论文

基于甚高频三维定位估算闪电通道产生的氮氧化物

张荣^{①②}, 张广庶^{①*}, 李亚珺^①, 王彦辉^①, 武斌^①, 余海^{①②}, 刘妍秀^{①②}^① 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所寒旱区陆面过程与气候变化重点实验室, 兰州 730000;^② 中国科学院大学地球科学学院, 北京 100049

* 联系人, E-mail: zhanggs@lzb.ac.cn

收稿日期: 2013-04-28; 接受日期: 2013-12-28; 网络版发表日期: 2014-10-21

国家自然科学基金项目(批准号: 41075002, 40775004, 41030960)和公益性行业科研专项项目(编号: GYHY201006005-03)资助

摘要 基于闪电甚高频辐射源三维定位系统, 本文采用了一种三维空间单元网格化提取闪电通道并计算其长度的方法. 该方法通过对定位辐射源点进行聚集处理, 继而进行通道提取后, 可比较准确地得到一次闪电的三维通道总长度. 为了验证该方法的可行性, 本文设计并进行了模拟实验, 定量给出了该方法的误差不超过 10%. 利用实验室得出的单位放电通道长度产生的 NO_x 量与气压的关系, 将其应用到不同高度上单位闪电通道长度产生的 NO_x 量. 基于该方法对青藏高原东北部地区一次雷暴过程中 11 次负地闪和 59 次云闪的通道长度和其产生的氮氧化物量进行了计算. 结果表明: 地闪平均通道长度为 28.9 km, 云闪平均通道长度为 22.3 km; 一次地闪产生的 NO_x 量平均为 1.89×10^{25} 分子数, 一次云闪产生的 NO_x 量平均为 0.42×10^{25} 分子数.

关键词闪电产生的
氮氧化物
闪电通道
闪电辐射源
三维定位
单元网格化

闪电产生的氮氧化物(LNO_x, 主要为 NO)是自由对流层大气中氮氧化物的最大自然源(Bucsela 等, 2010), 然而 LNO_x 量的不确定性在所有 NO_x 来源中也最大(Labrador 等, 2005; Meijer 等, 2001; Nesbitt 等, 2000; Pickering 等, 1998). 氮氧化物作为大气中的重要痕量气体, 对大气化学和气候变化有着重要影响. 在对流层大气中, NO_x 控制着大气中的 O₃ 和 OH 浓度, O₃ 本身是一种重要的温室气体, 而 OH 控制着各种温室气体的氧化, 并且对水汽分布和云的形成影响也很大(Schumann 和 Huntrieser, 2007). NO_x 也可通过与臭氧层中的游离氧原子反应从而影响平流层大气(Barthe 等, 2007). 随着全球气候变暖, 闪电活动会增

多, 预期 LNO_x 总量将增加(Shepon 等, 2007; 张义军等, 2008). 因此, 对 LNO_x 的研究可为大气化学和气候模式提供科学依据(郭风霞和陈聪, 2012).

NO_x 在近地面的生命史很短(几小时), 它产生后很快与其他化学物质反应分解, 对气候的影响作用不大, 但在对流层上层, NO_x 的生命史较长(几天), 对能引起温室效应的 O₃ 含量有决定性的影响(Tie 等, 2002; Zhang 等, 2003). 许多研究结果表明, 对流层上层闪电产生的 NO_x 比重较大, 在对流层上层只有 20% 的 NO_x 来自地面的向上输送, 闪电的贡献大于 50%(Huntrieser 等, 1998, 2008; Koike 等, 2003). 对流层上层闪电产生的 NO_x 将导致对流层中高层 O₃ 浓度

中文引用格式: 张荣, 张广庶, 李亚珺, 等. 2014. 基于甚高频三维定位估算闪电通道产生的氮氧化物. 中国科学: 地球科学, 44: 2540–2553

英文引用格式: Zhang R, Zhang G S, Li Y J, et al. 2014. Estimate of NO_x production in the lightning channel based on three-dimensional lightning locating system. Science China: Earth Sciences, 57: 1613–1625, doi: 10.1007/s11430-013-4812-1

增加而引起正的辐射强迫;但同时会导致 CO 和 CH₄ 含量下降,引起负的辐射强迫(Fuglestedt 等, 1999; Schumann 和 Huntrieser, 2007), 所以对流层上层 LNO_x 对气候的影响十分明显,同时也说明由 LNO_x 引起的对流层化学过程很重要但也十分复杂.

闪电可以产生 NO_x 这一概念是由 Von Liebig (1827)首次提出的,其后 Hutchinson(1954)在分析雨水样品中硝酸根 NO₃⁻含量时证实了这一概念. 对于 LNO_x 产生的物理机制还不是十分清楚,目前普遍采用的是由 Zel'dovich 等(1967)给出的解释. 即闪电放电通道是一种高温电离通道,通道中的典型峰值电流约为 20~30 kA,放电通道中的高温可达 30000 K,高压可达几个甚至几十个大气压. 在高温高压条件下,通道内及其附近的氮分子 N₂ 和氧分子 O₂ 分解为 N 和 O, N 和 O 又和周围空气反应生成 NO, 主要化学反应过程见式(1), 其中前 2 个反应式是生成 NO 的化学过程,而后面的 4 个反应式是消耗 NO 的化学过程. 假如反应时间足够,则 NO 的产生和消耗过程最后会达到动态平衡,即若温度降低的速度足够缓慢,最终空气中的 NO 含量会和放电前一样. 事实上,在不同温度下达到动态平衡需要的时间不同,当温度为 4000 K 时,大约需要几微秒,当温度为 2500 K 时大约需要几毫秒,而当温度为 1000 K 时,大约需要 1000 年(Chameides 等, 1979),所以当温度降到某一温度时(约 2500 K),产生和消耗 NO 的化学反应进行的极为缓慢,认为反应已停止,这一温度称为“冻结温度”,此时 NO 含量保持在被“冻结”之前的量. 理论分析显示,当通道内没有了电流流动,通道会迅速冷却,约在几毫秒到几十毫秒内降到 3000 K(Rakov 和 Uman, 2003),由于温度降低速度特别快,NO 的消耗速率来不及达到动态平衡,当温度降低到“冻结温度”时反应停止,NO 被“冻结”. NO 会进一步被 O₃ 氧化为 NO₂, 在太阳照射下 NO₂ 又会迅速光解生成 NO, 几分钟后,NO 和 NO₂ 的浓度达到光化学平衡态(Huntrieser 等, 1998),其中 NO 含量约占所有 NO_x 的 90%~95%(Wang 等, 1998).

