

考虑中间层低层的平流层最后增温事件分类及机制分析

胡景高¹, 谢金材¹, 任荣彩^{2,1}, 刘帅^{3,4}

1. 南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室/气候与环境变化国际合作联合实验室/气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 南京 210044;

2. 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029;

3. 中国科学院国家空间科学中心空间天气学国家重点实验室, 北京 100190;

4. 中国科学院空间环境态势感知技术重点实验室, 北京 100190;

摘要 基于 MERRA 再分析数据集, 本文对平流层最后增温事件 (stratospheric final warming, 简称: FW) 的分类进行了分析, 这种分类将平流层和中间层低层进行了统一的考虑。研究发现中间层低层极区存在与平流层极区相似的纬向风场的季节转换, 并且在春季, 极区温度和纬向风场存在与平流层类似的年际变率, 基于此认定中间层低层仍存在 FW 事件。本文随后确定了 FW 事件逐年爆发日期, 结果表明, FW 事件在各个层次的平均爆发日期为 4 月 7 日–27 日, 年际变率在 11.3–18.3 天, 其中, 1 hPa FW 平均爆发日期最迟, 0.1 hPa FW 事件的年际变率最小。依据 FW 爆发日期垂直廓线的演变特征, 本文将 FW 事件分为三类, 分别为同时型、顺延型与气候态型。同时型 FW 事件由强烈的行星波活动所主导, 整层爆发日期相差不大, FW 的爆发伴随着强烈的极区环流异常符号的反转。顺延型 FW 事件的爆发过程与同时型具有类似的特征, 但其中行星波活动强度更弱, 非绝热加热的作用进一步提高。气候态型时, 以 10 hPa 为代表的平流层中层 FW 事件的爆发由动力因素主导。平流层中层 FW 爆发后, 平流层高层行星波活动受到抑制, FW 的爆发则由辐射非绝热加热主导。在中间层低层 0.1 hPa, FW 事件的爆发有两种可能, 一方面, 可以由辐射非绝热加热主导; 另一方面, 在一些平流层 FW 事件爆发后, 0.1 hPa 可能会因为平流层 FW 爆发后的次级行星波活动而造成 FW 的爆发。

关键词: 平流层最后增温事件; 中间层; 分类; 环流演变; 行星波活动

文章编号: 2022216B

doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2306.222160

收稿日期 2022-11-08; 网络预出版日期

第一作者, 通讯作者 胡景高, 男, 1985 年出生, 博士, 副教授, 主要从事平流层-对流层相互作用研究, E-mail: jinggaohu@nuist.edu.cn

资助项目 国家自然科学基金(41975048、42030605、42175069)、江苏省自然科学基金(BK20191404)、中国科学院战略性先导科技专项 (A 类) (XDA17010105)

Funded by National natural science foundation of China (41975048, 42030605, 42175069); Natural Science Foundation of Jiangsu Province (BK20191404); Strategic Priority Research Program of Chinese Academy of Sciences (XDA17010105)

26 **A classification of stratospheric final warming and its**
27 **mechanism considering the lower mesosphere**

28 Jinggao Hu^{1*}, Jincui Xie¹, Rongcai Ren^{2,1}, Shuai Liu^{3,4}

29
30 *1. Key Laboratory of Meteorological Disaster, Ministry of Education (KLME)/ International Joint*
31 *Laboratory on Climate and Environment Change (ILCEC)/ Collaborative Innovation Center on*
32 *Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters (CIC-FEMD), Nanjing University of*
33 *Information Science and Technology, Nanjing 210044*

34 *2. State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid*
35 *Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*

36 *3. State Key Laboratory of Space Weather, National Space Science Center, Chinese Academy of*
37 *Sciences, Beijing 100190*

38 *4. Key Laboratory of Science and Technology on Environmental Space Situation Awareness,*
39 *Chinese Academy of Sciences, Beijing 100190*

40
41 **Abstract** Based on the Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications reanalysis
42 dataset, this study analyzes the classification of stratospheric final warming (FW) that takes both
43 the stratosphere and the lower mesosphere into account. The results show that the seasonal transition
44 of circumpolar zonal wind from westerly to easterly wind also exists in the lower mesosphere, which
45 is similar to that in the stratosphere. In addition, the interannual variability of polar-mean air
46 temperature and circumpolar zonal wind in spring in the lower mesosphere is as strong as that in
47 the stratosphere. Thus it is suggested that FW events still appear in the lower mesosphere. The
48 annual FW onset date at each pressure level is then determined. It is found that the average onset
49 date of FW events varies from April 7th to 27th at different pressure levels with a standard deviation
50 varying from 11.3 to 18.3 days. The latest onset occurs at 1 hPa and the minimum standard deviation
51 occurs at 0.1 hPa. According to the characteristics of the vertical profile of FW onset date, this study
52 classifies the FW events into three types. That is simultaneous type, successive type, and
53 climatology-like type, respectively. The FW occurs almost simultaneously at the whole levels from
54 the mid-stratosphere to lower mesosphere in the simultaneous type. Accompanying with the FW
55 occurrence, there is a reversal of the sign of polar-mean geopotential height and temperature
56 anomalies. Strong planetary wave activities dominate the onset process of this type. Although the

57 onset process of the successive type is relatively similar to that of the simultaneous type, the
58 planetary wave activities weaken greatly during the FW onset in this type. The non-adiabatic heating
59 of solar radiation plays an important role in this type. In the climatology-like type, the occurrence
60 of FW event at 10 hPa is dominated by dynamics. After the occurrence of FW event in the mid-
61 stratosphere, the planetary wave activities are inhibited in the upper stratosphere which causes the
62 occurrence of FW event mainly resulting from non-adiabatic heating in those pressure levels. There
63 are two possible explanations for the FW onset at 0.1 hPa. On the one hand, the 0.1-hPa FW onset
64 may be dominated by non-adiabatic heating. On the other hand, for some FW events, secondary
65 planetary wave activities following FW onset in the stratosphere may lead to the onset of FW at 0.1
66 hPa.

67

68 **Keywords** Stratospheric final warming; mesosphere; classification; circulation characteristics;
69 planetary wave activity

70

71 1. 引言

72 北半球热带外平流层在冬季盛行西风环流，在夏季盛行东风环流。在冬季，平流层极
73 区被强大的极涡所控制，而对流层行星波在此时易于上传至平流层。相对于纬向基本气流
74 西行的平流层行星波的摩擦耗散和破碎会产生非绝热加热，同时使得平流层极区盛行的西
75 风减速，从而导致平流层冬季爆发性增温事件（stratospheric sudden warming, 简称 SSW）
76 的发生（Matsuno, 1971; Andrews et al., 1987）。强度较强的 SSW 甚至能使平流层极区盛行西
77 风反向。

78 SSW 事件是冬季平流层-对流层双向动力耦合最重要的体现之一。一方面，SSW 因对
79 流层行星波上传并与平流层基本气流相互作用而产生；另一方面，SSW 爆发后，平流层的
80 异常信号又会随着时间下传至对流层，并对对流层天气、气候产生重要影响（Labitzke,
81 1977; Limpasuvan et al., 2004; 胡永云, 2006; Charlton and Polvani, 2007; 李琳等, 2012; 魏麟骁
82 等, 2014; 田文寿等, 2020; 虞越越等, 2023）。SSW 爆发后，平流层和对流层北极涛动或北半球
83 环状模更易呈负位相(Baldwin and Dunkerton, 1999; 2001; Baldwin et al., 2021)。不仅是对对
84 流层，SSW 的爆发对中间层和热成层的环流也具有显著的影响。当 SSW 爆发时，平流层极
85 区急剧升温，但中间层极区反而是降温的(Liu and Roble, 2002; Dowdy et al., 2007; Kurihara et

86 al., 2010; Siskind et al., 2010; Zulicke et al., 2018)。这是因为 SSW 的爆发会造成平流层异常向
87 极的剩余环流, 从而平流层高纬度地区会因下沉运动而产生绝热增温, 中间层高纬度地区
88 则因为异常上升运动而产生绝热降温。SSW 爆发后, 热成层低层极区是增温的
89 (Walterscheid et al., 2000; Dowdy et al., 2007), 并且该温度的增加可能同样由热成层行星波活
90 动导致。但研究发现, 该行星波活动并不是由对流层直接上传而来, 而应被视为对平流层
91 SSW 事件的响应。这些行星波活动往往发生在平流层 SSW 之后, 由平流层顶以上层次平均
92 流的不稳定在原位激发和放大了罗斯贝波正常振荡而形成, 因此, 通常被称为“次级行星波
93 动”(Chandran et al., 2013; Limpasuvan et al., 2016; Yu et al., 2019)。

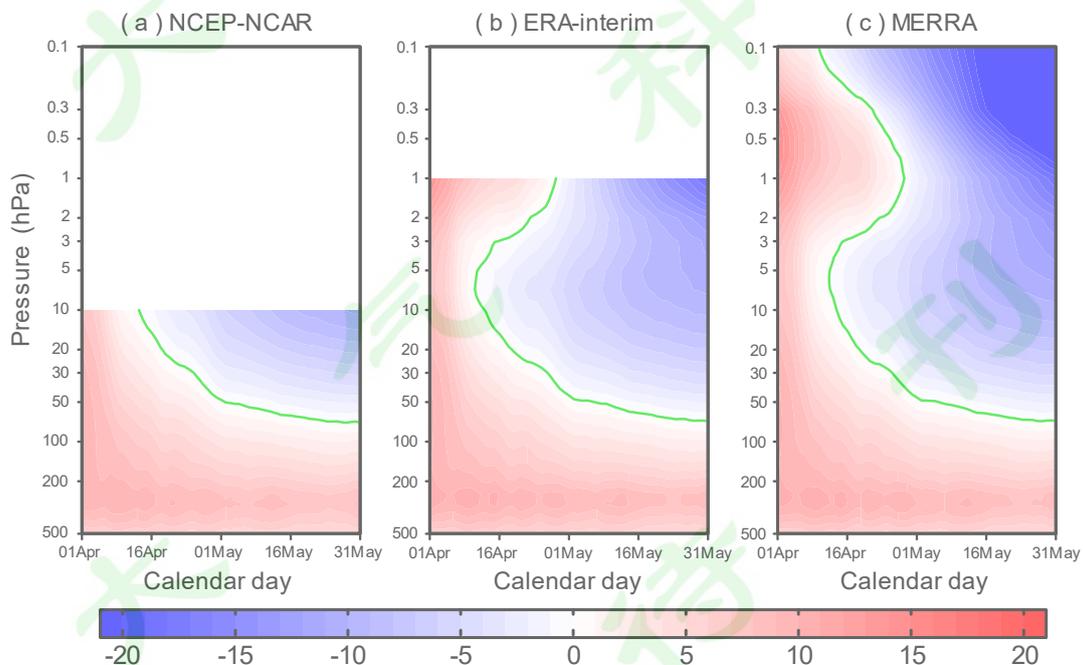
94 平流层极涡会在春季彻底的崩溃。当平流层极涡彻底崩溃时, 会伴随类似于冬季 SSW
95 事件一样的增温现象, 被称为平流层最后增温事件 (stratospheric final warming, 简称 FW)。
96 FW 的爆发是春季平流层最重要的事件之一, 是平流层极区由冬季环流型向夏季环流型转
97 换的标志(Andrews et al., 1987; Black et al., 2006; Black and McDaniel, 2007a)。平流层 FW 的
98 爆发日期受到对流层行星波和太阳辐射非绝热加热共同调节, 具有显著的年际变化(Black
99 and McDaniel, 2007a; 魏科等, 2007, 2008; Ayarzagüena and Serrano, 2009; Haigh and Roscoe,
100 2009; Li et al., 2012; Hu et al., 2014)。10 hPa 层次上偏早的 FW 事件一般于 3 月中下旬爆发,
101 最早的 FW 事件出现在 2016 年的春天, 爆发日期为 3 月 5 日(Manney and Lawrence, 2016;
102 Palmeiro et al., 2017)。此类 FW 事件往往伴随着很强的平流层行星波的活动, 由动力主导。
103 偏晚的 FW 事件可以直到 5 月初才发生, FW 的发生主要受到太阳辐射的非绝热加热影响,
104 热力因素是主导因素 (Black and McDaniel, 2007b; 胡景高等, 2014)。FW 的爆发早晚对对流
105 层天气、气候同样具有显著影响。当 FW 爆发偏早时, 平流层和对流层北极涛动在 4 月呈
106 负位相, 但 FW 爆发偏晚时, 平流层极涡能维持至 5 月初, 4、5 月北极涛动呈正位相
107 (Ayarzagüena and Serrano, 2009)。FW 可以通过调节北极极涡的强弱影响南亚夏季风的爆发
108 (Ren and Hu, 2014; Hu and Ren, 2018), 以及春季北极海冰分布的空间型态(Kelleher et al.,
109 2020)。

