

青藏高原与落基山背风气旋的 对比分析(二)

——诊断分析

盛 华 陶诗言

(中国科学院大气物理研究所)

提 要

本文对第一部分所选的东亚和北美的背风气旋个例继续进行诊断分析。利用 Q 矢量诊断了两者的锋生函数和垂直运动,同时对两者进行了涡度收支、热量和水汽收支的计算,对比分析了两者物理量的分布特征。结果表明:北美的锋生与落基山地形影响有关,在落基山东侧,对流活跃;而东亚的锋生与海洋上感热和水汽蒸发有关,气旋入海后,对流作用加强。

一、引 论

在北半球中纬度有几个地区经常生成气旋,最显著的是阿尔卑斯山南部和落基山东侧,其次在北美和亚洲东海岸以及斯堪的纳维亚半岛。各地的背风气旋生成特征和原因是不相同的。落基山的背风气旋可以用经典理论解释,地面气旋生成与对流层上部气流的流散场有关,背风气旋发生在由高空辐散引起的低空涡旋伸长与背风面向下运动的气流引起的伸长相重叠的地方和时候,这恰恰就是高空槽的东部与山脉背风面相交的地方。阿尔卑斯山的背风气旋主要与冷空气从中欧向南流有关系,它主要是由山脉对低层冷空气的阻挡造成的。阿尔卑斯山从结构上构成了一个半圆形的障碍物,向北方和西方突出,这山区阻挡冷空气南流。但是,冷空气通过西面河谷地带绕过它向南流动,因而厚度场被歪曲,同时在阿尔卑斯山的背风面形成一个地面气旋中心。Manabe (1974)^[1] 在进行大气环流数值试验时,指出青藏高原背风气旋绝大部分生成在东海岸,在那里不存在下坡运动,不能用气柱到下坡处垂直伸长来说明它的成因,要用其它的机制才能说明这种气旋的生成。

本文对第一部分所选的东亚和北美背风气旋个例继续进行诊断分析。利用 Q 矢量诊断了两者的锋生函数和垂直运动,同时对两者进行了涡度、热量和水汽收支的计算,比较分析两者物理量分布特征的差异,探索各自发生、发展的物理机制。

1986年5月19日收到,10月21日收到修改稿。

二、垂直运动

1. 运动学方法计算的 ω

计算垂直运动速度的方法最常用的有两种：一是用 ω 方程计算，其优点能分清楚各物理过程的相对重要性；另一种方法就是订正的运动学方法，其优点是不作任何假定。我们先用订正的运动学方法计算了垂直速度，下边界层考虑了地形和摩擦作用，顶层 50 hPa ω 取为零。

EA 初生时，上升运动主要发生在江淮流域(图略)，范围比较小，虽然此时地面气旋强度较弱，500 hPa 上的上升运动最强值达 $-6.1 \times 10^{-3} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ 。当地面气旋移到东海时，上升运动区与气旋系统配合得很好，最强值为 $-9.1 \times 10^{-3} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ ，它位于地面气旋的东面，是三个时次中最强的。地面气旋成熟时，上升运动区扩大，不仅气旋东北象限有上升运动中心，而且在冷暖锋上各对应一个中心。

NA 初生时，上升运动范围较大，几乎覆盖了落基山东面的美国大部分地区，在 100°W 以东成南北分布。气旋移到美国中部，在气旋中心和冷锋上分别对应着一个上升运动中心。地面气旋成熟时，地面冷锋移到美国东部，成南北走向，美国东海岸都为上升运动，最强值为 $-7.1 \times 10^{-3} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ ，它是三个时次中最强的。

2. Q 矢量分析

由于准地转 ω 方程右端两项有部分是互相抵消的，尤其在活跃的锋区附近，用涡度平流和温度平流来诊断 ω 已失去了它的优越性，Hoskins^[2] 提出用 Q 矢量来诊断 ω 。对描述系统的发展，尤其对水平非地转运动的垂直结构和锋面环流， Q 矢量能提供更多的信息。本文采用地转 Q 矢量，下面简单列出 Q 矢量、 ω 、锋生函数三者的关系式：

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

$$Q = \left(-h \frac{\partial V_g}{\partial x} \cdot \nabla \theta; -h \frac{\partial V_g}{\partial y} \cdot \nabla \theta \right) \quad (2)$$