国际上对 LNO_x 的研究结果很多,主要采用的方法有理论计算、飞机测量、实验室结果外推和模式计算等, Schumann 等(2007)已对此做了详细的总结,这里不再赘述. 国内也有不少人 LNO_x 进行了研究,张义军等(2002b)和杜健等(2002)对中国 LNO_x 区域特征做了计算,孙安平(2004)通过卫星上的光学瞬态探测器(OTD)观测到的闪电资料,对 LNO_x 的全球时空分布特征做了计算,周筠珺等(2003, 2004)利用 NO_x 分析仪和大气平均电场仪对青藏高原东北部地区 LNO_x 进行了地面观测,并利用卫星闪电格点资料(1995~2002 年)对东亚地区的 LNO_x 时空分布进行了分析,郭凤霞等(2006)利用三维强风暴动力电耦合模式模拟分析了一次雷暴过程中放电活动特征及平流湍流对 LNO_x 的输送特征,金敏等(2012)结合 Price 理论,估算了 LNO_x 量并分析了中国区域 LNO_x 的时空分布特征. 但总体来说,对单次闪电产生的 NO_x 研究较少.

LNO_x 是闪电放电过程中高温电离通道中产生的 (Noxon, 1976; Zel'dovich 和 Raizer, 1967), 显然一次闪电产生的 NO_x 量与放电通道长度有关. 前人对闪电通道长度做了很多研究. Ligda(1956)使用雷达对闪电通道做过研究,但云体内冰晶、云水等粒子会对雷达回波造成干扰,这种方法此后很少使用. Uman(1986)从雷声持续时间考虑,得出闪电通道长度与雷声持续时间的经验公式 $L=T/5$ (英里),但在一次闪电中很难准确地得到一次闪电的雷声持续时间,而且声音在不同大气状态下的传播速度是不一样的,所以这种方法有其不确定性. Krehbiel(1986)从雷暴云电荷结构以及云闪、地闪各自的特点考虑,认为云闪通道长度应为 1~6 km,地闪通道长度应为 5~7 km,而这两个长度都是把闪电通道当作直线通道得出的,没有考虑其弯曲性. 事实上闪电通道具有明显的弯曲性,而且有些地闪的水平通道分量占的比重很大(比如蛛状闪电),所以这两个值小于云闪和地闪的实际通道长度. 还有学者利用闪电光学图片研究了闪电的通道(武斌等, 2013),而现有的光学资料都是二维的,而且不能拍摄到云内的通道,所以这种方法亦有其局限性. Koshak 等(2013)利用 NALMA(North Alabama Lightning Mapping Array)采用了一种三维网格化提取闪电通道长度的方法,并对 LNO_x 的垂直分布进行了计算,但其对通道长度计算的准确性未进行验证,并在计算 NO_x 过程中采用分叉通道峰值电

流与回击通道峰值电流相等, 结果可能偏大.

随着国内第一套高时空分辨率的闪电甚高频(VHF)辐射源三维定位系统(以下简称 LLR)的研制成功(张广庶等, 2010), 三维全时空观测闪电发展的全过程成为了可能. 本文基于 LLR 系统, 采用三维空间单元网格化提取闪电通道的方法(Koshak 等, 2013), 并结合闪电物理特征设计了模拟闪电实验, 定量给出了该方法的误差不超过 10%. 利用 Wang 等(1998)在实验室得到的单位闪电通道长度产生的 NO 与气压的关系, 并将其应用到不同高度上单位通道长度产生的 NO_x 值. 青藏高原地区的闪电具有一些不同于低海拔地区闪电的特点, 鄯秀书等(2003, 2004, 2005a, 2005b)和张义军等(2003)对该地区的雷暴活动进行了大量的研究, 得到了一系列有意义的结果. 本文将对该地区闪电产生的 NO_x 进行估算.

1 实验简介

2009~2012 年 7~8 月, 我们在青海省大通县利用 LLR 系统进行了野外雷电综合观测实验. LLR 系统由 7 个测站组成同步观测网络(图 1), 以大通县明德小学作为中心站. 每个站同步接收闪电放电时产生的 VHF 电磁辐射脉冲峰值时间, 通过时差法定位得到脉冲辐射源的时间和空间位置. 每个子站还安装有闪电宽带电场变化测量仪(带宽 10 MHz, 时间常数 100 μs)、快天线(带宽 5 MHz, 时间常数 1 ms)和慢天线(带宽 2 MHz, 时间常数 6 s)等仪器, 中心站还安装有闪电 VHF 窄带干涉仪系统(张广庶等, 2008)等. 通过 LLR 系统可以得到一系列闪电通道放电时产生的辐射源, 从而描绘出闪电的三维通道结构.

图 1 LLR 系统测站分布

2 闪电通道长度计算方法

2.1 三维空间单元网格化

如果闪电通道不发生分叉而且闪电 VHF 辐射源三维定位系统得到的辐射源点的位置足够精确, 那么提取闪电通道和计算其长度就很简单了, 即将所有辐射源点按照时间序列一一连接起来, 就可以精确地得到闪电的通道长度. 但实际上, 自然闪电中绝大多数闪电都有分叉通道, 且闪电分叉通道有可能在同时发展, 另外, 闪电 VHF 辐射源三维定位系统的时间分辨率不可能做的很高, 系统得到的辐射源点还存在一定的误差, 所以如果简单地按照时间序列把所有辐射源点连起来求其距离, 会造成很大误差, 且不能真实描绘闪电通道分布. 为了得到更为接近实际的闪电通道长度, 本文针对闪电 VHF 辐射源三维定位系统探测得到的辐射源时空位置以及闪电击穿辐射原理, 采用了三维空间单元网格化提取闪电通道长度的方法, 研究闪电(云闪和地闪)的三维通道长度, 并与模拟闪电通道做了对比测试.

LLR 系统获得的闪电通道分布是由序列辐射源点排列组成, 具有一定的弥散性(图 2(a)), 尤其是在闪电通道分叉的位置, 由于系统定位时间分辨率不可能做到绝对连续接收各个分叉通道同时辐射的脉冲, 辐射源点有时呈现出间断排列. 另外, 还有一些点很有可能是由远距离同时发生的强闪电或者是由一些近距离弱的电晕放电现象产生, 它们没有形成连续的流光通道, 也呈现出弥散状. 所以不能直接将辐射源点用于计算闪电通道长度, 需对这些辐射源点进行聚集处理. 本文采用了一种单元网格平均化的划分过滤方法, 首先将辐射源点所占的空间区域划分成一系列等大小的空间网格单元, 在任一单元网格空间内, 如果辐射源点数目大于等于某一数值 c , 则算出这些辐射源点的算术平均坐标 $(\bar{x}, \bar{y}, \bar{z})$, 如果单元网格内的辐射源点数目小于 c , 则将该网格内的辐射源点进行去除处理, 以此来保证在辐射源点密集区至少有一个点, 而排除那些过于稀疏以及距离通道过远的辐射源点. 其中对于地闪, 为了保证有接地点, 再额外增加一个点, 此点的水平坐标同得到的网格平均点中的最低点的水平坐标一样, 而高度值为 0. 为了合理地选取单元网格尺寸和单元网格内的最小辐射源点数目以获得最佳的精度, 我们结合闪电物理特征和 LLR 系统定位误差设计了模拟闪电实

验, 通过模拟实验, 得到了最佳单元空间网格尺寸为 $250\text{ m} \times 250\text{ m} \times 400\text{ m}$, 单元网格空间内的最小辐射源点数为 2(详见 3.3).

