



中国科学院大学
University of Chinese Academy of Sciences

博士学位论文

北半球爆发气旋近四十年的统计特征及影响因子研究

作者姓名: 姜立智

指导教师: 傅慎明 研究员 中国科学院大气物理研究所

孙建华 研究员 中国科学院大气物理研究所

学位类别: 理学博士

学科专业: 气象学

培养单位: 中国科学院大气物理研究所

2021年6月

Study on the Statistical Characteristics and the Influence Factors of the Explosive Cyclones over the Northern Hemisphere during a 40-yr period

**A dissertation submitted to
University of Chinese Academy of Sciences
in partial fulfillment of the requirement
for the degree of
Doctor of Philosophy
in Meteorology
By**

Supervisor: Professor Eu, Shanming

Professor Sun Jianhua

Institute of Atmospheric Physics Chinese Academy of Sciences

June 2021

中国科学院大学
研究生学位论文原创性声明

本人郑重声明：所呈交的学位论文是本人在导师的指导下独立进行研究工作所取得的成果。尽我所知，除文中已经注明引用的内容外，本论文不包含任何其他个人或集体已经发表或撰写过的研究成果。对论文所涉及的研究工作做出贡献的其他个人和集体，均已在文中以明确方式标明或致谢。

作者签名： 姜立智
日 期： 2021年5月28日

中国科学院大学
学位论文授权使用声明

本人完全了解并同意遵守中国科学院有关保存和使用学位论文的规定，即中国科学院有权保留送交学位论文的副本，允许该论文被查阅，可以按照学术研究公开原则和保护知识产权的原则公布该论文的全部或部分内容，可以采用影印、缩印或其他复制手段保存、汇编本学位论文。

涉密及延迟公开的学位论文在解密或延期后适用本声明。

作者签名： 姜立智 导师签名： 孙建华
日 期： 2021年5月28日 日 期： 2021年5月28日

摘要

温带气旋中有一个亚类，其发展十分迅速，强度显著强于一般气旋，这种温带气旋被称为“爆发气旋（Explosive Cyclone）”，此类气旋因其强致灾性，长久以来都是气象学者的一个研究热点。本文基于 1979–2018 年的 ERA-Interim 再分析数据，利用新设计的三维涡旋识别算法对北半球的爆发气旋进行了识别与统计分析（特别关注了前人鲜有涉及的地面大风与垂直伸展特征），得到了四十年期间爆发气旋的活动特征。此后，利用动力诊断与合成分析，解释了爆发气旋主要时空分布特征的成因，并从共性上探讨了爆发气旋快速发展的机理。提出了研究爆发气旋快速垂直伸展的一般性诊断方法，并利用该方法对典型爆发气旋的快速伸展过程进行诊断，得到了一类爆发气旋快速向上伸展的主要机制。利用 WRF 数值模式，设计了数值敏感性试验，揭示了海温、地形、冰雪覆盖对爆发气旋主要特征的影响与机理，主要结论如下：

北半球爆发气旋主要生成于洋面与近海地区，可大致分为北太平洋–北冰洋型（the northern Pacific Ocean–Arctic Ocean type，简称 PAT）和北大西洋–北冰洋型（the northern Atlantic Ocean–Arctic Ocean type，简称 AAT）两类。对于强度较弱的爆发气旋，PAT 爆发气旋的数目多于 AAT 爆发气旋，对于较强的爆发气旋，则是 AAT 爆发气旋的数目偏多。北半球爆发气旋的平均生命史为 2–7 天，对于长生命史爆发气旋，AAT 的爆发气旋的数目多于 PAT。爆发气旋具有明显的季节变化特征，一半以上的爆发气旋发生在冬季。在冬季，气旋分布的纬度范围最大，而在春季和秋季，气旋分布的纬度范围最小。从头年的 9 月到次年 4 月，北半球爆发气旋的平均生成位置存在西南方向移动的显著趋势。

爆发气旋是一类深厚的涡旋系统，约有 88% 的爆发气旋可伸展到 500 hPa 以上，而六成以上的爆发气旋可伸展到 200–300 hPa，极少数爆发气旋生命史期间最高伸展层次低于 600 hPa。爆发气旋的垂直伸展具有明显的季节变化特征，在冬季气旋顶层的平均伸展高度低于春秋季节气旋顶层的伸展高度。统计发现，气旋伸展层次越高，气旋加深率越大，并且气旋的中心气压越低。PAT 爆发气旋的平均伸展层次高于 AAT 爆发气旋。爆发气旋通常伴随着地面大风，绝大多数爆发气旋生命史最大风速可以超过 20 m s^{-1} 。在冬季，爆发气旋的地面风速大于其它季节。平均而言，爆发气旋的地面最大风倾向于发生在气旋生成后约 49 h，地面

大风倾向于发生在气旋地面中心的东北象限。近四十年间，北半球爆发气旋的地面大风有增强的趋势，而大风发生位置有向赤道方向和大洋西侧移动的趋势。

在气旋快速发展阶段，在对流层低层，辐合作用对爆发气旋的发展具有主导作用，而在对流层中高层，涡度平流具有重要作用。在 750 hPa 高度（爆发气旋的代表层次），PAT 爆发气旋的散度项强于 AAT 爆发气旋，垂直涡度平流大于 AAT 爆发气旋；在近地层（900 hPa）则有显著不同：AAT 爆发气旋的散度项强于 PAT 爆发气旋，垂直涡度平流小于 PAT 爆发气旋。利用 WRF 数值模拟和涡度收支对典型爆发气旋迅速向上伸展过程的分析表明，气旋顶层伸展高度与地面中心气压、低层平均涡度具有一致的变化特征。气旋顶层的气旋式涡度可以有效地表征气旋向上伸展程度。涡度收支表明，爆发气旋上游高空槽输送的气旋性涡度是气旋快速向上伸展的主导因子，涡度的垂直输送是第二主导因子，而气旋顶层附近的辐散则在一定程度上延缓了气旋的向上伸展。

地形、海表温度和冰雪覆盖数值敏感性试验的结果表明，升高海表温度对爆发气旋的影响最大，升高海表温度后，模拟的气旋中心强度更强，地面风速更大且位置更靠近大陆。然而，升高海表温度使得气旋向上伸展的速度减慢。升高海温对爆发气旋的影响主要在于其增强了上升运动与降水凝结潜热的强度。降低地形使得爆发气旋的路径向上游偏移，但对气旋强度影响相对较小。降低地形后，气旋的地面大风减弱，出现最大风速的时间推迟。降低地形对爆发气旋的影响主要在于其减弱了高地形的背风波效应。移除冰雪对气旋轨迹和中心气压的影响不大，但原先冰雪覆盖区域的海平面气压有所降低。移除冰雪对气旋地面大风的强度影响不大，但在气旋的初期发展阶段，会使得大风的位置更偏向于陆地，从而使其致灾性更强。移除冰雪对爆发气旋的作用主要在于其减少了地表反射率，使得地表温度升高。

关键词：爆发气旋，ERA-Interim，地面大风，垂直伸展，敏感性试验

Abstract

There is a sub-category of extratropical cyclones called “explosive cyclones (EC)”, which deepens rapidly and has a stronger intensity than that of common cyclones. This type of cyclones has been a research hotspot of meteorologists for a long time because of its strongly catastrophability. Based on ERA-Interim reanalysis datasets over the period 1979–2018, a coded three-dimensional vortex identification algorithm is used to identify and statistically analyze the ECs in the northern hemisphere (special attention is paid to the characteristics of EC’s maximum surface wind and vertical extension which is rarely involved by predecessors), and a 40-yr climatology of ECs has been obtained. Then, dynamic diagnostics and synthesis analysis are used to explain the causes of the main temporal and spatial distribution of ECs, and the mechanism of the explosive development of ECs is discussed from the aspects of commonness. A general diagnostic method to study the rapid vertical extension of ECs is proposed. The method is used to diagnose the rapid upward extending process of a typical EC, and the main mechanism of the rapid upward extending of this type of ECs is obtained. By using WRF model, a couple of numerical sensitivity simulations is designed to reveal the influence and the mechanisms of sea surface temperature (SST), topography, ice and snow coverage on the EC’s main characteristics. The main conclusions are as follows:

The ECs in northern hemisphere EC mainly formed on the ocean and coast area, it can be divided into two types: the northern Pacific Ocean – Arctic Ocean type (PAT) and the northern Atlantic Ocean – Arctic Ocean type (AAT). For the weak ECs, the number of PAT ECs is larger than that of AAT ECs, and for the stronger ECs, the number of AAT ECs is larger. The average lifespan of northern hemisphere ECs is 2–7 days, and for the long-lived ECs, the number of AAT ECs is larger than that of PAT ECs. There is an obvious seasonal variation of ECs, and more than half of the ECs occurs in winter. In winter, the latitudinal range of ECs’ formation area is widest, while in spring and autumn, the latitudinal range is narrowest. From September of the previous year to

April next year, there is a significant southwestward moving trend of the northern hemisphere ECs' average formation location.

The ECs is a type of deep vortex system, about 88% of the ECs can extending upwardly to the level of 500 hPa, and more than 60% of the ECs' top level can extend upward to 200–300 hPa, and few ECs which top level lower than 600 hPa during its whole life cycle. The vertical extent of the EC has obvious characteristics with the seasonal variation, and the average height of the EC's top level in winter is lower than that in spring and autumn. Statistics show that the higher the EC's top level, the greater the deepening rate and the lower the central pressure of EC. The average height of PAT ECs' top level is higher than that of AAT ECs. Most of the ECs can have a maximum surface wind speed stronger than 20 m s^{-1} . In winter, the EC's maximum surface wind is stronger than that in other seasons. On average, the maximum surface wind tends to occur $\sim 49 \text{ h}$ after the EC's formation time, and the maximum surface wind tends to occur in the northeast quadrant of the EC center. In the past 40 years, the maximum surface wind speed of ECs in the northern hemisphere has a trend of increasing, while the location of maximum surface wind tends to move towards the equator and to the west side of the oceans.

In the explosive developing stage of ECs, convergence plays a major role in the development of cyclones, while in the middle and upper troposphere, vorticity advection plays an important role. At the level of 750 hPa (the representative level of ECs), the divergence of PAT ECs is stronger than AAT ECs, and the vertical vorticity advection is greater than AAT ECs; At the near surface level (900 hPa), it is obviously different: the divergence term of AAT ECs is stronger than that of PAT ECs, and vertical vorticity advection is smaller than that of PAT ECs. The rapid upward extension of a typical EC is analyzed by using WRF model and vorticity budgets. The results show that the variation of the ECs top level is similar to its central pressure and the average vorticity of the EC's low level. The cyclonic vorticity on the top level of the EC can effectively indicator for the cyclone's upward extension. The vorticity budget shows that the cyclone vorticity transported by the upper-level trough in the upstream of EC is the dominant factor of the cyclone's rapid upward extension, the vertical transport of

vorticity is the secondary advantage factor, while the divergence near the EC's center at the top of the cyclone detriment of EC's upward extension to a certain extent.

The result of sensitivity simulations for topography, SST, and ice and snow coverage shows that the increase of SST has the greatest influence on the EC. After the SST is increased, the simulated cyclone's intensity is stronger, the maximum surface wind speed is larger and its position is closer to the continent. However, the increase of SST slows the cyclone's upward extension; Lowering the topography makes the cyclone's track shift upstream, but it has relatively little influence on the cyclone intensity. The effect of increasing SST on the EC is that it enhances the ascending motion and the precipitation condensation latent heat. After the lowering the topography, the wind speed is weak, and the time for maximum wind speed is delayed. The time of maximum surface wind speed is delayed when the wind is weak on the ground of the cyclone. The effect of lowering topography on the EC is that it weakens the lee wave effect of high topography; the influence of removing ice and snow on the track and central pressure of the cyclone is not significant, but the sea level pressure in the original ice and snow covered area has decreased. The removal of ice and snow has little effect on the intensity of the wind on the ground of the cyclone, but in the early stage of the cyclone development, the location of the gale is more land, which makes it more catastrophic. The main effect of removing ice and snow coverage on the EC is that it reduces the surface albedo and thus increases the surface temperature.

Key Words: Explosive Cyclones, ERA-Interim, Maximum Surface Wind, Vertical Extent, Sensitive Simulation

目 录

第 1 章 绪论	1
1.1 研究背景及意义	1
1.2 相关研究回顾	2
1.2.1 爆发气旋的定义标准	2
1.2.2 爆发气旋的气候特征	3
1.2.3 爆发气旋快速发展的机理	5
1.3 拟解决的科学问题, 主要研究内容, 论文章节安排, 可能的创新点	10
1.3.1 拟解决的科学问题	10
1.3.2 主要研究内容	10
1.3.3 论文章节安排	10
1.3.4 可能的创新点	11
第 2 章 爆发气旋的一般统计特征	12
2.1 引言	12
2.2 数据和方法	12
2.2.1 使用数据	12
2.2.2 气旋识别和追踪方法	13
2.2.3 爆发气旋及其特征时刻定义	14
2.2.4 统计方法	15
2.3 统计特征	16
2.3.1 年频数和和轨迹分布	16
2.3.2 各特征时刻爆发气旋的空间位置分布	17
2.3.3 不同最低气压、加深率、和生命史长度的爆发气旋分布	18
2.3.4 年际变化特征	25
2.3.5 季节变化特征	27
2.4 小结	34
第 3 章 爆发气旋的垂直伸展与地面大风统计特征	35
3.1 引言	35

3.2 数据和方法	36
3.2.1 使用数据	36
3.2.2 气旋垂直伸展和地面最大风速的确定	36
3.3 垂直伸展特征	37
3.3.1 不同垂直伸展气旋的频数分布	37
3.3.2 生命史期间垂直伸展演变	39
3.3.3 季节变化	42
3.3.4 垂直伸展与一些物理量的关系	46
3.4 最大风分布	53
3.4.1 地面最大风速的分布范围	53
3.4.2 气旋生命史期间风速变化	54
3.4.3 最大风速的年际变化	55
3.4.4 季节变化	56
3.4.5 最大风速的空间分布	60
3.5 小结	64
第 4 章 爆发气旋的快速发展机理	66
4.1 引言	66
4.2 北半球爆发气旋的涡度收支	66
4.2.1 资料和方法	66
4.2.2 结果分析	68
4.3 一次气旋的涡度收支分析	85
4.3.1 个例简介	85
4.3.2 资料和方法	85
4.3.3 模式验证和个例概况	87
4.3.4 爆发气旋向上伸展的主要特征和主导机制	89
4.4 小结	93
第 5 章 爆发气旋的主要影响因子	95
5.1 引言	95
5.2 资料和方法	95
5.2.1 使用数据	95

5.2.2 试验设计.....	95
5.3 试验结果	97
5.4 不同试验中气旋大风差异的原因	106
5.5 垂直伸展差异的原因	109
5.6 小结	112
第 6 章 结论和讨论.....	114
6.1 结论	114
6.2 讨论和展望	116
参考文献.....	118
致 谢.....	130
作者简历及攻读学位期间发表的学术论文与研究成果	132

图表目录

图 1.1 温带气旋的概念模型。(a) 卑尔根学派的气旋模型, 摘自 Bjerknes 和 Solberg(1921, 图 18); (b) Petterssen 定义的 B 类气旋, 摘自 Petterssen(1956, 图 16.7.1); (c) Shapiro-Keyser 模型, 摘自 Shapiro 和 Keyser(1990, 图 10.27)	6
图 2.1 1979–2018 年间爆发气旋轨迹。阴影表示地形高度 (单位: m)。紫色和橙色扇形表示 AAT 爆发气旋和 PAT 爆发气旋的区域。红线是 AAT 爆发气旋和 PAT 爆发气旋的平均路径, 其中五角星和圆圈分别表示平均路径的起始位置和终止位置.....	16
图 2.2 各特征时刻爆发气旋的空间分布。特征时刻: (a) CFT; (b) FET; (c) MDT; (d) MPT; (e) LDT。阴影表示爆发气旋的发生频率, 红色的文本标出了最大发生频率所在位置.....	18
图 2.3 不同强度爆发气旋生成位置的空间分布。其中 a, b, c 和 d 分别表示强度 1.0–1.2 Bergeron, 1.2–1.4 Bergeron, 1.4–1.8 Bergeron, 和 ≥ 1.8 Bergeron 的爆发气旋的平均生成位置.....	22
图 2.4 不同生命史爆发气旋生成位置的分布。黑色“+”和红色文本标出了最大发生频率的位置和坐标.....	22
图 2.5 北半球 PAT (橙色线), AAT (紫色线), 和所有 (蓝色线) 爆发气旋的年频数分布.....	25
图 2.6 爆发气旋的平均生命史 (单位: day) (a-b), 气压 (单位: hPa) (c-d), 和加深率 (单位: Bergeron) (e-f), 其中左列和右列分别表示 PAT 爆发气旋和 AAT 爆发气旋.....	27
图 2.7 PAT, AAT 和全体北半球爆发气旋各月的平均生成位置的经度 (a), 纬度(b), 其中阴影表示通过显著性检验的趋势, 其中红色值表示显著性水平。各月平均气旋最低气压 (c) (单位: hPa) 和气旋加深率 (d) (单位: Bergeron)	30
图 2.8 各纬带 (每隔 5°) 气旋最低中心气压的月平均 (填色块, 单位: hPa), 其中 (a) PAT, (b) AAT。柱状图标明了总频数, 其中上侧的柱状图对应的是对应的月的气旋总数, 右侧的柱状图对应的是特定纬带的气旋总数。..	31
图 2.9 同图 2.8, 但为气旋的加深率 (单位: Bergeron)	32
图 2.10 月平均的 1000–500 hPa 的最大 Eady 增长率 (阴影, 单位: day^{-1}) 和 SST 梯度 (等值线, 单位: $0.1 \text{ K} (100 \text{ km})^{-1}$).....	33
图 3.1 PAT 和 AAT 爆发气旋在特征时刻的从地面到 200 hPa 的平均垂直速度 (阴影, 单位: Pa s^{-1}) 的拉格朗日合成, 图中的白色点表示气旋中心, 白色虚线将气旋区域划分成四个象限: Q I, Q II, Q III, 和 Q IV	39

- 图 3.2 在不同阶段爆发气旋顶层层次的空间分布: (a)CFT; (b)FET; (c)MDT;
 (d) MPT; (e) LDT。散点表示爆发气旋的地面中心, 颜色表示它们顶层层次 (单位: hPa) 40
- 图 3.3 特征时刻爆发气旋在特征时刻各纬带 (每隔 5 个纬度) 的顶层平均高度
 (a, b) (单位: hPa), 顶层中心相对地面中心的平均距离 (c, d) (单位:
 km), 顶层中心相对地面中心的平均 (e, f) 角度 (单位: 度, 以正北方向
 为 0, 沿顺时针方向增加)。左边一列表示 PAT 爆发气旋, 右边一列表示 AAT
 爆发气旋。忽略样本数小于 5 个的纬带的结果 42
- 图 3.4 各月的气旋平均顶层 (a) (单位: hPa) 和气旋最高层顶 (b) (单位: hPa)
 的箱线图。黑色和红色分别表示 PAT 和 AAT 爆发气旋 44
- 图 3.5 各纬带 (每 5 纬度) 气旋最高伸展层 (填色块, 单位: hPa) 的月际分布,
 其中 (a) 和 (b) 分别为 PAT 和 AAT 爆发气旋, 灰色的色块表示该色块内
 的气旋样本数少于五个, 上侧的柱状图表示对应月份出现最大地面风的数目,
 右侧的柱状图显示在对应纬带内出现最大地面风的数目。 45
- 图 3.6 (a)气旋生命史的平均垂直伸展 (hPa, 横轴) 和气旋中心位置平均海温 (K,
 纵轴) 的散点图。其中颜色表示圆圈点的密度。(b) 不同最大伸展高度 (hPa,
 横轴) 下气旋中心 SST (K, 纵轴) 分布的箱线图 48
- 图 3.7 (a)气旋生命史的中心 SST 梯度 (10^{-4} K m^{-1} , 横轴) 和气旋平均垂直伸
 展 (hPa, 纵轴) 的散点图。其中颜色表示点的密度。(b) 不同最大伸展高度 (hPa,
 横轴) 下气旋中心 SST 梯度 (K m^{-1} , 纵轴) 分布的箱线图 49
- 图 3.8 (a)气旋生命史的平均垂直伸展 (hPa, 横轴) 和气旋最低中心气压 (hPa,
 纵轴) 的散点图。其中颜色表示圆圈点的密度。(b) 不同最大伸展高度 (hPa,
 横轴) 下气旋最低中心气压 (hPa, 纵轴) 分布的箱线图 50
- 图 3.9 (a)气旋生命史的平均垂直伸展 (hPa, 横轴) 和气旋加深率 (Bergeron,
 纵轴) 的散点图。其中颜色表示圆圈点的密度。(b) 不同最大伸展高度 (hPa,
 横轴) 下气旋加深率 (Bergeron, 纵轴) 分布的箱线图 51
- 图 3.10 (a)气旋生命史的平均风速 (m s^{-1} , 横轴) 和气旋平均伸展层次 (hPa,
 纵轴) 的散点图。其中颜色表示点的密度。(b) 不同最大伸展高度 (hPa,
 横轴) 下气旋最大风速 (m s^{-1} , 纵轴) 分布的箱线图 52
- 图 3.11 (a) 和 (b) 分别为气旋生命史期间的平均风和最大风的分布。(c) 和
 (d) 分别为 PAT 和 AAT 爆发气旋生命史的最大风和平均风分布散点图 54
- 图 3.12 不同纬度带的爆发气旋的在特征时刻的平均最大风速 (单位: m s^{-1}) 分
 布。其中(a)和(b)分别表示 PAT 爆发气旋和 AAT 爆发气旋。不考虑样本量少
 于五个爆发气旋的纬度带 55
- 图 3.13 爆发气旋的平均风速 (a) (单位: m s^{-1}) 和最大风速 (b) (单位: m s^{-1})
 的年序列; 爆发气旋的平均经度 (c) 和平均纬度 (c) 的年序列 57

图 3.14 各月的气旋平均最大风速(a)(单位: $m s^{-1}$)和气旋生命史最大风速(b)(单位: $m s^{-1}$) 的箱线图。黑色和红色分别表示 PAT 和 AAT 爆发气旋	... 58
图 3.15 各纬带(每 5 纬度) 平均最大地面风速(填色块, 单位: $m s^{-1}$) 的月际分布, 其中 (a) 和 (b) 分别为 PAT 和 AAT 爆发气旋, 灰色的色块表示该色块内的气旋样本数少于五个, 上侧的柱状图表示对应月份出现最大地面风的数目, 右侧的柱状图显示在对应纬带内出现最大地面风的数目。	59
图 3.16 900 hPa BEC(单位: $W kg^{-1}$) 的月平均分布, 其中绿色圆弧和红色圆弧分别标出了 $45^{\circ}\text{--}70^{\circ}N$ 和 $35^{\circ}\text{--}40^{\circ}N$ 的区域, 黑色点表示气旋最大风出现的位置.....	61
图 3.17 (a) PAT 爆发气旋和 (b) AAT 爆发气旋在第I~IV象限出现最大地面风的比例, 和对应各象限平均的风速($m s^{-1}$)。(c) 最大地面风发生位置到气旋中心距离(单位: km) 的箱线图, 其中红色和黑色分别表示 AAT 和 PAT 爆发气旋, 方框内实线线表示中位数, “ \times ”表示平均值。剔除了异常值....	62
图 3.18 PAT 爆发气旋和 AAT 爆发气旋在特征时刻下的斜压能量转换(阴影, 单位: $W kg^{-1}$) 的垂直平均(从地面到 500 hPa) 的拉格朗日合成, 其中白色点表示气旋中心, 白色虚线将区域划分成四个象限: Q I, Q II, Q III, 和 Q IV	63
图 3.19 (a) 不同方位出现最大风的比例; (b) 最大风速时刻气旋在不同移动方向(单位: 度。其中 0 表示正东, 沿着逆时针方向增加) 所占比例.....	64
图 4.1 气旋爆发性发展期间, 各层平均涡度与地面中心气压的相关系数分布	67
图 4.2 PAT 爆发气旋在各特征时刻在 900 hPa 层次的涡度收支的合成(单位: $10^{-10}s^{-2}$)	69
图 4.3 PAT 爆发气旋在 900 hPa 和 750hPa 层顶的涡度(单位: $10^{-5}s^{-1}$), 散度(单位: $10^{-5}s^{-1}$), 和垂直速度(单位: $10^{-2} Pa s^{-1}$)	70
图 4.4 PAT 爆发气旋在各特征时刻在 750 hPa 层次的涡度收支的合成(单位: $10^{-10}s^{-2}$)	72
图 4.5 AAT 爆发气旋在各特征时刻在 900 hPa 层次的涡度收支的合成(单位: $10^{-10}s^{-2}$)	73
图 4.6 AAT 爆发气旋在 900 hPa 和 750hPa 层顶的涡度(单位: $10^{-5}s^{-1}$), 散度(单位: $10^{-5}s^{-1}$), 和垂直速度(单位: $10^{-2} Pa s^{-1}$)	74
图 4.7 AAT 爆发气旋在各特征时刻在 750 hPa 层次的涡度收支的合成(单位: $10^{-10}s^{-2}$)	75
图 4.8 不同强度的 PAT 爆发气旋在 900 hPa 层次的各项涡度收支的拉格朗日合成(单位: $10^{-10}s^{-2}$)	77
图 4.9 不同强度的 PAT 爆发气旋在 750 hPa 层次的各项涡度收支的拉格朗日合	

成 (单位: 10^{-10} s^{-2})	78
图 4.10 不同强度的 AAT 爆发气旋在 900 hPa 层次的各项涡度收支的拉格朗日合成 (单位: 10^{-10} s^{-2})	80
图 4.11 不同强度的 AAT 爆发气旋在 750 hPa 层次的各项涡度收支的拉格朗日合成 (单位: 10^{-10} s^{-2})	81
图 4.12 不同强度 PAT 爆发气旋涡度收支 (单位: 10^{-10} s^{-2}) 的垂直剖面的拉格朗日合成。其中 x 轴的正方向为北侧, 负方向为南侧。	83
图 4.13 不同强度 AAT 爆发气旋涡度收支 (单位: 10^{-10} s^{-2}) 的垂直剖面的拉格朗日合成。其中 x 轴的正方向为北侧, 负方向为南侧。	84
图 4.14 (a)WRF 模拟区域的设置, 其中红线和黑线分别表示 WRF 模拟和 ERA5 再分析数据推导的气旋轨迹。橙色圆圈表示气旋中心附近 700 km 半径的区域。(b) 显示了 WRF 模拟和 ERA5 数据得到的气旋中心气压 (单位: hPa) 和加深率 (单位: Bergeron) 的演变。(c)和(d)分别显示了从 11 月 13 日 1500 UTC 到 15 日 1400 UTC GPM 和 WRF 模拟的累积降水	86
图 4.15 (a) 气旋最低中心气压 (黑线, 单位: hPa)、(b) 最大表面 10 m 风速 (蓝线, 单位: m s^{-1})、(c) 900 hPa 的气旋平均涡度 (绿线, 单位: 10^{-5} s^{-1}) 和 (d) 气旋在气旋生命周期中 900 hPa 的平均散度 (棕色线, 单位: 10^{-5} s^{-1}), 其中红线代表气旋的顶层高度 (单位: hPa), 数字为变量与气旋顶层高度的相关系数。黑竖线表示气旋的快速伸展阶段 (第二阶段)	88
图 4.16 气旋向上伸展期间, 气旋顶层的平均垂直速度 (绿色柱, 单位: Pa s^{-1}) (a)、涡度 (蓝色柱, 单位: 10^{-5} s^{-1}) (b)、散度 (棕色柱, 单位: 10^{-5} s^{-1}) (c) 和位势高度偏差 (橙色柱, 单位: gpm) (d), 其中红线代表气旋的顶层 (单位: hPa), 数字表示在气旋垂直伸展期间, 变量与气旋顶层高度的相关系数。黑线表示第一阶段到第三阶段.....	90
图 4.17 在气旋向上伸展期间, 气旋平均 HAV(a)(绿色条, 单位: 10^{-9} s^{-2})、VAV(b) (蓝色条, 单位: 10^{-9} s^{-2})、TIL(c) (棕色条, 单位: 10^{-9} s^{-2}) 和 STR(d) (橙色条, 单位: 10^{-9} s^{-2}), 其中红色和灰色线分别代表气旋的顶层 (单位: hPa) 和 TOT (单位: 10^{-9} s^{-2})。a-d 中的竖黑线显示了第一到第三阶段, 此外标明了各项在各阶段的相对贡献 (仅在第二阶段中 TOT 为正值)。e-f 分别显示 500 hPa 和 350 hPa 的水平风、位势高度 (黑线, 单位: gpm) 和涡度 (阴影, 单位: 10^{-5} s^{-1}) [a 中的黑色“+”表示 e 和 f 对应的时间], 蓝色圆圈 (半径为 700 km) 标记气旋的中心区域, 红色箭头显示主要的涡度输送	92
图 5.1 (a) CTRL 试验地形高度 (单位: m); (b) TER 试验地形高度 (单位: m), 黄色框为改变地形的区域	96
图 5.2 (a) CTRL 试验的海表温度 (单位: K); (b) ICE 试验的海表温度 (单位: K)	97
图 5.3 (a) CTRL 试验和 (b) ICE 试验的物理雪深 (阴影, 单位: m) 和冰雪	

覆盖范围（橙色线）	97
图 5.4 (a) 各模拟试验的气旋轨迹; (b) 各模拟试验的气旋中心气压 (单位: hPa); (c) 各组试验的气旋中心位置相对于 CTRL 试验的气旋中心的位置偏差 (单位: km); (b) 各组试验的气旋中心气压相对于 CTRL 试验的气旋中心的气压的偏差 (单位: hPa)	99
图 5.5 (a-c) 控制试验模拟的平均海平面气压 (阴影和等值线, 单位: hPa) ; 各组试验与控制试验模拟的平均海平面气压之差 (阴影, 单位: hPa): (d-f) $SLP_{TER}-SLP_{CTRL}$; (g-i) $SLPsST-SLP_{CTRL}$; (j-l) $SLP_{ICE}-SLP_{CTRL}$ 。左, 中, 右列分别对应 11 月 13 日 0600 UTC, 14 日 1200 UTC, 15 日 0600 UTC....	100
图 5.6 各组试验模拟的降水 (单位: mm)	103
图 5.7 各组试验的最大地面 (10 m) 风的位置 (a) 和风速 (b) (单位: $m s^{-1}$), 其中图 (b) 中的箭头标出了各试验出现最大风的时刻.....	105
图 5.8 各组试验的气旋垂直伸展 (单位: hPa)	106
图 5.9 动能收支方程各项 (单位: $m^2 s^{-3}$)	108
图 5.10 各组试验的气旋垂直伸展高度 (黑粗线, 单位: hPa) 和涡度收支项 (蓝线和橙线, 单位: s^{-2})。其中蓝色线段为 LHS, 表示涡度收支方程左侧局地变化项, 橙色线段为 RHS, 表示方程右侧的五项之和.....	110
图 5.11 各组试验的各项涡度收支项 (单位: s^{-2})	112
表 2.1 不同类爆发气旋最低气压的频数和百分比分布。第五列和第七列的中的粗斜体, 斜体, 和粗体分别表示 PAT 和 AAT 爆发气旋的差异通过了水平为 0.01, 0.05, 和 0.1 的显著性检验.....	19
表 2.2 同表 2.1, 但为气旋加深率的分布.....	21
表 2.3 同表表 2.2, 但为气旋生命史的分布.....	23
表 2.4 各类爆发气旋进入不同特征时刻的平均时间。CFT, 气旋生成时刻; FET 气旋初次爆发时刻; MDT, 气旋加深率最大时刻; MPT, 气旋气压最低时刻; LDT, 最后检测的气旋中心时刻。例如, “FET-CFT”表示从 CFT 到 FET 所需的时间。第三行和第四行的粗斜体, 斜体, 和粗体分别表示 PAT 和 AAT 之间的差异通过 0.01, 0.05 和 0.1 的显著性检验.....	24
表 2.5 同表 2.3, 但为不同类别爆发气旋的各月的频数和百分比分布.....	29
表 3.1 同表 2.1, 但为不同垂直伸展层次爆发气旋的频数和比例.....	38
表 5.1 数值试验设计.....	96

第1章 绪论

1.1 研究背景及意义

温带气旋作为中纬度最重要的天气系统之一，长期以来受到气象学者的广泛关注（Petterssen 和 Smebye, 1971; 陶诗言, 1980; Shapiro 和 Keyser, 1990; 丁一汇, 2005; Meng 等., 2019; Schultz 等., 2019）。在温带气旋中，有一个发展十分迅速的类别，被人们称为“气象炸弹”（Sanders 和 Gyakum, 1980）。该类气旋中心气压在短时间内能够迅速下降，常常带来巨浪、暴风雪、风暴潮、寒潮等强天气，对人类生产生活带来严重影响（李长青和丁一汇, 1989; 仪清菊 等, 1992; Jia 和 Zhao, 1994; 文元桥和黄立文, 2003; 谢甲子 等, 2009; Fu 等., 2014, 2018; 查贲 等, 2014; Pang 和 Fu., 2017）。为了描述此类气旋的快速发展过程，Sanders 和 Gyakum (1980) 提出了气旋的中心气压加深率的概念，定义气旋的中心气压加深率为在相对于 60°N 纬度的情况下，气旋中心气压在 24 小时内的平均加深率，单位为贝吉隆（Bergeron）¹。他们基于此，规定：如果一个气旋的加深率大于 1 贝吉隆，则称这个气旋为“爆发气旋”（Explosive Cyclone）。

早期的数值模式对爆发气旋的预报误差较大，如 1981 年 11 月东太平洋的一次爆发性气旋，其快速发展过程被当时的有限区域细网格模式（the Limited-Area Fine Mesh Model, LFM）完全漏报，预报和实际的气旋中心气压差达 55 hPa (Reed 和 Albright, 1986)。而著名的 1979 年 2 月北美东海岸的“总统日”气旋（The Presidents' Day Cyclone）的预报失败，引起人们对这类快速发展的系统的广泛关注，从而促进了一系列有关温带气旋的研究（Bosart, 1981; Uccelini 等., 1984, 1985; Whitaker 等., 1988; Hibbard 等., 1989; Bosart 和 Sanders, 1991; 郭英华, 1992; 赵琳娜和赵思雄, 2004）。人们发现，模式在潜热通量参数化（Bosart, 1981）、探空数据同化（Bosart, 1981）、和低层风场和水汽积分（Bosart 和 Sanders, 1991）等方面存在不足是造成爆发气旋预报失败的重要原因。随着数值模式持续的改进，对爆发气旋在内的天气系统的预报水平在不断提高（Benjamin 等., 2018;

¹ 1 贝吉隆= $24 \text{ hPa}/24 \text{ h} \times \sin 60^{\circ}/\sin \phi$ ，其中 ϕ 为气旋中心平均纬度

Schultz 等., 2019)。尽管如此,对于爆发气旋的预报失败的情况时有发生(McMurdie 和 Mass, 2004),这表明对于此类天气系统的演变机理的认识仍然存在不足(Fu 等., 2018)。以往研究发现,许多因素都有可能造成爆发气旋的快速发展,如涡度平流、温度平流、潜热加热、斜压不稳定等,但前人尚未从共性上确定各类爆发气旋的主要演变机理(丁一汇, 2005; 傅刚 等, 2017)。作为一类深厚的三维涡旋系统,前人的研究仍未全面揭示爆发气旋的垂直伸展特征与伸展机理,亦未能厘清其垂直伸展与生命史演变的关系。此外,爆发气旋大风区的分布特征目前研究也较少。上述科学问题的解答将深化对爆发气旋结构与演变机理的认识,从而为爆发气旋的预报与相关的防灾减灾提供有益的参考。近年来,在全球气候变化的背景下,极端事件频发。IPCC 第五次研究报告预估,“在 21 世纪全球变暖的背景下,一些流域的极端风暴的发生频率很可能大幅提高”¹。因此,开展爆发气旋气候统计特征的相关研究并揭示其主要统计规律与变化趋势将有助于深化对全球变暖背景下极端天气事件变化的理解,具有重要的理论价值。

1.2 相关研究回顾

1.2.1 爆发气旋的定义标准

除了 Sanders 和 Gyakum (1980) 提出的 60°N 的参考纬度、24 h 的时间窗口计算气旋的中心气压加深率以外,一些学者根据不同情况对上述标准进行了修订。如,关于计算加深率时使用到的参考纬度的选取,考虑到爆发气旋的平均纬度并不是 60°N,一些学者根据研究区域爆发气旋空间分布的平均纬度作为的参考纬度计算加深率。例如: Roebber (1984) 使用的是在 42.5°N 的参考纬度计算气旋的中心气压加深率; Gyakum (1989), Zhang 等 (2017), 张树钦和傅刚 (2017) 均使用 45°N 作为参考纬度来计算中心气压加深率; Fu G 等 (2020) 对与太平洋和大西洋区域的爆发气旋分别使用 45°N 和 50°N 作为参考纬度来计算气旋中心气压加深率。此外,为了提取出在更短的时间内快速发展的气旋,一些学者使用不同的时间窗口计算加深率。如 Yoshida 和 Asuma (2004) 使用 12 小时的时间窗口计算加深率。此外还有用 6 小时气旋中心降压超过 10 hPa 的作为快速发展

¹ <http://www.ipcc.ch/>

的标准 (Reed 等., 1993; Petty 和 Miller, 1995)。

1.2.2 爆发气旋的气候特征

1.2.2.1 年频数特征

关于爆发气旋的频数分布特征, 由于使用数据的种类、资料分辨率、气旋识别方法、研究的目标区域、爆发气旋判定标准等方面的差异, 不同研究得到的爆发气旋年频数的差异很大 (Blender 和 Schubert, 2000; Lim 和 Simmonds, 2002; Allen 等., 2010; Kouroutzoglou 等., 2011; Neu 等., 2013)。Chen 等 (1992) 对 1958–1987 年东亚沿岸爆发气旋的统计发现, 30 年间有 363 个爆发气旋发生, 平均年频数为 12.1 个; 齐桂英 (1993) 基于海平面天气图的统计研究发现, 太平洋区域的爆发气旋的年频数有 47 个; 而丁治英等 (1998) 利用历史天气图数据, 统计了 1980–1989 年的爆发气旋, 得到北半球爆发性气旋的年频数大约是 19.8 个; Lim 和 Simmonds (2002) 基于 NCEP-DOE II 数据的研究发现北半球爆发气旋的年频数是 46 个; Yoshida 和 Asuma (2004) 使用 GANAL 再分析数据对 1988 年 3 月至 1996 年 2 月期间西北太平洋爆发气旋的统计研究发现, 这一时期该区域爆发气旋共有 224 个; Allen 等 (2010) 比较了 4 种再分析数据 (ERA-40, NCEP2, JRA-25 和 ERA-Interim) 和 3 种气旋识别方法在统计南北半球的爆发气旋气候特征方面的差异, 结果发现, 基于 ERA-Interim 再分析数据, 利用这 3 种方法识别到的北半球爆发气旋的年频数分别 80.1 个, 46.3 个, 和 36.5 个; Kouroutzoglou 等 (2011) 对地中海地区 40 年的统计研究发现, 这一区域主要的年频数大约是 5.5 个; Black 和 Pezza (2013) 基于 $1.5^\circ \times 1.5^\circ$ 的 ERA-Interim 再分析资料对 1980–2011 年北半球爆发气旋高发区域的统计发现, 32 年间北半球爆发气旋的总频数为 585 个, 年频数大约是 18.3 个。Fu G 等 (2020) 利用 $1^\circ \times 1^\circ$ 的 ERA-Interim 再分析资料, 研究了 1979–2016 年北半球爆发气旋的统计特征, 发现北半球爆发气旋的年频数约为 103 个, 其中太平洋和大西洋区域爆发气旋的年频数分别为 55 个和 48 个。

从以上可以看出, 尽管关于北半球爆发气旋频数的统计研究存在差异, 但可以发现, 大多数研究得到的爆发气旋年频数在 20 个到 50 个之间。这确证了爆发气旋是一类发生频率较高的天气系统。

1.2.2.2 空间分布特征

在 Sanders 和 Gyakum (1980) 的具有里程碑意义的工作中，他们利用 1976 年 9 月至 1979 年 5 月期间数据对北半球爆发气旋进行统计分析，指出，爆发气旋是一类主要活跃在冷季、发生在海洋上的气旋，其位置倾向于分布在海温梯度较大的区域附近。其中，在太平洋和大西洋西侧，爆发气旋的发生频率最高。另外，在太平洋区域的 160°W – 170°W 之间也有一高频的中心。随后不同学者的统计研究均确认了爆发气旋集中分布在太平洋和大西洋洋面上、且倾向于分布在暖洋流区域的特点 (Murty 等., 1983; Roeber, 1984; 李长青和丁一汇, 1989; 齐桂英, 1992, 1993; Allen 等., 2010; Fu G 等., 2020)。

Chen 等 (1992) 基于 30 年地面分析资料对东亚沿岸爆发性气旋的气候特征进行统计，发现在东亚沿岸主要有两个有利于爆发性气旋的加深区域，一个是在东日本海，另一个是在西北太平洋。Wang 和 Rogers (2001) 根据大西洋爆发气旋在迅速加深时刻的空间分布将其划分成西北太平洋 (NWA)，中北太平洋 (NCA) 和极东北大西洋 (NEA) 三个区域。Yoshida 和 Asuma (2004) 根据爆发气旋的起始位置和开始快速发展的位置，将西北太平洋爆发气旋划分成三类：在东亚大陆生成、在鄂霍次克海发展 (OJ)，在东亚大陆生成、在西北太平洋发展 (PO-L)，和生成和发展都在西北太平洋区域 (PO-O)。而 Sun 等 (2018) 同样根据最大加深时刻的空间分布，将大西洋爆发气旋分成北美大陆 (NAC)，西北大西洋 (NWA)，中北大西洋 (NCA) 和东北大西洋 (NEA)。除了太平洋和大西洋两个区域外，地中海区域也有爆发气旋发生。Kouroutzoglou 等 (2011) 利用 40 年长度、 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 分辨率的 ERA40 再分析数据对地中海地区爆发气旋的统计研究表明，该区域的爆发气旋主要倾向于生成在地中海的北侧沿岸，主要发生的区域是在利古里亚海和爱琴海。

1.2.2.3 季节分布特征

爆发气旋具有明显的季节分布特征。Sanders 和 Gyakum (1980) 指出，北半球爆发气旋的发生频数从 9 月到次年 1 月逐渐增加，而从 1 月到 3 月逐渐减少。随后，不同学者的统计研究均确认了爆发气旋多发生在冷季这一特点 (Murty 等., 1983; Roeber, 1984; 仪清菊和丁一汇, 1989; Chen 等., 1992)。但不同区域、

不同强度的爆发气旋，其发生的时间有所差异。如 Sanders 和 Gyakum (1980) 发现，太平洋区域爆发气旋在 12 月发生最多，而大西洋爆发气旋在 2 月发生最多；董立清和李德辉 (1989) 对 1966–1985 年期间中国东部的爆发性气旋进行统计分析，发现这一区域爆发气旋在春季主要分布在 $30^{\circ}\text{--}35^{\circ}\text{N}$ ，而夏秋季主要分布在 $35^{\circ}\text{--}40^{\circ}\text{N}$ ，在冬季气旋分布的范围较广，从 25°N 以北均有分布，此外发现， 30°N 以南的区域只有在冬季才有可能发生爆发气旋；Chen 等 (1992) 对东亚沿岸爆发气旋的统计发现，这一区域的爆发气旋主要发生在 12 月到次年的 3 月，在 11 月和 3 月发生频率最大；丁治英等 (1998) 基于 10 年长度的天气图数据对北半球爆发气旋的统计研究发现，气旋加深率在 2.0 Bergeron 以上的爆发气旋发生在 10 月、12 月和 1~3 月，而在 4 到 9 月的气旋加深率普遍较低；而 Yoshida 和 Asuma (2004) 对西北太平洋区域的不同路径的爆发气旋统计发现，OJ 类爆发气旋在晚秋频繁生成，这类气旋强度最弱；而 PO-L 类爆发气旋在早冬和晚冬频繁生成，这类气旋加深率中等；而 PO-O 类爆发气旋多在冬季中期发生，其强度最强。

1.2.3 爆发气旋快速发展的机理

1.2.3.1 温带气旋发展的概念模型

Petterssen 和 Smebye (1971) 总结了两类温带气旋发展的模型，一类是经典的挪威锋面波动模型（图 1.1a），即，气旋从一个地面锋面波动而发展而来。其发展主要经历了以下四个阶段：(1) 初始锋面波动，此时锋区几乎是一条平直边界，将冷暖气流分开，高空为近乎平直的气流，锋区开始向冷空气一侧凸起形成波动；(2) 波动进一步发展，形成开放的气旋波；(3) 冷空气围绕低中心做圆周运动，暖区缩小变窄，并最终冷锋赶上低压中心南侧的暖锋，形成锋面的锢囚。这类气旋的发展主要因子是低层的温度平流。第二类模型的气旋发生发展启动机制在高空（图 1.1b），此类气旋在低层不一定需要有锋面存在，而是当高空槽移动到地面锋区上空时，槽前较强的正涡度输送，使得上升运动加强，有利于地面气旋的发展。这类气旋的发展主要因子是高层的涡度平流。

此外，Keyser 和 Shapiro (1990) 提出了一种海洋上的温带气旋概念模型（图 1.1c），这类气旋的发展过程分为四个阶段：(1) 气旋的生成伴随着连续且宽广的

锋区；(2) 在气旋的早期阶段，随着冷暖锋的温度梯度的不连续收缩，连续的锋面区域出现了断裂；(3) 随后，暖锋向西发展并弯曲至地面低压后部，暖区缩小并形成明显的 T 型锋面；(4) 最后，冷空气与后弯暖锋 (bent-back warm front) 包围了地面低压中心形成暖心隔离。

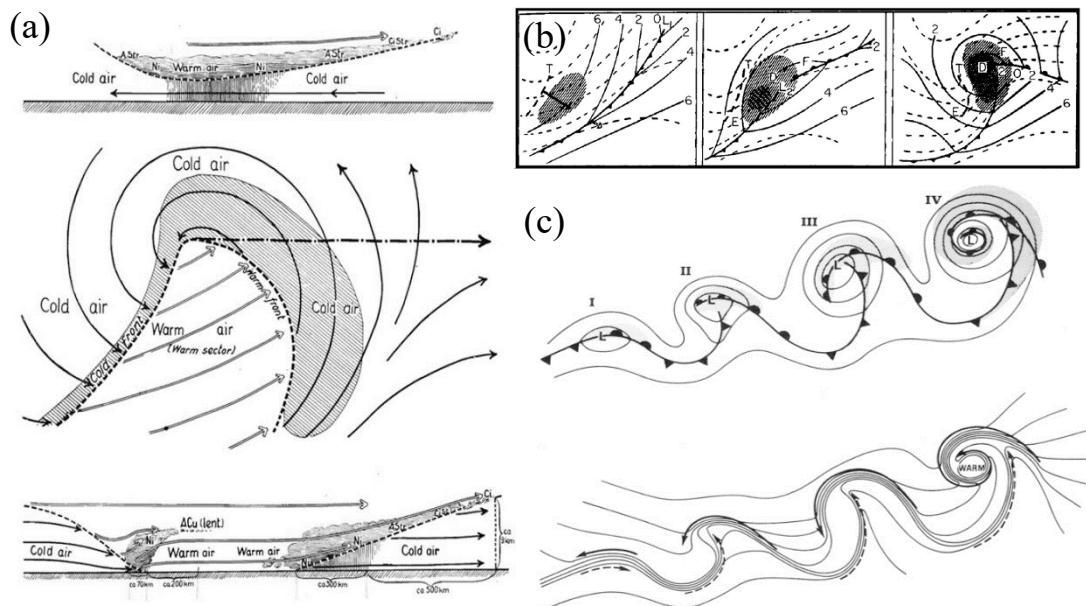


图 1.1 温带气旋的概念模型。(a) 卑尔根学派的气旋模型，摘自 Bjerknes 和 Solberg (1921, 图 18); (b) Petterssen 定义的 B 类气旋，摘自 Petterssen (1956, 图 16.7.1); (c) Shapiro-Keyser 模型，摘自 Shapiro 和 Keyser (1990, 图 10.27)

Figure 1.1 Conception models of extratropical cyclones. (a) cyclone presented by the Bergen school, from Bjerknes and Solberg(1921, their Fig. 18); (b) type B defined by Petterssen, adopted from Petterssen (1956, their Fig. 16.7.1); (c) Shapiro–Keyser mode, from(Shapiro and Keyser(1990, their Fig. 10.27).

