

周小刚,王秀明,陶祖钰. 2014. “等熵思维”到“等熵位涡思维”回顾与讨论. 气象, 40(5):521-529.

“等熵思维”到“等熵位涡思维”回顾与讨论^{*}

周小刚¹ 王秀明¹ 陶祖钰²

1 中国气象局气象干部培训学院, 北京 100081

2 北京大学物理学院, 北京 100871

提 要: 等熵位涡守恒与中纬度斜压扰动发展之间的诊断关系可用于对气旋发生发展的预报, 并作为理解水汽图像的动力学场而在业务上使用。“等熵位涡思维”建立在等熵面分析的“等熵思维”基础上。本文首先依据基础的动力学理论, 对等熵面上物理量场的动力学解释和业务应用作回顾和讨论, 内容包括: 等熵面随高度分布特征、等熵坐标中的垂直速度场、等熵面上水汽输送解释、等熵面上高空急流和锋区的特征等。其次, 通过与等熵面物理量场分析和斜压二层模式准地转垂直运动方程的比较, 着重回顾和讨论等熵位涡面上的物理量场和业务应用, 内容包括: 对流层顶定义及其温压湿分布特征、对流层顶等熵位涡面上急流和锋区的特征、对流层顶等熵位涡面上的垂直速度场、“等熵位涡思维”与气旋发展及位涡、水汽图像在改进数值预报模式中的作用等。

关键词: 等熵分析, 等熵位涡思维, 气旋发展, 水汽图像

中图分类号: P433

文献标志码: A

doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2014.05.001

Review and Discussion of Isentropic Thinking and Isentropic Potential Vorticity Thinking

ZHOU Xiaogang¹ WANG Xiuming¹ TAO Zuyu²

1 China Meteorological Administration Training Centre, Beijing 100081

2 School of Physics, Peking University, Beijing 100871

Abstract: The diagnosis relationship between isentropic potential vorticity conservation and baroclinic disturbance development has been used in forecasting cyclone development and understanding the dynamic fields of water vapor imagery. “Isentropic potential vorticity thinking” is based on isentropic thinking of isentropic analysis. This paper first reviews and discusses dynamic interpretation and operational application of isentropic physical fields according to the basic principles of atmospheric dynamics. The contents include isentropic surface distribution with height, vertical velocity in isentropic coordinates, moisture transport on isentropic surface, upper-level fronts and jet stream characteristics on isentropic surface etc. Then, the physical fields and operational application on isentropic potential vorticity surface are discussed emphatically by comparing with physical fields on isentropic surface and quasi-geostrophic vertical motion equation on baroclinic two-layer model. The contents contain the definition of tropopause and its temperature, pressure and humidity distribution, fronts and jet stream characteristics on tropopause isentropic potential vorticity surface, vertical velocity on tropopause isentropic potential vorticity surface, cyclone development and potential vorticity in accordance with “isentropic potential vorticity thinking”, and how to improve numerical weather prediction model by using water vapor imagery etc.

^{*} 国家自然科学基金项目(40875029、41175043 和 41005002)及公益性行业(气象)科研专项(GYHY200906003)共同资助
2013 年 11 月 4 日收稿; 2014 年 1 月 13 日收修定稿
第一作者: 周小刚, 主要从事大气动力学和雷达气象学的教学和研究. Email: zhouxgang@sina.com

Key words: isentropic analysis, isentropic potential vorticity thinking, cyclone development, water vapor imagery

引 言

20 世纪 30 年代气象上使用无线电探空仪进行高空观测之初,对于高空观测记录究竟是用 p 坐标、 z 坐标还是等熵坐标来显示就有很大的分歧。当时德国及其周边国家使用的是 p 坐标,美国气象局和英联邦气象局选择的是 z 坐标,而美国一些气象学家(Rossby et al,1937;Namias,1939)却提倡使用等熵坐标,认为等熵面分析图中能表示出自由大气中空气的实际运动。30 年代末期,美国气象局开始将无线探空网资料转成等熵坐标显示,但由于种种原因,等熵坐标并没有得到当时气象界的广泛认可。几年之后,等熵坐标和 z 坐标就完全由 p 坐标所取代(Uccellini,1976)。Bleck(1973)和 Wilson(1985)认为当时业务中没有选择等熵坐标的原因是:(1)二次世界大战催生了对气压垂直坐标统一的需求。如当时的航空界就迫切希望能得到特定等压面上的风场资料。(2)对非计算机时代,在规定时间内完成等熵面上的分析有一定困难。(3)最重要的原因是定义等熵面上地转风的 Montgomery 流函数,在当时被分成独立的二项进行计算,误差超过了 20%。正是由于在等熵面上没有很好的地转风关系,最终导致业务中没有采用等熵坐标。

在 Danielsen(1959)发现了 Montgomery 流函数的计算错误之后,对等熵坐标的诊断和预报模式研究又进入了一个新的高峰。等熵坐标绝热无摩擦下的位涡具有保守量的物理属性,受到了广泛关注。对等熵位涡的研究最初集中在利用其保守性,追踪空气运动的来源(Staley,1960;Danielsen,1968;Reiter,1975;Shapiro,1980;Wilson,1985),其后发展到对气旋生成和发展的诊断研究(Carlson,1980;Carr et al,1985;Browning,1986;黄彬等,2011)及将等熵位涡和卫星水汽图像的对应关系用于对数值预报模式进行评估和改进等(Georgiev,1999;Swarbrick,2001;Georgiev et al,2001;许健民等,2008)。

