

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36

平流层 NAM 异常对乌拉尔山阻塞高压的影响*

孔文文 胡永云

北京大学物理学院大气与海洋科学系，气候与海-气实验室，北京，100871

* 资助项目 国家重点基础研究发展规划项目（2010CB428606）和国家自然科学基金委杰出青年基金（41025018）
作者简介 孔文文，1988 年出生，硕士研究生，主要从事平流层-对流层相互作用研究。E-mail: wanzi0411@gmail.com
通讯作者 胡永云，E-mail: yyhu@pku.edu.cn

37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65
66
67
68
69
70

摘 要

乌拉尔山阻塞高压是影响我国北方冬季天气和短期气候变率的重要系统。平流层大气环流异常过程对乌拉尔山阻塞高压产生什么样的影响是本文的研究重点。本文使用 NCEP/NCAR 再分析资料, 对 53 年 (1958-2010 年) 冬季的平流层北半球环状模 (NAM) 正负异常下传期间乌拉尔山阻塞高压的活动特征分别进行了合成分析。结果表明, 在平流层 NAM 负异常下传期间, 阻塞高压事件的发生频次更高, 生命期更长, 并且在空间上发展得更加深厚。阻塞高压崩溃之后, 冷空气主体偏北, 造成的我国北方地区降温也更强。通过对 E-P 通量分析发现, 在 NAM 负异常下传期间, 乌拉尔山区域的波动更容易向上传播, 更有助于对流层乌拉尔山阻塞高压的维持和发展。这些结果对利用平流层环流异常信号预测我国北方冬季短期气候变率尤其是寒潮天气有重要意义。

关键词 平流层, 北半球环状模, 乌拉尔山阻塞高压, E-P 通量

文章编号	中图分类号	文献标识码
------	-------	-------

The influence of stratospheric NAM anomalies on the Ural Blocking High

KONG Wenwen HU Yongyun

Laboratory for Climate and Ocean-Atmosphere Studies, Department of Atmospheric and Oceanic Sciences, School of Physics, Peking University, Beijing 100871

Abstract

The Ural Blocking High is one of the major weather systems that have important impacts on winter weather and short-term climate variability of North China. The purpose of the present paper is to study the influence of Northern-Hemisphere winter stratospheric circulation anomalies on the Ural Blocking High. Using the NCEP/NCAR reanalysis over the period of 1958 - 2010, we carry out composite analysis of the Ural Blocking High relative to positive and negative stratospheric NAM anomalies, respectively. It is found that during negative stratospheric NAM anomalies the Ural Blocking High has higher frequencies of occurrence, longer life cycle, stronger amplitude, and have stronger influences on Northern China. E-P flux analysis demonstrates that during negative stratospheric NAM anomalies, the vertical component of E-P fluxes over Ural Mountain region is stronger than that during positive NAM anomalies, suggesting that stratospheric circulations during negative NAM anomalies prefers upward wave propagation. The results here have important implications for medium-range forecasting of winter weather or short-term climate variability in North China.

Key words Stratosphere, Northern Hemisphere Annular Mode, Ural Blocking high, E-P flux

97 1 引言

98 大气平流层指的是大约 10 km 到 50 km 的这层大气，约占大气总质量的 15%。平流层大气垂直
99 温度层结的性质扮演了滤波器的作用，只允许行星尺度的波动自对流层向平流层传播，而阻止了空
100 间尺度较小的天气尺度波动。因此，平流层大气动力过程与对流层不同，主要以行星尺度波动和周
101 期较长的波动过程为特征。这些长周期和大尺度的平流层信号是否可以用来帮助预测对流层天气系
102 统和短期气候系统，或者说平流层大气动力过程是否能够对对流层动力过程产生重要的影响，长期
103 以来一直是人们思考的一个问题。

104 早期的观点认为，平流层因其质量相对对流层小得多，因此只是被动地接受对流层天气系统的
105 影响 (Charney and Drazin, 1961)。但近十几年来的研究表明，平流层动力过程对对流层天气或短期
106 气候系统有着重要的影响，并且平流层动力过程的异常信号有可能被用来预测对流层天气和短期气
107 候系统的演变 (Baldwin and Dunkerton, 1999, 2001; Wallace, 2000; Thompson and Wallace, 2001;
108 Wallace and Thompson, 2002; 胡永云, 2006)。这些研究所注意到的非常重要的一点是，无论平流层
109 北半球环状模 (NAM) 出现正或负的异常，这些 NAM 异常都会自平流层上层向下传播，经过大约
110 2-3 周后到达对流层顶附近，相应地，对流层 NAM 通常呈现相同符号的异常过程。虽然 NAM 异
111 常的向下传播机制目前还不是非常清楚，但定性的解释大致是根据波-流相互作用的基本原理。也
112 就是，当平流层 NAM 呈现正异常时，平流层极夜西风急流较强，强的极夜急流不利于行星波向平
113 流层传播，对流层波动通常较弱，而中高纬度西风偏强。相反，如果平流层 NAM 呈现负异常，平
114 流层极夜急流偏弱或者由西风转为东风 (爆发性增温 (SSW))，强的行星波动占主导地位，由于行
115 星波具有深厚的垂直的结构，对流层西风也偏弱，波动偏强。

116 阻塞高压是对流层的主要天气系统之一，它与平流层 NAM 活动之间的关系一直是学者们关心
117 的问题之一。Wallace and Thompson (2002) 和 Thompson and Wallace (2001) 认为阻塞高压的强度、
118 发生频次和持续的时间也会受到平流层 NAM 活动的影响，他们的统计表明，当平流层 NAM 处于

负位相时，发生在北美、大西洋和欧亚大陆的阻塞高压频次较 NAM 处于正位相时偏多，极地冷空气更容易向南入侵，使得北半球中纬度地区偏冷。Baldwin and Dunkerton (1999, 2001)也有类似的结果。但关于阻塞高压与平流层 NAM 异常之间的关系还存在不同的认识，尤其是阻塞高压与平流层北极爆发性增温之间的关系。一种观点认为，阻塞高压的形成伴随着强的中高纬度行星波的发展，这些行星波向平流层和极地传播，从而导致 SSW 的发生 (O'Neil and Taylor, 1979; Quiroz, 1986; Mukougawa and Hirooka, 2005; Martius et al., 2009; Woollings et al., 2010)。另一种观点是，伴随着 SSW 的发生，扰动平流层环流的行星波进入对流层，又会有利于对流层阻塞形势的形成和维持 (Woollings et al., 2008; Tung and Lindzen, 1979; Labitzke, 1965; Kodera and Chiba, 1995; Mukougawa and Hirooka, 2004)。还有一些学者指出阻塞高压和 SSW 之间并不存在绝对的激发或滞后关系 (Taguchi, 2008)。Castanheira and Barriopedro (2010)将北半球阻塞高压系统按区域分类后进行分析，发现太平洋地区阻塞高压主要表现为超前于爆发性增温，大西洋-欧洲地区和亚洲地区阻塞高压主要表现为滞后于 SSW。

