的夹角; (a) $\alpha = 0^\circ$; (b) $\alpha = 90^\circ$; (c) $\alpha = 15^\circ$; (d) $\alpha = -15^\circ$; (e) 温度脊; (f) 温度槽

式中, \mathbf{V}_2 为上层风速, \mathbf{V}_1 为下层风速. 与风速随高度的变化相比, 假设等高线的水平分布随高度变化相对较小, 则该项主要取决于下层风速与位势梯度的交角. 如果为地转风, 则风向与位势梯度无交角, 该项为零. 如低层为低压且存在有逆时针旋转并向低压中心辐合的风时, 风向与位势梯度交角小于 90° , 则 $\omega < 0$, 为上升运动区. 如低层为高压且存在有顺时针旋转并向外辐散的风时, 风向与位势梯度交角大于 90° , 则 $\omega > 0$, 为下沉运动区. 因此, 该项可较好地解释低层低压中心为上升运动区, 高压中心为下沉运动区. 这与基于运动学连续方程的解释一致.

3.3 与风速极值区相关项在天气图上的应用

(7) 式右边第三项为 $\nabla \frac{\partial \Phi}{\partial p} \cdot \nabla^2(\mathbf{V})$. 如取 x 为急流轴的轴向, 则相应的 p 坐标系中垂直速度可写为

$$\omega \propto \nabla \frac{\partial \Phi}{\partial p} \cdot \mathbf{V} = -\frac{R}{p} \frac{\partial T}{\partial x} u_x, \quad (11)$$

式中 u_x 为 x 方向的实际风速. 因此, 在急流核中心, 如果等温线与急流轴的方向一致, 则此项为零, 无垂直运动 (图 4(a)); 在急流核中心, 温度梯度与急流轴的方向相反时, 为上升运动 (图 4(b)); 在急流核中心, 温度梯度与急流轴的交角大于 90° 时, 急流核中心为上升运动 (图 4(c)); 在急流核中心, 温度梯度与急流轴的交角小于 90° 时, 急流核中心为下沉运动 (图 4(d)); 对于温度脊和温度槽, 在急流核中心, 温度梯度与急流轴的交角均等于 90° , 急流核中心无垂直运动 (图 4(e), (f)).

4 结 论

从天气图上快速估计大尺度垂直上升运动区域, 是预报员用于预报降水的关键. 准地转理论是短期天气预报的基础, 但将其更为有效地用于业务预报仍有一定困难. 本文引入地转动量近似, 将估计大尺度垂直运动的准地转 \mathbf{Q} 矢量推广到地转动量近似下的 \mathbf{Q} 矢量, 并给出了在常规天气图上判断大尺度垂直运动方向的方法. 该方法与准地转 \mathbf{Q} 矢量最大的不同是它不但可判断对流层中低层槽脊形势下的垂直运动, 还可以判断对流层中层急流核和低层实际风向与地转风有交角时的垂直运动. 该方法的潜在应用还包括对数值预报模式效果的

判别. 例如, 数值预报图上用地转动量近似下的 \mathbf{Q} 矢量所估计的垂直上升运动区与降水区有较大误差时, 可以检验是否局地存在潜热效应, 如果没有, 模式的对流参数化方案则需做进一步改进. 由于实际大气是非绝热的非线性动力系统, 不但要考虑非绝热加热的作用, 还要考虑其与边界层方案的结合. 这些都是今后值得进一步探索的工作.

