

磁暴期间高能电子沉降对夜间大气臭氧的影响

唐琳惠^{1,2}, 潘宇頔³, 於益群^{1,2*}, 徐未^{3*}, 郝亦玮^{1,2}, 马龙行^{1,2}

1. 北京航空航天大学空间与地球科学学院, 北京 100191

2. 空间环境监测与信息处理工业和信息化部重点实验室, 北京 100191

3. 武汉大学地球与空间科学技术学院, 武汉 430072

* 通讯作者, E-mail: yiqunyu17@gmail.com(於益群), wei.xu@whu.edu.cn(徐未)

2025-06-12收稿, 2025-09-16修回, 2025-10-14接受, 2025-12-04网络版发表

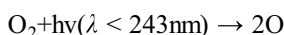
国家自然科学基金项目(42350710793、42461160256)和中央高校基本科研业务费项目资助

摘要 磁暴期间高能电子沉降(Energetic Electron Precipitation, EEP)能够加速高纬地区平流层臭氧损耗。以往研究主要聚焦于单个EEP事件对大气层的作用, 而本研究旨在探究多次磁暴期间, 由EEP引发的臭氧浓度变化规律。基于Aura卫星微波临边探测器(Microwave Limb Sounder, MLS)的观测数据, 针对2004年8月至2015年12月发生的31次磁暴事件, 分析了夜间条件下55°–80°纬度范围内的臭氧浓度变化特征。结果显示, 在磁暴发生期间, 70–80 km高度处臭氧平均损耗率约为10%; 暴时臭氧损耗呈现明显的季节性差异, 其中冬季磁暴引发的臭氧损耗最为突出。此外, 本研究还重点探讨了2015年12月连续两次磁暴期间臭氧浓度变化的复杂过程: 第一次磁暴发生时, 臭氧损耗现象基本只发生在60 km以上高度; 而第二次磁暴不仅加剧了臭氧损耗的程度, 还将损耗范围向下延伸至40 km高度。通过运用包含D区离子化学过程的全大气社区气候模式(Whole Atmosphere Community Climate Model with the D-region ion chemistry, WACCM-D)的模拟, 我们发现在上述两次磁暴期间, 大气层中HO_x与NO_x的浓度先后出现两次显著的升高, 且二者的累积效应大于两次磁暴单独作用的效应总和。这些过量的HO_x与NO_x, 一部分在原位积累, 另一部分继续向下传输并与低层臭氧发生化学反应, 最终造成低高度区域出现大范围臭氧损耗。

关键词 高能电子沉降, 磁暴, 臭氧损耗, WACCM-D, 磁层-电离层-大气层耦合

1 引言

大气中的氧分子可在紫外线作用下分解为氧原子(Pesnell等, 1999; Zawedde等, 2019)。随后, 这些氧原子会与其他氧分子结合形成臭氧, 具体过程如公式(1)所示:



臭氧通过吸收紫外线辐射, 可调控大气辐射平衡、温度与动力学过程, 对生物圈至关重要。因此, 明晰臭氧损耗机制是保护地球生命的关键所在。

众所周知, 人类活动产生的氟氯烃等物质会导致臭

氧损耗(Solomon, 1999)。事实上, 像太阳活动、极地平流层云、行星波等自然因素同样会影响大气臭氧浓度(Poole和McCormick, 1988; Strahan, 2002)。在这些自然因素中, 受太阳活动直接或间接影响的高能粒子沉降(Energetic Particle Precipitation, EPP)可显著影响大气成分。EPP通常包含太阳质子事件(Solar Proton Events, SPEs)和高能电子沉降(Energetic Electron Precipitation, EEP)两类(Denton等, 2018; Chapman-Smith等, 2023); 其中, SPEs由日冕物质抛射期间从太阳向外喷射的太阳质子(能量 $E > 10$ MeV)构成; 而EEP则源于地磁扰动期间沉降至大气中的磁层电子(能量 $E > 100$ eV)。粒子在大气中的穿透深度主要由其携带的能量决定, 例如, 能量为

中文引用格式: 唐琳惠, 潘宇頔, 於益群, 徐未, 郝亦玮, 马龙行. 2026. 磁暴期间高能电子沉降对夜间大气臭氧的影响. 中国科学: 地球科学, 56(1): 293–303, doi: 10.1360/N072025-0293

英文引用格式: Tang L, Pan Y, Yu Y, Xu W, Hao Y, Ma L. 2026. The impact of energetic electron precipitation on nighttime atmospheric ozone during geomagnetic storms. Science China Earth Sciences, 69(1): 278–287, <https://doi.org/10.1007/s11430-025-1726-x>

10 keV–1 MeV的电子可使100 km以下高度的大气成分电离(Fang等, 2008), 而能量超过30 keV的电子会显著增强约80 km高度大气的电离效应(Yu等, 2018)。

当这些高能粒子注入进大气层后, 会与中性分子发生碰撞, 生成HO_x(H, OH, HO₂)与NO_x(NO, NO₂)。其中, HO_x因需要水蒸气参与生成, 主要产生于80 km以下高度的大气区域, 且寿命仅为数天; NO_x则主要生成于高中间层(95 km以上高度), 其损耗过程需要强烈的太阳辐射驱动, 因此在弱光照条件下能长期存在(Andersson等, 2014)。如公式(2)所示, HO_x与NO_x均能参与一系列催化反应, 导致大气臭氧浓度降低。



式中, X代表HO_x或NO_x, XO是由X与氧原子结合形成的中间产物, 其具体形态取决于X的类型(Pesnell等, 1999; Zhan等, 2025)。

前人已对SPEs引发的臭氧损耗进行了充分研究。Weeks等(1972)在1969年11月2日的SPE事件期间, 观测到50–70 km高度处出现臭氧损耗现象。Denton等(2018)对191次SPEs期间平流层臭氧数据进行分析后发现, 在冬季至早春时段, 芬兰上空16–24 km高度处的臭氧分压下降约10%。SPEs主要通过两种机制导致臭氧损耗: 第一种以NO_x为主导, 通常发生在35–50 km高度区间, 能造成轻微的臭氧损耗(约10%), 但影响的持续时间较长; 第二种由HO_x驱动, 一般发生在50 km以上高度, 能造成明显但短时的臭氧衰减(Rohen等, 2005; Funke等, 2011; Nilsen等, 2022)。

由于EEP发生频率高于SPEs, 近年来, 研究重点逐渐转向探究EEP与大气臭氧的关系。Randall等(2007)首次对南半球(1992–2005年)由EEP生成的NO_x年度变化进行量化分析, 发现在大多数冬季期间, NO_x会从中间层向下传输至平流层, 并催化臭氧分解, 这一过程被定义为EEP的间接效应(Indirect Effect, IE)。Rodger等(2010a)采用索丹屈莱离子与中性化学(Sodankylä Ion and Neutral Chemistry, SIC)模式研究表明, 冬季EEP事件导致的臭氧损耗程度显著高于夏末或初秋时段的EEP事件。Daac等(2012)在一次持续12小时的中等强度磁暴期间观测到, 约70 km高度处NO浓度显著升高, 与此同时, 该高度的臭氧含量下降约70%。

尽管已有上述研究进展, 但多数研究仍聚焦于单次EEP事件, 针对磁暴期间臭氧变化的统计规律, 以及连续磁暴过程中臭氧的变化特征, 目前的研究仍不够充分。已知EEP主要影响60–80 km高度区间的臭氧浓度(Anders-

son等, 2014; Turunen等, 2016; Miyoshi等, 2021), 但通过间接效应, 理论上EEP还可导致更低高度的臭氧损耗。为填补这些研究空白, 我们对2004年8月至2015年12月期间发生的31次磁暴期间55°–80°纬度、20–100 km高度范围内夜间大气臭氧的损耗情况进行了统计分析; 同时选取2015年12月连续两次磁暴事件作为典型案例, 重点分析冬季夜间时段的臭氧变化趋势。此外, 本研究还借助大气化学模式, 进一步探究了连续磁暴期间臭氧的损耗机制。