在北半球，有两个地区是阻塞高压的频发区，一个位于北大西洋东部，另一个位于东北太平洋 (Shukla and Mo, 1983; Dole and Gordon, 1983; Wiedenmann et al., 2002; Hu et al., 2008)。还有一个阻塞高压频发区是乌拉尔山附近。虽然与北大西洋和北太平洋阻塞高压相比，乌拉尔山阻塞高压的强度、发生频次和持续时间都比北大西洋和北太平洋阻塞高压较弱，但乌拉尔山阻塞高压对我国冬季天气和短期气候影响较大，它的崩溃常常对我国和东亚地区造成大范围的寒潮降温，因此，研究乌拉尔山阻塞高压与平流层 NAM 异常之间的关系对预测我国冬季寒潮天气和短期气候变率有着重要的意义。目前关于北大西洋和北太平洋阻塞高压与平流层 NAM 异常之间的关系已有许多研究，但乌拉尔山阻塞高压与平流层 NAM 之间关系的研究还比较少。本文的目的是对乌拉山阻塞高压与平流层 NAM 异常之间的关系进行系统和全面的统计研究。我们将研究在 NAM 正负异常期间乌拉尔山阻塞高压的演变，也将研究在平流层 NAM 正负异常期间，乌拉尔山附近准定常波动

的三维传播情况，目的是为了分析平流层环流对乌拉尔山阻塞高压发展的影响。除此之外，我们还将分析乌拉尔山阻塞高压与平流层 NAM 之间的超前或后滞之间的关系，从而搞清楚平流层 NAM 异常信号是否可以为冬季乌拉尔山阻塞高压演变的预测提供先兆信号。

2 资料和方法

本文使用的资料是美国国家环境预测中心和国家大气研究中心(NCEP/NCAR)的日平均和月平均再分析资料(Kalnay et al, 1996)，资料时段从 1958 年 11 月 1 日至 2011 年 3 月 31 日，其中当年的 11 月 1 日至次年的 3 月 31 日定义为当年的冬季，共 53 年冬季。文中所使用的 NAM 指数的计算方法与 Thompson and Wallace (2001) 等人一致：对 1958-2010 年（每年 9 月至次年 4 月） $20^{\circ}N$ 以北的月平均位势高度逐层进行 EOF 分析并得到第一特征向量的空间分布。将日平均位势高度资料进行 EOF 分析得到垂直 17 层的日平均 NAM 指数，并回归到月平均位势高度资料的 EOF 第一特征向量的空间分布上，得到逐层 EOF 的第一模态，即初始 NAM 指数序列，再对其进行逐层标准化，得到 NAM 指数序列。

Baldwin and Dunkerton (2001) 指出，只有那些很强的 NAM 异常事件可以下传至对流层和地面，而较弱的 NAM 异常事件只发生在平流层，并不下传到对流层。例如，在 1998-1999 年冬季 12 月份和 2-3 月份，北半球平流层各发生了一次 SSW 过程，在 12 月份的 SSW 过程中，只有平流层出现负的 NAM 异常，对流层仍为正的 NAM 异常。而在 2-3 月份的 SSW 过程中，平流层和对流层均表现为负 NAM 异常，且对流层相对于平流层有一定的滞后，这次过程便可以定义为一次 NAM 异常下传过程。为了更清楚地看到 NAM 异常事件的强度对下传的影响，我们根据 10 hPa NAM 指数的大小及持续天数定义了 NAM 异常事件：大于 1.0 并持续十天（或以上）为正 NAM 事件；小于 -1.0 并持续十天（或以上）为负 NAM 事件。然后，采用与 Baldwin and Dunkerton (2001) 类似的方法从中挑选出可以从平流层下传至地面的平流层 NAM 异常事件。

乌拉尔山阻塞高压区域定为 $40^{\circ}N - 70^{\circ}N$ ， $40^{\circ}E - 80^{\circ}E$ ，选取标准为：（1）在 500 hPa 存在闭

合高压中心；（2）西风气流出现南北分支，且环流型由纬向型转为经向型；（3）高压中心的日移动小于 10 个经度；（4）环流型至少维持三天。阻塞高压 day 0（即 peak day，阻塞高压发展最强的一天）的定义方法：对于一次阻塞过程，找出每天在阻塞高压发生区域（ $40^{\circ}\text{N} - 80^{\circ}\text{N}$ ， $40^{\circ}\text{E} - 80^{\circ}\text{E}$ ）500 hPa 位势高度距平的最大值，将这个值最大的那一天定义为该次阻塞过程发展最强的一天，即 day 0。相应地，day 1 是指 peak day 的后一天，day -1 是指 peak day 的前一天，其他依次类推。

3 结果分析

3.1 统计结果

根据 2 中的标准，我们从 53 年冬季中选取了 61 次正 NAM 事件和 41 次负 NAM 事件，并筛选出了 50 次正 NAM 下传过程和 37 次负 NAM 下传过程。表 1 给出的是发生在平流层 NAM 异常下传期间的乌拉尔山阻高和强阻高（持续天数不少于五天的阻高）的发生频次、频率和维持天数。在平流层负 NAM 异常下传期间，乌拉尔山阻高共出现 42 次，而正 NAM 异常下传期间乌拉尔山阻高共出现 36 次，两者之间的差距并不太大，说明即使在平流层正 NAM 异常下传期间，仍有相当次数的乌拉尔山阻高形成，意味着 NAM 负异常下传只是影响乌拉尔阻高形成的可能因素之一，但非必要条件。但不同 NAM 异常下传期间阻高发生的频率及持续天数则有显著的不同。在平流层负 NAM 异常下传期间，乌拉尔山阻高发生的频率是 114%，也就是说，在一些负 NAM 异常下传过程中，有超过一次甚至更多的阻高事件发生。而在平流层正 NAM 异常下传期间，乌拉尔阻高的发生频率只是 72%，这说明负 NAM 异常下传确实更有利于乌拉尔阻塞高压的形成。另外，在平流层负 NAM 异常下传期间，乌拉尔阻高维持的时间也更长，总天数是 243 天，远长于正 NAM 异常下传期间的阻高天数。

3.2 位势高度

为了比较正、负 NAM 异常下传期间乌拉尔山阻高强度的不同，我们利用 NCEP/NCAR 再分析资料，从三维空间结构比较了负 NAM 异常下传期间的 42 次阻高事件和正 NAM 异常下传期间的 36 次阻高事件发生时的乌拉尔山区域位势高度场的合成结果。

图 1 给出的是阻高发展到最强（即 day 0）时 50, 100, 和 500 hPa 位势高度的合成图。可以看出，在 500 hPa，正、负 NAM 下传期间的位势高度等值线在乌拉尔山区域均呈现出 Ω 型，表明在乌拉尔山附近有阻高形成，但是负 NAM 异常下传期间的阻高更强，因为在图 1g 中可以看到明显的闭合中心，二者之差（图 1i）在乌拉尔山附近为正值，表示在 NAM 正异常下传期间，乌拉尔山阻高要更强一些。从 100 hPa 位势高度场上，我们仍可以看到这种差异，而且，我们还可以明显看到在平流层正、负 NAM 异常期间极涡的差异，也就是 NAM 负异常期间北极极涡较弱，负异常期间的极涡位势高度与正异常期间位势高度之差呈正异常。在 50 hPa，乌拉尔山附近的环流形势在正负 NAM 期间的差异变得不太明显，但极涡位势高度的差异则变得更加明显。对于正 NAM 异常（图 1b），合成的极涡的形状基本呈现圆形，主要集中在极地区域，中心与北极点重合；而在负 NAM 期间（图 1a），极区位势高度相对较高，极涡强度较弱，且极涡呈拉长的椭圆形，中心偏离北极点。二者之差（图 1c）所显示的是，极涡呈强的正位势高度异常。

