

周筠珺 黄 蕾 谷 娟 | 编
柳臣中 向 钢 达选芳 | 著

雷电监测

LEIDIAN JIANCE YU YUJING JISHU

与预警技术



 气象出版社
China Meteorological Press

雷电监测与预警技术

周筠珺 黄 蕾 谷 娟 编著
柳臣中 向 钢 达选芳

内容提要

本书选用最新的数据及研究成果,进一步充实了雷电学基础知识,介绍了国内外雷电监测与防护的新进展。第1章从地球大气的电学特征入手,简要介绍了地球的磁场、电离层以及大气电场的形成原因以及离子迁移率、电导率、传导电流等大气电学基础知识及基础科学概念;第2章、第3章有针对性地详细介绍了雷暴天气的电学特征、闪电的分类和各自特征及其典型过程,还介绍了完整的地闪放电过程等雷电活动的基础科学概念,并相应配置了大量图片。第4章、第5章、第6章分别介绍了目前最先进的雷电监测方法、雷电预防预警以及雷电防护方法,并与前3章的理论基础相结合,力求条理清晰,深入浅出,注重趣味性与连贯性。每章最后都附有相应的复习与思考题,期望能对读者在加深理解雷电学知识及其防护监测方面起到促进作用,也便于读者自学。

本书是在国家“973”项目、中国气象局与成都信息工程学院“局校合作”教材建设等项目资助下完成的,既可作为大气科学、雷电防护及相关专业的本科生教材,也可供从事大气科学、雷电防护科技人员以及相关专业的本科生或研究生参考。

图书在版编目(CIP)数据

雷电监测与预警技术/周筠珺等编著. —北京:气象出版社,2015.1

ISBN 978-7-5029-6088-9

I. ①雷… II. ①周… III. ①雷-监测 ②闪电-监测
③雷-预警 ④闪电-预警 IV. ①P427.32

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2015)第 016360 号

出版发行:气象出版社

地 址:北京市海淀区中关村南大街 46 号

总 编 室:010-68407112

网 址:<http://www.qxcbs.com>

责任编辑:李太宇

封面设计:易普锐创意

印 刷:北京中新伟业印刷有限公司

开 本:787 mm×1092 mm 1/16

字 数:320 千字

版 次:2015 年 3 月第 1 版

定 价:40.00 元

邮政编码:100081

发 行 部:010-68409198

E-mail: qxcbs@cma.gov.cn

终 审:周诗健

责任技编:吴庭芳

印 张:12.5

印 次:2015 年 3 月第 1 次印刷

前 言

雷电作为自然界中最普遍的一种大气物理现象,很早就被人类所重视。对其认知可以从人类认识雷击产生的火,进而学会用火开始。一方面对其的了解可能很大程度上促进了人类文明的发展;另一方面人类在雷电现象面前虽心存敬畏,对其复杂的物理过程也知之甚少,但总是勇于探索,对雷电的研究已经取得了令人鼓舞的成果。

本书题为《雷电监测与预警技术》,通过对地球大气的电学特性、雷暴天气的电学特征、各类雷电及其主要物理过程、雷电的监测方法、雷电的预警预报以及雷电的防护六个方面学术界取得的较为成熟的成果进行总结,并结合当前我国对大气科学类人才培养的基本需求写作而成。

参与本书编著的主要有周筠珺、黄蕾、谷娟、柳臣中、向钢、达选芳,在编写过程中翟丽、伍魏、李晓敏、李波兰、陈玲、马永杰、赵鹏国、刘畅、巫俊威、武星等做了部分工作。由于编者的水平有限,书中疏漏及不当之处在所难免,敬请读者赐正。

此书是在国家“973”项目(项目编号:2014CB441401)、北京市自然科学基金重点项目(项目编号:8141002)、中国科学院寒旱区陆面过程与气候变化重点实验室2013年度开放基金(项目编号:LPM201305)、中国气象局成都高原气象开放实验室基金项目(项目编号:LPM2013014)、2012年度四川省学术和技术带头人培养资金以及2013年中国气象局与成都信息工程学院“局校合作”教材建设项目(项目编号:13H167)的共同资助下完成的,在此一并表示感谢。