1.2.3.2 有利于气旋快速发展的因子

以往研究发现，造成有利于爆发气旋快速发展的因子较为复杂，涡度平流、温度平流、潜热释放、与急流有关的非地转加速等因素均对可导致其快速发展(周鸣盛, 1986; 田生春和刘苏红, 1988; 仪清菊和丁一汇, 1989; 朱锁凤 等, 1995; 丁一汇, 2005; 黄立文 等, 1999a, b; 牛宝山 等, 2003; 谢甲子 等, 2009; 熊秋芬 等, 2013)。

仪清菊和丁一汇(1989)总结了四种有利于爆发气旋发展的天气形势：“(1)高空槽赶上地面低压中心，(2)东风带和西风带扰动的合并，(3)低涡和高空槽相遇，(4)大低压冷空气中的极地低压与高空槽相遇”。上述四类天气形势中，有三类都与高空槽有关，这说明高空槽对于气旋快速发展有着十分密切的关系。高空槽的槽前具有强烈的正涡度平流，为高层提供强辐散条件，有利于地面辐合上升运动，当与低空急流耦合时，能诱发系统迅速发展。齐桂英(1992)对1975—1984年间北太平洋爆发气旋的分析指出，当北太平洋有较强温带气旋活动时，东亚至北美上空呈现两槽一脊的形势，温带气旋是在东亚大槽的槽前发生发展的。丁治英等(2001)对太平洋和大西洋的16个爆发气旋按强度进行分类合成，对比发现，强弱爆发气旋的基本场存在明显差异：强爆发气旋其地面中心与高空槽的距离比弱气旋远，槽的曲率较大，并且，强爆发气旋的急流多为非纬向型，有利于水汽、热量的径向输送。

Chen等(1985)总结了两类次天气尺度海洋气旋的特点，一类是被英国人称为“极地低压”(polar low)，这类气旋多发生在被太平洋和大西洋的天气尺度锋后的冷空气团中，与冷空气活动相关；而另一类是被日本人称为“中等尺度气旋”(medium-scale cyclone)，这类气旋与中国东海到日本附近的暖洋流相关。孙淑清和高守亭(1993)对三年东亚区域的爆发气旋的统计研究表明，绝大多数爆发气旋在其上游都有强冷高压的活动，且上游高压中心越强，爆发气旋也越强，寒潮伴随的环流调整为下游气旋的快速发展提供有利的背景场。Yoshida和Asuma(2004)对西北太平洋3类爆发气旋合成分析，表明亚洲大陆冷空气入侵有利于爆发气旋生成和发展，气旋的中低层有较强斜压性。

以往对爆发气旋研究发现，气旋的快速发展与高空急流有密切关系，当地面气旋位于高空急流出口区的左侧时，上空为正涡度平流区，十分有利于气旋发展(Uccellini等, 1987; Wash等, 1988; 李长青和丁一汇, 1989; Yoshida和Asuma, 2004)。董立清和李德辉(1989)对1975—1989年中国东部沿岸的12个爆发气旋的分析也发现，绝大多数气旋爆发性发展时位于200 hPa高空急流出口区左侧，且没有一个发展在入口区左侧和出口区右侧。孙淑清和高守亭(1993)对东亚区域93次爆发气旋的统计分析也印证了上述现象。

此外，海表温度梯度也是有利于气旋发展的一个重要因素。研究发现，爆发气旋可发生在 0~23℃ 较大范围的海温区，似与海温的相关性不高（丁一汇，2005），但是气旋的发展与海温梯度的关系较好，气旋的快速加深通常发生在强海表温度梯度区域（Sanders 和 Gyakum, 1980; Chen 等., 1992）。这可能是因为海表温度梯度大值区意味着有强的不均匀加热，从而有利于大范围低层斜压不稳定环境的产生。

研究表明，潜热释放对于爆发气旋的初始阶段和迅速发展阶段都具有非常重要的作用（田生春和刘苏红，1988；仪清菊和丁一汇，1992；Ding 和 Zhu, 1994；黄立文 等，2001）。Chen 等（1985）计算了一个中尺度爆发气旋的气旋区的感热和潜热通量，发现后者是前者的 2 倍多，指出感热加热可能不是气旋快速发展的主要因子，并且发现，同时考虑感热和潜热通量，可以迅速降低层的大气稳定度从而有利于气旋发展。Reed 和 Albright（1986）对西北太平洋一次爆发气旋发展过程中的感热通量和潜热通量计算，同样表明，感热通量和潜热通量对气旋的快速加深具有重要作用。此外，海气相互作用对气旋的发展也是重要的（黄立文 等，1999a, b）。Chen 等（1983）利用中尺度数值模式发现，如果不考虑海面的感热和潜热通量，会削弱水汽湿过程，反过来会使得潜热释放减弱；Chen 和 Dell'Osso（1987）对东亚一次爆发气旋的数值试验表明，潜热输送对气旋发展占主要贡献，但是如果考虑感热加热，潜热的释放也会减少。并且指出，感热部分是通过增加潜热释放而促进气旋发展，单纯的感热加热对气旋加强并不重要。郭大梅和丁治英（2005）对一次西太平洋爆发气旋的快速发展进行了干过程和湿过程的控制对比试验，发现，潜热释放使得对流层高层产生上升运动，从而导致扰动槽的形成，扰动槽的适应过程又产生惯性不稳定，有利于上升运动，从而形成正反馈，有利于气旋的发展。在潜热释放中，积云对流的作用不可忽视。Bosart（1981）对“总统日”气旋的分析指出，积云对流的总体作用和斜压过程有利于爆发气旋的快速发展；Gyakum（1983）利用准地转 ω 方程和涡度方程对气旋的垂直加热进行诊断，指出大量积云加热效应使得对流层平均温度上升，这对伴随着气旋爆发性发展时的位涡制造十分重要；李长青和丁一汇（1989）对西北太平洋一次爆发气旋快速发展过程的诊断分析表明，大尺度加热是气旋发展的主要因子，而积

云加热也是气旋重要因素；徐祥德等（1996）利用数值试验的表明积云对流对于爆发气旋发展具有关键作用。

人们发现，气旋的快速发展过程常伴随着斜压不稳定(Bosart, 1981; Roebber, 1984; Jia 和 Zhao, 1994; 寇正和欧阳子济, 1999)。Bosart (1981) 对 1979 年 2 月的“总统日”气旋研究发现，气旋生成前，在北美五大湖附近出现了一个广大的斜压带，同时具有显著的海洋感热和潜热通量，暖湿和不稳定边界层；Roebber (1984) 对 6 年的爆发气旋进行统计研究，验证了爆发气旋生成区域倾向位于斜压区，并指出爆发性加深是斜压过程和其它物理机制的综合效应；李长青和丁一汇 (1989) 对 26 个爆发气旋环境场的统计分析也发现，中低层的斜压区有利于气旋的快速发展；Jia 和 Zhao (1994) 对东亚–西太平洋的一个爆发气旋进行诊断分析并与一个发生在北美–大西洋区域的爆发气旋进行比较，发现，两类气旋均出现在强的斜压区；Iwao 等 (2012) 对 1979–2011 年冬季西北太平洋的统计分析发现，这片区域爆发气旋在此期间逐渐增多，这可能是由于海温升高造成的低层斜压性增强有关；Black 和 Pezza (2013) 对 1980–2011 年北半球爆发气旋进行能量收支分析，发现爆发气旋伴随着明显的斜压增长周期，急流在气旋爆发之后起着重要作用。

Uccellini 等 (1985) 指出，对流层顶折叠所伴随的平流层大值位涡下传是爆发气旋快速增强的重要原因之一。此外不同学者的研究也验证了这个现象 (Rossa 等., 2000; Fu 等., 2014, 2018; Pang 和 Fu, 2017; 王慧 等, 2019)。吕筱英和孙淑清 (1996) 对不同路径的爆发性气旋进行了动力特征及能量学研究，发现高空大值位涡空气的下伸是气旋爆发性发展的一个重要条件；张永刚等 (2000) 通过位势涡度和 E-P 通量诊断，比较了西北太平洋地区的两个爆发气旋和非爆发气旋的异同点，发现爆发气旋的发展和发展与对流层顶折叠有关，并发现凝结潜热释放而引起中层位涡增强对爆发气旋的发展具有重要意义；Fu 等 (2014) 对西北太平洋的一次爆发气旋的快速发展过程进行了诊断分析，指出水平位涡平流引发的高层对流层顶折叠，对流层中层的凝结潜热过程有利于气旋的快速发展。

综合上述，可以发现，造成爆发气旋快速发展的原因较多，多种因子都可能促进其快速发展。影响爆发气旋发展的天气系统众多，每一个爆发气旋所处的环

境场不可能完全相同，因而其快速发展过程中的主要因子可能存在显著差异（丁一汇，2005）。

1.3 拟解决的科学问题、主要研究内容、论文章节安排、可能的创新点

1.3.1 拟解决的科学问题

如前所述，尽管前人对爆发气旋进行了广泛研究，但尚未从共性上确定各类爆发气旋的主要演变机理。并且，作为一类深厚的三维涡旋系统，前人的研究仍未揭示爆发气旋的垂直特征与伸展机理，关于爆发气旋大风区的分布特征鲜有研究。针对这些薄弱环节，本论文拟解决的主要科学问题如下：

- (1) 爆发气旋在近四十年间（1979–2018年）存在何种变化趋势？造成这些趋势的主要原因是什么？
- (2) 爆发气旋的垂直伸展与地面最大风速分别具有怎样的分布特征？其分别与爆发气旋的生命史演变存在何种关系？
- (3) 不同类别爆发气旋各自具有怎样的共性演变机理？主导爆发气旋垂直伸展变化的机理是什么？

1.3.2 主要研究内容

针对以上提出的科学问题，本论文的主要研究内容如下：

统计1979–2018年北半球爆发气旋的总体活动特征，特别是爆发气旋的垂直伸展特征、最大风速特征及其两者与爆发气旋其它主要特征的关系。利用客观标准对爆发气旋进行分类研究，揭示其主要特征，并基于各类爆发气旋的合成与典型个例，通过动力诊断和数值模拟等手段，研究其演变机理特别是其垂直伸展变化的主要原因。研究近四十年爆发气旋主要特征（发生数目、强度、伴随大风以及对全球热量和水汽的经向输送等）的变化周期与趋势。结合数值模式和动力诊断方法解释造成近四十年爆发气旋变化趋势的主要因子。

1.3.3 论文章节安排

第一章 绪论：阐述研究背景及意义，回顾国内外相关研究，提出科学问题，提出本论文的主要研究内容及创新点。

第二章 爆发气旋的一般统计特征：统计 1979–2018 年间北半球爆发气旋，得到其主要时空分布及其气候特征。

第三章 爆发气旋的垂直伸展与地面大风统计特征：对四十年间爆发气旋垂直伸展与地面大风特征进行统计研究。

第四章 爆发气旋的快速发展机理：对于不同类爆发气旋进行合成的诊断研究，解释其共性的演变机理；针对典型爆发气旋个例开展模拟与诊断研究，重点揭示其快速向上伸展的机理。

第五章 爆发气旋的主要影响因子：利用数值敏感性试验，探讨下垫面地形、海温、海冰等因子对爆发气旋发展的作用。

第六章 结论和讨论：总结文章的主要结论，探讨文章存在的不足之处。

1.3.4 可能的创新点

本研究可能的创新点如下：

(1) 针对爆发气旋这类天气系统，使用高分辨率再分析数据和新的气旋识别方法，对爆发气旋统计特征进行研究，系统地揭示了爆发气旋的时空变化特征；

(2) 从垂直伸展和地面大风的角度对爆发气旋的气候特征进行研究，视角较为新颖，得到了一些较新的结论；

(3) 针对爆发气旋的合成和典型个例的模拟研究，揭示出不同类别爆发气旋生命史各个阶段中伸展项、水平平流项和倾斜项的相对重要性。

第2章 爆发气旋的一般统计特征

2.1 引言

如前所述，作为中纬度地区一类具有强致灾性的重要天气系统，长期以来，爆发气旋都受到国内外气象学者的重点关注（Sanders 和 Gyakum, 1980; Murty 等., 1983; Roeber., 1984; 仪清菊和丁一汇, 1989; Chen 等., 1992; 齐桂英, 1993; 丁治英 等., 1998; Yoshida 和 Asuma, 2004; Allen 等, 2010; Kouroutzoglou 等, 2011a, b, 2013; 张树钦和傅刚, 2017; 孙雅文 等., 2018; Fu G 等., 2020）。人们对其活动特征等进行了大量研究，但由于数据种类、资料分辨率、气旋识别追踪方法、爆发气旋判定标准等方面存在或多或少的差异，不同文献中关于爆发气旋的统计结果存在较显著的不同，因而需要利用新数据与新方法进一步确认爆发气旋的一般统计特征（即前人较多关注的统计特征）。目前，针对爆发气旋近年来活动特征的统计研究工作较少，需要进行补充。基于此，本部分将采用新发展的涡旋识别方法与高分辨率的 ERA-Interim 再分析数据，对 1979–2018 年北半球的爆发气旋进行统计研究，并着重分析其一般统计特征，从而弥补现有相关研究的不足。

2.2 数据和方法

2.2.1 使用数据

本论文使用欧洲中期数值预报中心（European Centre for Medium Range Weather Forecasts，以下简称 ECMWF）的 ERA-Interim 再分析数据（Simmons 等., 2007）。该数据的全部时段是 1979 年 1 月 1 日至 2019 年 8 月 31 日。ERA-Interim 使用 IFS Cycle 31r2 的资料同化系统，其中 IFS 全称为“Integrated Forecasting System”，为 ECMWF 的业务系统。数据的原始空间分辨率是全球 79 公里，垂直方向 60 层，其中顶层层次到 0.1 hPa。数据的时间分辨率为六小时。对于气压层数据产品，其数据的水平分辨率为 $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ ，垂直方向为 37 层（从 1000 hPa 到 1 hPa）。需要指出的是，虽然目前已有更高分辨率的 ERA5 再分析数据（Hersbach 等., 2020），但由于本部分工作开始时，尚未发布 1979 年以来的 ERA5

数据(ECMWF于2019年1月17日发布1979年以来的数据)，因此仍使用ERA-Interim数据。尽管如此，对于爆发性气旋这类中- α (200-2000 km)及以上尺度的长生命史系统，0.75°分辨率的ERA-Interim数据足以揭示其气候活动特征。本文所使用的变量有：平均海平面气压(mean seal level pressure, MSLP)和1000–200 hPa层次的位势高度。和丁治英等(1998)、Allen等(2010)、和Zhang等(2017)的研究的区域类似，本研究区域的水平范围为25°–80°N, 0°–360°。

2.2.2 气旋识别和追踪方法

早期对气旋的统计分析主要是利用地面天气图进行人工识别(Sanders和Gyakum, 1980; Murty等., 1983; 齐桂英, 1992, 1993; 丁治英等., 1998; 张守保和丁治英, 2002)。这种方式虽然准确率较高，但由于识别标准易受人为因素所影响，具有主观不确定性，无法对误差进行量化。并且人工识别效率较低，难以适应长时段、大样本的海量数据。随着气象观测手段的多样化以及资料同化技术的发展，出现了格点化的再分析数据，使得利用计算机程序对气旋进行统计分析成为了可能。早期由于数据空间分辨率较低，在进行程序识别前还需要利用数学函数对气象场进行内插(Williamson, 1981; Murray和Simmonds, 1991)。此外，除了传统的基于经纬度网格进行气旋识别外，还有基于极射赤面网格的墨尔本大学自动识别方案(The automated Melbourne University cyclone tracking scheme, Murray和Simmonds, 1991; Simmonds等., 1999)，基于三角形网格的气旋识别方法(Lu, 2017)。此外，随着人工智能技术的发展，近年来出现使用卷积神经网络识别气旋的方法(郝滢洁, 2017; 张珂玮, 2020; Lu等., 2020)。

对气旋程序识别最重要的一部分是对气旋中心的识别。目前，对气旋中心的识别主要是使用局地极值法，使用的特征量主要分为两类，一类是使用气压/位势高度或它们的拉普拉斯作为特征量(Murray和Simmonds, 1991; Grigoriev等., 2000; Gulev等., 2001; Lim和Simmond, 2002; Zolina和Gulev, 2002; Jung等., 2006; Rudeva和Gulev, 2007, 2011; Fu G等., 2020)，另一类是使用涡度/位涡/风场等变量作为特征量(Sinclair, 1994, 1997; Flaounas等., 2014; 侯洁, 2018; Fu SM等., 2020)。两类方法各有优缺点：前者适用于天气尺度的系统，但在识别纬度较高地区的移动气旋会出现位置偏移；后者适用于尺度较小的天气

系统，但由于涡度对尺度的依赖，不同区域和网格分辨率会使得涡度的中心出现偏差（Sinclair, 1997）。此外，关于气旋范围的确定，也有多种方法：基于连通域标记（connected component labeling, CCL）（Hodges, 1994; Inatsu, 2009），基于闭合等值线（Wernli 和 Schwierz, 2006; Lu, 2017; Qin 等., 2017），基于涡度或径向涡度梯度阈值（Sinclair, 1997），基于径向气压梯度阈值（Rudeva, 2007, 2011）等。

在前人工作的基础上，本研究采用 Jiang 等（2020）提出的八区域斜率法（eight-section slope detecting method, ESSD）进行气旋中心识别。该方法主要思想为，寻找局地气压极小值所在位置作为候选的气旋中心，对该极值中心在给定局部范围内沿着八个不同方向的计算气压增幅，当所有方向的气压增幅超过给定阈值时，该气压极值中心为气旋中心。需要指出的是，使用海平面气压变量对气旋进行识别时，在气旋生命史的初期，由于气旋强度较弱，气旋中心附近区域的气压分布较为均匀，容易造成生命史初期识别中心位置的不稳定。为了减少这种现象、提高识别的稳定性，并且为了便于后面的气旋追踪，参考前人的做法（Sinclair, 1997），在进行程序识别前，对原始变量先采用空间平滑。这可以在一定程度上减轻气旋中心位置漂移的影响。此外，考虑到高海拔地区的 MSLP 往往不准确，本文规定，识别到的气压中心周围的 $9^\circ \times 9^\circ$ 范围内至少需要有 $1/3$ 的格点海拔不高于 500 m。为了对爆发气旋的移动进行更准确的追踪，本文在爆发气旋识别前首先将 6 小时一次的 ERA-Interim 数据线性插值到 3 小时分辨率，然后进行识别与追踪，下文的计算与分析结果均采用此时间加密后的数据。

本文气旋追踪所使用的是最近距离法，即寻找下一时刻距原中心位置最近的中心点，且距离不大于一个给定的阈值。在参考了实际情况之后，本文确定相邻时刻气旋地面中心的距离阈值为 $700 \text{ km}/3 \text{ h}$ （考虑了气旋的合并分裂等特殊过程），经人工验证，此距离阈值可以有效地实现对气旋的追踪。

2.2.3 爆发气旋及其特征时刻定义

如 1.2.1 节所述，关于爆发气旋的气旋加深率有多种定义。考虑到标准的一致性，本文采用 Yoshida 和 Asuma（2004）提出的气旋加深率定义：

$$DR = \left[\frac{p(t-6) - p(t+6)}{12} \right] \left[\frac{\sin 60^\circ}{\sin \frac{\phi(t-6) + \phi(t+6)}{2}} \right] \quad (2.1)$$

其中 t 代表时间，单位是小时， p 是气旋中心的海平面气压，单位是 hPa， ϕ 是气旋中心所在的纬度，该定义采用 12 h 的时间窗口。相比于 Sanders 和 Gyakum (1980) 的定义，该定义估算的最大加深率也更接近于实际最大加深率，从而能够更细致地反映气旋的发展演变过程。同时，为了剔除一些短生命史的气旋，本文将爆发性气旋生命史的下限定为 24 h。

为了探讨爆发气旋在生命史不同阶段的特征，本文定义了气旋初生时刻 (Cyclone formation time, CFT)、初次爆发时刻 (First explosive-development time, FET)、最大加深时刻 (Maximum deepening time, MDT)，最低中心气压时刻 (Minimum pressure time, MPT)，和终止时刻 (Last detection time, LDT) 作为气旋的五个特征时刻，分别对应于爆发气旋第一次被识别到、加深率第一次达到爆发气旋标准 (即加深率 ≥ 1 Bergeron)、加深率达到生命史最大、气旋所伴随海平面气压达到最低，和气旋最后一次被识别到的时刻。

2.2.4 统计方法

本研究中用到的统计检验方法有 t 检验 (Devore, 2004) 检验和 Whitney U 检验 (Mann 和 Whitney, 1947)，这两个方法分别用于两类样本之间比例和平均值之间的差异。如果通过显著性水平为 0.1 的测试 ($p < 0.1$ ，其中 p 值是在零假设正确的情况下，出现比样本观测结果更为极端的结果的概率)，则认为两类样本的差异具有统计显著性，否则认为不具有显著性。

在得到气旋轨迹的基础上，我们使用了 Lee 等 (2007) 提出的基于分段和编组框架的轨迹聚类算法从气旋所有轨迹中提取出气旋的特征轨迹。该算法的主要思路是将轨迹分割成一系列线段，然后，将相似的线段组合成一个聚类。该方法克服了以往方法将整条轨迹视为一个整体而丢失了一些共同子轨迹信息的缺陷。该算法的 Java 版本代码在 <https://github.com/luborliu/TraClusAlgorithm> 获得。

中纬度天气系统的生成和斜压不稳定过程有关，而最大 Eady 增长率被认为是一个表征斜压性的有效的方法 (Hoskins 和 Valdes, 1990)。因此被广泛应用于中纬度天气系统的诊断研究中 (Lim 和 Simmonds, 2002; Koyama 等., 2017)。

最大 Eady 增长率 σ_{BI} 的定义如下 (Lindzen 和 Farrell, 1980):

$$\sigma_{\text{BI}} = 0.31f|\partial \mathbf{v}/\partial z|N^{-1} \quad (2.2)$$

其中, f 是科氏参数, \mathbf{v} 是纬向风, z 是高度, N 是 Brunt–Väisälä 频率。可见, 不稳定波的最大增长率和大气垂直风切变成正比, 和大气垂直稳定度成反比。

2.3 统计特征

2.3.1 年频数和和轨迹分布

经程序识别和人工验证, 在 1979–2018 年间, 北半球共发生 2078 个爆发气旋, 平均年频数约为 52 个, 这个数目高于 Black 和 Pezza (2013) 的结果 (约 18 个 年⁻¹) 和 Allen 等 (2010) 的结果 (约 36 个 年⁻¹), 但明显低于 Fu G 等 (2020) 的结果 (约 103 个 年⁻¹) (以上三个结果均是基于 ERA-Interim 再分析数据)。造成结果差异的原因主要是采用了不同的爆发气旋定义和不同的气旋识别方法。

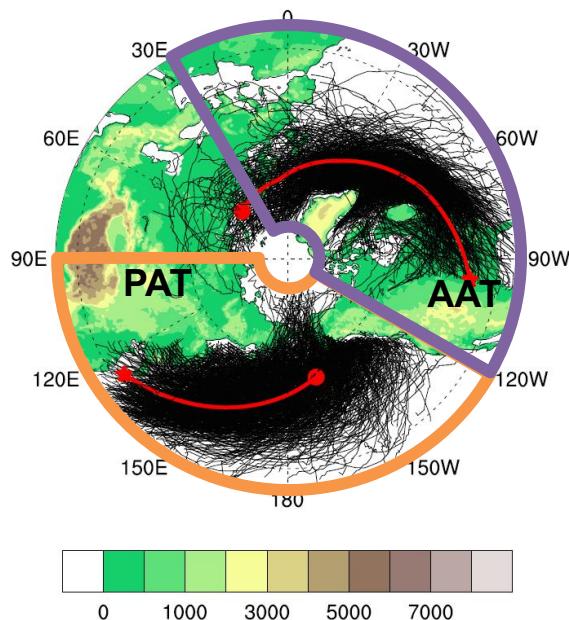


图 2.1 1979–2018 年间爆发气旋轨迹。阴影表示地形高度 (单位: m)。紫色和橙色扇形表示 AAT 爆发气旋和 PAT 爆发气旋的区域。红线是 AAT 爆发气旋和 PAT 爆发气旋的平均路径, 其中五角星和圆圈分别表示平均路径的起始位置和终止位置

Figure 2.1 Explosive cyclone tracks over the period 1979–2018. The shaded area denotes the terrain height (units: m). The Purple and orange sectors represents AAT ECs and AAT ECs

area, respectively. The red lines are the average paths of PAT ECs and AAT ECs, with the stars and circles indicating the average starting and ending locations, respectively.

爆发气旋的初生位置主要分布在西北太平洋和西北大西洋到北美大陆东侧的区域（图 2.1）。生成后，主要活跃在洋面上，向东北方向移动，倾向于消亡在两大洋高纬度的洋面上（图 2.1）。根据这一空间分布特征，将北半球爆发气旋分成北太平洋–北冰洋型（the northern Pacific Ocean–Arctic Ocean type，以下简称 PAT）和北大西洋–北冰洋型（the northern Atlantic Ocean–Arctic Ocean type，以下简称 AAT）两类。其中，PAT 爆发气旋对应的生成位置为 25° – 80° N, 100° E– 120° W，AAT 爆发气旋对应的生成位置为 25° – 80° N, 120° W– 30° E。需要指出的是，北半球爆发气旋除了生成于上述两个区域外，在地中海和西西伯利亚区域也有少数爆发气旋生成，这与 Kouroutzoglou 等（2011）的研究结果相一致。

2.3.2 各特征时刻爆发气旋的空间位置分布

在气旋初生时刻（CFT），爆发气旋的生成位置主要集中于两大洋两岸，且大洋东岸爆发气旋的生成数目少得多（图 2.2a）。其中，PAT 爆发气旋的高频中心位于 135° E, 37.5° N，AAT 爆发气旋的高频中心位于 74.25° W, 42.75° N。前者较后者的纬度更低（相差 5.3 个纬度），中心的值更大。在初次爆发时刻（FET），气旋的分布范围略有缩小，位置与 CFT 相比更偏东北，这与爆发气旋主要的东北的移向是对应的（图 2.2b）。PAT 爆发气旋和 AAT 爆发气旋在的高频中心分别位于 147.75° E, 42° N 和 59.25° W, 45.75° N，二者的纬度差异较前一特征时刻减小（相差 3.8 个纬度）。在最大加深时刻（MDT），PAT 爆发气旋和 AAT 爆发气旋的范围变化不大，高频中心分别位于 157.5° E, 44.25° N 和 57° W, 46.5° N，较 FET 时刻均略偏东北，但中心值相比 CFT 时刻更强（图 2.2c）。二者的纬度差异较前一特征时刻变化不显著。在最低中心气压时刻（MPT），PAT 爆发气旋和 AAT 爆发气旋的分布范围较 MDT 时刻，有所缩小，位置更偏东北（图 2.2d）。其中对于 PAT 爆发气旋，其高频中心位于 178.5° W, 51.75° N，对于 AAT 爆发气旋，其高频中心位于 32.25° W, 59.25° N。AAT 爆发气旋高频中心和 PAT 爆发气旋高频中心的值差异不显著，但纬度差异迅速增大（相差约 7 个纬度）。在最后识别时刻（LDT），PAT 爆发气旋和 AAT 爆发气旋的分布范围变化不显著，但分布位置

较前一特征时刻偏东北，高频中心分别位于 $167.3^{\circ}\text{W}, 57.5^{\circ}\text{N}$ 和 $26.3^{\circ}\text{W}, 66.8^{\circ}\text{N}$ ，分别靠近阿拉斯加和格陵兰岛（图 2.2e）。

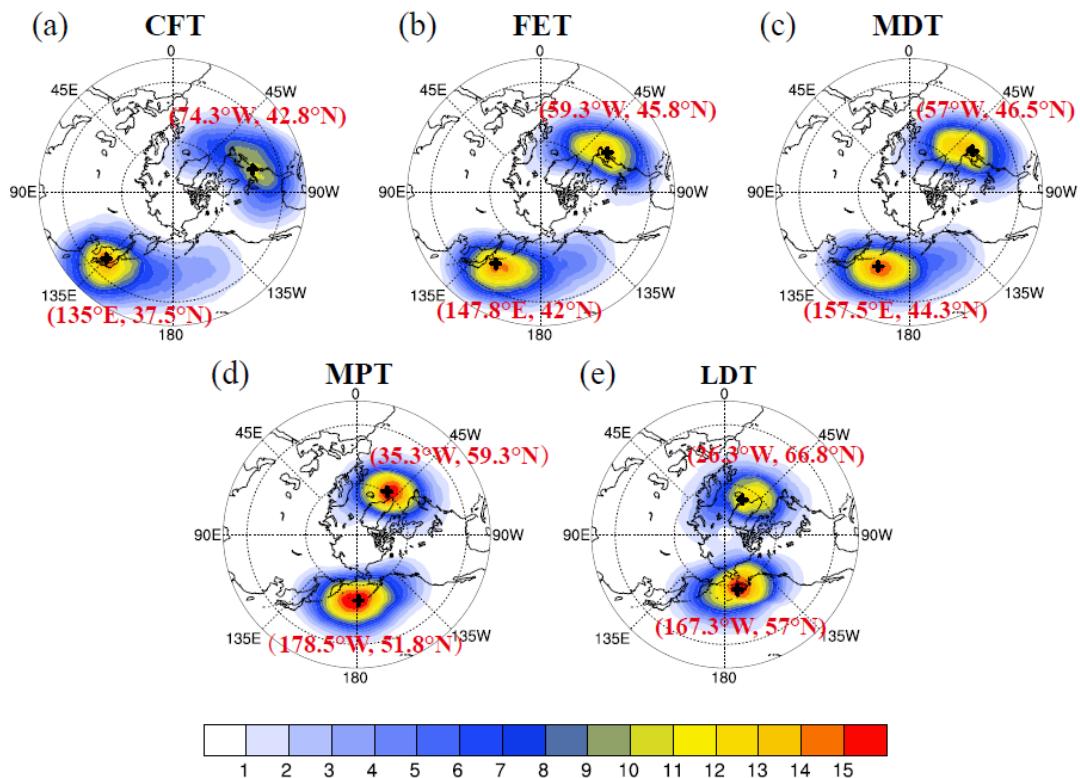


图 2.2 各特征时刻爆发气旋的空间分布。特征时刻: (a) CFT; (b) FET; (c) MDT; (d) MPT; (e) LDT。阴影表示爆发气旋的发生频率, 红色的文本标出了最大发生频率所在位置

Figure 2.2 Spatial distribution of ECs at typical stages. Typical stages: (a) CFT; (b) FET; (c) MDT; (d) MPT; (e) LDT. The shading represents their occurrence frequency, and the red text refers to the position of maximum-occurrence-frequency.

整体而言, PAT 爆发气旋的高频中心比 AAT 爆发气旋的强度更强。对于 PAT 爆发气旋和 AAT 爆发气旋, 在 MPT 时刻之前, 其高频中心主要位于气旋活动区域的西部, 在 MPT 时刻, 高频中心位于气旋活动区域的中部, 而在 LDT, 高频中心主要位于气旋活动区域的东侧。就空间分布而言, PAT 爆发气旋空间分布更偏南, 且在不同特征时刻空间范围的变化更大。

2.3.3 不同最低气压、加深率、和生命史长度的爆发气旋分布

从爆发气旋最低气压分布(表 2.1)可以看出, 大多数爆发气旋的最低中心气压分布在 960–980 hPa 之间, 极少数爆发气旋生命史期间的最低中心气压低于

950 hPa 或高于 995 hPa，这反映了气旋是一类极强的天气系统。就分布形态而言，可以发现 PAT 和 AAT 爆发气旋的频数随最低中心气压分布呈现单峰的模态，且最低中心气压分布的最高比例峰值均在 970–975 hPa 的范围。并且，也可发现 AAT 爆发气旋中，中心气压低于 960 hPa 的气旋的比例要比 PAT 要高($p < 0.05$)，这也侧面说明了 AAT 爆发气旋比 PAT 爆发气旋总体偏强，该结果和 (Sanders 和 Gyakum, 1980; 丁治英, 1999) 的类似。

表 2.1 不同类爆发气旋最低气压的频数和百分比分布。第五列和第七列的中的粗斜体，斜体，和粗体分别表示 PAT 和 AAT 爆发气旋的差异通过了水平为 0.01, 0.05, 和 0.1 的显著性检验

Table 2.1 Frequency and percentage of different minimum SLP with different types of ECs.

Values (in the fifth and seventh columns) in bold-italic, italic and bold mean that the differences between PAT and AAT pass the significance tests of levels 0.01, 0.05, and 0.1,

respectively; whereas values in normal mean that the differences between PAT and AAT are not statistically significant.

最低 SLP (单位: 百帕)	ALL		PAT		AAT	
	数目	百分比	数目	百分比	数目	百分比
≥ 995	22	1.1%	9	0.8%	13	1.4%
990-995	75	3.6%	43	3.9%	31	3.2%
985-990	127	6.1%	67	6.0%	58	6.0%
980-985	281	13.5%	162	14.6%	118	12.3%
975-980	360	17.3%	210	19.0%	148	15.4%
970-975	428	20.6%	256	23.1%	172	17.9%
965-970	352	16.9%	182	16.4%	168	17.5%
960-965	226	10.9%	102	9.2%	124	12.9%
955-960	113	5.4%	46	4.2%	66	6.9%
950-955	64	3.1%	27	2.4%	37	3.9%
< 950	30	1.4%	4	0.4%	26	2.7%
合计	2078	100.0%	1108	100.0%	961	100.0%

从气旋的加深率的分布(表 2.2)来看, 可以发现爆发气旋的主要加深率集中在 1.3 Bergeron 以下, 爆发气旋的数目随着气旋加深率的增大而减少。除了加深率在 1.3–1.4 Bergeron 段 AAT 爆发气旋的比例明显大于 PAT 相应的比例外, 两类爆发气旋在加深率分布的差异不明显。参考 Sanders(1986)以及 Zhang 等(2017)的标准, 将爆发气旋按加深率分成弱 ($1.00 \text{ Bergeron} \leq \text{加深率} < 1.20 \text{ Bergeron}$), 中 ($1.20 \text{ Bergeron} \leq \text{加深率} < 1.40 \text{ Bergeron}$), 强 ($1.40 \text{ Bergeron} \leq \text{加深率} < 1.80$)

Bergeron) 和超强 (加深率 ≥ 1.80 Bergeron) 四类。弱爆发气旋约占北半球爆发气旋总数的 48.4%，中等强度爆发气旋约占总数的 27.1%，强爆发气旋约占总数的 19.8%，超强爆发气旋约占总数的 4.7%。

表 2.2 同表 2.1，但为气旋加深率的分布

Table 2.2 The same as Table 2.1, but for the distribution of EC's deepening rates.

最大加深率 (单位: 贝吉隆)	ALL		PAT		AAT	
	数目	百分比	数目	百分比	数目	百分比
1.0-1.1	574	27.6%	298	26.9%	270	28.1%
1.1-1.2	432	20.8%	230	20.8%	201	20.9%
1.2-1.3	324	15.6%	189	17.1%	133	13.8%
1.3-1.4	240	11.5%	122	11.0%	118	12.3%
1.4-1.5	162	7.8%	90	8.1%	72	7.5%
1.5-1.6	122	5.9%	63	5.7%	59	6.1%
1.6-1.7	85	4.1%	40	3.6%	45	4.7%
1.7-1.8	42	2.0%	26	2.3%	16	1.7%
1.8-1.9	42	2.0%	25	2.3%	17	1.8%
1.9-2.0	22	1.1%	12	1.1%	10	1.0%
2.0-2.1	14	0.7%	7	0.6%	7	0.7%
2.1-2.2	10	0.5%	3	0.3%	7	0.7%
2.2-2.3	4	0.2%	1	0.1%	3	0.3%
2.3-2.4	3	0.1%	1	0.1%	2	0.2%
≥ 2.4	2	0.1%	1	0.1%	1	0.1%
合计	2078	100.0%	1108	100.0%	961	100.0%

弱 PAT 爆发气旋有两个高频中心, 一个位于日本南部, 另一个位于北太平洋中东部, 弱 AAT 爆发气旋有三个高频中心, 分别位于北美五大湖, 纽芬兰南部和格陵兰东南部 (图 2.3a)。中等强度爆发气旋有两个高频中心, 一个位于日本南部, 另一个位于加拿大东部沿岸附近, (图 2.3b)。强爆发气旋, 有两个高频中

心，它们的位置与中等强度爆发气旋相似，分别位于黑潮区域和湾流区域附近(图 2.3c)。对于超强爆发气旋，其高频中心位置和强爆发气旋相似，但范围有所减小(图 2.3d)。强度越强的爆发气旋，更集中分布于两大洋的暖流位置，这表明爆发气旋的快速发展与具有较强斜压性的暖洋流区域具有密切的联系。

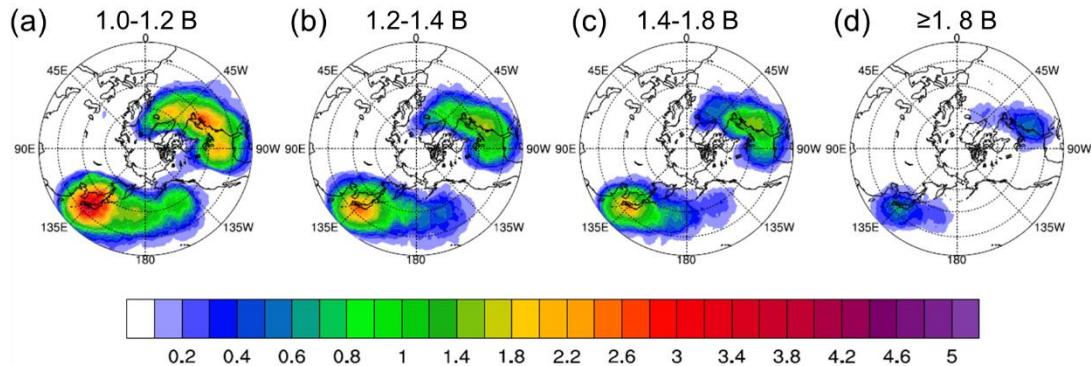


图 2.3 不同强度爆发气旋生成位置的空间分布。其中 a, b, c 和 d 分别表示强度 1.0–1.2 Bergeron, 1.2–1.4 Bergeron, 1.4–1.8 Bergeron, 和 ≥ 1.8 Bergeron 的爆发气旋的平均生成位置

Figure 2.3 Spatial distribution of the locations of ECs with different deepening rates.

Where (a), (b), (c), and (d) represents the distribution of ECs with deepening rate of 1.0–1.2 Bergeron, 1.2–1.4 Bergeron, 1.4–1.8 Bergeron, and ≥ 1.8 Bergeron respectively.

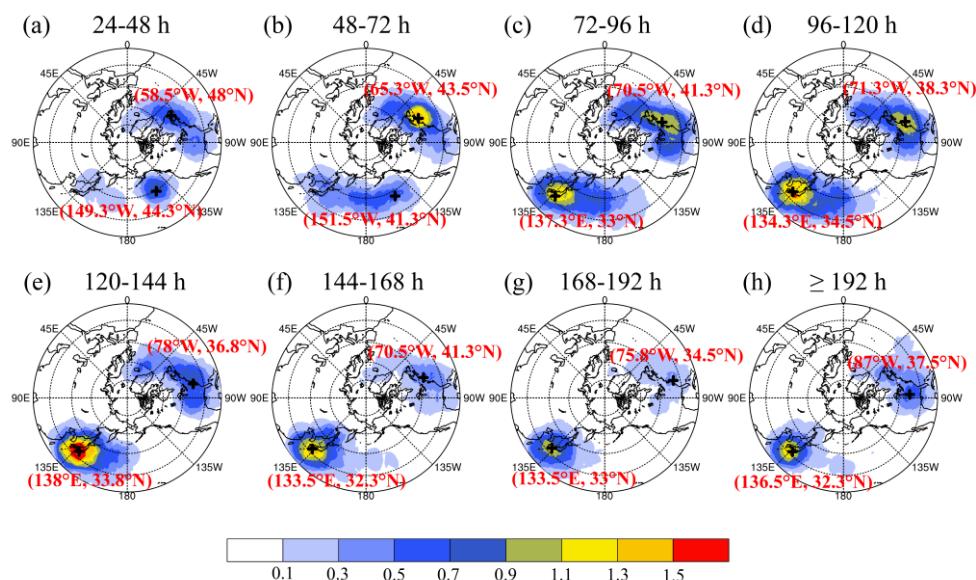


图 2.4 不同生命史爆发气旋生成位置的分布。黑色“+”和红色文本标出了最大发生频率的位置和坐标

Figure 2.4 Distribution of the locations of formation of different types of ECs. The black “+” and the red texts marks the location where the maximum frequency appears.

表 2.3 同表表 2.2, 但为气旋生命史的分布

Table 2.3 The same as Table 2.1, but for the distribution of EC's lifespans.

生命史长度 (单位: 小时)	ALL		PAT		AAT	
	数目	百分比	数目	百分比	数目	百分比
24-48	176	8.5%	69	6.2%	106	11.0%
48-72	282	13.6%	125	11.3%	155	16.1%
72-96	392	18.9%	197	17.8%	192	20.0%
96-120	372	17.9%	206	18.6%	165	17.2%
120-144	321	15.4%	188	17.0%	133	13.8%
144-168	213	10.3%	136	12.3%	76	7.9%
168-192	143	6.9%	95	8.6%	47	4.9%
192-216	81	3.9%	49	4.4%	32	3.3%
216-240	46	2.2%	24	2.2%	22	2.3%
240-264	25	1.2%	9	0.8%	16	1.7%
264-288	15	0.7%	5	0.5%	10	1.0%
≥ 288	12	0.6%	5	0.5%	7	0.7%
合计	2078	100.0%	1108	100.0%	961	100.0%

北半球爆发气旋的频数随着生命史的增加呈现先增多后减少的特征(表 2.3)。爆发气旋的生命史主要分布在 48–168 h (占比超过 75%)。这些气旋主要形成于

北太平洋中部和西部区域和北大西洋西部区域(图2.4b-f),其中的两个高频中心分布于日本附近和西北大西洋西侧附近。除了生命史在48–72 h的PAT爆发气旋外,爆发气旋最普遍的生成区域主要位于北太平洋中部和西部。生命史在72–96 h和96–120 h的爆发气旋所占比例最高,约36.8%(表2.3),而生命史在264–288 h和 ≥ 288 h的爆发气旋所占比例最低(<2%)。这些长生命史的气旋倾向于生成在日本附近和北美大陆东侧。

表2.4是爆发气旋进入各特征时刻所需要的平均时间。总体而言,对于PAT爆发气旋,生成后大约22 h开始爆发,约29 h加深率达到最大,约63 h中心气压最低,约118 h气旋消亡;对于AAT爆发气旋,其平均生命史显著地短于PAT($p < 0.01$),进入特征时刻所需的时间也更短:FET(~ 21 h),MDT(~ 26 h),MPT(~ 59 h),和LDT(~ 108 h)。

表2.4 各类爆发气旋进入不同特征时刻的平均时间。CFT, 气旋生成时刻; FET 气旋初次爆发时刻; MDT, 气旋加深率最大时刻; MPT, 气旋气压最低时刻; LDT, 最后检测的气旋中心时刻。例如,“FET-CFT”表示从CFT到FET所需的时间。第三行和第四行的粗斜体, 斜体, 和粗体分别表示PAT和AAT之间的差异通过0.01, 0.05和0.1的显著性检验

Table 2.4 All-event averaged time for different types of ECs to enter their different typical stages. CFT, cyclone formation time; FET, first explosive-development time; MDT, maximum deepening time; MPT, minimum pressure time; LDT, last detection time. For example, “FET-CFT” means from CFT to FET. Values (in the third and fourth lines) in bold-italic, italic and bold mean that the differences between PAT and AAT pass the significance tests of levels 0.01, 0.05, and 0.1, respectively.

时长(小时)	FET-CFT	MDT-CFT	MPT-CFT	LDT-CFT
ALL	21.8	27.6	60.6	113.4
PAT	<i>22.1</i>	28.6	62.5	118.1
AAT	<i>21.4</i>	26.4	58.6	108.3

综上可见, PAT 和 AAT 爆发气旋主要有两个显著不同: (1) 总体而言, PAT 爆发气旋的数目比 AAT 更多 (表 2.3)。其中, 对于生命史为 72–240 h 的爆发气旋, PAT 的数目要多于 AAT, 而对于其它生命史时长的爆发气旋, AAT 要多于 PAT (约为 PAT 爆发气旋的 1.4 倍)。(2) 一般而言, PAT 爆发气旋的平均生命史要长于 AAT 爆发气旋, 但是, 对于极端长生命史的爆发气旋(生命史超过 10 天)而言, AAT 爆发气旋的数目是 PAT 爆发气旋的约 1.7 倍。

2.3.4 年际变化特征

图 2.5 是北半球爆发气旋的年频数的时间序列图。从图中可发现, 北半球爆发气旋的年频数具有震荡变化的特征, PAT 爆发气旋的年频数约为 28 个, AAT 爆发气旋的年频数约为 24 个。

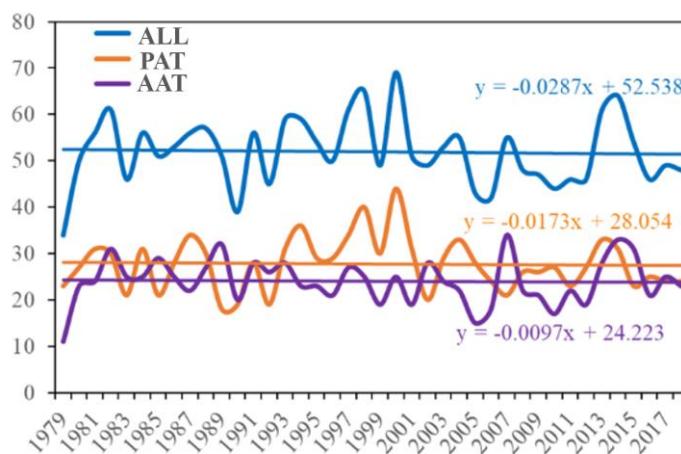


图 2.5 北半球 PAT (橙色线), AAT (紫色线), 和所有 (蓝色线) 爆发气旋的年频数分布

Figure 2.5 Annual occurrence frequencies of AAT (purple lines), PAT (orange lines), and all (blue lines) of ECs in the Northern Hemisphere.

从气旋生命史的年序列 (图 2.6a-b) 看, 北半球爆发气旋在 40 年间平均生命史变化不大, 其中 PAT 爆发气旋的平均生命史为 4.7 天左右, AAT 爆发气旋约为 4.5 天。但爆发气旋在 40 年间的年最长生命史呈现增加的趋势。其中 PAT 爆发气旋年最长生命史为 9.9 天, AAT 爆发气旋年最长生命史为 9.8 天, 在 40 年间, PAT 和 AAT 的最长生命史分别增加了约 2.6 天和约 1.2 天。从气旋的最低气

压变化（图 2.6c-d）来看，无论是 PAT 和 AAT 爆发气旋，气旋生命值最低气压的逐年的平均值和极小值均呈现增加的趋势。AAT 爆发气旋的年平均最低中心气压（~970 hPa）和年极小最低中心气压（~948 hPa）均略强于 PAT 爆发气旋的年平均最低中心气压（~973 hPa）和年极小最低中心气压（~953 hPa）。就平均状态（图 2.6e-f）而言，PAT 爆发气旋的年平均加深率和最大加深率分别为~1.27 Bergeron 和~1.90 Bergeron。与此相似，AAT 爆发气旋的年平均加深率和最大加深率分别为~1.27 Bergeron 和~1.89 Bergeron。PAT 和 AAT 爆发气旋的年频数变化趋势都不显著。

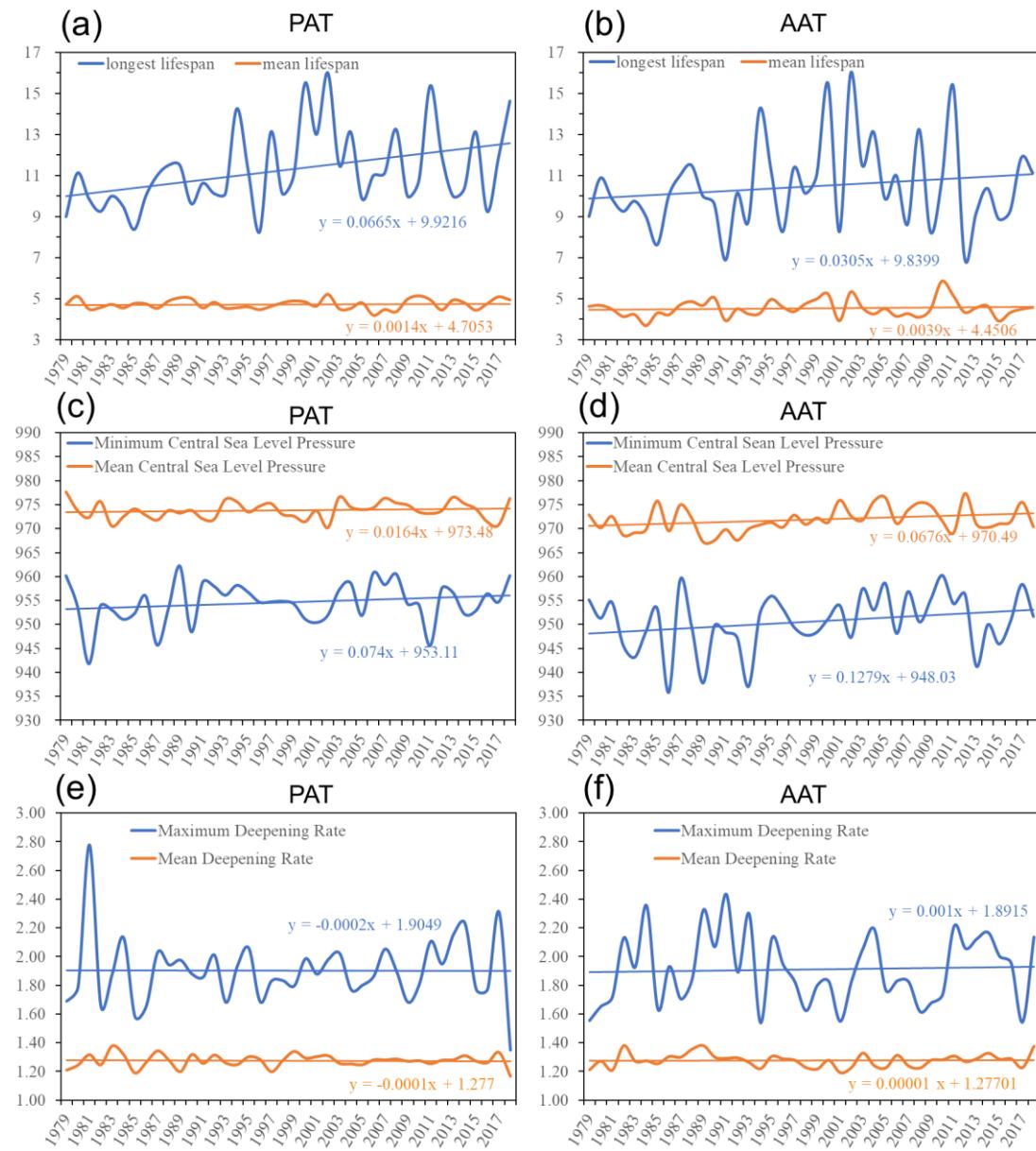


图 2.6 爆发气旋的平均生命史（单位： day）(a-b)，气压（单位： hPa）(c-d)，和加深率（单位： Bergeron）(e-f)，其中左列和右列分别表示 PAT 爆发气旋和 AAT 爆发气旋

Figure 2.6 EC's annual series of lifespan (units: day)(a-b), pressure (units: hPa)(c-d), and deepening rate (units: Bergeron)(e-f),where the left columns and right colums represents PAT ECs and AAT ECs, respectively.

2.3.5 季节变化特征

北半球爆发气旋具有明显的季节变化特征。PAT，AAT 和北半球爆发气旋的变化呈现的单峰结构（表 2.5）。AAT 和全体北半球爆发气旋均在 1 月生成最多

(分别占比 21.7% 和 19.5%)，而在 7 月出现最少。对于 PAT 爆发气旋，生成频率最高的月份是 1 月和 12 月，在 7 月和 8 月无爆发气旋发生。从 9 月到次年 4 月，北半球和 PAT 爆发气旋的平均生成经度呈现明显的向西移动的趋势($p < 0.01$) (图 2.7a)。在相同的时间段里，PAT，AAT 和北半球爆发气旋的平均纬度呈现出向赤道方向移动的显著趋势(图 2.7b)，线性趋势分别通过 0.1, 0.05, 和 0.1 的显著性水平的检验。

表 2.5 同表 2.3, 但为不同类别爆发气旋的各月的频数和百分比分布

Table 2.5 The same as Table 2.3, but for monthly occurrence and frequency and percentages of different types of ECs.