较弱的极涡更有利于阻高的维持和向北伸展，若极涡较强，极区外围被强大的绕极西风气流所控制，则阻高不易向北伸展到极区。作为北半球冬季的典型天气系统，极涡的强弱也会影响北半球冬季的天气和气候状况，若极涡强大而稳定，则不易崩溃；若极涡较弱、变形，则容易崩溃，并会引发寒潮，对下游地区造成影响。联系图 1 可以看到，负 NAM 期间（图 1a 和图 1d），50 hPa 和 100 hPa 上乌拉尔山区域的等值线仍有明显的向北弯曲，而将负、正 NAM 期间的位势高度场做差后（图 1c 和图 1f），可以看到正的位势高度距平从极地向乌拉尔山区域的伸展。

图 2 给出的是乌拉尔山附近位势高度距平的高度-纬度垂直剖面图。可以发现，在 NAM 负异常下传期间，乌拉尔阻塞高压的中心基本位于 50°N - 60°N 之间，而在正异常下传期间，阻高的位置稍微偏北一些。我们现在还不太清楚，这一差异与平流层 NAM 的关系是什么。重要的是，我们可以明显地看到，乌拉尔山阻高从开始发生（day -5），到发展达到最强（day 0），再到逐渐消亡（day 5）的生命周期中，负 NAM 异常期间的阻高都比正 NAM 异常期间的阻高要强，这可以从图 2 的第

三列中看出。在垂直方向上，乌拉尔山阻高在 NAM 负异常期间延伸的要高一些。例如，在 day 0 时（图 2d），乌拉尔山地区的位势高度异常正距平区已伸展到 70 hPa，而图 2e 中仅伸展到 100 hPa；day 5 时，图 2g 中正距平区延伸至 100 hPa，而图 2h 中只达到 150 hPa。

图 3 是对乌拉尔山区域位势高度距平的高度-经度剖面图（45°N 至 65°N 之间的平均）。从图中可以看出，乌拉山阻高系统从地面到高空的西倾结构。与图 2 的结果类似，在负 NAM 异常期间，位势高度正距平比正 NAM 异常期间更强。此外，从图中还可以看出，位于阻高东侧的东亚大槽的强度也是在负 NAM 期间更深。乌拉尔山阻高与东亚大槽相互配合，从而对我国以及其他东亚地区的冬季气候产生影响。图 2 和图 3 都表明，乌拉尔山阻塞高压在垂直方向上仅延伸到对流层顶附近，并没有延伸到平流层太多。这意味着乌拉尔山阻塞高压对平流层爆发性增温所起的作用较小，而可能更多地受平流层环流的影响。

3.3 波动分析

以上的分析是从三维空间结构来考察乌拉尔山阻塞高压在平流层 NAM 正负异常下传期间强度的差异。那么，是什么原因造成了这种差别呢？我们下面试图从波动传播的角度对其进行分析 and 解释。鉴于阻塞高压是准定常波动，因此，本文将采用 Plumb 给出的计算准定常波动 Eliassen-Palm 通量（简称 E-P 通量）的公式（Plumb, 1985）来诊断在乌拉尔山阻塞高压发生和发展期间的波动传播特征。 F 代表 E-P 通量，它由下面的公式确定，

$$F = p \cos \varphi \left(\frac{1}{2a^2 \cos^2 \varphi} \left[\left(\frac{\partial \psi'}{\partial \lambda} \right)^2 - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial \lambda^2} \right] + \frac{1}{2a^2 \cos \varphi} \left[\frac{\partial \psi'}{\partial \lambda} \frac{\partial \psi'}{\partial \varphi} - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial \lambda \partial \varphi} \right] + \frac{2\Omega^2 \sin^2 \varphi}{N^2 a \cos \varphi} \left[\frac{\partial \psi'}{\partial \lambda} \frac{\partial \psi'}{\partial z} - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial \lambda \partial z} \right] \right)$$

这里的 p 为逐层（垂直方向上共 17 层）气压与地面气压（1000 hPa）的比值， ψ' 为扰动流函数， a 为地球半径， φ 为纬度， λ 为经度， Ω 为地球自转速度， N^2 为浮力频率。为了能够清楚地看到