编著者
2015年1月于成都

目 录

前 言

第 1 章 地球大气的电学特性	(1)
1.1 引言	(1)
1.2 地球的磁场	(2)
1.3 电离层	(3)
1.4 电离层下的地球电学特性	(4)
参考文献	(11)
第 2 章 雷暴天气的电学特征	(13)
2.1 引言	(13)
2.2 雷暴天气系统中的电荷结构	(15)
2.3 雷暴中的电流	(23)
2.4 雷暴云起电的机制	(26)
2.5 雷暴各个阶段雷电的活动特征	(33)
2.6 雷暴活动参量及其气候特征	(36)
参考文献	(41)
第 3 章 雷电	(45)
3.1 引言	(45)
3.2 云闪	(46)
3.3 地闪	(60)
3.4 雷电的发生	(67)
3.5 雷电的起始位置	(72)
3.6 雷电的电磁辐射	(75)
3.7 中高层大气放电	(80)
参考文献	(87)
第 4 章 雷电的监测方法	(90)
4.1 引言	(90)
4.2 大气电场的测量	(91)

4.3	基于频响范围的雷电监测方法	(102)
4.4	卫星监测雷电	(119)
4.5	雷电的光学记录方法	(123)
	参考文献	(125)
第5章	雷电的预警预报方法	(127)
5.1	引言	(127)
5.2	雷电预警预报	(128)
5.3	雷电的潜势预报方法	(132)
5.4	雷电的数值预报方法	(149)
	参考文献	(155)
第6章	雷电的防护方法	(156)
6.1	引言	(156)
6.2	雷电的物理过程及其危害	(156)
6.3	雷电防护的主要方法	(171)
	参考文献	(189)

第 1 章 地球大气的电学特性

1.1 引言

在 18 世纪“电”被真正发现之前,人们不可能知道地球大气层中电荷流动现象是普遍存在的,也不了解雷暴中有起电和放电现象,更不清楚雷电就是“电”在自然界中存在的一种基本形式。但众所周知,“雷”和“电”是令人敬畏的自然现象,这也激发了人们揭开其神秘面纱的热情。人类的古代文明将雷电的力量归结为是由雷神“托尔”的神锤撞击而产生的;而古希腊神话则认为雷电是宙斯的神器,而在中国也很早就有“雷公电母”之说。

随着人类社会的进步,人们开始研究自然哲学,并尝试着对雷电现象做出更加合理的解释。亚里士多德认为雷和电是干湿蒸汽相互作用的结果;即:当云凝结冷却,干的气体被迫排出,并冲击其他云体运动;雷是云体被冲击时所发出的声音,雷电是受云中干气体的影响后,风在燃烧的现象。17 世纪时笛卡儿认为雷是当云团做下沉运动时,由空气与云发生共振所引起的现象。

随着物质的电学特性被人们逐渐发现,科学家注意到尽管自然界的雷电现象更加壮观,但雷与电就是普通的声学和放电现象。有科学家甚至认为雷暴通过其中雷电的放电产生了自然界中的电。Franklin(富兰克林)通过设计了证实雷电基本电学特性的实验而闻名于世,但他并不是第一个做类似实验的人。在他于 1752 年 6 月成功地实施“风筝实验”之前,他并不了解其他研究人员在该领域的工作,他认为云中的电可以通过高高竖起的金属杆引下来。如果金属杆是对地绝缘的,观测者在雷暴云头移到头顶时可以通过金属杆附近接地的导线将“电”引到导线上。在 1751 年 Franklin 关于收集云中电荷的论文发表之后,法国宫廷的 D’Alibard(达利巴德)曾尝试着做了一些他所描述的实验,以验证云中是否带电,为此他在一个对地绝缘的平台上竖起了一个金属杆子(如图 1.1 所示)。1752 年 5 月 10 日当雷暴来临时,他成功地从金属杆上引到了电荷。