参考文献

- [1] Holton J R 2004 *An Introduction to Dynamic Meteorology* (New York: Elsevier Academic Press) pp140–173
- [2] Yang D S, Liu Y B, Liu S K 1980 *Dynamic Meteorology* (Beijing: China Meteorological Press) pp194–204 (in Chinese) [杨大升, 刘余滨, 刘式适 1980 动力气象学 (北京: 气象出版社) 第 194—204 页]
- [3] Tao Z Y, Zhou X G, Zheng Y G 2012 *Adv. Meteorol. Sci. Technol.* **26** (in Chinese) [陶祖钰, 周小刚, 郑永光 2012 气象科技进展 **26**]
- [4] Wang X M, Zhou X G, Tao Z Y, Yu X D 2013 *Acta Phys. Sin.* **62** 029201 (in Chinese) [王秀明, 周小刚, 陶祖钰, 俞小鼎 2013 物理学报 **62** 029201]
- [5] Zhou X G, Wang X M, Tao Z Y 2013 *Meteorology* **39** 401 (in Chinese) [周小刚, 王秀明, 陶祖钰 2013 气象 **39** 401]
- [6] Zhou X G, Liu S J, Wang X M, Tao Z Y 2011 *Acta Phys. Sin.* **60** 059201 (in Chinese) [周小刚, 柳士俊, 王秀明, 陶祖钰 2011 物理学报 **60** 059201]
- [7] Dunn L B 1991 *Weather Forecast.* **6** 65
- [8] Ding Y H 1989 *Diagnosis Method of Weather Dynamics* (Beijing: Science Press) pp92–94 (in Chinese) [丁一汇 1989 天气动力学中的诊断分析方法 (北京: 科学出版社) 第 92—94 页]
- [9] Sanders F, Hoskins B J 1990 *Weather Forecast.* **5** 346
- [10] Jusem J C, Atlas R 1998 *Mon. Weather Rev.* **126** 2166
- [11] Keyser D, Schmidt B D, Duffy D G 1992 *Mon. Weather Rev.* **120** 731
- [12] Jones R D 1991 *J. Atmos. Sci.* **48** 497
- [13] Xu Q 1992 *J. Atmos. Sci.* **49** 981
- [14] Zhou X G, Liu S J, Wang X M, Tao Z Y 2011 *Chin. J. Geophys.* **54** 2495 (in Chinese) [周小刚, 柳士俊, 王秀明, 陶祖钰 2011 地球物理学报 **54** 2495]
- [15] Zhang X W 1999 *J. Trop. Meteorol.* **15** 162 (in Chinese) [张兴旺 1999 热带气象学报 **15** 162]
- [16] Trenberth K E 1978 *Mon. Weather Rev.* **106** 131
- [17] Hoskins B J, Dagbici I, Darics H C 1978 *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* **104** 31
- [18] Yao X P, Yu Y B 2000 *Acta Meteorol. Sin.* **58** 436 (in Chinese) [姚秀萍, 于玉斌 2000 气象学报 **58** 436]
- [19] Peng C H, Hong G P, Hu B W 1999 *Acta Meteorol. Sin.* **57** 483 (in Chinese) [彭春华, 洪国平, 胡伯威 1999 气象学报 **57** 483]
- [20] Wang J, Ikeda M 1997 *J. Phys. Oceanogr.* **27** 1158

[21] Ye D Z, Li M C 1965 *The Adaptation Problem in Atmospheric Motion* (Beijing: Science Press) pp91, 92 (in Chinese) [叶笃正, 李麦村 1965 大气运动中的适应问题 (北京: 科学出版社) 第 91, 92 页]

[22] Wu R S 2002 *Atmospheric Dynamics* (Beijing: Higher Education Press) pp141–146 (in Chinese) [伍荣生 2002 大气动力学 (北京: 高等教育出版社) 第 141—146 页]

Geostrophic momentum approximation Q -vector and its application in synoptic charts*

Zhou Xiao-Gang[†] Zhu He Wang Xiu-Ming

(China Meteorological Administration Training Center, Beijing 100081, China)

(Received 2 September 2013; revised manuscript received 15 November 2013)

Abstract

In this paper, we extend the expression of quasi-geostrophic Q -vector brought forward by Hoskins et al. into the Q -vector equation under the condition of geostrophic momentum approximation, and discuss the method of how to quantitatively estimate vertical motion in synoptic charts with Q -vector expression under geostrophic momentum approximation. Compared with the expression of quasi-geostrophic Q -vector, the Q -vector expression under geostrophic momentum approximation has two more terms which are related to geopotential height extremum and wind velocity extremum. Then, each term of Q -vector under geostrophic momentum approximation is transformed into the expression which is conveniently judged in synoptic charts. The results show that to judge vertical motions in synoptic chart quantitatively, one of the three ways can be used: when contour line presents the form of wave-like trough-ridge and passes through the entrance and exit areas of jet stream, correspondingly use the 1st term of Q -vector under geostrophic momentum approximation (i.e., quasi-geostrophic Q -vector); when there exist a closed pressure system and an angle between contour line and wind velocity, correspondingly use the 2nd term of Q -vector under geostrophic momentum approximation; at the jet streak, correspondingly use the 3rd term of Q -vector under geostrophic momentum approximation.

Keywords: quasi-geostrophic, geostrophic momentum approximation, Q -vector, jet streak

PACS: 92.60.-e, 92.60.Wc

DOI: 10.7498/aps.63.069201

* Project supported by the National Natural Science Foundation of China (Grant Nos. 40875029, 41005002, 41175043) and the Special Scientific Research Foundation of Welfare Profession of China (Grant No. GYHY200906003).

† Corresponding author. E-mail: zhouxgang@sina.com