各个高度波动传播的情况，我们在画图时将各层的 E-P 通量乘以 $1000/p$ ， p 为各层对应的气压值。

我们把 day -10 到 day -1 看作是阻高发展期，把 day 1 到 day 10 看作是阻高消亡期。在计算 E-P 通

量之前，我们对 day -10 到 day -1 和 day 1 到 day 10 的温度场和位势高度场分别进行了 10 天平均。

图 4 给出的是正负 NAM 位相期间 500 hPa E-P 通量的合成图以及正负位相之间的 E-P 通量之

差。首先，图 4 表明，准定常波动在中高纬度的波动通量较强，并且波动都向上传播，波动通量存

在 2 个或 3 个强中心，这些中心分别对应北大西洋高压脊、东亚大槽和北太平洋高压，这些与过去的

结果是一致的 (Plumb, 1985)。相对来讲，乌拉尔山附近的波动并不是最强的，如前所述，这是

因为乌拉尔山阻塞高压与北大西洋和北太平洋的阻塞高压相比相对较弱。其次，NAM 负正位相期

间的波动通量之差表明 (图 4c 和 4f)，在 NAM 负位相期间乌拉尔山地区向上的波动通量比 NAM

正位相期间的波动通量要强，有更多的波动可以从对流层传入平流层，说明在 NAM 负位相期间，

乌拉尔山阻塞高压更易向上发展。这是因为在 NAM 负位相期间，平流层和对流层中高纬度西风相

对 NAM 正位相期间较弱，波动更容易向上传播 (Hu and Tung, 2002)。图 5 给出的是对流层顶附近

NAM 正负位相期间的 E-P 通量分布。可以看出，波动通量更呈现两波的特征，这是因为天气尺度

波动在对流层顶附近已大大地减弱，只有行星尺度波动仍维持较强的强度，并向平流层传播。NAM

正负位相期间的 E-P 通量之差仍然表明，在 NAM 负位相期间，与乌拉山阻塞高压相关的垂直分量

较强，但二者之间的差值与 500 hPa 的差值相比较弱。这说明，即使在对流层顶附件，乌拉尔山阻

塞高压在 NAM 负位相期间也更容易向上传播和发展。

3.4 地面温度

作为影响我国冬季天气和短期气候的重要天气系统，乌拉尔山阻塞高压的崩溃和东移通常引起

冷空气的南下，给我国华北、东北地区乃至全国大部分地区带来低温甚至寒潮天气。图 6 给出的是

NAM 正负位相期间乌拉尔山阻塞高压崩溃之后的地面温度距平 (减去 1958-2010 年的气候态) 演

变。首先，地表温度距平在 NAM 正负位相期间的空间分布很类似 Wallace 和 Thompson (2002) 所

给出的温度距平空间模态，也就是在 NAM 正位相时，欧亚大陆高纬度相对较暖，而中纬度大陆相对较冷；在 NAM 负位相时，欧亚大陆的温度距平空间分布与正 NAM 位相时相反。在图 6 中，乌拉尔山阻塞高压崩溃产生的温度负距平在负 NAM 位相时偏北，而在正 NAM 位相时相对偏南。其次，无论是 NAM 正位相或是负位相，在阻塞高压崩溃之后，冷空气开始东移，负温度距平从乌拉尔山地区向下游移动，并影响我国。在阻高崩溃 3 天之后，温度负距平已覆盖西伯利亚和我国大部分地区，在 5 天之后，冷空气中心继续向东南方向移动，在第 7 天之后，温度负距平中心移动到华中地区。相比之下，负 NAM 位相期间的阻塞高压崩溃带给我国北方的降温更强一些，而对华南的影响较弱一些（见图 6c, 6f 和 6i）。之所以在 NAM 负位相期间乌拉尔山阻塞高压崩溃造成的华北地面降温较大，一方面是因为冷空气较偏北，另一方面是由于负 NAM 位相期间乌拉尔山阻塞高压强度相对较大和维持时间较长。另外，在 NAM 负位相期间，阻塞的频次也较高，从而对我国北方地区带来更频繁的降温。

4 结论和讨论

为了分析平流层环流异常对乌拉尔山阻塞高压的影响，我们利用 NCEP/NCAR 再分析资料，对 1958-2010 年 53 个冬季的平流层 NAM 正负异常期间的乌拉尔山阻塞高压事件的位势高度场分别进行了合成分析。结果发现，在阻塞高压的整个发展和崩溃中，乌拉尔山阻塞高压的三维都反映出一个显著的特点，那就是在负 NAM 异常期间，阻塞高压强度更大，在垂直方向上延伸得更高。而且在 NAM 负位相期间，乌拉尔山阻塞高压持续时间更久，发生的频次也更多一些。地面温度距平的合成分析结果表明，负 NAM 异常期间的乌拉尔山阻塞高压给我国华北地区带来的降温也更剧烈。

为了进一步认识乌拉尔山阻塞高压在平流层 NAM 正负位相期间的差异，我们合成分析了在正、负 NAM 异常期间对流层乌拉尔山区域的三维 E-P 通量。结果表明，平流层负 NAM 异常期间，乌拉尔山区域对流层的波动通量的垂直分量较 NAM 正位相期间更强，意味着在平流层 NAM 负异常

期间，平流层风场更有利于乌拉尔山地区的波动向上传播，也就是更有利于阻塞高压向上发展。这是因为在平流层负 NAM 异常期间，平流层极夜急流通常较弱，有利于波动的垂直向上传播和维持较长的时间。

上面的结果对利用平流层 NAM 信号预测乌拉尔山阻塞高压的活动有重要的意义。在将来的研究中，我们还将进一步分析平流层 NAM 异常信号对预测乌拉尔山阻塞高压崩溃是否具有先兆性指示意义，这些对于提高我国冬季季节内气候变率和寒潮天气的中长期预报有重要意义。

参考文献

- Baldwin, M. P. , T. J. Dunkerton. 1999. Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere[J]. *J. Geophys. Res.*, 104, 30 937-30 946.
- Baldwin, M. P. , T. J. Dunkerton. 2001. Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes [J]. *Science*. 294, 581 – 584.
- Castanheira, J. M., D. Barriopedro. 2010. Dynamical connection between tropospheric blockings and stratospheric polar vortex[J]. *Geophys. Res. Lett.*, 37, L13809, doi:10.1029/2010GL043819.
- Charney, J. G., P. G. Drazin. 1961. Propagation of planetary scale disturbances from the lower into the upper atmosphere[J]. *J. Geophys. Res.*, 66, 83-109
- Dole, R. M., and N. D. Gordon, 1983: Persistent anomalies of the extratropical Northern Hemisphere wintertime circulation: Geographical distribution and regional persistence characteristics [J]. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1567-1586.
- 胡永云. 2006. 关于平流层异常影响对流层天气系统的研究进展 [J]. *地球科学进展*, 21(7): 713-720.
- Hu, Y. 2006. On the influence of stratospheric anomalies on tropospheric weather systems. *Advances in Earth Science (in Chinese)*, 21(7):713-720.
- Hu, Y., D. Yang, and J. Yang. 2008. Blocking systems over an aqua planet[J]. *Geophys. Res. Lett.*, 35,doi:10.1029/2008GL035351.
- Hu, Y., and K.K. Tung, 2002: Interannual and decadal variations of planetary-wave activity, stratospheric cooling, and Northern-Hemisphere Annular Mode. *J. Climate* **15**, 1659-1673.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project[J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77:437-471.
- Kodera, K., M. Chiba. 1995. Tropospheric circulation changes associated with stratospheric sudden

317 warmings: A case study[J]. J. Geophys. Res., 100, 11 055-11 068.

318 Labitzke, K. 1965. On the mutual relation between stratosphere and troposphere during periods of
319 stratospheric warmings in winter[J]. J. Appl. Meteorol., 4, 91-99.

320 Martius, O., L. M. Polvani, H. C. Davies. 2009. Blocking precursors to stratospheric sudden warming
321 events[J]. Geophys. Res. Lett., 36, L14806, doi:10.1029/2009GL038776.

322 Mukougawa, H., T. Hirooka. 2004. Predictability of stratospheric sudden warming: A case study for
323 1998/99 winter [J]. Mon. Weather. Rev., 132,1764-1776.

324 Mukougawa, H., T. Hirooka. 2005. High sensitivity to the initial condition for the prediction of
325 stratospheric sudden warming[J]. Geophys. Res. Lett., 32, L17806, doi: 10.1029/2005GL022909.

326 O’Neil, A., B. F. Taylor. 1979. A study of the major stratospheric warming of 1976-77[J]. Quart. J. Roy.
327 Meteor. Soc., 105,75-92.

328 Plumb, R. Alan. 1985. On the Three-Dimensional Propagation of Stationary Waves[J]. J. Atmos. Sci., 42,
329 217-229.

330 Quiroz, R. S. 1986. The association of stratospheric warmings with tropospheric blocking[J]. J. Geophys.
331 Res., 91,5277-5285.

332 Shukla, J. L. C. Mo, 1983: Seasonal and geographical variation of blocking. *Mon. Wea. Rev.*,
333 111, 388-402.

334 Taguchi, M. 2008. Is there a statistical connection between stratospheric sudden warming and tropospheric
335 blocking events?[J]. Journal of The Atmospheric Sciences., 65, 1442-1454.

336 Thompson D. W. J., Wallace, J. M. 2001. Regional Climate Impacts of the Northern Hemisphere Annular
337 Mode[J]. Science., 293,85-89.