2.2 闪电通道提取

利用 2.1 所述方法, 首先筛选出 n 个平均化了的空格点, 并按照高度降序排列, 假设闪电通道从最高点 P_1 开始发展, 即认为 P_1 点已经在闪电通道上了, 而将剩下的 $n-1$ 个点当作“自由”点, 从 $n-1$ 个自由点中寻找离 P_1 点距离最近的点作为第二点 P_2 , 并用直线将 P_1 和 P_2 连接起来, 这样 P_1, P_2 这 2 个点就确定在了闪电通道上, 此时通道上的点变为了 2 个, 而自由点数变为了 $n-2$ 个. 再从剩下的 $n-2$ 个自由点中分别寻找出离 P_1, P_2 最短的 2 个点, 并将距离更小的两个点用直线连接起来, 这样通道上的第 3 个点 P_3 也就确定了, 而此时的自由点数变为了 $n-3$ 个. 以此类推, 确保每次用直线连接的 2 个点, 为所有自由点与通道上的点之间距离最短者, 每连接 1 次, 通道上的点数加 1, 而自由点数减 1, 直至所有自由点都被连接到闪电通道上. 图 2(b)显示的实线是从图 2(a)的辐射源点提取得到的通道结构.

3 通道长度的精确度

从图 2 可以看出, 三维空间单元网格化方法能够

从离散的辐射源点中比较准确地提取出闪电通道来. 但是要确定该方法的精确度, 还需定量地给出该方法的误差. 对于自然闪电通道的真实长度目前还没有很准确的测量方法, 所以为了验证该方法的可行性, 我们针对 LLR 系统得到的辐射源点, 进行了模拟自然闪电的对比实验.

3.1 闪电 VHF 辐射源

闪电 VHF 辐射源产生主要是由于该点附近空气被击穿以及流光传输所致, 而正负离子迁移率有量级之差, 负离子快速流动(负流光)能产生频繁的强辐射, 受正电荷的吸引, 通常在正电荷区发生强烈负击穿, 并伴有持续的快速负流光传输(李亚珺等, 2012). Thomas 等(2001)对闪电辐射强度的分析表明, 在正电荷区的闪电辐射源功率远远大于负电荷区. 当然在负电荷区也能接收到辐射源点, 但由于正流光速度低, 其强度弱、辐射弱和传播距离短, 相应的辐射源点分布比较弥散, 时间上也不连续. Mazur 等(1993)和 Shao 等(1996)的研究结果也表明, 在正电荷区由负击穿产生的 VHF 辐射强于负电荷区.

因此, 靠接收 VHF 辐射源对闪电定位的 LLR 系统能够对正电荷区的辐射源进行很好的定位, 而对负电荷区(大部分产生正击穿)的定位辐射源点比较弥散. 此外, 负地闪过程中的梯级先导也是由负击穿产生, 所以 LLR 系统对负先导也有较好的定位效果,

图 2 一次云闪的原始辐射源点(a)和经过三维单元网格化提取后的通道结构(b)

(b)中较大的紫红色圆点为筛选得到的网格点

而不能有效探测正地闪过程中的正先导(张义军等, 2006). 一次闪电的击穿主要来自云内的流光传输过程和负地闪中的梯级先导过程. 图3所示为对一次负地闪定位得到的辐射源点的平面图, 此次闪电持续时间约 1 s, 其中黑色圆点表示云内流光通道传输和梯级先导过程产生的辐射源点, 而“+”号为回击及其之后的放电过程产生的辐射源点. 由图3可以看出, 回击及其之后产生的辐射源点相对云内通道和梯级先导过程产生的辐射源点数量很少, 呈现出弥散状, 这些辐射源点可能是由闪电结束时的 K 变化过程产生(张义军等, 2002a), 很难形成导通性良好的流光通道, 另有一部分辐射源点出现在之前的放电通道附近, 可能是因通道电导率下降而发生的二次击穿过程, 因这部分点对整个闪电通道长度的贡献较小, 所以本文在计算通道长度时忽略了较弥散的点.

3.2 模拟实验

根据 VHF 定位辐射源的这些特点我们设计了模拟闪电发生的仿真实验. 该实验主要模拟负地闪的云内击穿流光过程和云外梯级先导发展过程, 可能该实验缺乏足够的物理根据, 但是此实验的目的仅在于验证文中采用的计算闪电三维通道长度的方法(以下简称网格法)的可行性.

空间中任意两辐射源的位置可在图4中表示, 坐标轴 x, y 为东-西、南-北方向, z 为垂直高度方向, O, M 为任意两辐射源, 其中 O 作为坐标系的原点, L 为它们间的距离, OP 为 OM 在 $x-y$ 平面上的投影, φ 为 OM

图3 一次负地闪产生的辐射源平面图

“.”表示云内流光通道传输和梯级先导过程产生的辐射源, “+”表示回击及其之后的放电过程产生的辐射源

图4 任意两辐射源的空间关系模型

与正 z 轴的夹角, θ 为从正 z 轴来看正 x 轴按逆时针方向旋转到 OP 的夹角, 容易看出, 点 M 的空间坐标 (x, y, z) 满足关系式(2), 因此每一辐射源点在空间中的位置可由 L, φ 和 θ 表示出来.

$$\begin{cases} x = L \sin \varphi \cos \theta, \\ y = L \sin \varphi \sin \theta, \\ z = L \cos \varphi. \end{cases} \quad (2)$$

闪电在其发展过程中具有随机性, 为了符合这一特点, 实验的设计在很大程度上符合了自然地闪的特征, 并做了随机数处理. 本实验选取参数时考虑到青藏高原地区闪电的高度起始位置较低(Li 等, 2011; Zhang 等, 2009; 孔祥贞等, 2006), 将闪电的高度起始位置确定在 2~5 km 随机获取. 闪电在发展过程中的分叉数目是在 0~9 随机选取的. 梯级先导步长在 10~200 m(王道洪等, 2000)随机选取, 即图4中的 $20 \text{ m} \leq L \leq 200 \text{ m}$. 因闪电通道不是一直线, 故通道上的辐射源点不能呈直线排列. 根据自然闪电通道结构特征(假设流光通道一直向前方行进), 实验中限定线段 OM 在水平方向上的角度变化范围不能超过 90° , 即 $\theta \leq 90^\circ$, 其中由于正余弦函数在不同象限中会变号, 因此限定 OM 的水平角度变化范围只能在某一象限中, 即 $i \times 90^\circ \leq \theta \leq (i+1) \times 90^\circ (i=0, 1, 2, 3)$. 地闪在先导前一般都有持续时间较长的云内放电过程(赵阳等, 2004), 且通道主要以水平发展为主, 因此设计主通道在云内发展过程中 $60^\circ \leq \varphi \leq 120^\circ$, 在接地部分满足 $90^\circ \leq \varphi \leq 180^\circ$, 其中在第 200~300 个点随机选取一点, 作为接地部分的开始点. 通道发展过程中产生的

辐射源点数目在很大程度上也是随机选取的, 其中主通道上的辐射源点数目不限, 而每个分叉通道上的辐射源点数是在 20~100 随机选择的, 但判到主通道或分叉通道接地时, 使该通道停止发展. 这种设计符合自然闪电中主通道较长, 在其发展过程中一般会延伸出多个分叉通道, 而分叉通道一般较短, 很多都不接地以及分叉越多闪电通道越长的特点. 图 5(a) 和(b)所示为用该实验得到的分别有 3 个和 6 个分叉通道的模拟闪电.