月份	ALL		PAT		AAT	
	数目	百分比	数目	百分比	数目	百分比
1月	405	19.5%	195	17.6%	209	21.7%
2月	350	16.8%	171	15.4%	179	18.6%
3月	270	13.0%	165	14.9%	103	10.7%
4月	118	5.7%	71	6.4%	45	4.7%
5月	35	1.7%	26	2.3%	9	0.9%
6月	6	0.3%	3	0.3%	3	0.3%
7月	0	0.0%	0	0.0%	0	0.0%
8月	2	0.1%	0	0.0%	2	0.2%
9月	63	3.0%	30	2.7%	33	3.4%
10月	173	8.3%	96	8.7%	76	7.9%
11月	284	13.7%	156	14.1%	127	13.2%
12月	372	17.9%	195	17.6%	175	18.2%
合计	2078	100.0%	1108	100.0%	961	100.0%

气旋的中心气压和最大加深率也有明显的季节变化的特征, PAT 和 AAT 爆发气旋的变化趋势一致。其中从 7 月至 12 月, 气旋的最低中心气压逐渐降低, 从 12 月起至次年的 5 月, 气旋的最低中心气压逐渐上升。两类气旋相比, PAT 的中心气压要高于 AAT 气旋的中心气压(图 2.7c, 图 2.8)。而关于气旋加深率, 总体上, 爆发气旋在春秋季节的加深率偏低, 在冬季加深率偏高(图 2.7d, 图 2.9)。

值得注意的是，对于 PAT 爆发气旋，在 1 月，其加深率相对较低，这个现象与北太平洋风暴轴的“深冬抑制”的时间相对应，二者之间的联系仍需进一步研究。

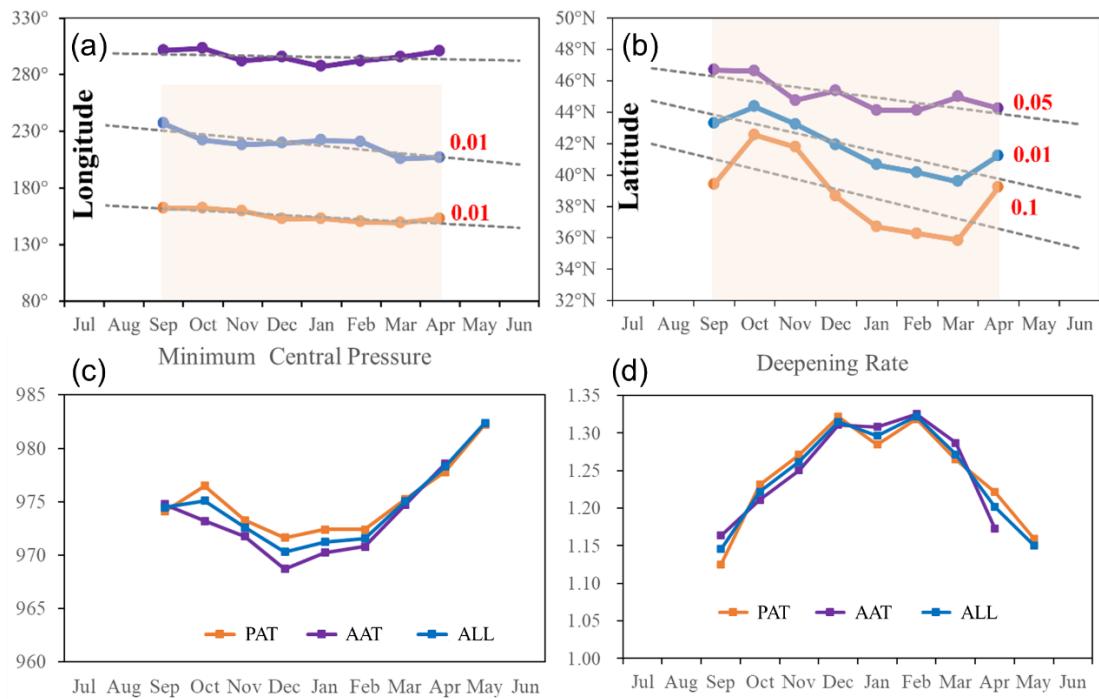


图 2.7 PAT, AAT 和全体北半球爆发气旋各月的平均生成位置的经度 (a), 纬度 (b), 其中阴影表示通过显著性检验的趋势, 其中红色值表示显著性水平。各月平均气旋最低气压 (c) (单位: hPa) 和气旋加深率 (d) (单位: Bergeron)

Figure 2.7 The monthly average formation longitudes (a) or latitudes(b) for PAT, AAT, and their both, respectively, where shading marks those pass the significance test, with the red values showing the significance level. The monthly average minimum central pressure (c)(units: hPa) and deepening rates (d)(units: Bergeron).

此外，可以发现，在同一月份，较低纬度气旋的中心气压要高于较高纬度的中心气压，这和整体的气候形势相对应（图 2.8）。总体上，强气旋（加深率大于 1.3 Bergeron）所在的纬度大致在 30°–60°N，其中 PAT 的分布略偏南。强爆发气旋的纬度范围也有随季节伸缩的特点。对于强 PAT 爆发气旋，在冬季（DJF），其位置主要分布在 30°–55°N，而在春季（MAM）和秋季（SON），其主要发生的纬度范围分别在 30°–55°N 和 30°–50°N。对于强 AAT 爆发气旋，其整体位置偏

南,在冬季(DJF),其位置主要分布在 30° – 65° N,而在春季(MAM)和秋季(SON),其主要发生的纬度范围分别在 30° – 50° N和 35° – 50° N。

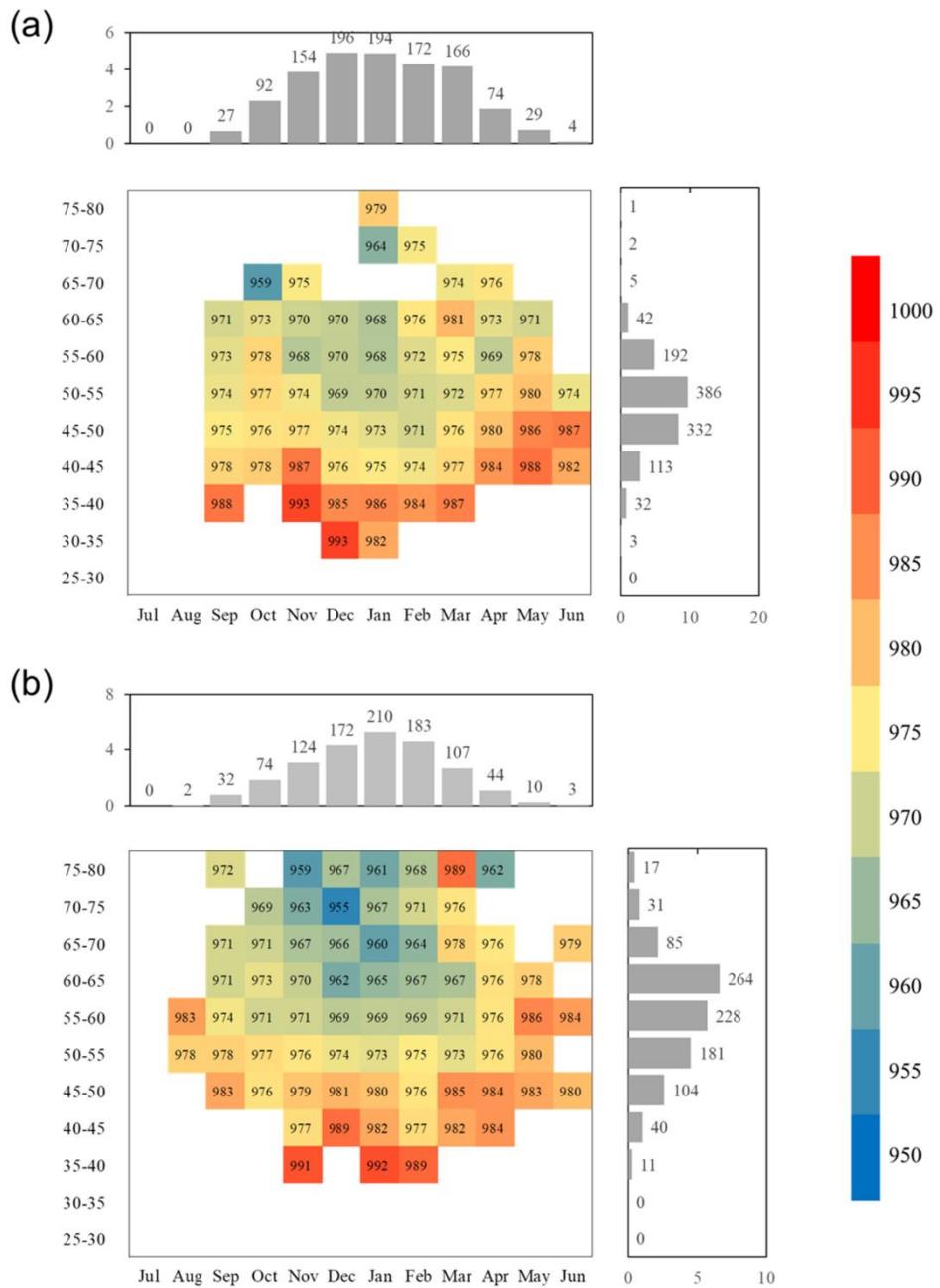


图 2.8 各纬带(每隔 5°)气旋最低中心气压的月平均(填色块, 单位: hPa), 其中(a)PAT, (b)AAT。柱状图标明了总频数, 其中上侧的柱状图对应的是对应的月的气旋总数, 右侧的柱状图对应的是特定纬带的气旋总数。

Figure 2.8 Monthly zonal band (every 5° in latitude) averaged minimum central pressure (shaded blocks, units: hPa) of (a) PAT and (b) AAT ECs. The histograms show the total number of cyclones per month.

numbers of highest top levels in the corresponding months (above) and specific zonal band (right).

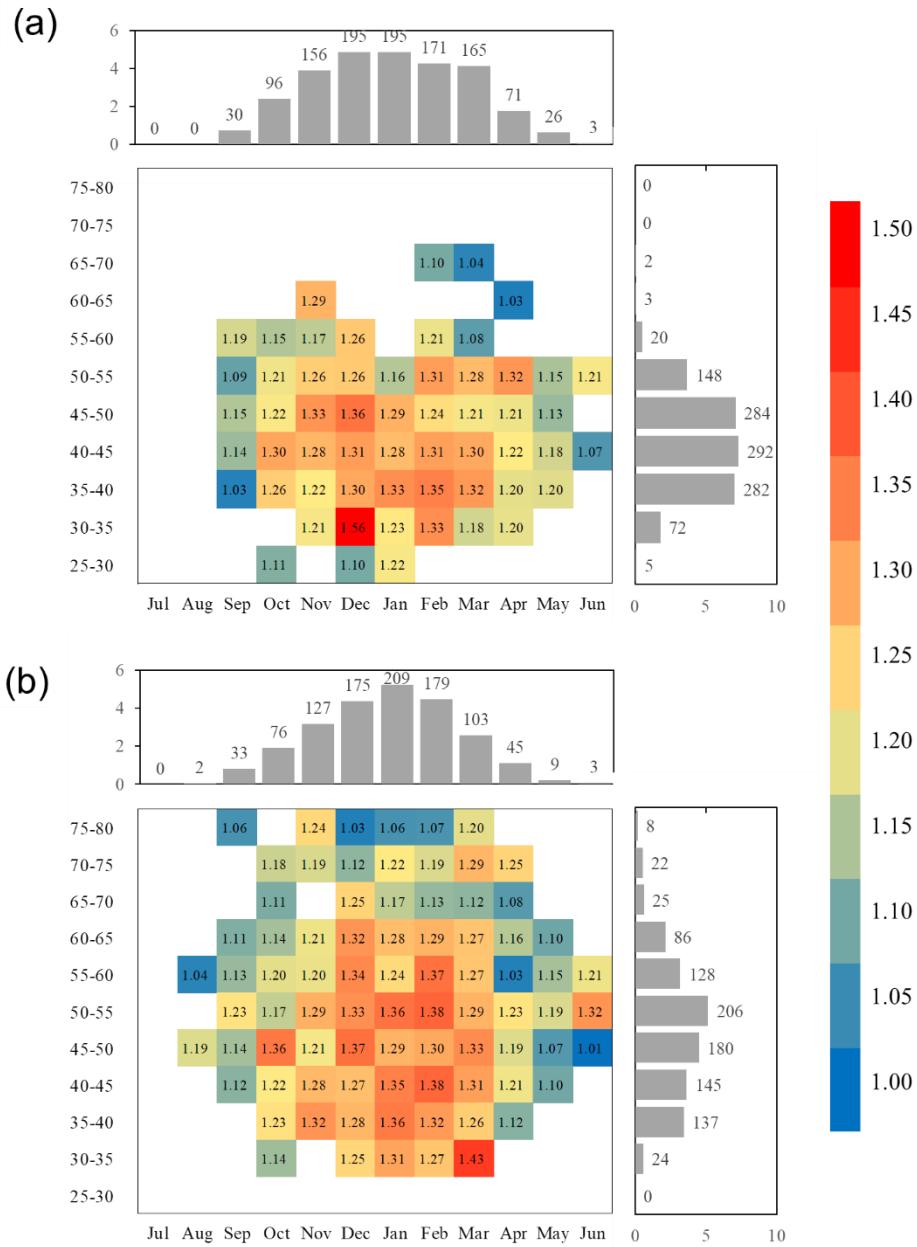


图 2.9 同图 2.8, 但为气旋的加深率 (单位: Bergeron)

Figure 2.9 The same as Figure 2.8, but for deepening rates (units: Bergeron).

前人已经证实, 爆发气旋快速加深通常和暖洋流 (SST 梯度) 的变化密切相关 (Sanders 和 Gyakum, 1980; Chen 等., 1992)。为了探究两类爆发气旋纬向分布的季节变化是否和洋流存在关系, 计算了各月的平均 SST 梯度 (图 2.10)。从

中可以明显的发现，对于 PAT 爆发气旋，从 9 月到次年 4 月在日本东部西北太平洋海域始终稳定有 SST 梯度大值区域，而在此期间太平洋中低纬度区域海表温度梯度逐渐增大(图 2.10a-h)，这与气旋平均位置向南的移动对应密切(图 2.7b)。对于 AAT 爆发气旋，从 9 月到次年 4 月在美国东北部海域始终存在海温梯度大值区域，而南侧的海温梯度逐渐增大 (图 2.10i-p)。可见气旋经向分布与和副热带洋流的季节变化密切相关。

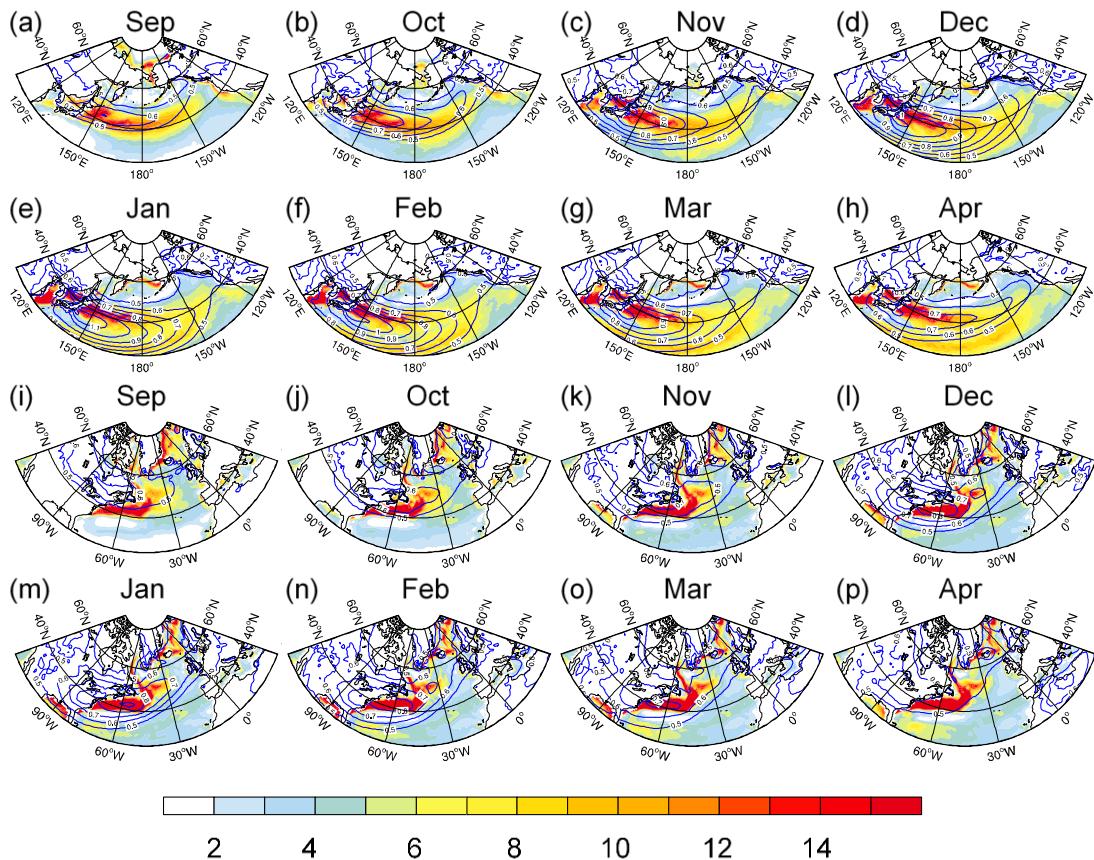


图 2.10 月平均的 1000–500 hPa 的最大 Eady 增长率 (阴影, 单位: day^{-1}) 和 SST 梯度
(等值线, 单位: $0.1 \text{ K} (100 \text{ km})^{-1}$)

**Figure 2.10 The monthly mean of EGR growth rate 1000–500 hPa (shaded, units: day^{-1})
and the SST gradient (contours, units: $0.1 \text{ K} (100 \text{ km})^{-1}$)**

大气斜压性对气旋快速发展同样具有密切的关系(Yoshida 和 Asuma, 2004, Iwao 等., 2012)。通过对大气低层 (1000–500 hPa) 最大 Eady 增长率的逐月分布 (图 2.10) 可以发现, 对冬季气旋中低层的斜压性要明显强于春秋季节。这表明, 在冬季大气低层的斜压性更强, 为爆发气旋的发生发展提供了更充沛的能量,

因而有更多的气旋产生。

2.4 小结

利用 40 年的 ERA-Interim 再分析资料，对北半球爆发气旋的活动特征进行了统计分析。研究发现，爆发气旋主要生成于两大洋西侧较低纬度的地区。根据其生成位置，将其划分成太平洋—北冰洋型（PAT）和大西洋—北冰洋型（AAT）。北半球爆发气旋的平均年频数约为 52 个，其中 PAT 爆发气旋的年频数约为 28 个，AAT 爆发气旋的年频数约为 24 个。爆发气旋在近 40 年的频数、加深率、最低中心气压和生命史的变化趋势均不显著。对于中等和较弱强度的爆发气旋，PAT 爆发气旋的数目高于 AAT 爆发气旋；但对于强爆发气旋，AAT 爆发气旋的数目要高于 PAT 爆发气旋。北半球爆发气旋的生命史分布在 48–168 h，生命史越长的气旋，生成位置越倾向于生成在大洋的西侧。对于生命史在 10 天以内的爆发气旋，PAT 爆发气旋的数目高于 PAT；而对于生命史超过 10 天的爆发气旋，AAT 爆发气旋的数目高于 PAT。

爆发气旋具有明显的季节分布特征，总体而言，约 54.2% 爆发气旋发生在冬季（DJF），冬季爆发气旋的平均加深率超过~1.3 Bergeron，平均的最低中心气压也为最低（约 971 hPa）；约 25% 的发生在秋季（SON），约 20.4% 的发生在春季（MAM），仅有约 0.4% 的发生在夏季（JJA）（表 2.5）。气旋的经向分布和洋流和低层的斜压性相关。在冬季，气旋分布的纬度范围最大，而在春季和秋季，气旋分布的纬度范围最小。从头年的 9 月到次年 4 月，北半球全体和 PAT 爆发气旋的平均生成经度明显向西移动，而 PAT、AAT 和北半球爆发气旋的平均纬度向赤道方向移动。

第3章 爆发气旋的垂直伸展与地面大风统计特征

3.1 引言

温带气旋是一个包含了水平范围与垂直伸展的三维系统，在其生命史不同阶段，它的垂直伸展也发生着显著的变化。一般而言，在气旋的发展期，它的垂直伸展迅速增大，多数情况下这是由气旋顶（即气旋的最顶层）迅速向上伸展所致（Li 等., 2019; Jiang 等., 2021）。前人对温带气旋的垂直伸展特征进行了一些研究，多集中于统计特征方面。例如，Lim 和 Simmonds（2007）以及 Pepler 和 Dowdy（2020）对几十年的温带气旋进行了统计研究，其结果表明，一半以上气旋的垂直伸展能达到 500 hPa 以上。此外，前者还发现，约 80% 的气旋在其发展期存在随高度西斜的现象。Kouroutzoglou 等（2012）分析了冷季地中海区域爆发气旋的垂直结构，发现约 57% 的爆发气旋能从地面伸展到 500 hPa，这些气旋在垂直方向上同样具有向西倾斜的特征。虽然温带气旋的垂直结构对于理解此类系统的演变及致灾至关重要，目前关于温带气旋，特别是爆发气旋在不同生命史阶段的垂直伸展特征认识尚少、机理模糊，相关研究亟待开展。

大风是温带气旋所带来的主要灾害天气之一，大风所引起的强寒潮、巨浪严重地影响陆地及洋面，对人们的生产及生活构成严重威胁（Bosart, 1981; Jia 和 Zhao, 1994; 赵琳娜和赵思雄, 2004; 文元桥和黄立文, 2003; Fu 等., 2014; Brâncuș 等., 2019）。Brâncuș 等（2019）指出，温带气旋的地面大风主要发生在三个区域：暖区，冷输送带内，和 Sting jet（尾刺急流）附近。Martínez-Alvarado 等（2014）总结发现，在 Shapiro-Keyser 型气旋（Shapiro 和 Keyser, 1990）中，大风主要发生在两个区域，一个是在冷锋前侧气旋暖区的低空急流区域（Browning, 1971; Harrold, 1973），另一个是在气旋的西南侧和西侧后弯锋（bent-back front）附近。后者有两种不同的气流与之联系：冷输送带（Carlson, 1980; Schultz, 2001）和 Sting jets（Browning, 2004; Clark 等., 2005）。目前，尽管已有不少对温带气旋大风的统计研究，但对爆发气旋的相关研究尚少。大风主要发生在爆发气旋的什么位置？大风形成的机理是什么？这些科学问题尚待回答。

综合上述，本章将重点研究爆发气旋不同生命史阶段的垂直伸展特征与大风

的统计特征，并分别确定与之相关的关键物理因子，从而在一定程度上弥补现有研究的不足。

3.2 数据和方法

3.2.1 使用数据

本章使用 6 h 一次， $0.75^{\circ}\times0.75^{\circ}$ 分辨率的 ERA-Interim 再分析数据，其垂直方向共 21 层（从 1000 hPa 到 200 hPa），时间范围是 1979–2018 年，共 40 年。使用的变量有地面 10 m 风矢量、海表温度和各气压层的水平风矢量、垂直速度、温度、位势高度等。

3.2.2 气旋垂直伸展和地面最大风速的确定

对于一个温带气旋，在确定其地面中心之后，以位势高度为参量，以地面中心为基准，从低到高搜索不同气压层的气旋中心。与识别地面中心的方法相同，每个气压层上气旋中心的识别同样采用 ESSD 方法。为保持方法的一致性，识别前同样对位势高度场进行平滑。气旋垂直伸展范围的确定首先要判断垂直方向上连续、具有显著涡旋结构的所有层次（具有至少一根闭合的等位势高度线，且有气旋式风场环流与正涡度中心与之配合）；之后判断相邻垂直层次上的两个涡旋结构是否属于同一个涡旋系统（1. 考虑到气旋中心随高度会发生倾斜，规定相邻两层涡旋中心的水平距离不超过 250 km/25 hPa；2. 相邻两层气旋的位势高度场的相似度超过 75%；1 和 2 同时满足则判定相邻两层的涡旋结构同属于一个涡旋系统）。一个气旋在其垂直伸展范围内，气压的最大层次被定义为气旋底层，气压的最小层次被定义为气旋顶层。

气旋的地面最大风速的确定采用如下规则：选取气旋地面中心为中心，半径为 2000 km 的水平范围作为目标区域，在此目标区域内最大的 10 m 风即为气旋的地面最大风速。此外，为了研究气旋不同生命史阶段垂直伸展和最大风速的演变，在第二章的基础上，定义气旋最大伸展时刻（highest top-level time, HTT），和最大风速时刻（maximum surface wind speed time, MST），分别对应于气旋垂直伸展最大时刻和气旋出现最大 10 m 风速的时刻。

3.3 垂直伸展特征

3.3.1 不同垂直伸展气旋的频数分布

对40年间北半球爆发气旋的垂直伸展统计结果(表3.1)表明,约88%的爆发气旋在其生命史内能伸展到500 hPa以上,其中约有63.5%的爆发气旋能伸展到200 hPa以上,仅有不到2%的爆发气旋垂直伸展在700 hPa以下。近九成比例的爆发气旋能伸展到500 hPa以上,这个比例要比Pepler和Dowdy(2020)统计的约50%的温带气旋伸展层次到500 hPa以上的比例大得多,表明爆发气旋是一类极端强度的温带气旋。两类爆发气旋相比,PAT爆发气旋的平均伸展层次更高(表3.1)。如图3.1所示,PAT爆发气旋附近的上升运动比AAT爆发气旋附近的上升运动更强,提供了更有利的气旋向上伸展的条件。这是导致PAT爆发气旋顶层层次通常比AAT爆发气旋高的原因之一。约有66.2%的PAT爆发气旋能伸展到200–300 hPa,这个比例显著地高于AAT爆发气旋的60.1%。约有3%的PAT爆发气旋垂直伸展在600 hPa以下,这个比例在AAT爆发气旋中约为9%。

表 3.1 同表 2.1, 但为不同垂直伸展层次爆发气旋的频数和比例

Table 3.1 The same as Table 2.1, but for frequency and percentage of different vertical extents of ECs.

垂直伸展层次 (单位: 百帕)	ALL		PAT		AAT	
	数目	百分比	数目	百分比	数目	百分比
1000-900	5	0.2%	2	0.2%	3	0.3%
900-800	17	0.8%	2	0.2%	15	1.6%
800-700	19	0.9%	7	0.6%	12	1.2%
700-600	81	3.9%	26	2.3%	54	5.6%
600-500	119	5.7%	60	5.4%	59	6.1%
500-400	129	6.2%	63	5.7%	65	6.8%
400-300	389	18.7%	214	19.3%	175	18.2%
300-200	1319	63.5%	734	66.2%	578	60.1%
合计	2078	100.0%	1108	100.0%	961	100.0%

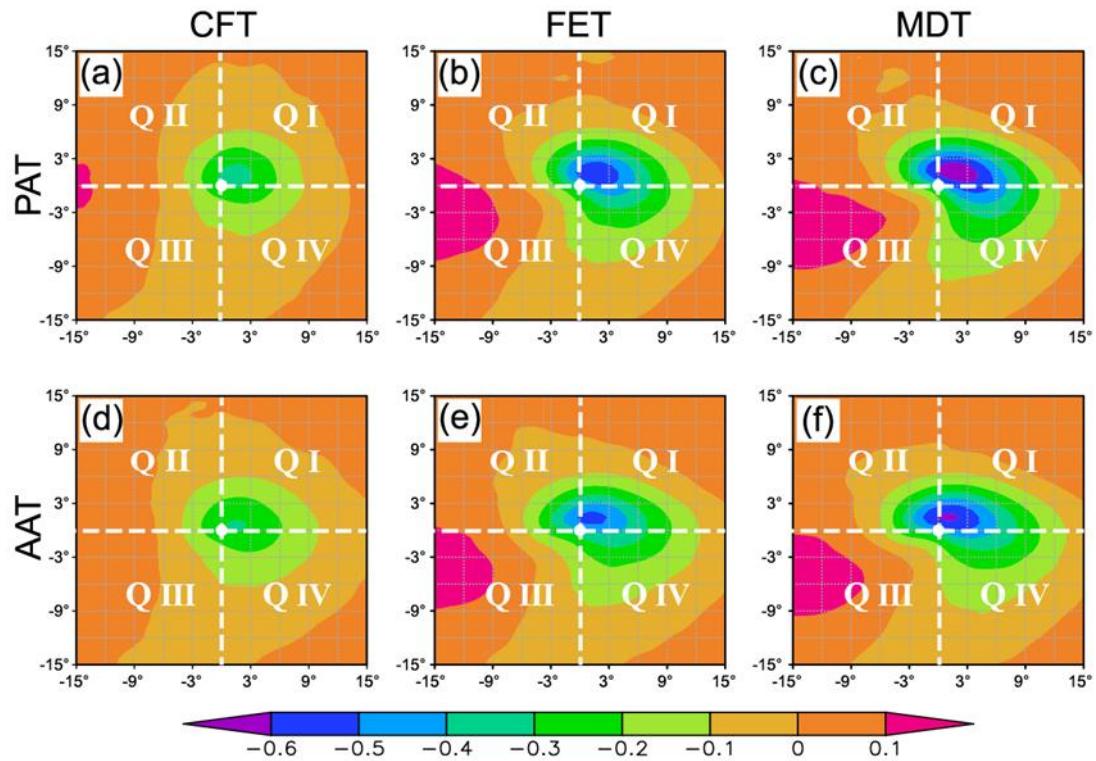


图 3.1 PAT 和 AAT 爆发气旋在特征时刻的从地面到 200 hPa 的平均垂直速度（阴影，单位： Pa s^{-1} ）的拉格朗日合成，图中的白色点表示气旋中心，白色虚线将气旋区域划分成四个象限：Q I, Q II, Q III, 和 Q IV

Figure 3.1 Composite (based on the Lagrange viewpoint) vertical averaged (from surface to 200 hPa) vertical velocity (shading, units: Pa s^{-1}) of PAT and AAT at typical stages, where the big white dot shows ECs' centers, and the white dash lines mark the four quadrants: Q I, Q II, Q III, and Q IV.

3.3.2 生命史期间垂直伸展演变

从爆发气旋在特征时刻的顶层分布（图 3.2）可以发现，在生命史初期，爆发气旋强度较弱，气旋顶的层次较低，主要位于 900 hPa 以下（图 3.2a）；气旋开始快速发展时，较低纬度气旋顶层的垂直变化较小，一般位于 800 hPa 以下，而较高纬度气旋顶层则迅速向上伸展，可达约 400 hPa 的高度（图 3.2b）；气旋达到最大加深率时，气旋进一步向上伸展，其顶层主要位于 600–300 hPa 高度（图 3.2c）；当气旋中心气压达到最低气压时，气旋的垂直伸展达到最大，其顶层主要位于 400–200 hPa 高度（图 3.2d）；在气旋行将消亡前，气旋顶层高度有所下降，

但仍比其初生时刻、开始爆发时刻以及加深率最大时刻的层次高（图 3.2e）。经过统计，PAT 爆发气旋倾向于在达到最低中心气压（即 MPT）后 2h 左右达到最大垂直伸展，而 AAT 爆发气旋倾向于在 MPT 之前 3h 左右达到最大垂直伸展。这意味着爆发气旋通常在 MPT 时刻附近达到其最大垂直伸展。

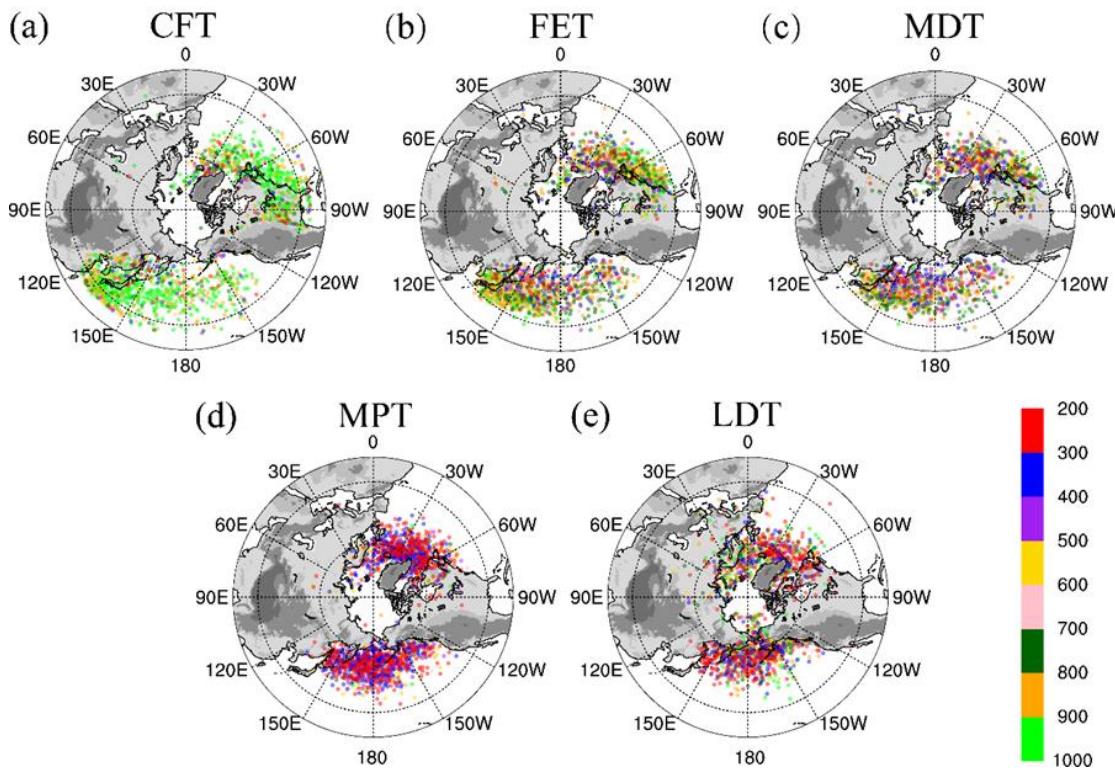


图 3.2 在不同阶段爆发气旋顶层层次的空间分布：(a) CFT; (b) FET; (c) MDT; (d) MPT; (e) LDT。散点表示爆发气旋的地面中心，颜色表示它们顶层层次（单位：
hPa）

Figure 3.2 Spatial distribution of top levels of ECs at different stages: (a) CFT; (b) FET; (c) MDT; (d) MPT; (e) LDT. The points indicate the surface centers of the ECs, and the colors of the points indicate their top levels (units: hPa).

从不同特征时刻各纬带内气旋层顶的位置分布（图 3.3）可以发现：(1) 随着纬度的升高，气旋层顶的高度先上升后缓慢下降。其中 PAT 爆发气旋的变化趋势比 AAT 爆发气旋更明显（图 3.3a, b）；(2) 爆发气旋顶层中心位于其地面中心偏西的位置，两者水平距离约为 200–1000 km。其中对于 PAT 爆发气旋，纬度越高，气旋顶层中心和地面中心的距离越大；(3) 在气旋生命史初期，气旋顶层高度较低，各纬带的 PAT 和 AAT 爆发气旋的顶层高度分别在 900–500 hPa 和

900–700 hPa，顶层中心距离地面中心大约在 200–600 km 之间（图 3.3c, d），方位位于地面中心的西南侧到西侧（图 3.3e, f）。随着气旋的发展，气旋顶层逐渐升高（图 3.3a, b），气旋位于该层的水平中心与气旋地面中心的水平距离逐渐增大（图 3.3c, d），气旋顶层中心相对于地面中心的方位由西南转到偏西（图 3.3e, f）。当气旋加深率最大时，顶层中心距地面中心的最远，距离约为 400–1000 km（图 3.3c, d），其方位移动到气旋的西北侧最偏北的位置（图 3.3e, f）。随后气旋继续发展，当垂直伸展达到最高时，其顶层中心迅速赶上地面中心，距离缩小到 200–500 km（图 3.3c, d），并且方位角由西北偏北转到偏西（图 3.3e, f），这意味着气旋的斜压性显著减小。当气旋行将消亡时，气旋顶层有所下降（图 3.3a, b），与地面中心的距离进一步减小（图 3.3c, d），方位位于地面中心的偏南侧（图 3.3e, f）。

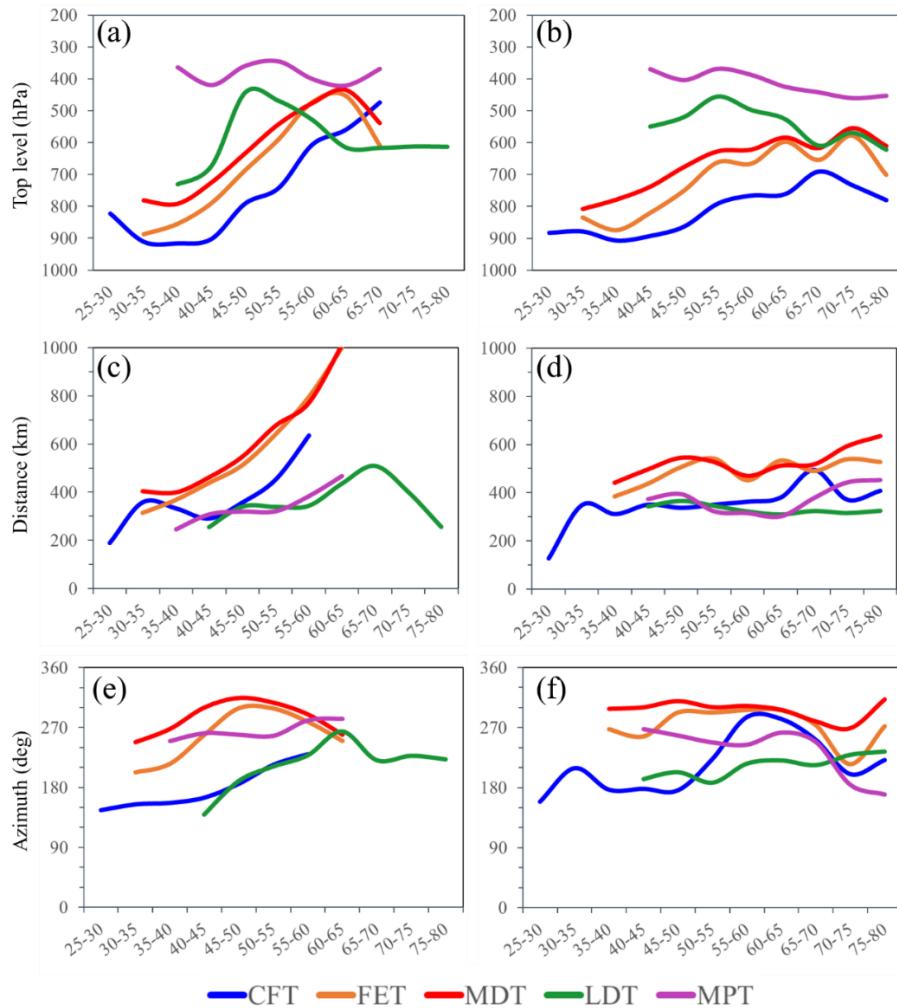


图 3.3 特征时刻爆发气旋在特征时刻各纬带（每隔 5 个纬度）的顶层平均高度 (a, b) (单位: hPa), 顶层中心相对地面中心的平均距离 (c, d) (单位: km), 顶层中心相对地面中心的平均 (e, f) 角度 (单位: 度, 以正北方向为 0, 沿顺时针方向增加)。左边一列表示 PAT 爆发气旋, 右边一列表示 AAT 爆发气旋。忽略样本数小于 5 个的纬带的结果

Figure 3.3 Zonal band (every 5° in latitude) average top levels (a, b)(units: hPa), average distances between the EC's top center to EC's surface center during each typical stage (e, f)(units: km), average azimuth of EC's top level center relative to EC's surface center (c, d)(units: degrees, 0 means degrees north, increases clockwise). Zonal bands where there are fewer than five ECs are not considered.

3.3.3 季节变化

就不同月份爆发气旋生命史内的平均伸展层次的分布 (图 3.4a) 而言, 大部

分气旋在冬季(DJF)生命史期间的平均伸展高度达到 700–450 hPa。在秋季(SON)从 9 月到 11 月，爆发气旋的平均伸展高度有一个缓慢降低的趋势（其顶层高度主体范围从 550–350 hPa 下降 650–400 hPa）。在春季(MAM)从 3 到 5 月，气旋的平均伸展高度有一个升高的趋势（从 650–400 hPa 升高到 550–350 hPa）。而夏季爆发气旋的平均伸展层次绝大多数都在 500 hPa 以上。对比两类气旋可知，AAT 爆发气旋平均垂直伸展高度的分布域较 PAT 爆发气旋更为广泛，这主要是由于 AAT 爆发气旋中低伸展气旋的比例相比 PAT 更大所致。就不同月份爆发气旋最高伸展层次的分布（图 3.4b）而言，可以发现，在几乎所有月份的爆发气旋最高伸展层次分布的中位数都在 300 hPa 以上，说明爆发气旋是一类深厚的涡旋系统。同样可发现，AAT 爆发气旋最大垂直伸展层次的分布域比 PAT 爆发气旋更广，这种现象在 1 月至 3 月更为明显。

综合上述，北半球爆发气旋在冬季的垂直伸展层次要低于春秋季节。由于大多数爆发气旋的顶层高度为对流层顶，因此对流层顶高度季节变化特征可以一定程度上反映气旋垂直伸展层次的变化。在冬季，太阳直射点主要位于南半球，北半球大气获得的热能较春秋季节偏少，对流层高度较春秋季节偏低，这可能是冬季气旋垂直伸展层次低于春秋季节的原因之一。

PAT 爆发气旋和 AAT 爆发气旋垂直伸展随纬度的分布具有一定差异。超过 85% 的 PAT 爆发气旋在 40°–60°N 纬向带内（图 3.5a 中的右柱状图）伸展达到最高，其中 30.9% 的爆发气旋的最大垂直伸展出现在 50°–55°N。超过 73% 的 AAT 爆发气旋在 45°–65°N 的纬带达到了最大伸展，其中 23.5% 的爆发气旋在 60°–65°N 达到最大垂直伸展（图 3.5b 中的右柱状图）。总的来说，在低纬度地区，PAT 爆发气旋的气旋顶比 AAT 爆发气旋更高。平均而言，对于此两类爆发气旋，高于 250 hPa 的气旋顶主要出现在 9 月、10 月、4 月和 5 月，而在其他月份，最高气旋顶主要位于 400 hPa 到 250 hPa 之间（图 3.5）。

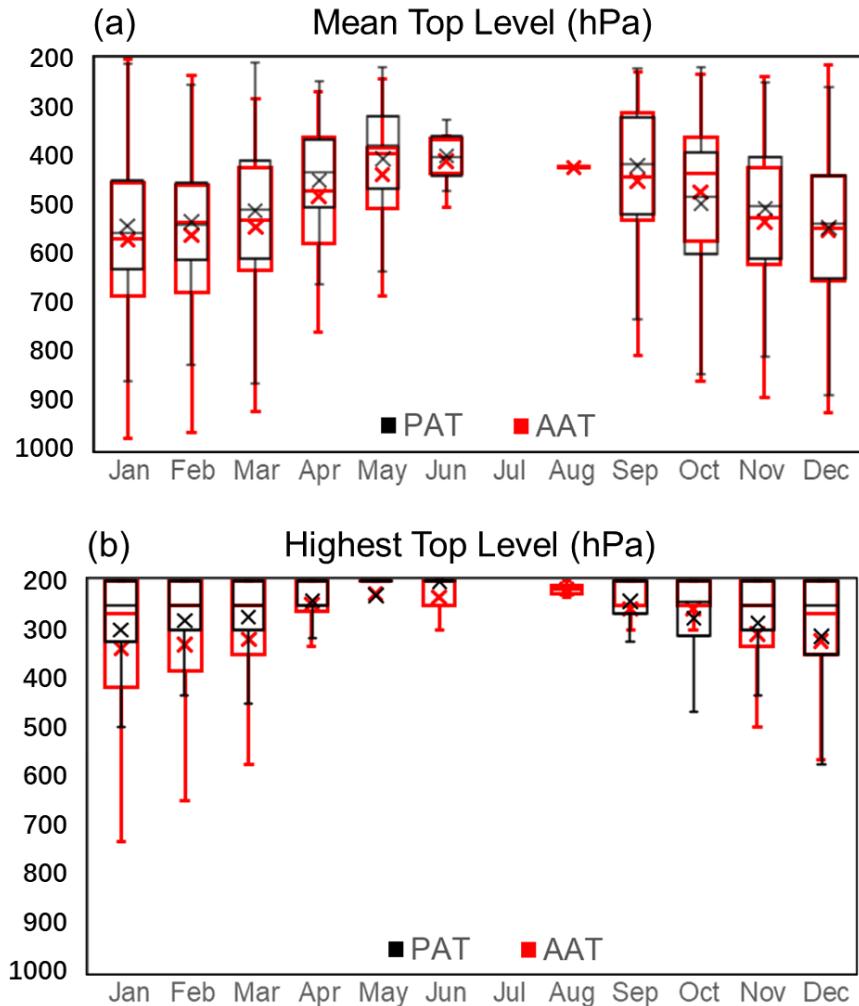


图 3.4 各月的气旋平均顶层 (a) (单位: hPa) 和气旋最高顶层 (b) (单位: hPa) 的箱线图。黑色和红色分别表示 PAT 和 AAT 爆发气旋

Figure 3.4 Bloxplots of cyclone's mean top level (a) (units: hPa) and cyclone's highest top level (b) (units: hPa) in each month. The black and red boxplots represents the PAT ECs and AAT ECs, respectively.

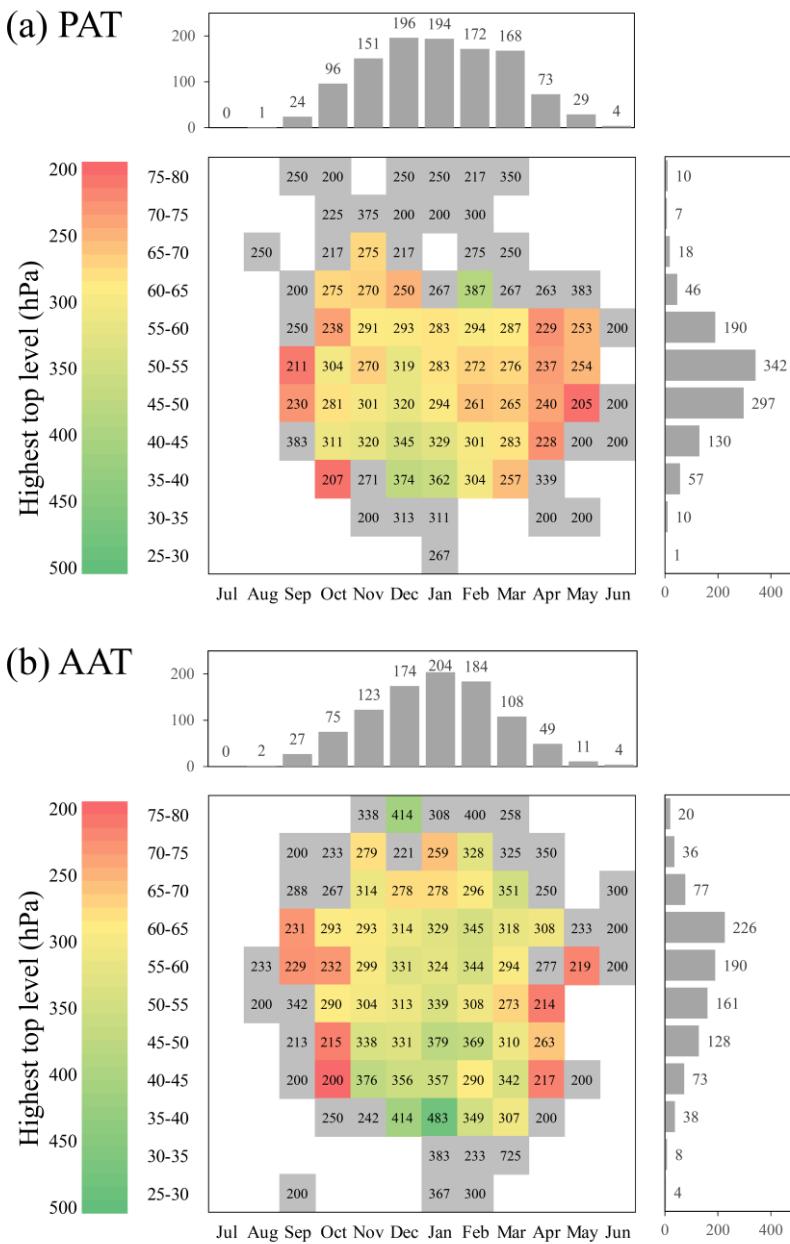


图 3.5 各纬带（每 5 纬度）气旋最高伸展层（填色块，单位：hPa）的月际分布，其中 (a) 和 (b) 分别为 PAT 和 AAT 爆发气旋，灰色的色块表示该色块内的气旋样本数少于五个，上侧的柱状图表示对应月份出现最大地面风的数目，右侧的柱状图显示在对应纬带内出现最大地面风的数目。

Figure 3.5 Monthly zonal band (every 5° in latitude) averaged highest top levels (shaded blocks, units: hPa) of (a) PAT and (b) AAT ECs. Gray blocks indicate that the values are

calculated with fewer than five cyclones, and the histograms show the total numbers of highest top levels in the corresponding months (above) and specific zonal band (right).