338 Tung, K. K., R. S. Lindzen. 1979. A theory of stationary long waves.Part I:A simple theory of blocking[J].

Mon. Wea. Rev., 107,714-734.

Wallace J. M. 2000. On the arctic and antarctic oscillations.in proceedings of the 23rd annual climate. Diagnostics and prediction workshop, NOAA, NWS, Department of Commerce, Florida, USA.

Wallace, J. M., D. W. J. Thompson. 2002. Annular modes and climate prediction[J]. Phys. Today. 55,28-33.

Wiedenmann, J. M., A. R. Lupo, I. I. Mokhov, and E. A. Tikhonova, 2002: The climatology of blocking anticyclones for the Northern and Southern Hemispheres: Block intensity as a diagnostic. *J. Clim.*, **15**, 3459-3473.

Woollings, T., B. Hoskins, M. Blackburn, et al. 2008. A new Rossby wave-breaking interpretation of the North Atlantic Oscillation[J]. J. Atmos. Sci., 65,609-626.

Woollings. T., A. Charlton - Perez, S. Ineson, et al. 2010. Associations between stratospheric variability and tropospheric blocking[J]. J. Geophys. Res., 115, D06108, doi:10.1029- /2009JD012742.

表 1. NAM 异常下传期间乌拉尔山阻塞高压频次

Table 2. Frequency and duration of Ural Blocking Highs during NAM-1 events

	正下传事件（50 次）	负下传事件（37 次）
频次	36	42
频率*	72%	114%
天数	173	243
强阻高频次	17	25

强阻高频率	34%	68%
强阻高天数	127	180

$$\text{频率}^* \left(\frac{\text{阻高频次}}{\text{NAM下传次数}} \right)$$

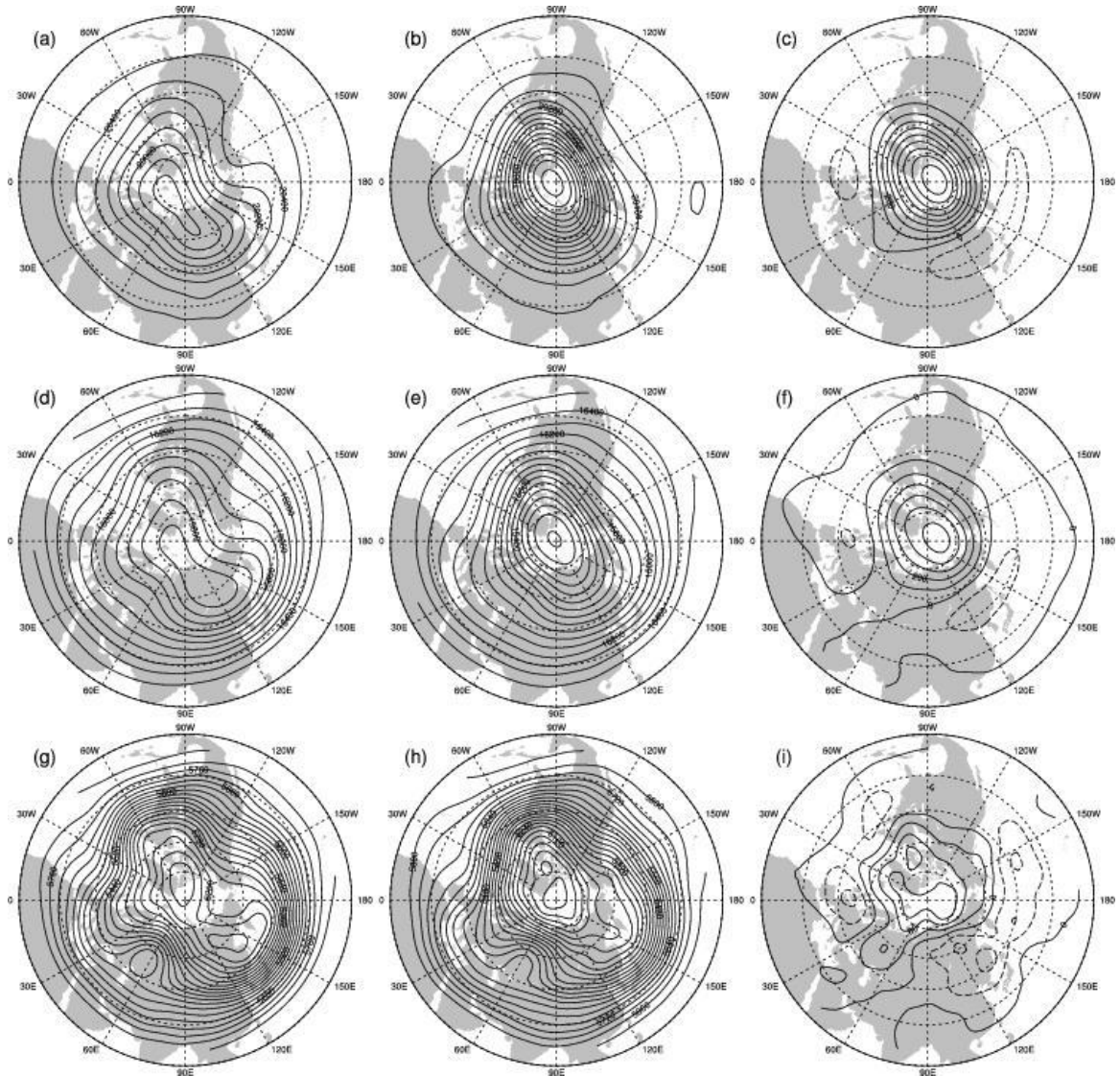


图 1. Day 0 时 50 hPa, 100 hPa, 500 hPa 位势高度合成。自上而下分别为 50、100、和 500 hPa 位势高度合成图；等值线间隔：(a)-(f)为 100 位势米，(g)-(i)为 40 位势米。自左至右分别为 NAM 负异常、正异常和二者之差。在(c)、(f)和 (i) 中，实线表示正值，虚线表示负值。

Fig.1 Composites of geopotential heights at 50, 100, and 500 hPa on Day 0. From top to bottom, the composites are for 50, 100, and 500 hPa. Contour interval: (a)-(f):100 m, (g)-(i):40 m. From left to right, the composites are for NAM negative anomaly, positive anomaly, and the difference between them. In plots (c), (f), and (i), solid lines indicate positive, and dotted-lines indicate negative.