由于业务观测已形成以 p 坐标来显示的格局,使得对等熵分析的理论研究和业务应用一直有脱节(陶祖钰等 2012b;周小刚等,2011b)。本文依据基础的动力学理论,对等熵坐标及其物理量场的动力

学特征进行回顾与讨论。在此基础上,对等熵位涡面上物理量的动力学特征、等熵位涡对气旋生成和发展的预报及等熵位涡思维的应用等进行解释和讨论。

1 等熵面上物理量场的动力学解释和应用

1.1 等熵坐标

当气块和环境之间没有热量交换,即绝热过程的情形下,由热力学第一定律和状态方程,可得

$$\theta = T \left(\frac{1000}{p} \right)^{R/c_p} \quad (1)$$

式中, θ 为位温, T 为温度, p 为气压, c_p 为干空气定压比热。在没有辐射传输、与不同温度的环境混合、潜热释放、蒸发冷却等非绝热过程时,气块位温具有保守性。这些严格的约束限制了位温的应用范畴,但由观测知,在天气尺度系统的时间尺度上(以天为量级),非绝热加热和冷却过程是一个次要过程,因此在天气尺度系统中可以用位温概念。至于是否能将位温概念在一定条件下推广应用到次天气尺度(即 α 中尺度)过程仍值得商榷。

气块的熵与位温的关系(Hess,1959)可写为

$$S = c_p \ln \theta + \text{const} \quad (2)$$

式中, S 称为熵。当气块干绝热运动时,熵也是保守的,等位温面也是等熵面,这是将等位温坐标称作等熵坐标的原因。在热力学中,熵是作为一个热力学无序度的度量(柳崇健等,2007)。但在业务上,除将等位温称作等熵外,基本上不再使用熵的原有概念。

z 坐标、 p 坐标和等熵坐标是气象上最常用的三种垂直坐标。由于自由大气中气流主要沿等熵面运动,位温作为垂直坐标是非常有用的。但一方面由于业务观测沿用 p 坐标由来已久,另一方面由于在边界层内以非绝热过程为主,此时等熵面会与地表面相交。因此,在目前的数值预报模式中还没有单独使用位温作为垂直坐标的业务模式,但等熵坐标可以作为混合垂直坐标的重要组成部分,如可以在边界层中用修正的 p 坐标(即等 σ 坐标),边界层之上用等熵坐标。

1.2 等熵面随高度分布特征

对式(1)取对数,并对 z 求导,得

$$\frac{1}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{(\gamma_d - \gamma)}{T} \quad (3)$$

式中, γ_d 为干绝热直减率, γ 为环境温度直减率。平均而言,对流层中大气是稳定的,因此尽管温度随高度减小,而位温却是随高度递增的。如果环境温度直减率相差不大,由于在北半球温度由南向北递减,由式(3),位温也是由南向北递减。因此对流层中,沿经度所作剖面中可看出,等熵面是从冷的极地地区向暖的副热带地区逐渐倾斜的(Santurette et al, 2008)。

由于平流层中大气十分稳定,因此对流层和平流层的交界处,垂直方向等熵面更加密集,即在对流层顶附近有更高的垂直分辨率。同样,此特征也可以用来识别对流层中的高空急流和锋区的位置,即为垂直方向的等熵面密集区,这样就可以对较大垂直风切变区(急流或锋区)有更准确的描述。

与业务上所熟知的 p 坐标相比,等熵坐标中位温随高度是递增的,而 p 坐标中气压是随高度递减的,因此从坐标意义上等熵面坐标要优于 p 坐标。如同 p 坐标中物理量的边界条件会变得复杂一样,边界层中很强的非绝热运动会导致等熵面坐标有下列缺点:(1)等熵面与地面相交时等熵面会有中断,并且固定等熵面在一天中有上下变动。(2)等熵坐标在边界层中可能不一定会随高度单调递增。如在边界层中有超绝热层存在时,在垂直方向可能会有两个相等等熵面存在,这就违背了坐标原则。(3)在接近绝热层时,垂直分辨率较粗。当以位温作垂直坐标时,同样的物理量在斜压区分辨率较高,而在大的绝热区,分辨率则较低。故对流层中的等熵诊断要选择边界层之上的自由大气中进行。

1.3 等熵坐标中的物理量解释和应用

在等熵坐标中,水平运动方程可以写为

$$\begin{aligned} \frac{du}{dt} &= -\frac{\partial \Psi}{\partial x} + fv + F_x \\ \frac{dv}{dt} &= -\frac{\partial \Psi}{\partial y} - fu + F_y \end{aligned} \quad (4)$$

式中, $\Psi = c_p T + \Phi$,称为Montgomery流函数,其中 Φ 为位势高度; u 、 v 为水平速度; f 为科氏参数; F 为摩擦力。如要将等熵坐标用于模式预报的垂直坐标,则首先必须通过插值方法算出Montgomery流

函数。Danielsen(1959)发现将Montgomery流函数单独用式右边二项相加会有错误,因为它们由等熵坐标中的静力平衡关系而有内在联系。Wilson(1985)对此作过详细的分析。等熵坐标中的流函数主要用于计算等熵坐标中的地转风和非地转风。由于目前我国业务上并没有基于等熵坐标的模式,因此本文对等熵坐标中的流函数不作进一步的解释,而是将重点放在对利用等熵观点诊断大气运动时所涉及的一些物理量和概念的解释上。

