

夏季东北亚阻塞形势维持时的 天气尺度波^{*}

陆日宇

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

摘要 利用 NCEP/NCAR 逐日资料, 分析了一次夏季东北亚阻塞形势维持期间 (1991年6月27日至7月16日) 高频波活动强弱的分布和传播的特征, 发现在阻塞高压上游的巴伦支海上空有明显异常的高频波活跃区, 从该活跃区和位于东北大西洋的常年活跃区, 高频波不断东传, 传到东北亚时, 变弱消亡。据此, 作者推测高频波的能量传给了阻塞形势, 使阻塞形势得以维持。利用 $\bar{E}_v$ 矢量分析的高频波能量传播也表明了这一点。此外, 利用 $\bar{E}_v$ 和 $\bar{E}_h$ 矢量讨论了高频波对纬向平均流和经向平均流的反馈强迫作用。结果表明, 高频波的强迫作用使得时间平均纬向流在急流分支处呈减弱的趋势。高频波对时间平均的经向流反馈强迫作用更加明显, 这种强迫使得急流在阻塞高压的上游产生分支, 而在下游产生南北分支气流的汇合。最后, 分析了高频波和低频波对热量的南北输送, 表明在阻塞期间高频波在东亚地区对流层顶附近产生非常清楚的向北热量输送 (冷空气向南输送或暖空气向北输送), 而低频波 (可用来表示阻塞流型) 的向北热量输送作用表现在对流层中下层, 相对来说讲不明显。

关键词: 阻塞高压; 经向强迫; 热量南北输送

1 引言

众多的研究结果将天气尺度波和持续性环流异常相互联系起来。叶笃正等^[1]在分析了许许多多个例的基础上, 讨论了天气尺度波对北半球冬季阻塞形势的影响。自 Green^[2]的工作以来, 大量的研究表明天气尺度波的强迫作用对阻塞高压的维持起着十分重要的作用, 其中有个例分析方面的研究^[3~5], 也有利用简单模式进行的研究^[6~9], 还有利用复杂模式 (大气环流模式) 的研究。例如, 一些模拟研究^[10,11]表明模式分辨率对模拟阻塞高压具有重要影响, 具有较高分辨率的模式能够较好地模拟出阻塞高压, 而较低分辨率的模式却不能, 据此推测较高分辨率的模式能够更好地模拟出天气尺度波及其对阻塞高压的强迫作用, 从而说明了天气尺度波强迫作用对阻塞高压维持的重要性。

由于夏季东北亚阻塞高压 (或称之为鄂霍次克高压) 对我国江淮地区梅雨的影响, 它一直受到我国气象学家们的关注。近来, 毕慕莹和丁一汇^[12]以及吴国雄等^[13]根据观测资料分析了天气尺度波对夏季东北亚阻塞高压的强迫作用, 指出瞬变涡动的位涡输送在东北亚阻塞的维持中起着十分重要的作用。

1999-12-16 收到, 2000-05-08 收到修改稿

^{*} 国家自然科学基金资助项目 49605065 以及中国科学院重点项目 ZK952-S1-404 共同资助

以往的这些研究均表明,无论在大气中,还是在数值模式中,天气尺度波的强迫作用对低频波或阻塞高压的维持起着重要作用。

另外,还有一些研究将高频波和低频波作为相互密切联系、相互施加作用的一对共同体^[14,15]。这些研究指出低频波调制高频波,而反过来高频波又起着维持低频波的作用。这样,低频波和高频波之间存在着相互作用,而不是单向施加影响和作用。但是,由于这种相互作用是非线性的,致使弄清它成为一项非常困难的工作。

如果能够比较清楚地认识低频波和高频波之间可能存在的上述关系,并且知道低频波除了高频波这个影响因素之外其他的一些因素,那么我们根据这些因素,首先可以大致推断低频波的形态,进而推断在这种低频波形态下高频波的强迫作用是正反馈还是负反馈,也就可以知道这种低频波形态是否能够得以维持。已有的一些研究表明,除了高频波的强迫,还有其他一些因素可以影响阻塞高压。最近,陆日宇和黄荣辉^[16]指出,热带西太平洋的热力异常通过东亚/太平洋型遥相关可以影响到夏季东北亚阻高的发生和维持。关于冬季的情况,Ferranti等^[17]指出赤道西太平洋海温异常能够明显地改变北半球中高纬阻塞高压发生和维持的频率。

以往的研究多只对阻塞高压本身,强调对阻高动量、涡度、位涡等的输送。实际上阻塞高压并不是一个孤立的系统,与它密切相连的还有其南侧低压、分支急流等。以往的研究往往只注意阻高而忽略其他成分。阻高及其南侧低压、分支急流等合在一起可以统称为阻塞形势。事实上,“阻塞形势”这一提法很早就已广泛使用了,只是由于近来发现阻高的维持与瞬变扰动的强迫关系密切这一事实,开始强调阻塞高压本身。目前,天气尺度波对阻高的强迫已有了很多的研究,但天气尺度波对阻塞形势的其他组成成分,如分支急流,特别是经向的分支急流,所产生的强迫作用却鲜有研究。

此外,天气尺度波的行为在不同的季节表现十分不同,在冬季,天气尺度波最明显的特点是在北太平洋和北大西洋上空各存在一风暴轴;在夏季,风暴轴表现得不如冬季那么强,与阻塞形势的位置配置也与冬季不同,天气尺度波的行为远未认识得象冬季那样清楚。而我国雨季为夏季,天气灾害以及旱涝等气候灾害往往发生在夏季,因而研究夏季低频波、高频波以及它们之间的相互作用关系对我国来说更具有实际意义。

本文将采用资料诊断的方法分析夏季东北亚阻塞形势维持时天气尺度波的行为特征,以及天气尺度波对阻塞平均流(包括纬向气流和经向气流)的强迫作用。

2 资料处理和个例选取

采用 NCEP/NCAR 再分析数据中等压面上逐日 12 时位势高度、水平速度(u, v)和温度资料。从 1 000 hPa 到 100 hPa 共计有 12 层等压面,它们是 1 000、925、850、700、600、500、400、300、250、200、150、100 hPa。考虑到本文所关注的问题没有明显的日变化,我们没有采用利用几个时次平均得到的日平均资料,而只是用了 12 时的资料。