3.3.4 垂直伸展与一些物理量的关系

3.3.4.1 垂直伸展—海表温度

如前所述，气旋的垂直伸展能反映气旋的强度，气旋垂直伸展是否与气旋中心的海温具有一定关系？由图 3.6a 可知，不同爆发气旋中心范围内的平均海温具有较大差异，从 0–27°C 均可能有爆发气旋生成，这与热带气旋的海温特征显著不同（丁一汇，2005）。本文尚未发现气旋区域平均海温与其垂直伸展的显著相关关系。而从不同最大伸展情况下，气旋平均海温的分布（图 3.6b）来看，最大伸展顶层高度在 600 hPa 以上的爆发气旋，其中心区域的海温为 5–11°C，而最大伸展顶层高度在 800 hPa 以下的爆发气旋，其海温略高于伸展在 600 hPa 以上的气旋。

3.3.4.2 垂直伸展—海表温度梯度

由第 2 章可知，海温梯度与爆发气旋活动密切相关。图 3.7 显示了爆发气旋垂直伸展与海温梯度的关系。由图 3.7a 可知，就生命史平均状态而言，爆发气旋生命史阶段的平均 SST 梯度在 $2\sim4\times10^{-5}\text{ K m}^{-1}$ ，但对与平均伸展在 800 hPa 以下的爆发气旋，其海表温度梯度多小于 $3\times10^{-5}\text{ K m}^{-1}$ ，尚未发现在整个生命史期间气旋中心的平均 SST 梯度与其平均伸展层次具有显著相关关系。而就气旋在最高伸展时刻状态而言（图 3.7b），对于伸展到对流层中上层（550 hPa 以上）的爆发气旋（占气旋总数的 92.7%），气旋伸展层次越高，其中心的 SST 梯度越大。对于伸展到对流层中下层的爆发气旋，并未发现这种关系。

3.3.4.3 垂直伸展—最低中心气压

从气旋的平均垂直伸展（即其生命史内顶层高度的平均值）—气旋最低中心气压的分布（图 3.8a）可以发现，平均顶层高度在 800 hPa 以下的爆发气旋，其最低中心气压一般高于 950 hPa；而平均顶层高度在 800 hPa 以上的爆发气旋，其最低中心气压在 935–1000 hPa 均有可能出现。而从气旋最大垂直伸展（即其生命史内顶层气压的最小值）—气旋最低中心气压的分布（图 3.8b）可以明显地

发现，气旋伸展层次越高，气旋的最低中心气压越低。并且可以发现，对于绝大多数垂直伸展在对流层中低层（顶层高度低于 600 hPa）的爆发气旋，其最低中心气压高于 960 hPa，强度较弱。

3.3.4.4 垂直伸展—气旋加深率

本论文尚未发现爆发气旋的加深率与其平均垂直伸展的线性相关关系（图 3.9a）。即使是强爆发气旋（加深率大于 1.4 Bergeron）也有部分平均垂直伸展层次在 800 hPa 以下。与之不同的是，大部分极端强度爆发气旋（加深率大于 2 Bergeron）的平均伸展层次在 800 hPa 之上。从不同气旋最大垂直伸展（生命史期间顶层高度的最大值）和气旋最低中心气压的关系（图 3.9b）可见，对于顶层高度在 750 hPa 以上的气旋，垂直伸展范围越大（气旋顶高度越高）的气旋，平均的加深率也越高。对于顶层高度在 800 hPa 以下的较浅薄的爆发气旋而言，其加深率基本在 1.5 Bergeron 以下。

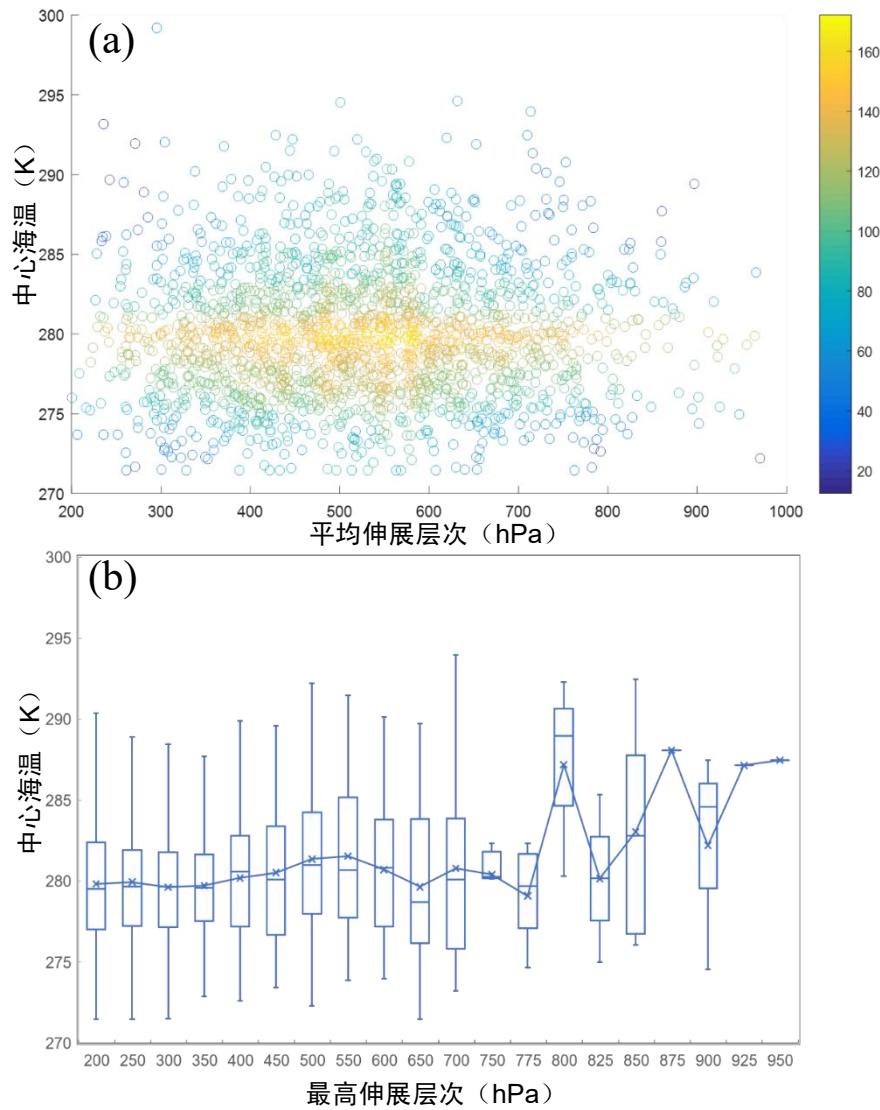


图 3.6 (a)气旋生命史的平均垂直伸展 (hPa, 横轴) 和气旋中心位置平均海温 (K, 纵轴) 的散点图。其中颜色表示圆圈点的密度。(b) 不同最大伸展高度 (hPa, 横轴) 下气旋中心 SST (K, 纵轴) 分布的箱线图

Figure 3.6 (a) A scatter diagram between the cyclone average vertical extent (hPa, horizontal axis) and the average SST of cyclone center (K, vertical axis). The color shows the circles density. **(b)** Bloxplots of cyclone center SST (K, vertical axis) distribution in different maximum vertical extent (hPa, horizontal axis).

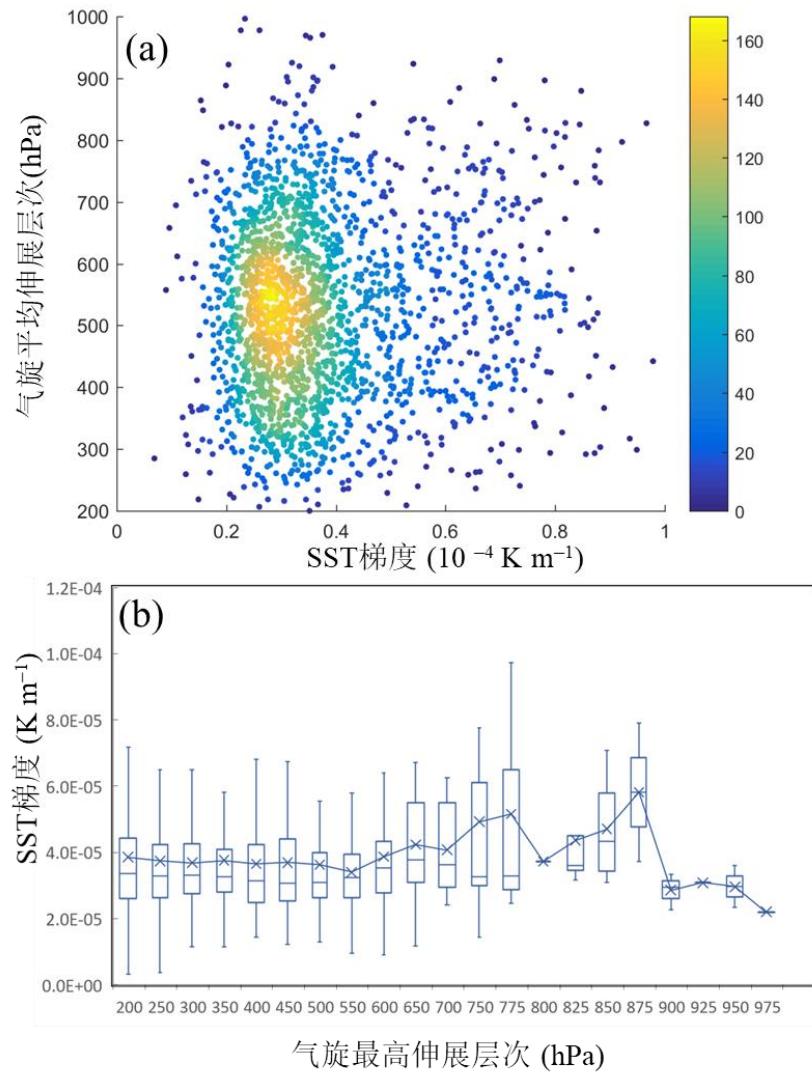


图 3.7 (a)气旋生命史的中心 SST 梯度 (10^{-4} K m^{-1} , 横轴) 和气旋平均垂直伸展 (hPa, 纵轴) 的散点图。其中颜色表示点的密度。(b) 不同最大伸展高度 (hPa, 横轴) 下气旋中心 SST 梯度 (K m^{-1} , 纵轴) 分布的箱线图

Figure 3.7 (a) A scatter diagram between the average SST gradients of cyclone center (10^{-4} K m^{-1} , horizontal axis) and cyclone average vertical extent (hPa, vertical axis) and. The color shows the dots density. (b) Bloxplots of cyclone center SST gradients (K m^{-1} , vertical axis) distribution in different maximum vertical extent (hPa, horizontal axis).

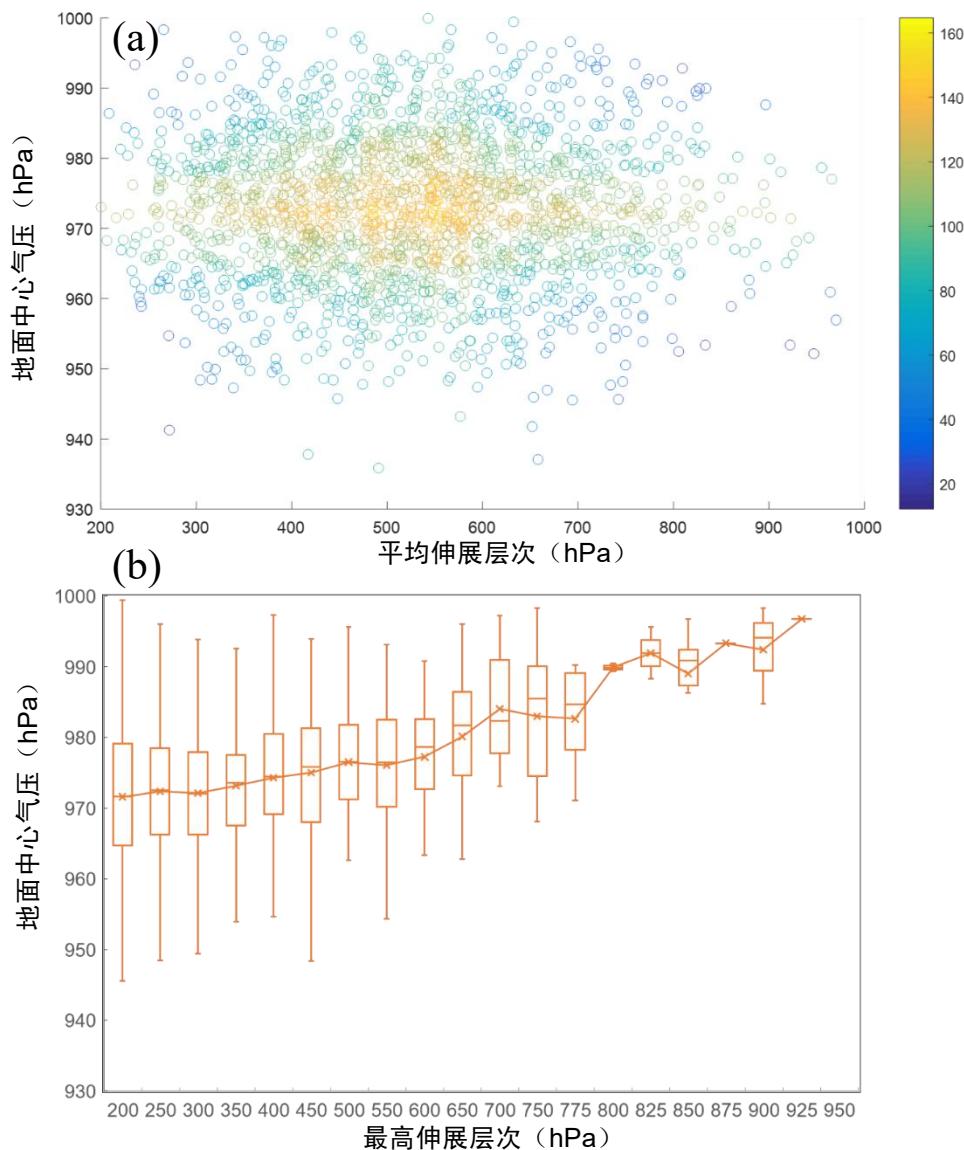


图 3.8 (a)气旋生命史的平均垂直伸展 (hPa, 横轴) 和气旋最低中心气压 (hPa, 纵轴) 的散点图。其中颜色表示圆圈点的密度。(b) 不同最大伸展高度 (hPa, 横轴) 下气旋最低中心气压 (hPa, 纵轴) 分布的箱线图

Figure 3.8 (a) A scatter diagram between the cyclone average vertical extent (hPa, horizontal axis) and the minimum pressure of cyclone (hPa, vertical axis). The color shows the circles density. **(b)** Bloxplots of cyclone minimum pressure (hPa, vertical axis) distribution in different maximum vertical extent (hPa, horizontal axis).

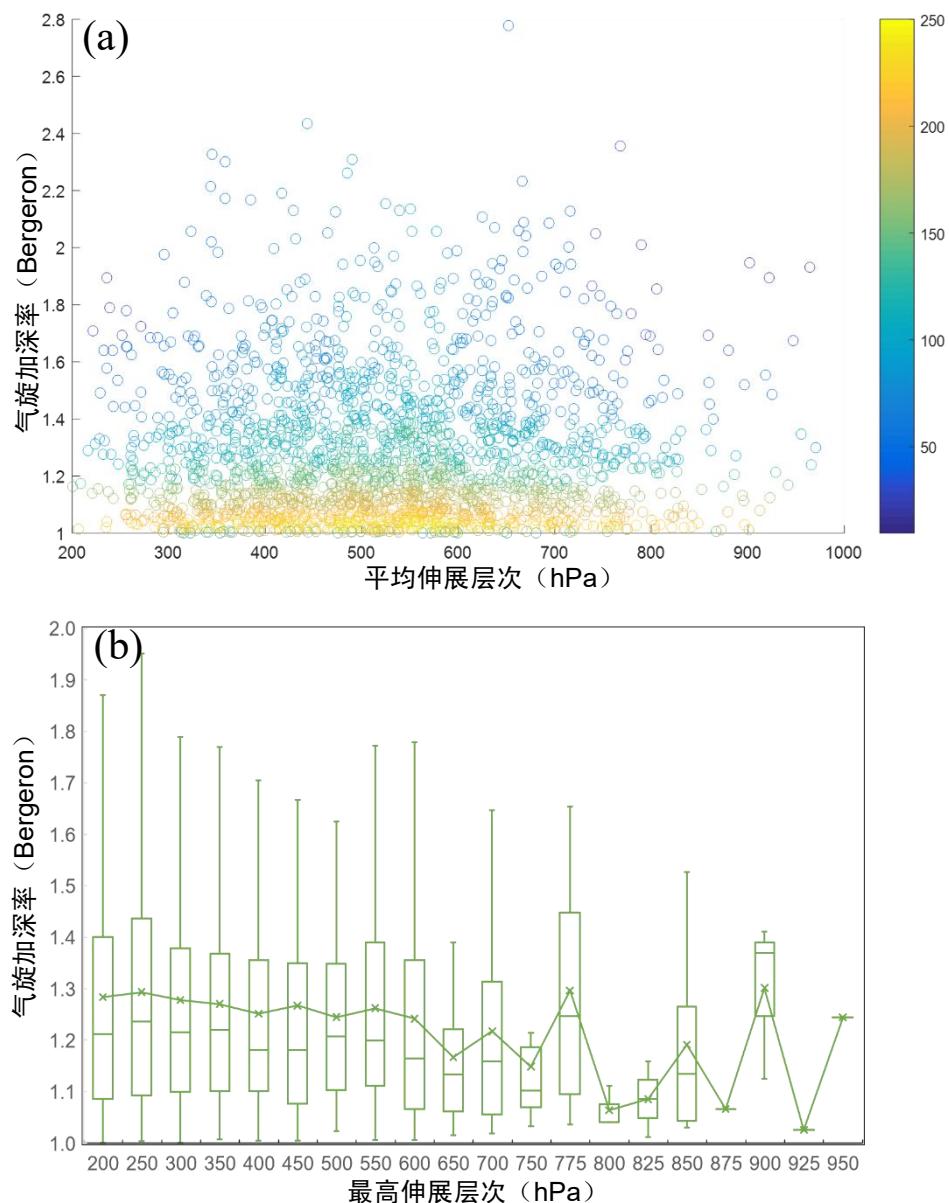


图 3.9 (a)气旋生命史的平均垂直伸展 (hPa, 横轴) 和气旋加深率 (Bergeron, 纵轴) 的散点图。其中颜色表示圆圈点的密度。(b) 不同最大伸展高度 (hPa, 横轴) 下气旋加深率 (Bergeron, 纵轴) 分布的箱线图

Figure 3.9 (a) A scatter diagram between the cyclone average vertical extent (hPa, horizontal axis) and the cyclone's deepening rates(Bergeron, vertical axis). The color shows the circles density. **(b)** Bloxplots of the cyclone's deepening rates(Bergeron, vertical axis) distribution in different maximum vertical extent (hPa, horizontal axis).

3.3.4.5 垂直伸展—地面大风

从气旋生命史平均的地面最大风速—气旋的平均垂直伸展（即其生命史内顶层高度的平均值）的分布（图 3.10a）可以发现，生命史平均地面大风风速超过 25 m s^{-1} 的气旋，其生命史平均伸展高度多在 600 hPa 以上；而生命史平均地面大风风速小于 15 m s^{-1} 的气旋，其生命史平均伸展高度多在 600 hPa 以下。而从气旋最大垂直伸展（即其生命史内顶层气压的最小值）—气旋最大地面风速的分布（图 3.10b）可以明显地发现，气旋伸展层次越高，气旋的地面最大风速越大。生命史期间垂直伸展低于 800 hPa 的爆发气旋的最大风速一般低于 30 m s^{-1} 。

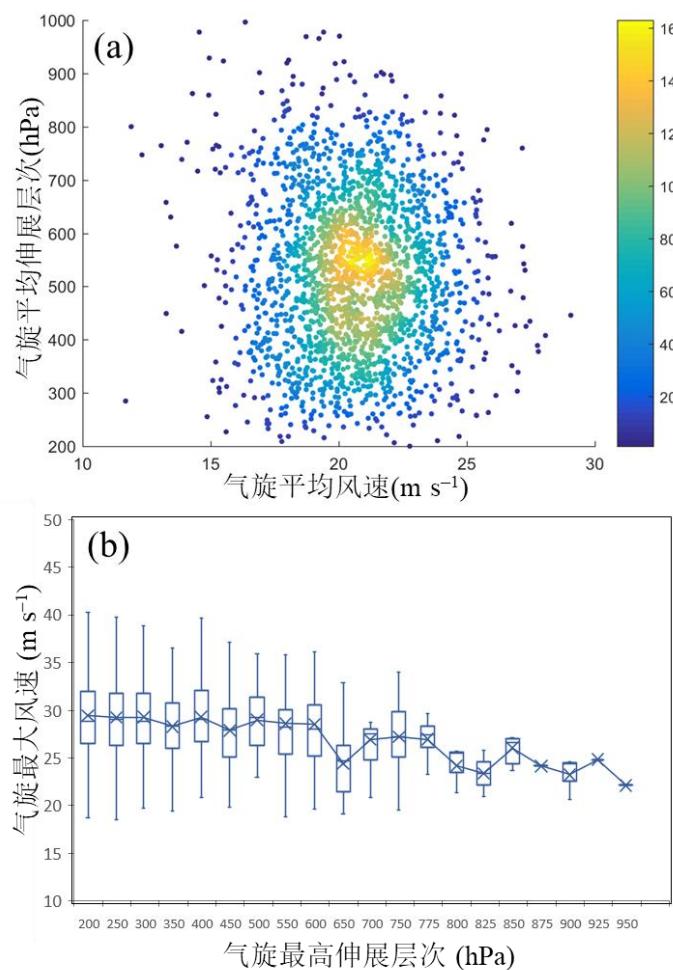


图 3.10 (a) 气旋生命史的平均风速 (m s^{-1} , 横轴) 和气旋平均伸展层次 (hPa, 纵轴) 的散点图。其中颜色表示点的密度。(b) 不同最大伸展高度 (hPa, 横轴) 下气旋最大风速 (m s^{-1} , 纵轴) 分布的箱线图

Figure3.10 (a) A scatter diagram between the cyclone average surface wind speed (m s^{-1} , horizontal axis) and the cyclone's average vertical extent (hPa, vertical axis). The color shows the dots density. (b) Bloxplots of the cyclone's maximum surface wind speed (m s^{-1} , vertical axis) distribution in different maximum vertical extent (hPa, horizontal axis).

3.4 最大风分布

3.4.1 地面最大风速的分布范围

气旋的最大风速一定程度上反映了气旋的能量和破坏力，Emanuel（2005）定义的能量耗散指数（power dissipation index, PDI）用气旋最大风速三次方的时间积分来衡量气旋的破坏力。与之类似，气旋在整个生命史期间各时刻最大风速的平均值（以下简称“生命史平均风速”）亦可在一定程度上反映气旋的强度。

经统计发现，约 98.6% 的 PAT 爆发气旋与约 94.8% 的 AAT 爆发气旋所对应的生命史平均风速主要位于 $16\text{--}26 \text{ m s}^{-1}$ 的区间之内，AAT 爆发气旋的生命史平均风速比 PAT 爆发气旋更大（图 3.11a）。就气旋生命史期间最大风速而言，85.3% 的 PAT 爆发气旋和 81.5% 的 AAT 爆发气旋主要出现在 $24\text{--}36 \text{ m s}^{-1}$ 的区间内。从图 3.11c, d 可知，气旋生命史平均风速和最大风速具有正相关关系。气旋的最大风速越大，表明这个气旋强度越强，其生命史期间的平均风速通常也很大。

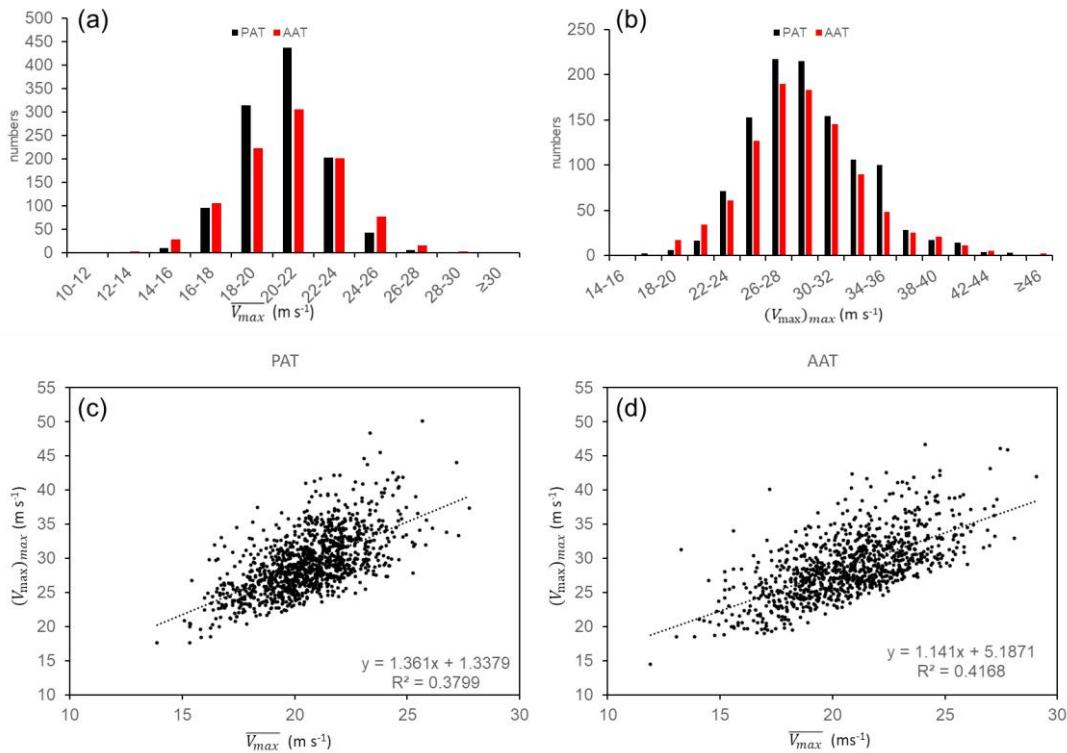


图 3.11 (a) 和 (b) 分别为气旋生命史期间的平均风和最大风的分布。(c) 和 (d) 分别为 PAT 和 AAT 爆发气旋生命史的最大风和平均风分布散点图

Figure 3.11 (a) and (b) are the distributions of average maximum surface wind speed ($m s^{-1}$) and maximum surface wind speed ($m s^{-1}$) during the cyclone lifespan, respectively. (c) and (d) are the scatter diagrams between the cyclone average maximum surface wind speed ($m s^{-1}$) and the maximum surface wind speed ($m s^{-1}$) of PAT ECs and AAT ECs, respectively.

3.4.2 气旋生命史期间风速变化

从 PAT 与 AAT 两类爆发气旋在特征时刻的地面对应最大风速分布（图 3.12）可以发现，气旋在生成时刻（CFT）风速最低，在终止时刻（LDT）次之。从气旋初次爆发（FET），至最大加深率时刻（MDT），再到气旋中心气压最低时刻（MPT），气旋中心附近的地面最大风速逐渐增强。另外，从纬度分布上可以发现，AAT 爆发气旋中心附近的地面最大风速在低纬度较小，随纬度升高而增大，大约在 $65^{\circ}N$ 附近风速达到最大，随后随着纬度的继续增大平均最大风速有所减小。而对于 PAT 爆发气旋，这种变化趋势相对不明显。

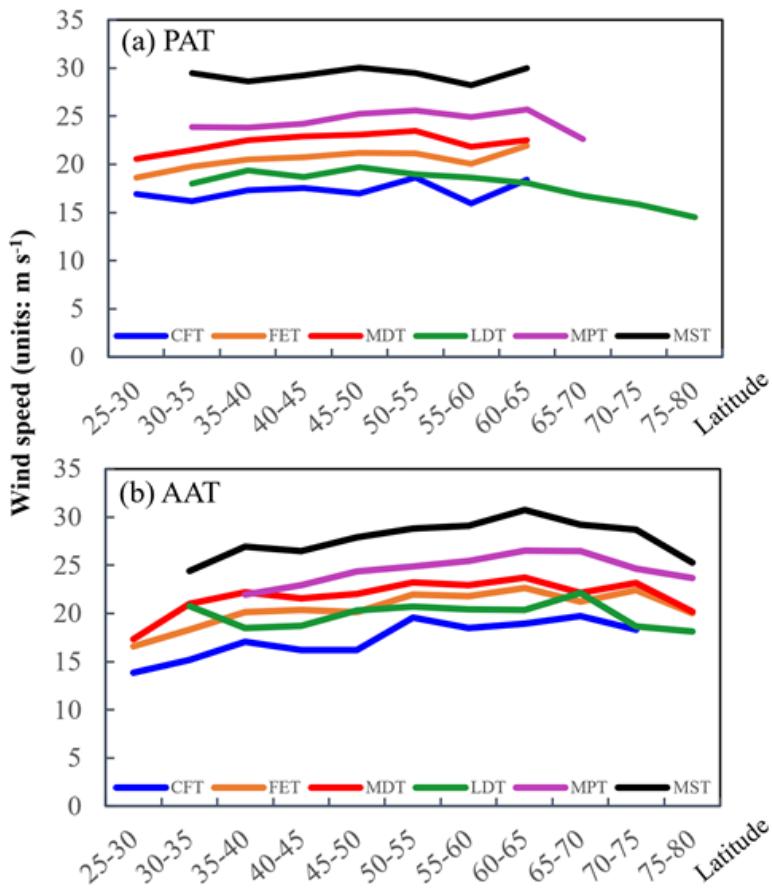


图 3.12 不同纬度带的爆发气旋的在特征时刻的平均最大风速（单位： m s^{-1} ）分布。其中(a)和(b)分别表示 PAT 爆发气旋和 AAT 爆发气旋。不考虑样本量少于五个爆发气旋的纬度带

Figure 3.12 Zonal band (every 5° in latitude) averaged largest surface wind speeds (units: m s^{-1}) associated with (a) PAT and (b) AAT ECs during each typical stage. Zonal bands where there are fewer than five ECs are not considered.

经过统计发现，气旋中心附近的地面最大风速时刻（MST, Maximum surface wind time）倾向于发生在爆发气旋生成后约 49 h，在气旋加深率最大时刻(MDT) 和气旋气压最低时刻 (MPT) 之间（表 2.4）。这意味着，在气旋达到最大风速时刻之前，气旋的加深率已经达到最大，但是气旋的中心气压仍会继续降低。

3.4.3 最大风速的年际变化

从气旋生命史平均风速和生命史最大风速的年均值序列可知(图 3.13a, b)，在 1979–2018 年四十年间，北半球爆发气旋的风速在增加，破坏力在增强。PAT

爆发气旋和 AAT 爆发气旋的年平均风速分别增大了约 0.81 m s^{-1} 和 0.16 m s^{-1} 。PAT 爆发气旋和 AAT 爆发气旋的年平均最大风速分别增大了约 1.18 m s^{-1} 和 1.10 m s^{-1} 。此外还可以发现，在 2000 年前后爆发气旋风速呈现两段特征：1979–2000 年，气旋的平均风速呈现震荡特征，其增长趋势不明显；而在 2000–2018 年间，气旋生命史平均风速和生命史最大风速均呈现明显的增长的趋势（图 3.13a, b）。从平均纬度的年序列可以发现，无论是 PAT 还是 AAT 爆发气旋，四十年间的平均纬度均减少，表明四十年间爆发气旋最大风速的位置逐渐向赤道方向移动（图 3.13c）。而平均经度的年序列同样呈现减少的特征，表明四十年间爆发气旋最大风速的位置偏西移动（图 3.13d）。综上所述，四十年间爆发气旋的风速在增加，其平均位置向低纬度大洋西侧移动，因此其对陆地的影响将逐渐增大。

3.4.4 季节变化

爆发气旋的最大风速具有明显的季节变化特征（图 3.14）。在秋季（SON），气旋的平均风速从约 19 m s^{-1} 增加到约 21 m s^{-1} ；在冬季（DJF），气旋生命史期间的平均风速约为 22 m s^{-1} ；在春季（MAM），气旋生命史期间平均风速逐渐减少至 20 m s^{-1} 以下。其中 AAT 爆发气旋在 1、2、3、9、11 月，平均风速分布范围大于 AAT 爆发气旋。就爆发气旋生命史期间最大风速而言，在 10 月到次年 5 月，PAT 爆发气旋的各月最大风速的均值都大于 AAT 爆发气旋（图 3.14b），这与其更高的强度相对应。

对于 PAT 爆发气旋，地面最大风速超过 30 m s^{-1} 的爆发气旋主要出现在 10 月至次年 3 月，分布在 $40^{\circ}\text{--}65^{\circ}\text{N}$ 的纬度带内（图 3.15a）。其中，最大的地面风速为 31.8 m s^{-1} ，出现在 2 月份 $60^{\circ}\text{--}65^{\circ}\text{N}$ 的纬度带。需要注意的是，低纬度地区（ $25^{\circ}\text{--}35^{\circ}\text{N}$ ）的一些 PAT 爆发气旋的地面最大风可达到 34 m s^{-1} 以上，极具破坏力。

对于 AAT 爆发气旋，最大风速超过 30 m s^{-1} 的爆发气旋主要出现在 9 月至次年 3 月（相比于 PAT 爆发气旋的时间跨度更长），在 $55^{\circ}\text{--}70^{\circ}\text{N}$ 的纬向带内（比 PAT 爆发气旋的纬度范围窄得多）（图 3.15b）。与 PAT 爆发气旋不同的是，在低纬度（ $25^{\circ}\text{--}35^{\circ}\text{N}$ ）地区，PAT 爆发气旋的地面最大风速一般低于 29 m s^{-1} ，这说明在低纬度地区，PAT 爆发气旋的最大表面风速高于 AAT 爆发气旋。

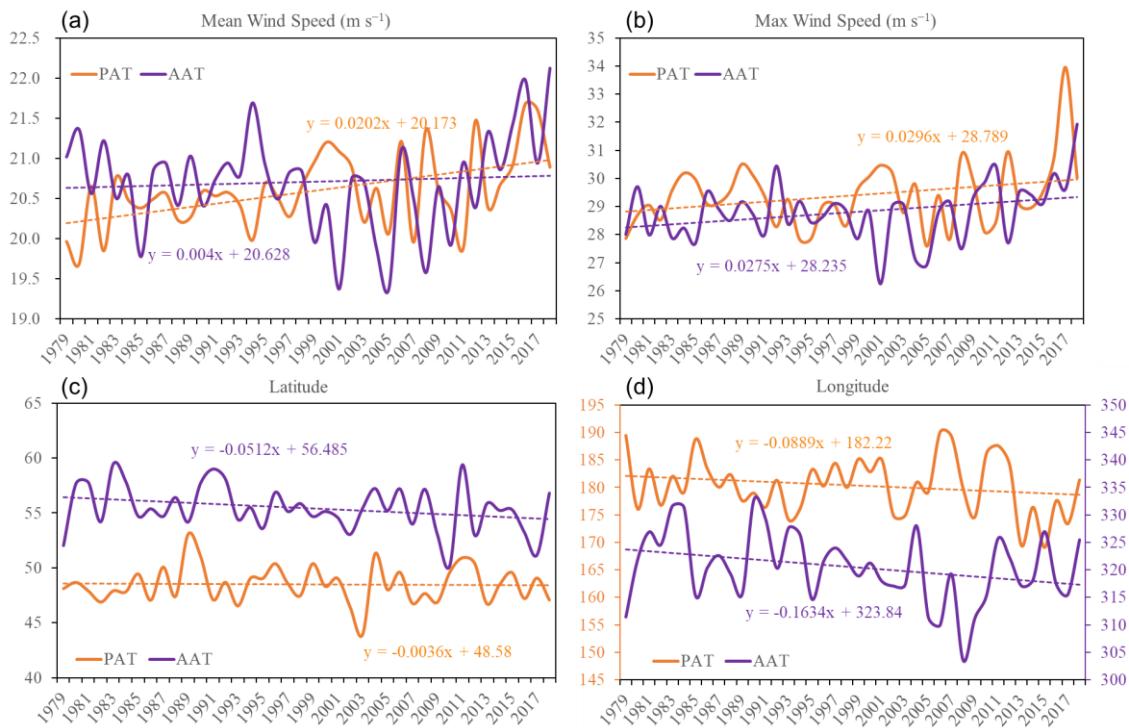


图 3.13 爆发气旋的平均风速 (a) (单位: m s^{-1}) 和最大风速 (b) (单位: m s^{-1}) 的年序列; 爆发气旋的平均经度 (c) 和平均纬度 (c) 的年序列

Figure 3.13 EC's annual series of (a) mean surface 10 m wind speed (units: m s^{-1}) and (b) maximum surface 10 m wind speed (units: m s^{-1}) during the ECs lifespan. Annual series of mean latitudes (c) and mean longitudes (d).

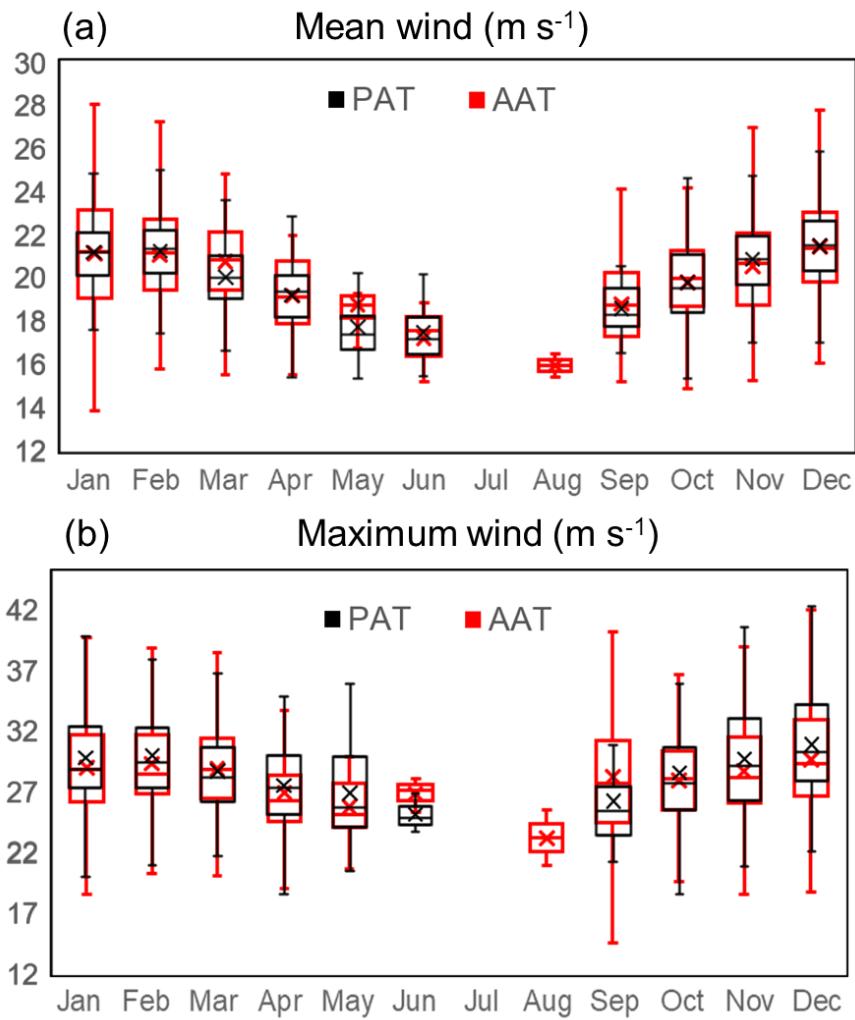


图 3.14 各月的气旋平均最大风速 (a) (单位: m s^{-1}) 和气旋生命史最大风速 (b) (单位: m s^{-1}) 的箱线图。黑色和红色分别表示 PAT 和 AAT 爆发气旋

Figure 3.14 Bloxplots of mean maximum sfurace wind (a) (unis: m s^{-1}) and cyclone's maximum surface wind (b) (unis: m s^{-1}) in each month. The black and red boxplots represents the PAT ECs and AAT ECs, respectively.

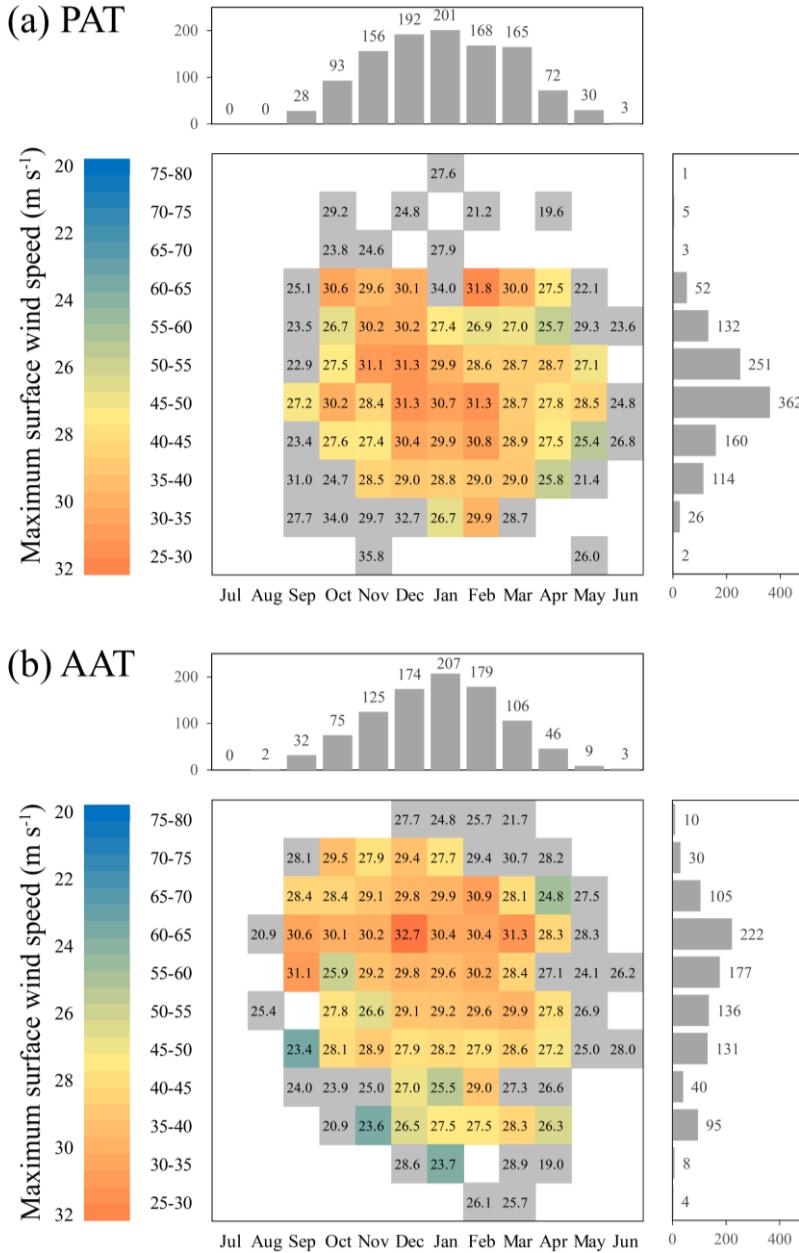


图 3.15 各纬带（每 5 纬度）平均最大地面风速（填色块，单位： m s^{-1} ）的月际分布，其中（a）和（b）分别为 PAT 和 AAT 爆发气旋，灰色的色块表示该色块内的气旋样本数少于五个，上侧的柱状图表示对应月份出现最大地面风的数目，右侧的柱状图显示在对应纬带内出现最大地面风的数目。

Figure 3.15 Monthly zonal band (every 5° in latitude) average maximum surface wind speeds (shaded blocks, units: m s^{-1}) of (a) PAT and (b) AAT ECs, where gray blocks indicate that the values are calculated with fewer than five cyclones, the above histograms show the

total numbers of maximum surface winds in the corresponding months, and the right histograms show the total numbers of maximum surface winds in specific zonal band.

3.4.5 最大风速的空间分布

3.4.5.1 最大风速的经向分布

两类爆发气旋的最大风速的经向分布存在显著差异。对于 PAT 爆发气旋，地面最大风速的经向分布呈现单峰（图 3.15a 中的右侧柱状图），约 92% 的最大风速发生在 35° – 60° N。最大比例约 32.7% 出现在 45° – 50° N，平均风速约为 30 m s^{-1} （图 3.12a）。对于 AAT 爆发气旋，12 月至次年 3 月地面最大风速的经向分布呈双峰形式（图 3.15b 中的右侧柱状图）。一个峰值区位于 60° – 65° N，占约 23.1% 的比例；另一个峰值位于 35° – 40° N，占约 9.8%。前一个峰值区（图 3.12a）的平均最大表面风速约为 31 m s^{-1} ，后一个峰值区的平均最大表面风速为 27 m s^{-1} （图 3.12b）。

为了探讨造成最大风速的呈现沿纬度双峰分布的可能原因，计算了斜压能量转换（baroclinic energy conversion, BEC; $\text{BEC} = -\alpha\omega$ ，其中 α 是比体积， ω 是气压坐标下的垂直速度），它表示有效位能（APE）和动能（KE）之间的转换（Lorenz, 1955; Murakami, 2011）。如图 3.16 所示，AAT 地面最大风速的双峰分布与 BEC 分布一致。南侧的峰值区（ 35° – 40° N）与北侧的峰值区（ 45° – 47° N）之间被 40° – 45° N 范围内的负 BEC 带（表示由 KE 转换为 APE，减弱风速）分隔开，这意味着将 APE 向 KE 的转换是风力增强的关键因素。AAT 爆发气旋地面最大风速的经向分布与 BEC 的经向分布一致，主要在 30° – 65° N 增加，在 65° – 80° N 减少。

3.4.5.2 地面大风发生的相对位置

对于 PAT 爆发气旋，其第 I 象限（气旋东北侧区域）出现地面最大风速的比例最高（约 45.8%）（图 3.17a, 图 3.19a），且该象限内的平均风速也是最强的（约 30.5 m s^{-1} ）。超过 75% 的地面最大风出现在距气旋中心 700 km 的范围内（图 3.17c）。第 IV（气旋东南区域）、II（气旋西北区域）和 III（气旋西南区域）象限的比例相似（最大差异<2%），平均风速也相似（最大差异< 1 m s^{-1} ）（图 8a）。对于第 II 和第 III 象限，大部分（>75%）的地面最大风发生在距气旋地面中心 600

km 的范围内（图 3.17c），而对于第 IV 象限，这个距离为 1000 km。总体而言，对于 PAT 爆发气旋，最大风出现在气旋东侧（第 I 和第 IV 象限）的比例更大（约为西侧的 2 倍），风速也比西侧（第 II 和 III 象限）更强。对于 AAT 爆发气旋，第 I 象限出现大风的比例最大（约 34.3%）（图 3.17b），平均风速最强（约 30.4 m s^{-1} ）。与 PAT 爆发气旋的情况类似，大部分地面最大风发生在距气旋中心 700 km 的范围内（图 3.17c）。其次是第 III 象限（约 25.0%），而第 II 和第 IV 象限的比例相似。在第 III 象限，地面最大风与气旋中心的平均距离约为 600 km，与 PAT 爆发气旋的相似（图 3.17c），而在第 II 和第 IV 象限，地面最大风分别倾向于发生在距气旋中心 100 km 以外和 100 km 以内的区域。就地面大风的平均值而言，第 II 象限为第二强（约 29.3 m s^{-1} ），而第 III 象限和第 IV 象限的风速相似，约为 27 m s^{-1} 。

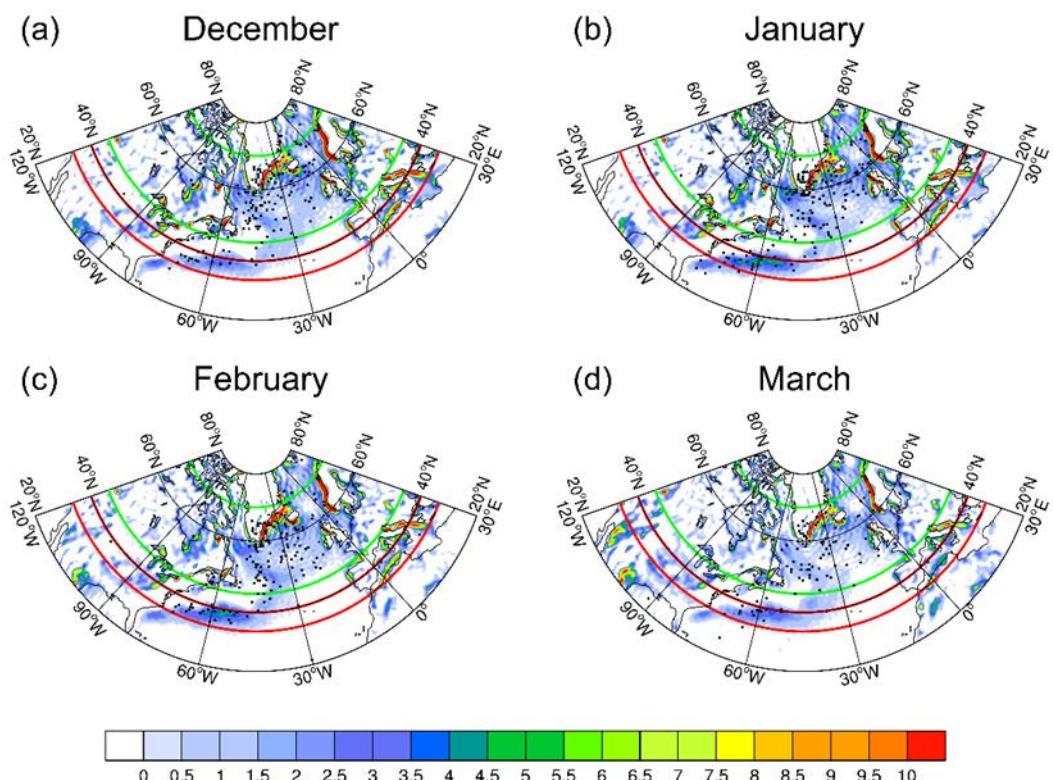


图 3.16 900 hPa BEC（单位： W kg^{-1} ）的月平均分布，其中绿色圆弧和红色圆弧分别标出了 $45^{\circ}\text{--}70^{\circ}\text{N}$ 和 $35^{\circ}\text{--}40^{\circ}\text{N}$ 的区域，黑色点表示气旋最大风出现的位置

Figure 3.16 Monthly mean 900-hPa BEC (shading, units: W kg^{-1}), where the green arcs and red arcs outline the latitudinal range of $45^{\circ}\text{--}70^{\circ}\text{N}$ and $35^{\circ}\text{--}40^{\circ}\text{N}$, respectively. The black dots mark the locations of EC-associated maximum surface winds.

对于 PAT 和 AAT 爆发气旋在其东北象限出现最大风比例最高的现象，本文进行了详细研究，发现，该象限的平均风速也是最大的（图 3.17a, b）。对于两种类型的爆发气旋，最强的正 BEC 出现在第 I 象限中（图 3.18）。这意味着从 APE 到 KE 的转换在第 I 象限最强，这与地面最大风的分布特征一致（图 3.17a, b）。我们的研究结果与 Hart 等（2017）和 Baker（2009）的一致，而这与 Browning 等（1998）研究的结论不同，他们发现地面最大风出现在第四象限。爆发气旋个例选取的不同是产生上述差异的主要原因。

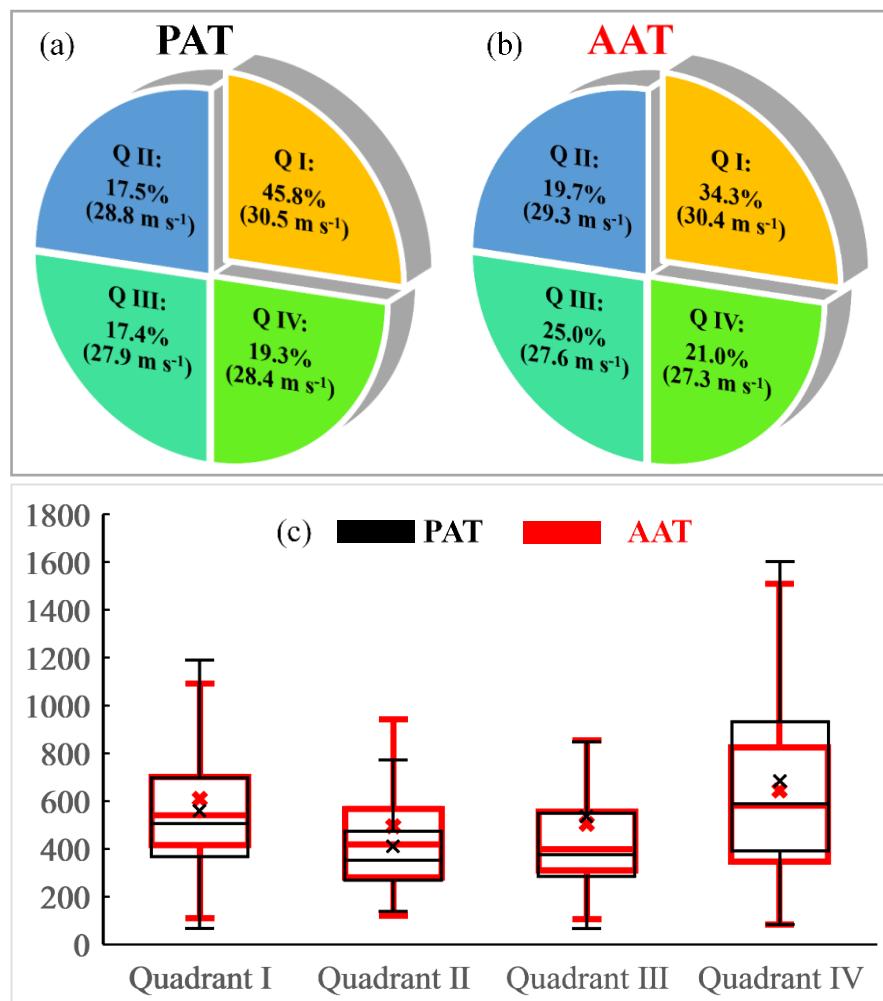


图 3.17 (a) PAT 爆发气旋和 (b) AAT 爆发气旋在第 I ~IV 象限出现最大地面风的比例，和对应各象限平均的风速 (m s^{-1})。(c) 最大地面风发生位置到气旋中心距离 (单

位: km) 的箱线图, 其中红色和黑色分别表示 AAT 和 PAT 爆发气旋, 方框内实线线表示中位数, “ \times ” 表示平均值。剔除了异常值

Figure 3.17 Proportions of occurrence of maximum surface winds in quadrants I–IV (Q I–Q IV), and the corresponding quadrant-averaged maximum surface winds ($m s^{-1}$) for (a) PAT and (b) AAT ECs. (c) Boxplot of the distance between the location of the maximum surface wind and the center of the EC (units: km), where the red and black plots are for AAT and PAT ECs, respectively, the solid lines within boxes show the median values, and the crosses show the average values. The outliers are removed.