1.3.1 等熵面是物质面的含义

在天气尺度(有时也可扩展到次天气尺度)的时间和空间范围内,等熵面相当于物质面(Rossby et al, 1937)。也就是说,在没有非绝热作用时,等熵面是气块运动的热力学边界,使得气块不能穿越等熵面运动。当然,对干或湿气块而言,相当位温或湿位温也可看成是物质面(湿位温实际使用上有困难,因为在一个气压高度上,它会对应垂直方向上有不止一个值,这也称为垂直方向的折叠)。但当有饱和上升空气的潜热释放或来自于边界层中的感热时,气块则有穿越等熵面的运动。

边界层内的非绝热过程限制了等熵分析的使用,因此要尽量选择边界层高度以上最合适的等熵面来作诊断分析。如冬季,在 $20^\circ \sim 40^\circ \text{N}$ 地区,可以选择300和315 K来作诊断分析,它们可以分别代表对流层低层(850~500 hPa)和对流层高层(500~300 hPa)(赵其庚, 1990)。

1.3.2 实际垂直运动在等熵面中的表示

由式(1),等熵面不仅与大气温度有关,同时也与气压(或高度)有关。对绝热运动,气流沿等熵面运动,它包括了通常在 p 坐标中的水平和垂直运动。在诊断当前天气条件、预报其可能的变化时,对垂直运动场的诊断是相当重要的。对中高纬大尺度运动,在准地转垂直运动方程中是通过温度平流和涡度平流随高度的变化来估计,或通过准地转 Q 矢量散度来估计(周小刚等, 2011a)。在等熵面上显示气压场和风场后,则可以将 p 坐标中的垂直速度用等熵面上的值来表示为

$$\omega = \left(\frac{dp}{dt} \right)_\theta = \left(\frac{\partial p}{\partial t} \right)_\theta + (\mathbf{V} \cdot \nabla p)_\theta + \frac{\partial p}{\partial \theta} \frac{d\theta}{dt} \quad (5)$$

式中,等号右边第一项为局地气压倾向项,表示一固定等熵面在局地固定点上有上下位移引起的垂直运动。对于标准间隔的探空资料,可以作12 h时间差得到,但这种估计的准确性是很差的。

式(5)等号右边第二项为等熵面上的气压平流项,此项可以通过观测等熵面上的风场和气压场的关系来作判断。当等熵面上气流从高压流向低压时,则表示有上升运动;反之,则表示有下沉运动。同理,如果在等熵面上分析有位势高度场和风场,则当等熵面上气流从低位势高度流向高位势高度时,则表示有上升运动;反之,则表示有下沉运动。因此可以利用此特征快速估计垂直运动的方向。

式(5)等号右边第三项为非绝热项。由于位温是随气压减小而增加的,因此当有非绝热加热时,则表示有上升运动,非绝热冷却则表示有下沉运动。即穿越等熵面的垂直运动完全由非绝热加热或冷却产生。

等熵坐标的垂直运动由两个过程引起:绝热运动和非绝热强迫。绝热运动沿坐标面本身,绝热垂直运动主要由式(5)中第二项决定(Wilson,1985)。穿越等熵面的垂直运动则与非绝热过程有关,因此等熵面上的分析可以更加直接地区分出由绝热和非绝热产生的垂直运动。

Moore(1992)指出,在对天气尺度运动或作为强对流的前期背景场分析时,非绝热项是次要的。但一旦强对流发生,非绝热项则成为最重要项,因为它可以改变静力稳定度,而稳定度变小则使该项量级变大。

1.3.3 等熵面上急流区和锋区的表示

在业务上所熟悉的 p 坐标中,热成风与厚度(或平均温度)梯度成正比。如果大气是正压的,则等熵面是水平的,热成风为0。大气是斜压时,等熵面是倾斜的,越倾斜表示热力对比越强,因此可以利用此特征诊断锋区和急流区。等熵面越倾斜则在等熵面上表示为等压线的密集带[由式(1),等熵面上的等压线也表示是等温线]。因此,等熵面上有明显向上或向下倾斜的等压线密集带可以认为是锋区或风速垂直切变大值区。这样在作等熵剖面分析时,即使没有风场资料,也可以找到强的垂直风切变区。

1.3.4 等熵面水汽输送

由于在等熵坐标中,自由大气的三维运动可以用二维来表示。这样等熵面上的水汽输送既包括了垂直平流分量,又有水平平流分量。而在 p 坐标中,由于没有垂直速度的观测,一般业务上很少考虑水汽输送的垂直分量。在等熵分析中,由于垂直差分比较少,在平流计算中引入的误差也较小。这使得某等熵面上水汽平流量的计算可以非常准确,因

为上方和下方的空气不会被混合进来。这是等熵分析的最重要优点之一。

1.3.5 等熵绝对涡度与等熵位涡

在等熵坐标中,绝对涡度可以表示为

$$\eta_p = \zeta_\theta + f = \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right)_\theta + f \quad (6)$$

式中, η_p 为等熵坐标中的绝对涡度; ζ_θ 为等熵坐标中的相对涡度。涡度是分析天气尺度系统的最重要变量之一。与 p 坐标中的涡度一样,等熵面上的涡度可以用于分析等熵面上的短波和它的强度,尤其是可以很好地分析与高空西风急流相联系的强水平风速切变区。

在自由大气中,绝热运动的位涡非常接近守恒。等熵位涡可以表示为

$$PV = -g \left[\left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right)_\theta + f \right] \frac{\partial \theta}{\partial p} \quad (7)$$

式中, PV 为等熵坐标中的位涡。等熵坐标中的位涡表达式优于其他坐标中的位涡表达式(周小刚等,2011b),这是由于位涡的变化主要与非绝热加热和冷却有关,而在等熵坐标中可以更直接处理。因此,从等熵位涡守恒出发预报重要天气发展过程(如气旋生成和发展)有动力学上的优越性。