2 数据与方法

2.1 Aura卫星微波临边探测器

Aura卫星于2004年7月发射并持续运行至今, 其轨道为近极地太阳同步轨道, 轨道高度约705 km, 每日绕地球飞行约13圈, 可实现全球范围内观测(Verkhoglyadova等, 2015)。Aura卫星搭载的微波临边探测器(Microwave Limb Sounder, MLS)可探测地球临边的热微波辐射, 约25 s完成一次从地面至90 km左右高度的垂直扫描。MLS能实现全球范围内的臭氧观测, 探测范围覆盖82°N–82°S纬度、10–94 km高度区间, 并支持昼夜观测(Livesey等, 2008)。由于光照可显著影响背景大气成分, 本研究选择太阳天顶角(Sun Zenith Angle, SZA) > 95°的夜间臭氧观测数据(Verkhoglyadova等, 2015)。为直观呈现大气成分随高度的变化趋势, 本研究采用高度变量Z*代替压强, 在等温大气假设下, Z*与海拔高度具有良好的对应关系(McPeters等, 2007)。Z*的定义如公式(3)所示(Labow等, 2015):

$$Z^* = 16 \times \log_{10} \frac{1000}{p} \quad (3)$$

式中, p 为压强, 单位为hPa; Z^* 的单位为km。

2.2 POES卫星中能质子与电子探测器

本研究采用极轨环境卫星系列(Polar Orbiting Environmental Satellite series, POES)中的五颗卫星——MetOp-01、MetOp-02、NOAA-15、NOAA-18与NOAA-19, 获取沉降电子通量数据。POES卫星均为太阳同步低轨极地卫星, 轨道高度约800 km, 轨道周期约100 min。其搭载的中能质子与电子探测器(Medium Energy Proton and Electron Detector, MEPED), 可通过一对垂直(90°)望远镜与水平(0°)望远镜探测受俘获粒子与沉降粒子(Rodger等, 2010b)。其中, 电子探测器设有E1、E2、E3三个能量通道, 分别对应入射动能 $E > 30$ 、100和300 keV的电子; 质子探测器则可探测六个能量段的质子, 具体为:

(P1)30–80 keV、(P2)80–240 keV、(P3)240–800 keV、(P4)800–2,500 keV、(P5)2,500–6,900 keV、(P6)>6,900 keV。需要注意的是，探测器无法完全区分电子与质子：能量为210–2,600 keV的质子可能对电子探测器造成干扰，而能量高于500 keV的电子也可能进入质子探测器。不过，当质子强度较低(即P4、P5通道探测到的通量显著低于P6通道)时，可利用P6通道的数据估算能量高于700 keV的电子通量(Yando等, 2011; Selesnick等, 2020)。为尽量降低质子污染，本研究完全剔除了以下两类通量数据：一是在南大西洋异常区(South Atlantic Anomaly, SAA)内部及周边区域测得的数据；二是SPEs发生前一天至发生后十天内测的数据(van de Kamp等, 2016; Sinnhuber等, 2016)。

2.3 包含D区离子化学过程的全大气社区气候模式

全大气社区气候模式(Whole Atmosphere Community Climate Model, WACCM)由美国国家大气研究中心研发，是一款化学-气候通用环流模式。该模式垂直覆盖范围从地球表面延伸至热层(约140 km高度)，水平分辨率为1.9°纬度、2.5°经度(Marsh等, 2013)。模式中电离源包括三类：一是极紫外光子与软X射线光子的吸收过程；二是光电子的作用；三是极光区域高能粒子沉降的参数化过程(Roble和Ridley, 1987)。

WACCM-D模式基于WACCM模式开发而成，新增了D区电离层化学过程模块(Verronen等, 2016)。该模式包含20种阳离子、21种阴离子，以及307个对D区电离层至关重要的离子-中性粒子反应；聚焦于EPP事件期间HO_x与NO_x主要的产生过程。离子反应参数化基于SIC模式实现，但对离子-离子复合机制进行简化处理来降低计算成本。在50 km以上高度，模式采用完全交互运行模式，仅受上下边界条件约束；而在50 km以下高度，模式则由美国国家航空航天局全球建模与同化办公室的现代时期研究与应用再分析数据(Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Application reanalysis)驱动(Molod等, 2015; Garcia等, 2017; Kyrölä等, 2018; Pan等, 2025)。需要注意的是，该模式在所有高度(包括50 km以上高度)的动力学过程主要依赖于50 km以下高度的风场和波动通量(Andersson等, 2016; Orsolini等, 2018; Pan等, 2025)。其默认的太阳强迫场数据源自于CMIP6(Coupled Model Intercomparison Project Phase 6)模式，涵盖太阳光谱辐照度、光电离过程、加热率，以及由EPP产生的离子对生成率(Ion-pair Production Rates, IPR)。极光强迫场由Kp指数表征，中能电子沉降则采用Ap指数近似描述(Jackman等, 2009; van de Kamp等,

2016)。Andersson等(2016)通过将WACCM-D模式的模拟结果与2005年1月SPE事件的卫星观测数据进行对比，证实该模式能有效提升SPEs期间极区HNO₃、HCl、ClO、OH与NO_x的模拟效果。关于WACCM-D模式的更多细节及其在低电离层中的评估结果，可参考Verronen等(2016)的工作。

在本研究中，WACCM模式的直接输入参数为沉降电子产生的IPR高度剖面，参照Pan等(2025)的方法，利用沉降电子通量，可通过BERI(Boulder Electron Radiation to Ionization Model)模式(Xu等, 2018, 2020)与NRLMSISE-00模式(Emmert等, 2022)共同计算该高度剖面。

2.4 磁暴事件

综合考虑Aura卫星的在轨时间与WACCM-D模式的可模拟时段，本研究从2004年8月至2015年12月内(覆盖约一个太阳活动周)，筛选出31次磁暴事件。筛选标准如下：(1) 磁暴期间Dst指数最小值小于-35 nT；(2) 事件未发生在SPEs前一天至后十天的时段内(记录SPEs发生时间的网址：<https://www.ngdc.noaa.gov/stp/space-weather/interplanetary-data/solar-proton-events/SEP%20page%20code.html>)；(3) 事件发生前Dst指数变化相对稳定。网络版附表S1列出了31次磁暴事件的Dst指数最小值与事件的持续时间。每次磁暴事件发生前的平静期根据Dst指数的变化情况确定，并将Dst指数达到最小值的日期记为第0天，其之前的 n 天记为第 $-n$ 天，之后的 m 天记为第 $+m$ 天。

3 结果

3.1 2004年8月至2015年12月内暴时臭氧损耗

本研究聚焦于地理纬度55°–80°、高度20–100 km范围内的夜间臭氧变化，着重分析每次磁暴事件前后共30天内的臭氧演化规律。首先，根据Aura卫星MLS探测器的观测数据，事件发生前10天至后20天期间、SZA>95°条件下夜间臭氧日平均体积混合比(VMR，单位为ppmv，1 ppmv=1 μL L⁻¹)。以平静期夜间臭氧VMR为基底，进一步计算得到夜间臭氧VMR的日变化率。图1A展示了31次磁暴事件内夜间臭氧日变化情况，60–100 km高度范围的夜间臭氧变化率在第0天后转为负值，表明事件发生后该高度范围内夜间臭氧浓度明显下降，并在第4天恢复至暴前水平。值得注意的是，夜间臭氧浓度下降率的峰值出现在70 km高度附近，意味着该高度是磁暴期间臭氧损耗最显著的区域，这与前人的研究结论相符