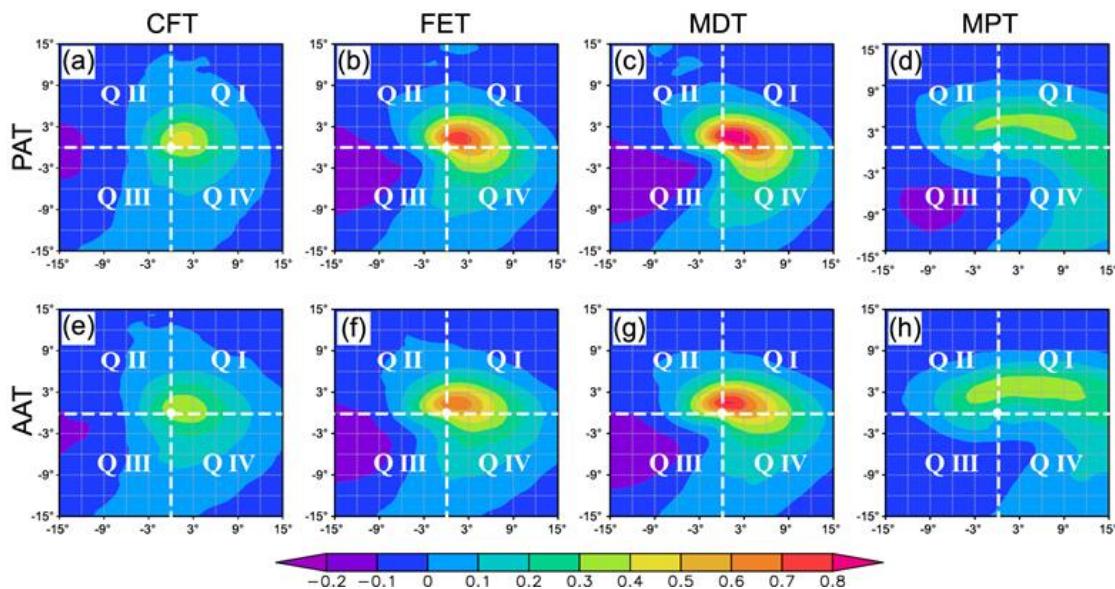


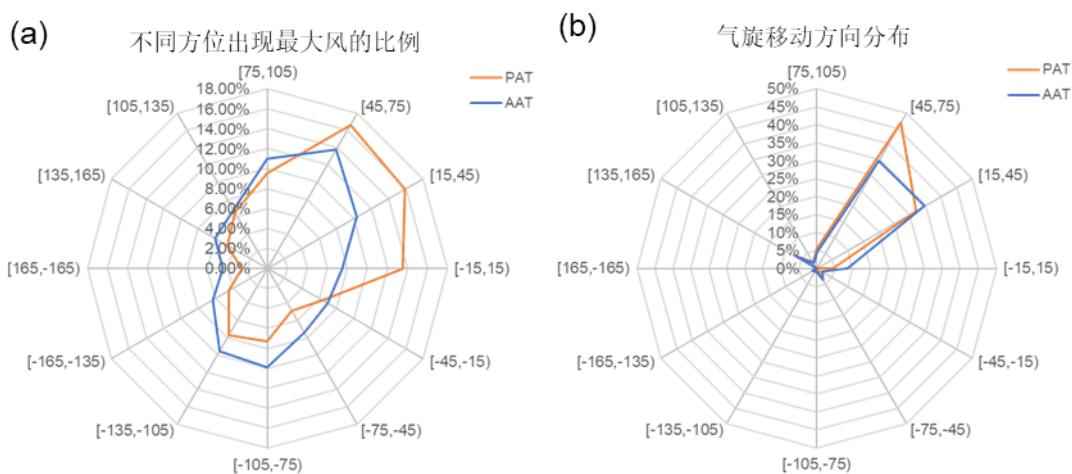
图 3.18 PAT 爆发气旋和 AAT 爆发气旋在特征时刻下的斜压能量转换 (阴影, 单位: $W kg^{-1}$) 的垂直平均 (从地面到 500 hPa) 的拉格朗日合成, 其中白色点表示气旋中心, 白色虚线将区域划分成四个象限: Q I, Q II, Q III, 和 Q IV

Figure 3.18 Composite (based on the Lagrange viewpoint) vertical averaged (from surface to 500 hPa) baroclinic energy conversion (shading, units: $W kg^{-1}$) of PATs and AATs at typical stages, where the big white dot shows ECs' centers, and the white dash lines mark the four quadrants: Q I, Q II, Q III, and Q IV.

3.4.5.3 气旋移动和风速的关系

为了探究气旋的移动速度是否对地面大风位置的分布造成影响, 分别统计了在地面风速最大时刻 PAT 和 AAT 爆发气旋地面大风相对于地面气旋中心的方位

角（图 3.19）和该特征时刻气旋的整体移动方向（图 3.19b）。可以发现，在气旋地面风最大时刻，PAT 和 AAT 爆发气旋在地面中心的东北方向出现大风的比例最高（图 3.19a）。而同时，PAT 和 AAT 爆发气旋主要移动方向几乎都是向东北方向移动（图 3.19b）。因为北半球气旋的地面风场是逆时针旋转的，如果将气旋视为一刚体，当气旋向前移动时，气旋移动的右前方叠加移动速度会增强，而气旋的左侧的速度则会减弱。PAT 爆发气旋的现象与此类似，但 AAT 爆发气旋的现象不是很明显，这说明气旋的移动仅是造成地面大风在气旋东北侧分布的部分原因。



是一类深厚的涡旋系统。爆发气旋的垂直伸展具有明显的季节变化特征。冬季气旋的平均伸展层次要低于春秋季节。气旋垂直伸展和海温梯度的关系不显著。通常气旋伸展层次越高，气旋加深率越大，气旋的中心气压越低，气旋的地面风速越大。PAT 与 AAT 两类气旋相比，PAT 爆发气旋的平均垂直伸展层次高于 AAT 爆发气旋。

(2) 北半球绝大多数爆发气旋在其生命史内出现的最大风速可以超过 20 m s^{-1} 。气旋在冬季的地面风速要普遍大于其它季节。平均而言，爆发气旋地面最大风倾向于发生在气旋生成后约 49 h，位置倾向于发生在气旋的东北象限，这部分与爆发气旋主要向东北方向移动有关。在研究的四十年间，北半球爆发气旋的地面最大风风速有增强的趋势，而最大风的平均位置有向赤道方向移动和向大洋西侧移动的趋势。气旋地面大风的空间分布与斜压能量转换过程密切相关。

第4章 爆发气旋的快速发展机理

4.1 引言

爆发气旋是一类强烈的温带气旋，伴随着强于一般温带气旋的低压中心与气旋式涡度。其快速发展期不仅表现为中心气压的快速降低与气旋式涡度的迅速增强，还表现为气旋顶层向上的显著伸展。如前章所述，超六成爆发气旋的顶层可以伸展至对流层顶高度，此类气旋是如何向上伸展的？这个科学问题尚未有明确的答案。目前已有一些研究关注到了温带气旋的垂直伸展(Rossa等., 2000; Čampa 和 Wernli, 2012; Kouroutzoglou等., 2012; Li等., 2019)，但对其垂直伸展机理的研究较为少见，亟待开展。

涡度是衡量涡旋强度的有效指标，涡度收支被广泛地应用于涡旋的研究当中(Zwack 和 Okossi, 1986; Lupo 等., 1992; Browning 等., 1998; 黄立文 等, 1999b; 王劲松和丁治英, 1999; Parsons 和 Smith, 2004; Fu 等., 2018)。本章拟使用涡度收支方程，对爆发气旋的快速发展过程，特别是垂直方向的迅速伸展进行分析，通过拉格朗日合成从共性上研究爆发气旋演变的一般性机理，并选取一次典型爆发气旋个例进行模拟与诊断研究，重点揭示其快速向上伸展的机理。

4.2 北半球爆发气旋的涡度收支

本节利用涡度方程，对北半球四十年间所有 PAT 和 AAT 爆发气旋进行涡度收支计算。并按照强度和类别分别进行拉格朗日合成（以气旋中心为原点进行合成）分析。

4.2.1 资料和方法

4.2.1.1 使用数据

本章使用 ERA-Interim 再分析数据，选取的气压层为从 950 hPa 起向上到 200 hPa，间隔 50 hPa，共 16 层。使用的变量有水平风矢量，气压层垂直速度等。

4.2.1.2 涡度收支方程

本文使用 Kirk (2003) 的涡度收支方程，其形式如下：

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\mathbf{V}_h \cdot \nabla_h \zeta - \omega \frac{\partial \zeta}{\partial p} + \mathbf{k} \cdot \left(\frac{\partial \mathbf{v}_h}{\partial p} \times \nabla_h \omega \right) - \beta v - (\zeta + f) \nabla_h \cdot \mathbf{V} + D(\zeta) \quad (4.1)$$

HAV VAV TIL BT STR RES

其中 ζ 是相对涡度; \mathbf{V}_h 和 ω 分别是水平风矢量 (下标 “ h ” 表示水平分量) 和 p 坐标 (p 是气压) 下的垂直速度; f 是科氏参数, $\beta = \frac{\partial f}{\partial y}$ 。HAV 和 VAV 分别表示水平和垂直涡度平流; TIL, BT 和 STR 分别是倾斜, “ β 效应”, 和拉伸项。RES 是剩余项, 主要是摩擦和次网格过程的作用。TOT 项定义为 $\text{TOT}=\text{HAV}+\text{VAV}+\text{TIL}+\text{BT}+\text{STR}$ 。

对于每个气旋, 在其各特征时刻, 以气旋地面中心为原点, 选定一 15×15 格点 (即 $10.5^\circ \times 10.5^\circ$) 的水平矩形框作为计算域, 对各个层次对这个区域内计算涡度收支。随后, 根据气旋类别对涡度收支进行合成分析。

4.2.1.3 代表层的选取

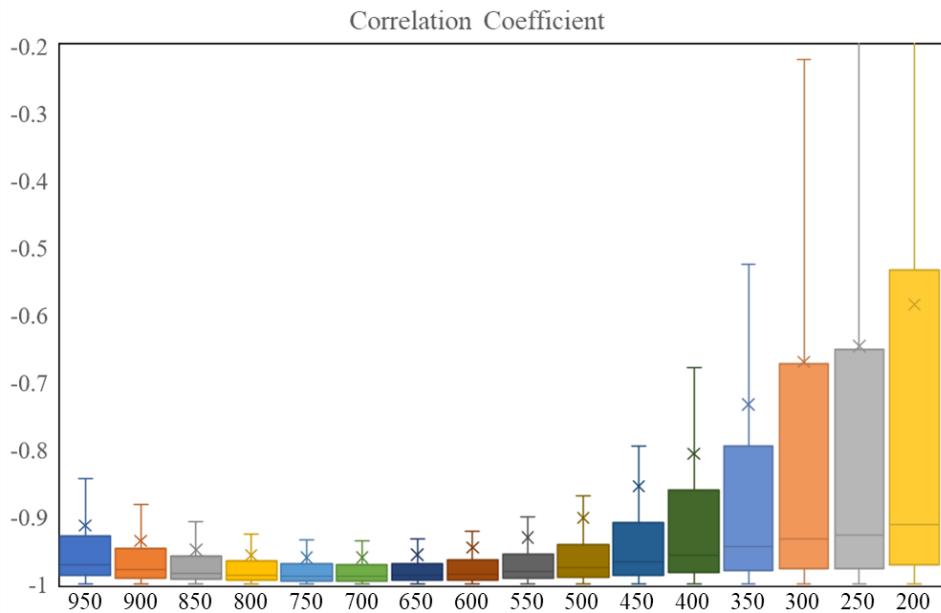


图 4.1 气旋爆发性发展期间, 各层平均涡度与地面中心气压的相关系数分布

Figure 4.1 The correlation coefficient distribution between the mean vorticity of each level and the surface central pressure during the explosive development of the cyclone.

涡度是衡量涡旋强度的有效指标, 根据格林定理, 区域平均涡度等于沿此区域边界的速度环流。速度环流是气旋强度的最直观反映。为了找到对气旋强度 (地面中心气压) 代表性最好的层次, 在进行涡度收支前, 通过对比, 首先选取了代

表层次。所用方法为计算所有爆发气旋在爆发期间（即，加深率 ≥ 1 Bergeron 的阶段），各层次气旋中心附近 15×15 格点（即 $10.5^\circ \times 10.5^\circ$ ）范围内的平均涡度和气旋地面中心气压的相关系数。由其分布（图 4.1）可知，在气旋的快速发展期， 500 hPa 以下层次的平均涡度和气旋中心气压的变化较为一致，平均相关系数绝对值超过了 0.9。这反映了气旋中心气压越低，对流层中低层的涡度越大（即气旋的旋转越强）。从各层次而言，在气旋爆发期， 750 hPa 处气旋中心附近的平均涡度和气旋地面中心气压的相关系数绝对值最大（中位数为 0.989，平均数为 0.961），相关性最好。这说明 750 hPa 层的涡度变化与地面中心气压变化最为对应。另外，鉴于前人有使用 900 hPa 作为气旋的代表层次进行收支计算（Fu 等., 2018），为了进行对比分析，本研究选取 900 hPa 和 750 hPa 作为代表性层次，进行涡度收支分析。

4.2.2 结果分析

4.2.2.1 各特征时刻气旋涡度收支

在第 2 章的基础上，我们将北半球爆发气旋分成 PAT 和 AAT 两类，分别对各类气旋的涡度收支进行分析。并且，为了探讨气旋的发展演变机制，对各气旋生命史期间各个特征时刻的涡度收支分别进行合成分析。

对于 PAT 爆发气旋，其 900 hPa 的 TOT 在整个气旋生命史始终为正（图 4.2），并且在气旋发展期（FET，MDT 和 MPT）最强。这表明气旋在对流层低层具有维持正涡度的有利条件。各收支项中，STR 占主导贡献，反映了低层辐合的主导作用；HAV 主要在气旋东北部或东部为正，此处主要位于气旋移动的前方，而在其西南或西部为负，此处主要位于气旋移动的后方；而 VAV 始终为负，这主要是由于上升速度将 900 hPa 较高的气旋式涡度向上层输出所致；在前三个阶段，TIL 在气旋的东南部存在较强的正作用，而在其西北部以副作用为主，这主要是由于水平涡度与垂直运动的水平配置所决定（图 4.3）。在后两个阶段内，TIL 的强中心消失，对应着垂直速度的减弱；BT 的量级较小，其在气旋东部主要为负值，而在西部主要为正值。随着时间的推移，BT 的强度减小，且零线越来越接近于气旋中轴线，这表明，气旋变得越来越对称。就气旋不同生命史阶段而言，各涡度收支项在气旋快速发展期（FET，MDT 和 MPT）最强，在气旋的初生（CFT）

和消亡期（LDT）相对较弱，其中消亡期最弱。在气旋快速发展期内，又以在气旋加深率最大时刻（MDT）各项涡度收支最强。这表明，气旋中心气压变化最快的时段亦是其气旋式涡度增长最快的阶段。

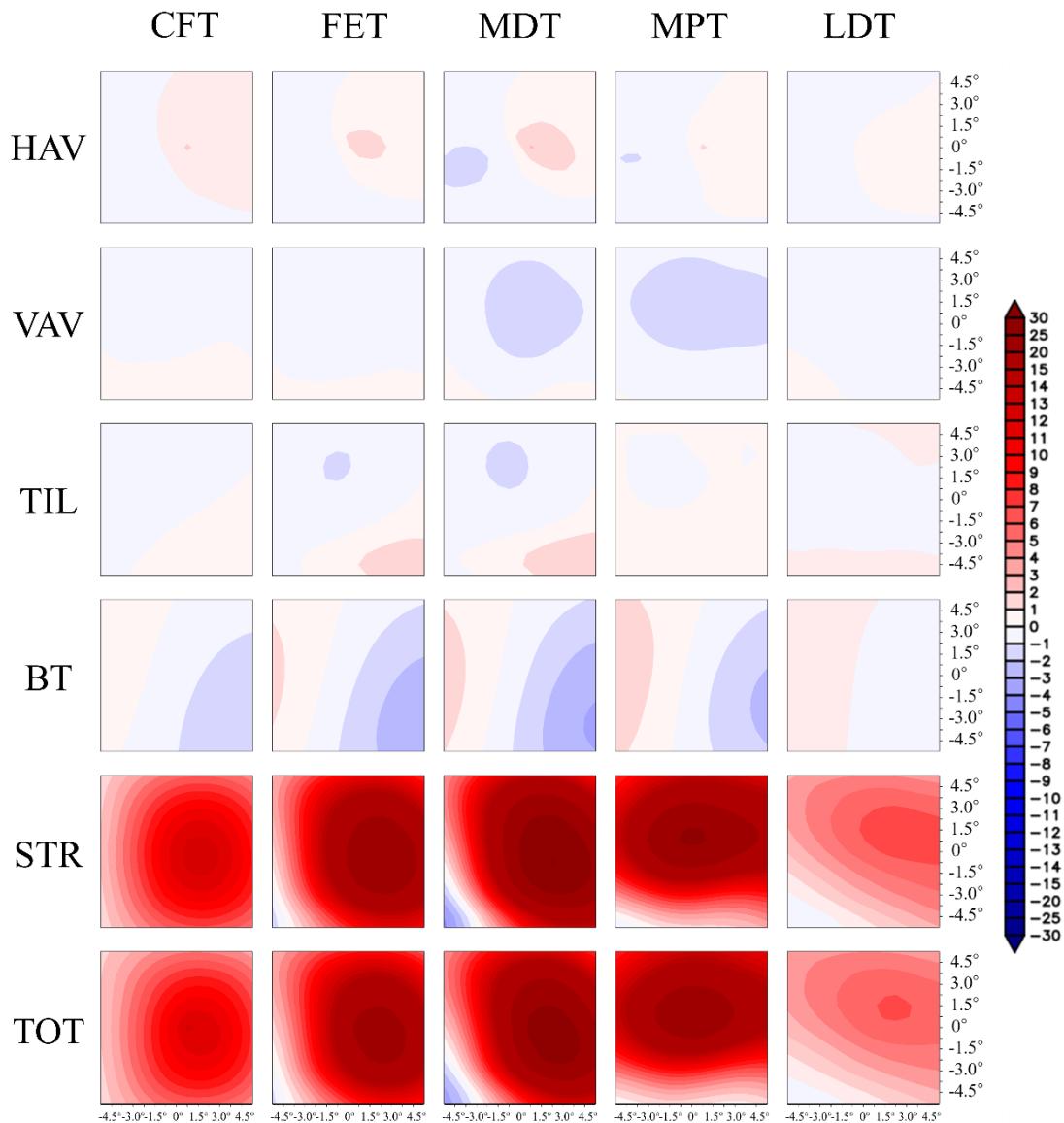


图 4.2 PAT 爆发气旋在各特征时刻在 900 hPa 层次的涡度收支的合成（单位： 10^{-10} s^{-2} ）

Figure 4.2 Composite of vorticity budget terms (units: 10^{-10} s^{-2}) of PAT ECs for typical stages at the level of 900 hPa.

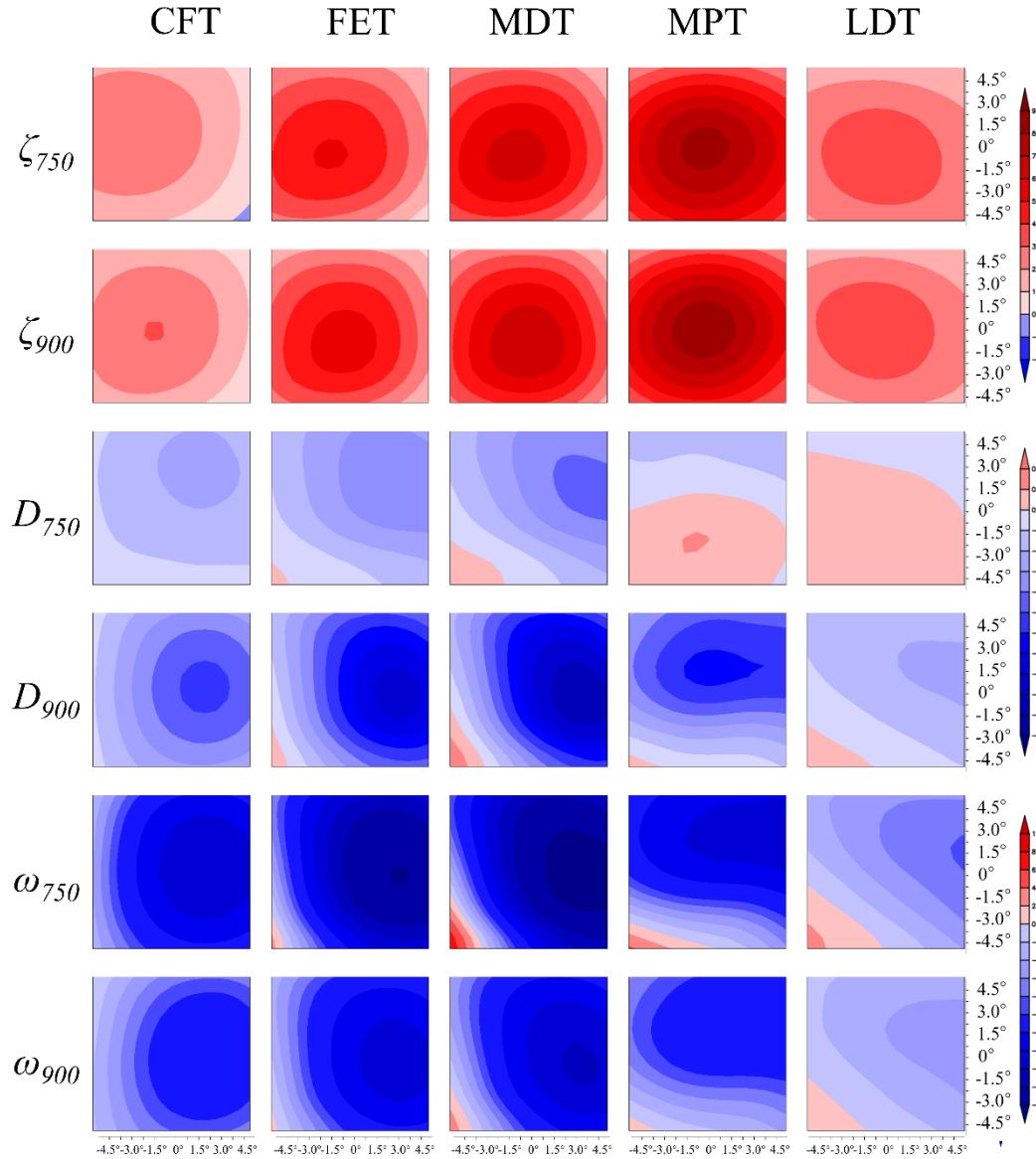


图 4.3 PAT 爆发气旋在 900 hPa 和 750 hPa 层顶的涡度 (单位: 10^{-5} s^{-1}), 散度 (单位: 10^{-5} s^{-1}), 和垂直速度 (单位: $10^{-2} \text{ Pa s}^{-1}$)

Figure 4.3 Vorticity(units: 10^{-5} s^{-1}), divergence (10^{-5} s^{-1}) and vertical speed ($10^{-2} \text{ Pa s}^{-1}$) for PAT ECs at the level of 900 hPa and 750 hPa.

与 900 hPa 的涡度收支相比, 750 hPa 的涡度收支有一定差异 (图 4.4)。总体而言, 气旋中心区域的 TOT 显著弱于 900 hPa, 这主要是由于 750 hPa 上的 STR 相比于 900 hPa 弱很多; STR 仍为主要贡献项, 但不同的是, 在气旋生命史中后期 (MPT, LDT), 750 hPa 高度处气旋中心南侧出现了 STR 负值区, 与此处的辐散出流相对应, 而 900 hPa 上则一致保持辐合入流 (图 4.3)。其它各项的

强度在 750 hPa 与 900 hPa 上保持相当。其中, HAV 的分布形态与 900 hPa 类似, 强度略强; 而 VAV 的分布则与 900 hPa 明显不同, 为正值区, 这主要是由于垂直运动将 750 hPa 以下的较强涡度输送至 750 hPa 上所致, 因此, 垂直涡度平流使得该层涡度迅速增加; TIL 的分布形态与 900 hPa 类似, 但其负效果更强, 这主要是由于两层的水平涡度强度存在差异所致(图 4.3); BT 项的分布与 900 hPa 类似, 但零线更偏西。这说明爆发气旋垂直方向上是倾斜的。就 750 hPa 整体而言, 在爆发气旋的发展期, 其各涡度收支项相对于其它阶段较大, 反映了这一时期气旋的快速发展。各涡度收支项中, STR 占主要贡献, 这说明了对于 PAT 爆发气旋, 低层的辐合是造成气旋低层迅速发展的主导因子。

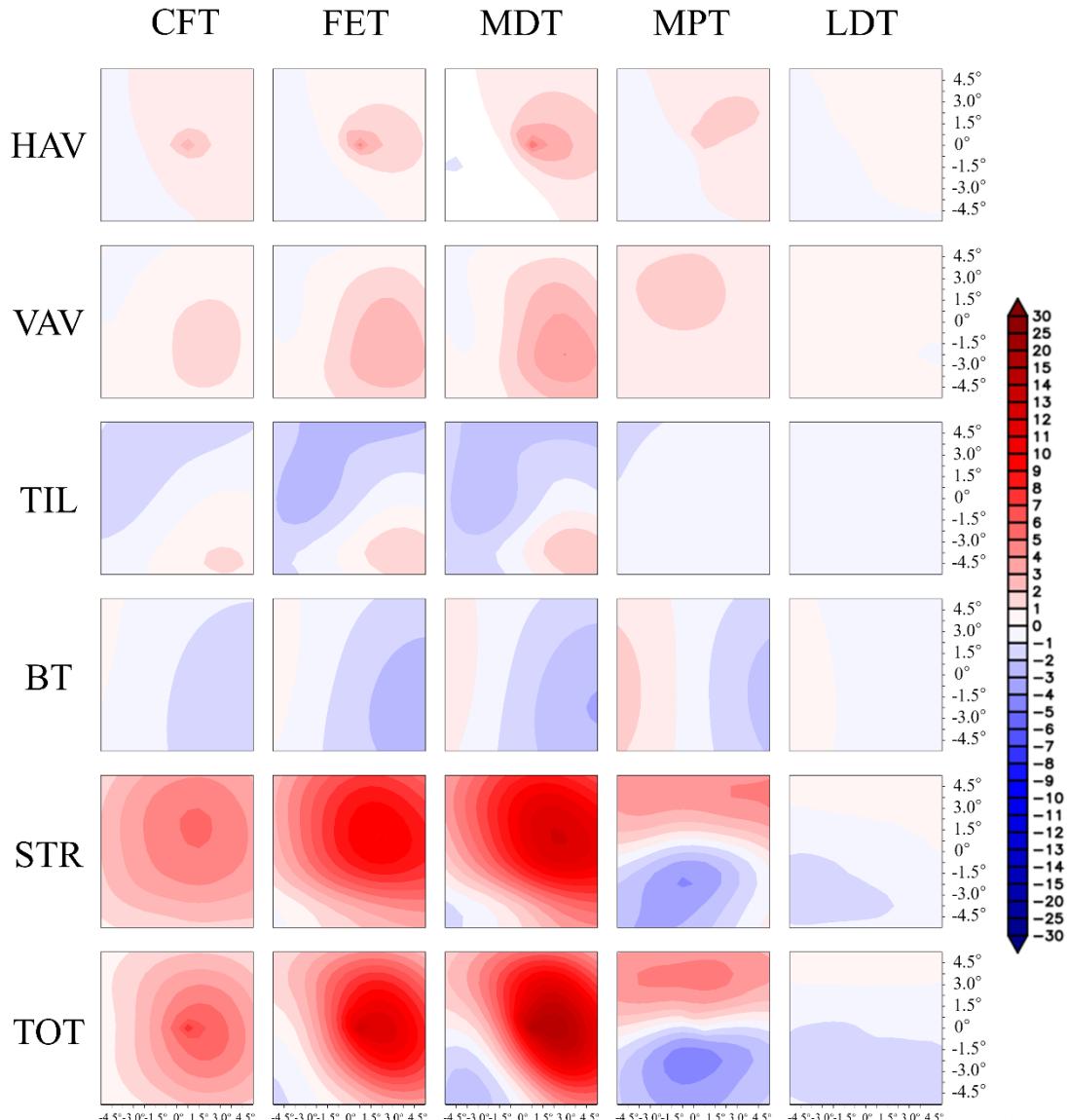


图 4.4 PAT 爆发气旋在各特征时刻在 750 hPa 层次的涡度收支的合成（单位： 10^{-10} s^{-2} ）

Figure 4.4 Composite of vorticity budget terms (units: 10^{-10} s^{-2}) of PAT ECs for typical stages at the level of 750 hPa.

AAT 爆发气旋 900 hPa 的各项涡度收支分布和 PAT 类似，STR 同样是主要贡献项（图 4.2，图 4.5）。不同之处在于，AAT 爆发气旋的涡度收支略强于 PAT，特别是在 LDT 阶段。在气旋加深期（CFT-MPT），AAT 爆发气旋的 STR 略强于 PAT 爆发气旋，且在研究范围内未出现较强的负值，这使得 AAT 的 TOT 较 PAT 为强，与“AAT 爆发气旋的平均强度强于 PAT 爆发气旋”这一结论相一致。在 AAT 爆发气旋的生命史末期（LDT），其 STR 依然很强，这表明其仍存在较强的

辐合入流（图 4.6），有利于低层的正涡度的维持。

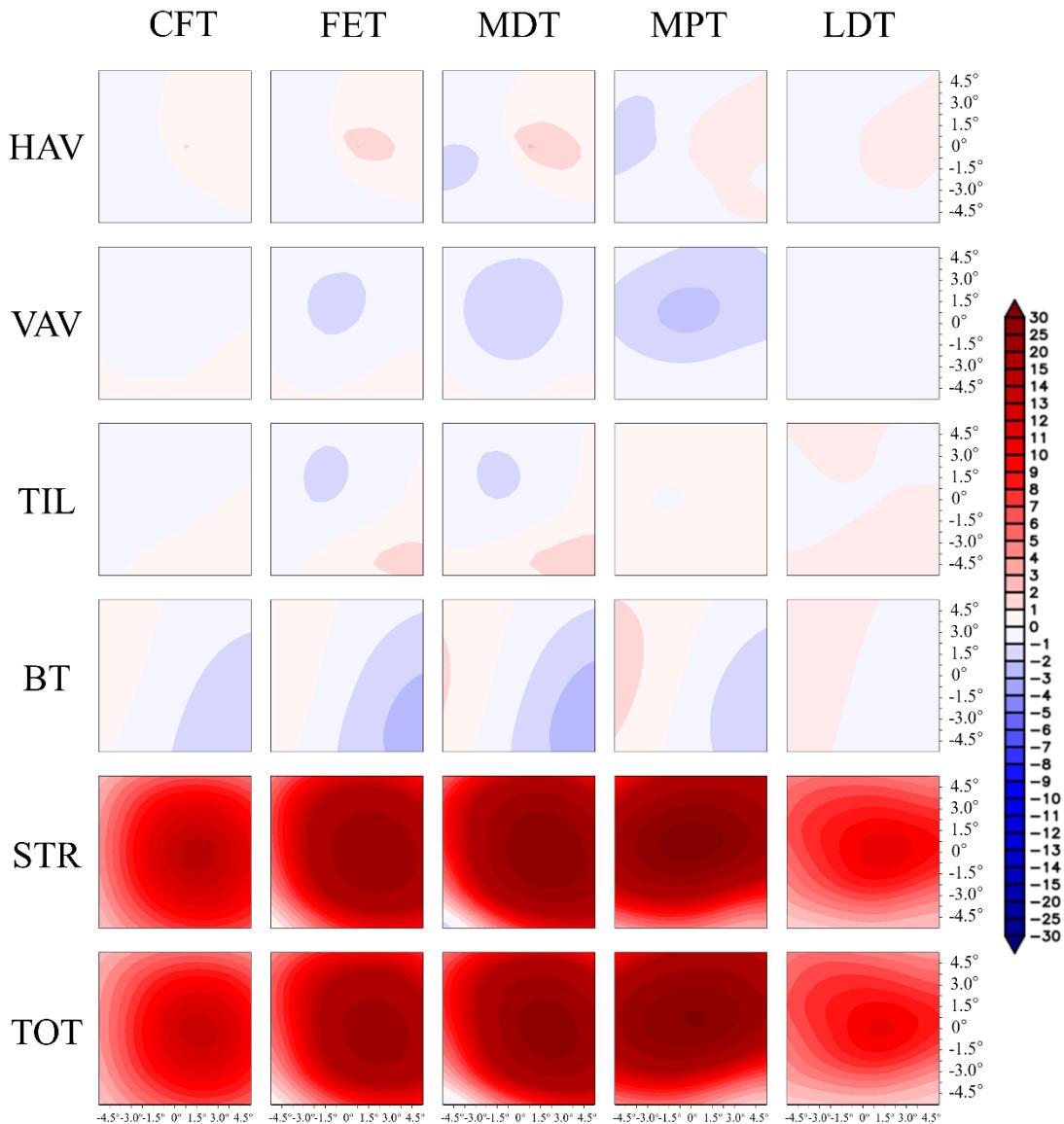


图 4.5 AAT 爆发气旋在各特征时刻在 900 hPa 层次的涡度收支的合成（单位： 10^{-10} s^{-2} ）

Figure 4.5 Composite of vorticity budget terms (units: 10^{-10} s^{-2}) of AAT ECs for typical stages at the level of 900 hPa.

AAT 爆发气旋在 750 hPa 的 TOT 和 STR 弱于其在 900 hPa 的 TOT 和 STR，这与 PAT 爆发气旋是一致的（图 4.5，图 4.7）。从各项涡度收支来看，750 hPa 的 HAV 和 VAV 以正值为主，尤其在气旋的东侧，这有利于气旋的发展与维持；但 TIL 和 BT 均比 900 hPa 强度更大，这主要是由于该层的三维风速更大所致；STR 依然是气旋发展与维持的最主导因子。整个生命史来看，750 hPa 各项涡度收支

在气旋加深率最大时刻（MDT）最强，在气旋终止时刻（LDT）最弱（图 4.7）。

AAT 爆发气旋 750 hPa 的涡度收支分布形态与 PAT 类似（图 4.4，图 4.7），表明此两类气旋具有相似的发展与演变机理。

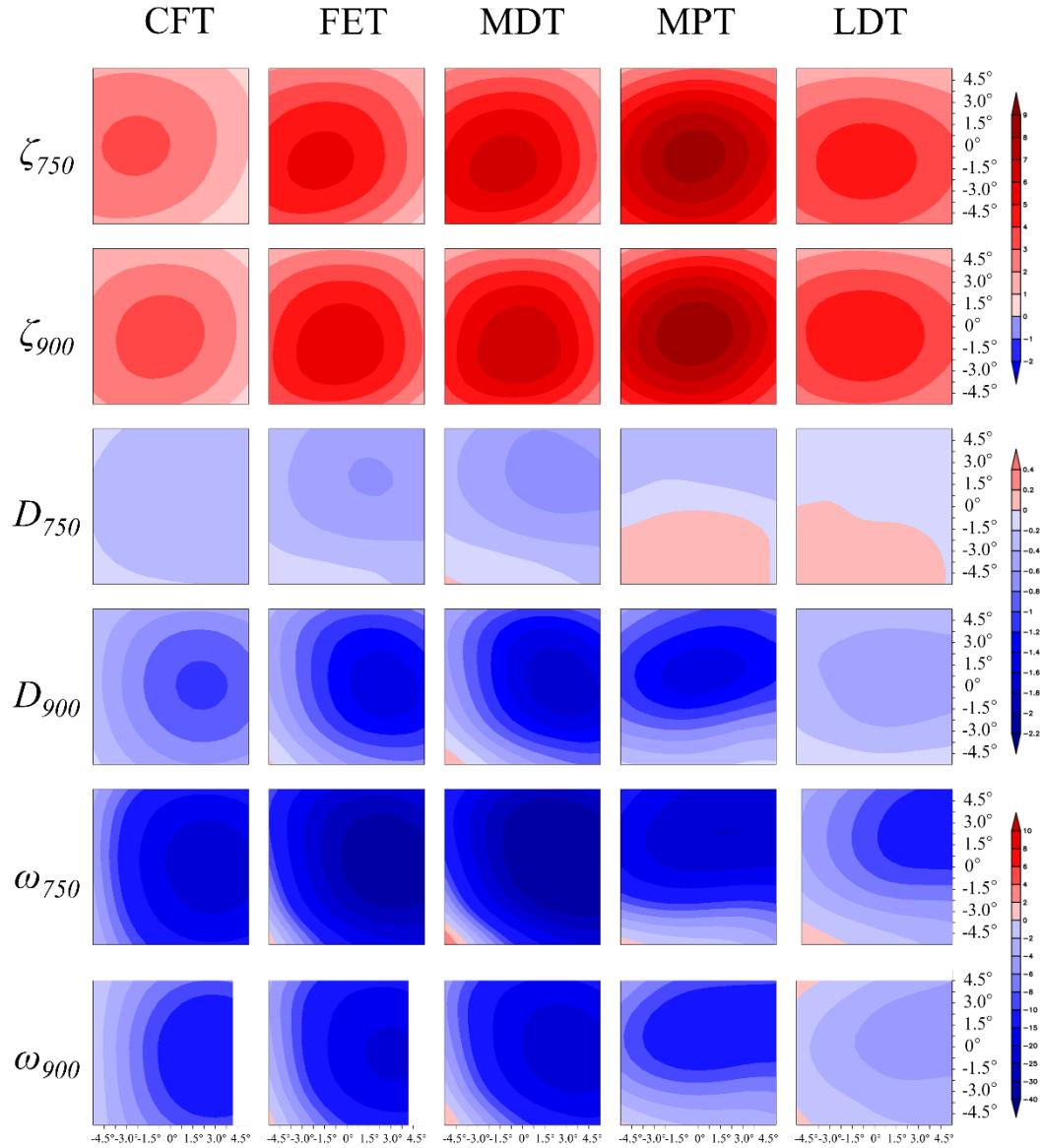


图 4.6 AAT 爆发气旋在 900 hPa 和 750 hPa 层顶的涡度（单位： 10^{-5} s^{-1} ），散度（单位： 10^{-5} s^{-1} ），和垂直速度（单位： $10^{-2} \text{ Pa s}^{-1}$ ）

Figure 4.6 Vorticity(units: 10^{-5} s^{-1}), divergence (10^{-5} s^{-1}) and vertical speed ($10^{-2} \text{ Pa s}^{-1}$) for AAT ECs at the level of 900 hPa and 750 hPa, respectively.

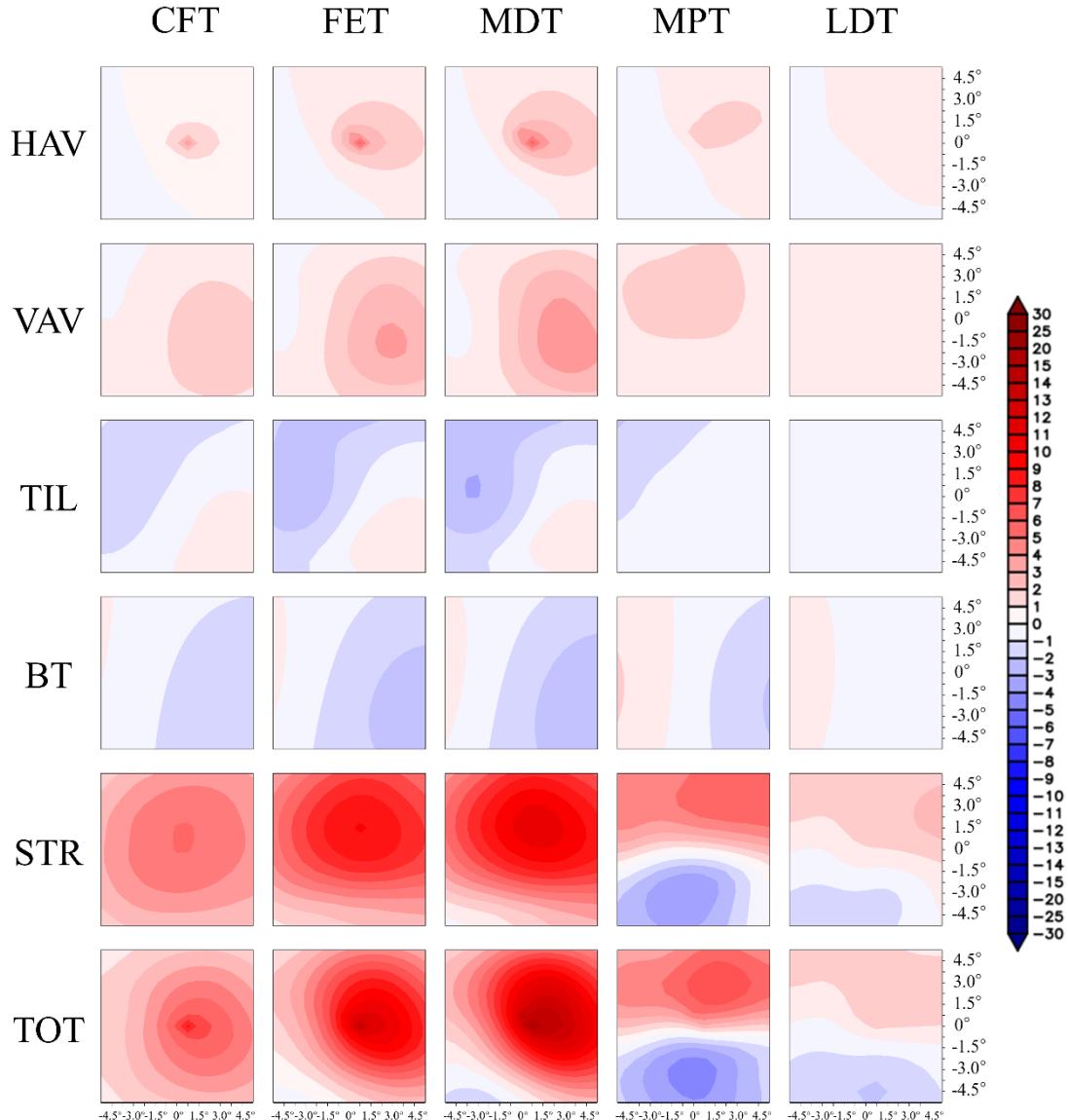


图 4.7 AAT 爆发气旋在各特征时刻在 750 hPa 层次的涡度收支的合成（单位： 10^{-10} s^{-2} ）

Figure 4.7 Composite of vorticity budget terms (units: 10^{-10} s^{-2}) of AAT ECs for typical stages at the level of 750 hPa.

4.2.2.2 不同强度爆发气旋的涡度收支

本节首先对爆发气旋进行合理分类。之后再对不同强度的爆发气旋进行了涡度收支。如第 2 章所述，在参考前人对爆发气旋强度分类 (Sanders, 1986; Zhang 等., 2017; Fu 等., 2020) 的基础上，结合本研究爆发气旋加深率的分布特点，将爆发气旋划分成弱 (加深率为 1.0–1.2 Bergeron)，中等 (加深率为 1.2–1.4 Bergeron)，强 (加深率为 1.4–1.8 Bergeron)，和超强 (加深率大于等于 1.8 Bergeron)

四类。对于 PAT 爆发气旋，这四个强度档的爆发气旋所占比例分别是 49.0%，26.1%，20.0%，和 4.9%；对于 AAT 爆发气旋，这四个强度档的爆发气旋所占比例分别是 47.1%，28.1%，19.8% 和 4.5%（表 2.2）。PAT 和 AAT 爆发气旋各强度档的气旋的数目均在 30 个以上，符合统计学中的大样本条件。根据此划分，分别对各个强度档内 PAT 和 AAT 爆发气旋的 750 hPa、900 hPa 和垂直剖面涡度收支进行拉格朗日合成。需要指出的是，为了探讨气旋的快速发展，对气旋爆发性发展期（加深率 ≥ 1 Bergeron）进行合成，以探讨造成不同强度爆发气旋迅速发展的原因。

对于 PAT 爆发气旋，总体而言，各强度气旋涡度收支项的分布与本类气旋在发展期（CFT、FET、MDP、MTP）的收支项分布较为类似（图 4.2）。强度越强的气旋，其低层 900 hPa（图 4.8）涡度收支各项的强度越大，这主要是因为强度越强的气旋其风速越大，上升运动越强，辐合越显著。其中 TOT 和 STR 的大值中心倾向于分布在气旋地面低压中心东侧 200~300 km 处，与气旋的移动方向相一致。在气旋快速发展过程中，气旋地面中心东侧的 HAV 始终为正，表明水平涡度平流对气旋低层的快速发展有促进作用；而气旋地面中心东北侧的 VAV，TIL 和 BT 始终为负，表明垂直涡度平流，倾斜项，和行星涡度平流主要作用为削弱气旋在此象限内的气旋式涡度。在气旋的南部，TIL 维持正值，有助于气旋的快速发展。

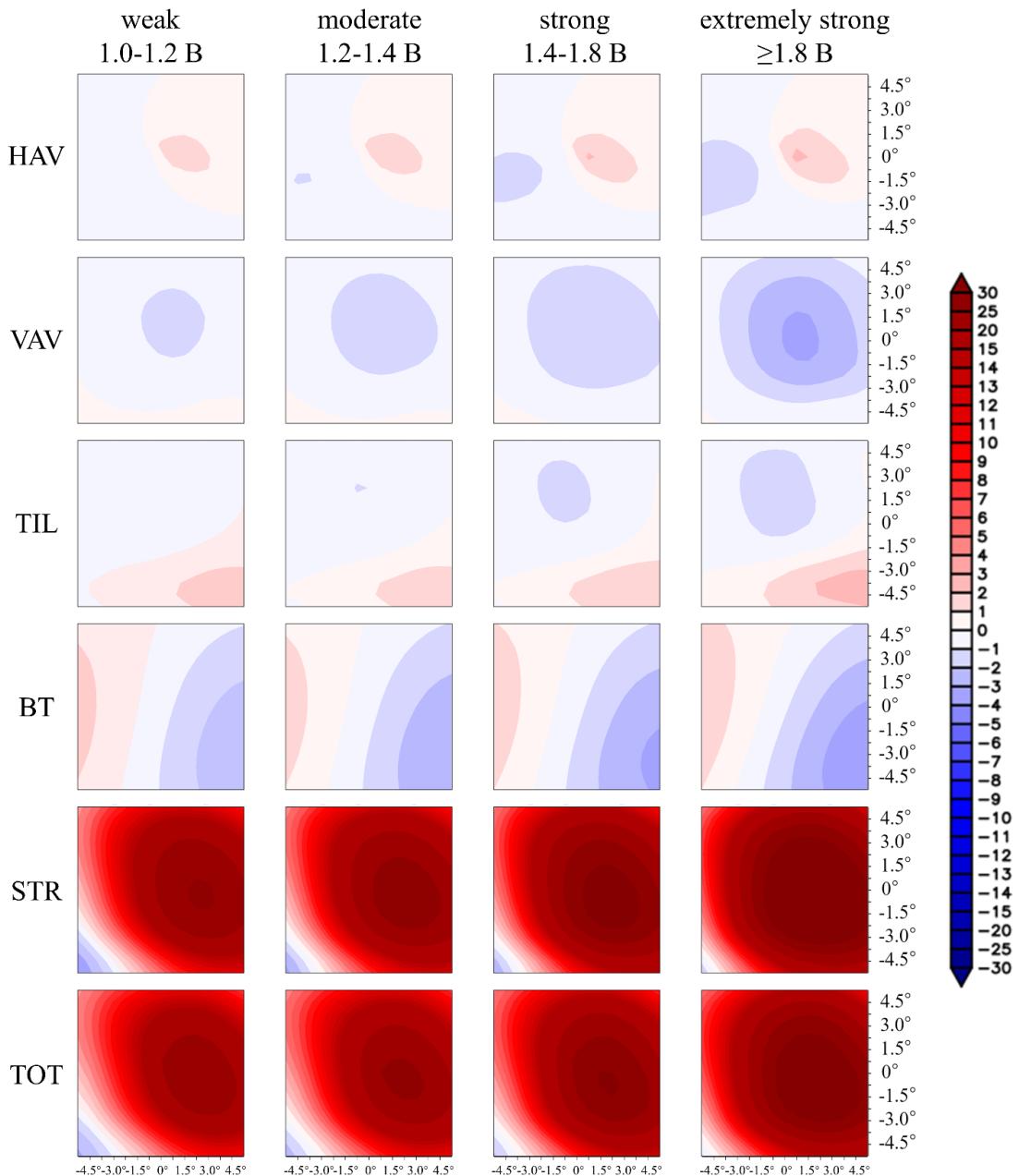


图 4.8 不同强度的 PAT 爆发气旋在 900 hPa 层次的各项涡度收支的拉格朗日合成（单位： 10^{-10} s^{-2} ）

Figure 4.8 Lagrangian composite of vorticity budget terms (units: 10^{-10} s^{-2}) for different types of PAT ECs at the level of 900 hPa.