本文着重分析低频扰动和高频扰动之间的关系,我们认为低频扰动与阻塞活动相联系。在第 3 节中,我们可以看到,低频扰动的变化能够很好地描述阻塞活动,至少对本文所选取的 1991 年夏发生的一次东北亚阻塞过程来说是这样的。事实上,阻塞高压的

定义中均含有要求阻塞高压维持时间不得少于数天, 且形势相对稳定这两个条件。本文中, 低频扰动取为周期大于 10 天的扰动, 高频扰动取为周期在 2.5~6 天的扰动, 后一频段正好属于天气现象的范畴, 我们将它等同于天气尺度波。

首先, 将逐日资料减去多年平均的每日气候场, 这里的多年平均为 1980 年到 1996 年的 17 年平均。这样, 剩下的扰动中就没有了季节循环分量。然后, 利用滤波器^[18]滤出低频扰动(周期为 10 天以上)和高频扰动(周期为 2.5~6 天)。

在本研究中, 选取 1991 年夏季的一次阻塞过程作为个例进行分析。1991 年夏季在江淮地区发生了特大洪涝灾害, 从 5 月中旬到 7 月中旬, 曾发生 3 次较集中的降水过程, 即 5 月 19~26 日、6 月 2~20 日、6 月 29 日~7 月 13 日, 其中在第三次较集中的降水过程期间, 6 月 30 日~7 月 2 日以及 7 月 7~9 日各发生一次特大暴雨过程。此外, 6、7 月份我国东北地区降水量也明显偏多。1991 年夏季的洪涝, 尤其是第三次较集中的降水过程, 被认为与东北亚阻塞高压有关^[19]。事实上, 6 月 27 日在东北亚上空出现阻塞高压, 6 月 30 日在中太平洋上空出现另一个阻塞高压, 7 月 5 日, 两个高压汇合在一起, 到了 7 月 6 日, 形成范围极大的偶极型阻塞形势, 阻塞形势占据的地方包括了东北亚地区和太平洋地区, 阻塞高压的分流点在 (90°E, 50°N) 附近, 而合流点远在下流的 (90°W, 50°N) 附近。这种阻塞形势稳定少动, 直到 7 月 12 日, 才又变成在东北亚上空的 Ω 型阻塞形势, 7 月 16 日开始, 阻塞高压中心逐渐向西移, 于 7 月 19 日基本消亡。图 1 给出了这次东北亚阻塞期间(6 月 27 日~7 月 16 日)平均的 500 hPa 位势高度场。从图 2 的低频波变化过程中也可以看到上述的一些现象。

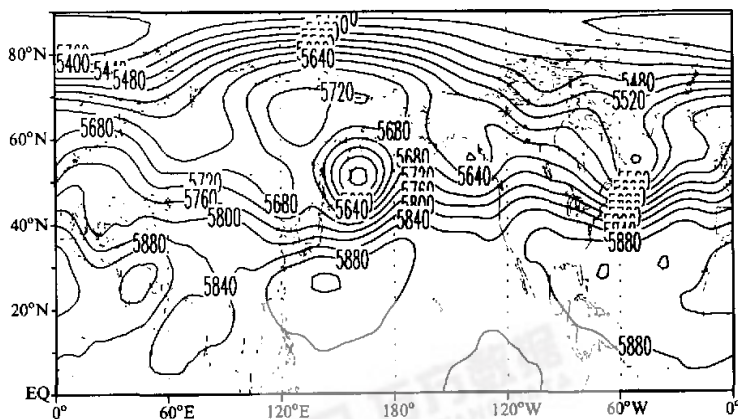


图 1 1991 年夏季 6 月 27 日~7 月 16 日东北亚阻塞期间平均的 500 hPa 位势高度

之所以选取这个阻塞高压个例, 是因为它强度大、范围大、形势相对稳定, 因而高频波和低频波, 即天气尺度波和阻塞高压之间的关系会比较清楚、简单。此外, 选取这次阻塞高压个例的原因还在于它与江淮地区特大洪涝之间可能存在的关系, 因而, 本文的研究结果亦有可能为以后有关中高纬环流系统对梅雨影响的研究提供一些可供参考的内容。

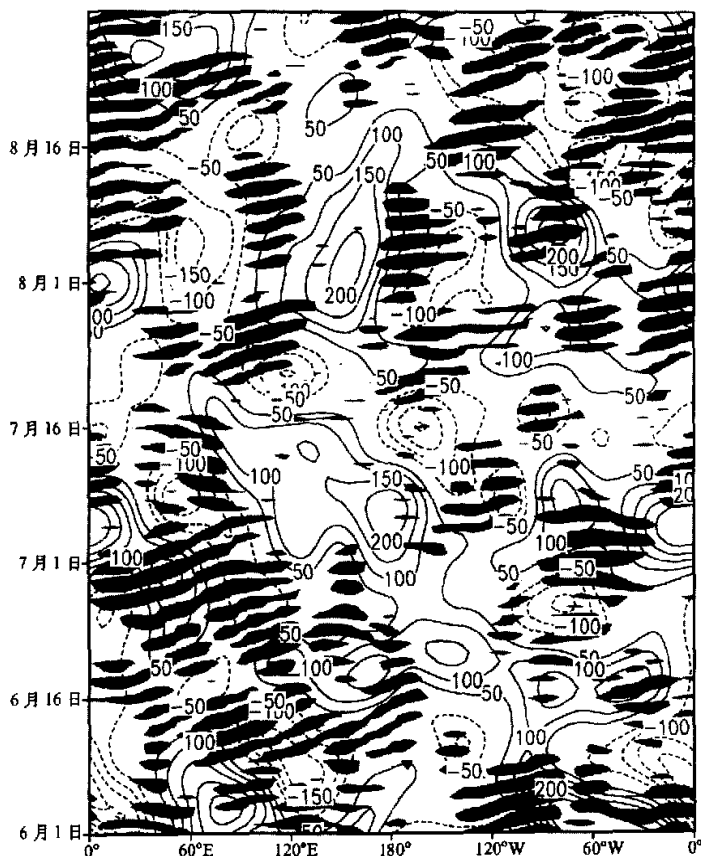


图2 1991年夏季500 hPa等压面上沿阻塞高压中心所在纬度(65°N)的低频波和高频波演变情况
等值线表示低频波的演变情况,略去零线;阴影表示高频波的演变情况,表示高频波分量
大于20位势米或小于-20位势米