其他的科学家继续利用绝缘的金属杆、风筝或气球继续着类似的实验。而这样的实验也伴随着极大的危险性,在 D’Alibard 成功实验后的一年多点的时间里,俄国科学家里赫曼(Rikhman)在实验时被雷电击中身亡。

Franklin 此后继续着他的工作,而且一直试图搞清楚雷暴云中的电荷极性。1752 年 9 月

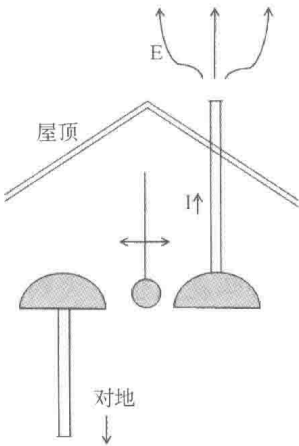


图 1.1 D’Alibard 实验示意图
I, 电流; E, 电场强度

他在屋顶上竖起了一个长 3 m 的“接闪杆”，将地线顺着楼梯接到地下，在离地线的末端 15 cm 处将地线切开，其两头各接一个铃铛，并在两个铃铛悬挂一个绝缘的金属小球，当带电荷的云到达头顶时，小球就会发生摆动敲击铃铛。通过分析他发现“接闪杆”带有正电荷，由此他认为雷暴云的底部通常带有正电荷。

同样是在 1752 年，法国科学家 Lemonnier(雷蒙尼)在无云的大气中发现了弱的起电现象，他认为晴天大气电流强度有明显的日变化。这一现象被意大利科学家贝 Beccaria(卡利亚)在 1775 年利用更加敏感的仪器所证实，他的进一步研究认为晴天大气中电荷的极性为正的，而雷暴过顶时电荷的极性则会变成负的，这与 Franklin 的观测结果是一致的。在接下来的一百年里，尽管人们对于“电”与“磁”的研究已经取得了很多重要的成果，并开始为使用“电力”而发明了许多机器，但对于雷电的研究并未取得太多的进展。关于雷暴、雷电和晴天大气起电相对较新的发现，只有在光学和电学测量设备的发展到一定阶段才能得以实现。而研发的新设备在观测中也遇到了许多困难，如：怎样将设备放到靠近研究中最关心的位置上去？此外，仪器的测量环境、精度、时间及空间分辨率等问题都是需要考虑的。尽管就解决这些问题已做了大量的工作，但是对于雷暴产生雷电的机制问题依然是最具争议的问题。当辐射穿过大气，其中的一部分能量可以被分子和原子所吸收。因此当辐射通量减小时，则被电离的分子数也会减少。然而分子的数密度随着大气厚度的增加而增加，分子吸收的辐射能量部分也会增加。

1.2 地球的磁场

地球有一个穿过大气层并延伸至太空的磁场，这是一个磁偶极子，磁轴偏离地球自转轴 11°(如图 1.2)。磁场的主要源是流经地球内部的电流。目前人们对磁场的源了解得甚少，它与地球导电的流体核心的对流与旋转之间的相互作用是密切相关的。磁场发生着缓慢的变化，每年在数值上大约有 0.05% 变化，并围绕旋转轴产生微小的进动。在超过几十万年的时间尺度上，地球磁场减小为零后又重新恢复，此外有时还会发生磁极翻转的现象。磁场向下指向地球北极附近，向上指南极附近。