110 由于低层的 FW 事件可能与对流层的耦合更加直接, 而以往的研究也更多是基于平流
111 层-对流层相互作用的角度考虑, 因此, 对平流层中低层的 FW 事件关注较多(Lim et al.,
112 2018; Thiéblemont et al., 2019; Rao and Garfinkel, 2021; Hauchecorne et al., 2022), 而对平流层
113 高层、甚至更高层次的 FW 事件关注较少, 比如中间层低层是否有 FW 事件存在, 其爆发
114 过程如何? 平流层高层 1 hPa FW 事件爆发日期的年际变化如何, 其爆发过程是否与平流层
115 中层 10 hPa FW 事件爆发过程相似? 这些问题至今并没有得到很好的回答。

116 本文将基于再分析资料的分析，对平流层低层至中间层低层的 FW 事件进行整体考虑。
117 首先确定中间层低层 FW 的存在性，然后基于 FW 事件爆发日期的垂直廓线特征，将 FW 事
118 件分为了三种类型，并对每种类型 FW 事件爆发过程的环流特征、动力和热力特征进行讨
119 论。本研究将有助于增加对平流层高层和中间层低层 FW 事件爆发过程的进一步认识，增
120 加对 FW 爆发机理的进一步理解。

121 2. 资料

122 本文共使用了三套再分析资料，分别为：（1）美国国家航天航空局提供的 MERRA 逐
123 日再分析资料(Woollen et al., 2011)，垂直方向从 1000 hPa 到 0.1 hPa，共 42 层，时间范围从
124 1979 年 1 月至 2015 年 12 月；（2）美国国家环境预测中心和美国国家大气研究中心提供的
125 NCEP-NCAR 逐日再分析资料(Kalnay et al., 1996)，垂直方向从 1000 hPa 至 10 hPa，共 17
126 层，时间范围从 1979 年 1 月至 2018 年 12 月；（3）欧洲中期天气预报中心提供的 ERA-
127 Interim 逐日再分析资料(Dee et al., 2011)，垂直方向从 1000 hPa 至 1 hPa，共 22 层，时间范
128 围从 1979 年 1 月至 2018 年 12 月。以上资料水平分辨率都为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 经纬网格。在三套资
129 料中，气候平均的平流层极夜急流核心纬度带纬向平均纬向风的季节演变日期（西风转为
130 东风的日期）垂直廓线具有很好的一致性（图 1）。另外，如果使用较 MERRA 再分析资料
131 而言覆盖时间范围更长的 MERRA-2 资料，本文的主要结论是一致的。



132
133 图 1 气候态下 4 月 1 日至 5 月 31 日 $60^{\circ}-75^{\circ}\text{N}$ 平均的纬向平均纬向风场的高度-时间演变（单位： m s^{-1} ），
134 绿色实线为风速零线，代表不同层次风向反演的日期。(a)、(b)、(c)分别为 NCEP-NCAR、ERA-Interim 和
135 MERRA 再分析资料

136 Fig. 1 The temporal evolution of climatological zonal-mean zonal wind (unit: m s^{-1}) averaged in 60° – 75°N during
137 the period from January 1 to May 31 for (a) NCEP-NCAR, (b) ERA-Interim, and (c) MERRA reanalysis data,
138 respectively. Green lines are the zero lines of the zonal wind.

139

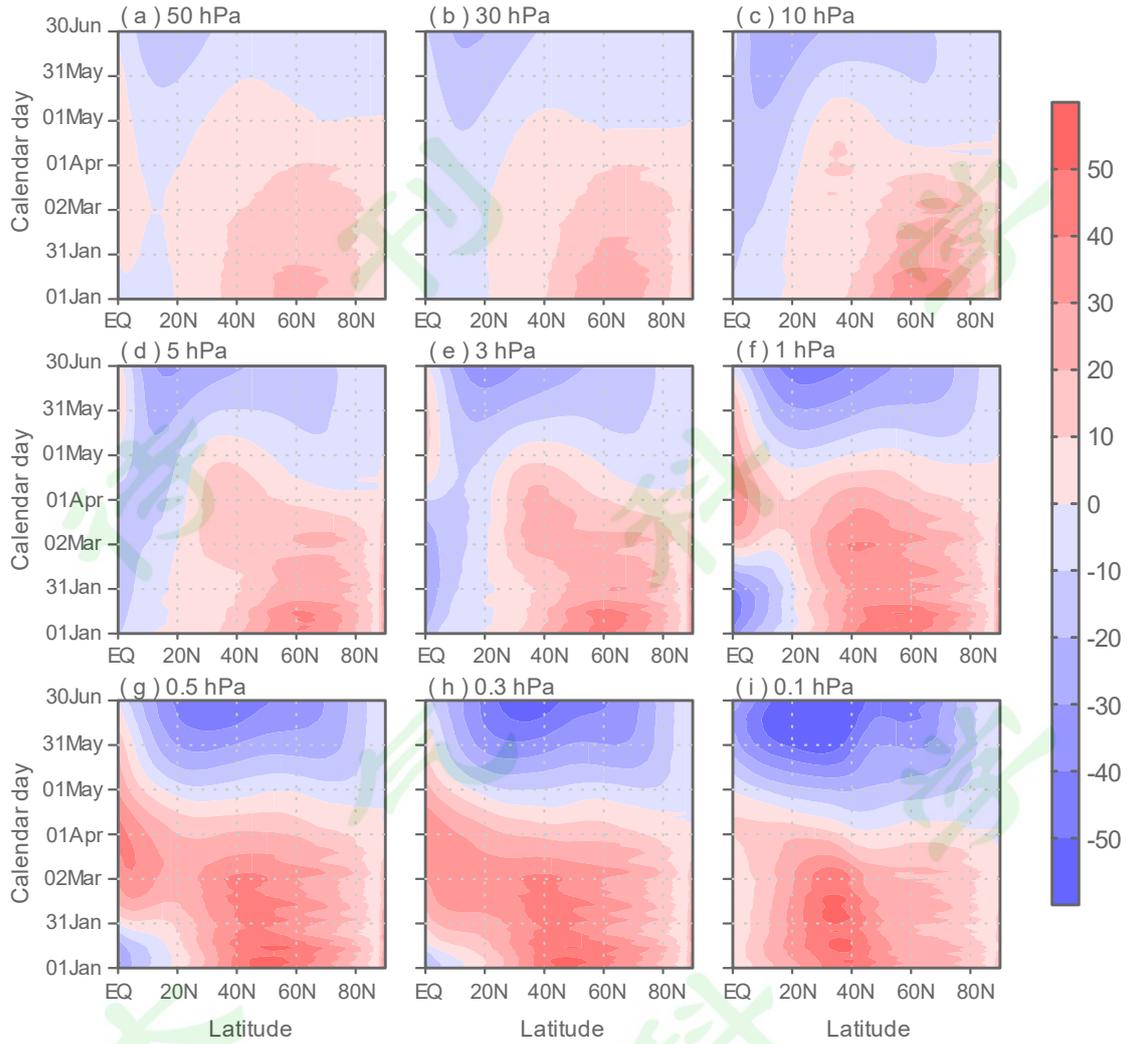
140 3. 中间层低层 FW 事件的基本特征及其与平流层 FW 事件的联系

141 目前有不同的方法定义 FW 事件的爆发日期(Nash et al., 1996; Waugh and Rong, 2002),
142 但使用比较多的是基于纬向平均纬向风场的定义, 即将平流层极夜急流核心纬度带纬向平
143 均纬向风最后一次转为东风的日期定义为北半球 FW 的爆发日期(Black et al., 2006; 魏科等,
144 2007; Li et al., 2012; Hu et al., 2014)。

145 下面我们将首先确定 FW 现象在中间层低层是否存在, 并且确定利用纬向风场定义 FW
146 爆发日期的方法在中间层低层是否适用。图 2 给出了气候平均不同层次纬向平均纬向风的
147 纬度-时间演变。从图中可以看出, 随着高度的增加, 热带外平流层 (50 – 1 hPa) 纬向西风
148 的强度不断增加, 从 50 hPa 到 5 hPa (图 2a-d), 极夜急流最大西风风速值随着时间逐渐向
149 北偏移, 春季 3 月的极夜急流中心大致比 1 月份时偏北 10 个纬度。从 3 hPa 往上 (图 2e-
150 i), 纬向西风出现了整体的南偏; 至 0.1 hPa, 纬向平均纬向西风的中心已经位于 40°N 以南
151 (图 2i)。尽管出现南偏, 但从平流层低层至中间层低层, 极区气候平均纬向平均纬向风在
152 春季都出现了风向的反转, 这与图 1 的结论是一致的, 进一步说明 FW 事件在中间层低层
153 可能是存在的。

154 图 3 给出了 1979–2015 年不同层次上纬向平均温度标准差的纬度-时间演变。从图中可
155 以看出, 在平流层至中间层低层的极区, 纬向平均温度在冬季的年际变率始终大于春季的
156 年际变率, 极大值中心大致位于 2 月份的 1 hPa (图 3f)。值得指出的是, 0.3 hPa 层次上,
157 极区纬向平均温度年际变率的强度与 50 hPa 相当, 只是冬季变率的范围较 50 hPa 而言南扩
158 至 40°N , 大于 4 K 的变率都能维持至 4 月底 (图 3a, h)。在 0.1 hPa, 极区温度变率的大值
159 进一步延伸至 5 月底 (图 3i)。

160 图 4 进一步给出了不同层次上纬向平均纬向风标准差的纬度-时间演变。可以看出, 在
161 平流层 (50 – 1 hPa) 极区, 纬向平均纬向风的年际变率随着高度不断增加 (图 4a-f), 在 1
162 hPa 达到最大, 极大值中心出现在 1 月底, 大致位于 60° – 75°N (图 4f)。在 1 hPa 往上, 纬
163 向平均纬向风的年际变率随着高度增加而逐渐减弱 (图 4g-i)。尽管如此, 在 0.1 hPa, 极区
164 纬向平均纬向风年际变率的强度仍要强于 10 hPa, 并且大于 8 m s^{-1} 的变率能持续至 4 月中,
165 与 50 hPa 和 30 hPa 一致 (图 4i)。