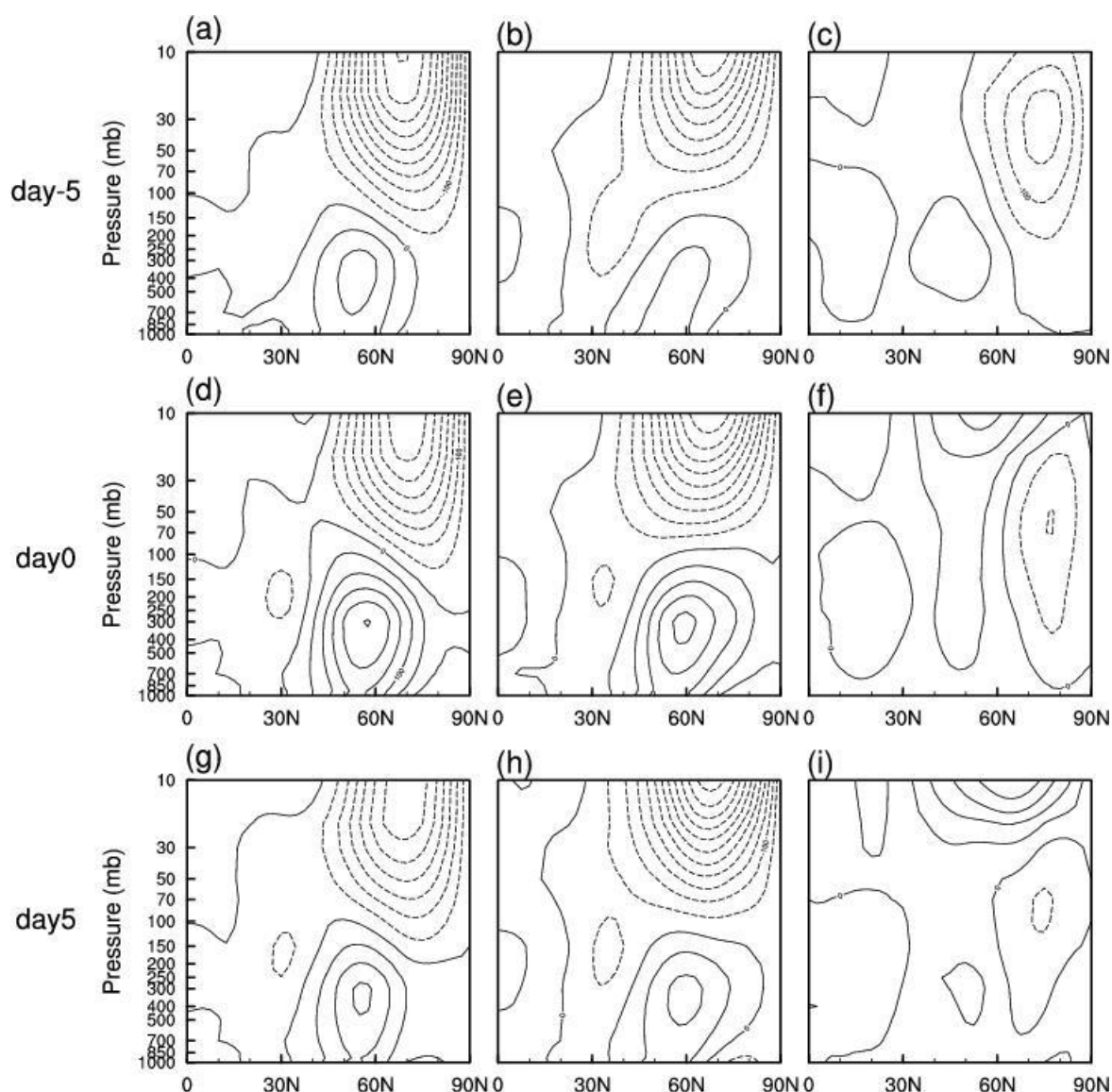


图 2. 乌拉尔山区域位势高度距平高度-纬度剖面图 ($45^{\circ}\text{E} - 75^{\circ}\text{E}$ 的平均值). 这里的位势高度距平为减去纬向平均的位势高度。自上而下为-5 天、0 天和+5 天, 自左至右为负 NAM 异常、正 NAM 异常以及二者之差。第一列为 42 次负 NAM 下传期间乌拉尔山阻高的合成, 第二列为 36 次正 NAM 下传期间乌拉尔山阻高的合成, 第三列为第一列减去第二列, 等值线间隔: 50m。实线为正值, 虚线为负值。

Fig.2 Compositions of height-latitude cross sections of geopotential height anomalies in Ural Mountain, averaged over $45^{\circ}\text{E} - 75^{\circ}\text{E}$. Here, the geopotential height anomaly is that geopotential heights minus the zonal-mean geopotential heights. From top to bottom, plots are for day -5, day 0, and day +5, and from left to right, plots are for negative NAM, positive NAM, and the differences between them. Contour interval: 50 m.