与 900 hPa 相比，在 750 hPa 的涡度收支具有以下不同（图 4.9）：该层的 TOT 小于 900 hPa，表明其涡度的增长缓于 950 hPa，750 hPa 的 STR 显著弱于 900 hPa，表明该层的辐合强度大大弱于 950 hPa，这是其 TOT 显著偏弱的主要原因。HAV 项强度大于 900 hPa（该层风速更强），分布与之类似，总体为正作用，

有利于涡旋增强。VAV 为强度较强的正值，对应了较强的由底层向高层的气旋式涡度输送，有利于 750 hPa 涡度的增加。750 hPa 层的 TIL 强于 900 hPa，主要为负作用。

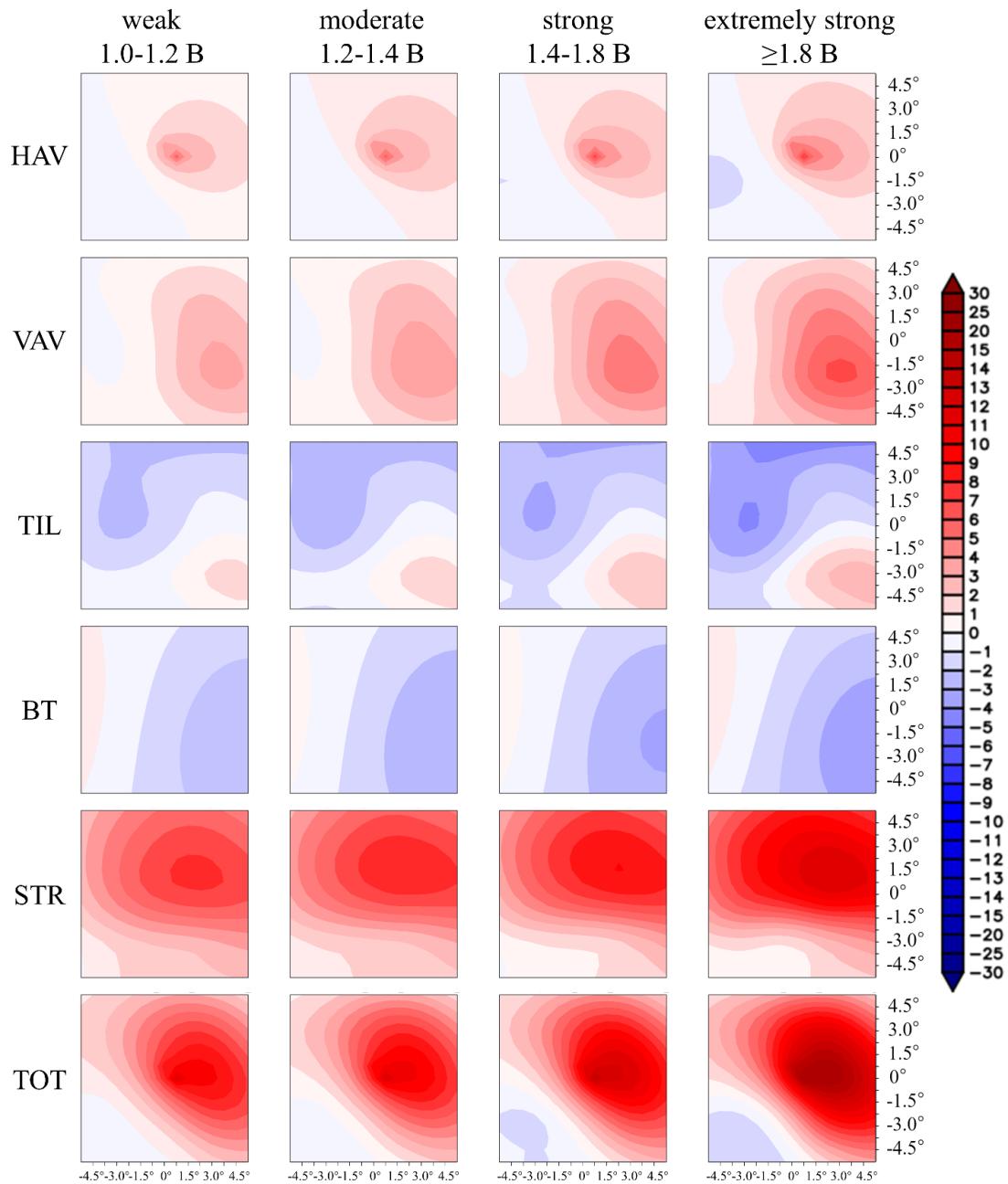


图 4.9 不同强度的 PAT 爆发气旋在 750 hPa 层次的各项涡度收支的拉格朗日合成（单位： 10^{-10} s^{-2} ）

Figure 4.9 Lagrangian composite of vorticity budget terms (units: 10^{-10} s^{-2}) for different types of PAT ECs at the level of 750 hPa.

各强度 AAT 爆发气旋的 900 hPa 涡度收支的分布与 PAT 爆发气旋类似（图 4.8，图 4.10），只是在合成区域的西南部未存在较强的辐散区域。总体而言，STR 对各强度气旋的快速发展起着主导作用。在 900 hPa，AAT 爆发气旋 TOT 的峰值较 PAT 爆发气旋略大（图 4.10），而在 750 hPa，AAT 爆发气旋在快速发展期的 TOT 峰值比 PAT 爆发气旋略弱（图 4.9，图 4.11），这表明在该层次内，PAT 的气旋式涡度增长更快。对于强和超强类爆发气旋，PAT 爆发气旋的 VAV 和 STR 要强于 AAT 爆发气旋，反映出前者的垂直运动和低层辐合要强于后者，这与 PAT 爆发气旋的垂直伸展比 AAT 爆发气旋略高、地面风速比 AAT 爆发气旋略大的统计结果相一致（图 3.4，图 3.12）。

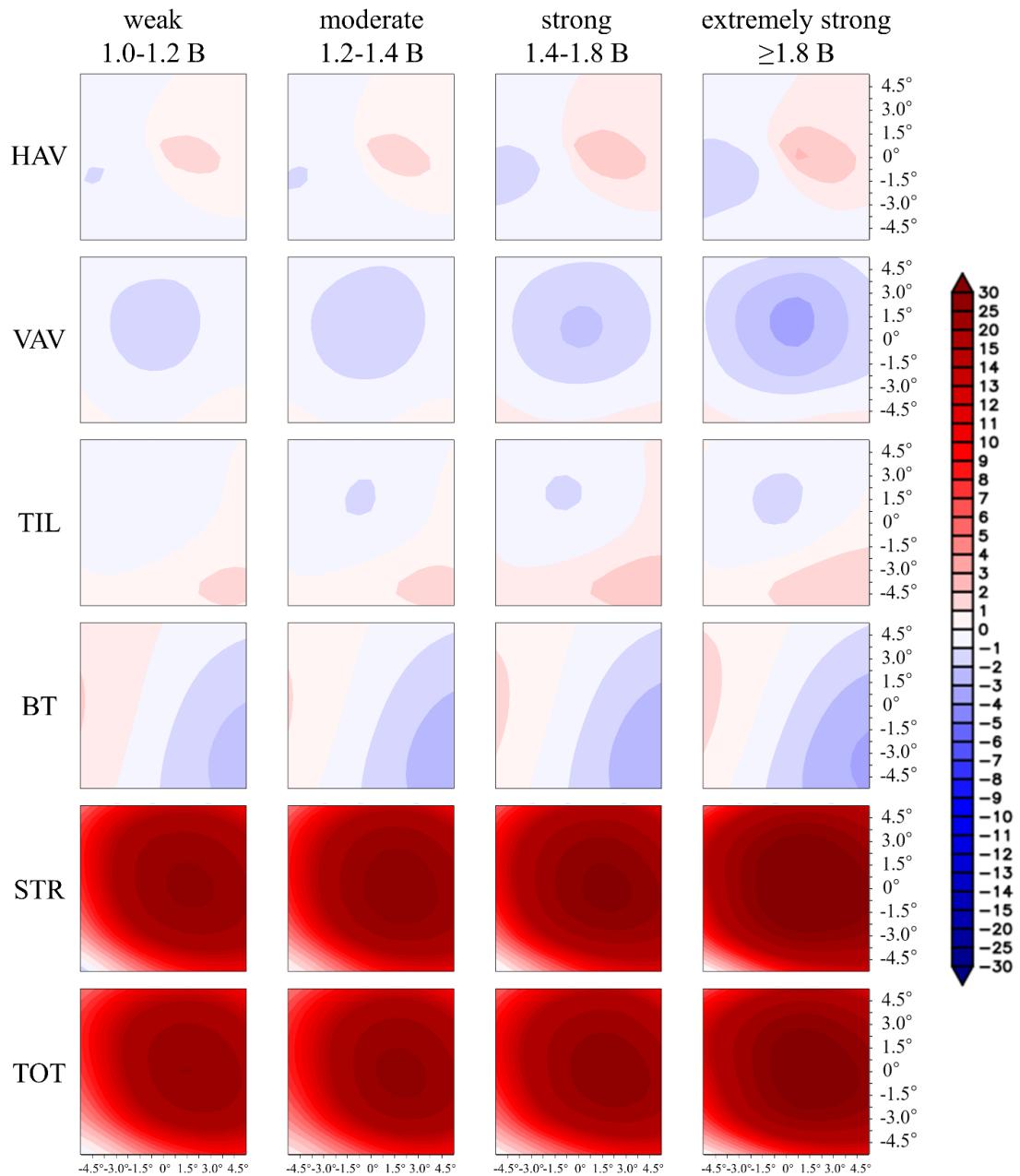


图 4.10 不同强度的 AAT 爆发气旋在 900 hPa 层次的各项涡度收支的拉格朗日合成（单位： 10^{-10} s^{-2} ）

Figure 4.10 Lagrangian composite of vorticity budget terms (units: 10^{-10} s^{-2}) for different types of AAT ECs at the level of 900 hPa.

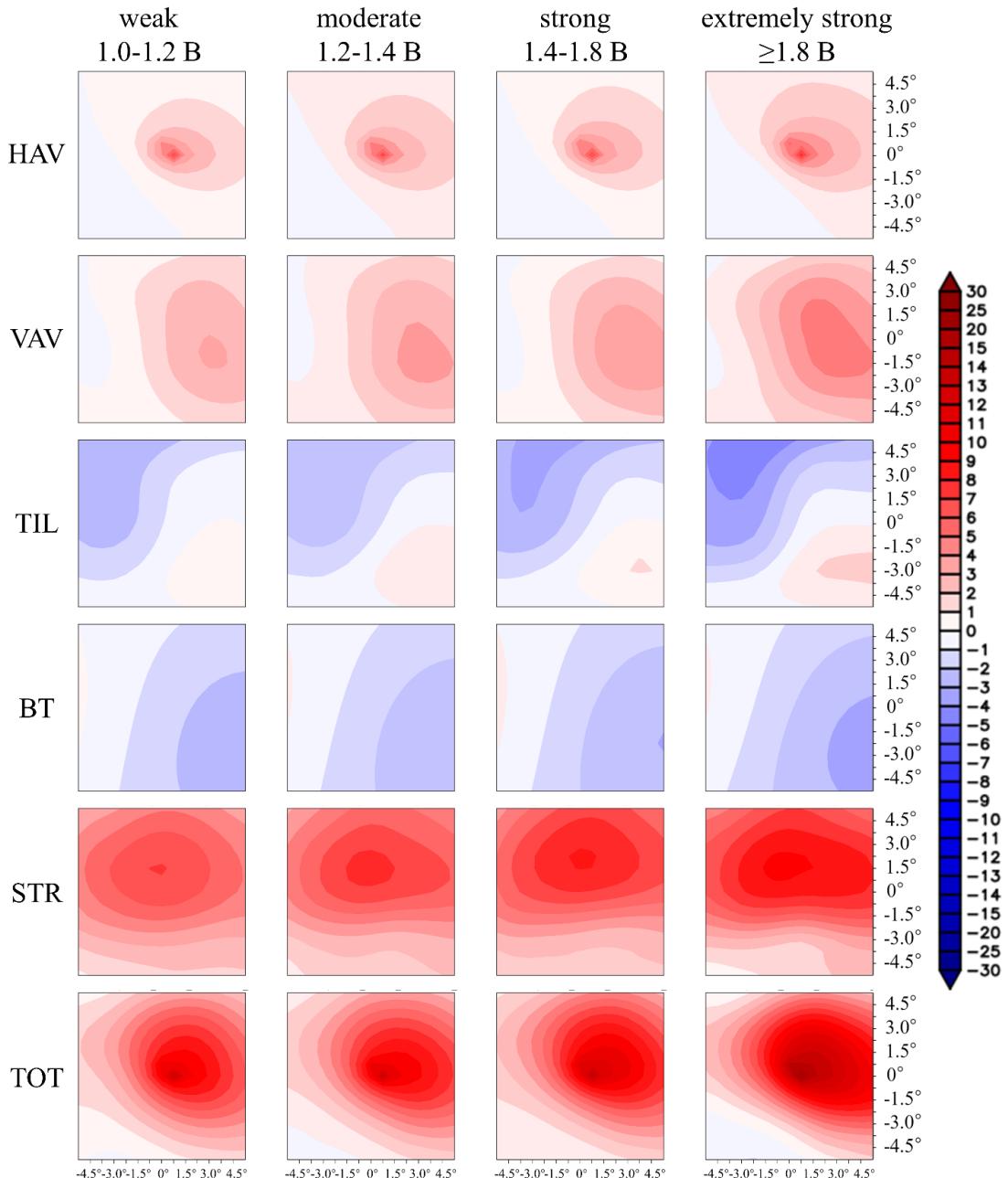


图 4.11 不同强度的 AAT 爆发气旋在 750 hPa 层次的各项涡度收支的拉格朗日合成（单位： 10^{-10} s^{-2} ）

Figure 4.11 Lagrangian composite of vorticity budget terms (units: 10^{-10} s^{-2}) for different types of AAT ECs at the level of 750 hPa.

图 4.12 和图 4.13 分别是不同强度的 PAT 和 AAT 爆发气旋涡度收支沿中心纬向平均的高度-纬度垂直剖面图。可发现，无论是 PAT 还是 AAT 爆发气旋，气旋中心区域在 500 hPa 以上均有较强的正 HAV，说明在气旋快速发展阶段，对流

层高层的水平涡度平流较强，对气旋在中高层的发展起到主导作用；VAV 在边界层以上至对流层顶均有较强的值，说明垂直输送对于涡旋在该层次内的发展十分重要，VAV 的大值中心偏向地面中心的北侧，反映了其发展的非均匀性；在气旋中心区域和北侧，TIL 项为负值，不利于气旋涡度增加，而气旋的南侧则与之相反；STR 在低层为正高层为负（0 线约位于 500 hPa），反映出气旋快速发展期低层辐合高层辐散的特征。

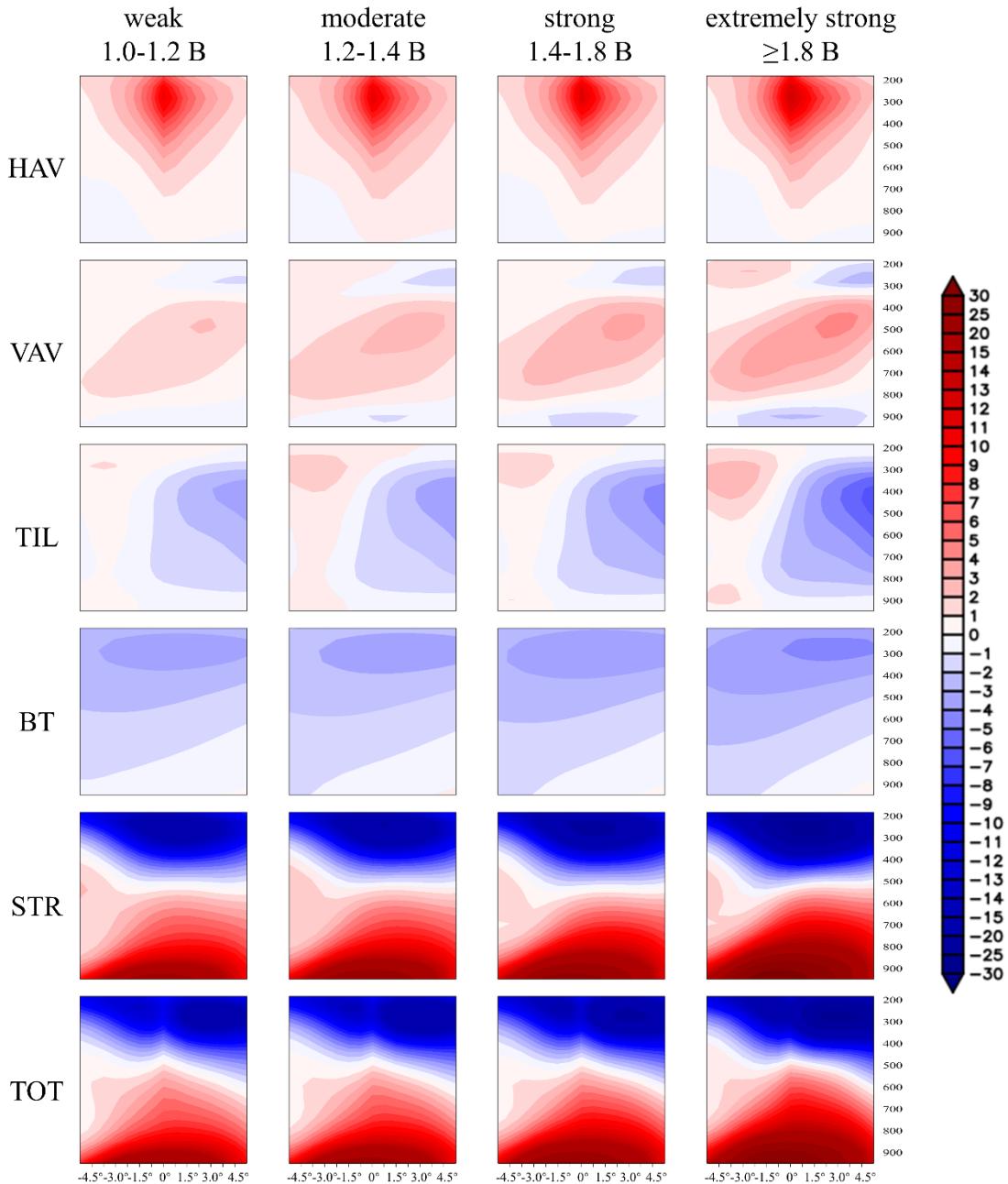


图 4.12 不同强度 PAT 爆发气旋涡度收支（单位： 10^{-10} s^{-2} ）的垂直剖面的拉格朗日合

成。其中 x 轴的正方向为北侧，负方向为南侧。

Figure 4.12 Lagrangian composite of height-latitudinal cross section of vorticity budget terms (units: 10^{-10} s^{-2}) for different types of PAT ECs.

PAT 和 AAT 爆发气旋涡度收支的垂直分布较为类似：随着强度的增强，各项收支项的强度有所增加。此外，PAT 爆发气旋的 VAV, TIL 略强于 AAT 爆发气旋，BT 项弱于 AAT 爆发气旋，这主要是由于两类气旋的三维风场差异所致。

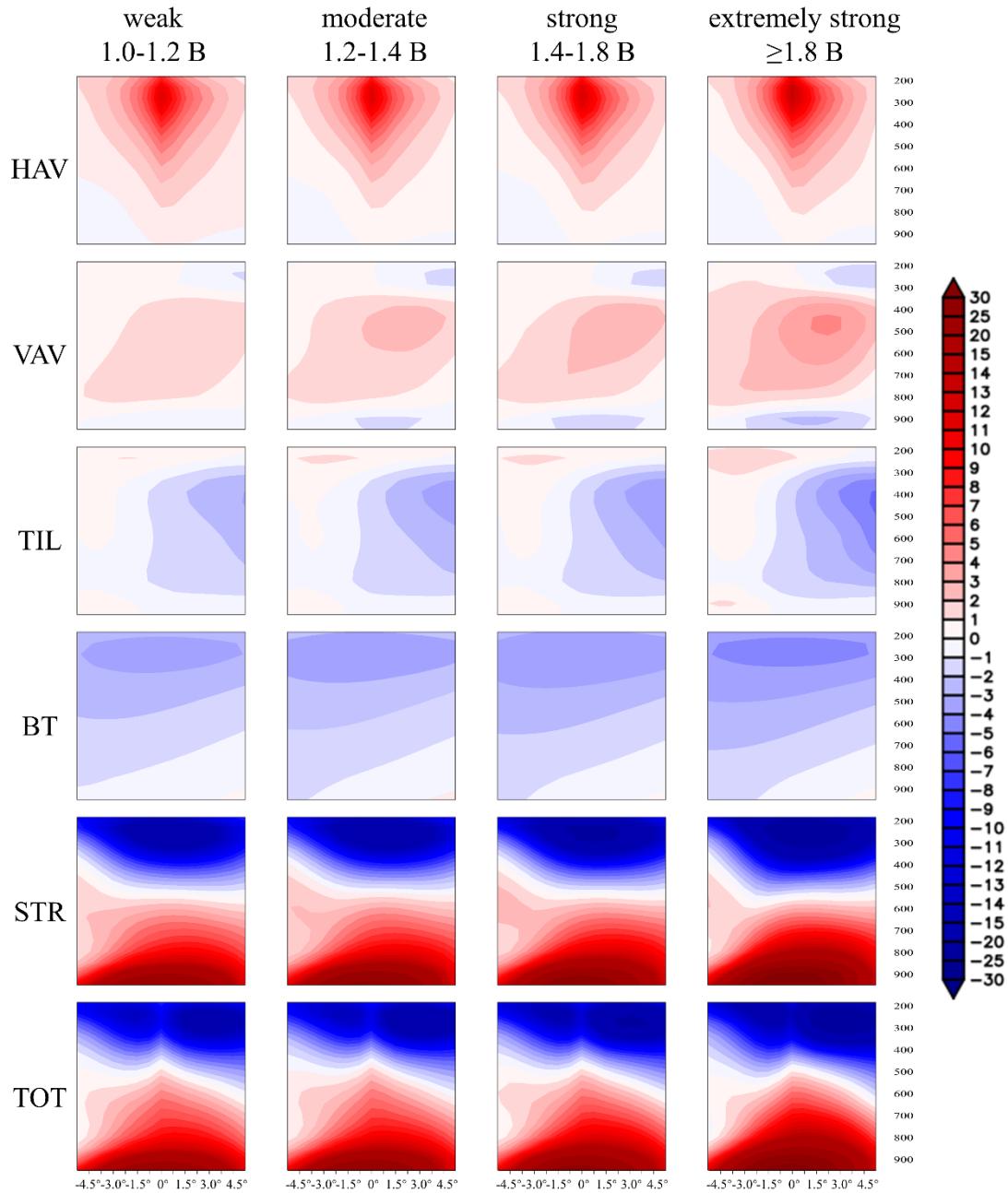


图 4.13 不同强度 AAT 爆发气旋涡度收支 (单位: 10^{-10} s^{-2}) 的垂直剖面的拉格朗日合成。其中 x 轴的正方向为北侧, 负方向为南侧。

Figure 4.13 Lagrangian composite of height-latitudinal cross section of vorticity budget terms (units: 10^{-10} s^{-2}) for different types of AAT ECs. The positive direction of x-axis denotes the north side, and the negative direction shows the south side.

4.3 一次气旋的涡度收支分析

4.3.1 个例简介

如前所述，爆发气旋是一类深厚的温带气旋，气旋的垂直伸展与垂直速度具有显著的对应关系。本节将基于爆发气旋的典型个例，研究爆发气旋向上伸展的内在机理。2018年11月13日至17日，北大西洋地区发生一次极端强度爆发气旋事件。在气旋生命史期间，其垂直伸展达到了对流层顶层，其伴随的强冷平流带来了加拿大东北地区的暴雪，大风等极端天气，在 Twillingate 站观测的最大风速可达到 39.7 m s^{-1} 。此次气旋向上伸展的速度非常快，气旋顶层在 21 小时内上升了 650 hPa(从 850 hPa 上升到 200 hPa)，平均伸展速度(定义为 VSS, 即 vertical stretching speed) 高达 30.1 hPa h^{-1} ，远大于普通的温带气旋：例如，引发 2016 年北京“7·20”暴雨的强气旋，其 VSS 约为 20.2 hPa h^{-1} (Li 等., 2019)；引发 2013 年 6 月长江流域一次强降水的气旋，其 VSS 约为 16.6 hPa h^{-1} (Fu 等., 2015)。本文将以本次快速发展的爆发气旋为对象，利用 WRF 数值模拟和涡度收支方程，研究此次气旋快速向上伸展的机理，以期深化我们对爆发气旋快速发展的认识。

4.3.2 资料和方法

本研究使用集成 GPM 多卫星反演降水 (The Integrated Multi-satellitE Retrievals for GPM, IMERG) 数据，用于描述与气旋相关的降雨事件并用于评估模式的模拟效果。该数据组合了来自 GPM 卫星星座的信息来估计地球表面的降水量 (Huffman 等., 2019)。使用的数据版本为 GPM IMERG Final Precipitation L3 Half Hourly $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ V06 产品。使用哥白尼气候变化服务中心 (C3S, 2017) 提供的 ERA5 数据集 (Hersbach 等., 2020)，用于初始化模型并提供侧向边界条件。该数据集的时间间隔为 1 小时，水平分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 。

使用 WRF-ARW 4.1.4 模式 (Skamarock 等., 2019)，对该气旋进行模拟。模拟使用双重嵌套网格，其中内外层网格的水平分辨率分别是 3 km 和 15 km，垂直方向 50 层，其中顶层高度 50 hPa。该模式使用 Kain–Fritsch 积云参数化方案 (Kain, 2004) (仅在外层 15 km 分辨率网格使用)，the revised MM5 Monin–Obukhov 表面层方案 (Jiménez 等., 2012)，Thompson V3.1 graupel 方案 (Thompson 等., 2008)，Yonsei University 行星边界层方案 (Hong 等., 2006)，the unified Noah

陆面模式 (Chen 和 Dudhia, 2001), 使用 Dudhia (1989) 的短波辐射方案, 和快速辐射传输模型 (Rapid Radiative Transfer Model, RRTM) (Mlawer 等., 1997) 的长波辐射方案。模拟的时段是从 2018 年 11 月 15 日 0000 UTC 到 11 月 17 日 0000 UTC, 模拟时长 48 h, 完整包括了气旋的快速发展过程。此外, 由于气旋的垂直伸展和气旋顶层高度处气块的平均垂直速度紧密相关, 我们定义了 RVV (ratio of the vertical velocity to the cyclone's VSS), 表示这个平均垂直速度与 VSS 之比。本节使用的涡度收支方程及各项定义同 4.2.1.2 节。需要指出的是, 为了便于分析, 对于每个时刻的气旋, 以其地面气压中心 700 km 半径范围内的圆形区域的涡度收支进行平均。

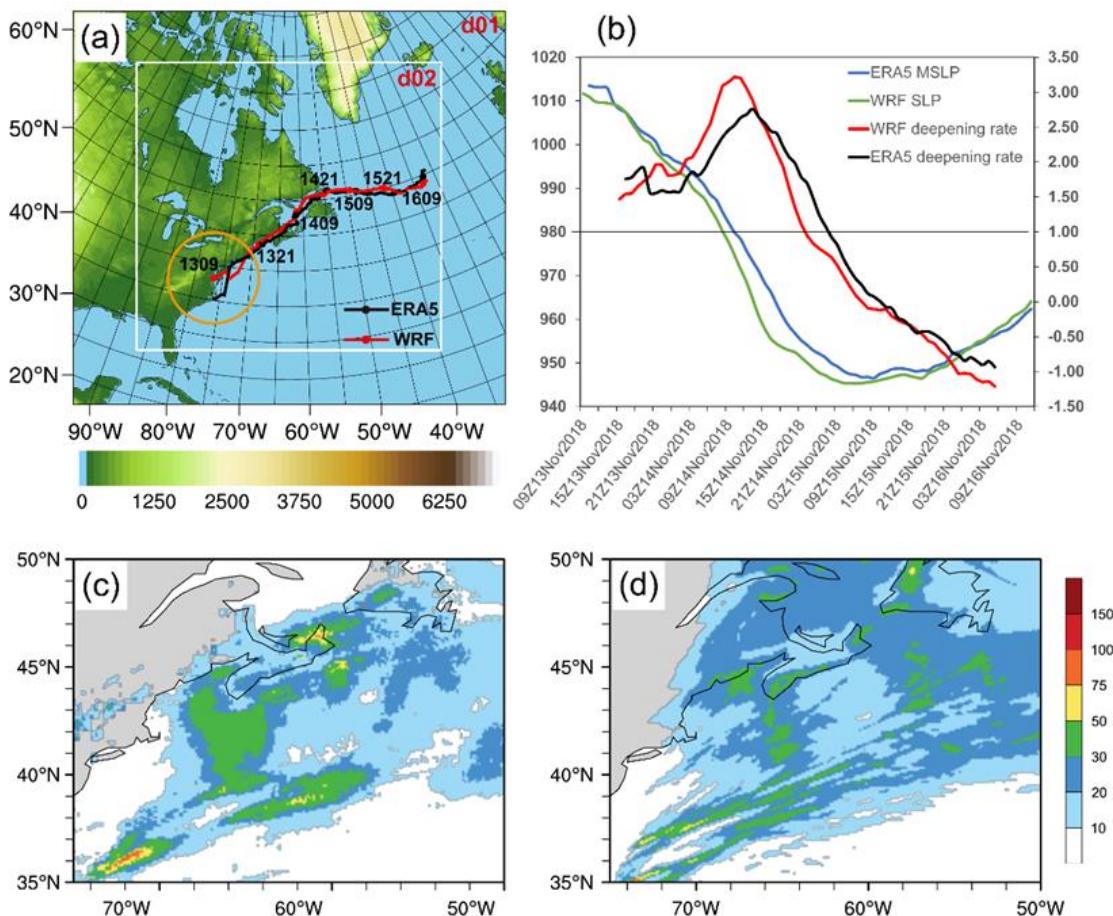


图 4.14 (a)WRF 模拟区域的设置, 其中红线和黑线分别表示 WRF 模拟和 ERA5 再分析数据推导的气旋轨迹。橙色圆圈表示气旋中心附近 700 km 半径的区域。(b) 显示了 WRF 模拟和 ERA5 数据得到的气旋中心气压 (单位: hPa) 和加深率 (单位: Bergeron) 的演

变。(c)和(d)分别显示了从 11 月 13 日 1500 UTC 到 15 日 1400 UTC GPM 和 WRF 模拟的

累积降水

Figure 4.14 Panel (a) shows the two domains used for WRF simulation, with the red and black lines representing the cyclones' tracks derived from WRF simulation and ERA5 reanalysis, respectively. The orange circle shows the central region of the cyclone with a radius of 700 km. Panel (b) shows the central pressure (represented by sea level pressure; units: hPa) and deepening rates (units: Bergeron) of the cyclones determined by WRF simulation and ERA5 reanalysis. Panel (c) shows the accumulated precipitation (shaded, units: mm) during the period from 1500 UTC 13 to 1400 UTC 15 November in GPM data. Panel (d) is the same as (c) but for WRF simulation.

4.3.3 模式验证和个例概况

4.3.3.1 模拟效果验证

如图 4.14a 所示, WRF 模拟的爆发气旋在 2018 年 11 月 13 日 0900 UTC 形成, 比 ERA5 早约 1 小时。模拟成功地再现了气旋东北方向移动的轨迹, WRF 模拟轨迹和 ERA5 轨迹之间平均距离偏差小于 90 km (相当于气旋平均半径的 13%)。WRF 模拟和 ERA5 再分析的气旋中心气压的变化特征较为一致(图 4.14b), 两者之间的最大差异为约 10.7hPa。模拟的气旋的最大加深率比 ERA5 数据的最大加深率大 (偏大约 0.5 Bergeron), 最大加深时刻比 ERA5 数据提前了约 3 小时 (图 4.14b)。对比气旋向上伸展期间 (13 日 1500 UTC 到 15 日 1400 UTC) 的累积降水量可以发现, 整个模拟区域降水的空间分布与 GPM 降水的空间相关系数为 0.64。虽然在目标区域降水存在一些差异, 但模式从降水强度、中心和分布等方面捕捉到了 GPM 降水的主要特征 (图 4.14c-d)。综上所述, 模式结果合理地再现了该气旋的主要特征, 可用于进一步的研究。

4.3.3.2 个例概况

气旋于 2018 年 11 月 13 日 0900 UTC 形成 (图 4.14a), 在 11 月 14 日 1000 UTC 达到最大加深速率 3.22 Bergeron (图 4.14b), 在 11 月 15 日 0600 UTC 中心气压最低 (945.3 hPa), 并在 11 月 15 日 1400 UTC 向上伸展至最高层次 150 hPa。

11月16日0300 UTC，其中心附近最大地面风速为 37.3m s^{-1} ，出现在 45.19°N , 38.40°W （图4.15b）。随着气旋的发展，气旋在900 hPa高度的平均涡度先迅速增加，在气旋伸展达到300 hPa后变化缓慢（图4.15c）。气旋在900 hPa高度的平均涡度的变化与气旋顶层高度的变化一致，相关系数为-0.95。在气旋顶层达到最高层次150 hPa时（11月15日1400 UTC），气旋在900 hPa高度的平均散度主要为负（图4.15d），这意味着在气旋较低层次有入流。然后，在气旋达到最大垂直伸展后，气旋平均900 hPa散度变为正，说明在低层主要为出流。

综上所述，气旋的垂直范围与其低空涡度和中心气压的变化密切相关（相关系数分别为-0.95和0.88）。相比之下，气旋垂直范围与其最大表面风速之间的关系并不显著。

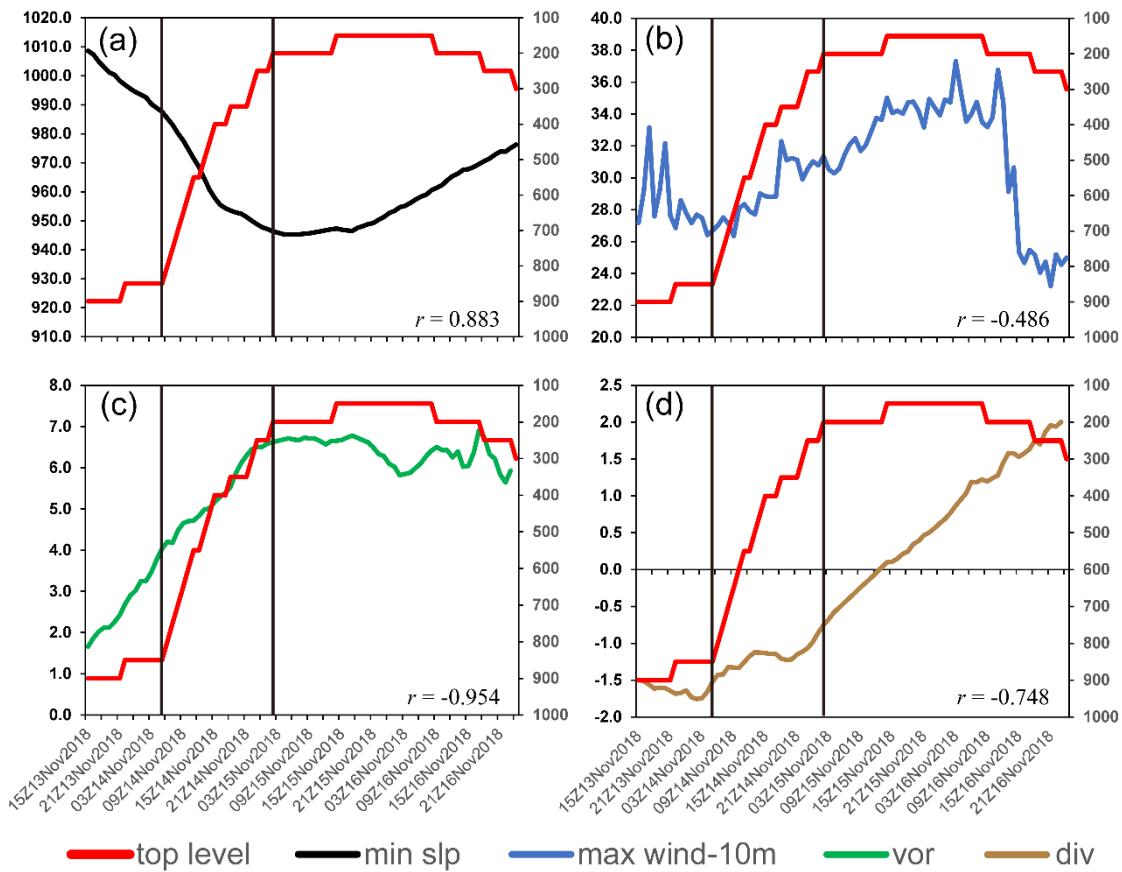


图4.15 (a) 气旋最低中心气压（黑线，单位：hPa）、(b) 最大表面10 m风速（蓝线，单位： m s^{-1} ）、(c) 900 hPa的气旋平均涡度（绿线，单位： 10^{-5}s^{-1} ）和(d) 气旋在气旋生命周期中900 hPa的平均散度（棕色线，单位： 10^{-5}s^{-1} ），其中红线代表气旋的顶层高度（单位：hPa），数字为变量与气旋顶层高度的相关系数。黑竖线表示气旋的快速伸展阶段（第二阶段）

Figure 4.15 The cyclone's minimum central sea level pressure (the black line, units: hPa) (a), maximum surface 10-m wind speed (the blue line, units: m s^{-1}) (b), cyclone-averaged vorticity at 900 hPa (green line, units: 10^{-5} s^{-1}) (c), and cyclone-averaged divergence at 900 hPa (brown line, units: 10^{-5} s^{-1}) during the cyclone's lifecycle, where the red line represents cyclone's top level (units: hPa), and the number shows the correlation coefficient between the variable shown in the panel and cyclone's top level. The black lines indicate the cyclone's fast stretching period.

4.3.4 爆发气旋向上伸展的主要特征和主导机制

4.3.4.1 主要特点

本气旋的快速发展期 (≥ 1 Bergeron) 为 2018 年 11 月 13 日 1500 UTC 至 14 日 2100 UTC (约 30 小时)，其中气旋顶层快速向上伸展阶段为 13 日 1500 UTC 至 15 日 1400 UTC。根据 VSS 的变化，将气旋的垂直伸展期划分为三个阶段 (图 4.16)。在第一阶段 (11 月 13 日 1500 UTC—14 日 0500 UTC)，气旋在 14 小时内顶层层次从 900 hPa 上升到 850 hPa，平均 VSS 约为 -0.1 Pa s^{-1} ，远小于气旋顶层的平均速度 (-1.9 Pa s^{-1}) (图 4.16a)。这一阶段的 RVV 值为 19.6，说明垂直平流不是导致气旋向上扩展的关键因素。在这一阶段，气旋顶层的涡度由负逐渐转变为正 (图 4.16b)，说明气旋顶层的气旋式风场逐渐加强；在气旋顶层仍保持较强的辐合 (图 4.16c)，表明在这一阶段气旋整层的特征都是均匀流入 (气旋较浅)。气旋顶层的位势高度离差保持相对较小的负值 (图 4.16d)，表明气旋在这一阶段强度较弱。

在第二阶段 (11 月 14 日 0500 UTC—15 日 0200 UTC)，气旋进入快速向上伸展 (图 4.16)，在此期间，气旋的顶层层次在 21 小时内上升了 650 hPa (平均 VSS 约为 -0.86 Pa s^{-1})。同时，气旋顶部的上升运动先迅速增加，然后缓慢下降，其平均值约为 -2.4 Pa s^{-1} (图 4.16a)。这一阶段的 RVV 为 2.84，远小于第一阶段的 RVV。气旋顶层的平均涡度 (图 4.16b) 与爆发气旋向上伸展的层次一致 (相关系数为 -0.93)。这是因为在爆发气旋顶层有一个显著的气旋式风场，它能有效地反映气旋向上的伸展。在这一阶段，爆发气旋顶层从辐合迅速变为辐散 (图 4.16c)，这表明在爆发气旋的顶层，随着气旋垂直伸展，由流入变为流出。位势

高度离差的绝对值迅速增加（图 4.16d），与气旋的快速发展相一致。

在第三阶段（11月15日0200 UTC—15日1400 UTC），气旋的顶层层次缓慢上升到 150 hPa，平均 VSS 为 -0.12 Pa s^{-1} 。气旋顶层的垂直运动较弱（图 4.16a），小于 VSS，其 RVS 为 0.19。这与前两个阶段有明显不同，说明强烈的上升运动是气旋向上扩展的有利条件。在这一阶段，气旋顶层的涡度、散度和位势高度离差的绝对值保持较大水平且变化缓慢（图 4.16b-d），表明气旋已进入相对稳定的成熟期。

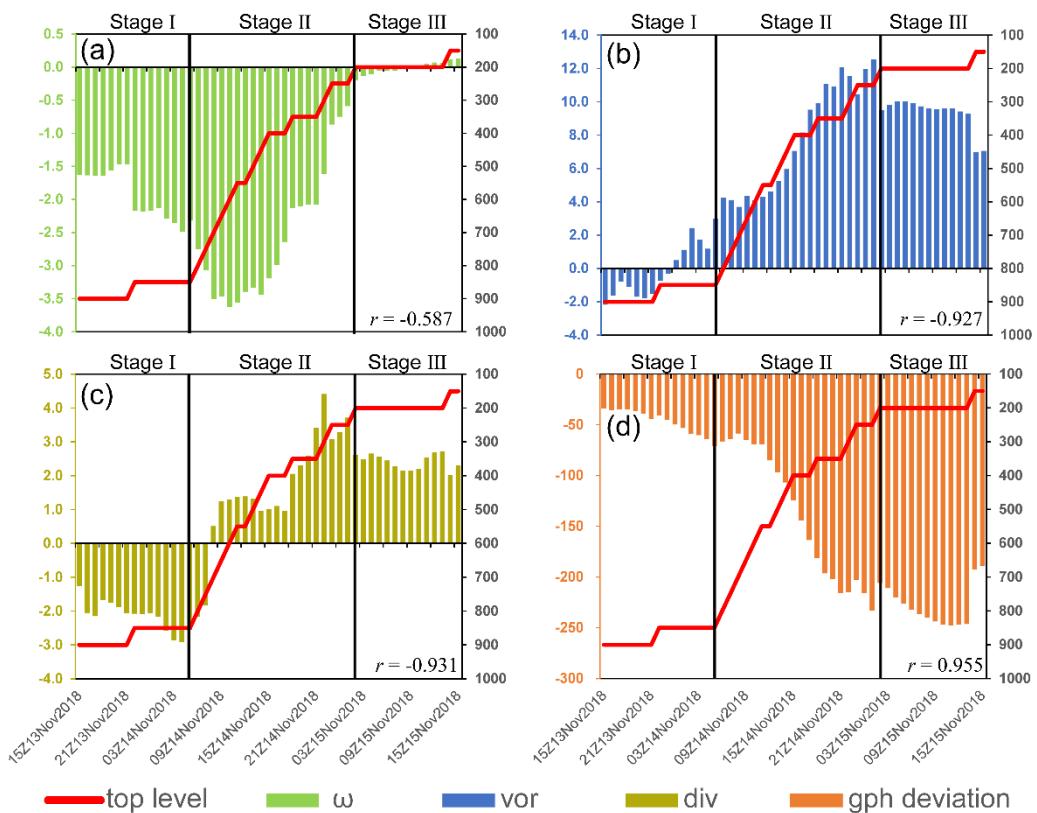


图 4.16 气旋向上伸展期间，气旋顶层的平均垂直速度（绿色柱，单位： Pa s^{-1} ）(a)、涡度（蓝色柱，单位： 10^{-5} s^{-1} ）(b)、散度（棕色柱，单位： 10^{-5} s^{-1} ）(c) 和位势高度偏差（橙色柱，单位：gpm）(d)，其中红线代表气旋的顶层（单位：hPa），数字表示在气旋垂直伸展期间，变量与气旋顶层高度的相关系数。黑线表示第一阶段到第三阶段

Figure 4.16 The cyclone-averaged vertical speed (the green bars, units: Pa s^{-1}) (a), vorticity (blue bars, units: 10^{-5} s^{-1}) (b), divergence (brown bars, units: 10^{-5} s^{-1}) (c), and geopotential-height deviation (orange bars, units: gpm) (d) at the cyclone's top level during its upward

extending period, where the red line represents cyclone's top level (units: hPa), and the number shows the correlation coefficient between the variable shown in the panel and cyclone's top level during the cyclone's vertical extending period. The black lines mark stages I–III.

4.3.4.2 导致气旋向上伸展的机制

如第 3.4.1 节所述, 爆发气旋顶层的涡度可以有效地反映其向上伸展。本节使用气旋平均涡度收支 (Kirk, 2003) 来研究导致气旋向上伸展的机制。在分析之前, 对方程 (4.1) 的平衡性进行检查, 结果表明, 平均而言, 方程 (4.1) 右侧的 TOT 与左侧局部时间导数的比约为 1.12。这意味着方程的整体平衡性很好, 因此适合于进一步的分析。

在第一阶段, TOT 项由负变正 (主要是由于 HAV 的符号变化和 STR 的增强), 表明气旋顶层的正涡度由减小变为增加。在 TOT 变为正值后, 气旋顶层高度开始从 900 hPa 上升到 850 hPa(图 4.17a)。在这一阶段, 与气旋顶部辐合 (STR) (图 4.17b) 和涡度垂直输送 (VAV) (图 4.17b) 相关项导致气旋向上伸展。水平平流对气旋向上发展的作用一开始为负, 随后为作用正 (图 4.17a), 总的作用为负。TIL 项对气旋向上伸展主要作用为负 (图 4.17c)。

在第二阶段, TOT 项处于一个很强的正值 (图 4.17a), 这表明在气旋顶层的涡度迅速增加, 导致气旋迅速向上伸展。如图 4.17a 所示, 在这一阶段, 水平涡度平流 (HAV) 起主导作用 (贡献率为~164%), 这意味着从外部的净涡度输送非常重要。从图 16e-f 可以看出, 输送到气旋区的正涡度主要来自气旋西侧的短波槽中心区。爆发气旋西部边界西风和西北风的输送作用最大。垂直涡度输送 (VAV) 占 TOT 的 11% (图 4.17b), 是气旋向上扩展的第二有利因素。相反, 由于气旋顶层的较强的辐散而导致的负 STR (图 4.16c) 是气旋垂直伸展的最不利因素 (贡献率为-51%)。倾斜效应首先产生负涡度, 然后产生气旋性涡度 (图 4.17c), 净效应为负 (-4%)。

在第三阶段, 爆发气旋顶层层次的 TOT 迅速下降, 并由正变为负(图 4.17a)。这表明, 气旋向上扩展的有利条件消失了, 气旋顶层没有明显变化。在这一阶段, HAV 和 TIL 有助于维持气旋顶层的气旋涡度, 而由于辐散导致的负 STR 是对气

旋加深的最不利因素。由于气旋顶层的垂直速度接近于 0 (图 4.16a), VAV 大约为 0, 这对气旋式涡度的维持影响可以忽略。

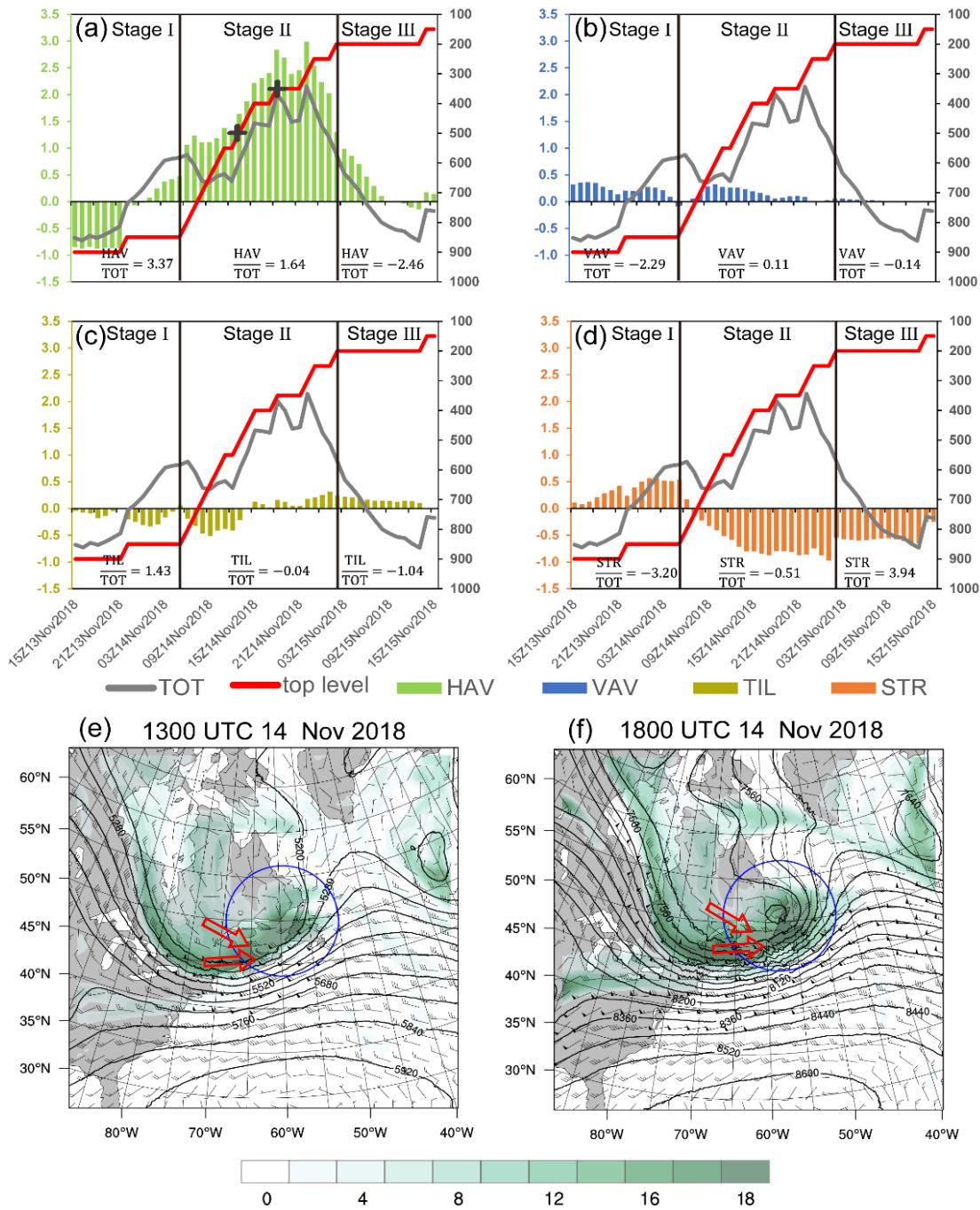


图 4.17 在气旋向上伸展期间, 气旋平均 HAV(a) (绿色条, 单位: 10^{-9}s^{-2})、VAV(b) (蓝色条, 单位: 10^{-9}s^{-2})、TIL(c) (棕色条, 单位: 10^{-9}s^{-2}) 和 STR(d) (橙色条, 单位: 10^{-9}s^{-2}), 其中红色和灰色线分别代表气旋的顶层 (单位: hPa) 和 TOT (单位: 10^{-9}s^{-2})。a-d 中的竖黑线显示了第一到第三阶段, 此外标明了各项在各阶段的相对贡献 (仅在第二阶段中 TOT 为正值)。e-f 分别显示 500 hPa 和 350 hPa 的水平风、位势高度 (黑线, 单位:

gpm) 和涡度 (阴影, 单位: 10^{-5} s^{-1}) [a 中的黑色“+”表示 e 和 f 对应的时间], 蓝色圆圈 (半径为 700 km) 标记气旋的中心区域, 红色箭头显示主要的涡度输送

Figure 4.17 The cyclone-averaged HAV (the green bars, units: 10^{-9} s^{-2}) (a), VAV (the blue bars, units: 10^{-9} s^{-2}) (b), TIL (the brown bars, units: 10^{-9} s^{-2}) (c), and STR (the orange bars, units: 10^{-9} s^{-2}) (d) at the cyclone's top level during its upward extending period, where the red and gray lines represent cyclone's top level (units: hPa) and TOT (units: 10^{-9} s^{-2}), respectively. The black lines in panels (a)–(d) mark stages I–III, and the relative contributions during stages I–III are shown (only in stage II TOT is positive). Panels (e)–(f) show the horizontal wind, geopotential height (black s, units: gpm), and vorticity (shaded, units: 10^{-5} s^{-1}) at 500 hPa and 350 hPa, respectively [black crosses in panel (a) show the corresponding time], where blue circles (radii are 700 km) mark the EEC's location, and the red open arrows show the input transport of cyclonic vorticity