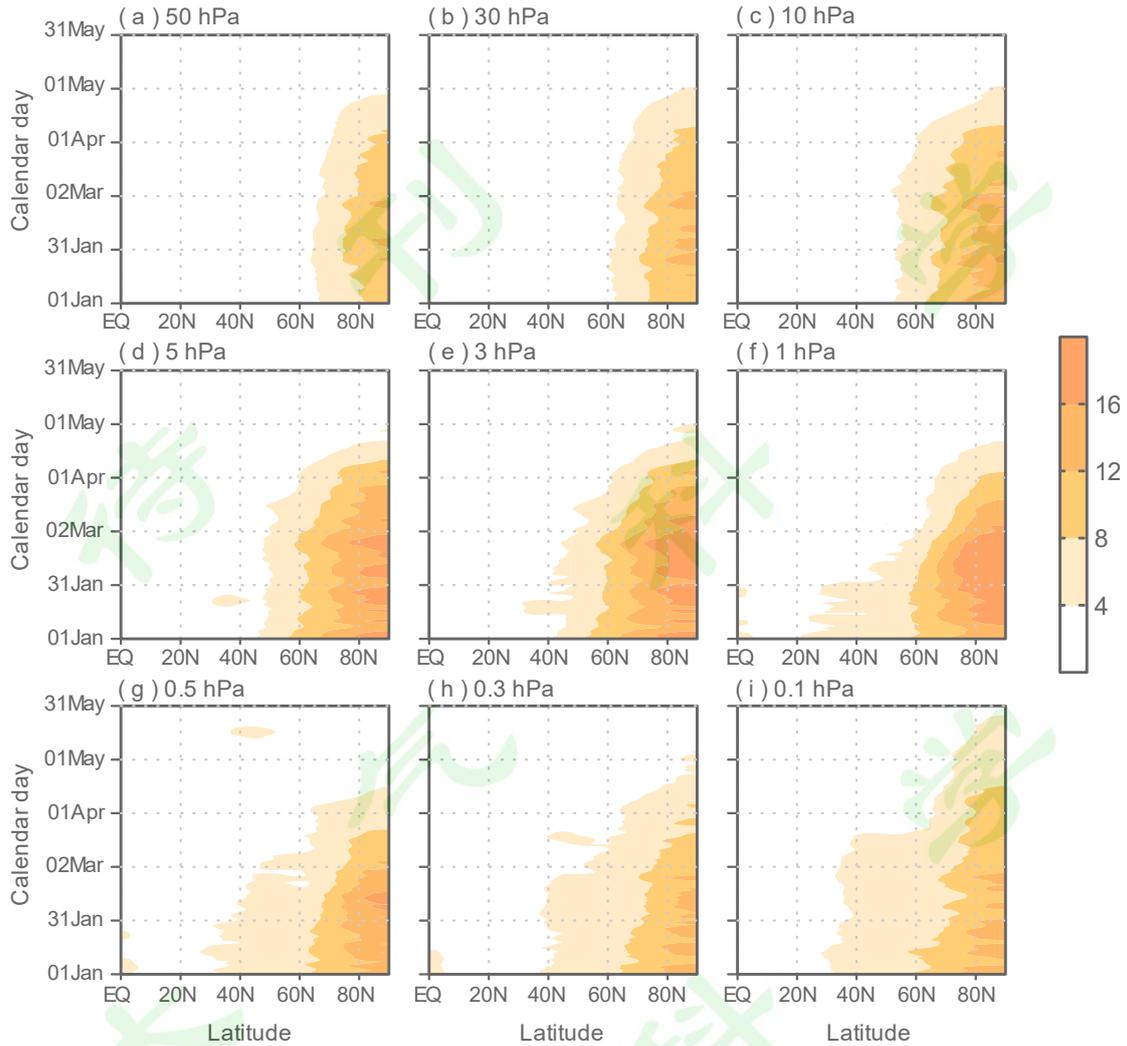
166

167 图 2 气候态下不同层次纬向平均纬向风的纬度-时间演变 (单位: m s^{-1})。 (a)-(i) 分别对应 50 hPa、30 hPa、
168 10 hPa、5 hPa、3 hPa、1 hPa、0.5 hPa、0.3 hPa 和 0.1 hPa

169 Fig. 2 The latitude–time cross sections of the climatological zonal-mean zonal wind (unit: m s^{-1}) during the period
170 from 1 January to 30 June at (a) 50 hPa, (b) 30 hPa, (c) 10 hPa, (d) 5 hPa, (e) 3 hPa, (f) 1 hPa, (g) 0.5 hPa, (h) 0.3
171 hPa, and (i) 0.1 hPa, respectively.

172

173 从图 1–4 的分析中, 我们不难看出, 中间层低层的极区, 纬向平均纬向风场和温度场
174 在春季都具有很强的年际变率, 强度可以与平流层中低层相当, 并且在中间层低层极区的
175 春季仍然存在纬向西风向东风的风向转换, 这说明中间层低层仍然存在 FW 事件。同时,
176 分析还表明, 类似于以往研究中利用极区纬向平均纬向风反转来定义中间层低层的 FW 爆
177 发日期也是可行的。本文使用 60° – 75°N 平均的纬向平均纬向风最后一次由西风转为东风的
178 日期作为 FW 的爆发日期。如果在一些年份, 西风转为东风之后又有回复, 则回复的东风
179 不超过 5 m s^{-1} , 且持续不超过 5 天。另外, 根据 Charlton and Polvani (2007) 的标准, FW 事



180

181 图 3 1979–2015 年不同高度上纬向平均温度标准差的纬度-时间演变 (单位: K)。 (a)-(i) 分别对应 50 hPa、
182 30 hPa、10 hPa、5 hPa、3 hPa、1 hPa、0.5 hPa、0.3 hPa 和 0.1 hPa

183 Fig. 3 The latitude–time cross sections of the standard deviation of zonal-mean temperature (unit: K) during the
184 period from 1 January to 31 May in 1979–2015 and at (a) 50 hPa, (b) 30 hPa, (c) 10 hPa, (d) 5 hPa, (e) 3 hPa, (f) 1
185 hPa, (g) 0.5 hPa, (h) 0.3 hPa, and (i) 0.1 hPa, respectively.

186

187 件的爆发时间与邻近的前一次爆发性增温的爆发时间间隔至少 20 天。由此，本文确定了从
188 50 hPa 至 0.1 hPa 逐年 FW 的爆发日期。

189 图 5a 给出了各层次 FW 爆发日期的平均值、年际变率 (标准差) 及最小值和最大值的
190 时间分布。从图中可以看出，FW 爆发日期多年平均值的垂直廓线与气候态的廓线有大致
191 相同的特征 (图 5a 与图 1c)，爆发日期分布于 4 月 7 日–4 月 27 日。其中，除 50 hPa 外，1
192 hPa FW 爆发最晚，为 4 月 24 日；在 5 hPa 以下，FW 平均爆发日期随高度的增加不断提前；
193 5 hPa 到 1 hPa，平均爆发日期逐渐延后；在 1 hPa 到 0.1 hPa，又逐渐提前。同时可以看出，

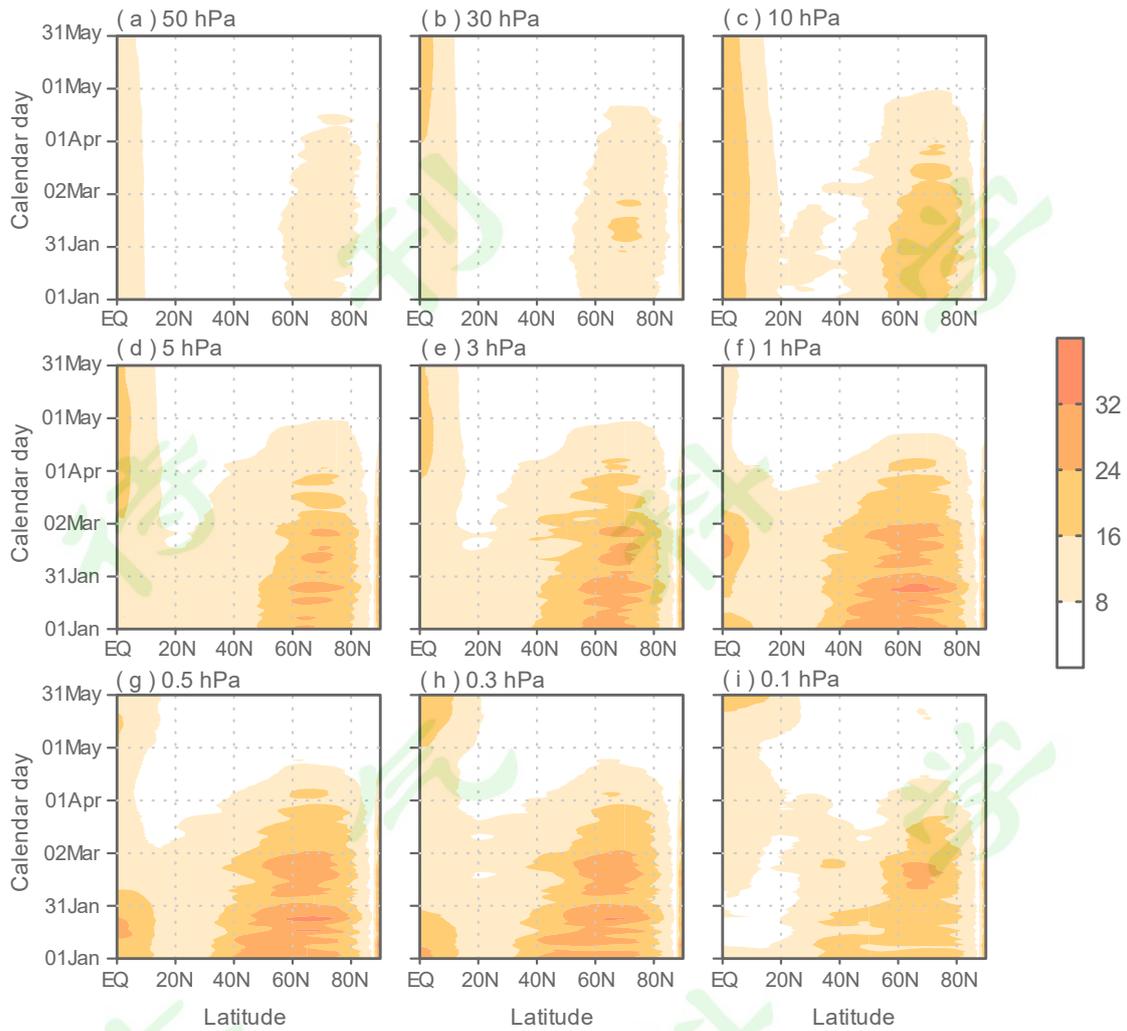
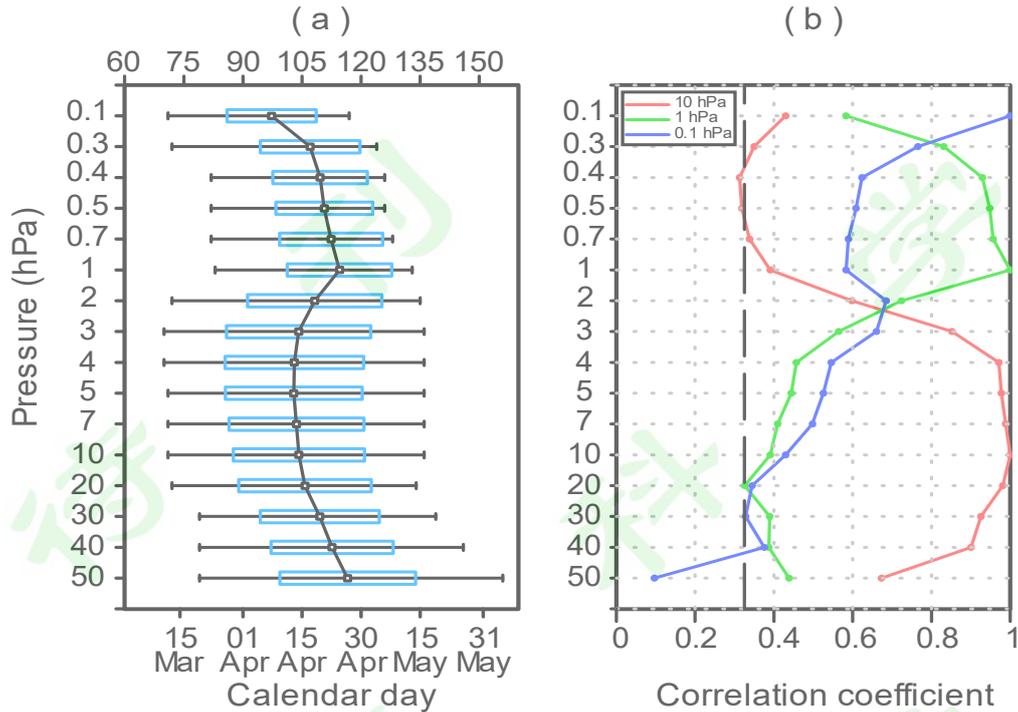


图4 同图3，但为纬向平均纬向风标准差的纬度-时间演变（单位： m s^{-1} ）

Fig. 4 As in Fig. 3, but for the standard deviation of zonal-mean zonal wind (unit: m s^{-1}).