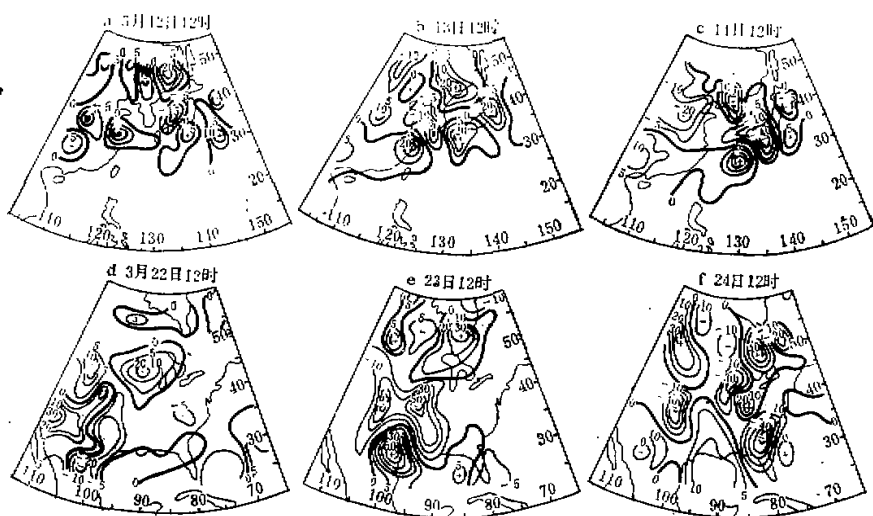
V_g 是地转风矢， θ 是位温， σ 是静力稳定度，计算中 σ 只取为气压的函数。

$$h = \frac{R}{P} \left(\frac{P}{P_0} \right)^{\kappa} \quad \kappa = \frac{R}{C_p} \quad \sigma = -h \frac{\partial \theta}{\partial P} \\ \left(\frac{\partial}{\partial t} + V_g \cdot \nabla \right) |\nabla \theta|^2 = \partial Q \cdot \nabla \theta \quad (3)$$

$Q \cdot \nabla \theta$ 可量度锋生函数；由 (1) 式可知，当 $\nabla \cdot Q < 0$ 时， $\omega < 0$ ； $\nabla \cdot Q > 0$ 时， $\omega > 0$ 。

A) 锋生函数 ($Q \cdot \nabla \theta$)

EA 气旋初生时，暖锋锋生要比冷锋锋生强一倍多(图 1a)，暖锋锋生在长江口附近，而冷锋锋生在湖南、江西省境内。这与实际情况非常吻合，天气实践表明，江淮气旋初生时，暖平流明显。当 EA 移入东海，暖锋锋生在日本东部，而冷锋锋生在长江口，此时两者强度相当。14 日 12 时，在日本东南洋面上冷锋锋生特别强，最大值为

图1 锋生函数 ($Q, \nabla\theta$)上三幅为 EA, 下三幅为 NA, 单位: $10^{-16} K^2 \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$

$$37 \times 10^{-16} K^2 \cdot m^{-2} \cdot s^{-1},$$

这是因为气旋移到海洋上,感热和水汽蒸发加强了冷锋锋生。

NA 气旋初生时,冷暖锋生都比较强,在落基山东侧,从科罗拉多到新墨西哥为冷锋锋生,最大值为 $31 \times 10^{-16} K^2 \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$ 。Carlson^[3] (1961) 曾讨论过落基山的背风锋生,落基山背风坡暖脊增强,伴随着对流层锋生。23日12时,最强的冷锋锋生仍在落基山东侧。位置南移到俄克拉何马-德克萨斯州附近,强度为 $61 \times 10^{-16} K^2 \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$,此时暖锋锋生几乎消失,与实况一致。24日12时,落基山东侧仍保留锋生,强度减弱很多,美国东南海岸为锋消。

从以上分析可知,北美的锋生与落基山的地形影响密切相关,在落基山背风坡大规模下沉运动,暖温度脊增强,伴随着对流层锋生。而东亚的锋生与海洋上感热和水汽蒸发有关,气旋移到洋面上,感热和水汽蒸发促进了深对流的发展,使得锋生加强。