综上,对等熵面分析来讲,最重要的是要知道等熵面虽是二维的,但它所代表的却是垂直方向倾斜的三维面。在熟悉等熵面分析所代表的含义后,直接用等熵面上的图像去观察和预报天气系统的重要特征,则称为“等熵思维”。

2 等熵位涡面上物理量场的动力学解释及应用

2.1 对流层顶定义及其温、压、湿分布特征

世界气象组织(WMO,1957)给出的对流层顶定义为:500 hPa 等压面之上温度递减率小于 $2^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 或以下的最低高度,而且在此高度与其上 2 km 气层内的温度平均递减率不超过 $2^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 。也就是说,对流层顶是区分对流层与平流层的边界,它是有一定厚度的过渡带。这个定义称为热力对流层顶,用于对对流层顶的实际观测。

观测研究认为一些物理量(如,等熵位涡)或化学物质(如臭氧、二氧化硫)浓度有明显变化的位置为对流层顶(WMO,1986)。它将对流层顶看成一

个分开对流层和平流层的一个薄层,这称为动力对流层顶。用等熵位涡作为动力对流层顶是由 Reed (1955)提出的,认为动力对流层顶可以理解为是区分对流层低位涡和平流层高位涡的0级不连续线。

由式(7),对中纬度天气尺度系统,由于科氏参数比涡度大一个量级,等熵位涡的量级为(Hoskins et al,1985;寿绍文,2010)

$$q = 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{K} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1} = 1 \text{ PVU} \quad (8)$$

式中,PVU称为位涡单位。WMO(1986)将1.6 PVU定义为对流层顶高度。也有研究认为对流层顶高度在1 PVU(Shapiro,1980)和3 PVU(Danielsen et al,1987)之间,没有一个很确定的PVU值用于平流层和对流层的区分。Hoerling等(1991)使用几个PVU阈值对1979年1月ECM-WF资料作全球对流层高度分析表明,与热力对流层顶相比,WMO给出1.6 PVU的值太低,建议使用3.5 PVU作为对流层顶高度值。他们还证实,在北半球28°N以北,使用动力对流层顶近似比较好,尤其在温带气旋发展期效果明显。在13°N以南,建议使用热力对流层顶近似。在13°~28°N之间,建议对动力对流层顶和热力对流层顶取权重作为实际对流层顶。

对流层顶的气压可以在100~400 hPa中变动。Scherhag(1948)曾提出用225 hPa作为对流层顶的高度,但这样它有可能是在对流层,也有可能是在平流层。但在研究某一范围时,经常还会将常定气压场作为对流层顶高度的替代,如用200或250 hPa作为中纬度的对流层顶的替代(Hoinka,1998)。实际上利用动力对流层顶分析对流层顶折叠时会看到,折叠区实际上对应的就是高空(200、250 hPa)槽区。因此,对流层顶的风场也可以用相应气压面上的风场替代。

沿经度剖面,对流层顶的温度从极地到赤道是降低的(陶祖钰等,2012a),从在极地的大约-50°C到赤道的大约-80°C。这是由于在极地,地面到对流层顶的高度约10 km;而在赤道,地面到对流层顶的高度约17 km。在同一纬度带内,对流层顶的温度变化并不是很明显。如果考虑到高空等压面与对流层顶的一致性,则在同一纬度带上,对流层顶的位温变化也不是很大。

由于水汽主要集中在低层(郭艳君等,2014)。因此,对流层顶之上的空气相对较干,对流层顶之下的空气相对较湿。

2.2 对流层顶等熵位涡面上的物理量解释和应用

2.2.1 等熵位涡面上的垂直速度场

根据上面的讨论,在28°N以北的中高纬度区,可以利用某一常值位涡作为动力对流层顶的定义。在此等熵位涡面上可分析出高度场和风场。

类似式(5),由等熵位涡面上显示的高度场和风场(或高空200、250 hPa等压面风场),可以将垂直速度表示为

$$\omega = \frac{1}{g} \left(\frac{d\Phi}{dt} \right)_{pv} = \left(\frac{\partial \Phi}{\partial t} \right)_{pv} + (\mathbf{V} \cdot \nabla \Phi)_{pv} + \frac{\partial \Phi}{\partial(pv)} \frac{d(pv)}{dt} \quad (9)$$

式中等号右边第一项为局地位势高度倾向项,表示一固定等位涡面在局地固定点上有上下位移引起的垂直运动。当位势高度随时间升高时,为上升运动;当位势高度随时间下降时,为下沉运动。

式(9)等号右边第二项为等位涡面上的高度平流项,此项可以通过观测等位涡面上的风场(或高空200 hPa等压面风场)和高度场的关系来作判断。当等位涡面上气流从高位势流向低位势时,则表示有下沉运动;反之,则表示有上升运动。

式(9)等号右边第三项为穿越常值等熵位涡面的运动。绝热运动时,等熵位涡是守恒的,即此项为0。当平流层与对流层之间有位涡交换(非绝热运动,如对流层有凝结潜热释放)时,此项有作用。穿越等位涡面的垂直运动与非绝热过程有关,即对流层顶常值等熵位涡面分析同样可以直接区分由绝热和非绝热产生的垂直运动。

2.2.2 等熵位涡面上的高空急流和锋区特征

类似于等熵分析中的高空急流和锋区特征,等熵位涡面上有明显向上或向下倾斜的等高线密集带可以认为是锋区或风速垂直切变大值区(即高空急流区)。由于等高线密集带反映了位势高度的梯度特别大,由式(9)的第二项,这里也是容易产生垂直运动的区域。