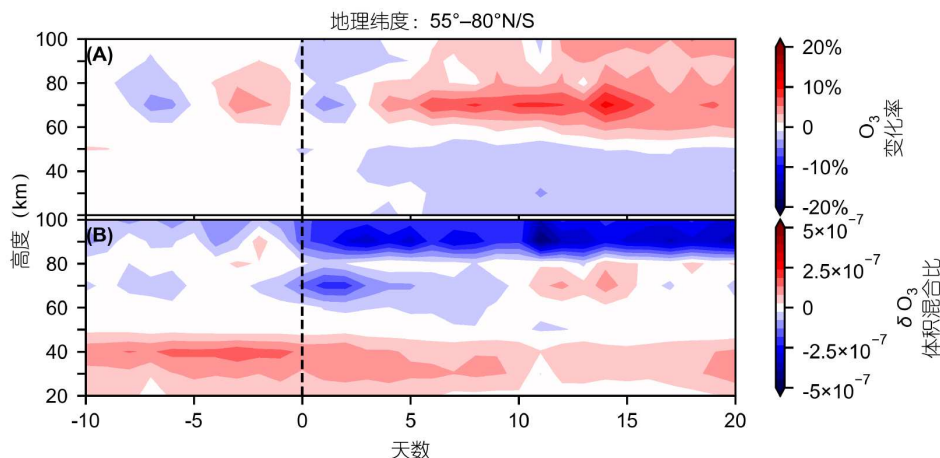


图1 31次磁暴期间, 地理纬度为55°–80°、高度为20–100 km夜间臭氧VMR变化率(A)与 δO_3 (B)的变化特征。黑色虚线标注的是第0天

(Andersson等, 2014; Fytterer等, 2015; Turunen等, 2016)。此外, 50 km以下高度的夜间臭氧浓度从第5天开始降低, 表明31次磁暴事件中可能存在部分特殊案例, 对整体臭氧VMR平均变化率造成了一定的干扰。已知单次EEP事件一般仅影响60–80 km高度的臭氧浓度(Andersson等, 2014; Turunen等, 2016), 因而我们推测, 多次EEP事件可能通过累积效应将影响范围拓展至更低高度。同时, 图2D中冬季事件内50 km以下高度的臭氧浓度差值(δO_3)呈现出类似变化特征, 表明这种现象或许与冬季发生的磁暴相关。综上, 我们猜测2015年12月连续两次磁暴事件是造成图1A中50 km高度臭氧损耗的主要原因, 相关细节讨论详见3.2节。

众所周知, 平流层臭氧浓度存在年变化、季节变化等长期演化规律。为尽量降低这类因素对统计结果的干扰, 我们沿用Denton等(2018)与Chapman-Smith等(2023)的数据处理方法, 对2004年8月至2015年12月(剔除31次磁暴事件的前10天至后20天)内的日观测数据取平均, 估算夜间臭氧VMR的年日均参考值, 结果如网络版附图S1所示。随后, 将夜间臭氧VMR的实测日均值与对应的年日均参考值相减, 得到每日 δO_3 。图1B展示了31次磁暴事件中每日 δO_3 的总体变化情况。从第-1天至第9天, δO_3 在两处高度范围内均呈现负向变化特征: 一个是60–80 km高度, 其中在70 km高度附近负偏差最为突出; 另一个是80–100 km高度, 其中在90 km高度附近负偏差最为明显。这意味着磁暴发生期间, 60–100 km高度的臭氧浓度普遍低于年日均参考值。值得一提的是, 部分高度的 δO_3 演变趋势也许会受到极端低温、小尺度火山喷发等异常事件的影响(Solomon等, 2015)。例如, 2006年行星波活动较弱, 当年臭氧柱总量的年最小值达

到了历史极低(Massom等, 2008; Yang等, 2008)。后续, 虽然臭氧浓度随时间整体呈增长趋势, 但在2006–2009年内(如附图S2所示), 南半球6月中旬至10月中旬与北半球秋季期间, 75–100 km高度臭氧平均含量仍明显低于2004–2015年的平均含量(如附图S1所示)。这可能导致80–100 km高度内臭氧浓度一直低于平均水平。然而, 通过对比60–100 km高度内 δO_3 与臭氧VMR变化率在第0天前后的突变特征, 我们可以得到明确的结论: 磁暴能对该高度范围内的臭氧浓度产生显著影响。

在平静时期, 不同季节内大气臭氧的变化趋势存在明显差异, 因此可以通过分析 δO_3 的季节变化特征对比不同季节下大气臭氧对磁暴的响应情况。31次磁暴事件的臭氧观测数据按照季节进行分类处理, 结果如图2所示。正如前文所说, 由于异常事件的存在, 图2A与图2C中80–100 km高度处臭氧浓度直到第20天才恢复至暴前水平; 同样, 图2D中该高度范围内臭氧浓度整体低于平均值。尽管如此, 通过判断第0天前后 δO_3 的增减趋势, 仍然能识别出四个季节内磁暴对大气臭氧的作用特征。

与图1的结果相符, 四个季节内磁暴发生后, 60–100 km高度的臭氧浓度均会快速出现明显下降。但不同季节下, 大气臭氧对磁暴的响应存在差异。在冬季, 臭氧响应最显著的区域位于60–80 km高度, 并且冬季也是四个季节中臭氧损耗范围最广、程度最严重的季节; 春秋两季的臭氧损耗程度处于中等水平, 其中春季臭氧损耗峰值出现在80–100 km高度, 秋季则在60–80 km高度达到损耗最大值; 与之相反, 夏季磁暴期间相同高度内臭氧损耗现象则十分微弱。

不同季节臭氧浓度对EEP的响应存在差异, 这可能与背景大气化学成分及动力学过程的季节性变化有关。

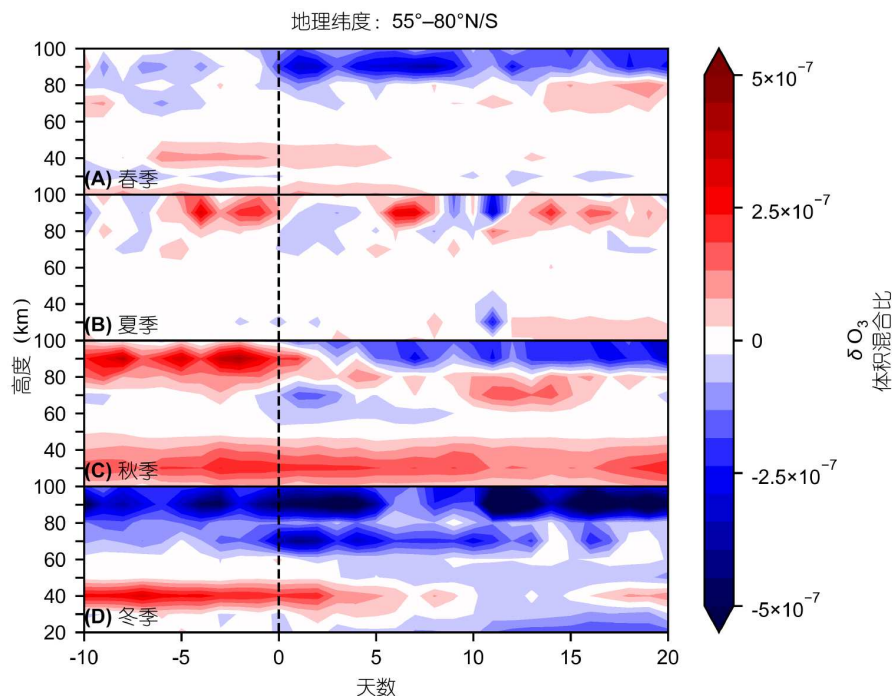


图2 地理纬度为55°–80°、高度为20–100 km的 δO_3 在不同季节的变化特征。黑色虚线标注的是第0天

在夏季，充足的光照不仅能促进臭氧的生成过程，还会加速 NO_x 的分解(Rodger等, 2010a)，因此磁暴引起的臭氧损耗现象变得不明显。相反，冬季极地区域光照不足，缺少有效的臭氧补充机制；而且冬季 NO_x 的寿命更长，并可通过极地涡旋影响平流层臭氧浓度(Turunen等, 2009)。这些因素共同作用，使得冬季磁暴导致的臭氧损耗更显著、持续时间也更长。

