

准地转 Q 矢量诊断场与暴雨关系的分析

杨小艳

曹希孝

(陕西省气象台, 西安 710015) (中国气象学会, 北京 100081)

提 要

应用准地转 Q 矢量理论, 分析了一次连续暴雨过程, 共计算了 13 个时次的 Q 矢量及其散度、涡度、地转锋生函数等诊断场, 得出了一些有益的结果, 发现造成秋末冬初连阴雨中暴雨的内在机制, 是冷暖空气相向运动, 作顺时针旋转, 螺旋式抬升的结果。提出了在实际预报业务中, 应用 Q 矢量场作暴雨落区预报的着眼点。

关键词: Q 矢量 诊断 暴雨

引 言

大多数的诊断分析方法都是应用准地转理论, 揭示盛夏强对流运动发生、发展的机制。一般来说用这种诊断进行天气分析研究比较有意义, 但在业务应用中就不太理想, 原因是受资料的时空限制。造成强对流天气的时空尺度都属于中小尺度, 不容易捕捉, 即使诊断出来, 也往往雨过天晴。我们这里所用的 Q 矢量是由 Hoskins^[1] 等人 (1978 年) 发展的一种数学形式, 它表示作用在位温梯度上的地转速度水平形变的大小, 是用来诊断大尺度垂直运动, 它适用于整个对流层, 尤其是斜压性较大的对流层中低层, 它与非地转风有奇妙的成正比关系。而且, 用 Q 矢量表示的锋生函数在温带天气系统中可以给出有系统发生、发展的信息, 故有很好的预报意义。

下面我们用引进的 Barnes^[2] (1987) 三层诊断模式, 从常规探空资料, 用 850—300hPa 各层的高度、温度、湿度资料, 选用 78 个站点 (30—45°N, 90—120°E), 计算了 1994 年 11 月 09 日—15 日 13 个时次的有关 Q 矢量诊断场, 发现秋末冬初造成连阴雨中暴雨的冷暖空气团, 由开始相向运动, 然后作顺时针旋

转, 冷空气对暖空气作螺旋式抬升在近似同一纬度上稳定, 形成强大的垂直方向双圈环流。暴雨区在最大上升区左侧, 说明上升运动垂直方向向上是西倾的, 而盛夏强对流一般是受高空西风气流引导, 暴雨出现在最大上升中心或右侧^[3]。

1 气候背景及降水概况

陕西地处青藏高原东北侧, 是北方多暴雨地区之一。从它的季节特征分析, 暴雨主要发生在盛夏 7—8 月份, 占全年暴雨的 61%, 由 1958—1985 年历史资料分析, 最早出现暴雨是 3 月 27 日 (宁强 1959), 最迟 11 月 9 日 (1984)。而 1994 年 11 月 12—15 日, 陕南连续出现两天区域性暴雨, 降水性质由开始的雷阵雨, 转为稳定性降水, 到第三天的漫天大雪, 无论从其强度, 还是性质、时间上都是值得进行深入研究的。

这次降水过程, 陕西南部最早开始在 12 日 20 时前后, 陕北、关中约迟 12 小时, 其中 12、13 日夜间陕南中西部出现两次雷阵雨, 雨强为 3 小时最大降水在 20—25mm, 造成两天暴雨日都伴有强雷阵雨, 12 日汉中地区有 5 站出现暴雨, 西乡最大为 74.5mm, 13 日

汉中地区又有5站出现暴雨,南郑最大为71.6mm。整个雨带为北东北—西西南向,连阴雨持续3天多,过程降水量>100mm有9站,都在汉中地区。从14日20时起,全省降水陆续转为雪或雨夹雪。我们以这次过程的Q矢量诊断研究为基础,找出秋末冬初连阴雨中暴雨的特点及成因,从而提出一些在实际预报业务中具有指导意义的Q矢量诊断分析特征。