2.2.3 对流层顶“等熵位涡思维”与中纬度气旋发生发展

(1) 大尺度垂直运动与气旋发生发展

中纬度天气系统与斜压扰动的发展紧密相关,最典型的的就是温带气旋。一些研究认为,温带气旋的发生发展主要由斜压机理决定,潜热释放起次要作用(Hoskins et al,1988;Fehlmann et al,1999;

Huo et al, 1999; 刘英等, 2012; 王培等, 2012)。因此使用不考虑潜热释放的高度简化的模型来揭示气旋发生发展的机制是可行的。

p 坐标中的连续方程为

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0 \quad (10)$$

对于温带气旋来说, 斜压出现的一个必要条件是低层辐合的出现。低层辐合愈强, 气旋愈发展。在考虑地面气压为 1000 hPa, 对流层顶气压为 0 的极端简化条件下, 将大气分成二层, 500 hPa 为中间层。则可以通过 500 hPa 层的垂直速度来判断气旋的发生发展。即对流层中层垂直上升速度越强(整层都上升, 上升速度在中层最强), 说明对流层低层的辐合越强, 温带气旋也就越发展。

(2) 准地转垂直运动方程对大尺度垂直运动的判断

理论上, 大尺度的垂直运动既可以分别由大气运动方程组中的垂直运动方程、连续方程及热力学方程来估算, 也可以由准地转垂直运动方程来估算。比较而言, 准地转垂直运动方程综合考虑了运动学方程与热力学方程的作用, 是一个在理论上完备的诊断方程, 能够揭示产生大尺度垂直运动的动力学机理, 故其结果较为合理可信(周小刚等, 2013)。

尽管准地转理论出现在位涡引入之后, 但由于其可以较为直观地解释斜压系统的发展机制而得到广泛使用(陶祖钰等, 2012c; 周小刚等, 2010)。准地转垂直运动方程(Holton, 2012)

$$-\omega \propto \frac{1}{\sigma} \nabla^2 \left[-\mathbf{v}_g \cdot \nabla \left(\frac{\partial \Phi}{\partial p} \right) \right] + \frac{f_0}{\sigma} \left[\frac{\partial \mathbf{v}_g}{\partial p} \cdot \nabla \left(\frac{1}{f_0} \nabla^2 \Phi + f \right) \right] \quad (11)$$

式中, 右边第一项为温度平流项, 第二项为涡度平流随高度的变化项。传统的做法是使用 500 hPa 和地面(或 850 hPa)来判断涡度平流随高度的变化; 用地面(或 850 hPa)来判断温度平流项。利用斜压二层模式对准地转垂直运动方程进行分析(王秀明等, 2013), 则式(11)可写为

$$-\omega_2 \propto \frac{1}{\sigma} \nabla^2 \left[-\mathbf{v}_{g_2} \cdot \nabla \left(\frac{\partial \Phi}{\partial p} \right)_2 \right] + \frac{f_0^2}{2\Delta p \sigma} \left[-\mathbf{v}_{g_1} \cdot \nabla (\zeta_{g_1} + f) + \mathbf{v}_{g_3} \cdot \nabla (\zeta_{g_3} + f) \right] \quad (12)$$

式中, 下标 2 指的是 500 hPa 层, 下标 1 和 3 分别指 250 和 750 hPa 层。由于低层的涡度平流项较小, 因此 250 hPa 层的涡度平流对中层垂直运动起了决定性的作用, 并且也可以通过该层的涡度平流判

断急流附近的垂直运动。式(12)中的温度平流实际上是厚度随高度变化的平流, 当以 500 hPa 层为中心, 1 和 3 层作为差分上下值时, 如果 1 层(250 hPa)和 3 层(750 hPa)之间厚度加大, 则中层有暖平流, 为上升运动; 反之为下沉运动。图 1(陶祖钰等, 2012c)是典型的温度场落后气压场的理想斜压扰动结构示意图, 图中实线为等高线, 代表水平流场的波动; 虚线为等温线, 代表温度场的波动; 点划线为槽线和脊线在垂直方向上的轴线; 水平箭头表示水平散度; 垂直向上箭头表示上升运动, 垂直向下箭头表示下沉运动。图中高、中、低层可看成 250、500 和 750 hPa 层。在上升区域(中层暖平流和高层正涡度平流区域), 对应的是大尺度上升运动区。

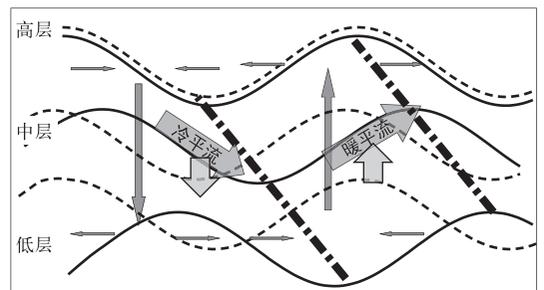


图 1 理想的斜压扰动结构

Fig. 1 Ideal baroclinic disturbances structure

在用准地转垂直运动方程解释气旋生成发展时也发现, 高空槽的加深有利于地面气旋的发展, 因为它可以带来更大的高空涡度平流(周小刚等, 2010)。但在诊断解释高空槽加深时, 又需要用到准地转理论的另一个方程, 即准地转位势倾向方程。也就是说在解释地面气旋发展时, 可能需要用到准地转位势倾向和准地转垂直运动方程两个方程, 并用到中、高、低三层等压面图。