由于1991年夏季江淮地区的特大洪涝,对本文所选取的阻塞个例已经有了一些研究。陶祖钰和胡爱学^[20]认为1991夏季东北亚阻塞形势的维持期间为7月1日至15日。王亚飞和宋永加^[21]则把这次阻塞过程分成三个阶段,认为6月23日~7月2日为阻高发展期,7月3日~12日为旺盛期,7月13日~22日为衰亡期。可以看到,本文将阻塞期间定为6月27日至7月16日,虽与这些研究有一些差别,但大体来说是相当一致的。在下面的研究中,将与这些研究结果做一些比较。

3 阻塞形势存在时天气尺度波的特征

在冬季,两大洋的西海岸上空为西风急流出现的位置,而在其下游,即两大洋上空

为风暴轴出现的地区。在风暴轴的下游, 即两大洋的东部, 为阻塞高压多发的地区。因而, 在冬季, 急流、风暴轴和阻塞高压都比较显著, 且它们之间的相互作用比较强烈, 关系也比较明显。

在夏季, 上述几个系统相对来讲强度比较弱, 结构也不大明显, 在这种情况下, 它们之间的关系和相互作用有可能与冬季的情景不尽相同。例如, 在夏季, 整个北半球阻塞高压发生最多的地区是在东北亚, 而其上游就不存在风暴轴。同时, 由于夏季的天气和气候对我国有特殊意义, 有必要对夏季的情景进行研究。首先看一下 1991 年夏季低频波和高频波在中高纬地区沿阻高中心所处纬圈的时间演变情况 (图 2)。该图表明, 在东北亚上空, 低频波在 6 月底开始呈现较强的正值位相, 一直持续到 7 月 17 日左右, 且在纬向上占据了相当大的范围, 这些特征与在上一节中描述过的阻塞高压演变特征符合。此外, 在 7 月 25 日左右, 低频波又开始了另一个正值位相, 并逐渐向东移, 于 8 月下旬移出东北亚地区。从低频波的这种变化中, 也能看到 1991 年夏季阻塞形势在东北亚地区得以长时间的维持。

1991 年夏季, 西风带上高频波首先表现为在欧洲上空强的特征, 这一特征在图 4 中表现得更为明显。此外, 在东北亚上空, 为高频波的弱区, 这与该地区持续存在阻塞形势有关。如果察看东北亚阻塞形势上游的高频波变化, 可以看到高频波东传到东北亚时强度明显变弱, 这点与以往的研究结果是一致的。

单单从某一年份夏季的情况, 难以把握高频波行为的气候特点, 且难以认识到该年份的异常特征。为此, 在讨论 1991 年夏阻塞个例之前, 先给出 1980 年到 1996 年 17 个夏季平均的 500 hPa 位势高度中高频波分量的每日方差分布图, 即先求每个夏季高频波分量的方差, 再取 17 年平均 (图 3)。大体上, 夏季的风暴轴情况与冬季类似, 均在北大西洋和北太平洋上空各存在一风暴轴, 而且北大西洋风暴轴较北太平洋风暴轴略微强一些。冬夏风暴轴的差别主要表现在夏季风暴轴强度较弱、纬度偏北。另外, 夏季的情况还有一点与冬季明显不同, 那就是夏季北半球阻高发生最多的地区 (东北亚地区) 的西面, 高频波并没有任何活跃的迹象。图中在东北亚地区未标出数值的等值线为 20 m 等值线。此外, 东北亚上空也是高频波活动相对较弱的区域。

下面, 具体看一下本文所选取的 1991 年夏季阻塞个例期间 (6 月 27 日至 7 月 16 日) 高频波的强度 (以高频波分量在阻塞期间的方差来表示) 分布 (图 4)。与图 3 的