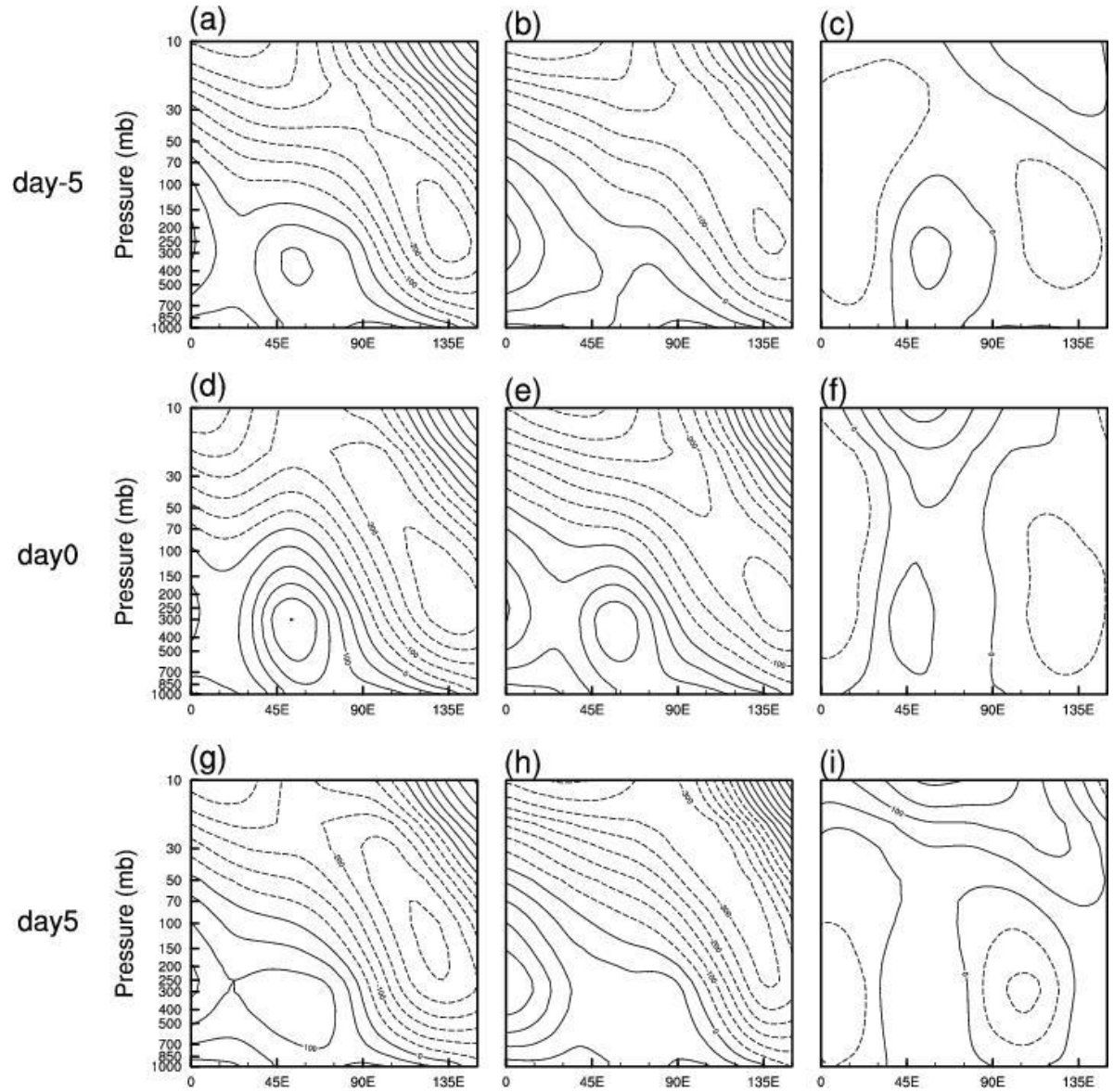


图 3. 乌拉尔山区域位势高度距平高度-经度剖面图 (45°N – 65°N 之间的平均), 其它与图 2 一样。
 Fig.3 Same as Fig.2, except for height-longitude cross sections, averaged over 45°N – 65°N.

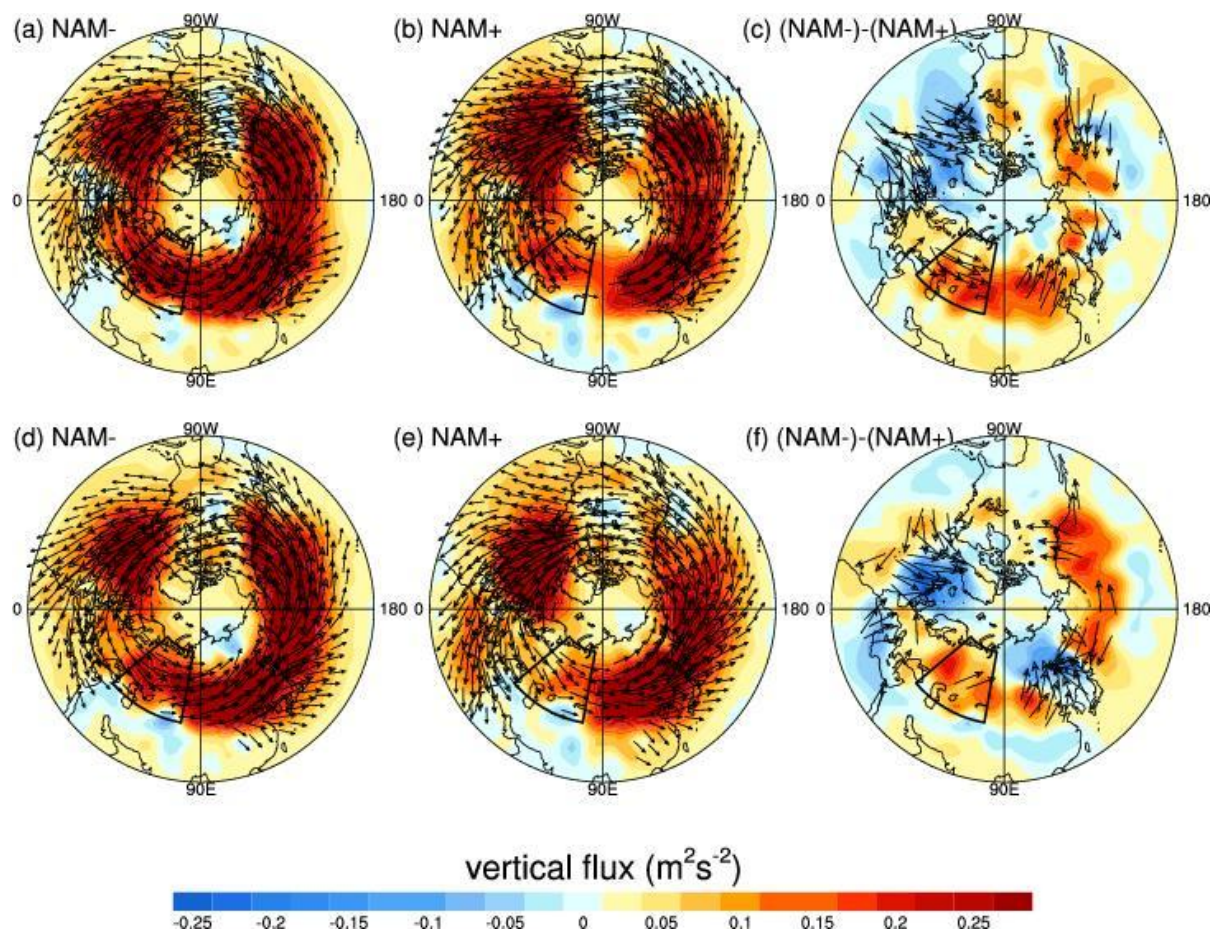


图 4. 500 hPa E-P 通量合成图。 (a)-(c): day -10 到 day -1 的平均, (d)-(f): day 1 到 day 10 的平均。 箭头: E-P 通量的水平分量; 在图 (a)、(b)、(d) 和 (e) 中, 红黄色: 正的 E-P 通量的垂直分量, 表示波动向上传播; 蓝色: 负的 E-P 通量的垂直分量, 表示波动向下传播; 黑色方框: 乌拉尔山区 域; 矢量单位: (a)-(b)和(d)-(e)为 $20 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$, (c)和(f)为 $10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ 。

Fig. 4 E-P fluxes on 500 hPa. (a)-(c): mean values from day -10 to day -1, (d)-(f): mean values from day 1 to day 10. Vectors denote horizontal E-P fluxes; in plots (a), (b), (d), and (e), red-yellow color: positive vertical E-P flux, indicating upward wave propagation, blue color: negative vertical E-P flux, indicating downward wave propagation; black box: Ural Mountain area; reference vector: $20 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ for (a)-(b) and (d)-(e), $10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ for (c) and (f).