194
195
196
197
198
199
200
201
202
203
204
205
206
207

各个层次的FW爆发日期的年际变率有一定的不同，在1 hPa以下，各层FW爆发日期的标准差变化较小，为15.1天–18.3天，在1 hPa以上时标准差迅速减小，在0.1 hPa达到最小值，为11.3天。图5b给出了逐层FW爆发日期分别与10 hPa、1 hPa和0.1 hPa层次上FW爆发日期的相关系数的垂直分布。可以看出，平流层低层至中间层低层的各层FW爆发日期之间大部分相关系数是比较显著的。但是，仍然可以看到，10 hPa与较低层次的相关系数明显高于较高的层次，其与30 hPa至4 hPa层次上FW爆发日期的相关系数达0.9以上，而与1 hPa以上层次的相关系数不超过0.4。同样，1 hPa与0.7 hPa、0.5 hPa、0.4 hPa的相关系数也超过了0.9，但与其以下层次的相关系数迅速减小。以上相关系数的垂直廓线说明，在年际时间尺度上，各层次之间FW爆发日期可能并不同步，也反映了各层FW爆发的机制可能不尽相同。



208

209 图 5 (a) 1979–2015 年 FW 爆发日期的平均值 (黑色带点实线), ± 1 个标准差 (蓝色空心柱) 及最小值至最
 210 大值范围 (误差柱) 的垂直廓线。(b) 10 hPa (红线)、1 hPa (绿线)、0.1 hPa (蓝线) FW 爆发日期与其他
 211 层次 FW 爆发日期的相关系数分布, 长虚线表示 95% 显著性检验值

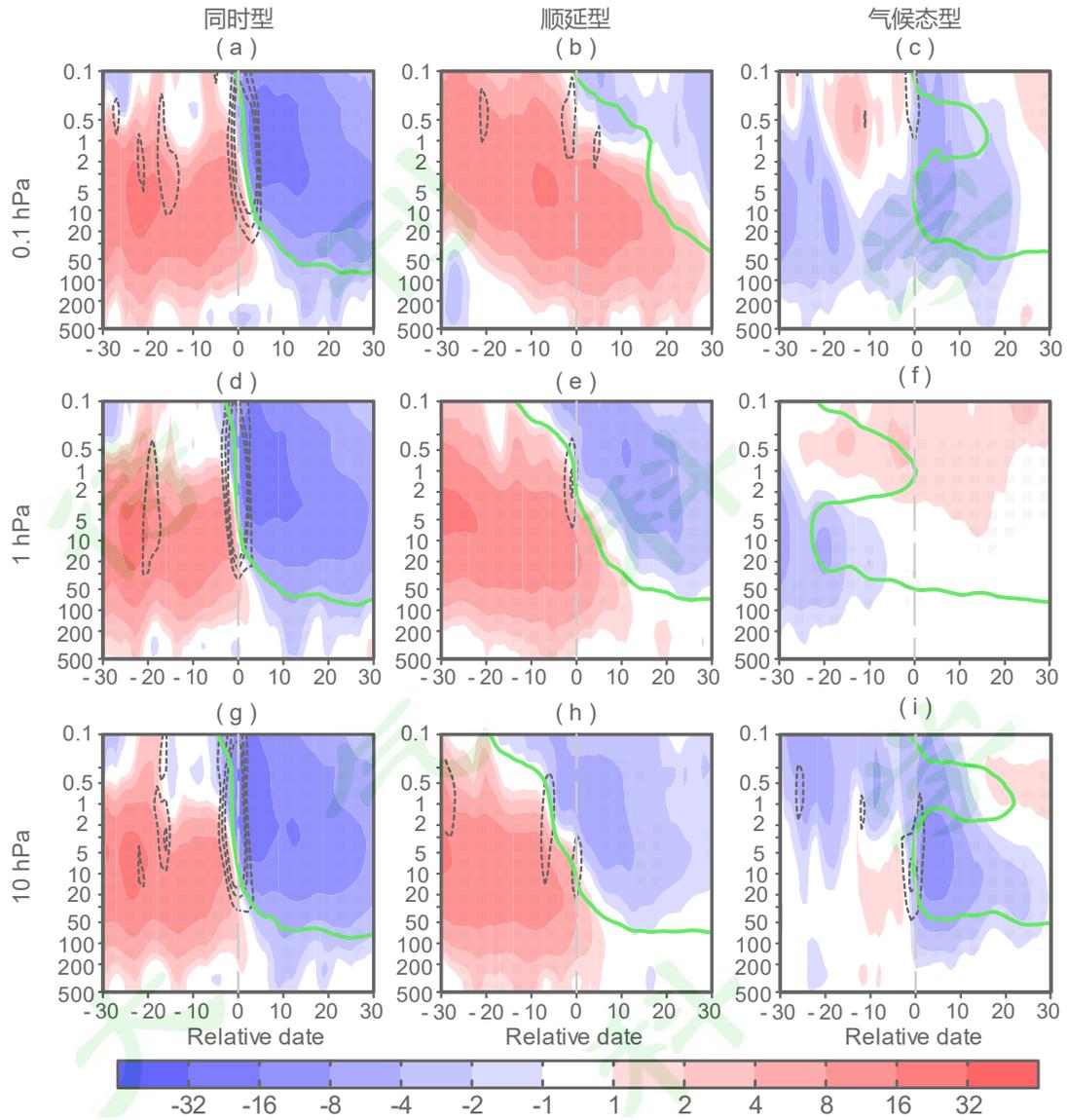
212 Fig. 5 The vertical profile of the average date of FW onset (black dotted solid line), ± 1 standard deviation area
 213 (blue hollow column), and the range from minimum to maximum FW onset date (error bar). (b) The correlation
 214 coefficient of FW onset date in each vertical level with that at 10 hPa (red), 1 hPa (green), and 0.1 hPa (blue),
 215 respectively. The long dashed line indicates the critical value of the 95% confidence level

216

217 4. 基于中间层与平流层相互关系的 FW 事件分类及其形成机理

218 4.1 FW 事件分类

219 在对逐层 FW 爆发日期进行确定的过程中, 我们发现并不是所有 FW 爆发日期的垂直
 220 廓线都类似于图 1c 中的气候态类型, 并且基于对廓线形态的认识, 我们将其归纳为三种类
 221 型 (图 6 中绿色实线): (1) 同时爆发型, 简称同时型, 该型廓线的主要特征是平流层中层
 222 至中间层低层, FW 几乎同时爆发, 或者爆发日期相差很小 (图 6a, d, g)。(2) 顺延爆发
 223 型, 简称顺延型, 该型廓线的主要特征表现为 FW 的爆发日期从高层 0.1 hPa 开始, 随着层
 224 次的降低而逐渐延后 (图 6b, e, h)。(3) 气候态型, 该型廓线的垂直分布与气候态类似,
 225 0.1 hPa 和 10 hPa 附近的 FW 爆发日期明显早于其他层次, 1 hPa FW 日期最晚 (图 6c, f,
 226 i)。



227

228

229 图6以0.1 hPa (a、b、c)、1 hPa (d、e、f)、10 hPa (g、h、i) FW爆发当日为第0天合成的同时型 (a、
 230 d、g)、顺延型 (b、e、h) 和气候态型 (c、f、i) 爆发前后各30天的60°–75°N平均的纬向平均纬向风场
 231 异常的高度-时间剖面 (单位: m s^{-1})。绿线为合成的纬向平均纬向风原始场的风速零线, 虚线分别为-2、
 232 -3、-4 $\text{m s}^{-1} \text{d}^{-1}$ 的纬向平均纬向风时间变化率等值线。打点区表示通过90%显著性检验的区域

233 Fig. 6 The time-height cross sections of the composite zonal-mean zonal wind anomaly (unit: m s^{-1}) averaged in
 234 60°–75°N relative to FW onset date at (a, b, c) 0.1 hPa, (d, e, f) 1 hPa, and (g, h, i) 10 hPa and for (a, d, g)
 235 simultaneous type, (b, e, h) successive type, and (c, f, i) climatology-like type, respectively. The thick green lines
 236 are the zero lines of composite zonal-mean zonal wind averaged in 60°–75°N. The black dashed contours represent
 237 the tendency of zonal-mean zonal wind. The contour levels are successively -2, -3, -4 $\text{m s}^{-1} \text{d}^{-1}$. The dotted areas
 238 indicate the anomalies are significant at 90% confidence level. The vertical dashed lines represent the onset date of
 239 FW at the corresponding height levels.

240 本文将 10 hPa、1 hPa、0.1 hPa 三个层次 FW 的爆发日期分别称之为 OD_{10} 、 OD_1 、 $OD_{0.1}$ ，
 241 并使用如下方法将三种类型廓线的 FW 事件进行区分：（1）当 OD_{10} 与 OD_1 之间的差异小于
 242 5 天或者 OD_1 与 $OD_{0.1}$ 之间的差异小于 5 天，同时， $OD_{0.1}$ 与 OD_{10} 的和与 2 倍 OD_1 的差异不
 243 超过 10 天，那么该 FW 事件被划归为同时型。（2）当 $OD_{0.1}$ 比 OD_1 提前 5 天及以上，同时，
 244 OD_{10} 晚于 OD_1 或者比 OD_1 提前不超过 3 天时，该 FW 事件被划归为顺延型。在该类型事件
 245 的定义中，我们允许 FW 爆发日期在平流层中层 10 hPa 比平流层上层 1 hPa 存在一定的提
 246 前，这是因为我们发现中间层低层至平流层上层 FW 爆发日期的顺延较平流层上层与平流
 247 层中层之间的顺延更为明显。（3）当 $OD_{0.1}$ 比 OD_1 提前 5 天及以上，同时， OD_{10} 比 OD_1 提
 248 前 5 天及以上时，则该 FW 事件被划归为气候态型。表 1 给出 1979–2015 年逐年 FW 事件的
 249 分类结果，可以看出同时型与顺延型事件分别有 7 次和 11 次，而气候态型共有 19 次事件，
 250 明显多于其他两种类型的事件，这也是图 1 中气候态下 60° – 75° N 平均的纬向平均纬向风速
 251 速零线的垂直廓线呈现此型 FW 爆发日期廓线的主要原因。