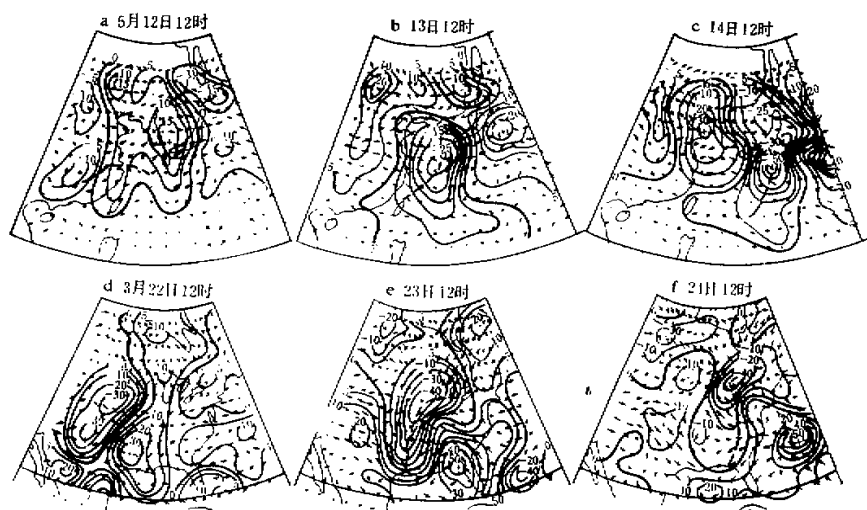
B) Q 矢量与 ω

Q 矢量可以由风的水平和垂直切变计算出来,它表示垂直平面上的环流,下面我们写出 x - P 平面上的方程:

$$-\sigma \frac{\partial \omega}{\partial x} + f \frac{\partial u_g}{\partial P} = \partial h Q \cdot i \quad (4)$$

u_g 是 x 方向的非地转风, Q 在低层指示着非地转运动,它指向上升运动区^[2]。

在 EA 初生时(图2a),整个区域 Q 矢量都比较小,在气旋附近我国江西省境内有些辐合,对应的上升运动比较弱。气旋移到东海, Q 辐合加强,上升运动加强,另外从锋面与 Q 矢量的配合看出, Q 矢量从冷区指向暖区,未来锋面加强。当气旋成熟时,最强的 Q 辐合区在日本南部洋面上,强度为 $-16 \times 10^{-16} s^{-2} \cdot hPa^{-1}$,最强的上升运动在冷锋锋面

图2 700hPa Q 矢量与 ω

上三幅为 EA, 下三幅为 NA, Q 的单位: $10^{-11} \text{m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$; ω 单位: $10^{-4} \text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$

上, 最强的 ω 为 $-5.3 \times 10^{-3} \text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$.

NA 初生时(图 2d), 在落基山东侧, 科罗拉多-新墨西哥一带, Q 辐合较大, 最强值为 $-11 \times 10^{-11} \text{m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$, 它对应着上升运动; 在 100°W 附近 Q 矢量较大, 这表明低层非地转风也较大。当地面气旋移到美国中部, Q 矢量的辐合区也移到 95° 附近, 上升运动区不仅与气旋对应很好, 而且与锋面对应也很好, 最强的 ω 为 $-4.4 \times 10^{-3} \text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$ 。气旋成熟时, Q 矢量从暖区指向冷区, 表明锋消的特征, 此时 Q 矢量的辐合区以及上升运动主要集中在大湖附近。

三、涡度收支

准拉格朗日坐标系中的涡度收支方程可以写成如下的形式^[4]:

$$\frac{\partial \zeta_a}{\partial t} = -J(\phi, \zeta_a) + \nabla x \cdot \nabla \zeta_a + C \cdot \nabla \zeta_a - \omega \frac{\partial \zeta}{\partial p} + \zeta_a \nabla^2 x - K \nabla \omega x \frac{\partial V}{\partial p} \quad (5)$$

(OB) (HA) (DA) (SA) (VA) (EC) (TT)

$$DC = OB - (HA + DA + SA + VA + EC + TT)$$

OB 为绝对涡度的分别变化, 它是由跟随地面气旋系统计算出来的; HA 、 DA 、 SA 分别为无辐散风、辐散风系统移动对绝对涡度的平流; VA 是涡度的垂直平流; EC 是辐散项, 即涡度制造项; TT 为扭转项; DC 为视涡度源或汇, 可理解为次网格尺度与网格尺度天气系统间的相互作用项。我们利用 FGGE 的资料, 对 EA 和 NA 个例计算各时次的涡度收支, 在地面气旋中心附近 $7.5^\circ \times 7.5^\circ$ 经纬度范围进行了区域平均。下面只讨论 EA 与 NA 涡度收支中差异较大的三项, 即绝对涡度的个别变化、无辐散风平流和视涡度源。