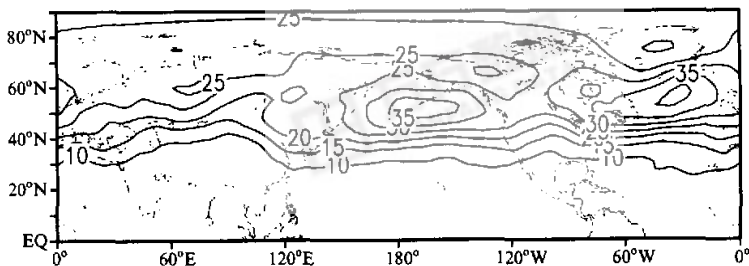


图3 高频波分量方差的多年平均
等值线间距为 5 m, 没有画数值为 5 的等值线

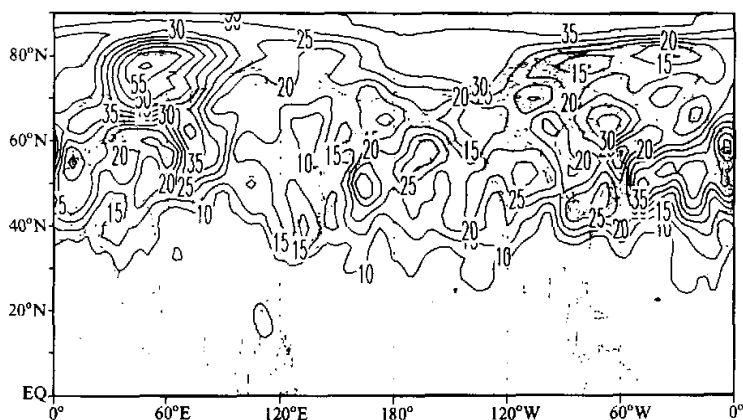


图4 1991年夏季6月27日~7月16日东北亚阻塞期间500 hPa位势高度高频波分量的方差等值线间隔为5 m, 没有画数值为5的等值线

多年平均状况一样, 在北大西洋和北太平洋各有一高值中心。尽管在阻塞期间高频波强度分布较多年平均显得零乱, 但还是可以发现它与多年平均的差别主要表现在巴伦支海上空为一非常明显的高频波活跃区, 高频波分量的位势高度方差最高值可达60 m, 高出多年平均值一倍以上。与阻塞期间平均的位势高度场(图1)进行比较, 可以发现该高频波活跃区还有沿着阻塞高压上游的槽向东南方向伸展的趋势。另外一个与多年平均的差别体现在东北亚上空为高频波活动的弱区, 尽管在多年平均的情况下, 东北亚上空就是高频波活动的弱区, 但是该阻塞期间, 高频波活动更弱, 方差值竟小于10 m。

图2和图4表明, 巴伦支海和北欧上空活跃的高频波不断东传, 传到接近东北亚时, 其强度迅速减弱。这一切说明在欧亚大陆上空可能存在较强的高频波和低频波的相互作用。为了说明天气尺度波和阻塞形势之间的相互关系和作用, 我们计算了局地 Eliassen-Palm 通量, Trenberth^[22]推导出可描述瞬变波对时间平均流强迫作用的局地 Eliassen-Palm 通量。因下面要数次引用该文的有关内容, 这里先对此进行简要的说明。

在 f 平面上,

$$D\bar{u} - f\bar{v}^* = \nabla \cdot \bar{E}_u,$$

$$D\bar{v} + f\bar{u}^* = \nabla \cdot \bar{E}_v,$$

这里,

$$D = \bar{u} \frac{\partial}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial}{\partial y},$$

$$\nabla = \left[\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y}, \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} \rho_0 \right],$$

$$\bar{E}_u = \left[\frac{1}{2} (\overline{v'^2} - \overline{u'^2}), -\overline{u'v'}, f \frac{\overline{y'\Phi'_z}}{S} \right],$$

$$\bar{E}_v = \left[-\overline{u'v'}, -\frac{1}{2} (\overline{v'^2} - \overline{u'^2}), -f \frac{\overline{x'\Phi'_z}}{S} \right].$$

u^*, v^* 表示剩余环流, $(\overline{\quad})$ 表示时间平均, $(\quad)'$ 表示瞬变波。通过与 Hoskins 等^[23]和 Plumb^[24]有关内容的比较, Trenberth^[22]认为 $\bar{E}_u$ 和 $\bar{E}_v$ 可以描述瞬变波对时间平均流的强迫作用, 而且 $\bar{E}_u$ 还可以用来描述瞬变波的作用通量, 瞬变波的群速度 c_g 和时间平均流 V 之差与 $\bar{E}_u$ 矢量平行。下面就利用 $\bar{E}_u$ 讨论一下高频波的传播情况。有关高频波对时间平均流的强迫作用, 将在下一节中进行分析。

$\bar{E}_u$ 和 $\bar{E}_v$ 矢量中的最后一个分量是与温度输送有关的量。在夏季 500 hPa 上, 特别是在欧亚大陆上空, 瞬变波活动不强, 因而温度输送量的垂直变化较小 (参见图 8)。于是, 在下面的分析中, 只计算 $\bar{E}_u$ 和 $\bar{E}_v$ 矢量的前两个分量。计算时, $(\overline{\quad})$ 取为阻塞维持期间 (1991 年 6 月 27 日至 7 月 16 日) 的平均, $(\quad)'$ 取为高频波分量。

图 5 给出了由 500 hPa 速度场高频分量计算的 $\bar{E}_u$ 矢量, 为便于说明, 同时还画出了阻塞期间平均的位势高度场。首先, 在阻塞高压上游, 从巴伦支海和北大西洋东部分别有高频波向南和向东北的 $\bar{E}_u$ 矢量分布, 它们在北欧汇合后, 又形成向北和向南的分岔。在阻塞高压中心附近, $\bar{E}_u$ 矢量很小, 而在阻塞高压的下游 (或更为准确地讲, 在阻高急流的汇合处), $\bar{E}_u$ 矢量分别从北面和南面指向急流汇合点。

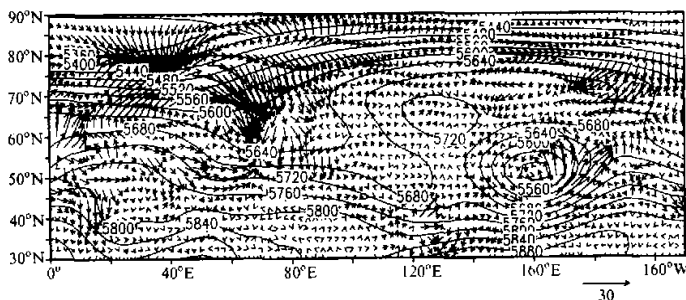


图 5 阻塞维持期间平均的 500 hPa $\bar{E}_u$ 矢量以及位势高度场 (等值线)

在前面已经提到, 瞬变波的群速度, 即波能量的传播速度 c_g , 和时间平均流 V 之差与 $\bar{E}_u$ 矢量平行。也就是说, 在利用 $\bar{E}_u$ 矢量讨论波能量的传播时, 还要考虑到时间平均流 V 的作用。结合 $\bar{E}_u$ 矢量和时间平均流 V (可从图 5 阻塞期间平均的位势高度场的分布中大致判断其方向和大小), 可以大致判断出高频波能量的传播情况。首先, 在阻高上游, 高频波在由巴伦支海和北大西洋东部汇合到北欧的同时向东传, 在急流分支点附近分支, 分别沿着南北分支急流向东传。从 $\bar{E}_u$ 矢量在阻高上游明显强大、在阻塞区域明显变弱这一现象可以推测高频波将其能量传给了阻塞形势。沿南北分支急流东传的高频波能量在急流汇合处形成强烈的汇合。