为了解释图2D中广泛存在的 δO_3 负值现象，我们对南北半球冬季磁暴期间 δO_3 的变化情况进行了分析。如附图S3所示，与北半球相比，南半球冬季磁暴期间80–100 km高度的 δO_3 变化并不明显，这主要是因为2006–2009年南半球冬季75–100 km高度的臭氧平均浓度显著低于2004–2015年的平均水平(如附图S1和S2所示)。尽管统计结果会受到异常年份的影响，但仍然能观测到南半球冬季约70 km高度处臭氧对磁暴的响应。此外，臭氧对磁暴的响应还呈现出南北半球不对称性。总之，冬季磁暴期间臭氧损耗最为突出，其次是春季和秋季，而夏季臭氧受磁暴的影响最微弱，这是由于夏季白天充足的光照既能促进臭氧生成，又可加速 NO_x 的消耗，最终导致夜间臭氧浓度升高(Fytterer等, 2015)。

3.2 2015年12月连续两次磁暴期间臭氧损耗

在分析磁暴期间夜间臭氧浓度变化情况时，我们发

现在2015年12月发生的连续两次磁暴事件中，北纬55°–80°、高度40–60 km范围内的夜间臭氧浓度出现明显降低，而60 km以下高度臭氧损耗现象通常在SPEs期间被观测到(Verronen等, 2005; Turunen等, 2009; Rodger等, 2010a; Andersson等, 2014; Chapman-Smith等, 2023)。

如图3C所示，在12月14日14:00 UT左右，Dst指数突然升高，标志着磁暴急始(Storm Sudden Commencement, SSC)的发生；当日20:00 UT左右，Dst指数下降至最小值–55 nT。而后，Dst指数在12月19日17:00 UT左右再次急剧上升，意味着第二次SSC的出现；12月21日02:00 UT左右，Dst指数达到最小值–159 nT。图3A与图3B中夜间臭氧VMR变化率与 δO_3 的变化特征说明：第一次磁暴期间，60–100 km高度的夜间臭氧浓度先降低后逐渐增加，但还未恢复至暴前水平；第二次磁暴事件进一步加剧了该高度范围内臭氧损耗。与3.1节结论一致，两次磁暴后，70 km高度附近臭氧浓度最大下降率高达34%，远高于其他高度的下降幅度。并且，在第二次磁暴恢复相期间，臭氧损耗范围慢慢向下延伸至约40 km高度，该高度臭氧浓度最大下降率为10%左右，而这一现象正是图1A与图2D中40–60 km高度处臭氧浓度降低的主要原因之一。在两次磁暴期间，60 km以上高度夜间臭氧损耗程度与单次强磁暴事件的臭氧衰减水平相当，但60 km以

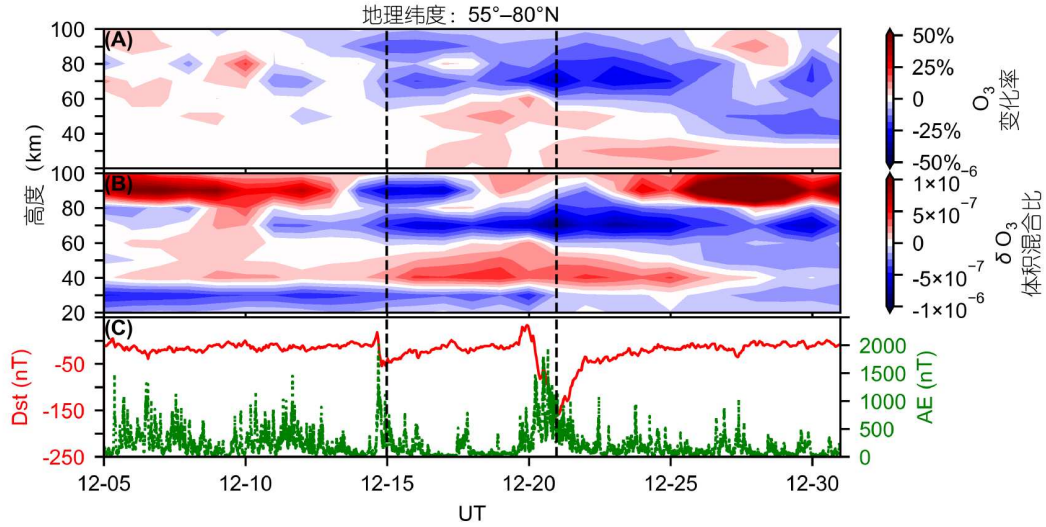


图3 2015年12月5日至30日, 北纬55°–80°、高度20–100 km范围内夜间臭氧VMR变化率(A)与 δO_3 (B)的变化特征, 以及Dst指数和AE指数(C)。两条黑色虚线分别标注两次磁暴事件中Dst指数达到最小值的日期

下高度臭氧响应却表现出独特性。通常, 这种低高度的臭氧损耗现象与SPEs相关。

或许能通过 HO_X 与 NO_X 的演变情况来解释这一特殊现象。磁暴期间, EEP可以提高大气层中 HO_X 与 NO_X 的浓度, 但二者的存活时间不同。通常 HO_X 寿命比较短, 仅为数天; 而 NO_X 在弱光照条件下可长期存活。此外, 在冬季, 部分 NO_X 还可通过高纬极地涡旋向下传输至约15–50 km平流层高度(Denton等, 2018)。结合图3A与图3B中夜间臭氧浓度的变化特征, 我们提出如下假设: 第一次磁暴期间, 由EEP产生的 HO_X 与 NO_X , 一部分与60–100 km高度的大气臭氧发生反应, 另一部分传输至更低高度; 当第二次磁暴发生时, 相同过程再次发生, 即部分 HO_X 与 NO_X 在原位参与臭氧消耗, 其余继续向下输运。两次磁暴中, 过量 HO_X 与 NO_X 累积, 导致60 km以下高度 HO_X 与 NO_X 的浓度增加, 引发可观测到的臭氧损耗现象。为深入理解上述大气响应过程, 我们采用WACCM-D模式对两次磁暴期间大气成分进行模拟, 来验证假设的合理性。

3.3 2015年12月大气模拟结果

如图4所示, 五颗POES卫星每日的运行范围可覆盖全球, 利用它们的探测数据, 能获得每日全球电子沉降信息(Tian等, 2020)。因为MEPED探测器0°望远镜测量的是能量 $E > 30$ 、100及300 keV电子积分通量, 所以需要将积分通量转换为差分通量。假设10 keV以上能量的沉降电子满足幂律分布(Smith-Johnsen等, 2018), 则电子

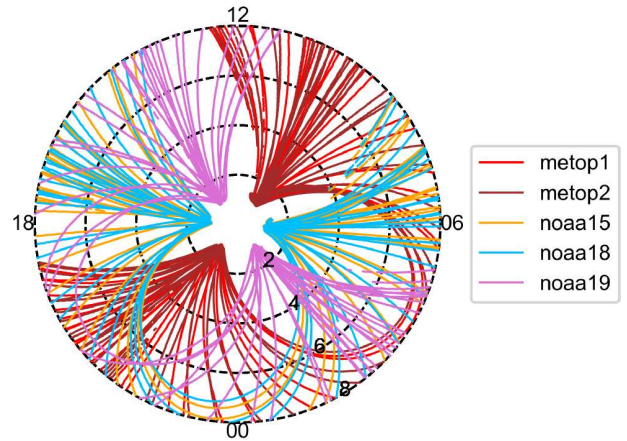


图4 2015年12月21日五颗POES卫星在磁赤道上的映射位置

差分通量 f_e 可表示为公式(4):

$$f_e(E) = c E^{-\alpha} \quad (4)$$

将 f_e 从能量下限 E_{min} 积分至无穷大, 即可得到相应的电子积分通量 F_e , 如公式(5)所示:

$$F_e(E \geq E_{min}) = \int_{E_{min}}^{\infty} c E^{-\alpha} dE = -\frac{c}{1-\alpha} E_{min}^{1-\alpha} \quad (5)$$