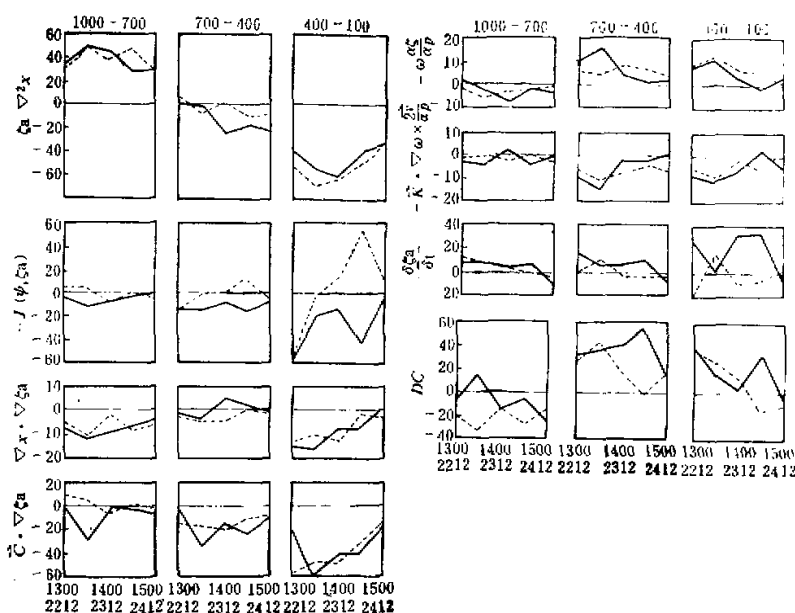


图3 涡度收支

——EA, --- NA, 单位: $10^{-13}/s$

无辐散风的涡度平流,两者差别较大。对于NA,低层初期有正的涡度平流,后期为负,中上层与此相反,后期有较大正的无辐散风平流;而EA各层始终是负的涡度平流。由气旋结构分析知道,NA的高空前后有两个槽轴,正涡度平流对地面气旋发展贡献较大;而EA,槽轴接近垂直,上下层同时增加涡度,无辐散风把系统涡度向外输送。

涡度的个别变化,两者低层变化趋势一致,涡度随时间增加,两者的差异主要在中上层,NA中上层涡度减小得较早,由涡度剖面知道,北美地形槽在 $100^{\circ}W$ 附近,当系统移过 $100^{\circ}W$,高空槽减弱;EA的中上层涡度变化与下层一致,涡度不断增加。DC的曲线表明,低层是视涡度汇,而中上层为视涡度源。在上层,NA前期获得多,而EA后期获得多,这说明NA在落基山东侧对流活动较厉害,而EA移到海上,对流活动加强。

表1列出气旋成熟期各层涡度收支。涡度的个别变化,NA 850 hPa是正的,300、500 hPa都是负的;而EA各层都是正的。对于EA,无辐散风把涡度向外输送,而NA是给系统输入涡度。由于EA的无辐散层较低,所以它的辐散项涡度只在850 hPa是正的,而NA的辐散项涡度在500、850 hPa两层都是正的。

从以上分析可知,对于EA,辐散风、无辐散风和系统移动平流都是负的,说明EA气旋系统基本上是自身发展的系统,由于地面气旋移到海洋上,感热和水汽蒸发,促进了深对流发展,后期使得次网格尺度涡度向网格尺度涡度转换,同时增加凝结释放潜热,产生正的反馈作用。对于NA,气旋发展过程中,无辐散风平流贡献较大,在落基山东侧,由于地形影响,对流活动较强。

表 1 EA、NA 涡度收支(单位: $10^{-11}/s^2$)