(3) 对流层顶等熵位涡对大尺度垂直运动的判断

现在来看从对流层顶等位涡面异常如何判断对流层中层的垂直运动。假设以某一常值等熵位涡定义的中纬度对流层顶初始为水平面, 当有一正位涡异常(即对流层顶折叠)时, 正位涡异常伴随的对流层中层的垂直运动剖面示意图如下(图 2)。

在等熵位涡面平面图上, 类似于高空等压面上的高空槽形式, 则由式(9), 突然有正位涡异常, 即第一项小于 0, 为下沉运动, 即在对流层顶折叠处, 对流层中为下沉运动。由式(9)右边第二项, 对流层顶折叠的前方(东部), 由于沿西风气流方向, 是由等高

面低值向高值输送,为上升运动;而在对流层顶折叠的后方(西部),则为下沉运动。如不考虑对流层中层凝结潜热的释放,则无式(9)中的第三项,动力对流层顶的形状不会发生变化,只是顺着西风气流的方向向下游移动。因此,动力对流层顶折叠处反映的是对流层中层的下沉运动。同时也不能认为平流层空气从对流层顶折叠处下滑到对流层,因为下一个时刻,对流层顶折叠已平流到下游。

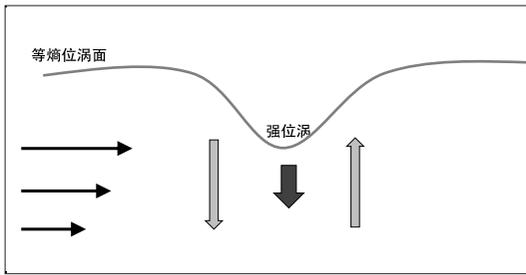


图2 正位涡异常诊断的垂直运动
Fig. 2 Vertical motion diagnosis by positive potential vorticity anomaly

如前2.1节中所述,如果将对流层顶折叠看成是250 hPa的槽区,对比斜压二层模式中用上层涡度平流和中层温度平流分析的准地转垂直运动,两者结论是一致的。两者分析方法的不同是:准地转垂直运动,需要至少三层等压面图来分析。而对流层顶等熵位涡的分析在不考虑低层位温异常时,只需一层资料就可以分析出中层垂直运动,在需要考虑低层位温异常时,也只要再加上一层低层资料就可以了。

对比Hoskins等(1985)提出的等熵位涡思想要点(寿绍文,2010):(1)位涡思想将大气结构看成是由高空位涡异常与低层位温异常叠加而组成的。(2)围绕正、负位涡异常区分别有气旋性和反气旋性环流出现;而低层的正、负位温异常区也分别有气旋和反气旋性环流相对应。(3)在绝热、无摩擦假定下,等熵面上位涡平流引起位涡的局地变化。(4)位涡和位温异常所诱生的风场改变了等熵位涡的分布。(5)等熵位涡的分布又与新的诱生的风场相联系。位涡和位温异常与诱生的风场的连续相互作用,造成“自我发展”过程,这种过程将延续到高低层异常区的轴线在同一垂直线上为止。

注意到低层等压面上的等温线实际上就是等位温线,因此低层正位温异常区在图1中对应的就是低层槽区。也就是说对流层顶折叠和低层位温异常

之间的距离实际上度量的是大气斜压不稳定性所达到的高度。因为当用稳定性来确定运动尺度时,斜压不稳定性的垂直尺度、水平尺度分别为(张玉玲,1999)

$$H = \frac{f^2 \bar{u}_z}{N^2 \beta} \quad (13)$$

$$L = \frac{f \bar{u}_z}{N \beta} \quad (14)$$

式中, N 为浮力频率, $\beta = \frac{\partial f}{\partial y}$, H 为垂直尺度, L 为水平尺度。由式(13)和(14)可得斜压不稳定的高度与水平尺度之比为

$$\frac{H}{L} = \frac{f}{N} \quad (15)$$

如果对流层顶折叠和低层槽区中的水平距离达不到天气尺度量级,则 H 也达不到由地面到对流层顶的量级。故Hoskins等(1985)将式(15)定义的 H 称为Rossby穿透高度,应该就是这个原因。

由斜压二层模式的准地转垂直运动方程可以分析大尺度垂直运动场,从而看出气旋发生发展的机制是由斜压扰动中的温度平流和涡度平流随高度变化造成。由对流层顶等熵位涡同样可以分析斜压不稳定性下的天气尺度系统(Morgan et al,1998),只是换了另一种方法,一种从上层常值等熵位涡面认识大尺度天气系统发生发展机制的方法(通过对流层折叠区位置前的正位涡平流区,折叠区与低层正位温异常区的水平位置决定了对流层折叠向下所影响的高度范围),与准地转理论所作分析是一致的,并没有增加新的内涵。

(4) “等熵位涡思维”与气旋发生发展

“等熵思维”是将习惯从 p 坐标看物理量的方式转变到在等熵坐标中看。与此类似,“等熵位涡思维”是将习惯从 p 坐标看的准地转垂直运动方程转变到从对流层顶等熵位涡面上看正位涡异常区、正位涡异常与低层正位温异常间的距离而已。由此,则可以解释Hoskins等(1985)“等熵位涡思维”将大气结构看成是由高空位涡异常与低层位温异常的叠加,当高低空异常在同一轴线上停止发展的实质。