$\bar{E}_u$ 矢量的分析结果与图 2 和图 4 符合。图 4 表明在巴伦支海和北大西洋东部(在本初子午线附近)分别有一异常强大的高频波活动区。正是从这两个地区汇合的高频波能量源源不断地向东传到阻塞区域,这一点在阻塞形势的发展阶段(7月6日以前)表现得非常明显(图 2)。

有趣的是,与多年平均高频波方差(图 3)相比,1991 年 6 月 27 日至 7 月 17 日东北亚阻高期间在巴伦支海和北大西洋东部存在十分强的高频波活动。至于为什么会出现这种现象,则是一个有待研究的问题。

4 天气尺度波对阻塞期间平均流的强迫作用

阻塞高压建立以后,在局地有一高压中心,其南侧往往存在切断低压或低压槽,而且在它们的上下游,分别有西风急流的分流和汇合。因而,阻塞高压可以改变相当大范围内的环流,它不仅以高压及其南侧的低压影响天气和气候,而且还通过西风急流的南北分支气流影响更为广大区域的天气和气候。目前,一般认为东北亚阻塞形势对我国江淮梅雨的影响主要是通过其南侧的分支急流,为江淮梅雨提供冷气来源。因而,认识东北亚阻塞期间时间平均流能够维持的原因不仅可以弄清阻塞形势本身的物理机制,还可以进一步认识中高纬系统对我国江淮梅雨的影响。

在上一节中已经提过, Trenberth^[22]的 $\bar{E}_u$ 和 $\bar{E}_v$ 矢量的散度可以分别表示瞬变波对时间平均的纬向流(u)和经向流(v)的强迫作用。与其他的 EP 通量形式进行比较, Trenberth^[22]的 $\bar{E}_u$ 和 $\bar{E}_v$ 矢量形式比较简单,也更为直截了当和便于理解,它可以直接描述瞬变波对环流的强迫作用。由于它可以描述瞬变波对时间平均经向流(v)的强迫作用,因而可以用来分析瞬变波对急流在经向方向上的分流和汇合的强迫作用。在本节中,将分析 $\bar{E}_u$ 和 $\bar{E}_v$ 矢量的散度。同样,略去垂直分量(即第三个分量),并利用高频波分量去计算。仍然取阻塞期间(1991 年 6 月 27 日到 7 月 16 日)平均。

图 6 为 $\bar{E}_u$ 的水平散度分布。大致地,在阻塞高压上游的急流分支处有较强的高频波对时间平均流的强迫作用。在分支点附近,有一较强的 $\bar{E}_u$ 辐合,其中心数值可达 $-6 \times 10^{-5} \text{ m s}^{-2}$ 以下。另外,在分支点的北部,大致沿着北支急流,有一明显的 $\bar{E}_u$ 辐散,其中心数值亦可达 $6 \times 10^{-5} \text{ m s}^{-2}$ 以上。除了这两个地区,在其他地方, $\bar{E}_u$ 矢量的散度均呈正负相间的分布,数值大多不大。尽管 $\bar{E}_u$ 的散度所表示的高频波对时间平均纬向流的强迫作用显得有些零乱,但在急流分支处以及沿北支急流的强迫作用还算比较明显,其强迫作用有助于阻塞形势的形成和维持。

陶祖钰和胡爱学^[20]也利用 200 hPa E 矢量¹⁾分析了这次阻塞高压的维持机制。他们将这次东北亚阻高的维持期间定为 7 月 1 日至 15 日,指出在维持期间在阻塞地区(东西伯利亚地区)有大片的 E 矢量辐合区。本文的结果与他们的略有区别, $\bar{E}_u$ 矢量的辐合区主要出现在分支点附近,而不是在阻塞高压的中心地区。

阻塞期间不仅有纬向气流的明显改变,经向气流也有明显的改变,因而曾经有人只

1) 他们采用的 E 矢量 $(=[(\overline{v'^2} - \overline{u'^2}) - \overline{u'v'}])$ 与 Hoskins 等^[23]相同,与本文采用的 $\bar{E}_u$ 矢量 $(=[\frac{1}{2}(\overline{v'^2} - \overline{u'^2}) - \overline{u'v'}])$ 略有差别。两种矢量之间的比较请参见文献[22]。

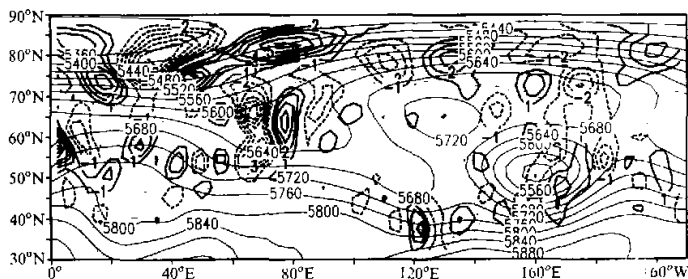


图 6 500 hPa $\bar{E}_u$ 矢量的水平散度分布 (单位: $1 \times 10^{-5} \text{ ms}^{-2}$)

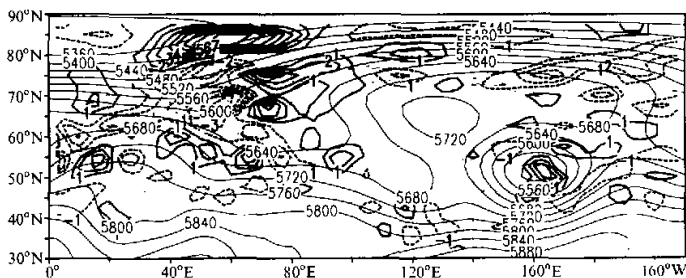


图 7 $\bar{E}_v$ 矢量的水平散度分布 (单位: $1 \times 10^{-5} \text{ ms}^{-2}$)