层次 (hPa)	$\frac{\partial \zeta_a}{\partial t}$	$-J(\psi, \zeta_a)$	$\nabla \kappa \cdot \nabla \zeta_a$	$c \cdot \nabla \zeta_a$	$-\omega \frac{\partial \zeta}{\partial p}$	$\zeta_a \nabla^2 \chi$	$-K \cdot \nabla \omega \chi \frac{\partial V}{\partial p}$	DC
300	-24.0 (64.5)	69.7 (-5.1)	-56.0 (-16.5)	-129.9 (-93.3)	13.9 (-18.7)	-173.9 (-99.2)	-8.9 (-4.9)	261.1 (302.1)
500	-6.3 (30.6)	5.5 (-55.3)	-17.3 (3.9)	-69.0 (-84.7)	32.6 (6.3)	47.5 (-66.5)	-28.5 (-4.2)	21.9 (23.1)
850	25.0 (26.4)	-18.4 (-10.3)	-9.4 (-15.9)	-17.0 (-2.9)	-23.8 (-12.0)	129.8 (43.0)	0.8 (-9.5)	-36.9 (33.6)

注: 括号内的是 EA 的值, EA (5 月 14 日 12 时), NA (3 月 23 日 12 时)。

四、热量和水汽收支

1. 公式和计算方法

由大尺度观测资料计算视热源和水汽汇的公式如下^[3]:

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla T + \omega \left(\frac{\partial T}{\partial p} - \frac{RT}{C_p T} \right) = \frac{1}{c_p} \frac{dQ}{dt} = Q_1 \quad (6)$$

$$-\frac{L}{c_p} \left(\frac{\partial q}{\partial t} + \nabla \cdot q \mathbf{V} + \frac{\partial q \omega}{\partial p} \right) = \frac{1}{C_p} \frac{dH}{dt} = Q_2 \quad (7)$$

$$Q_1 = Q_R + \frac{L}{C_p} (c - e) - \frac{\partial}{\partial p} (T' \omega')$$

$$Q_2 = \frac{L}{C_p} (c - e) + \frac{L}{C_p} \frac{\partial}{\partial p} (\omega' q')$$

Q_R 是辐射加热率, 在有凝结时可以忽略; c 、 e 分别是凝结率和蒸发率。通过对大尺度 Q_1 和 Q_2 的诊断, 可以了解积云对环境大气的加热作用, 如果某一地区加热主要由凝结过程造成的, 则 Q_1 与 Q_2 的垂直积分应相似, 并且与实际降水相近。反之, 如果地面感热和蒸发等其它作用较强, 垂直积分的热源和水汽水平分布有显著差异。其次, 比较 Q_1 和 Q_2 的垂直分布可以发现是否有涡旋垂直输送过程。如果加热主要由锋面(或连续性)降水造成的, 则 Q_1 与 Q_2 的廓线非常相似; 如果潜热释放与对流活动有密切关系, 则 Q_1 与 Q_2 廓线差别较大, 这说明涡旋输送很重要, 此时 Q_1 与 Q_2 剖面的峰值不在同一高度上。

我们在计算 Q_1 与 Q_2 的水平分布时, 采用欧拉坐标系, 计算地面气旋系统的 Q_1 与 Q_2 垂直分布时, 采用准拉格朗日坐标系, 并对地面气旋中心附近 $7.5^\circ \times 7.5^\circ$ 经纬度范围进行区域平均, 同时, 计算了稳定降水和对流降水。

2. Q_1 、 Q_2 、 R 的水平分布

把 EA 的 Q_1 、 Q_2 、 R (降水量) 分布(图略)对照分析, 气旋初生时, 三者大体上是一致的, Q_1 、 Q_2 的加热中心在长江口附近, 降水中心与之对应, 最大加热区位于地面气旋的东北象限。次日(5 月 13 日 12 时), Q_1 、 Q_2 加热区随气旋移到东海上, 冷锋上也出现了一个加热中心, 此时, Q_1 、 Q_2 加热达到最大, Q_1 大于 Q_2 , 降水量增加到 88 mm/d。气旋成熟时, Q_1 与 Q_2 的分布有些不一致, 暖锋上的加热大于冷锋, 降水量达到最大 (120 mm/d),

日本一些测站的实际降水量与诊断值基本一致(如 15 日 00 时, 47678 测站降水量为 59 mm/12h)。降水量三个时次不断增加, 但 Q_1 、 Q_2 的最大值出现在 13 日, 这说明气旋入海后, 海洋上感热和水汽蒸发作用十分显著, 另外, 从 Q_2 、 R 的变化可以看出, 气旋移到海洋上, 对流降水加强。