3.3 精确度检验

通过实验可以得到一次模拟闪电的每个辐射源点的“真实”空间位置, 并假设这些位置将被 LLR 系统全部“捕捉”(实际当中由于时间分辨率精度等原因, 不可能同时全部被“捕捉”到, 尤其是分叉). 由于 LLR 定位系统所用 GPS 的精度有限以及电磁波在空间传输时会受树木和房屋等物体的遮挡, 所以定位系统得到的辐射源位置有一定的误差. 计算表明, 在约 100 km 范围内, LLR 系统探测辐射源点的水平误差为 100 m, 垂直误差为 300 m, 而且这些误差是正态分布的(张广庶等, 2010). 考虑到实际定位过程中可能还有一些不可预料的因素影响定位的精度, 在计算中采用了冗余处理, 即在水平方向上误差选取 300 m, 在垂直方向上误差选取 600 m. 根据误差分

布的这一特点和正态分布的“ 3σ ”法则, 随机产生一组服从均值为 0, 水平方向标准偏差为 100 m, 垂直方向标准偏差为 200 m 的正态分布误差(图 6).

然后在实验中将这组误差加入, 得到一组与“真实”点对应的定位点, 如图 7(a)和(b)所示. 从图 7 中可以看出, 加入误差后定位点呈现出弥散状, 与 LLR 系统得到的闪电辐射源点分布基本一致.

至此, 我们得到了模拟的 LLR 定位辐射源, 利用网格法可以计算得到模拟闪电的三维通道结构及其长度. 但网格法计算闪电通道长度的精度依赖于单元网格尺寸及网格内最小辐射源点数目的选取. 事实上, 单元网格尺寸及网格内的最小点数目的选取关系到闪电通道弯曲度和对分叉的识别, 当网格尺寸取得较小时, 能够呈现出闪电通道的弯曲性, 也比较容易识别分叉部位等较复杂细微的地方, 但同时也会把误差点当作真值; 当网格尺寸取得较大时, 不能很好地呈现出闪电通道的弯曲性, 而且对分叉位置的识别能力较差; 当网格内的最小辐射源点数目取得较小(比如 1)时, 会把一些偏离通道很远的孤立辐射源点(如明显不在通道上)当作真值来处理, 而当网格内的最小辐射源点数目取得较大时, 又可能会丢弃一些真值. 由于 LLR 系统的垂直方向误差大于水平方向误差, 因此选取垂直尺寸应该大于水平尺寸.

图 5 模拟实验得到的一次有 3 个(a)和 6 个(b)分叉通道的闪电

图6 误差的正态分布图

为了确定最佳的单元网格尺寸及网格内的最小辐射源点数目,我们采用不同的网格尺寸和网格内的最小辐射源点数目(2~6)对不同分叉数目(0~9)模拟闪电的通道长度进行了计算,并对其误差进行了分析。其中单元网格的水平尺寸(rh)从 100 m 开始按步长为 50 m 增加到 600 m,每个水平尺寸选取不同的垂直尺寸(从当前水平尺寸开始按步长为 50 m 增加到当前水平尺寸三倍)和网格内的最小辐射源点数目(2~6),这样对网格水平尺寸、垂直尺寸和网格内的最小辐射源点数目共有 825 种组合方式(图 8)。用每个组合对不同分叉数目闪电的通道长度做计算并计算各自的误差。最终从 825 种组合中选取统计意义上误

差最小的一种组合,并确定为最佳网格尺寸和网格内的最小辐射源点数目。

如图9所示是采用了水平网格尺寸为 250 m 与不同的垂直网格尺寸和网格内的最小辐射源点数目组合,对一次有 3 个分叉通道的模拟闪电计算得到的通道长度误差,图中左下角图例表示单元网格内采用的最小辐射源点数目。从图9中可以发现单元网格尺寸及网格内的最小辐射源点数目分别为 250 m×250 m×400 m 和 2 时的误差最小。采用不同单元网格尺寸和网格内最小辐射源点数目,对不同分叉数目闪电的通道长度计算的误差略有不同,但总体结果和图 9 类似,经过多次模拟实验分析,我们最终确定网格法的单元网格尺寸及网格内的最小辐射源点数目分别为 250 m×250 m×400 m 和 2(文中所有对通道长度的计算结果均采用这 2 个参数)。

图 10(a)和(b)是用网格法对图 7(a)和(b)计算得到的三维通道结构图,两次模拟闪电通道总长度分别为 49.8 和 59.5 km。图 5(a)和(b)中闪电的真实长度分别为 50.4 和 61.8 km,加上误差分布后计算得到的通道长度误差分别为 1.2% 和 3.7%。

用网格法对每个不同分叉数目(0~9)的闪电模拟 100 次,并计算各次的通道长度及其误差,不同分叉数目闪电通道长度的平均误差如图 11 所示。从图 11 中可见,当分叉数目 ≤ 4 时,误差在 4%以内,当分叉

图7 对图 5(a)和 5(b)加上符合图(6)分布规律的误差后的结果

(a) 对应图 5(a), (b) 对应图 5(b)

图 8 网格水平尺寸(上)、垂直尺寸(中)和网格内最小辐射源点数目(下)的不同组合方式

数目超过 4 时, 误差随着分叉数目的增多迅速增大. 造成这一现象的原因主要是分叉位置处的辐射源点本身比较弥散无序, 对于多分叉的位置, 网格法在判别上有一定误差.

4 LNO_x计算

4.1 LNO_x计算方法

Wang 等(1998)的实验是在一个封闭的腔体内进行的, 腔体内的气压可从海平面气压调到海拔 8 km 高度处的气压. 采用的电流波形上升沿为 30 μs, 下降沿为 400 μs, 峰值可在 5~30 kA 选择, 比较接近实

图 9 网格法采用不同的单元网格尺寸和网格内最小辐射源点数目(左下角图例)对一次有 3 个分叉的模拟闪电计算通道长度的误差

际的雷电流特征. 在不同气压条件下进行放电后测量封闭腔体内的 NO 含量, 得到单位通道长度产生的 NO 量与气压的关系式(3)(原文式(9)):

$$n_{\text{NO}}(p) = a + bp, \quad (3)$$

$$n_{\text{NO}}(I) = a + bI + cI^2, \quad (4)$$

图 10 对图 7(a)和 7(b)用网格法处理后的通道结构图

(a) 对应图 7(a), (b) 对应图 7(b)