利用经向速度来客观定义阻塞高压。实际上,在对阻塞形势的讨论中,经向气流在某种程度上比纬向气流更为重要。南风可以直接带来对阻塞高压涡度或位涡的输送。下面讨论高频波对时间平均经向流的强迫作用(图7),分析方法与上面的完全一致,只是将 $\bar{E}_u$ 矢量换成 $\bar{E}_v$ 矢量。 $\bar{E}_v$ 矢量的散度在阻塞高压中心上游和下游呈明显相反分布,且较强的散度差不多都分布在急流上,即:沿位于阻塞高压西北部的西风急流,有明显的 $\bar{E}_v$ 辐散,表明在那里有明显的南风加速,在该辐散区的南边,有一明显的 $\bar{E}_v$ 辐合,大致对应于阻塞高压上游南支急流的北风加速。另外,沿位于阻塞高压东北部和东南部的西风急流,各有明显的 $\bar{E}_v$ 辐合和辐散,分别表明北风加速和南风加速,高频波的这种强迫作用使得阻塞形势南北两支分支急流在阻塞高压下游得以汇合。

$\bar{E}_v$ 矢量的散度与西风急流的配置沿北支急流表现得比较明显、简单,相对来讲,沿南支急流却略有些零乱。或许这是因为定常波在其中所起的作用。定常波在中高纬地区(30~70°N)比在高纬地区(70°N以北)表现得更为强烈。

5 阻塞期间高频波和阻塞流型对热量的输送

陶诗言和徐淑英^[25]指出在江淮流域大水期间,往往存在东北亚阻高,西风带位置偏南,在25~45°N的范围内仍处在西风带环流的影响之下。在500 hPa天气图上,沿

着这个西风带, 平均 3~4 天就有一个高空低槽移过。然而, 比较一下 1991 年阻塞个例期间 (图 4) 和气候平均 (图 3) 的高频波方差, 却看不到在阻塞期间在东亚地区沿南支急流有较明显的高频波方差, 即高频波活动并没有显著增强, 那么, 在本文所选取的个例中, 阻塞高压如何影响江淮地区的降水? 上一节中曾谈到, 目前一般认为东北亚阻塞高压通过其南侧分支急流为江淮梅雨提供冷空气。于是, 这一节将讨论所选阻塞个例期间, 高频波和阻塞流型对热量的输送作用。

如果只考虑温度水平平流的作用, 那么温度方程可写为

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial(uT)}{\partial x} + \frac{\partial(vT)}{\partial y} = 0.$$

当然, 这不是说其他项不重要, 只是为了简单地讨论温度水平平流的作用。

去掉时间平均项, 将瞬变波分成高频波和低频波 (分别以下标 B 和 L 表示), 并取阻塞维持期间平均 (以 $\overline{(\quad)}$ 表示), 则温度方程可写成

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x}(\overline{u_B T_B}) - \frac{\partial}{\partial x}(\overline{u_L T_L}) - \frac{\partial}{\partial y}(\overline{v_B T_B}) - \frac{\partial}{\partial y}(\overline{v_L T_L}).$$

于是, 温度的水平平流可分为四项。这里, 将着重讨论高频波和阻塞流型在南北方向上的温度平流。图 8 给出了 1991 年 6 月 27 日~7 月 16 日东北亚阻塞期间平均的沿阻高南支急流所在的纬度 (40°N) 高频波分量对热量的南北输送, 即 $\overline{v_B T_B}$ 。从中可以清楚地看到在东亚地区有十分明显的向北的热量输送 (或向南的冷空气输送), 而在其他地方, 热量南北输送在所有层次上均弱得多。同时可以看到, 热量输送的最大值处于对流层上层。250 hPa 等压面上热量的水平输送 (图 9) 也表明, 热量输送主要集中在东亚地区和西北太平洋上, 同时在东亚地区, 热量的南北输送比东西方向上的输送显著得多。经过简单的计算, 可以知道在东亚地区的对流层顶附近, 温度的南北平流可产生每天大约 1°C 的降温, 这是相当显著的。

阻塞形势所具有的特殊流型也有可能产生热量的南北输送。为了比较高频波分量的热量输送与这种流型的热量输送之间的相对重要性, 下面分析阻塞流型引起的南北热量

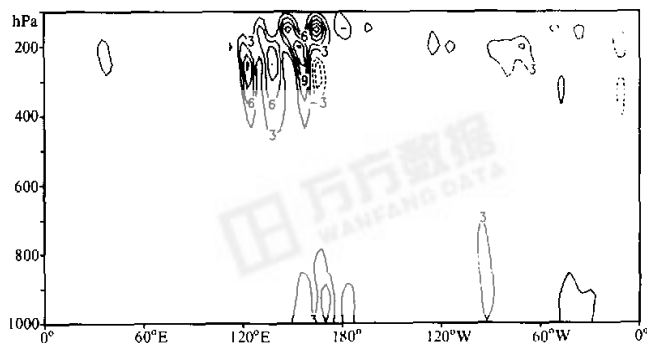


图 8 阻塞期间平均的、沿阻高南支急流所在的纬度 (40°N) 高频波对热量的南北输送 ($\overline{v_B T_B}$)
正值表示向北输送热量, 等值线间隔为 3, 略去零线。单位: m K s^{-1}