4.4 小结

爆发气旋是温带气旋中发展最迅速的一个类别, 致灾性极强。目前对其发展机理的研究多为个例研究, 较少从共性上对爆发气旋发展机理进行研究。此外, 有关爆发气旋垂直伸展的研究较少, 相关机理尚不明确。本章使用涡度收支方程, 对近 40 年北半球爆发气旋进行了收支计算, 并根据强度和生命史分别进行了拉格朗日合成分析, 从而从共性上探讨了爆发气旋快速发展的主要机制。此外, 通过对一次典型爆发气旋的模拟与诊断, 确定了爆发气旋快速向上伸展的主要机理。结果表明:

(1) 爆发气旋的地面中心气压与 750 hPa 的平均涡度对应关系最好。750 hPa 的平均涡度可以间接反映出气旋的强度。涡度收支表明, 造成气旋 750 hPa 涡度迅速增加的主要贡献是伸展项, 这主要是由辐合作用所致。在气旋快速发展期间, 对流层高层的水平涡度平流、对流层中高层的垂直涡度平流具有较强的正贡献, 对气旋在该层次内的快速发展十分重要。在气旋接近消亡时刻, 气旋的局地涡度变化项显著减弱, 气旋继续维持的有利条件消失。强度越强的爆发气旋, 各涡度收支项强度越大。PAT 和 AAT 爆发气旋相比, PAT 爆发气旋在 750 hPa 层次的辐

散项强于 AAT 爆发气旋，垂直涡度平流大于 AAT 爆发气旋；在 900 hPa 层次则有所不同：AAT 的辐散项强于 PAT 爆发气旋，垂直涡度平流小于 PAT 爆发气旋。

(2) 对北美东部一个快速伸展爆发气旋的数值模拟和涡度收支分析表明，爆发气旋的垂直伸展与其地面中心的海平面气压和低空涡度具有一致的变化特征。爆发气旋顶层的气旋式涡度可以有效地反映其向上的伸展。涡度收支表明，由爆发气旋上游高空槽输送来（主要由西风和西北风输送）的气旋性涡度是气旋快速向上伸展的主导因子，涡度的垂直输送是第二个主导因子，而气旋顶层附近的辐散则在一定程度上延缓了气旋的向上伸展。

第 5 章 爆发气旋的主要影响因子

5.1 引言

如前所述，地形、海温梯度、潜热等因子均可对爆发气旋的快速发展及主要特征产生一定影响（Chen 等., 1992; Sanders., 1986; Iwao 等., 2012）。数值敏感性试验是相关研究的主要手段之一，前人利用该方法研究了感热（Chen 和 Dell'Osso; 1987）、潜热（Hirata 等., 2015）、地形特征（Yamamoto, 2012）、海表温度（孙柏堂 等., 2018）、高空急流变化（Kuwano-Yoshida 和 Asuma, 2008）等不同因子对爆发气旋演变的影响。然而，目前关于不同影响因子对爆发气旋大风和垂直伸展影响的研究较为罕见，相关机制尚不明确。基于此，本章拟利用数值模式 WRF 对海温、地形、和冰雪覆盖（全球变暖背景下积雪覆盖在逐年减少）三个影响因子开展数值敏感性试验，并对模拟结果进行对比动力诊断，从而揭示上述三个因子对爆发气旋主要特征的影响及其内在机理。

5.2 资料和方法

5.2.1 使用数据

使用欧洲中心的 ERA5 再分析数据（Hersbach 等., 2020）驱动 WRF 数值模式，该数据基于 IFSCycle41r2 的变分同化系统，同化了包括卫星辐射、臭氧、飞机观测和地面气压等多种数据。使用的数据的时间分辨率是 1 h，空间分辨率是 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ ，垂直层次 37 层，地面以下土壤层次 4 层。

5.2.2 试验设计

本研究使用 WRF-4.1.4 模式（Skamarock 等., 2019），以 4.3 节研究的爆发气旋为研究对象，设计敏感性试验，研究地形、海温、冰雪覆盖对气旋地面大风和垂直伸展的影响。其中，以 4.3 节的模拟结果为对照组（CTRL）。另外设计了地形（TER）、海表温度（SST）和冰雪覆盖（ICE）三组试验（表 5.1），TER 试验为将北美中东部地区（ $30^\circ\text{--}60^\circ\text{N}$, $92^\circ\text{--}55^\circ\text{W}$ ）的地形高度削减为原来的一半（图 5.1）；SST 试验为将海表温度用同年夏季（2018 年 7 月）的平均海表温度替换（图 5.2）；ICE 试验将冰雪覆盖和雪深均设置为 0（图 5.3）。所有试验的模拟起

始时间相同，均为 13 日 0000 UTC。其中，TER、SST、和 ICE 试验的模拟时长均为 72 h，均完整包括了气旋出现地面大风和垂直范围迅速向上伸展达到最高的阶段。模式的其它设置，如模式网格区域、参数化方案均与 CTRL 试验一致，详见 4.3.2 节。

表 5.1 数值试验设计

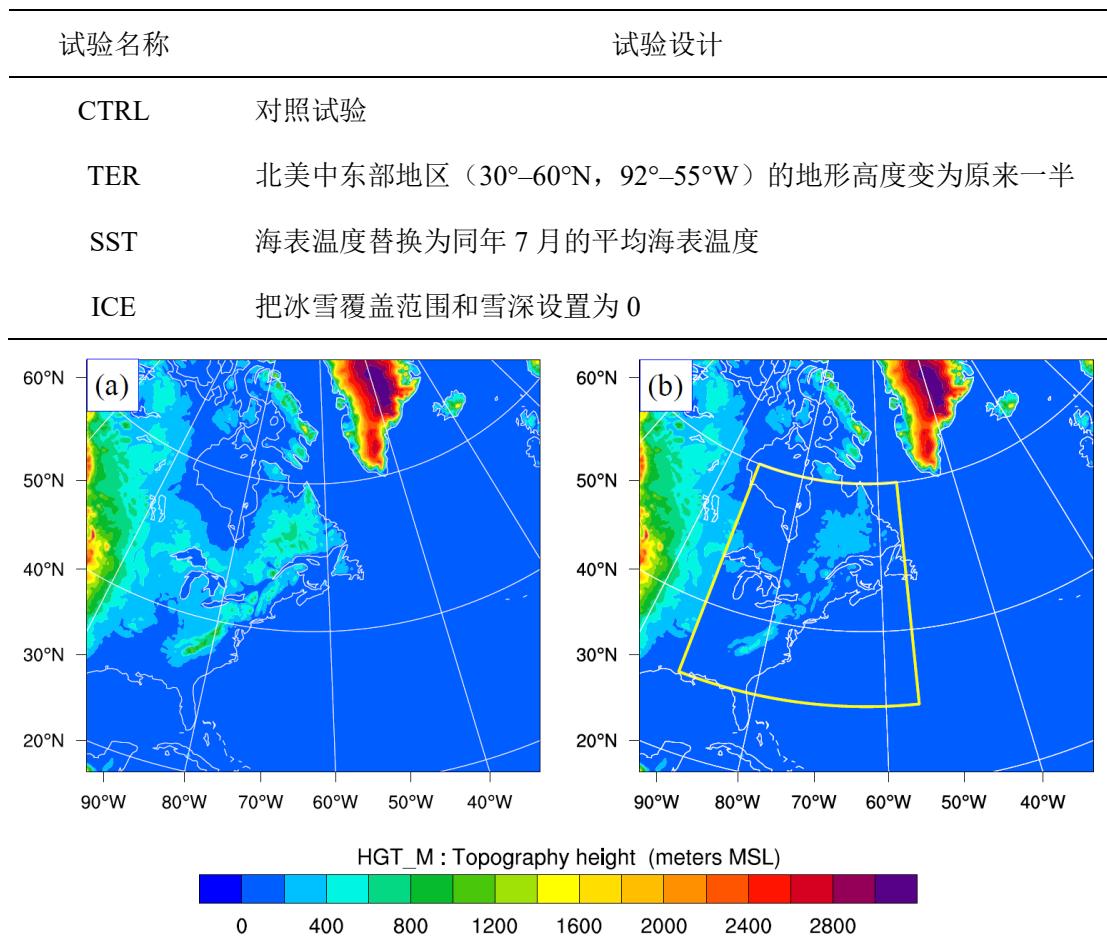
Table 5.1 Configuration for the numerical experiments.

图 5.1 (a) CTRL 试验地形高度 (单位: m); (b) TER 试验地形高度 (单位: m)，黄色框为改变地形的区域

Figure 5.1 Topography height (units: m) for (a) CTRL experiment and (b) TER experiment. The yellow polygons shows the area with modified topography height.

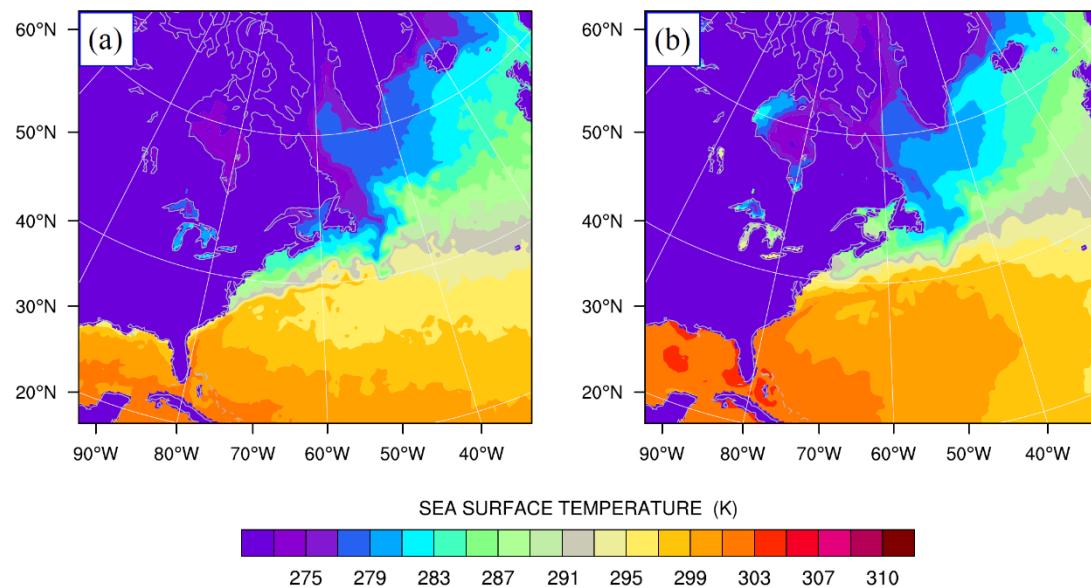


图 5.2 (a) CTRL 试验的海表温度 (单位: K); (b) ICE 试验的海表温度 (单位: K)

Figure 5.2 SST (units: K) for (a) CTRL and (b) ICE experiments, respectively.

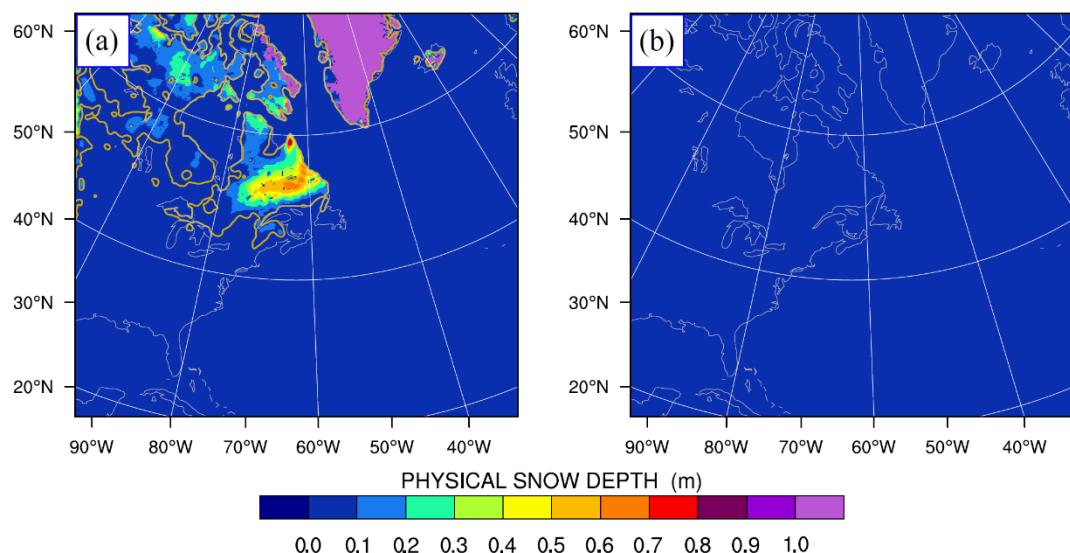


图 5.3 (a) CTRL 试验和 (b) ICE 试验的物理雪深 (阴影, 单位: m) 和冰雪覆盖范围 (橙色线)

Figure 5.3 Physical snow depth (shaded, units: m) and snow coverage (orange contour lines) for (a) CTRL and (b) ICE experiments, respectively.

5.3 试验结果

各组试验均模拟出了爆发气旋沿着北美东部阿巴拉契亚东侧边缘向东北方

向移入大西洋的轨迹（图 5.4a）。模拟的气旋中心气压变化趋势一致，除 SST 试验模拟的气旋中心气压偏低外，TER 和 ICE 试验的气旋中心气压与 CTRL 试验的中心气压差别细微（图 5.4b）。模拟时段内，气旋中心位置的偏移距离呈现波动特征，但各实验组的气旋中心位置相对 CTRL 试验的气旋中心位置偏移均小于 170 km（图 5.4c）。其中，ICE 试验的气旋中心位置偏差最小，其平均距离偏差为约 13.3 km，最大距离偏差为约 42.4 km；TER 试验的气旋中心位置偏差次之，平均距离偏差为约 32.2 km，最大距离偏差为约 68.4 km；SST 试验的气旋中心位置偏差最大，平均距离偏差为约 82.6 km，最大距离偏差为 161.3 km。就相对偏移的方位而言，各试验也呈现不同的特征：TER 试验模拟的气旋轨迹相对 CTRL 试验更偏上游（更偏西北），ICE 试验模拟的气旋轨迹与 CTRL 试验的位置较为相似，而 SST 试验模拟的气旋轨迹相比与 CTRL 试验距离明显偏向下游（更偏东南）（模拟时段的后期气旋中心相对 CTRL 短暂偏向上游）（图 5.4a）。由此可初步判断，改变海冰对爆发气旋路径的影响相对较小，而地形和海温对爆发气旋路径影响相对较大。削弱地形后，山脉背风侧的减压作用相对削弱，这可能是导致低压中心更偏向上游山脉一侧的原因之一。而较高的海温意味着低层有更多的潜热释放，有利于斜压性的位置和气旋上升运动，从而诱发出低压中心，这可能是导致气旋中心更偏向下游大洋侧的原因之一。

各组试验均模拟出了爆发气旋中心气压快速加深的趋势（图 5.4b）。ICE 和 TER 试验的中心气压相对于 CTRL 试验的中心气压差异不大。其中，ICE 试验的中心气压在气旋快速发展前期偏高于 CTRL 试验，后期偏低于 CTRL 试验，TER 试验的中心气压变化趋势则基本与之相反。而 SST 试验的中心气压在整个生命史时期均低于 CTRL 试验（图 5.4d），表明其强度更强，这与 Trenberth 等（2007）对飓风“卡特里娜”的敏感性试验结果类似，他们发现升高海表温度，气旋的海平面气压会下降，且最大地面风速增强。此外，无论是中心位置还是中心气压的偏差，均存在波动变化的特征。

在气旋生成前（11 月 13 日 0600UTC），CTRL 试验中，在阿巴拉契亚山脉以东大西洋沿岸平原有一低压区（图 5.5a）。此时，各对比试验组与 CTRL 试验的气压差异均相对较小（图 5.5d,g,i）。对于 TER 试验，除了大西洋沿岸平原少部

分区域的海平面气压相比于 CTRL 试验略偏低外，在北美中东部大部分地区（主要是削弱了地形的区域）的海平面气压偏高，造成此差异的一个可能原因是降低了地形高度后，山脉下游的背风槽减弱；对于 SST 试验，可以明显地发现在水面区域（如西北大西洋，哈德逊湾，拉布拉多海，五大湖）的海平面气压较 CTRL 试验偏低，而在海拔较高的区域（如拉布拉多高原，格陵兰岛）的海平面气压较 CTRL 试验偏高，并未出现均一的升压或降压现象；对于 ICE 试验，可以发现在北部水面区域（哈德逊湾，拉布拉多海）的海平面气压偏高，而北美大陆及大西洋西侧海平面区域偏低。相比而言，地形与海温所造成的海平面气压扰动相比于海冰的贡献更显著。

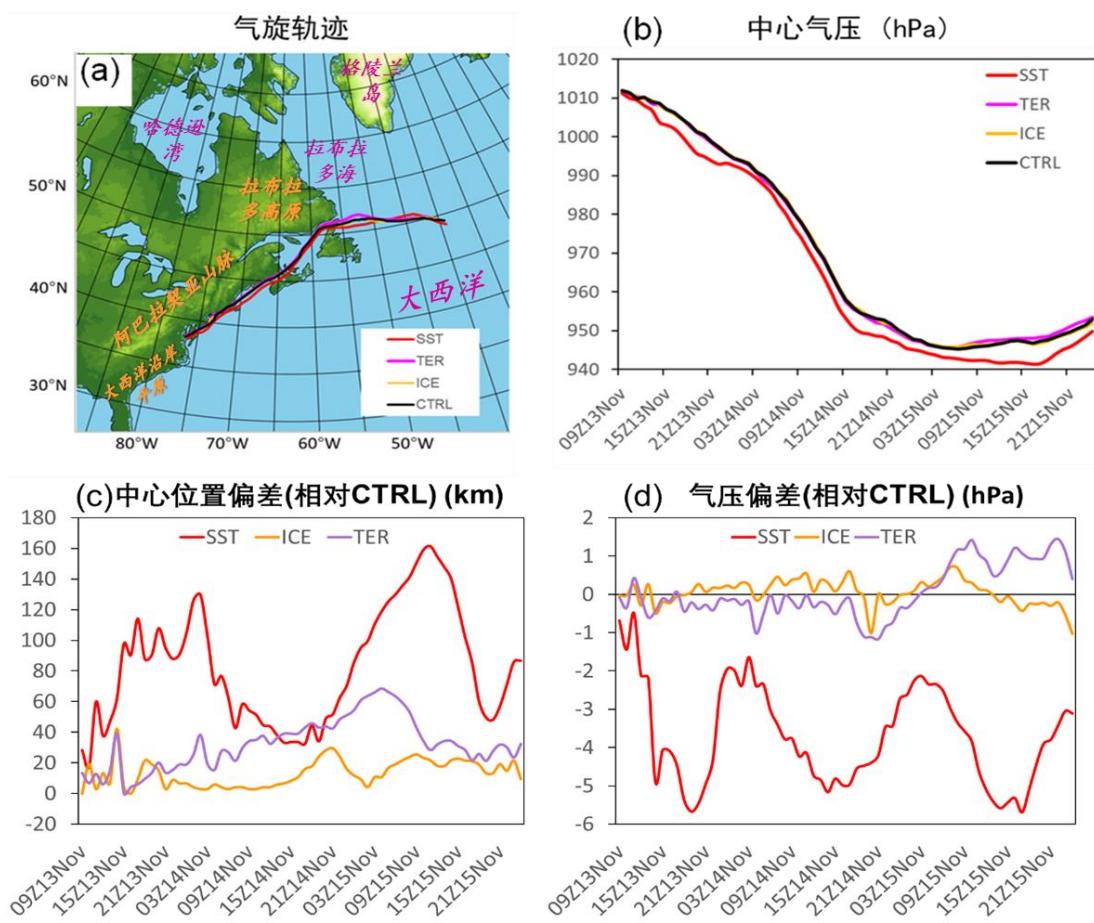


图 5.4 (a) 各模拟试验的气旋轨迹；(b) 各模拟试验的气旋中心气压（单位：hPa）；
 (c) 各组试验的气旋中心位置相对于 CTRL 试验的气旋中心的位置偏差（单位：km）；
 (d) 各组试验的气旋中心气压相对于 CTRL 试验的气旋中心的气压的偏差（单位：
 hPa）

Figure 5.4 (a) Cyclone's tracks of each experiment; (b) central pressure (units: hPa) for each experiment; (c) distances between the each experiment and the CTRL (units: km); (d) differences of central pressure between the each experiment and CTRL (units: hPa).

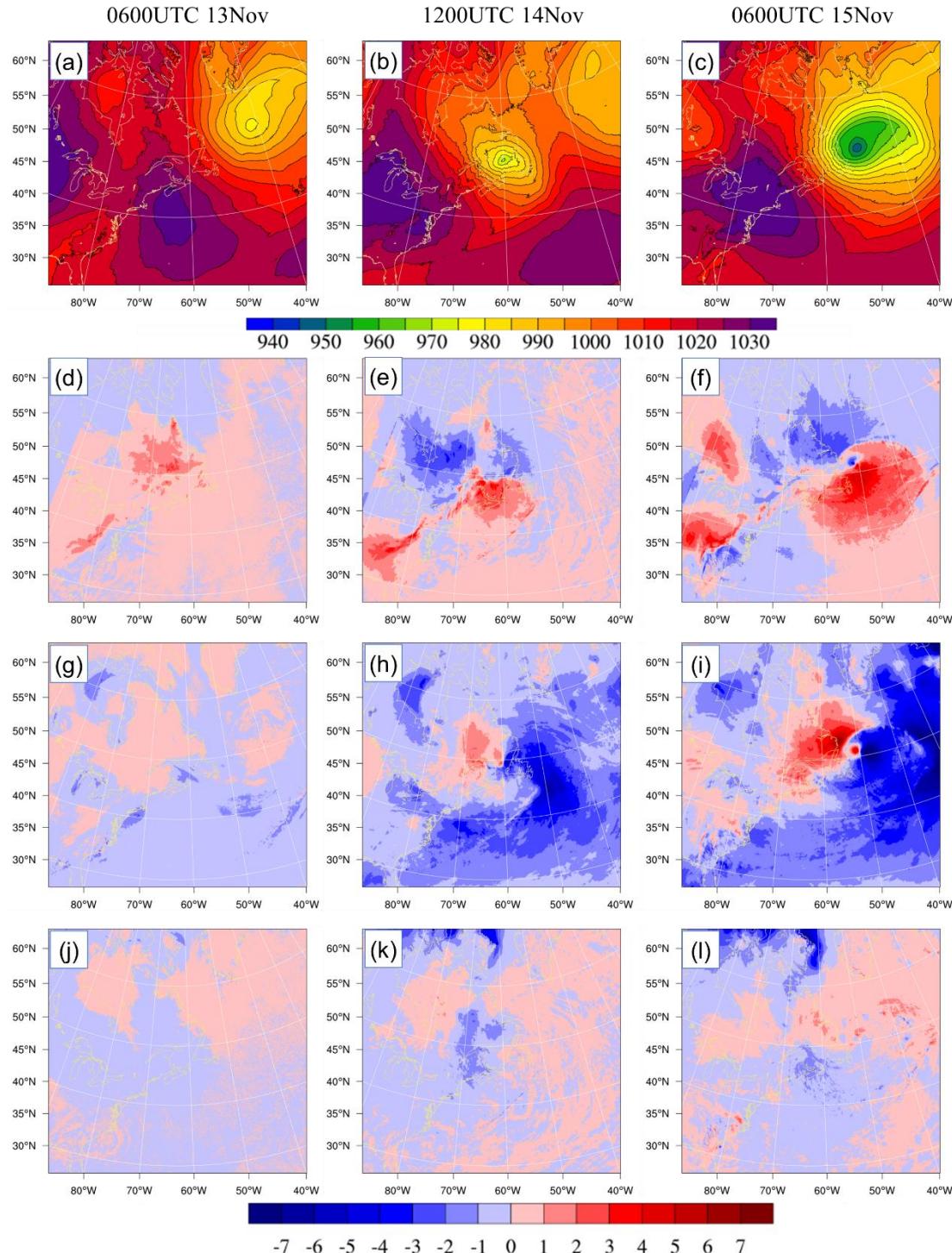


图 5.5 (a-c) 控制试验模拟的平均海平面气压（阴影和等值线，单位：hPa）；各组试验与控制试验模拟的平均海平面气压之差（阴影，单位：hPa）：(d-f) $SLP_{TER}-SLP_{CTRL}$ ；(g-

i) $SLP_{SST}-SLP_{CTRL}$; (j-l) $SLP_{ICE}-SLP_{CTRL}$ 。左, 中, 右列分别对应 11 月 13 日 0600 UTC, 14 日 1200 UTC, 15 日 0600 UTC

Figure 5.5 (a-c) The SLP (shaded and contours, units: hPa) of CTRL experiment.

Difference of SLP (shaded, units: hPa) between the experimental and the CTRL experiment:

(d-f) $SLP_{TER}-SLP_{CTRL}$; (g-i) $SLP_{SST}-SLP_{CTRL}$; (j-l) $SLP_{ICE}-SLP_{CTRL}$. The left, center, and right columns corresponds to the time of 0600 UTC 13 November, 1200 UTC 14 November, and 0600 UTC 15 November, respectively.

在气旋快速发展时期（11 月 14 日 1200UTC），CTRL 试验中，爆发气旋低压中心位于加拿大东部圣劳伦斯湾（图 5.5b）。此时，TER 试验的气压在气旋中心区域偏高，在气旋西北区域偏低（图 5.5e），这反映了地形高度降低后，爆发气旋倾向于向 CTRL 试验气旋的西北方偏移，这个过程与山脉的摩擦以及背风波效应有关；对于 SST 试验，在气旋前部（主要为洋面）的气压偏低，后部偏高，这反映了海温升高使得气旋向东有所偏移（图 5.5g），其可能的原因在于较高海温能够是的爆发气旋在洋面区的上升运动及降水更强，从而加强凝结潜热释放、低层辐合与上升运动间的正反馈，使得洋面区的气旋中心气压更低；对于 ICE 试验，由于积雪的覆盖主要集中在 45°N 以北（图 5.3a），移除冰雪后，其主要变化出现在 45°N 以北的地区（图 5.5k），尤其是在加拿大北部原先冰雪覆盖区域的气压偏低（图 5.5k），这主要是由于冰雪移除后，地表反射率降低，因此入射太阳辐射增大，从而使得地温升高所致。

在气旋强度最大时期（11 月 15 日 0600UTC），CTRL 试验中，爆发气旋中心向东移至纽芬兰岛东部海域（图 5.5c）。此时，TER 试验中，气旋中心西北方出现了较强的负气压差区（图 5.5f），而气旋的东南方则出现了强度更大的正气压差区。这一方面表明气旋向西北方向（相对于 CTRL 试验）有所偏移，另一方面代表气旋整体强度降低（其中心气压升高）。在 SST 试验中，可以发现在气旋中心以东区域出现了强度很大的负气压区（图 5.5i），而在气旋中心以西地区出现了显著的正气压差区，其强度略逊于负气压差区。上述变化表明，SST 试验中爆发气旋达到最大强度时，其位置相对于 CTRL 试验偏东、强度偏强（中心气压更低）。对于 ICE 试验中，爆发气旋区域内的气压变化较微弱（图 5.5l），主要呈

现北高南低的形势。在加拿大北部原先冰雪覆盖区域的气压偏低（气旋主体并未在此地区）。

各组试验模拟的降水分布大体相似（图 5.6）。在气旋发展初期（11 月 13-14 日），降水主要分布在北美东部沿岸，另外大西洋东侧有降水分布（图 5.6a,d,g,j）。随着气旋的发展（11 月 14-15 日），降水区域逐渐将东侧洋面移动（图 5.6b,e,h,k）。在气旋发展最为旺盛时期（11 月 15-16 日），与气旋相关的降水区域逐渐东移至大西洋以东，而在其西侧北美大陆东部有另一降水区域（图 5.6c,f,i,l）。总体而言，改变海冰对爆发气旋降水的影响最小，因为其对气旋动力热力过程的影响最小；降低地形高度使得气旋引发的降水略有偏弱，主要是气旋强度减弱所致；升高海温带来的降水变化最显著，其主要使得爆发气旋在其生命史各个阶段的降水均有所增强，这是爆发气旋强度增强所致。

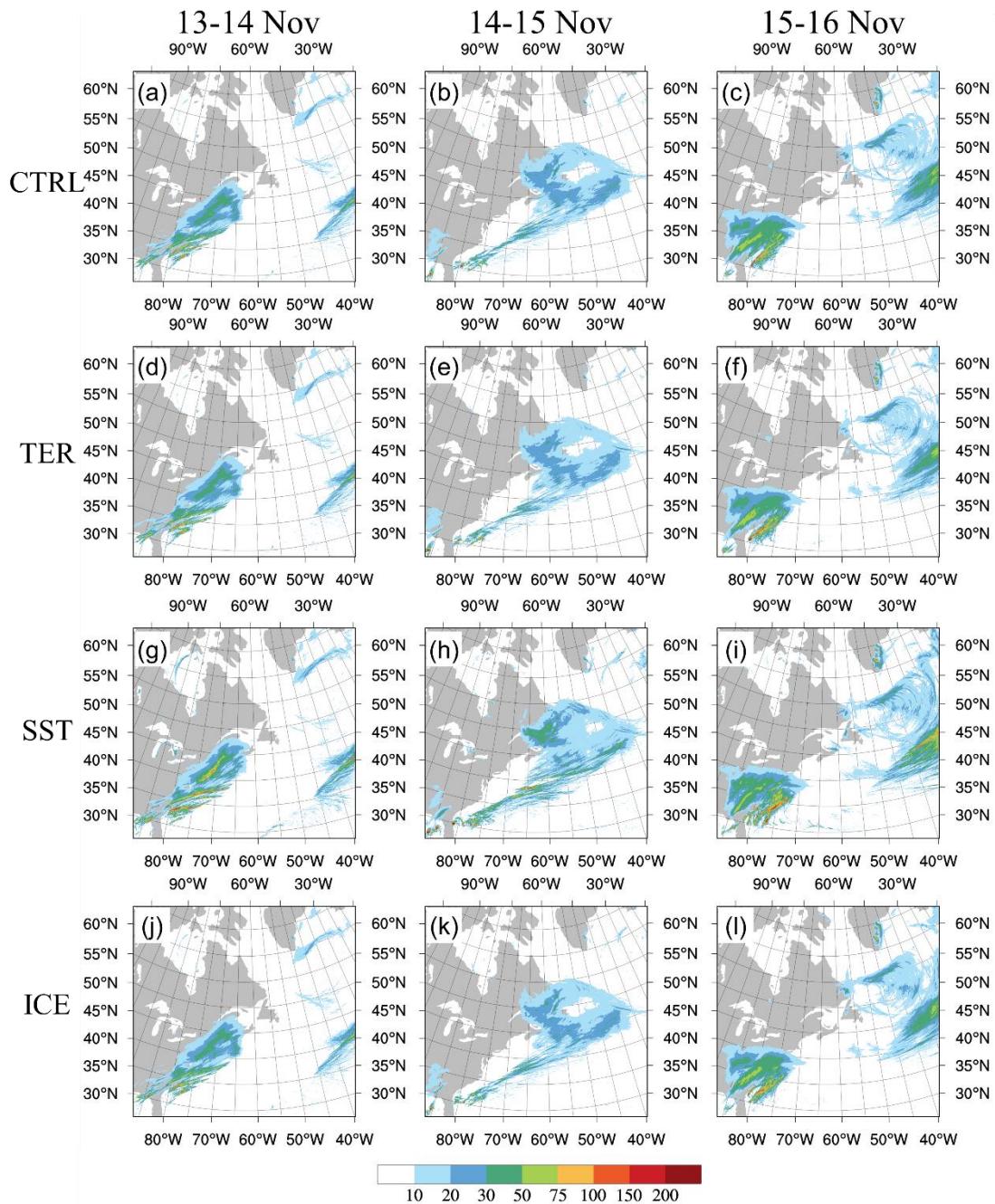


图 5.6 各组试验模拟的降水 (单位: mm)

Figure 5.6 The precipitation (shaded, units: mm) among the experiments.

CTRL 试验中, 整个生命史内爆发气旋最大地面风出现在 44.5°N , 43.7°W , 时间为 15 日 1400 UTC, 风速为 35.0 m s^{-1} 。图 5.7 是爆发气旋生命史关键期内逐小时的大风位置和风速分布。可以发现, 在 SST、TER、以及 ICE 试验中, 爆发气旋的大风均有较显著的变化, 总体而言, 爆发气旋所引发的大风主要发生在海上。就数值而言, 在 13 日 0900 UTC 至 14 日 1700 UTC 以及 15 日 0400 UTC 至

16 日 0000 UTC 期间, SST 试验的平均风速显著大于 CTRL 试验(图 5.7b), 总体而言, 从 13 日 0900 UTC 到 14 日 0100 UTC 时段内, SST 试验的大风位置较 CTRL 试验的大风位置更靠近陆地的区域(图 5.7a), 且其强度显著偏强(图 5.7b), 因而会在海滨地区造成更严重的风灾。这表明海温升高后, 爆发气旋大风对近海的影响更大。TER 试验和 ICE 试验对地面最大风(即所有时刻地面风的最大值) 的强度影响较小(图 5.7b), 但对其发生位置与最大地面风的出现时刻有较显著的影响。其中, 其中 TER 试验主要减弱了爆发气旋各时刻的最大风, 尤其是在气旋发展的初期(14 日 0000 UTC 之前), 此外, TER 所对应的地面最大风的出现时间约为 15 日 0000 UTC, 比 CTRL 试验晚了约 9 个小时。ICE 试验在爆发气旋发展期初期(14 日 0000 UTC 之前)使得其大风强度略有增加(图 5.7b), 且向近海移动(图 5.7a), 这在一定程度上会增大爆发气旋大风的致灾性。在爆发气旋后期, 其使得爆发气旋的最大地面风发生提前了 3 个小时, 强度变化不大。

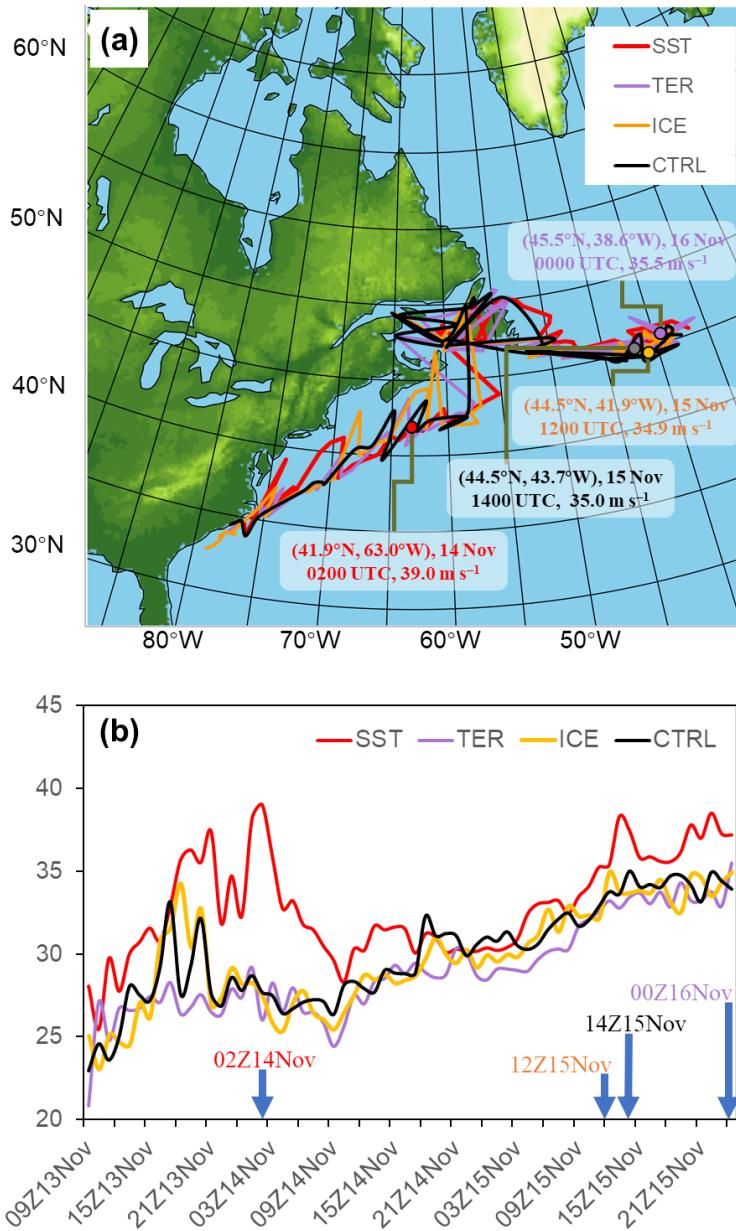


图 5.7 各组试验的最大地面（10 m）风的位置（a）和风速（b）（单位： m s^{-1} ），其中图（b）中的箭头标出了各试验出现最大风的时刻

Figure 5.7 (a) the position and (b) speed (units: m s^{-1}) of maximum 10 m surface winds, where the arrows in figure (b) shows the time of maximum wind of each experiment.

就气旋的垂直伸展演变而言，不同试验得到的爆发气旋顶层的演变趋势总体相似（图 5.8），改变 SST 对气旋顶层高度的影响最显著，改变地形高度变化次之，改变海冰变化最小。总体而言，SST、TER、ICE 和 CTRL 试验均是在 14 日 0700 UTC 左右气旋顶层开始快速向上伸展，在 15 日 0200 UTC，TER、ICE 和

CTRL 试验气旋顶层伸展达到最高，而 SST 试验中的爆发气旋在 15 日 1200 UTC 左右达到最高。所有试验均显示气旋顶层的高伸展层次为 200 hPa，但不同试验中气旋层顶高度的具体演变过程存在一定差异。其中对于 SST 试验，在 13 日 2100 UTC 至 14 日 0200 UTC 期间顶层高度有短暂的先上升后下降的趋势，在 14 日 1900 UTC 后，气旋的向上的上升速度有所减弱。在 15 日 1200 UTC，SST 试验的气旋垂直伸展达到 200 hPa，较其它三组试验落后约 9 小时。而对于 TER 组，在气旋生命史的前期（13 日 0900 UTC—14 日 0400 UTC），其平均的顶层高度在所有试验中最低（约 850 hPa），垂直向上伸展的速度偏慢，气旋顶层上升到 300 hPa 所需的时间较 CTRL 试验落后约 1 小时。对于 ICE 试验，其顶层由 800 hPa 上升到 300 hPa 所需的时间最短，较 CTRL 试验短约 2 小时。

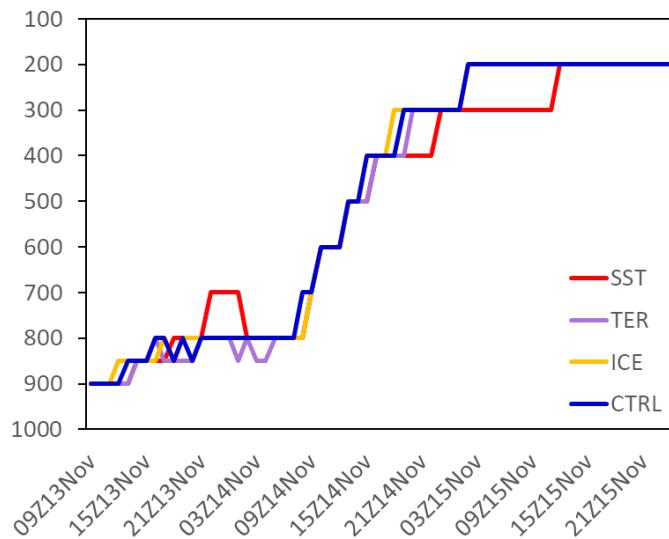


图 5.8 各组试验的气旋垂直伸展（单位：hPa）

Figure 5.8 The cyclone's vertical stretching (units: hPa) for each experiment.

5.4 不同试验中气旋大风差异的原因

为了探讨不同试验地面大风风速差异的可能原因，本节使用动量方程进行诊断研究。在忽略摩擦力的情况下，z 坐标系下大气运动方程为：

$$\begin{cases} \frac{du}{dt} - fv = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \\ \frac{dv}{dt} + fu = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \end{cases} \quad (5.1)$$

其中 u , v 表示大气运动速度的水平分量， p 为大气气压， f 为科氏参数。分

别用 u , v 乘以上面两式并相加, 方程变为:

$$\frac{\partial K}{\partial t} = -\mathbf{V}_h \cdot \nabla_h K - w \frac{\partial K}{\partial z} - \frac{1}{\rho} \mathbf{V}_h \cdot \nabla_h p \quad (5.2)$$

L HAK VAK PW

其中, $K = \frac{1}{2}(u^2 + v^2)$ 为大气水平运动动能, \mathbf{V}_h 和 w 分别为水平和垂直速度 (z 坐标系下), HAK (Horizontal advection of kinetic energy) 表示水平动能平流输送项, VAK 表示动能的垂直输送项 (Vertical advection of kinetic energy), PW (Pressure gradient force work) 表示水平压力梯度力做功引起的动能变化项。定义 L 为方程左侧局地动能变化项, R 为方程右侧各项之和 $R=HAK+VAK+PW$ 。

对各试验, 对研究时刻气旋大风进行动能收支计算。结果表明方程右侧 R 项和左侧 L 项的变化趋势一致, 两者量级相等, 所有试验 R 和 L 在研究时段内的平均比例为 0.81, 方程近似平衡。

图 5.9 是各试验在大风位置处的动能收支的时间序列。可以发现, 随着气旋的发展, 各组试验的水平动能变化项先升高, 在达到峰值后略有下降 (图 5.9a), 在气旋的发展阶段 R 值保持为正, 有利于动能增加 (图 5.9a)。在各动能收支项中, PW 项量级最大, 为 $10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$ (图 5.9d), HAK 和 VAK 的量级较小, 分别比 PW 项低 1、2 个量级 (图 5.9b, c)。说明水平和垂直动能输送对气旋附近大风的动能变化不占主要贡献, 而水平气压梯度力对气旋附近大风有主要贡献。在 15 日 0300 UTC 之前, 几个数值试验中, SST 试验的动能收支项最大, 其它三组试验的动能收支项相近 (图 5.9a), 与该阶段内 SST 试验的风速是最强相对应 (图 5.7a)。在此阶段内, 对 SST 试验而言, 其 R 项偏大主要原因在于 PW 的偏强 (图 5.9d), 这主要是由于气旋中心气压相较于其它 3 组试验最小 (图 5.4b), 因而气压梯度力最大, 从而气压梯度力做功最多。HAK 的主要作用为负 (图 5.9b), 其对应了水平输送将动能大值向涡旋外输送的结果, 这强烈地减缓了 SST 试验中爆发气旋风速的增长。垂直平流 VAK 项在 15 日 0300 UTC 之前, 主要有助于 SST 试验中气旋的风速增大 (图 5.9c)。对 TER 而言, 在 15 日 0300 UTC 之前, 其与 CTRL 试验的 R 项类似, 但就每一项的具体收支情况来看, 其水平输送与垂直输送的强度均显著弱于 CTRL 试验 (图 5.9), 这主要是由于其水平与垂直风的风速均小于 CTRL 试验所致。PW 仍然是 TER 试验的最主导收支项, 其与 CTRL

的强度相当（图 5.9d）。ICE 试验中，在 15 日 0300 UTC 之前，其 R 项与 CTRL 试验较为一致（图 5.9a）。其垂直与水平输送项的强度略小于 CTRL 试验，且显著强于 TER 试验，气压梯度力做功项 PW 是主导项（图 5.9d），其强度与 CTRL 试验类似。在 15 日 0300 UTC 之后，各个试验的 R 项中，SST 试验的 R 项最小，TER 试验的 R 项最大（图 5.9a），这表明前者风速增强较慢而后者较快。SST 试验中 R 项的显著减小主要由于垂直输送与气压梯度力作用减弱所致，而对于 TER 试验而言，其 R 项偏强的主要原因在于其垂直动能输送与气压梯度力做功偏强所致。

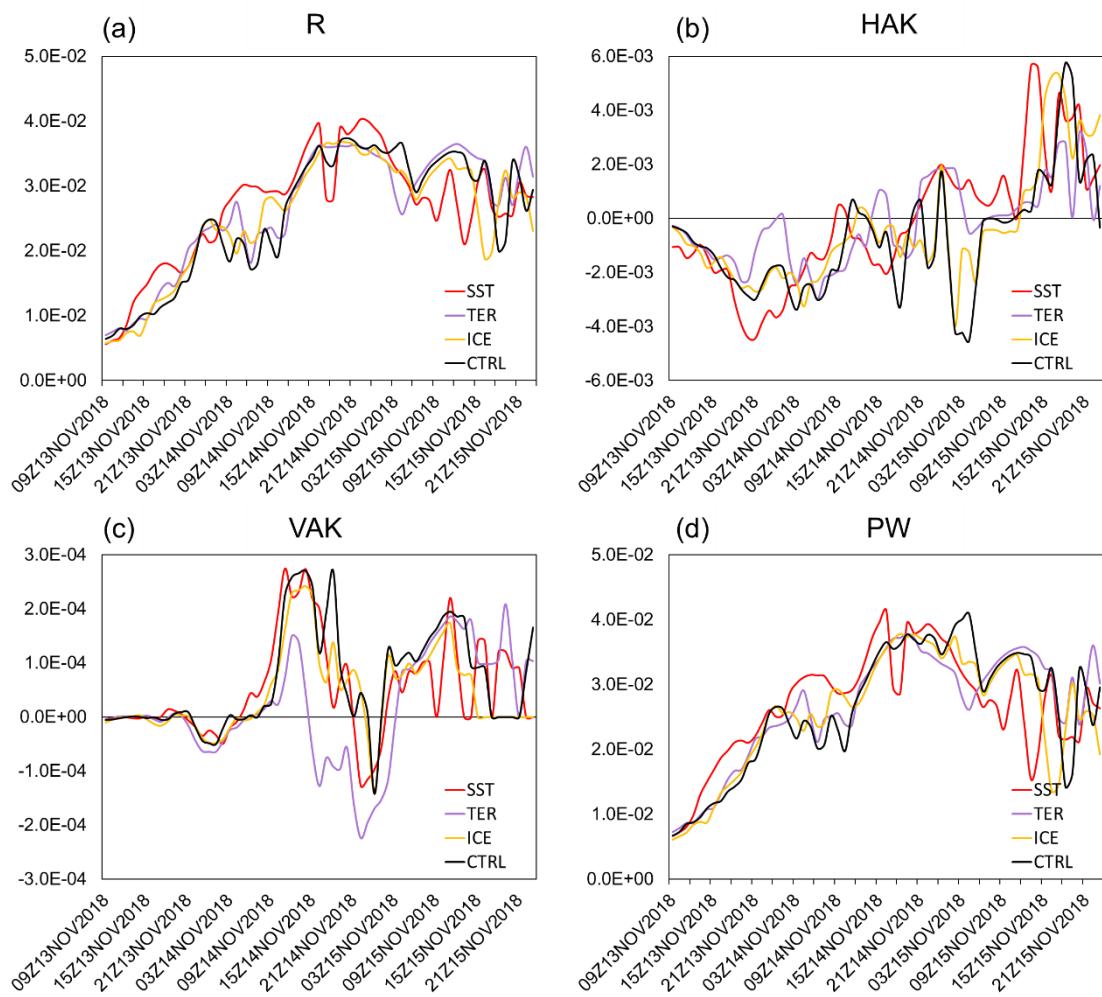


图 5.9 动能收支方程各项（单位： $\text{m}^2 \text{s}^{-3}$ ）

Figure 5.9 The terms (units: $\text{m}^2 \text{s}^{-3}$) of kinetic energy budget equation.

5.5 垂直伸展差异的原因

由第 4 章可知，气旋层顶的垂直伸展高度与该层的涡度具有较好的相关性。为了探究是何种机制造成了不同试验中气旋垂直伸展的差异，本节计算了各组试验气旋顶层高度处的涡度收支。使用的涡度收支方程及各收支项的定义同 4.2.1 节。需要指出的是，对于各涡度收支项，在以气旋地面中心 $20^\circ \times 20^\circ$ 的矩形范围内进行了平均，用以代表气旋的整体情况。

计算结果表明，所有试验的涡度收支方程左右两侧的量级相等，且变化趋势一致，方程近似平衡（图 5.10）。总体而言，各组试验的涡度局地变化项均呈现出先增大后减小的趋势，这对应了气旋显示快速向上伸展然后顶层趋于稳定的变化特征。对于所有试验，均存在下述关系：当涡度顶层涡度局地变化率为正时，气旋顶层总体呈现上升的趋势；当涡度变化率较小（低于 $5 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$ ）时，气旋顶层的上升速度较为缓慢（约为 $100 \text{ hPa}/12 \text{ h}$ ）；当涡度的局地变化率较大（高于 $5 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$ ）时，气旋顶层的上升速度较快（约为 $500 \text{ hPa}/12 \text{ h}$ ）；在气旋顶层的涡度局地变化率达到最大值（约为 $1.5 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$ ）时，气旋快速上升阶段结束，此后气旋顶层继续上升，但上升速度明显减慢。在气旋层顶涡度局地变化率达到极大值后 6–12 小时，气旋顶层伸展到最高（ 200 hPa ）。随后至 15 日 2300 UTC，气旋层顶涡度局地变化率继续减小，但气旋顶层高度仍维持在 200 hPa 。

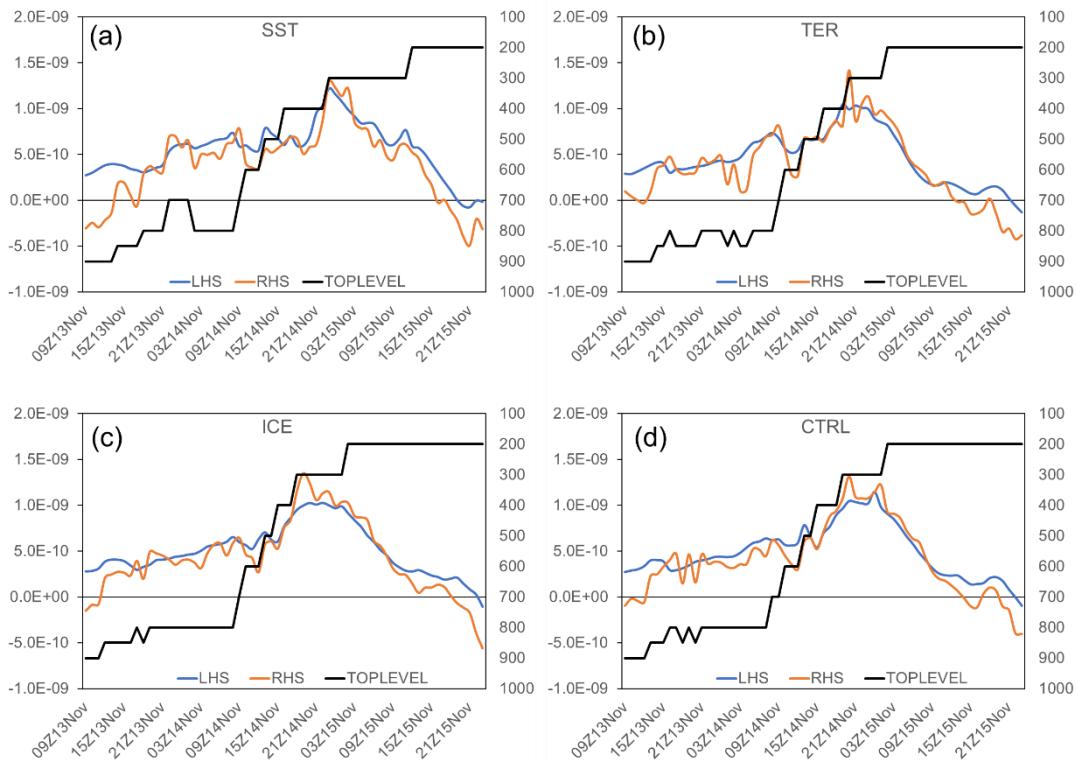


图 5.10 各组试验的气旋垂直伸展高度（黑粗线，单位：hPa）和涡度收支项（蓝线和橙线，单位： s^{-2} ）。其中蓝色线段为 LHS，表示涡度收支方程左侧局地变化项，橙色线段为 RHS，表示方程右侧的五项之和

Figure 5.10 The cyclone's top level (thick black lines, units: hPa) and the vorticity budget terms (blue lines and orange lines, units: s^{-2}) for each experiments. The blue lines (LHS) and the orange lines (RHS), which represents the local change term on the left hand side and the right hand side of the vorticity budget equation, respectively.