图 11 对不同分叉数目的闪电通道长度计算结果的误差统计

式中, $a=0.34$, $b=1.30$, n_{NO} 为单位放电通道长度产生的 NO 分子数(单位为 10^{21}), p 为气压(单位为 10^5 Pa). 式(3)是在峰值电流为 19 kA 条件下得到的, 另外, Wang 等(1998)在实验中还得到了单位通道长度产生的 NO 量与峰值电流的关系式 4(原文式(6))并给出系数 $a=0.14$, $b=0.026$, $c=0.0025$. 根据式(4)可换算得到式(3)在不同峰值电流下的系数. 根据 Orville 等(2001)和 Biagi 等(2007)利用升级改进后的美国国家闪电监测网(NLDN)得到的结果, 文中采用首次回击的峰值电流为 24 kA; 根据 Berger 等(1975)的测量, 文中采用继后回击的峰值电流为 12 kA, 根据 Rakov 等(2003)总结的结果, 采用梯级先导电流为 1.3 kA, 直窜先导电流为 1.7 kA. 对于云内通道的峰值电流目前还很难直接测量, 本文采用 Uman(1969)给出的结果, 即云内所有通道的峰值电流均为 4 kA. 这样根据式(4)可换算得到当式(3)用于首次回击、继后回击、梯级先导、直窜先导和云闪(包括地闪的云内过程)时, 需分别乘以系数 1.43, 0.53, 0.116, 0.125 和 0.18. 此外, 式(3)计算的只是闪电产生的 NO 量, 并非所有氮氧化物(包括 NO_2 等)量. Wang 等(1998)测得 NO 量占 NO_x 总量的 90%~95%, 我们对其取平均, 即 NO 量占 NO_x 总量的 92.5%, 所以将式(3)用于计算闪电产生的 NO_x 量, 还需乘以系数 1.08.

气象学中有压高公式 $p(z)=p_0\left(\frac{T_0-\gamma z}{T_0}\right)^{\frac{g}{R\gamma}}$, 将其

代入式(3)得关系式(5):

$$n_{\text{NO}}(z)=a+bp_0\left(\frac{T_0-\gamma z}{T_0}\right)^{\frac{g}{R\gamma}}, \quad (5)$$

式中, p_0 为实验所在地的地面气压, T_0 为实验所在地

的地面气温, γ 为温度直减率($6.5\times 10^{-3} \text{ K m}^{-1}$), R 为干空气比气体常数 $287 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$, g 为重力加速度 9.8 m s^{-2} . 通过关系式(5)可计算不同高度上的单位闪电通道长度产生的 NO 量, 进而可以得到一次闪电产生的总 NO_x 量为

$$p_{\text{NO}_x}=1.08\sum_{z=z_{\min}}^{z=z_{\max}}n_{\text{NO}}(z)L_z, \quad (6)$$

式(6)中 L_z 为从地面开始, 将空间在垂直方向上划分出一系列间隔为 1 m 的高度层, 落在第 z (取整数, 与高度值相等)个高度层内的通道长度, 可由文章第 2 节所述方法求得, $z_{\min}$ 为闪电通道的高度最小值, $z_{\max}$ 为闪电通道的高度最大值. 对于地闪, 除了首次回击, 还考虑了继后回击、梯级先导、直窜先导和云内过程等产生的 NO_x . 根据对三维定位结果的分析得到每次负地闪的起始高度, 计算中将回击通道和先导通道视作垂直通道, 并将起始高度作为它们的高度. 因此一次地闪产生的 NO_x 总量应为

$$p_{\text{NO}_x}=1.08\times\left[1.43\sum_{z=0}^{z=Z_1}n_{\text{NO}}(z)+0.18\left(\sum_{z=0}^{z=z_{\max}}n_{\text{NO}}(z)L_z-\sum_{z=0}^{z=Z_1}n_{\text{NO}}(z)\right)+0.53\sum_{s=1}^m\sum_{z=0}^{z=Z_s}n_{\text{NO}}(z)+0.116\sum_{z=0}^{z=Z_1}n_{\text{NO}}(z)+0.125\sum_{s=1}^m\sum_{z=0}^{z=Z_s}n_{\text{NO}}(z)\right], \quad (7)$$

式(7)中等号右边第 1 部分为首次回击过程产生的 NO_x 量, 第 2 部分为地闪的云内放电过程产生的 NO_x 量(地闪的总通道长度减去先导部分通道长度), 第 3 部分为继后回击过程产生的 NO_x 量, 第 4 部分为梯级先导过程产生的 NO_x , 第 5 部分为直窜先导过程产生的 NO_x 量, 其中 Z_s 为根据三维定位结果得到的闪电起始高度, m 为继后回击次数.

一次云闪产生的 NO_x 量为

$$p_{\text{NO}_x}=1.08\times\left[0.18\sum_{z=z_{\min}}^{z=z_{\max}}n_{\text{NO}}(z)L_z\right]. \quad (8)$$

4.2 LNO_x 计算结果

根据式(7)和(8)对 2009 年 8 月 6 日的青藏高原东北部地区一次单体雷暴过程中闪电产生的 NO_x 量进行了计算. 从国家气象信息中心得到当天青海省大通县的地面平均气温为 289 K, 平均气压为 $0.77\times 10^5 \text{ Pa}$. 我们对此雷暴过程中的 11 次负地闪和 59

次云闪进行了分析, 得到的结果见表 1 和 2, 从中可以发现负地闪的继后回击次数平均为 3. 平均起始高度为 3 km. 通道长度平均为 28.9 km, 略大于云闪的平均通道长度 22.3 km. 一次负地闪产生的 NO_x 平均为 1.89×10^{25} 分子数, 一次云闪产生的 NO_x 平均为 0.42×10^{25} 分子数, 对这 11 次负地闪和 59 次云闪产生的 NO_x 进行加权平均后得一次闪电产生的 NO_x 平均为 0.65×10^{25} 分子数. 根据快电场变化和辐射变化同步波形, 对每次闪电的持续时间进行了统计(若无明显脉冲时间间隔超过 300 ms, 则视为两次闪电), 从表中可以发现地闪和云闪的持续时间都比较短, 平均小于 0.5 s.

关于单次闪电产生的 NO_x 量, 此前也有很多研究者采用不同方法进行了研究, 采用的主要方法有

表 1 11 次负地闪的统计结果^{a)}

统计量	最小值	最大值	平均
继后回击次数	0	8	3
通道长度(km)	9.8	61.2	28.9
起始高度(km)	1.8	4.1	3.0
首次回击产生的 $\text{LNO}_x(10^{25}$ 分子数)	0.35	0.71	0.55(29%)
继后回击产生的 $\text{LNO}_x(10^{25}$ 分子数)	0	2.07	0.63(33%)
梯级先导产生的 $\text{LNO}_x(10^{25}$ 分子数)	0.028	0.058	0.04(2%)
直窜先导产生的 $\text{LNO}_x(10^{25}$ 分子数)	0	0.49	0.15(8%)
云内过程产生的 $\text{LNO}_x(10^{25}$ 分子数)	0.14	1.12	0.52(28%)
总 $\text{LNO}_x(10^{25}$ 分子数)	1.01	3.74	1.89
持续时间(ms)	159	883	441

a) 括号内的百分数表示该过程产生的 LNO_x 量占一次闪电产生 LNO_x 总量的百分比

表 2 59 次云闪的统计结果

统计量	最小值	最大值	平均
通道长度(km)	2.4	85.2	22.3
$\text{LNO}_x(10^{25}$ 分子数)	0.045	1.53	0.42
持续时间(ms)	30.2	632.8	242.5