对公式(5)等号两侧同时取对数, 得到公式(6):

$$\ln F_e = \ln \left(-\frac{c}{1-\alpha} \right) + (1-\alpha) \ln E_{min} \quad (6)$$

式中, E_{min} 代表电子的最低能量, c 与 α 均为常数。将

MEPED探测器三个能量通道测得的电子积分通量代入公式(6)，并采用最小二乘法进行拟合，即可求解出参数 $\ln c$ 与 α ，根据公式(4)进而得到沉降电子的能谱。

图5对比了MEPED探测器三个能量通道测得的电子积分通量与拟合能谱对应的电子积分通量，结果显示所采用的拟合方法具有一定的合理性。需要注意的是，探测器E1至E3通道可能受到能量范围为210–2600 keV的质子污染(Yando等, 2011; Nesse Tyssøy等, 2016)。但本研究目标是通过对比四种不同沉降输入的模拟结果来验证假设：(1) 无磁暴事件发生(记为“NoStorm”)；(2) 仅第一次磁暴事件发生(记为“FirStorm”)；(3) 仅第二次磁暴事件发生(记为“SecStorm”)；(4) 两次磁暴事件均发生(记为“TwoStorm”)，只关注四种条件下大气成分的相对变化，因此质子污染在分析中可忽略不计。

从图3C中AE和Dst指数的变化情况可知，除两次磁暴之外，12月5日至30日期间还发生了多次亚暴事件。由于WACCM-D模式的模拟从每月1日开始，为排除12月1日至12日期间亚暴事件的干扰，我们用单个平静日(12月

24日)的电子沉降通量代替这12天内的每日电子沉降通量，作为模式的输入。这一处理方法有助于清晰地识别连续两次磁暴事件通过EEP对大气层的作用。此外，在模拟12月14日至22日、12月20日至21日、12月14日至16日这三个时段时，我们同样用该平静日的电子沉降通量作为输入，分别对应NoStorm、FirStorm及SecStorm三种模拟条件。图6展示了四种输入条件下，2015年12月北半球高纬区域能量 $E=84$ keV的沉降电子差分通量变化。由图6可见，两次磁暴期间(以竖线标注)的电子沉降通量显著增强，并且12月26日至27日观测到的沉降电子通量增加，说明发生了孤立的亚暴事件(参见图3C中AE指数的变化)。

NoStorm的模拟结果可用于衡量平静时期的大气层变化，以此为基准，能计算出其他三种磁暴条件下大气成分的相对变化率。图7A至图7F分别展示了相对于NoStorm、FirStorm、SecStorm及TwoStorm三种磁暴条件下模拟的 HO_x 浓度与 NO_x 浓度的变化率。当第一次磁暴发生时(即12月15日，如图7A与图7B所示)，70 km高度处

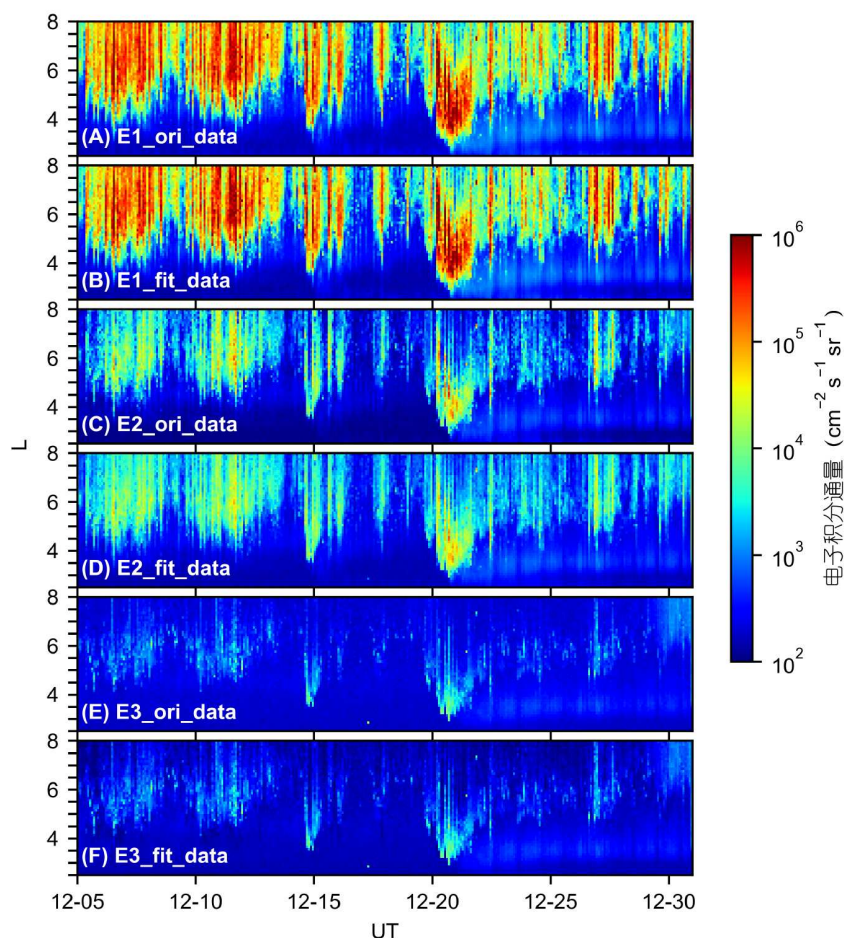


图5 2015年12月5日至30日，POES卫星提供的电子积分通量(A、C、E)与拟合能谱对应的电子积分通量(B、D、F)

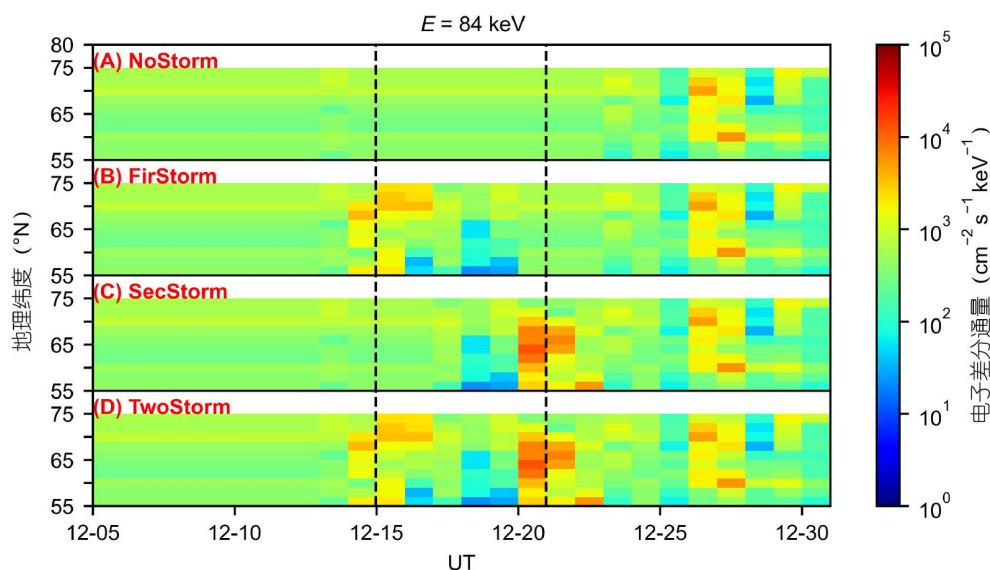


图6 在NoStorm(A)、FirStorm(B)、SecStorm(C)与TwoStorm(D)四种输入条件下, 能量 $E=84$ keV的沉降电子差分通量。两条黑色虚线分别标注两次磁暴事件中Dst指数达到最小值的日期