NA 气旋初生时, Q_1 加热中心在科罗拉多州, 它对应着 Q_2 及降水中心, 但在落基山东侧, 俄克拉何马附近 Q_1 也有一个较强的加热区, Q_2 在那里是蒸发区, 最大降水中心也发生在那里, 其值为 66 mm/d, 次日(23 日), 地面气旋移到美国中部, 但在俄克拉何马地区 Q_1 仍有个强加热中心, 它处于冷锋后; 但 Q_2 的凝结区偏南, 在德克萨斯州附近, 降水量成南北带状分布。NA 在前两个时次, Q_1 、 Q_2 、 R 三者对应关系不一致。24 日 12 时, 在美国东海岸和大湖地区三者分布一致, Q_1 在美国西南部仍然有加热中心, 但在那里没有降水对应。虽然地面气旋是不断加强的, 但诊断出的降水量不断减小, NA 的最大降水发生在俄克拉何马地区, 另一方面, 在美国西南部, 三个时次都有 Q_1 的加热中心, 说明落基山东侧, 小尺度的对流旺盛, 影响着降水和加热分布。

以上分析表明, EA 的 Q_1 、 Q_2 、 R 三者分布比较一致, 这说明加热主要是凝结释放潜热的作用, 当气旋移到海洋上, 海洋上感热和水汽蒸发作用较大, 对流降水逐步加大。NA 的前两个时次, Q_1 、 Q_2 、 R 三者分布不一致, 说明 Q_1 的加热过程中, 涡旋的垂直输送项比较大, 地形影响明显。而第三个时次, 三者对应较好, 说明对流活动在前两个时次较强, 而第三个时次大气相对稳定。在美国西南部俄克拉何马地区, Q_1 一直保持一个加热中心, 这与对流活动有关。

3. Q_1 、 Q_2 的垂直分布

我们先考察 Q_1 的垂直廓线(图 4)。对于 EA(图 4a), 近地面层是加热的, 1000 hPa 的加热率为 $5^{\circ}-10^{\circ}\text{C/d}$, 这是海洋上感热输送的结果。在气旋初期, 最大加热在 500 hPa 附近, 自 13 日 12 时以后, 除低层有加热外, 在 150—200 hPa 也有一个加热峰值, 说明气

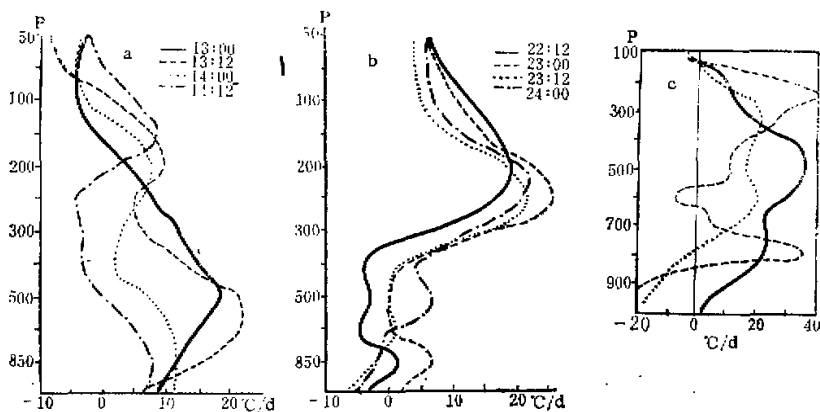
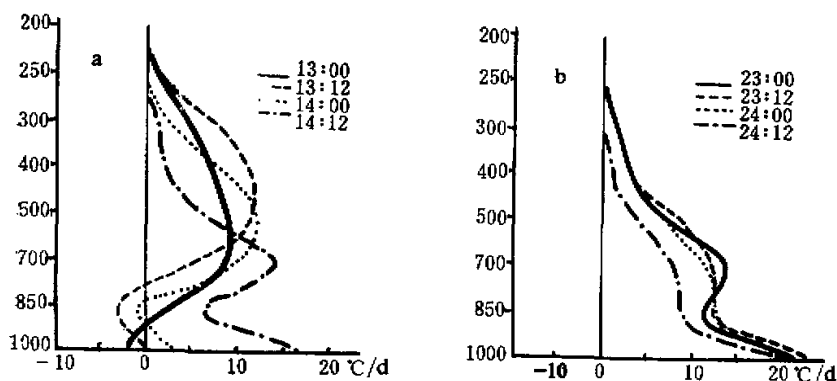