252 表 1 FW 事件的分类

253 Table 1 Classification of FW events

| 同时型 | 顺延型 | 气候态型 | |
|------|----------|----------|----------|
| | 1981 | 1979 | |
| | 1990 (+) | 1980 (-) | 1993 |
| 1982 | 1991 | 1983 | 1998 (-) |
| 1995 | 1994 | 1984 | 1999 |
| 1996 | 1997 | 1985 (-) | 2000 |
| 2003 | 2001 (+) | 1986 (-) | 2005 (-) |
| 2004 | 2002 (+) | 1987 | 2008 |
| 2011 | 2006 (+) | 1988 | 2010 |
| 2015 | 2007 | 1989 | 2012 |
| | 2009 (+) | 1992 | 2014 |
| | 2013 (+) | | |

254 注：“+”、“-” 分别表示该年 10 hPa 上的 FW 爆发日期超出、低于该层 1979-2015 年 FW 爆发平均日期一
 255 个标准差。

256

257 4.2 三种类型 FW 事件爆发过程的环流和行星波活动特征

258 接下来，我们将分析三种类型 FW 事件爆发过程中大气环流和行星波活动特征。图 6
 259 给出了三类事件中分别以 0.1 hPa、1 hPa 和 10 hPa 的 FW 爆发日期为第 0 天合成的爆发前后
 260 各 30 天内 60° – 75° N 平均的纬向平均纬向风场异常的演变。图 7 和图 8 与图 6 类似，分别为
 261 70° – 90° N 极区平均位势高度异常和温度异常的时间演变。

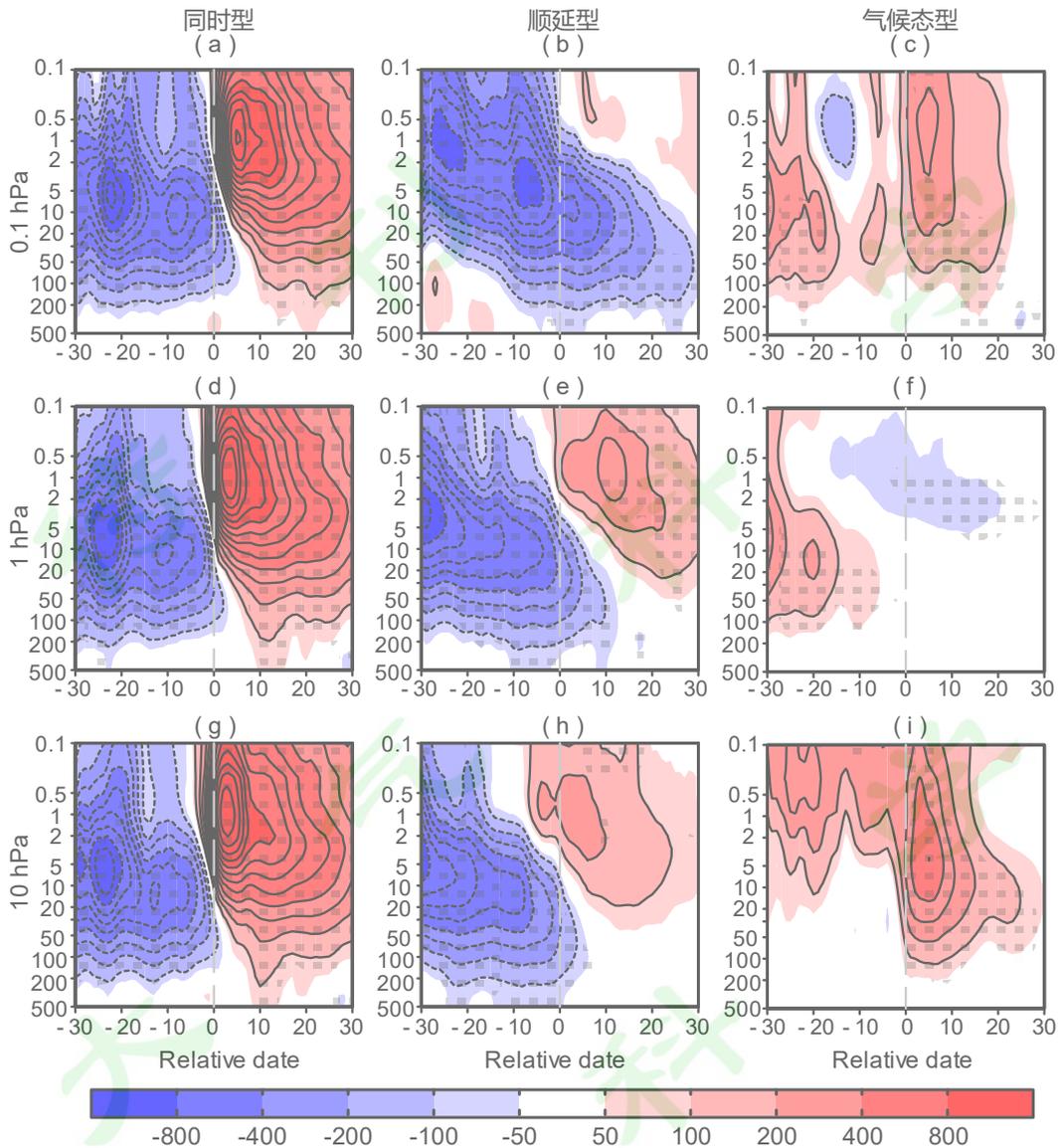
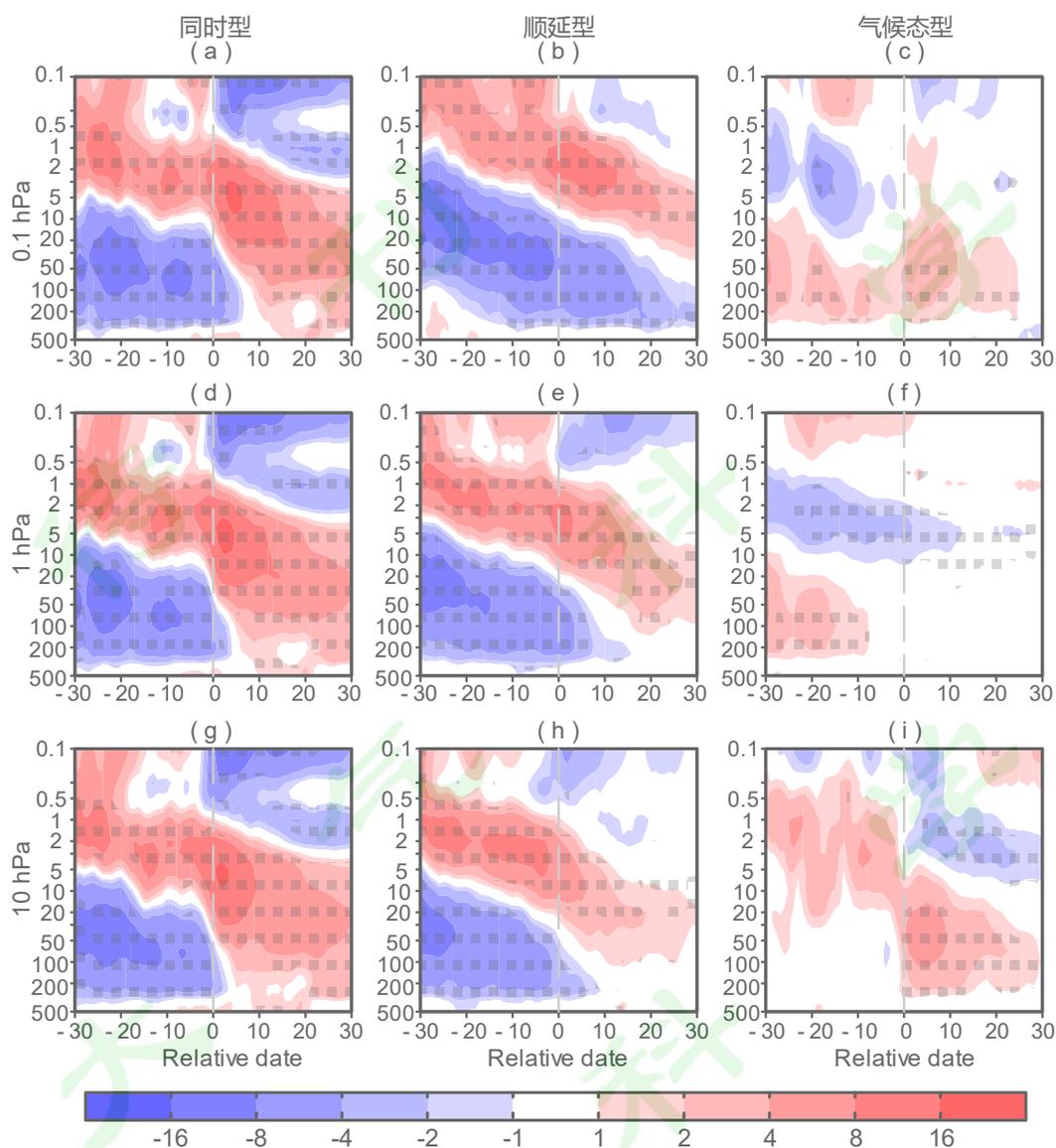


图 7 同图 6，但为 70°–90°N 极区平均位势高度异常的高度-时间演变（等值线间隔为 100 gpm，0 线未显示）
 Fig. 7 As in Fig. 6, but for the composite geopotential height anomaly area averaged in polar region (0°–360°, 70°–90°N) (unit: gpm). The contour interval is 100 gpm with zero lines omitted.

4.2.1 同时型

当 FW 爆发日期表现为同时型时，从图 6 左列中的绿色实线可以看出，在 0.1 hPa、1 hPa 和 10 hPa 三个层次分别合成的 FW 爆发日期的垂直廓线非常的一致，此时，0.1 hPa、1 hPa 和 10 hPa FW 的爆发日期分别为 4 月 4 日，4 月 7 日和 4 月 10 日，相差很小，20–0.1 hPa 平均爆发时间为 4 月 8 日。在 FW 爆发当天前后，平流层整层至中间层低层的环流迅速由西风异常转为东风异常，这与 FW 爆发异常偏早时的环流演变特征是一致的(胡景高等, 2014)。由于 FW 偏早事件的爆发主要由热带外平流层行星波活动导致，因此，同时型 FW



274

275 图 8 同图 6，但为 70°–90°N 极区平均温度异常的高度-时间演变。

276 Fig. 8 As in Fig. 6, but for the composite temperature anomaly area averaged in polar region (0°–360°, 70°–90°N)

277 (unit: K).