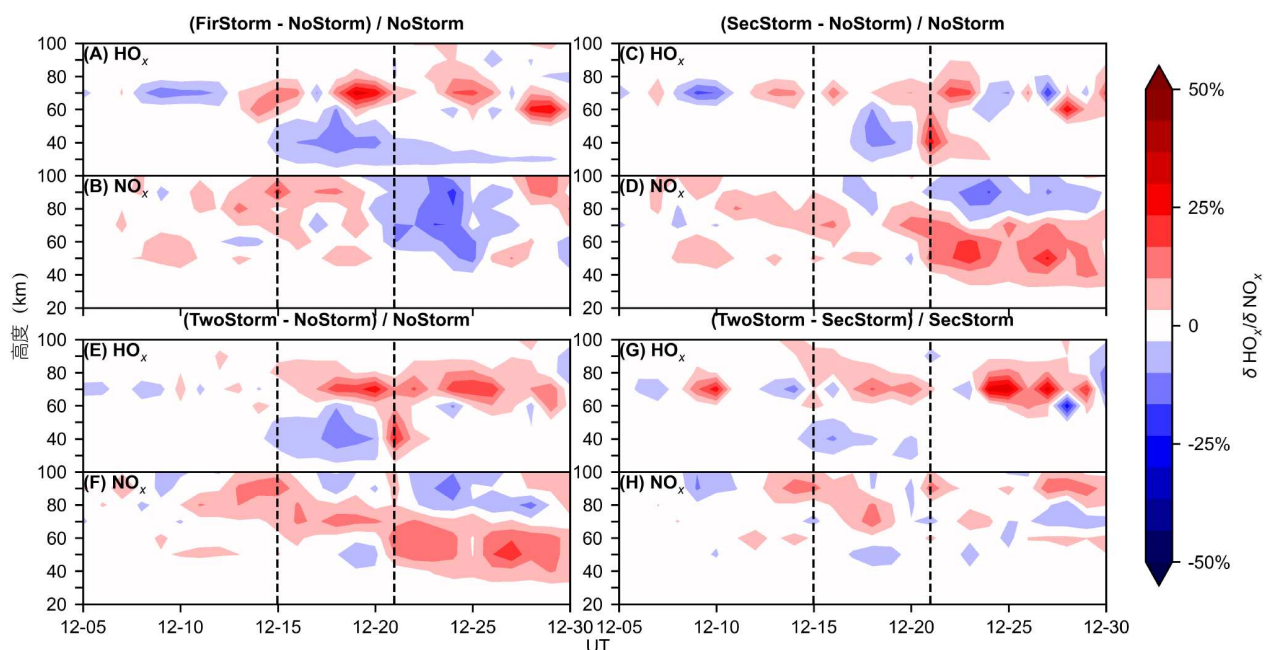


图7 不同条件下模拟得到的 HO_x 与 NO_x 相对变化率。(A–F)与NoStorm相比, FirStorm、SecStorm与TwoStorm条件下模拟得到的 HO_x 与 NO_x 相对变化率;(G, H)与SecStorm相比, TwoStorm条件下模拟得到的 HO_x 与 NO_x 相对变化率;两条黑色虚线分别标注两次磁暴事件中Dst指数达到最小值的日期

的 HO_x 浓度与90 km高度处的 NO_x 浓度大幅上升。但由于第一次磁暴强度较低, HO_x 与 NO_x 的受影响范围相对较小, 因此二者浓度很快恢复至平静期水平。当第二次磁暴发生时(即12月21日, 如图7C与图7D所示), 30–80 km高度范围内 HO_x 浓度与40–80 km高度范围内 NO_x 浓度显

著升高。其中, HO_x 浓度很快停止变化, 而 NO_x 因在冬季极区域内光化学寿命较长, 直到12月30日, 其浓度一直维持在较高水平。当两次磁暴共同作用时(如图7E与图7F所示), HO_x 与 NO_x 的浓度变化并非两次单磁暴效应的简单叠加, 而是二者交互作用的结果, 这一现象在

NO_x 的变化中尤为明显。例如，当独立分析单磁暴事件时，在两次磁暴的间隔期间（即12月17日至19日），图7B与图7D中60–80 km高度处 NO_x 浓度无显著变化；与之相反，图7F中同一时空位置处的 NO_x 浓度明显增加，表明两次磁暴之间存在交互作用。此外，由于第二次磁暴的强度远高于第一次，其对于大气层的影响可能占据主要地位，甚至会掩盖第一次磁暴的效应。比如，在12月20日之后，图7D与图7F中 NO_x 浓度的变化趋势十分相似。为了验证第一次磁暴是否会影响第二次磁暴对大气层的作用，我们需要着重分析SecStorm与TwoStorm两种条件下大气成分的差异。

选取SecStorm的模拟结果作为参考，计算TwoStorm条件下大气成分的相对变化率，结果如图7G与图7H所示。与SecStorm相比，TwoStorm条件下 HO_x 浓度与 NO_x 浓度的变化存在两个主要的差异：其一，第一次磁暴导致二者相对浓度升高；其二，第二次磁暴发生时，50–90 km高度范围内 HO_x 相对浓度与70 km以上高度的 NO_x 相对浓度进一步上升。考虑到这两个差异对应的高度范围相近，我们推测在第一次磁暴后，冬季高纬地区产生的 HO_x 与 NO_x 还未恢复至暴前水平，就受第二次磁暴驱动的EEP影响，二者浓度再次增加。因此，在两次磁暴期间，大气层中积累着大量由EEP生成的 HO_x 与 NO_x ，这些物质与臭氧发生反应，最终导致臭氧浓度大幅下降。

4 总结

本研究对2004–2015年内31次磁暴事件，南北半球55°–80°地理纬度范围内夜间大气臭氧浓度变化进行了统计分析。结果显示，磁暴期间EEP主要影响约70 km高度的臭氧浓度。将事件按照发生的季节分类，并利用 δO_3 （相对于年日均参考值的臭氧浓度偏差）量化不同季节的磁暴对臭氧的影响，我们发现冬季发生的磁暴能引发范围最广、持续时间最长的臭氧损耗，其次是春季和秋季的磁暴，而夏季磁暴对臭氧的影响最弱。

通过对2015年12月连续两次磁暴事件的研究，进一步展示了北纬55°–80°内夜间臭氧的变化情况。在第一次磁暴期间，60 km以上高度的臭氧浓度先降低后出现部分恢复；而后续发生的第二次磁暴，不仅加剧了60 km以上高度的臭氧损耗，还将损耗范围向下延伸至约40 km高度。与暴前相比，40 km左右高度的臭氧浓度下降约10%。在先前的研究中，这类低高度臭氧损耗通常被认为由SPEs所致。

多数研究表明，磁暴主要通过EEP生成 HO_x 与 NO_x ，进而导致臭氧损耗。针对2015年12月连续两次磁暴事件，

我们采用WACCM-D模式，结合不同的EEP输入，得到 HO_x 与 NO_x 在模拟中的变化。模拟结果显示，第一次磁暴期间， HO_x 与 NO_x 的浓度升高，但还未恢复至暴前水平，就受到第二次磁暴的作用，大气中积累了过量的 HO_x 与 NO_x ，这些物质持续与臭氧发生反应，最终造成观测到的大范围臭氧损耗。

综上，结合观测与模拟结果，我们证实了短期内连续发生的磁暴不但会导致冬季高纬度地区大气臭氧的大幅下降，而且能引发约40 km高度的臭氧损耗——这一现象此前普遍被认为与SPEs相关。在以往的研究中，磁暴对臭氧的作用主要集中于约70 km高度，并且影响强度通常弱于SPEs。但需要注意的是，EEP发生频率明显高于SPEs。部分研究通过长期的数据统计发现，在EEP事件高发年份，冬季中间层的臭氧浓度显著低于EEP事件低发年份（Andersson等，2014），这说明在太阳活动高年，每一到两周发生一次的磁暴或许会对中间层臭氧存在持续性抑制作用（Dae等，2012）。本研究为上述假设提供了关键的观测证据，即当地磁环境处于不稳定状态，且冬季极地臭氧缺少有效补充机制时，连续磁暴所伴随的EEP可导致冬季半球出现显著且持续时间较长的臭氧损耗。