理论计算、模式计算、飞机测量和实验室结果外推等, 为了节省篇幅, 本文只列出了近年来用不同方法得到的结果(表 3), 详细的对比结果可参见 Schumann 等(2007)文中的表 21, 其中列出了从 1976~2007 年几乎所有的研究结果. 从表 3 中可以看出, 本文的研究结果偏小于其他研究者的结果. Price 等(1997)通过估算一次闪电的能量(地闪 6.7 GJ, 云闪 0.67 GJ), 并结合单位能量产生的 NO 分子数(10×10^{16})来估算一次闪电产生的 NO_x . Wang 等(1998)指出 Price 等(1997)对闪电的能量估计过高, 从而导致其得到的 LNO_x 偏高. Wang 等(1998)在计算 LNO_x 时, 采用回击通道长度为 6 km, 首次回击峰值电流为 36 kA, 均高于本文中所用的值. Koshak 等(2013)所用方法与本文类似, 他们得到的闪电通道平均长度在 38.9~69.6 km, 但他们在计算闪电通道长度时采用的网格与本文不同, 且未对其精确度进行验证, 另外他们采用分叉通道的峰值电流与回击电流一样, 这会导致高估分叉通道产生的 NO_x 量. 青藏高原地区雷暴云高度较低, 本文根据三维定位结果采用 11 次负地闪的回击通道高度在 1.8~4.1 km, 平均为 3 km, 这可能是导致本文结果偏小于其他研究结果的主要原因.

图 12 和 13 中(a)图为 11 次负地闪和 59 次云闪

表 3 与其他研究结果的对比

研究者	地区	采用的方法	一次闪电产生的 $\text{NO}_x(10^{25}$ 分子数)
Price 等(1997)		理论计算	67(地闪)、6.7(云闪)
Skamarock 等(2003)	美国, 科罗拉多州	三维云模式、飞机测量、干涉仪、雷达	2.6
Koike 等(2007)	澳大利亚, 达尔文市	飞机测量	1.9~49
Stith 等(1999)	美国, 科罗拉多州	飞机测量, 假设通道长度 5~50 km	1.25~12.5
Wang 等(1998)		实验室结果外推(假设回击通道长度 6 km, 首次回击峰值电流为 36 kA)	3.1
Cook 等(2000)	美国, 佛罗里达州	火花放电实验结合单次闪电的能量估计	0.4~7.4
Koshak 等(2013)	美国, 亚拉巴马州北部	VHF 辐射源观测结合理论结果 (回击部分采用实验室测量结果, 通道长度 38.9~69.6 km)	6.09
本文	青藏高原东北部	VHF 辐射源观测结合实验室测量结果	1.89(负地闪)、0.42(云闪)

图 12 11 次负地闪通道长度与 LNO_x 的关系(a)、持续时间与通道长度及 LNO_x 的关系(b)

图 13 59 次云闪通道长度与 LNO_x 的关系(a)、持续时间与通道长度及 LNO_x 的关系(b)

的通道长度与产生 NO_x 量的关系, (b)图为闪电的持续时间与通道长度和产生 NO_x 量的关系. 可以发现, 地闪产生的 NO_x 量与通道长度的线性关系不太明显, 这是因为其通道分布在从地面到雷暴云上层的整个高度, 气压的变化较大, 而且回击峰值电流大于云内放电过程的峰值电流及每个地闪的继后回击次数不一样; 而云闪产生的 NO_x 量与通道长度的线性关系非常明显, 这是因为云闪的通道分布在相对比较集中的高度层, 所以气压的变化不大, 且本文采用的云内峰值电流都一样(4 kA). 从图 12(b)和 13(b)总体可以看出, 闪电的持续时间越长通道长度越长, 其产生的 NO_x 量也越大.

5 讨论与结论

本文利用闪电 VHF 辐射源三维定位系统, 采用

了一种三维空间单元网格化提取闪电通道并计算其长度的方法(简称网格法), 通过模拟实验验证了网格法的可行性, 结合 Wang 等(1998)在实验室给出的结果, 计算了青藏高原东北部地区一次单体雷暴过程中的 11 次负地闪和 59 次云闪产生的 NO_x 量, 得到以下结论:

(1) 基于 LLR 的定位误差, 通过大量模拟闪电实验的对比分析, 确定最佳单元空间网格尺寸为 $250 \text{ m} \times 250 \text{ m} \times 400 \text{ m}$, 单元网格空间内的最小辐射源点数为 2, 且网格法计算闪电通道长度的误差不超过 10%.

(2) 一次负地闪产生的 NO_x 量平均为 1.89×10^{25} 分子数, 一次云闪产生的 NO_x 量平均为 0.42×10^{25} 分子数. 这两个结果与我们选取的闪电的峰值电流有关, 文中采用首次回击的峰值电流 24 kA, 继后回击的峰值电流 12 kA, 梯级先导的峰值电流 1.3 kA, 直窜先导的峰值电流 1.7 kA, 云闪(包括地闪的云内过程)的峰值电流 4 kA. 青藏高原地区雷暴云高度较低, 本文根据三维定位结果采用 11 次负地闪的回击通道高度在 1.8~4.1 km, 平均为 3 km, 小于 Wang 等(1998)采用的 6 km, 这可能是导致本文结果偏小于其他研究结果的主要原因.

(3) 负地闪的平均通道长度为 28.9 km, 略大于云闪的平均通道长度 22.3 km. 该结果小于 Koshak 等(2013)的研究结果 38.9~69.6 km, 但他们在计算闪电通道长度时采用的网格与本文不同, 且未对其精确度进行验证(根据图 9, 若网格选的不合适, 计算结果的误差会较大). 本文研究的是青藏高原地区一次单体雷暴, 也可能该地区闪电通道长度本身较短.

(4) 云闪产生的 NO_x 量与通道长度的线性关系非常明显, 而地闪产生的 NO_x 量与通道长度的线性关系不明显. 这是因为云闪的通道分布在相对比较集中的高度, 所以气压的变化不大, 且本文采用的云内峰值电流都一样(4 kA), 而地闪通道分布在从地面到雷暴云上层的整个高度, 气压的变化较大, 而且回击峰值电流大于云内放电过程的峰值电流及每个地闪的继后回击次数不一样. 因此如果将单位通道长度产生的 NO_x 量作为一个恒定值来计算一次闪电(特别是地闪)产生的 NO_x 量会带来较大误差.

(5) 总体而言, 闪电的持续时间越长, 通道长度及其产生的 NO_x 量也越大.