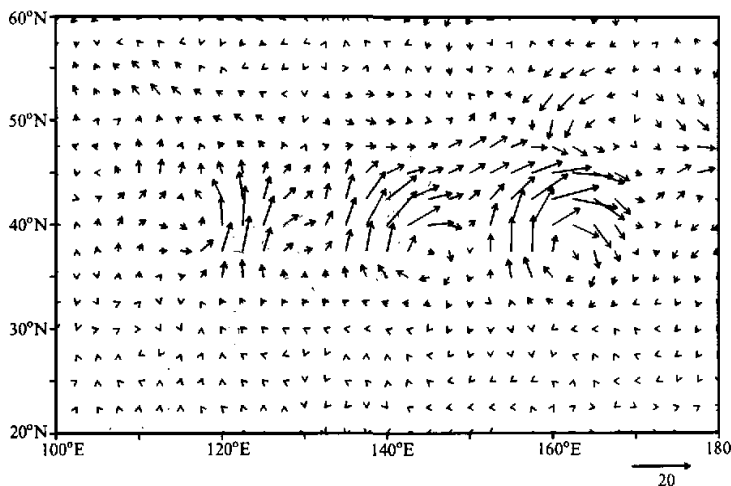


图 9 250 hPa 等压面上阻塞期间平均的高频波对热量的水平输送($\overline{u_B T_B}, \overline{v_B T_B}$)
箭头表示热量输送方向

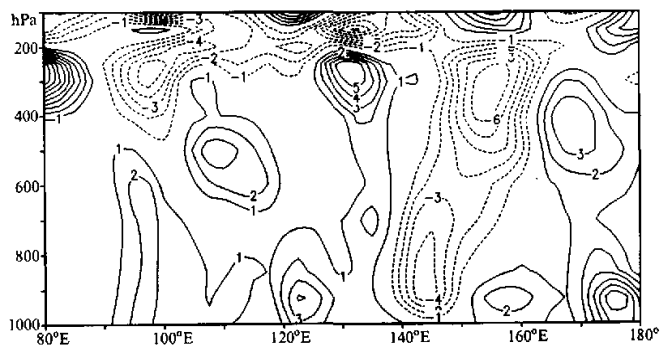


图 10 阻塞期间平均的, 沿 35°N 的低频波对热量的南北输送($\overline{v_L T_L}$)
等值线间隔为 1, 略去零线。单位: m K s^{-1}

输送 (图 10)。我们以低频波分量来代表阻塞流型, 因而阻塞流型引起的南北热量输送可以用阻塞期间平均的 $\overline{v_L T_L}$ 来表示。注意, 图 10 中的等值线间隔为 1, 经度范围从 80°E 到 180°, 均与图 8 不同。在东亚地区的对流层中下层, 低频波分量向南输送冷空气, 而在对流层高层温度输送为负值。总的来说, 在东亚地区, 低频波的热量输送比高频波的小, 而且整个分布结构比较零乱。因而, 相对于阻塞流型来说, 天气尺度波造成的热量输送更加强烈和明显。

值得指出的是, 尽管高频波在阻塞期间平均的南北热量输送在东亚地区表现出十分明显的特征一向北输送热量或向南输送冷空气, 但并不是在阻塞期间总是保持如此。这

或许与阻塞期间阻塞流型仍有较大变化有关, 阻塞流型的变化导致了高频波也发生相应的变化。

王亚飞和宋永加^[21]把这次阻塞过程分成三个阶段, 认为 7 月 3 日~7 月 12 日为旺盛期。可以看到, 本文分析的阻塞期间(6 月 27 日至 7 月 16 日)南北热量输送与他们的结果一致, 而且更为清楚地给出了南北热量输送的垂直结构。此外, 本文还分析了阻塞流型对热量的南北输送。

6 总结

利用 NCEP/NCAR 逐日资料, 本文分析了一次夏季东北亚阻塞形势维持期间(1991 年 6 月 27 日至 7 月 16 日)高频波的特征、反馈作用以及对热量的南北输送。由于不同的阻塞个例之间存在较大的差别, 采用合成方法往往会丢失大部分信息, 因而个例研究在对阻塞形势的研究中有时是必需的。然而, 另一方面, 个例研究却难以得出一般性的结论。于是, 在给出下面一些结论的时候, 我们强调阻塞期间和气候平均状态、非阻塞期间之间的差异, 同时还参照其他一些阻塞个例, 例如 1980、1997、1998 年夏季发生的东北亚阻塞形势, 并以这些比较来作为下结论的一个重要基础。

在阻塞高压的上游, 巴伦支海上空有明显异常的高频波活跃区, 从该活跃区和东北大西洋, 高频波不断东传, 传到东北亚时, 变弱消亡。其能量似乎传给了阻塞高压, 使阻塞形势得以维持。

利用 $\bar{u}$ 和 $\bar{v}$ 矢量, 本文讨论了高频波对纬向平均流和经向平均流的强迫作用。结果表明, 高频波的强迫作用使得时间平均纬向流在急流分支处呈减弱的趋势。高频波对时间平均的经向流强迫作用更加明显, 这种强迫使得急流在阻塞高压的上游产生分支, 而在下游产生南北分支气流的汇合。这一结果似乎表明, 对夏季东北亚阻塞个例来讲, 高频波的强迫作用更为主要地是体现在经向方向上, 体现在急流的分支和汇合上。实际上, 阻塞高压的建立和西风急流的分支是两个密不可分的现象, 并无阻塞建立在先, 而造成急流分支的前后关系。本文的结果说明, 与其说天气尺度波的强迫直接维持阻塞, 不如说天气尺度波的强迫维持阻塞形势。

最后, 本文还分析了高频波和低频波对热量的南北输送。结果表明, 在阻塞期间高频波在东亚地区对流层顶附近产生非常清楚的向北热量输送(冷空气向南输送或暖空气向北输送), 而低频波(可用来表示阻塞流型)的向北热量输送作用表现在对流层中下层, 且相对来讲不是很明显。这表明, 阻塞高压流型引导的一次次天气尺度波在热量的南北输送中占主要地位。

致谢: 中国科学院大气物理研究所张人禾研究员阅读了本文初稿, 并提出有益的意见; 此外, 审稿人也对本文提出了许多修改意见, 作者在此深表感谢。

参 考 文 献

1 叶笃正等, 北半球冬季阻塞形势的研究, 北京: 科学出版社, 1962.