2 环流背景

500hPa大形势稳定,中高纬为两槽一脊型,整个槽脊位置与盛夏暴雨环流形势位正好相反,乌拉尔山为一深厚低槽,巴尔喀什湖、高原中部分别有短波槽,孟加拉湾为一宽广的南支槽,乌拉尔山槽底部分裂冷空气形成一个短波槽,与南支槽之间连续形成阶梯状,使高层不断有短波槽东移,带来一股股新鲜冷空气,而南支槽稳定少动提供了大范围降水的水汽条件。地面东路冷空气高压中心稳定在45—52°N,110—115°E之间。河套从11—15日持续吹东风。13日20时冷空气开始影响我省。按正常季节和形势分析,很容易造成暴雨预报失败,那么造成连续两天区域性暴雨的潜在机制究竟是什么?就此我们计算了连续5天的Q矢量诊断场。

3 Q矢量原理及物理意义

3.1 准地转ω方程与Q矢量的关系

$$\nabla_h^2(\sigma\omega) + f^2 \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2} = -2\nabla \cdot \mathbf{Q} \quad (1)$$

式中, $\mathbf{Q} = (Q_1, Q_2) = (\frac{\partial v_E}{\partial x} \cdot \nabla \theta, -\frac{\partial v_E}{\partial y} \cdot \nabla \theta)$; Q_1, Q_2 分别为Q在x和y方向分量。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。由式(1)得: $\omega \propto \nabla \cdot \mathbf{Q}$

3.2 Q矢量与非地转运动的关系

$$f^2 \frac{\partial}{\partial p} (\frac{\partial v_{xy}}{\partial x} - \frac{\partial v_{yx}}{\partial y}) = 2(\frac{\partial Q_2}{\partial x} - \frac{\partial Q_1}{\partial y}) \quad (2)$$

$$\nabla_h \cdot \frac{\partial v_{xy}}{\partial p} = \frac{1}{f^2} \nabla \cdot \mathbf{Q} \quad (3)$$

式(2)、(3)分别表示非地转风涡度的垂直梯度与Q矢量旋度成正比;非地转风垂直切变的散度与Q矢量散度成正比。

3.3 近地面层非地转风与Q矢量的关系

$$\mathbf{V}_L = \mathbf{V}_{aL} + \mathbf{V}_{eL} \quad (4)$$

近地面地转风很小,实际风 \mathbf{V}_L 近似等于非地转风 \mathbf{V}_{eL} 。所以在对流层下层,可以用Q矢量近似表示非地转运动。

3.4 Q矢量与准地转锋生函数关系

$$\frac{d_x}{dt} |\nabla T|^2 = 2\mathbf{Q} \cdot \nabla T \quad (5)$$

式(5)表明Q矢量指向暖空气,锋生;反之,锋消。

4 Q矢量分析应用

4.1 温度平流

从850hPa温度平流图追溯冷暖空气路径,各自的强度变化,得知在这次过程开始之前2—3天的9日08时河套东侧有一强暖空气向西扩展,随后河套西北部有一强冷空气侵入,图1是冷暖平流中心强度动态图,冷平流中心值11日08时为 $10^\circ\text{C} \cdot \text{h}^{-1}$,在向东移动过程中强度加强,12日08时中心达 $24^\circ\text{C} \cdot \text{h}^{-1}$,位于河套西北侧,然后东南下进入河套,再由河套东侧南下,14日08时中心到达我省东南部,以后4个小时中心位置不