本文利用 VHF 辐射源来提取闪电通道并计算其长度, 并对通道长度的精确度做了研究, 定量给出了

通道长度误差, 相比于以往估算的方法, 通道计算的精确性有了提高. 但辐射源通道可能与真正的闪电电流通道有一定的差别, 涉及的机理较复杂, 对于这两者之间的差别大小还没有完全搞清楚. 将网格法用于有些辐射源点过于弥散的闪电时误差会较大, 因而网格法目前还只能用于闪电辐射源三维定位误差较小和通道结构较为清晰的闪电. 由于 LLR 系统对云中负电荷区的正击穿、回击、直窜先导及连续电流等放电过程的定位分辨率有限, 加之网格法忽略了那些过于弥散的辐射源点, 我们预计由网格法得出的通道长度可能小于真实的闪电通道长度. 另外, VHF 辐射源定位系统对正地闪先导过程中正击穿产生的弱辐射源探测效率较低, 所以将网格法用于计算正地闪通道长度时会低估其接地部分的通道长度.

本文在计算闪电产生的 NO_x 量时, 根据 Wang 等 (1998) 在实验室得出的单位通道长度产生的 NO 量与气压的关系, 将其应用到不同高度上单位闪电通道长度产生的 NO_x 量. 在计算地闪产生的 NO_x 时, 对闪电不同阶段(首次回击、梯级先导、继后回击和直窜先导)产生的 NO_x 分别进行了计算(以往计算 LNO_x 时

大多考虑的仅仅是回击部分产生的 NO_x). 受定位系统分辨率限制, 一些闪电定位先导通道界限不明显, 不能准确鉴别先导的起始位置, 目前应用的自动处理程序还不能准确分离出先导和回击通道. 本文根据对三维定位结果的分析得到每次地闪的起始高度, 在计算中将回击通道和先导通道视作垂直通道, 并将起始高度作为它们的高度, 实际上闪电先导通道和回击通道不完全是垂直的, 但因青藏高原地区雷暴云高度较低, 这样计算 NO_x 造成的误差会较小. 文中在利用通道长度计算一次闪电产生的 NO_x 时采用的峰值电流, 系为前人研究的结果, 特别是采用云内所有通道峰值电流为 4 kA, 可能会带来不确定性, 但现阶段对云内通道电流的研究很少, 随着探测手段的提高, 今后可以根据云闪通道辐射功率, 结合多站地面电场变化, 尝试求解云内峰值电流, 对云内通道产生的 NO_x 做进一步精细的研究.

本文只统计了一次雷暴过程中的负地闪和云闪资料(正地闪样本数太少), 结果可能不具有普遍代表性, 将来会对青藏高原地区不同雷暴过程的闪电通道长度、产生的氮氧化物及持续时间做进一步的统计分析.

致谢 言穆弘研究员和张廷龙博士给予指导, 参与青海大通雷电观测实验的全体人员予以支持, 青海省气象局在实验中提供帮助, 两位审稿专家提出宝贵意见, 在此一并表示由衷的感谢.

参考文献

- 杜健, 张义军, 言穆弘. 2002. 闪电产生氮氧化物(LNO_x)区域特征计算(II): LNO_x 计算结果分析. 高原气象, 21: 433–440
- 郭凤霞, 陈聪. 2012. 中国地区闪电和对流层上部 NO_x 的时空分布特征及其相关性分析. 大气科学, 36: 713–721
- 郭凤霞, 言穆弘, 张义军. 2006. 闪电产生氮氧化物(LNO_x)及其输送过程的模式计算. 高原气象, 25: 229–235
- 金敏, 张其林, 安兴琴, 等. 2012. 中国区域闪电特征分析及闪电产生 NO_x 量的估算. 大气科学学报, 35: 372–379
- 孔祥贞, 鄯秀书, 赵阳, 等. 2006. 青藏高原一次地闪放电过程的分析. 地球物理学报, 49: 993–1000
- 李亚珺, 张广庶, 文军, 等. 2012. 沿海地区一次多单体雷暴电荷结构时空演变. 地球物理学报, 55: 3203–3212
- 鄯秀书, 袁铁, 谢毅然, 等. 2004. 青藏高原闪电活动的时空分布特征. 地球物理学报, 47: 997–1002
- 鄯秀书, 张广庶, 孔祥贞, 等. 2003. 青藏高原东北部地区夏季雷电特征的观测研究. 高原气象, 22: 209–216
- 孙安平, 杜健, 张义军, 等. 2004. 闪电产生氮氧化物(LNO_x)全球特征计算. 高原气象, 23: 481–487
- 王道洪, 鄯秀书, 郭昌明. 2000. 雷电与人工引雷. 上海: 上海交通大学出版社
- 武斌, 张广庶, 王彦辉, 等. 2013. 双接地负地闪 VHF 辐射源放电通道和光学通道的对比分析. 高原气象, 32: 519–529
- 张广庶, 王彦辉, 鄯秀书, 等. 2010. 基于时差法三维定位系统对闪电放电过程的观测研究. 中国科学: 地球科学, 40: 523–534
- 张广庶, 赵玉祥, 鄯秀书, 等. 2008. 利用无线电窄带干涉仪定位系统对地闪全过程的观测与研究. 中国科学 D 辑: 地球科学, 38: 1167–1180
- 张义军, Krehbiel P R, 刘欣生. 2002a. 雷暴中的反极性放电和电荷结构. 科学通报, 47: 1192–1195
- 张义军, 董万胜, 赵阳, 等. 2003. 青藏高原雷暴电荷结构和闪电云内过程的辐射特征研究. 中国科学 D 辑: 地球科学, 33(增刊): 101–107
- 张义军, 马明, 吕伟涛, 等. 2008. 闪电活动的气候学特征研究进展. 气象学报, 66: 906–915
- 张义军, 孟青, Krehbiel P R, 等. 2006. 正地闪发展的时空结构特征与闪电双向先导. 中国科学 D 辑: 地球科学, 36: 98–108