图 4 视热(Q_1)的垂直廓线

a: EA; b: NA; c: 实线——Johnson, 虚线——Lewis, 点线——Ninamiya, 取自文献[6]。

图 5 Q_2 的垂直廓线

a: EA b: NA

旋初生时,以稳定降水为主,当气旋移入海后,感热和水汽蒸发促进深对流发展。对于 NA (图 4b), 1000 hPa 层, Q_1 是冷却的, 四个时次 Q_1 的廓线基本上是相同的, 最大加热在 250 hPa 附近, NA 的 Q_1 分布比较接近 Lewis 等 (1975)^[6] 的廓线 (图 4c), Lewis 等研究的是强风暴个例, 低层的冷却是蒸发造成的, 而 250 hPa 附近的加热是强对流输送造成的。

图 5 是 Q_2 的垂直廓线, EA 初期, Q_2 的加热率最大在 500 hPa 附近, 它与 Q_1 (图 4a) 在同一高度, 说明稳定降水所释放的潜热贡献是主要的。当气旋移到海上, Q_1 与 Q_2 的峰值不在同一高度上, 说明海洋上对流活动加强。对于 NA, 前二个时次, Q_1 与 Q_2 的廓线相差很大, Q_2 的峰值在 700 hPa, 而 Q_1 的峰值在 250 hPa, 说明气旋在落基山东侧对流强烈, 涡旋的垂直输送较大, 至于 1000 hPa 上 Q_2 的正值, 可能是干冷空气灌入气旋中心的结果。

五、结 论

通过对北美 (NA) 和东亚 (EA) 背风气旋个例的诊断分析, 我们可以得到如下几点结论:

(1) EA 初生时, 暖锋锋生强于冷锋锋生, 但两者强度较弱, EA 移入海洋后, 由于海洋上感热和水汽蒸发作用, 促进了冷锋锋生。NA 初生时, 冷锋锋生十分显著, 最强的锋生在落基山东侧, 这是背风锋生作用造成的。

(2) 涡度收支分析表明, 对于 EA, 辐散风、无辐散风和系统移动平流都是负的, 说明 EA 是自身发展的系统。当 EA 移到海洋上, 对流加强, 次网格尺度涡度向天气尺度涡度转换。对于 NA, 无辐散风涡度平流贡献较大, 在落基山东侧, 由于地形影响, 对流旺盛, 次网格尺度涡度向天气尺度涡度转换较大。

(3) NA 的 Q_1 、 Q_2 和 R 三者水平分布不一致, NA 的 Q_1 垂直廓线与 Lewis 的相似,

Q_1 与 Q_2 的垂直廓线峰值不在同一高度上, 说明 NA 的对流活动强烈, 垂直涡旋输送较大。在 EA 发展前期, Q_1 、 Q_2 、 R 三者水平分布大体一致, Q_1 与 Q_2 的垂直廓线同样也比较一致, 说明 EA 前期加热主要是稳定降水造成的; EA 后期, Q_1 与 Q_2 的水平分布以及垂直廓线都表明, 由于海洋上感热和水汽蒸发, 对流活动加强。

参 考 文 献

- [1] Manabe, S. and Terpstra, 1974, The effect of mountain on the general circulation of atmosphere as identified by numerical experiment. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 31, 3—42.
- [2] Hoskins, B. J. 1980, The diagnosis of middle latitude synoptic development, *Q. J. R. Met. Soc.*, Vol. 106, 707—719.
- [3] Toby, N. Carlson, 1961, Lee-side frontogenesis in the Rocky Mountain, *Mon. Wea. Rev.*, 161—172.
- [4] Mimego and L. f. Bosart, 1982, The transformation of tropical storm Agnes into an extratropical cyclon, part 2 moisture, vorticity and kinetic energy budgets, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 110, 412—433.
- [5] 丁一汇, 1984, 现代天气学诊断, 大气物理所.
- [6] Ying-Hwa Kuo and Richard. A. Anthe, 1984, Mesoscale budget of heat and moisture in a convection system over the central unite states, *Mon. Wea Rev.*, Vol. 112, 1482—1497.