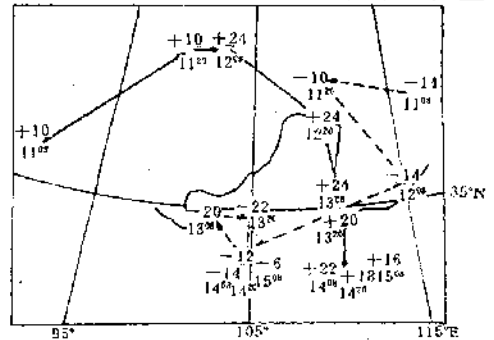


图1 1994年11月11—15日800hPa冷(实线)暖(虚线)平流中心强度动态图

变,强度逐渐减弱。暖平流中心11日20时西移到河套北侧,之后东南下,然后转向西南,主体滞留在高原东侧到川西北,中心强度从11日20时 $-10\text{C}\cdot\text{h}^{-1}$ 到13日20时达 $-22\text{C}\cdot\text{h}^{-1}$,以后两天稳定少动,强度很快减弱。由此不难看出,冷暖空气11日20时前是相向运动,13日20时前两气团分别作顺时针旋转运动,在 35°N 偏南停止,冷暖气团势均力敌,形成对峙持续3天多,随着暖气团被旋转抬升,能量释放,15日08时中心很快减弱到 $-6\text{C}\cdot\text{h}^{-1}$,而冷中心仍为 $16\text{C}\cdot\text{h}^{-1}$ 。从连续演变,很容易看出从河套东侧移来是暖空气,河套西北侧侵入的是冷空气,它们相向运动,作顺时针旋转,双方靠近到一定程度,达到一定平衡状态时就给所在区域造成强的降水,随着能量释放,暖空气强度减弱,平衡状态破坏,大降水结束。如图2是13日20时800hPa温度平流图,中心值分别为 $-10\text{C}\cdot\text{h}^{-1}$ 、 $20\text{C}\cdot\text{h}^{-1}$ 。

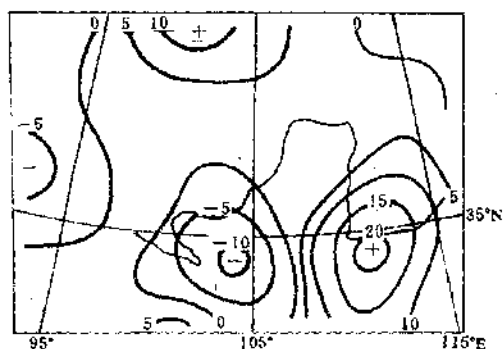


图2 1994年11月13日20时800hPa温度平流图

4.2 Q 矢量涡度与厚度

从600hPa Q 矢量涡度图与厚度的连续演变不难看出,在河西有一正涡度中心自西向东、向南移动,强度增强,同时由东向西伸进一暖中心。这告诉我们高原东北侧有低值系统发展,正向我省侵入,对应500hPa分析图,高原上有一个个短波槽快速向东南移,但

分析图很难确定短波槽东移后加深还是减弱,而此涡度图能帮助我们判断这类低值系统下高原后的不连续增强或减弱,具有很好的预报参考价值。

4.3 850—700hPa 静力稳定度

不稳定中心由11日08时的 $2.0\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$,至13日20时增大到 $7.0\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$,表明这个地区的不稳定能量由于东路暖湿空气的侵入而迅速增大,在12日08时图上,河套西北出现 $-3.0\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$ 的逆温区,这与冷平流侵入对应,此逆温区没有直接东南下,而是绕过河套从华北南下,到13日20时前,河套南部一直维持 $7.0\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$ 的不稳定区(图略),连续分析同样得出东路暖空气与西北路冷空气作顺时针旋转,最后形成不稳定能量分布为东低西高,最大梯度能量锋位于陕西南部到渭北,这与强降雨带走向一致。

4.4 Q 矢量地转锋生函数(GFF)

此函数只能告诉我们正值为锋生,负值为锋消,不能表明是冷锋锋生,还是暖锋锋生。11日08时河套东部有+12的锋生中心,结合温度平流分析,可确定此锋为暖锋锋生(这在实时天气图分析中,是判别不出的),图3是12日08时800hPa GFF图,中心值达+36的暖锋锋生,而河套西北侧又出现+28的锋生中心,由温度平流分析知此锋生为冷锋锋生,两个锋生中心继续相向增强,到12