- 2 Green, J. S. A., The weather during July 1976: Some dynamical considerations of the drought, *Weather*, 1977, **32**, 120~126.
- 3 Austins, J. F., The blocking of middle latitude westerly winds by planetary waves, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1980, **106**, 327~350.
- 4 Holopainen, E. and C. Fortelius, High-frequency transient eddies and blocking, *J. Atmos. Sci.*, 1987, **44**, 1632~1645.
- 5 Lupo, A. R. and P. J. Smith, The interactions between a midlatitude blocking anticyclone and synoptic-scale cyclones that occurred during the summer season, *Mon. Wea. Rev.*, 1998, **126**, 502~515.
- 6 Shutts, G. J., The propagation of eddies in diffuent jet streams: Eddy vorticity forcing of blocking flow fields, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1983, **109**, 737~761.
- 7 Shutts, G. J., A case study of eddy forcing during an Atlantic blocking episode, *Advances in Geophysics*, Vol. 29, Academic Press, 1986, 135~162.
- 8 Tanaka, H. L., A numerical simulation of amplification of low-frequency planetary waves and blocking formations by the upscale energy cascade, *Mon. Wea. Rev.*, 1991, **119**, 2919~2935.
- 9 Tanaka, H. L., Numerical simulation of a life-cycle of atmospheric blocking and the analysis of potential vorticity using a simple barotropic model, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1998, **76**, 983~1008.
- 10 Tibaldi, S. and Ji, L. R., On the effect of model resolution on numerical simulation of blocking, *Tellus*, 1983, **35A**, 28~38.
- 11 Kung, E. C., H. L. Tanaka and W. E. Baker, Energetics examination of winter blocking simulations in the Northern Hemisphere, *Mon. Wea. Rev.*, 1989, **117**, 2019~2040.
- 12 毕慕莹、丁一汇, 1980年夏季华北干旱时期东亚阻塞形势的位涡分析, *应用气象学报*, 1992, **3**, 145~156.
- 13 吴国雄、刘辉、陈飞、赵宇澄、卢莹, 时变滑动输送和阻高形成——1980年夏中国的持续异常天气, *气象学报*, 1994, **52**, 308~320.
- 14 Branstator, G., Organization of storm track anomalies by recurring low-frequency circulation anomalies, *J. Atmos. Sci.*, 1995, **52**, 207~226.
- 15 Cai, M. and M. Mak, Symbiotic relation between planetary and synoptic-scale waves, *J. Atmos. Sci.*, 1990, **47**, 2953~2968.
- 16 陆日宇、黄荣辉, 东亚-太平洋遥相关型波列对夏季东北亚阻塞高压年际变化的影响, *大气科学*, 1998, **22**, 727~74.
- 17 Ferranti, L., F. Molteni and T. N. Palmer, Impact of localized tropical and extratropical SST anomalies in ensembles of seasonal GCM integrations, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1994, **120**, 1613~1645.
- 18 Blackmon, M. L., A climatological spectral study of the 500 mb geopotential height of the Northern Hemisphere, *J. Atmos. Sci.*, 1976, **33**, 1607~1623.
- 19 叶笃正、黄荣辉等, 长江黄河流域旱涝规律和成因研究, 济南: 山东科学技术出版社, 1996.
- 20 陶祖钰、胡爱学, 1991年梅雨期阻塞高压的维持和瞬变扰动, *气象学报*, 1994, **52**, 231~234.
- 21 王亚飞、宋永加, 1991年夏东亚阻塞高压形成的诊断分析, *气象学报*, 1998, **56**, 212~223.
- 22 Trenberth, K. E., An assessment of the impact of transient eddies on the zonal flow during a blocking episode using localized Eliassen-Palm flux diagnostics, *J. Atmos. Sci.*, 1986, **43**, 2070~2087.
- 23 Hoskins, B. J., I. N. James and G. H. White, The shape, propagation and mean-flow interaction of large-scale weather system, *J. Atmos. Sci.*, 1983, **40**, 1595~1612.
- 24 Plumb, R. A., Three-dimensional propagation of transient quasi-geostrophic eddies and its relationship with the eddy forcing of the time-mean flow, *J. Atmos. Sci.*, 1986, **43**, 1657~1678.
- 25 陶诗言、徐淑英, 夏季江淮流域持久型旱涝现象的环流特征, *气象学报*, 1962, **32**, 1~10.

Eddies during the Blocking Maintenance over the Northeastern Asia in Summer

Lu Riyu

(*Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080*)

Abstract Using the NCEP/NCAR daily data, the intensity and propagation of band-pass eddies (2.5 to 6 days) during a blocking episode over the northeastern Asia in summer (from June 27 to July 16, 1999) are examined. The analyzed results show that the intensity of band-pass eddies are stronger considerably than climatology over the upstream of the blocking high (or over the Barents Sea). The band-pass eddies continually propagate eastward from the Barents Sea and a climatological storm track region of the Northeast Atlantic, and decayed sharply over the northeastern Asia. It is inferred that eddies transfer their energy to the blocking high over the northeastern Asia during the blocking maintenance. The analysis by use of vector $\bar{E}_u$ also confirms such an energy propagation of the band-pass eddies. The forcing role of the band-pass eddies on the time-mean zonal and meridional flows is also examined by use of vectors $\bar{E}_u$ and $\bar{E}_v$. It is shown that the forcing of band-pass eddies is acting to decelerate the time-mean westerlies around the splitting point. The forcing of band-pass eddies, in addition, clearly results in the splitting and confluence of the mean flows at the up- and down-stream regions of the blocking high, respectively. Finally, the meridional heat transport by high- and low-frequency components is analyzed. The analyzed result clearly shows that the heat is fluxed northward (i.e., southward transport of colder air or northward transport of warmer air) by high-frequency component around the tropopause over East Asia. The transport by low-frequency component (that can be referred as the role of blocking flow pattern), however, appears in the middle and lower troposphere, and is relatively obscure.

Key words: blocking episode; forcing on meridional flows; meridional heat transport