对天气图上应用而言,准地转理论并不是很准确的,但由它所建立的简单概念模型可以帮助我们认识大尺度天气系统发生发展的机制。准地转垂直运动方程可以诊断出大尺度垂直上升运动区,确定气旋生成发展的位置。同理,“等熵位涡思维”也不是很准确的,它建立的从上至下的简单概念模型可

以帮助我们快速判断大尺度垂直上升运动区,从而确定斜压不稳定下的气旋生成发展区。当“等熵位涡思维”与卫星水汽图像结合后,则成为有助于改进业务预报的新方法。

2.2.4 位涡、水汽图像在改进数值预报模式中的作用

对流层顶折叠区有特别高的等熵位涡(由于该区以干为特征,所以也称之为干侵入区),在水汽图像上则表现为暗区。

在水汽图像上识别暗区对天气尺度系统的预报有两方面的意义:一是可以识别出气旋将快速发展的区域;二是可以用于改进数值预报模式,目前国外的一些业务预报模式已引入了这项功能(Browning,1997;Young,1997)。

改进数值预报模式的具体原理是:(1)将模式初始场分析出的对流层顶等熵位涡(可以用 1.5 或 2.5 PUV)直接叠加到同时刻水汽图像上。(2)对比高位涡区与水汽图像上暗区的位置,如有很大的不符,则修改模式的位涡。(3)用修改后的位涡在一定的平衡条件(如,热成风平衡、梯度风平衡等)下反演出高度场、温度场及风场。(4)将反演出的大气物理量场作为模式的初始场,从而通过对模式初始场的改变而达到改进数值模式的作用。

3 结 论

由于历史原因(如,等熵面分析困难,等熵面上的流函数计算误差导致等熵分析中没有好的地转风关系等),从 20 世纪 40 年代后期,业务上就一直沿用 p 坐标。随着计算条件的改进,业务上可以考虑补充分析低层的等熵面图。从一层等熵面上的比湿分布可以较准确地确定三维的水汽输送区域,从位势高度分布可以确定垂直运动方向,并且等熵面上在斜压区分辨率高的特征可以更容易识别锋区和急流区等。这些特征对短期或短临天气预报都有重要指示意义。

用常定等熵位涡值作为动力对流层顶高度可以用在中高纬度,而热带地区潜热释放是主要能源,不适用常定等熵位涡分析。与斜压二层模式的准地转垂直运动分析相比,对流层顶等熵位涡所分析出的对流层中层垂直运动与其是一致的。对流层顶位涡分析只要使用一层图,即使考虑低层的位温异常,也只需要二层资料即可。因此,补充分析对流层顶常

值等熵位涡图,则可以识别对低层天气尺度系统有影响的异常区,该特征对短期天气预报有重要意义。此外,由于对流层顶位涡分析的正位涡异常值与水汽图像上暗区相对应,因此可利用这个特性评估和改进数值预报模式。最后要说明的是,与准地转分析冬季比较好用一样,由于夏季对流活动旺盛,潜热释放增加,对流层顶位涡分析同样不太适用于夏季。对流层顶等熵位涡分析可以用于诊断对流层中层的垂直速度场,但它并不能说明对流层顶位涡为什么会异常,这些可能还是要用不稳定能量理论才能给予解释。

参考文献

- 郭艳君,丁一汇. 2014. 1958—2005 年中国高空大气比湿变化. 大气科学,38(1):1-12.
- 黄彬,钱传海,聂高臻,等. 2011. 干侵入在黄河气旋爆发性发展中的作用. 气象,37(12):1534-1543.
- 柳崇健,刘英,徐辉. 2007. 嫡流与大气系统的演变. 大气科学,31(6):1251-1256.
- 刘英,王东海,张中锋,等. 2012. 东北冷涡的结构及其演变特征的一个例综合分析. 气象学报,70(3):354-370.
- 帕特里克·桑特里特,克里斯托·G·乔治夫. 2008. 卫星水汽图像和位势涡度场在天气分析预报中的应用. 北京:科学出版社,6.
- 寿绍文. 2010. 位涡理论及其应用. 气象,36(3):9-18.
- 陶祖钰,郑永光. 2012a. 位温,等熵位涡与锋和对流层顶的分析方法. 气象,38(1):17-27.
- 陶祖钰,周小刚,郑永光. 2012b. 从涡度,位涡,到平流层干侵入——位涡问题的缘起、应用及其歧途. 气象,38(1):28-40.
- 陶祖钰,周小刚,郑永光. 2012c. 天气预报的理论基础——准地转理论概要及其业务应用. 气象科技进展,2(3):6-16.
- 王培,沈新勇,高守亨. 2012. 一次东北冷涡过程的数值模拟与降水分析. 大气科学,36(1):130-144.
- 王秀明,周小刚,陶祖钰,等. 2013. 斜压二层模式框架下的准地转理论及其应用. 物理学报,62(2):029201-7.
- 许健民,方宗义. 2008. 《卫星水汽图像和位势涡度场在天气分析和预报中的应用》导读. 气象,34(5):3-8.
- 张玉玲. 1999. 中尺度大气动力学引论. 北京:气象出版社,313.
- 赵其庚. 1990. 一次东亚寒潮过程的等熵位涡分析. 应用气象学报,1(4):392-398.
- 周小刚,柳士俊,王秀明,等. 2011a. 基于准地转垂直运动方程对 Q 矢量的进一步探讨. 地球物理学报,54(10):2495-2502.
- 周小刚,柳士俊,王秀明,等. 2011b. 对气象常用坐标系中位涡形式的探讨. 物理学报,60(5):059201-7.
- 周小刚,王秀明,陶祖钰. 2010. 准地转运动理论及其在天气分析和预报中的应用. 中国气象局气象干部培训学院,108.
- 周小刚,王秀明,陶祖钰. 2013. 准地转理论基本问题回顾与讨论. 气象,39(4):401-409.
- Bleck R. 1973. Numerical forecasting experiments based on the conservation of potential vorticity on isentropic surfaces. J Appl