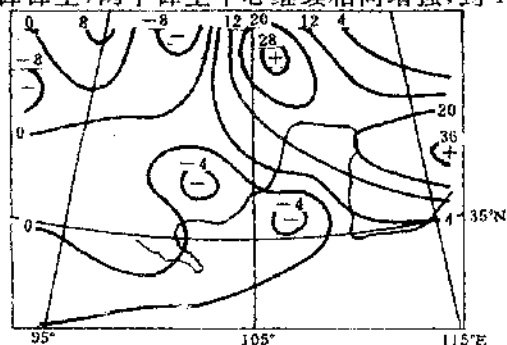


图3 1994年11月12日08时800hPa GFF图

日 20 时由于冷气团压倒暖气团,在河套东部产生强大的冷锋锋生中心,中心值达+48,这就是地转锋生造成的暖空气被抬升,冷空气下沉的热力直接垂直运动,它是因地转风的伸展变形产生的,并且确实改变了温度梯度的量值,也就是下面要分析的 Q 矢量垂直等温线由冷空气指向暖空气造成的,它告诉我们造成陕西南部 12 日夜间强雷阵雨的内在机制即:前期不稳定能量堆积,强大的冷锋螺旋式抬升,促使不稳定能量释放。由于它属天气尺度系统,故导致大范围的降水,抬升强度最大的旋转中心附近出现区域性暴雨。以后几天虽然锋生减弱,但冷锋一直维持,直到 14 日 20 时,锋生函数才为 0 或负值。

4.5 Q 矢量和厚度图

Keyser 等^[4]指出: Q 矢量垂直等温线可造成垂直运动的锋生倾向,这是由地转风的伸展变形产生的,是它改变了位温梯度的量值, Q 矢量散度平行等温线,表明垂直运动是由热成风切变通过涡度平流造成的,它形成等温线方向环流,此环流使位温梯度旋转但不能改变其值的大小。通过连续计算 800hPa $Q/8-7$ 厚度,600hPa $Q/7-5$ 厚度,我们可以看出 12 日 20 时,8-7、7-5 等厚度线,陕西省由南向北伸展一暖脊, Q 矢量分别从脊的两侧由冷指向暖,在陕西省形成一个明显的南北向辐合线,这与马鹤年研究的 Ω 系统^[5]中,来自东西两侧的低能下沉气流一致,造成暴雨区明显的辐合和强烈的湿斜压不稳定。 Q 矢量理论表明,在近地面层 Q 矢量近似代表非地转风,而造成不稳定辐合上升运动正是低层非地转风,无论从 Q 矢量散度的方向还是其量值的大小分布,都表明陕西省有一强的南北向辐合带,这与强降水分布一致,真正的非地转运动特征在常规天气图分析和其它诊断图上,是不容易发现的。这条辐合线一直持续到 15 日 08 时,辐合强度最大出现

在 12 日 20 时和 13 日 20 时(如图 4),这与连阴雨中两次强对流过程一致,在辐合线西部有一对应的辐散线。另外还说明一点,600hPa Q 矢量绝对值相对低层小,表明中高层非地转运动较低层小,400hPa $Q/5-3$ 厚图与 800hPa 相反,在河套有一南北向辐散带。

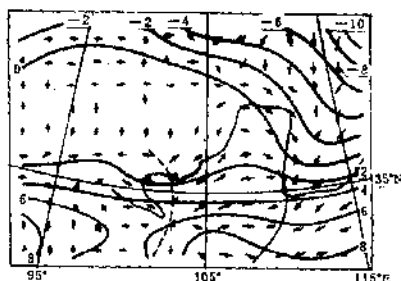


图 4 1994 年 11 月 13 日 20 时 800hPa Q 矢量 (800-700 平均温度) 分布

4.6 Q 矢量散度

800hPa Q 矢量散度图上,11 日 08 时河套东部有一辐合中心(-3),11 日 20 时在河套西北侧有一更强的辐合中心露头。12 日 20 时,两个辐合中心合并,位于河套中部,最大值达-12。在北纬 35°N 附近形成 3 个中心。其中两个辐合中心分别位于东西两侧,一个辐散中心位于中间,其值分别为-7,+10,