278

279 事件的发生可能也是以行星波活动为主导原因。为了说明该问题，图 6 另外给出了纬向平

280 均纬向风时间变化率的演变（黑色短虚线）。前人研究指出当平流层增温过程中纬向风负

281 的时间变化率的绝对值小于 $2 \text{ m s}^{-1} \text{ d}^{-1}$ 时，则该事件由热力因素占主导，即太阳辐射非绝热加

282 热主导了增温事件的发生；大于 $3 \text{ m s}^{-1} \text{ d}^{-1}$ 时，则该事件为动力占主导原因的事件；在 2 m

283 $\text{s}^{-1} \text{ d}^{-1}$ 与 $3 \text{ m s}^{-1} \text{ d}^{-1}$ 之间时，动力和热力发挥的作用大致相当（魏科等, 2007; Butler et al.,

284 2019）。从图 6 左列可以看出，同时型 FW 爆发当日附近，30–0.1 hPa 的层次上，纬向风时

285 间变化率的绝对值大小都超过了 $3 \text{ m s}^{-1} \text{ d}^{-1}$ ，说明此类型事件为动力主导型事件。

286 伴随着 FW 的爆发, 在平流层至中间层低层的极区, 位势高度也从负异常转变为正异
287 常 (图 7 的左列), 这与胡景高等(2014)中 FW 爆发偏早时的极区位势高度演变特征也是一
288 致的, 并且, 正负异常中心强度绝对值都超过了 400 gpm, 说明在同时型 FW 爆发之前平流
289 层与中间层的极涡显著偏强, 而在 FW 爆发之后, 极涡又显著偏弱。

290 相比于纬向风场和位势高度场的演变而言, 同时型 FW 爆发前后极区温度异常的演变
291 有着明显不同的特征 (图 8 左列)。首先, 在 FW 爆发前 15 天至爆发前 1 个月, 大致以 5
292 hPa 为界, 在其之上, 温度基本上为正异常, 而其之下温度为负异常。在 FW 爆发前 15 天
293 至爆发当天, 这个界限向下偏移, 大致位于 10 hPa。FW 爆发后, 10 hPa 以下层次出现快速
294 的增温。但 1 hPa 以上层次, 温度由正异常快速转为负异常, 这与前人研究指出的平流层冬
295 季 SSW 会导致平流层极区温度增加而中间层极区温度降低的结论是一致的(Liu and Roble,
296 2002; Zuluć et al., 2018), 在 1 hPa 附近的温度负异常随着时间有一定的下传。在 2–5 hPa
297 层次上, FW 爆发前后温度异常没有符号的反转。

298 事实上, 平流层至中间层低层, 在 FW 爆发前后温度异常看似较为复杂的分布是与极
299 涡的强度紧密相连的。具体的, 从图 7 左列可以看出, 在同时型 FW 爆发前 20 天, 极涡强
300 度较强, 其异常中心位于 5 hPa, 而强极涡往往伴随着平流层剩余环流的减弱, 从而在平流
301 层中低层极区形成异常上升运动和绝热冷却, 出现温度负异常, 而其强极涡中心的上方产
302 生异常下沉运动, 绝热增温导致 5 hPa 上方出现温度正异常。在 FW 爆发前 10 天, 极涡的
303 异常中心在 10 hPa, 这也导致了这一时段, 温度异常的分界线大致在 10 hPa。FW 爆发之
304 后, 情况正好相反, 平流层极涡强度迅速减弱, 剩余环流加强, 位势高度正异常中心位于
305 爆发后 5 天的 1 hPa 层次附近, 并且随着时间, 该中心不断的下传, 这也导致 FW 爆发后,
306 极区温度出现“上负下正”的异常分布, 并且温度异常的分界线也随着时间下传。

307 4.2.2 顺延型

308 当 FW 表现为顺延型时, 从图 6 中间一列可以看出, FW 爆发日期的垂直廓线在高层明
309 显提前于低层, 0.1 hPa 的爆发日期平均为 4 月 7 日, 比 30 hPa 提前了 26 天。20–0.1 hPa 平
310 均爆发时间为 4 月 23 日, 比同时型 FW 事件偏晚了 15 天。顺延型时, FW 爆发当日前后,
311 纬向风场同样存在由西风异常向东风异常的转变, 但与同时型相比, FW 爆发后东风异常
312 的强度明显偏弱, 以 0.1 hPa FW 爆发时最为明显 (图 6b)。

313 从图 6 中间列的图中可以看出, 各层顺延型 FW 爆发时, 纬向风时间变化率的绝对值
314 基本在 $2 \text{ m s}^{-1} \text{ d}^{-1}$ 与 $3 \text{ m s}^{-1} \text{ d}^{-1}$ 之间, 表明该类型 FW 的爆发过程中, 动力的作用较同时型
315 出现了明显的减弱, FW 的爆发由热力作用和动力作用共同导致。与纬向风场的异常演变

316 相对应，顺延型 FW 爆发之后，极区位势高度也由负异常迅速转为正异常，但位势高度正
317 异常的强度明显弱于同时型（图 7 中间列），尤其是 0.1 hPa FW 爆发时更为明显（图 7b）。
318 在极区温度异常的演变方面（图 8 中间列），顺延型 FW 爆发之前，温度异常也表现为“上
319 暖下冷”的型态，与同时型时较为类似。在 0.1 hPa FW 爆发前 30 天，冷暖异常大致以 1 hPa
320 为界（图 8b），1 hPa FW 爆发前 30 天，该分界线大致在 3 hPa（图 8e），而 10 hPa FW 爆发
321 前 30 天，该分界线已经下移至 5 hPa（图 8h）。可以看出，冷暖异常的分界线随着时间的下
322 传特征较同时型时更加明显，并且，分界线随着时间的下传可以一致持续到 FW 爆发以后，
323 这与图 7b, e, h 中极涡位势高度异常中心的随时间的下传也是一致的。同时，顺延型时温
324 度异常演变也表明，平流层 10 hPa 以下层次 FW 爆发后，极区主要表现为增温特征；而其
325 以上层次至大约 1 hPa，FW 爆发后，极区的温度异常的符号不会反转；而中间层低层 FW
326 爆发后，极区温度将由正异常转变为负异常，这与同时型时的特征大致是一致的。

327 4.2.3 气候态型

328 当 FW 为气候态型时，极区纬向风场、位势高度和温度异常的演变与前两个型态有着
329 明显差别，不及前两个型态典型。从图 6 右列中绿色粗线可以看出，在以 0.1 hPa、1 hPa 和
330 10 hPa 三个层次 FW 爆发日期为第 0 天分别合成的 FW 爆发日期的垂直廓线是基本一致的，
331 0.1 hPa、1 hPa 和 10 hPa FW 的爆发日期分别为 4 月 7 日，4 月 30 日和 4 月 8 日。在 10 hPa
332 FW 爆发前后（图 6i），平流层中低层纬向风异常出现了正负异常的转变，虽然 FW 爆发前
333 西风异常强度较其他两个型态而言明显偏弱，但 FW 爆发后，东风异常的强度仍比较显著，
334 并且，FW 爆发当日附近，10 hPa 的纬向平均纬向风时间变化率超过 $3 \text{ m s}^{-1} \text{ d}^{-1}$ ，反应了该
335 型 10 hPa FW 的爆发过程中，动力仍为主导因素。与纬向风异常的变化一致，平流层低层
336 极区位势高度和温度异常，在 FW 爆发后也出现了显著的增强（图 7i，图 8i）。而在 1 hPa
337 FW 爆发前后，平流层高层环流异常并没有发生符号反转（图 6f，图 7f，图 8f），纬向风异
338 常表现为明显的正异常，而位势高度和温度为明显的负异常，这与胡景高等（2014）中偏
339 晚年的 FW 爆发时的环流异常是一致的，反映了此时，FW 事件爆发偏迟，主要受辐射的非
340 绝热加热的影响。在 1 hPa FW 爆发当日附近，纬向平均纬向风时间变化率的大小没有超过
341 $2 \text{ m s}^{-1} \text{ d}^{-1}$ （图 6f）。在 0.1 hPa FW 爆发前后，虽然中间层极区环流异常的符号都出现了反
342 转，但其强度并不及平流层 FW 爆发时来得强烈（图 6c，图 7c，图 8c）。FW 爆发当日，
343 0.1 hPa 层次的纬向风时间变化率的绝对值大于 $2 \text{ m s}^{-1} \text{ d}^{-1}$ ，说明该型中 0.1 hPa FW 爆发时
344 热力和动力的因素可能都会存在。

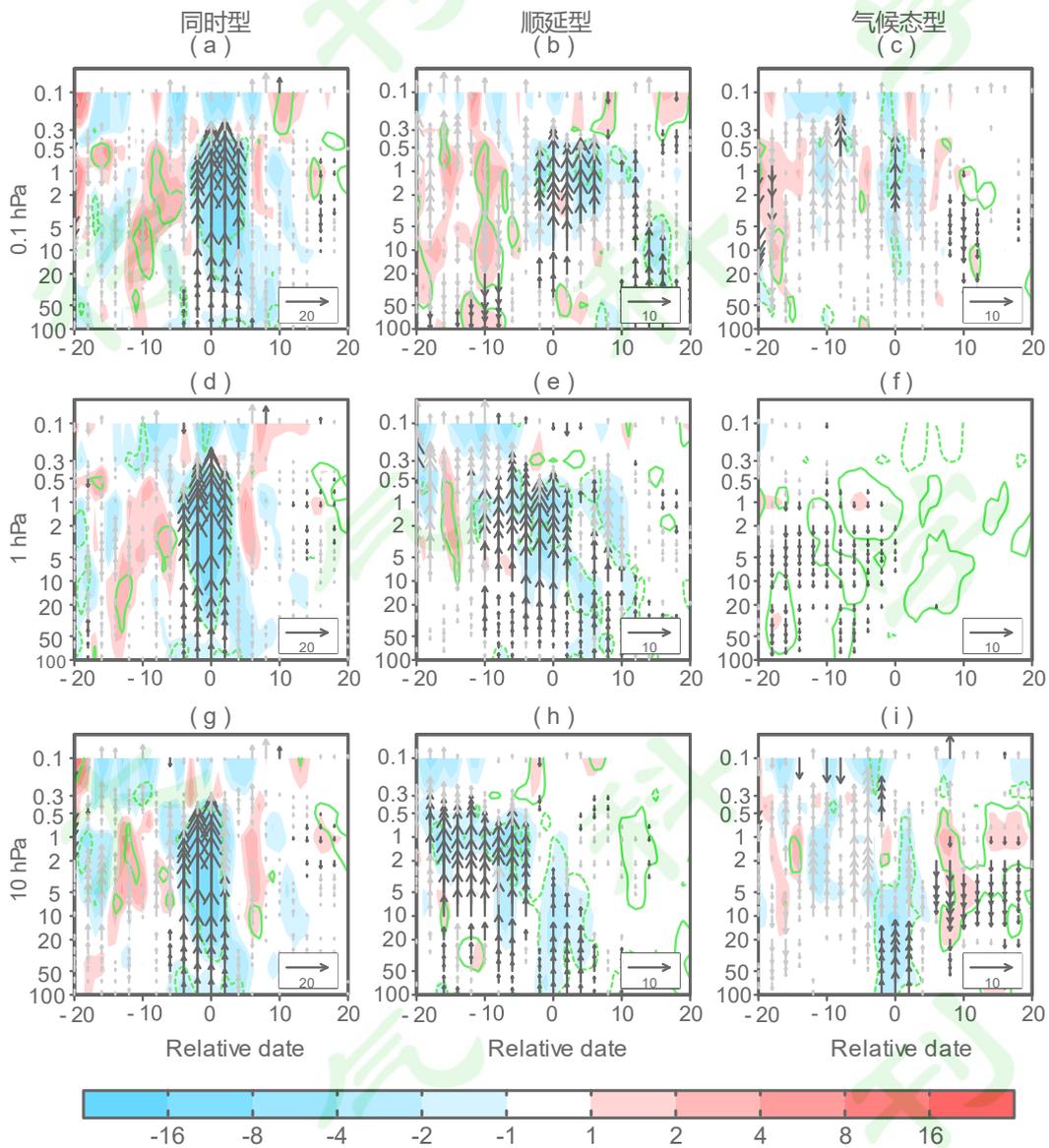
345 我们注意到，此形态时，0.1 hPa 的 FW 爆发过程不及平流层 1 hPa 和 10 hPa 典型，这

346 可能是由于该型FW事件在该层爆发过程比较多样有关。首先，当平流层中层FW爆发后，
347 平流层环流会转变成东风，从而不利于行星波进一步上传至平流层高层和中间层低层，从
348 而导致平流层高层的FW会因辐射的作用而发生。但另一方面，在平流层FW爆发后，中
349 间层低层也有可能受行星波活动的影响。前人研究指出，平流层冬季强SSW事件爆发前
350 都会伴随从对流层上传至平流层的行星波活动的剧烈增加，而在一些SSW爆发之后，在中
351 间层和热成层低层会再次观测到行星波活动，这通常被称为“次级行星波动”，该次级行星
352 波活动与平流层行星波有所不同，可以被视作是对平流层SSW事件爆发的响应，它可能是
353 由平流层顶以上层次平均流的不稳定在原位激发和放大了罗斯贝波正常振荡而形成的
354 (Chandran et al., 2013; Limpasuvan et al., 2016; Yu et al., 2019)。因此，在一些平流层春季FW
355 事件爆发后，0.1 hPa层次上可能会因为次级行星波活动而造成极涡最终的崩溃，我们会在
356 以后进一步关注该问题。