- Meteor, 12(5):737-752.
- Browning K A. 1986. Conceptual models of precipitation systems. *Wea Forecasting*, 1(1):23-41.
- Browning K A. 1997. The dry intrusion perspective of extra-tropical cyclone development. *Meteor Appl*, 4(4):317-324.
- Carlson T N. 1980. Airflow through midlatitude cyclones and the comma cloud pattern. *Mon Wea Rev*, 108(10):1498-1509.
- Carr F H, Millard J P. 1985. A composite study of comma clouds and their association with severe weather over the Great Plains. *Mon Wea Rev*, 113(3):370-387.
- Danielsen E F. 1959. The laminar structure of the atmosphere and its relation to the concept of a tropopause. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie A*, 11(3):293-332.
- Danielsen E F. 1968. Stratospheric-tropospheric exchange based on radioactivity, ozone and potential vorticity. *J Atmos Sci*, 25(3):502-518.
- Danielsen E F, Hipskind R S, Gaines S, et al. 1987. Three-dimensional analysis of potential vorticity associated with tropopause folds and observed variations of ozone and carbon monoxide. *J Geophysical Research: Atmospheres (1984-2012)*, 92(D2):2103-2111.
- Fehlmann R, Davies H C. 1999. Role of salient potential-vorticity elements in an event of frontal-wave cyclogenesis. *Quar J Roy Meteor Soc*, 125(557):1801-1824.
- Georgiev C G. 1999. Quantitative relationship between Meteosat WV data and positive potential vorticity anomalies: A case study over the Mediterranean. *Meteor Appl*, 6(2):97-109.
- Georgiev C G, Martín F. 2001. Use of potential vorticity fields, Meteosat water vapour imagery and pseudo water vapour images for evaluating numerical model behaviour. *Meteor Appl*, 8(01):57-69.
- Hess S L. 1959. Introduction to theoretical meteorology. New York; Holt, Rinehart and Winston, 30-34.
- Hoerling M P, Schaack T K, Lenzen A J. 1991. Global objective tropopause analysis. *Mon Wea Rev*, 119(8):1816-1831.
- Hoinka K P. 1998. Statistics of the global tropopause pressure. *Mon Wea Rev*, 126(12):3303-3325.
- Holton J R. 2012. An Introduction to Dynamic Meteorology. San Diego: Academic Press, 164.
- Hoskins B, Berrisford P. 1988. A potential vorticity perspective of the storm of 15-16 October 1987. *Weather*, 43(3):122-129.
- Hoskins B J, McIntyre M E, Robertson A W. 1985. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quarterly J R Meteor Soc*, 111(470):877-946.
- Huo Z, Zhang D L, Gyakum J R. 1999. Interaction of potential vorticity anomalies in extratropical cyclogenesis. Part I: Static piecewise inversion. *Mon Wea Rev*, 127(11):2546-2562.
- Moore J T. 1992. The Effect of Diabatic Heating/Cooling on Vertical Motions in the Severe Storm Environment. In *Preprints-Eleventh Conference on Weather Forecasting and Analysis*, Kansas City, WMO, Amer Meteor Soc, 211-216.
- Morgan M C, Nielsen-Gammon J W. 1998. Using tropopause maps to diagnose midlatitude weather systems. *Mon Wea Rev*, 126(10):2555-2579.
- Namias J. 1939. The use of isentropic analysis in short-term forecasting. *J Aero Sci*, 5:295-298.
- Reed R J. 1955. A study of a characteristic type of upper level frontogenesis. *J Meteor*, 12(3):226-237.
- Reiter E R. 1975. Stratospheric-tropospheric exchange processes. *Rev Geop*, 13(4):459-474.
- Rossby C G, Keily D P. 1937. Isentropic analysis. *Bull Amer Meteor Soc*, 18:201-209.
- Scherhag R. 1948. *Neue Methoden der Wetteranalyse und Wetterprognose*. Berlin: Springer, 300.
- Shapiro M A. 1980. Turbulent mixing within tropopause folds as a mechanism for the exchange of chemical constituents between the stratosphere and troposphere. *J Atmos Sci*, 37(5):994-1004.
- Staley D O. 1960. Evaluation of potential-vorticity changes near the tropopause and the related vertical motions, vertical advection of vorticity, and transfer of radioactive debris from stratosphere to troposphere. *J Meteor* 17(6):591-620.
- Swarbrick S J. 2001. Applying the relationship between potential vorticity fields and water vapour imagery to adjust initial conditions in NWP. *Meteor Appl*, 8(02):221-228.
- Uccellini L W. 1976. Operational diagnostic applications of isentropic analysis. *Natl Wea Dig*, 1:4-12.
- Wilson L J. 1985. *Isentropic analysis-Operational applications and interpretation*, 3rd ed., Edited by: Percy, J Ottawa, ON, Canada: Atmos Envir Service, 35.
- WMO. 1957. A three dimensional science; Second session of the commission for aerology. *WMO Bulletin*, 4(4):134-138.
- WMO. 1986. *Atmospheric ozone 1985: Global ozone research and monitoring report*. Report 16, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, 392.
- Young M V. 1997. Extratropical cyclones—a forecaster's perspective. *Meteor Appl*, 4(4):293-300.