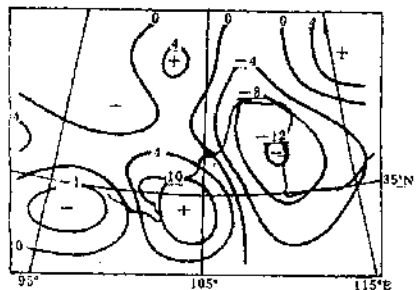


图 5 1994 年 11 月 12 日 20 时 800hPa Q 矢量散度分布

—12。如图5所示,很容易描绘出水平和垂直方向的热力环流特征,暴雨发生在 Q 矢量散度零线以东辐合区内,即: Q 矢量散度辐合梯度最大的环流外围,而不在辐合中心最大区内,这说明秋冬上升运动有一个向西倾斜的趋势,从垂直方向看,600hPa Q 矢量散度其绝对值最小,而400hPa Q 矢量散度与800hPa Q 矢量散度相反,有两个正辐散区,一个负的辐合区,上下层位置完全对应,但400hPa Q 矢量散度绝对值比800hPa小得多,这说明高层最大辐散区在400hPa以上,无辐散层约在600—500hPa。

5 结论

综合上述分析,发现 Q 矢量理论中几个非常有用的特性,这对造成强对流天气的不稳定斜压大气有很好的适用性。 Q 矢量与非地转风的对应关系帮助我们了解揭示非地转运动造成的大尺度不稳定能量释放的本质和造成暴雨的内在机制,这是其他准地转诊断理论所不及的。用 Q 矢量计算的锋生函数具有预见性,为预报员提供了产生强降水天气过程的大尺度系统发生发展信息,尤其在中

纬度近地面层,它能近似代表非地转风,这一点在实际预报工作中非常实用。上述实例分析还表明一点,秋冬东路冷空气造成的连阴雨期间的暴雨是由东西、暖冷两股空气相向运动,然后作顺时针旋转,冷空气旋转楔入,暖空气螺旋抬升,使强大的斜压不稳定能量释放,暴雨区位于800hPa Q 矢量散度辐合中心到零线的外围最大梯度处。与盛夏暴雨落区一般位于辐合中心附近有所区别。以上分析结果有待进一步探讨。

参考文献

- 1 Hoskins, B. J., I. Draghici and H. C. Davies, A new look at the ω -equation. Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 1978.
- 2 Barnes, S. L., Analysis of quasi-geostrophic forcing during the AIMCS project. 1987, Vol. 1; discussion. NOAA Tech. Memo. ERLESG-27, 31PP [Available from the author].
- 3 朱乾根等. 天气学原理和方法. 北京:气象出版社, 1981.
- 4 Keyser, D., M. J. Reeder and R. J. Reed, A generalization of Petterssen's Frontogenesis and its relation to the forcing of vertical motion. Mon. Wea. Rev., 1988, 116, 762—780.
- 5 马鹤年. 次天气尺度 Ω 系统和暴雨落区. 暴雨文集, 1978.

An Analysis of the Relationship Between Quasi-Geostrophic Q -vector and Heavy Rain

Yang Xiaoyan

(Meteorological Observatory of Shanxi Province, Xian 710015)

Cao Xixiao

(Chinese Meteorological Society, Beijing 100081)

Abstract

Based on quasi-geostrophic Q -vector theory, a case of continuous heavy rain has been analyzed. Q -vector, vorticity and divergence of Q , geostrophic frontogenesis function have been computed in 13 times of the heavy rain case. Results show that the internal mechanics of the heavy rain is a contrary movement of warm and cold air mass with clockwise and spiral lift movement. Further more, the forecast method of heavy rain area with Q -vector field in operational forecast practice is indicated.

Key Words: Q -vector heavy rain forecast