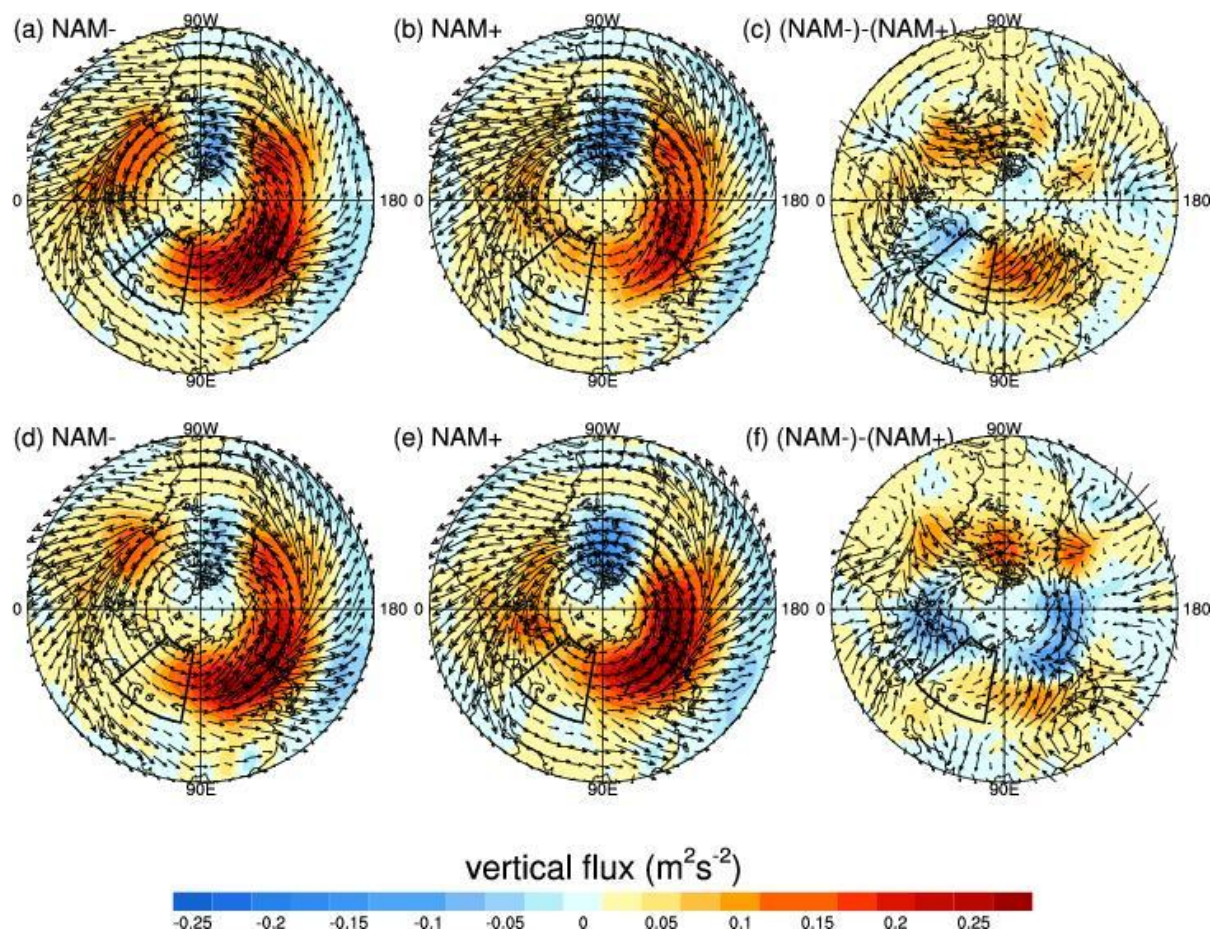


图 5 150 hPa EP 通量合成图，矢量单位：(a)-(b)和(d)-(e)为 $25 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ ，(c)和(f)为 $5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ ，其它与图 4 一样。

Fig. 5 Same as Fig. 4, except for E-P fluxes on 150 hPa and the reference vector: $25 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ for (a)-(b) and (d)-(e), $5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ for (c) and (f).

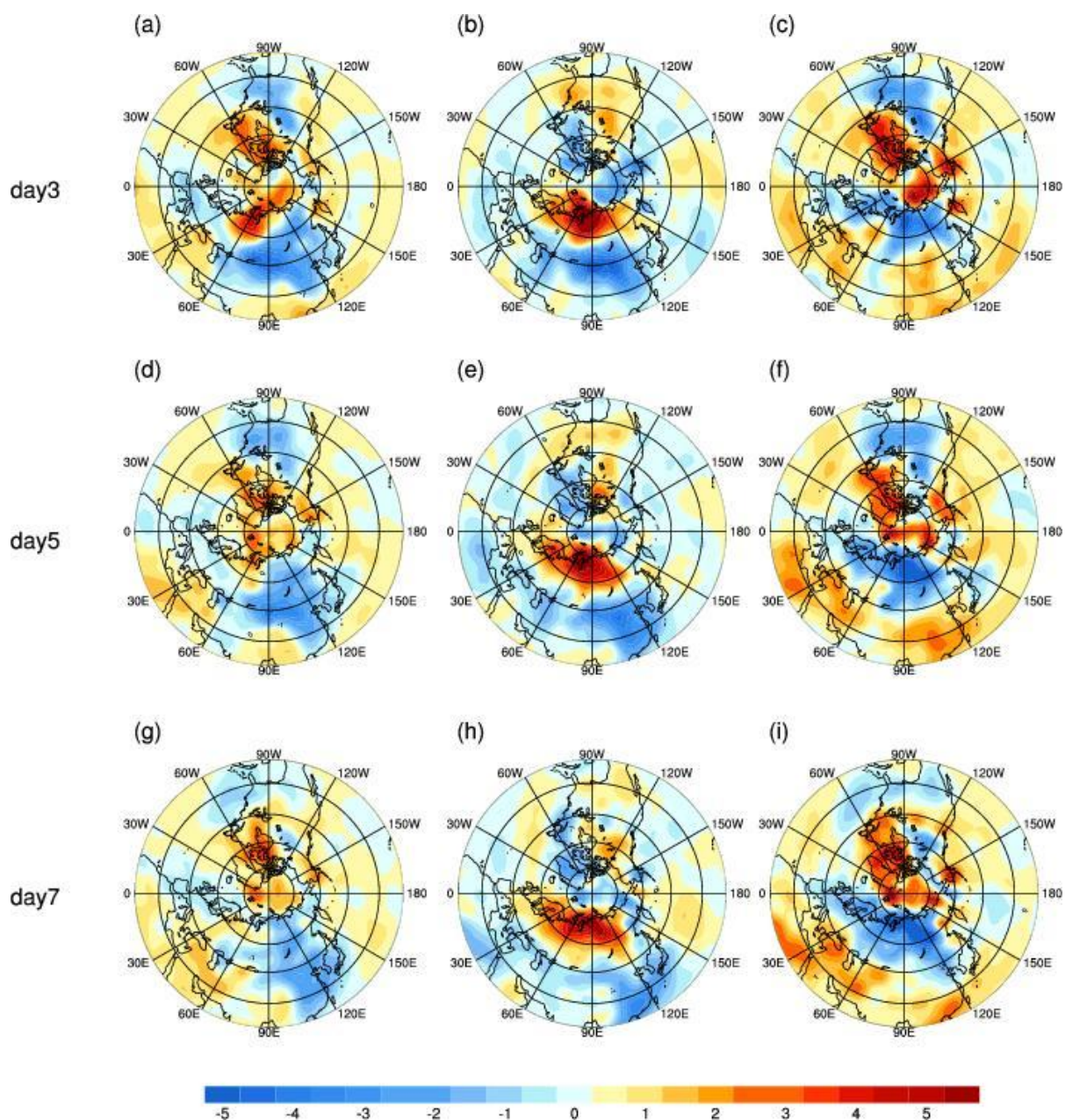


图 6 阻塞高压达到峰值以后的地面温度距平（减去气候态）合成图。

Fig. 6 Compositions of surface temperature anomalies (subtract climatology).