357 4.4.4 行星波活动

358 为了进一步揭示不同类型FW事件爆发过程中动力的变化情况，图9给出了以0.1 hPa、
359 1 hPa和10 hPa三个层次FW爆发当日前后各20天的Eliassen-Palm（简称：EP）通量散度
360 异常及其垂直分量（ EP_z ）异常的分布。从图9左列可以看出，同时型时，平流层至中间层
361 低层 EP_z 异常增强，主要集中在FW爆发前5天至爆发后2天，并且EP通量在平流层低层
362 至中间层低层都具有一致的辐合，从而导致FW在各层次几乎同时爆发，也说明同时型FW
363 的爆发以动力为主导。顺延型时（图9中间列），在0.1 hPa FW爆发前5天，可以看到行星
364 波活动具有显著的上传，并在平流层高层和中间层低层辐合，从而导致0.1 hPa FW的爆发，
365 当0.1 hPa FW爆发后，中间层低层出现显著的行星波辐散，爆发10天后，平流层中低层出
366 现显著的上传的EP通量（图9b），这表明在0.1 hPa FW爆发之后，其低层FW会继而爆
367 发。1 hPa FW爆发前10天至爆发后10天以及10 hPa FW爆发前约18天至爆发后5天（图
368 9e, h），平流层低层至中间层低层也出现了显著上传的EP通量，并且与图6相对应，1 hPa
369 FW爆发当日，行星波的辐合中心大致位于平流层高层，而至10 hPa FW爆发当日，行星波
370 的辐合中心已移至平流层中低层。但与同时型相比，顺延型FW爆发前后，行星波活动的
371 强度已经出现明显的减弱，1 hPa FW爆发前后各5天，10–0.5 hPa平均的 EP_z 为同时型的
372 37.5%，EP通量辐合的强度为同时型的37%。气候态型时（图9右列），在0.1 hPa FW爆发
373 当日，EP通量也出现了显著的上传，但其强度进一步减弱，FW爆发前后各5天，3–0.3 hPa
374 平均的 EP_z 仅为同时型的14%，为顺延型的34.7%（图9c）。在10 hPa FW爆发当日附近
375 （图9i），100–10 hPa出现了显著的由对流层上传至平流层的行星波活动，并主要在3 hPa

376 以下的层次辐合，造成平流层中低层 FW 的爆发。FW 爆发 5 天后，EP_z异常向下，EP 通量
 377 出现显著辐散，热带外平流层行星波活动受到明显抑制（图 9i），这也造成辐射的非绝热加
 378 热成为 1 hPa FW 爆发的主要原因，从图 9f 中也可以看出，1 hPa 爆发前，平流层至中间层
 379 都为 EP_z的负异常。



380 图 9 同图 6，但为 FW 爆发前后各 20 天合成的 55°–75°N 平均 EP 通量向上分量的异常（箭头，单位： 10^5
 381 $\text{m}^3 \text{s}^{-2}$ ）以及 EP 通量散度异常（阴影，单位： $\text{m s}^{-1} \text{d}^{-1}$ ）。黑色箭头和绿色等值线分别表示 EP 通量向上分
 382 量异常和 EP 通量散度异常通过 90%显著性检验
 383

384 Fig. 9 As in Fig.6, but for the anomalies of vertical component of EP flux (vector, unit: $10^5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-2}$) and EP flux
 385 divergence (shaded, unit: $\text{m s}^{-1} \text{d}^{-1}$) averaged in 55°–75°N from 20 days before to 20 days after the FW onset. Black
 386 vectors and green contours indicate the anomalies of vertical component of EP flux and EP flux divergence are
 387 significant at the 90% confidence level, respectively.
 388

389 5. 结论与讨论

390 本文通过MERRA逐日再分析资料的分析, 首先验证了中间层低层FW事件的存在性,
391 然后将平流层与中间层低层的FW事件统一进行考虑, 利用FW爆发日期的垂直廓线分布
392 对FW进行分类, 并对FW爆发过程和机制进行了分析, 得到以下主要结论:

393 气候平均而言, 平流层低层至中间层低层热带外地区纬向平均纬向风在春季都会发生
394 由西风向东风的转变。随着高度的增加, 在3 hPa以上层次, 极夜急流西风风速极值区的纬
395 度逐渐向南偏移, 但从纬向风场的年际变化来看, 其最大变率区仍维持在 60° – 75° N左右,
396 与平流层中低层类似。并且在中间层低层的极区, 其纬向平均纬向风场和温度场在春季年
397 际变率的强度与平流层中低层相当, 说明中间层低层仍然存在春季FW事件, 并且利用极
398 区 60° – 75° N平均的纬向平均纬向风反转来定义中间层低层的FW爆发日期也是可行的。

399 FW事件在各个层次的平均爆发日期为4月7日至4月27日。其平均爆发日期的垂直
400 廓线与气候态极夜急流核心纬度带纬向风季节过度日期的垂直廓线类似, 50–5 hPa, FW的
401 爆发日期随着高度逐渐提前, 5 hPa到1 hPa逐渐延后, 1 hPa往上又逐渐提前。FW年际变
402 率在11.3–18.3天, 其中, 中间层0.1 hPa FW事件的年际变率最小。40–4 hPa、1–0.4 hPa
403 FW的爆发日期与10 hPa、1 hPa FW爆发日期的相关系数分别能达到0.9以上, 反映了这些
404 层次FW爆发过程可能比较类似。而0.1 hPa与其他层次FW爆发日期的相关系数随着高度
405 的降低基本是不断减小的, 没有层次超过0.9, 反映了0.1 hPa FW的爆发与其他层次有一定
406 的不同。

407 基于FW爆发日期的垂直廓线演变, 将其分为三类, 分别是同时型、顺延型与气候态
408 型。同时型和顺延型分别为7年和11年, 气候态型事件占据了总事件数的一半, 共19年。
409 同时型时, 平流层低层至中间层低层FW爆发日期相差很小, 0.1 hPa比10 hPa FW爆发日
410 期提前6天。顺延型时, FW的爆发日期从高层0.1 hPa开始, 随着层次的下降而逐渐延后,
411 0.1 hPa比10 hPa FW爆发日期提前18天。气候态型时, 0.1 hPa与10 hPa FW的爆发日期比
412 较接近, 比1 hPa FW爆发日期提前22天左右。三类FW事件的爆发过程具有不同的环流
413 演变特征和行星波活动特征。同时型FW的爆发过程更类似平流层冬季强SSW事件, FW
414 爆发前5天, 平流层至中间层低层行星波活动都异常加强, FW的爆发由动力因素占主导。
415 在FW爆发当日前后, 极夜急流核心纬度带纬向风迅速由西风异常转为东风异常, 并且极
416 区位势高度也迅速由负异常转为正异常, 极区平均温度异常也与之匹配, 由爆发前的“上暖
417 下冷”转换为“上冷下暖”的结构。

418 顺延型 FW 事件的爆发由动力和热力因素共同主导。其爆发过程与同时型 FW 具有类
419 似的特征，但强度明显偏弱，1 hPa FW 爆发前后各 5 天，平流层中高层的行星波活动强度
420 为同时型的 37%。

421 气候态型 FW 事件爆发过程相对于其他两种类型而言较为复杂。10 hPa FW 爆发过程中
422 动力作用明显，FW 爆发前，由对流层向热带外平流层传播的行星波活动异常增加，并主
423 要在平流层中低层辐合，FW 爆发后，平流层极区出现了显著的增温和东风异常。平流层
424 中层 FW 爆发后，平流层高纬地区的东风抑制了行星波活动的上传，导致 1 hPa FW 的爆发
425 主要由辐射的非绝热加热造成。在该型中 0.1 hPa FW 既可以由于行星波无法上传而在辐射
426 的非绝热加热作用下发生，也可能因为中间层低层自身在平流层 FW 爆发后形成的次级行
427 星波活动的作用下发生。在该层次 FW 爆发前后各 5 天，3–0.3 hPa 平均的 EP_z 大小为同时
428 型的 14%，为顺延型的约 35%。

429 前人研究经常使用平流层中低层，如 10 hPa 或者 50 hPa 的 FW 爆发日期定义 FW 事件
430 的爆发早晚，为了更直观的将本文的分类与前人研究相比较，表 1 进一步给出了 10 hPa FW
431 事件爆发日期超过其平均爆发日期 ± 1 个标准差的年份，从表 1 中可以看出，5 个 FW 爆发
432 偏早的年份都在气候态型，6 个偏晚的年份属于顺延型。由此可见，虽然同时型 FW 自中间
433 层低层至平流层中层几乎同时爆发，但其爆发时间不一定极端偏早。另外，FW 按其爆发
434 日期可分为 1 hPa 首先爆发和 10 hPa 首先爆发两种类型 (Hardiman et al., 2011; Thiéblemont
435 et al., 2019)。对应着 Thiéblemont et al. (2019)的定义，本文中的气候态型 FW 全部是 10 hPa
436 首先爆发型，而识别出的 7 次 1 hPa 首先爆发型 FW 有 6 次为顺延型，1 次为同时型。本文
437 从 FW 爆发日期垂直廓线演变的角度出发，并将中间层低层的 FW 事件一起进行讨论，有
438 助于加深对 FW 爆发过程及机制的进一步理解，但从平流层-对流层相互作用的角度来看，
439 40–4 hPa，即与 10 hPa FW 爆发高度相关的层次，与对流层的耦合可能更加紧密。

440

441 **References:**

- 442 Andrews D G, Holton J R, Leovy C B. 1987. *Middle Atmosphere Dynamics* [M]. San Diego: Academic
443 Press, 489pp.
- 444 Ayarzagüena B, Serrano E 2009. Monthly characterization of the tropospheric circulation over the Euro-
445 Atlantic area in relation with the timing of stratospheric final warmings [J]. *J. Clim.*, 22(23): 6313-
446 6324. Baldwin M P, Dunkerton T J. 1999. Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere
447 to the troposphere [J]. *J. Geophys. Res.*, 104(D24): 30937-30946. doi: 10.1175/2009jcli2913.1

448 Baldwin M P, Dunkerton T J. 2001. Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes [J]. *Science*,
449 294(5542): 581-584. doi: 10.1029/2020RG000708

450 Baldwin M P, Ayarzagüena B, Birner T, et al. 2021. Sudden stratospheric warmings [J]. *Rev. Geophys.*,
451 59(1): e2020RG000708. doi: 10.1029/2020RG000708

452 Black R X, McDaniel B A, and Robinson W A. 2006. Stratosphere–troposphere coupling during spring
453 onset [J]. *J. Clim.*, 19(19): 4891-4901. doi: 10.1029/2020RG000708

454 Black R X, McDaniel B A. 2007a. Interannual variability in the southern hemisphere circulation
455 organized by stratospheric final warming events [J]. *J. Atmos. Sci.*, 64(8): 2968-2974. doi:
456 10.1175/jas3979.1

457 Black R X, McDaniel B A. 2007b. The dynamics of northern hemisphere stratospheric final warming
458 events [J]. *J. Atmos. Sci.*, 64(8): 2932-2946. doi: 10.1175/Jas3981.1

459 Chandran A, Garcia R R, Collins R L, et al. 2013. Secondary planetary waves in the middle and upper
460 atmosphere following the stratospheric sudden warming event of January 2012 [J]. *Geophys. Res.*
461 *Letts.*, 40(9): 1861-1867. doi: 10.1002/grl.50373