- 张义军, 言穆弘, 杜健. 2002b. 闪电产生氮氧化物(LNO_x)区域特征计算(I): 理论和计算方法. 高原气象, 21: 348–353
- 赵阳, 张义军, 董万胜, 等. 2004. 青藏高原那曲地区雷电特征初步分析. 地球物理学报, 47: 405–410
- 周筠珺, 郝秀书, 言穆弘, 等. 2003. 雷暴过程中闪电产生 NO_x 的地面观测研究. 高原气象, 22: 275–280
- 周筠珺, 郝秀书, 袁铁. 2004. 东亚地区闪电产生 NO_x 的时空分布特征. 高原气象, 23: 667–672
- Barthe C, Pinty J P, Mari C. 2007. Lightning-produced NO_x in an explicit electrical scheme tested in a stratosphere-troposphere experiment: Radiation, aerosols, and ozone case study. J Geophys Res, 112: D04302, doi: 10.1029/2006JD007402
- Berger K, Anderson R B, Kröniger H. 1975. Parameters of lightning flashes. Electra, 41: 23–37
- Biagi C J, Cummins K L, Kehoe K E, et al. 2007. National lightning detection network (NLDN) performance in southern Arizona, Texas, and Oklahoma in 2003–2004. J Geophys Res, 112: D05208, doi: 10.1029/2006JD007341
- Bucsela E J, Pickering K E, Huntemann T L, et al. 2010. Lightning-generated NO_x seen by the ozone monitoring instrument during NASA's tropical composition, Cloud and Climate Coupling Experiment (TC⁴). J Geophys Res, 115: D00J10, doi: 10.1029/2009JD013118
- Chameides W L, Walker J C G, Nagy A F. 1979. Possible chemical impact of planetary lightning in the atmospheres of Venus and Mars. Nature, 280: 820–822
- Cook D R, Liaw Y P, Sisterson D L, et al. 2000. Production of nitrogen oxides by a large spark generator. J Geophys Res, 105: 7103–7110
- Fuglestedt J S, Berntsen T K, Isaksen I S, et al. 1999. Climatic forcing of nitrogen oxides through changes in tropospheric ozone and methane: Global 3D model studies. Atmos Environ, 33: 961–977
- Huntrieser H, Schlager H, Feigl C, et al. 1998. Transport and production of NO_x in electrified thunderstorms: Survey of previous studies and new observations at midlatitudes. J Geophys Res, 103: 28247–28264
- Huntrieser H, Schumann U, Schlager H, et al. 2008. Lightning activity in Brazilian thunderstorms during TROCCINOX: Implications for NO_x production. Atmos Chem Phys, 8: 921–953
- Hutchinson G E. 1954. The biochemistry of the terrestrial atmosphere, in The Earth As a Planet. Chicago: Univ Chicago Press
- Koike M, Kondo Y, Kita K, et al. 2003. Reactive nitrogen over the tropical western Pacific: Influence from lightning and biomass burning during BIBLE A. J Geophys Res, 108: 8403, doi: 10.1029/2001JD000823
- Koike M, Kondo Y, Kita K, et al. 2007. Measurements of reactive nitrogen produced by tropical thunderstorms during BIBLE-C. J Geophys Res, 112: D18304, doi: 10.1029/2006JD008193
- Koshak W, Peterson H, Biazar A, et al. 2013. The NASA Lightning Nitrogen Oxides Model (LNOM): Application to air quality modeling. Atmos Res, doi: 10.1016/j.atmosres.2012.12.015
- Krehbiel P R. 1986. The Electrical Structure of Thunderstorms, in The Earth's Electrical Environment. Washington D C: Natl Acad Press
- Labrador L J, von Kuhlmann R, Lawrence M G. 2005. The effects of lightning-produced NO_x and its vertical distribution on atmospheric chemistry: Sensitivity simulations with MATCH-MPIC. Atmos Chem Phys, 5: 1815–1834
- Li Y, Zhang G, Wen J, et al. 2011. 3D-lightning-mapping-based electrical structure of a Qinghai-Tibet Plateau Thunderstorm. In: XIV International Conference on Atmospheric Electricity, Rio de Janeiro, Brazil
- Ligda M G H. 1956. The radar observation of lightning. J Atmos Terr Phys, 9: 329–346
- Mazur V, Ruhnke L H. 1993. Common physical processes in natural and artificially triggered lightning. J Geophys Res, 98: 12913–12930
- Meijer E W, van Velthoven P F J, Brunner D W, et al. 2001. Improvement and evaluation of the parameterisation of nitrogen oxide production by lightning. Phys Chem Earth C, 26: 577–583
- Nesbitt S W, Zhang R, Orville R E. 2000. Seasonal and global NO_x production by lightning estimated from the Optical Transient Detector (OTD). Tellus Ser B-Chem Phys Meteorol, 52: 1206–1215
- Noxon J F. 1976. Atmospheric nitrogen fixation by lightning. Geophys Res Lett, 3: 463–465
- Orville R E, Huffines G R. 2001. Cloud-to-ground lightning in the United States: NLDN results in the first decade, 1989–98. Mon Weather Rev, 129: 1179–1193
- Pickering K E, Wang Y, Tao W K, et al. 1998. Vertical distributions of lightning NO_x for use in regional and global chemical transport models. J Geophys Res, 103: 31203–31216
- Price C, Penner J, Prather M. 1997. NO_x from lightning 1. Global distribution based on lightning physics. J Geophys Res, 102: 5929–5941
- Qie X, Kong X, Zhang G, et al. 2005a. The possible charge structure of thunderstorm and lightning discharges in northeastern verge of Qinghai-Tibetan Plateau. Atmos Res, 76: 231–246
- Qie X, Zhang T, Chen C, et al. 2005b. The lower positive charge center and its effect on lightning discharges on the Tibetan Plateau. Geophys Res Lett, 32: L05814, doi: 10.1029/2004GL022162
- Rakov V A, Uman M A. 2003. Lightning: Physics and Effects. Cambridge: Cambridge University Press

- Schumann U, Huntrieser H. 2007. The global lightning-induced nitrogen oxides source. *Atmos Chem Phys Discuss*, 7: 2623–2818
- Shao X M, Krehbiel P R. 1996. The spatial and temporal development of intracloud lightning. *J Geophys Res*, 101: 26641–26668
- Shepon A, Gildor H, Labrador L J, et al. 2007. Global reactive nitrogen deposition from lightning NO_x . *J Geophys Res*, 112: D06304, doi: 10.1029/2006JD007458
- Skamarock W C, Dye J E, Defer E, et al. 2003. Observational- and modeling-based budget of lightning-produced NO_x in a continental thunderstorm. *J Geophys Res*, 108: 4305, doi: 10.1029/2002JD002163
- Stith J, Dye J, Ridley B, et al. 1999. NO signatures from lightning flashes. *J Geophys Res*, 104: 16081–16089
- Thomas R J, Krehbiel P R, Rison W, et al. 2001. Observations of VHF source powers radiated by lightning. *Geophys Res Lett*, 28: 143–146
- Tie X, Zhang R, Brasseur G, et al. 2002. Global NO_x production by lightning. *J Atmos Chem*, 43: 61–74
- Uman M A. 1969. *Lightning*. New York: Courier Dover Publications
- Uman M A. 1986. *All About Lightning*. New York: Courier Dover Publications
- Von Liebig J. 1827. Une note sur la nitrification. *Ann Chem Phys*, 35: 329–333
- Wang Y, DeSilva A W, Goldenbaum G C, et al. 1998. Nitric oxide production by simulated lightning: Dependence on current, energy, and pressure. *J Geophys Res*, 103: 19149–19159
- Zel'dovich Y B, Raizer Y P. 1967. *Physics of Shock Waves and High-Temperature Hydrodynamic Phenomena*. New York: Courier Dover Publications
- Zhang T, Qie X, Yuan T, et al. 2009. Charge source of cloud-to-ground lightning and charge structure of a typical thunderstorm in the Chinese Inland Plateau. *Atmos Res*, 92: 475–480
- Zhang X, Helsdon J H, Farley R D. 2003. Numerical modeling of lightning-produced NO_x using an explicit lightning scheme: 1. Two-dimensional simulation as a “proof of concept”. *J Geophys Res*, 108: 4580, doi: 10.1029/2002JD003225