5 讨论

多数研究都讨论过MEPED仪器电子通量的校正方法（Yando等，2011；Peck等，2015；Nesse Tysøy等，2016）。在本研究中，我们采用了一种简化的方法，即不考虑质子污染，并假设沉降电子满足幂律分布，仅利用0°望远镜的观测数据计算沉降电子的差分通量。尽管该能谱被用作WACCM-D模式的输入，但仍不够精确。此外，由于未考虑90°望远镜的观测数据，本研究的模拟结果在一定程度上低估了磁暴期间 HO_x 与 NO_x 的浓度变化。

除了通过与大气中性成分反应生成 HO_x 与 NO_x ，EEP还能增强北半球冬季极地涡旋，而极地涡旋的增强会进一步促进 NO_x 向低高度传输，最终导致平流层下部出现更显著的臭氧损耗（Salminen等，2024）。这意味着，2015年12月冬季半球观测到的大范围臭氧损耗，不仅是连续磁暴期间 HO_x 与 NO_x 累积效应的结果，还可能受到极地涡旋、重力波等动力学过程的驱动。因此，该时期具体的大气动力学过程仍需深入研究。探究连续磁暴所伴随的EEP如何影响大气化学与动力学过程，是未来重要的研究方向之一，将有助于深化我们对臭氧损耗机制的理解。

臭氧的日变化受多种因素调控，例如，亚暴驱动的EEP同样可造成60 km以上高度的臭氧损耗（Andersson

等, 2014), 而磁暴发生过程中常伴随亚暴活动的爆发。在2015年12月第一次磁暴发生前, 图3B中已观测到两次由亚暴驱动的臭氧损耗; 此外, 12月27日发生的亚暴叠加了前两次磁暴的影响, 进而加剧了50 km以下高度的臭氧损耗。模拟结果中 HO_x 浓度与 NO_x 浓度的升高(图7), 与观测到的臭氧浓度持续下降(图3A与图3B)十分吻合, 充分凸显了连续发生的EEP事件在调控大气臭氧分布中的关键作用。具体而言, 发生于磁暴前的亚暴可引发臭氧初步衰减, 而磁暴结束后发生的亚暴则可叠加磁暴的作用, 导致臭氧进一步损耗(如Daae等(2012)中的图3所示)。在30天的时间窗口(第-10天至第20天)内, 亚暴与磁暴的活动过程存在较强耦合性, 难以对二者进行有效分离并单独量化磁暴对臭氧的作用, 这也导致图1与图2中, 磁暴发生前后均存在臭氧损耗的现象。根据亚暴的活动特征, 我们猜测亚暴驱动的EEP主要影响夜间高纬度区域的臭氧浓度, 且其导致的臭氧损耗持续时间相对较短。此外, 中等强度磁暴期间中低纬度区域观测到极光电子沉降的现象(Ma等, 2024)表明, EEP引起的大气扰动或许还会延伸至更低纬度。探究不同驱动源(如磁暴与亚暴)驱动的EEP事件, 可加深我们对磁层-电离层-大气层耦合机制的理解, 并进而提升大气模型的模拟能力。

致谢 感谢伯尔尼国际空间科学研究所(ISSI-Bern)对“磁层高能粒子沉降及其对大气层的影响”国际研究团队的支持, 为本研究的顺利开展提供了重要助力。本研究使用的科学数据来源如下: Aura卫星数据获取自Earthdata Search平台(<https://search.earthdata.nasa.gov/search>), POES卫星数据获取自美国国家环境信息中心(NCEI)数据库(<https://www.ncei.noaa.gov/data/poes-metop-space-environment-monitor/access>), 地磁指数数据获取自日本京都大学地磁数据中心(WDC for Geomag, Kyoto)平台(<https://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/aeasy/index.html>), 谨对相关数据提供平台表示感谢。

补充材料 补充材料为作者提供的原始数据, 作者对其学术质量和内容负责。详见网络版(<http://earthcn.scichina.com>)。

参考文献

- Andersson M E, Verronen P T, Rodger C J, et al. 2014. Missing driver in the Sun-Earth connection from energetic electron precipitation impacts mesospheric ozone. *Nat Commun*, 5: 5197
- Andersson M E, Verronen P T, Marsh D R, et al. 2016. WACCM-D—Improved modeling of nitric acid and active chlorine during energetic particle precipitation. *J Geophys Res-Atmos*, 121: 10328–10341
- Chapman-Smith K, Seppälä A, Rodger C J, et al. 2023. Observed loss of polar mesospheric ozone following substorm-driven electron precipitation. *Geophys Res Lett*, 50: e2023GL104860

- Daae M, Espy P, Nesse Tysøy H, et al. 2012. The effect of energetic electron precipitation on middle mesospheric night-time ozone during and after a moderate geomagnetic storm. *Geophys Res Lett*, 39: e2012GL053787
- Denton M H, Kivi R, Ulich T, et al. 2018. Solar proton events and stratospheric ozone depletion over northern Finland. *J Atmos Sol-Terr Phys*, 177: 218–227
- Emmert J T, Jones Jr M, Siskind D E, et al. 2022. NRLMSIS 2.1: An empirical model of nitric oxide incorporated into MSIS. *J Geophys Res-Space Phys*, 127: e2022JA030896
- Fang X H, Randall C E, Lummerzheim D, et al. 2008. Electron impact ionization: A new parameterization for 100 eV to 1 MeV electrons. *J Geophys Res*, 113: 2008JA013384
- Funke B, Baumgaertner A, Calisto M, et al. 2011. Composition changes after the “Halloween” solar proton event: The high energy particle precipitation in the atmosphere (HEPPA) model versus MIPAS data intercomparison study. *Atmos Chem Phys*, 11: 9089–9139
- Fytterer T, Santee M L, Sinnhuber M, et al. 2015. The 27 day solar rotational effect on mesospheric nighttime OH and O₃ observations induced by geomagnetic activity. *J Geophys Res-Space Phys*, 120: 7926–7936
- Garcia R R, Smith A K, Kinnison D E, et al. 2017. Modification of the gravity wave parameterization in the whole atmosphere community climate model: Motivation and results. *J Atmos Sci*, 74: 275–291
- Jackman C H, Marsh D R, Vitt F M, et al. 2009. Long-term middle atmospheric influence of very large solar proton events. *J Geophys Res*, 114: 2008JD011415
- Kyrölä E, Andersson M E, Verronen P T, et al. 2018. Middle atmospheric ozone, nitrogen dioxide and nitrogen trioxide in 2002–2011: SD-WACCM simulations compared to GOMOS observations. *Atmos Chem Phys*, 18: 5001–5019
- Labow G J, Ziemke J R, McPeters R D, et al. 2015. A total ozone-dependent ozone profile climatology based on ozonesondes and Aura MLS data. *J Geophys Res-Atmos*, 120: 2537–2545
- Livesey N J, Filipiak M J, Froidevaux L, et al. 2008. Validation of Aura Microwave Limb Sounder O₃ and CO observations in the upper troposphere and lower stratosphere. *J Geophys Res*, 113: 2007JD008805
- Ma L X, Yu Y Q, Ding X Q, et al. 2024. Mid-latitude auroras and energetic particle precipitation occurred unusually in a moderate magnetic storm on 1 December 2023. *Geophys Res Lett*, 51: e2024GL110764
- Marsh D R, Mills M J, Kinnison D E, et al. 2013. Climate change from 1850 to 2005 simulated in CESM1(WACCM). *J Clim*, 26: 7372–7391
- Massom R A, Reid P, Barreira S, et al. 2008. Sea ice extent and concentration. *Bull Am Meteorol Soc*, 89: S105–S106
- McPeters R D, Labow G J, Logan J A. 2007. Ozone climatological profiles for satellite retrieval algorithms. *J Geophys Res*, 112: 2005JD006823
- Miyoshi Y, Hosokawa K, Kurita S, et al. 2021. Penetration of MeV electrons into the mesosphere accompanying pulsating aurorae. *Sci Rep*, 11: 13724
- Molod A, Takacs L, Suarez M, et al. 2015. Development of the GEOS-5 atmospheric general circulation model: Evolution from MERRA to MERRA2. *Geosci Model Dev*, 8: 1339–1356
- Nesse Tysøy H, Sandanger M I, Ødegaard L K G, et al. 2016. Energetic electron precipitation into the middle atmosphere—Constructing the loss cone fluxes from MEPED POES. *J Geophys Res-Space Phys*, 121: 5693–5707
- Nilsen K, Kero A, Verronen P T, et al. 2022. Satellite-borne observations of ozone impact by the November 2001 solar proton event. *J Geophys Res-Atmos*, 127: e2022JD036904
- Orsolini Y J, Smith-Johnsen C, Marsh D R, et al. 2018. Mesospheric nitric acid enhancements during energetic electron precipitation events simulated by WACCM-D. *J Geophys Res-Atmos*, 123: 6984–6998
- Pan Y D, Xu W, Gu X D, et al. 2025. WACCM simulation of polar ozone response to relativistic electron precipitation. *Geophys Res Lett*, 52:

- e2024GL114012
- Peck E D, Randall C E, Green J C, et al. 2015. POES MEPED differential flux retrievals and electron channel contamination correction. *J Geophys Res-Space Phys*, 120: 4596–4612
- Pesnell W D, Goldberg R A, Jackman C H, et al. 1999. A search of UARS data for ozone depletions caused by the highly relativistic electron precipitation events of May 1992. *J Geophys Res*, 104: 165–175
- Poole L R, McCormick M P. 1988. Polar stratospheric clouds and the Antarctic ozone hole. *J Geophys Res*, 93: 8423–8430
- Randall C E, Harvey V L, Singleton C S, et al. 2007. Energetic particle precipitation effects on the Southern Hemisphere stratosphere in 1992–2005. *J Geophys Res*, 112: 2006JD007696
- Roble P B, Ridley E C. 1987. An auroral model for the NCAR thermospheric general circulation model (TGCM). *Ann Geophys Ser A*, 5: 369–382
- Rodger C J, Clilverd M A, Seppälä A, et al. 2010a. Radiation belt electron precipitation due to geomagnetic storms: Significance to middle atmosphere ozone chemistry. *J Geophys Res*, 115: 2010JA015599
- Rodger C J, Clilverd M A, Green J C, et al. 2010b. Use of POES SEM-2 observations to examine radiation belt dynamics and energetic electron precipitation into the atmosphere. *J Geophys Res*, 115: 2008JA014023
- Rohen G, von Savigny C, Sinnhuber M, et al. 2005. Ozone depletion during the solar proton events of October/November 2003 as seen by SCIAMACHY. *J Geophys Res*, 110: 2004JA010984
- Salminen A, Asikainen T, Mursula K. 2024. Satellite observations of the influence of energetic electron precipitation on the mesosphere and stratosphere in the northern hemisphere. *J Geophys Res-Atmos*, 129: e2023JD039581
- Selesnick R S, Tu W C, Yando K B, et al. 2020. POES/MEPED angular response functions and the precipitating radiation belt electron flux. *J Geophys Res-Space Phys*, 125: e2020JA028240
- Sinnhuber M, Friederich F, Bender S, et al. 2016. The response of mesospheric NO to geomagnetic forcing in 2002–2012 as seen by SCIAMACHY. *J Geophys Res-Space Phys*, 121: 3603–3620
- Smith-Johnsen C, Marsh D R, Orsolini Y, et al. 2018. Nitric oxide response to the April 2010 electron precipitation event: Using WACCM and WACCM-D with and without medium-energy electrons. *J Geophys Res-Space Phys*, 123: 5232–5245
- Solomon S. 1999. Stratospheric ozone depletion: A review of concepts and history. *Rev Geophys*, 37: 275–316
- Solomon S, Kinnison D, Bandoro J, et al. 2015. Simulation of polar ozone depletion: An update. *J Geophys Res-Atmos*, 120: 7958–7974
- Strahan S E. 2002. Influence of planetary wave transport on Arctic ozone as observed by Polar Ozone and Aerosol Measurement (POAM) III. *J Geophys Res*, 107: 2002JD002189
- Tian X B, Yu Y Q, Yue C. 2020. Statistical survey of storm-time energetic particle precipitation. *J Atmos Sol-Terr Phys*, 199: 105204
- Turunen E, Verronen P T, Seppälä A, et al. 2009. Impact of different energies of precipitating particles on NO_x generation in the middle and upper atmosphere during geomagnetic storms. *J Atmos Sol-Terr Phys*, 71: 1176–1189
- Turunen E, Kero A, Verronen P T, et al. 2016. Mesospheric ozone destruction by high-energy electron precipitation associated with pulsating aurora. *J Geophys Res-Atmos*, 121: 11852–11861
- van de Kamp M, Seppälä A, Clilverd M A, et al. 2016. A model providing long-term data sets of energetic electron precipitation during geomagnetic storms. *J Geophys Res-Atmos*, 121: 12520–12540
- Verkhoglyadova O P, Wang S, Mlynarczyk M G, et al. 2015. Effects of two large solar energetic particle events on middle atmosphere nighttime odd hydrogen and ozone content: Aura/MLS and TIMED/SABER measurements. *J Geophys Res-Space Phys*, 120: 12–29
- Verronen P T, Seppälä A, Clilverd M A, et al. 2005. Diurnal variation of ozone depletion during the October–November 2003 solar proton events. *J Geophys Res*, 110: 2004JA010932
- Verronen P T, Andersson M E, Marsh D R, et al. 2016. WACCM-D—Whole atmosphere community climate model with D-region ion chemistry. *J Adv Model Earth Syst*, 8: 954–975
- Weeks L H, Cuikey R S, Corbin J R. 1972. Ozone measurements in the mesosphere during the solar proton event of 2 November 1969. *J Atmos Sci*, 29: 1138–1142
- Xu W, Marshall R A, Fang X H, et al. 2018. On the effects of bremsstrahlung radiation during energetic electron precipitation. *Geophys Res Lett*, 45: 1167–1176
- Xu W, Marshall R A, Nesse Tysøy H, et al. 2020. A generalized method for calculating atmospheric ionization by energetic electron precipitation. *J Geophys Res-Space Phys*, 125: e2020JA028482
- Yando K, Millan R M, Green J C, et al. 2011. A monte carlo simulation of the NOAA POES Medium energy proton and electron detector instrument. *J Geophys Res*, 116, doi: 10.1029/2011JA016671
- Yang E S, Cunnold D M, Newchurch M J, et al. 2008. First stage of Antarctic ozone recovery. *J Geophys Res*, 113: 2007JD009675
- Yu Y Q, Jordanova V K, McGranaghan R M, et al. 2018. Self-consistent modeling of electron precipitation and responses in the ionosphere: Application to low-altitude energization during substorms. *Geophys Res Lett*, 45: 6371–6381
- Zawedde A E, Nesse Tysøy H, Stadsnes J, et al. 2019. Are EEP events important for the tertiary ozone maximum? *J Geophys Res-Space Phys*, 124: 5976–5994
- Zhan M M, Li J Y, Lu J Y, et al. 2025. Variation of mesosphere ozone and related constituents during solar eclipse on 21 June 2020 based on WACCM-X simulations. *J Geophys Res-Space Phys*, 130: e2024JA033534

(责任编辑：薛向辉)