462 Chandran A, Collins R L, Garcia R R, et al. 2013. A climatology of elevated stratopause events in the
463 whole atmosphere community climate model [J]. *J. Geophys. Res.: Atmos.*, 118(3): 1234-1246. doi:
464 10.1002/jgrd.50123

465 Charlton A J, and Polvani L M. 2007. A new look at stratospheric sudden warmings. Part I: Climatology
466 and modeling benchmarks [J]. *J. Clim.*, 20(3): 449-469. doi: 10.1175/Jcli3996.1

467 Dee D P, Uppala S M, Simmons A J, et al. 2011. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and
468 performance of the data assimilation system [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 137(656): 553-597.
469 doi: 10.1002/qj.828

470 Dowdy A J, Vincent R A, Tsutsumi M, et al. 2007. Polar mesosphere and lower thermosphere dynamics:
471 2. Response to sudden stratospheric warmings [J]. *J. Geophys. Res.: Atmos.*, 112(D17). doi:
472 10.1029/2006JD008127

473 Haigh J D and Roscoe H K. 2009. The final warming date of the Antarctic polar vortex and influences
474 on its interannual variability [J]. *J. Clim.*, 22(22): 5809–5819. doi: 10.1175/2009jcli2865.1

475 Hardiman S C, Butchart N, Charlton-Perez A J, et al. 2011. Improved predictability of the troposphere
476 using stratospheric final warmings, *J. Geophys. Res.*, 116, D18113, doi:10.1029/2011JD015914

477 Hauchecorne A, Claud C, Keckhut P, et al. 2022. Stratospheric final warmings fall into two categories
478 with different evolution over the course of the year [J]. *Commun. Earth Environ.*, 3(1). doi:
479 10.1038/s43247-021-00335-z

480 胡景高, 任荣彩, 虞越越, 等. 2014. 北半球春季平流层最后增温过程及其年际和年代际变化特征[J].
481 *中国科学: 地球科学*, 44(2): 333-342 Hu J G, Ren R C, Yu Y Y, et al. 2014. The boreal spring
482 stratospheric final warming and its interannual and interdecadal variability [J]. *Science China:*

483 Earth Sciences, 57(4): 710-718. doi: 10.1002/joc.6238

484 Hu, J G, Ren R C, and Xu H M. 2014. Occurrence of winter stratospheric sudden warming events and
485 the seasonal timing of spring stratospheric final warming [J]. J. Atmos. Sci., 71(7): 2319-2334. doi:
486 10.1175/Jas-D-13-0349.1

487 Hu, J G, and Ren R C. 2018. Stratospheric control of the Indian summer monsoon onset [J]. Dyn. Atmos.
488 Oceans, 83: 135-147. doi: 10.1007/s00382-017-4065-3

489 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-
490 720+769. Hu Y Y. 2006. Research progress on stratospheric anomalies affecting tropospheric
491 weather systems [J]. Progress in Earth Sciences (in Chinese), 21(7): 713-720+769. doi:
492 10.3321/j.issn:1001-8166.2006.07.009

493 Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-Year reanalysis project [J]. Bull.
494 Am. Meteorol. Soc., 77(3): 437-472. doi: 10.1175/1520-0477(1996)077<0437:Tnyrp>2.0.Co;2

495 Kelleher M E, Ayarzagüena B, and Screen J A. 2020. Interseasonal connections between the timing of
496 the stratospheric final warming and arctic sea ice [J]. J. Clim., 33(8): 3079-3092. doi: 10.1175/JCLI-
497 D-19-0064.1

498 Kurihara J, Ogawa Y, Oyama S, et al. 2010. Links between a stratospheric sudden warming and thermal
499 structures and dynamics in the high-latitude mesosphere, lower thermosphere, and ionosphere [J].
500 Geophys. Res. Lett., 37(13). doi:10.1029/2010gl043643

501 Labitzke K. 1977. Interannual variability of the winter stratosphere in the Northern Hemisphere [J]. Mon.
502 Wea. Rev., 105(6): 762-770. doi: 10.1175/1520-0493(1977)105<0762:IVOTWS>2.0.CO;2

503 Li L, Li C, Pan J, et al. 2012. On the differences and climate impacts of early and late stratospheric polar
504 vortex breakup [J]. Adv. Atmos. Sci., 29(5): 1119-1128. doi: 10.1007/s00376-012-1012-4

505 李琳, 潘静, 周育锋. 2012, 两次加拿大型增温的动力诊断分析 [J]. 气候与环境研究, 17(5): 583-593.
506 Li L, Pan J, Zhou Y F. Dynamic analysis of two Canadian warmings [J]. Climatic and Environmental
507 Research (in Chinese), 2012, 17(5): 583-593. doi: 10.3878/j.issn.1006-9585.2012.11039

508 Lim E P, Hendon H H, and Thompson D W J. 2018. Seasonal evolution of stratosphere-troposphere
509 coupling in the Southern Hemisphere and implications for the predictability of surface climate [J].
510 J. Geophys. Res.: Atmos., 123(21): 12002-12016. doi: 10.1029/2018jd029321

511 Liu H L, Roble R G. 2002. A study of a self-generated stratospheric sudden warming and its mesospheric-
512 lower thermospheric impacts using the coupled TIME-GCM/CCM3 [J]. J. Geophys. Res. Atmos.,
513 107(D23). doi: 10.1029/2001JD001533

514 Limpasuvan V, Thompson D W J, Hartmann D L. 2004. The life cycle of the Northern Hemisphere
515 sudden stratospheric warmings [J]. J. Clim., 17(13): 2584-2596. doi: 10.1175/1520-
516 0442(2004)017<2584:Tlcofn>2.0.Co;2

517 Limpasuvan V, Orsolini Y J, Chandran A, et al. 2016. On the composite response of the MLT to major

518 sudden stratospheric warming events with elevated stratopause [J]. *J. Geophys. Res.: Atmos.*, 121(9):
519 4518-4537. doi: 10.1002/2015JD024401

520 Matsuno T. 1971. A dynamic model of the stratospheric sudden warming [J]. *J. Atmos. Sci.* 28(8): 1479-
521 1494. doi: 10.1175/1520-0469(1971)028<1479:ADMOTS>2.0.CO;2

522 Manney G L, and Lawrence Z D. 2016. The major stratospheric final warming in 2016: dispersal of
523 vortex air and termination of Arctic chemical ozone loss [J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 16(23): 15371-
524 15396. doi: 10.5194/acp-16-15371-2016

525 Nash E R, Newman P A, Rosenfield J E, et al. 1996. An objective determination of the polar vortex using
526 Ertel's potential vorticity [J]. *J. Geophys. Res.: Atmos.*, 101(D5): 9471-9478. doi:
527 10.1029/96jd00066

528 Palmeiro F M, Iza M, Barriopedro D, et al. 2017. The complex behavior of El Niño winter 2015-2016
529 [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 44(6): 2902-2910. doi: 10.1002/2017gl072920

530 Rao J, and Garfinkel C I. 2021. Projected changes of stratospheric final warmings in the Northern and
531 Southern Hemispheres by CMIP5/6 models [J]. *Clim. Dyn.*, 56(9-10): 3353-3371. doi:
532 10.1007/s00382-021-05647-6

533 Ren R C, and Hu, J G. 2014. An emerging precursor signal in the stratosphere in recent decades for the
534 Indian summer monsoon onset [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 41(20): 7391-7396. doi:
535 10.1002/2014gl061633

536 Siskind D E, Eckermann S D, McCormack J P, et al. 2010. Case studies of the mesospheric response to
537 recent minor, major, and extended stratospheric warmings [J]. *J. Geophys. Res.*, 115(D3): 0-3. doi:
538 10.1029/2010jd014114

539 Thiéblemont R, Ayarzagüena B, Matthes K, et al. 2019. Drivers and surface signal of interannual
540 variability of boreal stratospheric final warmings [J]. *J. Geophys. Res.: Atmos.*, 124(10): 5400-5417.
541 doi: 10.1029/2018jd029852

542 田文寿, 黄金龙, 郟锴, 等. 2020. 平流层大气环流的典型系统及变化特征综述 [J]. *气象科学*, 40(5):
543 628-638. Tian W S, Huang J L, Qi K, et al. 2020. Review of typical systems and variation
544 characteristics of stratospheric atmospheric circulation [J]. *Meteorological Sciences (in Chinese)*,
545 40(5): 628-638. doi: 10.3969/2020jms.0080

546 Walterscheid R L, Sivjee G G, Roble R G. 2000. Mesospheric and lower thermospheric manifestations
547 of a stratospheric warming event over Eureka, Canada (80°N) [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 27(18):
548 2897-2900. doi: 10.1029/2000GL003768

549 Waugh D W, and Rong P. 2002. Interannual variability in the decay of lower stratospheric Arctic vortices
550 [J]. *J. Meteorolog. Soc. Jpn.*, 80(4B): 997-1012. doi: 10.2151/jmsj.80.997

551 Woollen J, Sienkiewicz M, Ruddick A G, et al. 2011. MERRA: NASA's Modern-Era Retrospective
552 Analysis for Research and Applications [J]. *J. Clim.*, 24(14): 3624-3648. doi: 10.1175/jcli-d-11-

553 00015.1
554 魏科, 陈文, 黄荣辉. 2007. 北半球平流层极涡崩溃过程的动力诊断分析 [J]. 中国科学(D 辑:地球科
555 学).37(8):1110-1119. Wei K., Chen W, and Huang R H. 2007. Dynamical diagnosis of the breakup
556 of the stratospheric polar vortex in the Northern Hemisphere [J]. Science in China Series D: Earth
557 Sciences, 50(9): 1369-1379. doi: 10.1007/s11430-007-0100-2
558 魏科, 陈文, 黄荣辉. 2008. 涡动在南北半球平流层极涡崩溃过程中作用的比较 [J]. 大气科学, 32(2):
559 206-219. Wei K., Chen W, and Huang R H. 2008. Comparison of the roles of wave activities in the
560 breakup of the stratospheric polar vortex between the southern and northern hemispheres [J].
561 Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 32(2): 206-219. doi: 10.3878/j.issn.1006-
562 9895.2008.02.02.
563 魏麟骁, 陈权亮, 程炳岩, et al. 2014. 平流层强、弱极涡事件的演变过程及其对我国冬季天气的影
564 响 [J]. 大气科学, 38(3): 551-562. Wei L X, Chen Q L, Cheng B Y, et al. 2014. Variabilities of the
565 stratospheric polar vortex and the influence on the weather of China during the boreal winter [J].
566 Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 38(3): 551-562. doi: 10.3878/j.issn.1006-
567 9895.2013.13233.
568 Yu F R, Huang K M, Zhang S D, et al. 2019. Quasi 10-and 16-day wave activities observed through
569 meteor radar and MST radar during stratospheric final warming in 2015 spring [J]. J. Geophys. Res.:
570 Atmos., 124(12): 6040-6056. doi: 10.1029/2019JD030630
571 虞越越, 李亚飞, 任荣彩, 等. 2022. 2020/2021 年冬季大范围低温寒潮过程中一种典型的平流层-对
572 流层耦合演变模态 [J]. 大气科学, 46(6): 1484-1504 Yu Y Y, Li Y F, Ren R C, et al. 2022. A
573 typical evolution mode of stratosphere-troposphere coupling during the cold air outbreak events in
574 2020/2021 Winter [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 46(6): 1484-1504
575 doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2206.21250
576 Zulicke C, Becker E, Matthias V, et al. 2018. Coupling of stratospheric warmings with mesospheric
577 coolings in observations and simulations [J]. J. Clim., 31(3): 1107-1133. doi: 10.1175/Jcli-D-17-
578 0047.1
579