从总体上看，可以发现局地涡度变化项（TOT）在所有试验内总体为正，均呈现出先上升后减小的趋势（图 5.11），这与气旋顶层的变化相一致。其中 TER、ICE 和 CTRL 试验在 14 日 2000 UTC 前后达到峰值约 $1.4 \times 10^{-9} s^{-2}$ ，而 SST 试验在 14 日 2300 UTC 达到峰值，落后前三组约 3 h（图 5.11a），这与 SST 试验伸展到对流层顶较其它试验偏晚约 3 h 相对应。BT 项在研究时段内基本为负不利于气旋涡度的加深，但与其它项相比小 1 个量级，这表明 β 效应对气旋向上伸展过程贡献作用相对最小（图 5.11b）。HAV 项在 14 日 1300 UTC 至 15 日 1200 UTC 期间较大，此时气旋顶层迅速向上伸展至对流层顶 200 hPa。而在 14 日 0800 UTC

之前（此时气旋顶层高度低于 800 hPa）和 15 日 1900 UTC 之后（此时气旋已伸展到对流层顶）其贡献较小。总体而言，在气旋快速上升期，水平涡度平流为正贡献（图 5.11c）。值得注意的是，SST 试验的 HAV 项与其它三组试验存在一些不同：首先，在 13 日 2200 UTC 至 14 日 0100 UTC 期间 SST 试验的 HAV 项要显著大于其它三组试验。其次，SST 试验的 HAV 项达到较高水平 ($6 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$) 的时间较试验晚约 3 h。此外，对于 SST 试验，其 HAV 项在达到最大值后约 10 h，再次出现极大值。HAV 项的差异是导致 SST 试验的气旋垂直伸展较其它三组试验存在显著差异的主导原因，这与爆发气旋周围的天气系统特征有关。对于垂直平流项 (VAV)，在 14 日 1300 UTC 前，各组试验的 VAV 项均维持在一个较高的水平（图 5.11d），其中 SST 试验的峰值最大，为 $8.4 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$ ，较其它三组高约 $1.4 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$ ，这反映了 SST 试验在快速发展阶段垂直涡度平流的贡献更大，主要是由于其上升运动更强所致。而对于 STR 项，在气旋快速上升期，其值总体为正，随后也维持在较低的负值区，这反映了辐合作用在气旋发展初期有利于气旋向上伸展，而在气旋发展后期，气旋顶出现辐散出流后不利于气旋向上伸展（图 5.11e）。其中，SST 试验的 STR 项在 13 日 2200 UTC 至 14 日 0100 UTC 期间较其它三组试验明显偏弱，而在 13 日 1400 UTC 至 1800 UTC 和 15 日 0100 UTC 至 0700 UTC 期间较其它三组试验偏高。这主要是由于气旋辐合区强度的变化所致。TER 试验的 STR 项在 14 日 0100 UTC 至 0500 UTC 较其它三组试验偏高。对于 TIL 项，各组试验中该项的趋势表现得较为一致，仅有 SST 试验的 TIL 在 14 日 0900 UTC 前后强度显著强于其它试验。总体而言，在气旋上升前期，TIL 的贡献为负，而在气旋快速上升中后期（14 日 1200 UTC 之后），TIL 值始终维持在一个较小的水平（图 5.11f）。

综合上述，在气旋伸展的前期，垂直涡度平流和辐散项对气旋的快速向上伸展起到了主要贡献，此时，水平涡度平流和倾斜项不利于气旋的向上伸展；而在气旋快速向上伸展的时期，水平涡度平流和倾斜项对气旋向上伸展为主导贡献，而垂直涡度平流和辐散作用不利于气旋向上伸展。升高海温对各涡度收支项均有影响，其中主要对水平涡度平流和辐散项的影响最大，这一方面与气旋周围天气系统的影响有关，另一方面与气旋的辐合区变化有关。地形对涡旋的影响主要体

现在对水平涡度平流和散度项的贡献，其对气旋的垂直伸展总体影响不大。而改变冰雪覆盖对气旋垂直伸展的影响最小。

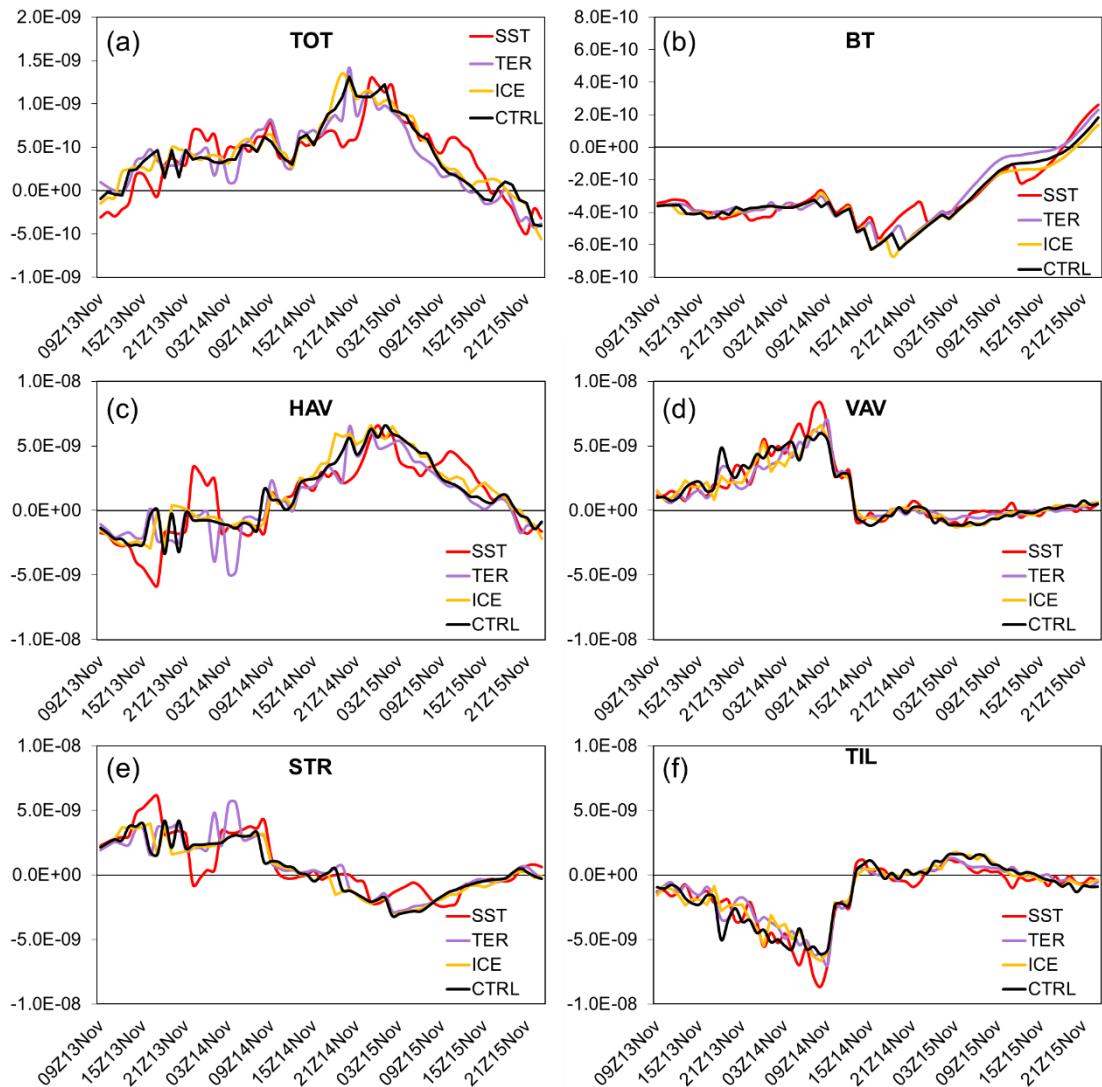


图 5.11 各组试验的各项涡度收支项（单位： s^{-2} ）

Figure 5.11 The vorticity budgets (units: s^{-2}) for each experiments.

5.6 小结

爆发气旋的快速发展过程受到多个因子的影响，地形、海温、海冰等因子均能对爆发气旋的快速发展产生一定影响。作为一类快速发展的极端天气系统，爆发气旋在其生命史内常伴随有风速快速增强及垂直伸展迅速变厚的特征。本章利用 WRF 数值敏感性试验，通过改变海表温度、地形高度和冰雪覆盖等因子，研究了这些因子对爆发气旋演变及大风和垂直伸展特征的影响。主要结论如下：

(1) 各个数值试验中, 升高海表温度对爆发气旋的影响最大。升高海表温度后, 模拟气旋的轨迹更偏向下游暖洋面一侧, 气旋强度更强, 其中心气压较 CTRL 试验平均偏低约 3 hPa, 模拟的降水强度偏强。升高海温后, 气旋的径向气压梯度增大从而有利于出现更强的地面大风, 且在气旋的发展初期, 其地面大风更靠近大陆, 使得其在陆上的致灾性更强。

(2) 降低地形使得爆发气旋的路径更偏向于上游大地形一侧, 对气旋的强度影响相对较小。降低上游地形后, 模拟的气旋中心气压在前期偏低, 后期偏高。地形对爆发气旋降水影响相对较小。降低上游地形后, 爆发气旋的地面大风风速略有减弱, 对大风发生位置影响较小。

(3) 移除冰雪对气旋轨迹和强度的影响最小。移除冰雪后, 模拟的气旋中心气压变化不大, 但在原先冰雪覆盖区域的海平面气压有所降低, 这主要由地表反射率减小所致。模拟降水的分布及强度, 与控制试验相比变化不大。模拟地面大风的强度变化不大, 但在气旋的初期发展阶段, 地面大风的位置更偏向与陆地, 从而会导致爆发气旋大风在陆上的致灾性更强。

第 6 章 结论和讨论

6.1 结论

爆发气旋是中纬度地区一类高强度的涡旋系统。在其快速发展期，气旋中心气压迅速降低，常常引发地面大风、巨浪、暴风雪等恶劣天气，具有很强的致灾性。尽管前人对爆发气旋进行了大量研究，但仍有一些重要特征涉及较少，如：爆发气旋所伴随地面大风强度和位置的分布规律如何？气旋伴随地面大风的分布受哪些因素影响？作为一个三维涡旋系统，爆发气旋生命史期间具有怎样的垂直伸展特征？影响爆发气旋垂直伸展的主要因子是什么？基于上述科学问题，本文利用近四十年的再分析数据，建立了有效的三维涡旋识别算法对爆发气旋进行识别与追踪并建立数据集，通过对爆发气旋各个主要特征的统计分析得到爆发气旋的活动特征，特别是其地面大风与垂直伸展的时空分布特征。在此基础上，结合数值模式、动力诊断、敏感性试验等方法，对影响爆发气旋地面大风及垂直伸展的主要因子进行了研究。本研究系统地揭示了爆发气旋的垂直伸展与大风分布特征及其与爆发气旋生命史演变的关系，揭示了不同类别爆发气旋各自的演变机理，提出了研究爆发气旋垂直伸展变化的一般性方法，具有一定的创新。论文的主要结论如下：

(1) 统计发现，北半球爆发气旋大致可以分为 PAT 和 AAT 两类，前者主要分布在太平洋—北冰洋上，后者主要分布在大西洋—北冰洋的洋面上。整个北半球爆发气旋发生的年频数约为 52 个，其中 PAT 爆发气旋的年频数约为 28 个，AAT 爆发气旋的年频数约为 24 个。PAT 和 AAT 爆发气旋的年频数未出现显著的线性变化趋势。对于强度较弱（气旋加深率低于 1.4 Bergeron）的爆发气旋而言，PAT 爆发气旋的数目要多于 AAT 爆发气旋，对于较强的爆发气旋（气旋加深率超过 2 Bergeron）而言，则是 AAT 爆发气旋偏多。北半球爆发气旋的平均生命史为 2—7 天，生命史越长的爆发气旋，生成位置越倾向于生成在大洋的西侧。其中对于生命史在 10 天以内的爆发气旋，PAT 爆发气旋的数目多于 AAT 爆发气旋，对于生命史超过 10 天的爆发气旋，则是 AAT 爆发气旋的数目较多。平均而言，北半球爆发气旋在生成后约 22 h 气旋的中心气压加深率超过 1 Bergeron，约 28 h 气

旋的中心气压达到最低，约 113 h 气旋消亡。气旋爆发气旋具有明显的季节分布特征，一半以上的爆发气旋发生在冬季。在冬季，气旋分布的纬度跨度最大，而在春季和秋季，气旋分布的纬度跨度最小。从头年的 9 月到次年 4 月，爆发气旋的平均生成位置呈现向西南方向移动的特征，这主要和洋流和低层斜压性的季节变化有关。

(2) 爆发气旋是一类深厚的涡旋系统，约有 88% 的爆发气旋在其生命史内气旋顶高度可伸展到 500 hPa 以上，六成以上的爆发气旋顶层可伸展到 200–300 hPa 高度，而极少数爆发气旋生命史期间最高伸展低于 600 hPa。爆发气旋的垂直伸展具有明显季节变化特征，在冬季，爆发气旋数目最多但其气旋顶的平均伸展高度低于春秋季节气旋顶的平均伸展高度。统计表明，气旋伸展层次越高，气旋加深率越大，并且气旋的中心气压越低。两类气旋相比，PAT 爆发气旋的平均伸展层次高于 AAT 爆发气旋。PAT 爆发气旋倾向于在中心气压达到最低后 2 h 左右达到最大垂直伸展，而 AAT 爆发气旋倾向于在中心气压达到最低之前 3 h 左右达到最大垂直伸展。爆发气旋通常伴有地面大风，绝大多数爆发气旋生命史期间最大风速可以超过 20 m s^{-1} ，其中，爆发气旋在冬季的风速大于其它季节。平均而言，爆发气旋的最大风时刻为气旋生成后的约 49 h，大风倾向于发生在气旋地面中心的东北象限，这部分与爆发气旋主要向东北方向移动有关。统计表明，近四十年间北半球爆发气旋的地面大风呈现增大的趋势，大风位置呈现向赤道和大洋西侧移动的趋势。

(3) 为了从共性上揭示爆发气旋的演变机理，本文对四十年间北半球爆发气旋进行了涡度收支的合成分析。结果表明，强度越强的爆发气旋，涡度的局地变化率越大。在气旋快速发展阶段，在对流层低层，辐合作用对于气旋的发展具有主要贡献，而在对流层中高层，涡度平流具有重要的作用。在 750 hPa 高度，PAT 爆发气旋的散度项强于 AAT 爆发气旋，垂直涡度平流大于 AAT 爆发气旋；在 900 hPa 上，AAT 的散度项则强于 PAT 爆发气旋，垂直涡度平流小于 PAT 爆发气旋。在此基础上，利用 WRF 数值模拟和涡度收支对典型爆发气旋迅速向上伸展的过程进行了分析。结果表明，气旋的顶层伸展高度与地面中心气压、低层平均涡度具有一致的变化特征。气旋顶层的气旋式涡度可以有效地反映气旋的垂

直伸展厚度。爆发气旋上游高空槽输送的气旋性涡度是此次气旋快速向上伸展的主导因子，涡度的垂直输送为第二主导因子，而气旋顶层附近的辐散则在一定程度上延缓了气旋的向上伸展。

(4) 为了揭示不同因子对爆发气旋的影响，本文开展了一系列的数值敏感性试验，重点关注地形特征、海表温度、和冰雪覆盖三个因子对爆发气旋的演变，特别是对气旋地面大风和垂直伸展特征的影响。结果表明，升高海表温度对爆发气旋影响最大，升高海表温度后，模拟的气旋中心强度更强，地面风速更大且位置更靠近大陆，然而，升高海表温度会使得气旋向上伸展的速度减慢。升高海温对爆发气旋的影响主要在于其增强了上升运动与降水凝结潜热的强度；降低地形使得爆发气旋的路径向上游偏移，但对气旋强度影响相对较小，降低地形后，地面大风偏弱，出现最大风速的时间推迟。降低地形对爆发气旋的影响主要在于减弱了高地形的背风波效应；移除冰雪对气旋轨迹和中心气压影响不大，但在原先冰雪覆盖区域的海平面气压有所降低。移除冰雪对气旋地面大风的强度影响不大，但在气旋的初期发展阶段，大风的位置更偏向于陆地，从而使得致灾性更强。移除冰雪对爆发气旋的作用主要在于其减少了地表反射率，使得地表温度升高。

6.2 讨论和展望

如前所述，本文对四十年间北半球爆发气旋的活动特征进行了研究，得到了爆发气旋地面大风和垂直伸展的分布特征，并在此基础上，研究了地形、海温、冰雪覆盖等因子对爆发气旋主要特征以及地面大风和垂直伸展的影响，得到了一些较新的结论，但仍存在一些不足之处，有待进一步改进：

(1) 爆发气旋是一类发展迅速的涡旋系统，其中心气压能在短时间内（数小时）迅速加深，而本文使用数据的原始时间分辨率为 6 h（线性内插到 3 h），尽管能较好地描述爆发气旋的气候特征，但对于描述爆发气旋的快速发展过程仍然有所欠缺。并且，爆发气旋是一类具有复杂结构的天气系统，其快速发展常伴随后弯锋、尾刺急流、重力波等中小尺度系统。本文使用数据的水平分辨率约 75 km ($0.75^\circ \times 0.75^\circ$)，对于描述气旋内部的上述次天气尺度系统尚属欠缺。为了更好地描述爆发气旋的发展演变过程，应采用更高分辨率的再分析数据，并综合采

用卫星和雷达数据进行研究。

(2) 由于爆发气旋的发展受下垫面、海陆分布、天气系统、以及大气环流形势等不同因素的影响，对其分类应当更加系统化、多样化，本文仅按照爆发气旋的空间分布将其分成两类研究，从分类上较为粗糙，需要进行更为合理细致的分类研究。对气旋发展机理的分析中，本文主要考虑动力因子对爆发气旋快速发展的可能的作用，关于热力因子的讨论相对较少。未来研究中，可增加对热力因子的研究。同时，由于本文采用的拉格朗日合成是在经纬度网格下直接进行合成，但不同经纬度对应的实际距离存在差异，合成的结果会略有偏差。另外，爆发气旋是一类极端强度的天气系统，背景场可能会对气旋发展造成影响，本研究在进行涡度收支分析时，尚未考虑背景态对气旋发展所造成的贡献。在未来研究中，可基于此开展进一步研究，探讨背景态对气旋发展中所起到的相对贡献。

(3) 尽管本文统计了爆发气旋的大风分布特征，并从动力诊断的角度对这种分布进行了解释，但尚未对这些大风发生时所伴随的天气系统配置进行统计分析，暖输送带、冷输送带、尾刺急流等各个因子对爆发气旋的大风均有显著影响，应该针对这些特征进行深入分析。此外，由于近地面大风还受摩擦、湍流等因素影响，还需要考虑这些因子对地面大风的贡献。

(4) 虽然本文对爆发气旋的垂直伸展进行了统计研究，但由于机器识别程序的局限性，相关结果存在一定误差。尽管针对气旋的垂直识别方法选取了最优的识别参数，随机选取了部分样本进行人工验证，但因为选取的参数仅针对有限的试验样本，对四十年间全体爆发气旋垂直伸展的识别效果的准确性有待检验。目前仅使用一种自下而上的垂直识别方法，存在一定局限性，未来需要参考多种方法对气旋垂直伸展的识别结果加以验证。此外，还可针对发现的气旋垂直伸展的季节变化特征展开研究，从而解释造成这些现象的可能原因。

(5) 本文通过数值敏感性试验，对海温、地形和冰雪覆盖等因子对爆发气旋的发展进行了研究，但由于大气是一个高度非线性系统，不同因子对气旋发展过程的影响十分复杂。在不同环境下，同一个因子对爆发气旋的影响可能差异较大。本文仅针对这三个影响因子进行敏感性试验研究，未来应当针对气旋发展的不同其它因子，合理地设计试验方案，进行更为系统的研究。

参考文献

- 丁一汇. 高等天气学: 第二版[M]. 气象出版社, 2005.
- 丁治英, 沈桐立, 丁一汇. 非纬向基流中爆发性气旋的数值研究[J]. 气象学报, 1999, 57(004): 429-431.
- 丁治英, 王劲松, 何金海. 爆发性气旋的统计研究[J]. 南京气象学院学报, 1998 (03): 424-431.
- 丁治英, 王劲松, 翟兆锋. 爆发性气旋的合成诊断及形成机制研究[J]. 应用气象学报, 2001 (01): 30-40.
- 董立清, 李德辉. 中国东部的爆发性海岸气旋[J]. 气象学报, 1989 (03): 371-375.
- 傅刚, 张树钦, 庞华基, 等. 爆发性气旋研究的回顾[J]. 海洋气象学报, 2017, 37 (01): 10-19.
- 郭大梅, 丁治英. 潜热和惯性不稳定与气旋爆发性发展关系的数值研究[J]. 南京气象学院学报, 2005 (06): 794-800.
- 郭英华. 爆发性海洋气旋生成的模拟与预报[J]. 气象科技, 1992 (05): 76-87.
- 郝滢洁. 基于卷积神经网络的海洋中尺度涡旋检测算法研究[D]. 山东科技大学, 2017.
- 侯洁. 基于高精度风场模式的天气系统自动识别和定位研究[D]. 天津大学, 2018.
- 黄立文, 秦曾灏, 吴秀恒, 等. 海洋温带气旋爆发性发展数值试验[J]. 气象学报, 1999 (4): 27-44.
- 黄立文, 吴国雄, 宇如聪, 等. 海洋风暴形成的一种动力学机制[J]. 气象学报, 2001 (06): 674-684.
- 黄立文, 仪清菊, 秦曾灏, 等. 西北太平洋温带气旋爆发性发展的热力-动力学分析[J]. 气象学报, 1999 (5): 581-593.
- 寇正, 欧阳子济. 爆发性气旋发展中斜压强迫与潜热释放作用的数值试验[J]. 气象科学, 1999 (3): 259-269.
- 李长青, 丁一汇. 西北太平洋爆发性气旋的诊断分析[J]. 气象学报, 1989 (02): 180-190.
- 吕筱英, 孙淑清. 气旋爆发性发展过程的动力特征及能量学研究[J]. 大气科学, 1996 (01):

- 90-100.
- 牛宝山, 丁治英, 王劲松. 一次爆发性气旋的发展与湿位涡关系的研究[J]. 南京气象学院学报, 2003 (01): 8-16.
- 齐桂英. 北太平洋温带气旋的气候特征[J]. 应用气象学报, 1992 (4): 444-450.
- 齐桂英. 北太平洋爆发性气旋的气候特征[J]. 应用气象学报, 1993, 4 (4): 426-433.
- 孙柏堂, 王冠岚, 李鹏远, 等. 西北太平洋一次爆发性气旋的诊断分析和敏感性试验[J]. 海洋气象学报, 2018, 38 (01): 34-42.
- 孙淑清, 高守亭. 东亚寒潮活动对下游爆发性气旋生成的影响[J]. 气象学报, 1993 (03): 304-314.
- 孙雅文, 傅刚, 张树钦. 北大西洋爆发性气旋的统计特征[J]. 气象学报, 2018, 76 (02): 169-181.
- 陶诗言. 中国之暴雨[M]. 科学出版社, 1980.
- 王慧, 张博, 吕心艳, 等. 2018年一次温带气旋入海爆发性增强时期的集合预报对比分析[J]. 气候与环境研究, 2019, 24 (06): 741-754.
- 王劲松, 丁治英, 何金海, 等. 用 Zwack-Okossi 方程对一次爆发性气旋的诊断分析[J]. 南京气象学院学报, 1999 (02): 180-188.
- 文元桥, 黄立文. 对影响船舶航行安全的爆发性气旋的诊断分析[J]. 中国航海, 2003 (02): 57-62.
- 谢甲子, 寇正, 王勇. 西北太平洋地区一次爆发性气旋的诊断分析[J]. 暴雨灾害, 2009, 28 (03): 251-254+276.
- 熊秋芬, 牛宁, 章丽娜. 陆地上爆发性温带气旋的暖锋后弯结构分析[J]. 气象学报, 2013, 71 (02): 239-249.
- 徐祥德, 丁一汇, 解以扬, 等. 不同垂直加热率对爆发性气旋发展的影响[J]. 气象学报, 1996 (01): 73-82.
- 仪清菊, 丁一汇. 海洋温带气旋发生发展的研究[J]. 大气科学, 1989 (02): 238-246.
- 仪清菊, 陈文玉, 魏进武. 爆发性与非爆发性海洋温带气旋. 气象, 1992: 3-7.
- 仪清菊, 丁一汇. 东海地区温带气旋爆发性发展的动力学分析[J]. 气象学报, 1992 (02): 152-166.

- 查贲, 沈杭锋, 郭文政, 等. 一次爆发性气旋及其诱发的大风天气分析[J]. 高原气象, 2014, 33 (06): 1697-1704.
- 张珂玮. 针对热带气旋识别的大规模深度学习算法研究[D]. 山东大学, 2020.
- 张守保, 丁治英. 亚洲内陆及其沿海地区爆发性气旋的统计特征[J]. 气象, 2002 (12): 6-10.
- 张树钦, 傅刚. 北太平洋爆发性气旋的统计特征[J]. 中国海洋大学学报(自然科学版), 2017, 47 (08): 13-22.
- 赵琳娜, 赵思雄. 一次引发华北和北京沙尘暴天气的快速发展气旋的诊断研究[J]. 大气科学, 2004 (05): 722-735.
- 周鸣盛. 一次暴发性的春季黄河气旋发展过程[J]. 气象, 1986 (01): 19-22+30.
- 朱锁凤, 江敦春, 邢谦. 温带爆发性气旋的天气尺度诊断分析[J]. 海洋预报, 1995 (1): 31-36.
- Allen JT, Pezza AB, Black MT. Explosive cyclogenesis: A global climatology comparing multiple reanalyses[J]. Journal of Climate, 2010, 23(24): 6468-6484.
- Baker L. Sting jets in severe northern European wind storms[J]. Weather, 2009, 64(6): 143-148.
- Benjamin SG, Brown JM, Brunet G, et al. 100 years of progress in forecasting and NWP applications[J]. Meteorological Monographs, 2018, 59: 13.1-13.67.
- Bjerknes J, Solberg H. Meteorological conditions for the formation of rain[J]. Geofysiske Publikasjoner, 1921, 2(3): 1-61.
- Black MT, Pezza AB. A universal, broad-environment energy conversion signature of explosive cyclones[J]. Geophysical Research Letters, 2013, 40(2): 452-457.
- Blender R, Schubert M. Cyclone tracking in different spatial and temporal resolutions[J]. Monthly Weather Review, 2000, 128(2): 377-384.
- Browning KA. Radar measurements of air motion near fronts[J]. Weather, 1971, 26(8): 320-340.
- Browning KA. The sting at the end of the tail: Damaging winds associated with extratropical cyclones[J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 2004, 130(597): 375-399.
- Browning KA, Vaughan G, Panagi P. Analysis of an ex-tropical cyclone after its reintensification as a warm-core extratropical cyclone[J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 1998, 124(551): 2329-2356.

- Bosart LF. The Presidents' Day snowstorm of 18–19 February 1979: A subsynoptic-scale event[J]. Monthly Weather Review, 1981, 109(7): 1542-1566.
- Bosart LF, Sanders F. An early-season coastal storm: Conceptual success and model failure[J]. Monthly Weather Review, 1991, 119(12): 2831-2851.
- Brâncuș M, Schultz DM, Antonescu B, et al. Origin of strong winds in an explosive Mediterranean extratropical cyclone[J]. Monthly Weather Review, 2019, 147(10): 3649-3671.
- Carlson TN. Airflow through midlatitude cyclones and the comma cloud pattern[J]. Monthly Weather Review, 1980, 108(10): 1498-1509.
- Chen F, Dudhia J. Coupling an advanced land surface–hydrology model with the Penn State–NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity[J]. Monthly Weather Review, 2001, 129(4): 569-585.
- Chen SJ, Dell'Osso L. A numerical case study of East Asian coastal cyclogenesis[J]. Monthly Weather Review, 1987, 115(2): 477-487.
- Chen SJ, Kuo YH, Zhang PZ, et al. Climatology of explosive cyclones off the East-Asian coast[J]. Monthly Weather Review, 1992, 120(12): 3029-3035.
- Chen T-C, Chang C-B, Perkey D J. Numerical study of an AMTEX'75 oceanic cyclone[J]. Monthly Weather Review, 1983, 111(9): 1818-1829.
- Chen T-C, Chang C-B, Perkey D J. Synoptic study of a medium-scale oceanic cyclone during AMTEX '75[J]. Monthly Weather Review, 1985, 113(3): 349-361.
- Clark PA, Browning KA, Wang C. The sting at the end of the tail: Model diagnostics of fine-scale three-dimensional structure of the cloud head[J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 2005, 131(610): 2263–2292.
- Copernicus Climate Change Service (C3S): ERA5: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate[DB/OL]. Copernicus Climate Change Service Climate Data Store (CDS), 2017 [Accessed: 31st May 2020]. <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/home>.
- Čampa J, Wernli H, A PV perspective on the vertical structure of mature midlatitude cyclones in the northern hemisphere[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 2012, 69(2): 725-740.

- Ding YH, Zhu T. A dynamic analysis and numerical simulation of explosive development of an extratropical cyclone over land[J]. *Science in China, Ser. B*, 1994(05): 590-600.
- Dudhia J. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model[J]. *Journal of Atmospheric Sciences*, 1989, 46(20): 3077-3107.
- Emanuel KA. Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years[J]. *Nature*, 2005, 436(7051): 686-688.
- Flaounas E, Kotroni V, Lagouvardos K, et al. CycloTRACK(v1.0) – tracking winter extratropical cyclones based on relative vorticity: sensitivity to data filtering and other relevant parameters[J]. *Geoscientific Model Development*, 2014, 7(4): 1841-1853.
- Fu G, Sun YW, Sun JL, et al. A 38-year climatology of explosive cyclones over the Northern Hemisphere[J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2020, 37(2): 143-159.
- Fu SM, Li WL, Ling J. On the evolution of a long-lived mesoscale vortex over the Yangtze River Basin: Geometric features and interactions among systems of different scales[J]. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 2015, 120(23).
- Fu SM, Sun JH, Li WL, et al. Investigating the mechanisms associated with the evolutions of twin extratropical cyclones over the Northwest Pacific Ocean in mid-January 2011[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2018, 123(8): 4088-4109.
- Fu SM, Sun JH, Sun JR. Accelerating two-stage explosive development of an extratropical cyclone over the Northwestern Pacific Ocean: a piecewise potential vorticity diagnosis[J]. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 2014, 66(1).
- Fu SM, Zhang JP, Tang H, et al. A new mesoscale-vortex identification metric: restricted vorticity and its application[J]. *Environmental Research Letters*, 2020, 15(12):124053.
- Grigoriev S, Gulev S, Zolina O. Innovative software facilitates cyclone tracking and analysis[J]. *EOS, Transactions American Geophysical Union*, 2000, 81(16): 170-170.
- Gulev S, Zolina O, Grigoriev S. Extratropical cyclone variability in the Northern Hemisphere winter from the NCEP/NCAR reanalysis data[J]. *Climate Dynamics*, 2001, 17(10): 795-809.
- Gyakum, JR. On the Evolution of the QE II Storm. I: Synoptic Aspects[J]. *Monthly Weather Review*,

- 1983, 111(6): 1137-1155.
- Gyakum JR. North Pacific cold-season surface cyclone activity: 1975-1983[J]. Monthly Weather Review, 1989, 117(6): 1141.
- Harrold TW. Mechanisms influencing distribution of precipitation within baroclinic disturbances[J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 1973, 99(420): 232-51.
- Hart NCG, Gray SL, Clark P. Sting-Jet windstorms over the North Atlantic: Climatology and contribution to extreme wind risk[J]. Journal of Climate, 2017, 30(14): 5455-5471.
- Hersbach H, Bell B, Berrisford P, et al. The ERA5 global reanalysis[J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 2020, 146(730): 1999-2049.
- Hibbard WL, Uccellini L, Santek D A, et al. Application of the 4-D McIDAS to a model diagnostic study of the Presidents' Day cyclone[J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 1989, 70(11): 1394-1403.
- Hirata H, Kawamura R, Kato M, et al. Influential role of moisture supply from the Kuroshio/Kuroshio Extension in the rapid development of an extratropical cyclone[J]. Monthly Weather Review, 2015, 143(10): 4126-44.
- Hodges KI. A general method for tracking analysis and its application to meteorological data[J]. Monthly Weather Review, 1994, 122(11): 2573-2586.
- Hong S-Y, Noh Y, Dudhia J. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes[J]. Monthly Weather Review, 2006, 134(9): 2318-2341.
- Hoskins BJ, Valdes PJ. On the existence of storm-tracks[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 1990, 47(15): 1854-1864.
- Huffman GJ, Stocker EF, Bolvin DT, Nelkin EJ, Tan J: GPM IMERG Final Precipitation L3 Half Hourly 0.1 degree × 0.1 degree V06[DB/OL]. Greenbelt, MD: Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC), 2019 [Accessed: 31st May 2020].
<https://doi.org/10.5067/GPM/IMERG/3B-HH/06>
- Inatsu M. The neighbor enclosed area tracking algorithm for extratropical wintertime cyclones[J]. Atmospheric Science Letters, 2009, 10(4): 267-272.
- Iwao K, Inatsu M, Kimoto M. Recent changes in explosively developing extratropical cyclones over

- the winter Northwestern Pacific[J]. *Journal of Climate*, 2012, 25(20): 7282-7296.
- Jia YQ, Zhao SX. A diagnostic study of explosive development of extratropical cyclone over East Asia and West Pacific Ocean[J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 1994, 11(3): 251-270.
- Jiang LZ, Fu SM, Sun JH. New method for detecting extratropical cyclones: the eight-section slope detecting method[J]. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 2020, 13(5): 1-7.
- Jiang LZ, Yu HG, Dong L, et al. On the vertical extending of the explosive extratropical cyclone: A case study[J]. *Atmospheric Science Letters*, 2021, 22(5): 1-9.
- Jiménez P A, Dudhia J, González-Rouco J F, et al. A revised scheme for the WRF surface layer formulation[J]. *Monthly Weather Review*, 2012, 140(3): 898-918.
- Jung T, Gulev S K, Rudeva I, et al. Sensitivity of extratropical cyclone characteristics to horizontal resolution in the ECMWF model[J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2006, 132(619): 1839-1857.
- Kain JS. The Kain–Fritsch convective parameterization: An update[J]. *Journal of Applied Meteorology*, 2004, 43(1): 170-181.
- Kirk J R. Comparing the dynamical development of two mesoscale convective vortices[J]. *Monthly Weather Review*, 2003, 131(5): 862-890.
- Kouroutzoglou J, Flocas HA, Keay K, et al. Climatological aspects of explosive cyclones in the Mediterranean[J]. *International Journal of Climatology*, 2011, 31(12): 1785-1802.
- Kouroutzoglou J, Flocas HA, Keay K, et al. On the vertical structure of Mediterranean explosive cyclones[J]. *Theoretical and Applied Climatology*, 2012, 110(1): 155-176.
- Kouroutzoglou J, Flocas HA, Simmonds I, et al. Assessing characteristics of Mediterranean explosive cyclones for different data resolution[J]. *Theoretical and Applied Climatology*, 2011, 105(1-2): 263-275.
- Kouroutzoglou J, Flocas HA, Hatzaki M, et al. A high-resolution climatological study on the comparison between surface explosive and ordinary cyclones in the Mediterranean[J]. *Regional Environmental Change*, 2013, 14(5): 1833-1846.
- Koyama T, Stroeve JC, Cassano JJ, et al. Sea ice loss and arctic cyclone activity from 1979 to 2014[J]. *Journal of Climate*, 2017, 30(12): 4735-4754.

- Kuwano-Yoshida A, Asuma Y. Numerical study of explosively developing extratropical cyclones in the Northwestern Pacific region[J]. Monthly Weather Review, 2008, 136(2): 712-740.
- Lee J-G, Han J, Whang K-Y. Trajectory clustering: a partition-and-group framework[C]. Beijing: ACM SIGMOD International Conference on Management of Data, 2007: 593-604.
- Li WL, Xia RD, Sun JH, et al. Layer-wise formation mechanisms of an entire-troposphere-thick extratropical cyclone that induces a record-breaking catastrophic rainstorm in Beijing[J]. Journal of Geophysical Research, 2019, 124(20): 10567-10591.
- Lim EP, Simmonds I. Explosive cyclone development in the Southern Hemisphere and a comparison with Northern Hemisphere events[J]. Monthly Weather Review, 2002, 130(9): 2188-2209.
- Lindzen RS, Farrell B. A simple approximate result for the maximum growth rate of baroclinic instabilities[J]. Journal of Atmospheric Sciences, 1980, 37(7): 1648-54.
- Lorenz EN. Available potential energy and the maintenance of the general circulation[J]. Tellus, 1955, 7(2): 157-167.
- Lu CH. A modified algorithm for identifying and tracking extratropical cyclones[J]. Advances in Atmospheric Sciences, 2017, 34(7): 909-924.
- Lu CH, Kong Y, Guan ZY. A mask R-CNN model for reidentifying extratropical cyclones based on quasi-supervised thought[J]. Scientific Reports, 2020: 15011.
- Lupo AR, Smith PJ, Zwack P. A diagnosis of the explosive development of two extratropical cyclones[J]. Monthly Weather Review, 1992, 120(8): 1490-523.
- Mann HB, Whitney DR. On a test of whether one of two random variables is stochastically larger than the other[J]. Annals of Mathematical Statistics, 1947, 18(1): 50-60.
- Mlawer E J, Taubman S J, Brown P D, et al. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 1997, 102(D14): 16663-16682.
- Martínez-Alvarado O, Baker LH, Gray SL, et al. Distinguishing the cold conveyor belt and sting jet airstreams in an intense extratropical cyclone[J]. Monthly Weather Review, 2014, 142(8): 2571-2595.
- McMurdie L, Mass C. Major numerical forecast failures over the Northeast Pacific[J]. Weather and

- Forecasting, 2004, 19(2): 338-356.
- Meng ZY, Zhang FQ, Luo DH, et al. Review of Chinese atmospheric science research over the past 70 years: Synoptic meteorology[J]. Science China-Earth Sciences, 2019, 62(12): 1946-1991.
- Murakami S. Atmospheric local energetics and energy interactions between mean and eddy fields. Part I: Theory[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 2011, 68(4): 760-768.
- Murray RJ, Simmonds I. A numerical scheme for tracking cyclone centres from digital data[J]. Australian Meteorological Magazine, 1991, 39(3): 155-166.
- Murty T, Mcbean G, McKee B. Explosive cyclogenesis over the northeast Pacific Ocean[J]. Monthly Weather Review, 1983, 111(5): 1131-1135.
- Neu U, Akperov MG, Bellenbaum N, et al. IMILAST: A community effort to intercompare extratropical cyclone detection and tracking algorithms[J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 2013, 94(4): 529-547.
- Pang HJ, Fu G. Case Study of potential vorticity tower in three explosive cyclones over Eastern Asia[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 2017, 74(5): 1445-1454.
- Parsons KE, Smith PJ. An investigation of extratropical cyclone development using a scale-separation technique[J]. Monthly weather review, 2004, 132(4): 956-74.
- Pepler AS, Dowdy AJ. A three-dimensional perspective on extratropical cyclone impacts [J]. Journal of Climate, 2020, 33(13): 5635–49.
- Petterssen S. Motion and Motion Systems. Vol. I, Weather Analysis and Forecasting[M], New York and London: McGraw-Hill, 1956.
- Petterssen S, Smebye SJ. On the development of extratropical cyclones[J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 1971, 97(414): 457-482.
- Petty GW, Miller DK. Satellite Microwave observations of precipitation correlated with intensification rate in extratropical oceanic cyclones[J]. Monthly Weather Review, 1995, 123(6): 1904-1911.
- Qin YJ, Lu CH, Li LP. Multi-scale cyclone activity in the Changjiang River–Huaihe River valleys during spring and its relationship with rainfall anomalies[J]. Advances in Atmospheric Sciences, 2017, 34(2): 246-257.

- Reed RJ, Albright MD. A case study of explosive cyclogenesis in the Eastern Pacific[J]. *Monthly Weather Review*, 1986, 114(12): 2297-2319.
- Reed RJ, Grell GA, Kuo YH. The ERICA IOP 5 Storm. Part I: Analysis and Simulation[J]. *Monthly Weather Review*, 1993, 121(6): 1577-1594.
- Roeber PJ. Statistical analysis and updated climatology of explosive cyclones[J]. *Monthly Weather Review*, 1984, 112(8): 1577-1589.
- Rossa AM, Wernli H, Davies HC. Growth and decay of an extra-tropical cyclone's PV-Tower[J]. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 2000, 73(3): 139-156.
- Rudeva I, Gulev SK. Climatology of cyclone size characteristics and their changes during the cyclone life cycle[J]. *Monthly Weather Review*, 2007, 135(7): 2568-2587.
- Rudeva I, Gulev SK. Composite analysis of North Atlantic extratropical cyclones in NCEP–NCAR reanalysis data[J]. *Monthly Weather Review*, 2011, 139(5): 1419-1446.
- Sanders F, Gyakum JR. Synoptic-dynamic climatology of the “bomb”[J]. *Monthly Weather Review*, 1980, 108(10): 1589-1606.
- Sanders F. Explosive cyclogenesis in the west-central North Atlantic Ocean, 1981–84. Part I: Composite structure and mean behavior[J]. *Monthly Weather Review*, 1986, 114(10): 1781-1794.
- Schultz DM. Reexamining the cold conveyor belt[J]. *Monthly Weather Review*, 2001, 129(9): 2205-2225.
- Schultz DM, Bosart LF, Colle BA, et al. Extratropical Cyclones: A century of research on meteorology’s centerpiece[J]. *Meteorological Monographs*, 2019, 59: 16.1-16.56.
- Shapiro MA. Fronts, Jet Streams and the Tropopause[M]. Keyser D// Newton CW, Holopainen EO. Extratropical Cyclones: The Erik Palmén Memorial Volume. Boston, MA: American Meteorological Society, 1990: 167-191. https://doi.org/10.1007/978-1-944970-33-8_10.
- Simmons A, Uppala S, Dee D, et al. ERA-Interim: New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards[J]. *ECMWF Newsletter*, 2007, 110: 25-35.
- Sinclair MR. An objective cyclone climatology for the Southern Hemisphere[J]. *Monthly Weather Review*, 1994, 122(10): 2239–2256.

- Sinclair MR. Objective identification of cyclones and their circulation intensity, and climatology[J]. Weather and Forecasting, 1997, 12(3): 595-612.
- Skamarock C, Klemp B, Dudhia J, et al. A description of the advanced research WRF Model Version 4[S]. 2019. <https://doi.org/10.5065/1DFH-6P97>
- Sun YW, Fu G, Sun JL, et al. Spatial distribution and seasonal variation of explosive cyclones over the North Atlantic[J]. Journal of Ocean University of China, 2018, 17(5): 1000-1010.
- Thompson G, Field PR, Rasmussen RM, et al. Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part II: Implementation of a new snow parameterization[J]. Monthly Weather Review, 2008, 136(12): 5095-5115.
- Trenberth KE, Davis CA, Fasullo J. Water and energy budgets of hurricanes: Case studies of Ivan and Katrina[J]. Journal of Geophysical Research-Atmospheres, 2007, 112(D23106).
- Uccellini LW, Kocin PJ, Petersen RA, et al. The Presidents' Day cyclone of 18–19 February 1979: Synoptic overview and analysis of the subtropical jet streak influencing the pre-cyclogenetic period[J]. Monthly Weather Review, 1984, 112(1): 31-55.
- Uccellini LW, Keyser D, Brill KF, et al. The Presidents' Day cyclone of 18–19 February 1979: Influence of upstream trough amplification and associated tropopause folding on rapid cyclogenesis[J]. Monthly Weather Review, 1985, 113(6): 962-988.
- Wash CH, Peak JE, Calland WE, et al. Diagnostic study of explosive cyclogenesis during FGGE[J]. Monthly Weather Review, 1988, 116(2): 431-451.
- Wang CC, Rogers JC. A composite study of explosive cyclogenesis in different sectors of the North Atlantic. Part I: Cyclone structure and evolution[J]. Monthly Weather Review, 2001, 129(6): 1481-1499.
- Wernli H, Schwierz C. Surface cyclones in the ERA-40 dataset(1958–2001). Part I: Novel identification method and global climatology[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 2006, 63(10): 2486-2507.
- Whitaker J S, Uccellini LW, Brill KF. A Model-based diagnostic study of the rapid development phase of the Presidents's Day cyclone[J]. Monthly Weather Review, 1988, 116(11): 2337-2365.
- Williamson DL. Storm track representation and verification[J]. Tellus, 1981, 33(6): 513-530.

Yamamoto M. Rapid merger and recyclogenesis of twin extratropical cyclones leading to heavy precipitation around Japan on 9–10 October 2001[J]. Meteorological Applications, 2012, 19(1): 36-53.

Yoshida A, Asuma Y. Structures and environment of explosively developing extratropical cyclones in the Northwestern Pacific region[J]. Monthly Weather Review, 2004, 132(5): 1121-1142.

Zhang SQ, Fu G, Lu CG, et al. Characteristics of explosive cyclones over the Northern Pacific[J]. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 2017, 56(12): 3187-3210.

Zwack P, Okossi B. A new method for solving the quasi-geostrophic omega equation by incorporating surface pressure tendency data[J]. Monthly Weather Review, 1986, 114(4): 655-66.

致 谢

在博士生涯进入尾声之际，心怀感激，在此向每一位给予我帮助的人，致以诚挚的谢意。

首先衷心感谢我的导师傅慎明研究员，他指导了我硕士和博士阶段的工作。傅老师思维活跃，科研态度严谨，在硕博的五年中，我深深的体会到他严谨细致的科学精神。傅老师对学生非常负责，从论文的选题、方案的设计，到结果的讨论、文章的修改，每个阶段都凝结了老师的心血。同时，傅老师对学生的工作和生活都给予细致的关心。他积极乐观的人生态度，是我学习的榜样。

感谢导师孙建华研究员。孙老师经常听取我们的工作汇报，并指出报告中存在的问题，使我受益良多。她鼓励我们多锻炼，努力提高报告水平。孙老师还帮助我修改 PPT，传授宝贵经验。同时孙老师乐观谦逊，平易近人，经常组织课题组聚餐等活动，交流学习和工作经验，为课题组营造了和谐融洽的氛围。

感谢赵思雄研究员。赵老师学识渊博，风趣幽默，总是不辞辛劳来参加课题组组会，关心我们论文进展，以他丰富的科研经历给我们有益的启发。同时还耐心地为纠正我们科研中不严谨的地方，为我们端正科研态度起到重要作用。

感谢课题组卫捷老师，徐广阔师兄，汪汇洁师姐等的帮助和指导。感谢张元春师姐在科研和工作方面的热心帮助和有益建议。感谢杨新林师兄的帮助，尤其是考博和低谷时期的鼓励，给我很大信心。感谢毕业的鲁蓉、刘瑞鑫、麦子、杨如意师姐和田付友师兄，在入所之初提供的种种帮助，使我得以尽快融入大气所的环境，进入科研节奏。

感谢孟亚楠、马若赟同门，感谢大家的鼓励帮助，在科研道路上共同进步。感谢张敬萍师姐，马铮同门，孙学倩、汤欢、刘翠、杨雯婷、魏倩、付亚男、张思等师弟师妹们，使得平时的科研生活充满了欢快的氛围。感谢室友刘俊奇、李逸文、邓安宇等同学的体谅和关心。感谢 18 级秋博的所有同学。

感谢赵芹、杨艳霞老师在财务报销等方面提供的帮助。感谢研究生部孙鹏宇、付建建、张予老师对我们的学习、生活提供的帮助。感谢宿舍管理办公室闫元老师在生活方面的帮助。感谢信息中心辛国辉老师在计算机方面提供的帮助。

论文的完成和离不开各位老师的指导。感谢雷恒池、孙继明、冉令坤、郑飞、孟智勇、孙继松、郑永光、陈明轩、陈光华、黄平、林朝晖、凌健、王亚强、尹金方、赵琳娜、赵天保、钱诚、平凡等老师在论文开题、中期、答辩以及平时讨论时提供的中肯建议和帮助。感谢五位盲审专家认真细致的评审工作。另外感谢我的硕士导师沈新勇教授，在硕士期间提供了来大气所客座学习的机会，使我得以感受到大气所良好的科研氛围。

感谢姑姑的教导，知识改变命运，我会铭记。

最重要的，感谢我的父母，含辛茹苦，将我抚养成人，如今即将步入社会，当努力工作，回报父母。

论文受到国家重点研发计划项目(编号:2018YFC0809400;2018YFC1507200)的资助，特此致谢。

姜立智

2021 年 5 月

作者简历及攻读学位期间发表的学术论文与研究成果

作者简历:

2011年9月——2015年6月，在南京信息工程大学大气科学学院获得学士学位。

2015年9月——2018年6月，在南京信息工程大学大气科学学院获得硕士学位。

2018年9月——2021年6月，在中国科学院大气物理研究所攻读博士学位。

学术论文发表情况:

Jiang LZ, Fu SM, Sun JH. New method for detecting extratropical cyclones: the eight-section slope detecting method[J]. Atmospheric and Oceanic Science Letters, 2020, 13(5): 1-7.

Jiang LZ, Yu HG, Dong L, et al. On the vertical extending of the explosive extratropical cyclone: A case study[J]. Atmospheric Science Letters, 2021, 22(5): 1-9.

Jiang LZ, Fu SM, Sun JH, et al. Surface wind and vertical extent features of the explosive cyclones in the Northern Hemisphere based on the ERA-I reanalysis data[J]. Submitted to International Journal of Climatology, 2020, under review.

参加的研究项目:

国家自然科学基金面上项目，暖季华南地区持续性暴雨维持的三维能量路径及升尺度级串反馈研究

国家自然科学基金面上项目，夏季大别山地区中尺度涡旋的频发机理及其对背景场的反馈

国家重点研发计划项目（2018YFC0809400; 2018YFC1507200,
2018YFC1507400）