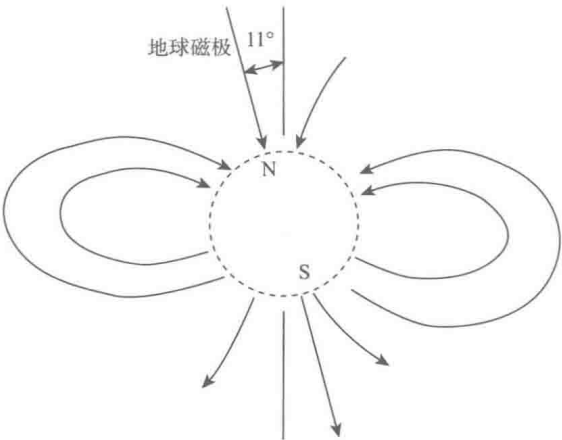


图 1.2 地球的偶极性磁场磁力线
从地球表面伸向宇宙空间

$$\vec{B} = \frac{-0.6R_E^3}{r^3}\sin\phi\hat{a}_r + \frac{0.3R_E^3}{r^3}\cos\phi\hat{a}_\phi \tag{1.1}$$

其中， $\vec{B}$ 为磁场强度， R_E 为地球半径(平均值为 6371 km)， r 为距离地球中心的距离， ϕ 为地磁纬度， $\vec{a}_r$ 为地磁径向方向， $\vec{a}_\phi$ 为地磁纬度方向

在地球表面磁场强度从赤道的大约 25000 nT 逐渐增加至两极的 60000 nT，在地球表面之上，磁场强度按照径向的三次方减小。

1.3 电离层

电离层对于地球低层大气的电特性而言十分重要。电离层位于大气层上部,其中存在着大量的电子与离子,并使得大气层具有良好的导电性。当大气中的分子或原子吸收了波长小于 102.7 nm 的太阳短波辐射,就会变成带电的离子。太阳的紫外辐射能量会被传输给分子中的电子,电子在得到能量后会摆脱原子核的束缚,变成自由的电子,并使得缺少电子的分子荷有正电荷,这个过程称为“光致离解”。事实上,所有紫外频段的太阳辐射都会被电离层所吸收。在电离层的下部,大气层呈现出弱的导电性。太空中的宇宙射线和源自地球表面的放射性衰变使得一小部分大气分子被离解,被离解的离子可在大气电场中运动。而电离层下部较为稀少的电子使得电离层下部的导电性能也相对较低。

在整个电离层中,中性的分子和原子的数量超过了电子和离子的数量,但仍然有足够的带电离子在电离层和低层大气间维持不连续的导电性。即使在电离层中有过剩荷正负电荷的离子,但过剩量的离子相对于总等量的正负离子而言数量是较少的。在大部分电离层中,负离子密度几乎都可以忽略。总体而言,由于自由电子的运动特性较离子的要强,因而电离层的导电特性主要受制于自由电子的数量,而电离层的电离程度通常也是利用电子数密度 N_e 来进行定量描述的。 N_e 随一天中的时段、高度、纬度、流场的辐合与辐散,以及太阳紫外辐射与局地因素的变化而变化。但是在多数情况下, N_e 随高度的增加而增加,并且最大值出现在 300 km,在太阳黑子 11 年的活动周期内 N_e 随高度的分布有着较大的变化。 N_e 在电离层中的主要峰值出现在 F 区,而次峰值出现在主峰值之下。 N_e 的垂直分布廓线受多种因素的制约。在给定体积中离子的产量与适当频率的辐射通量及该体积中的吸收辐射并且可以被电离的分子数成正比。在某一高度上离子的量达到最大值,在这一高度之上分子的数密度随高度越来越小而辐射通量却是越来越大;而在这个高度之下却正好相反。

Chapman(查普曼)^[1,2]对这样的分布做了一系列的假设,如果 F 是某一特定波长的辐射通量,而辐射的变化是辐射通过一个路径 $dl = dz/\mu$ ($\mu = \cos\psi$, ψ 为某地的太阳天顶角)分子或原子吸收后引起的。

$$dF = \frac{\delta_{ab} n(z) F}{\mu} dz \quad (1.2)$$

其中 $n(z)$ 是吸收辐射的分子或原子的数密度, δ_{ab} 是吸收横截面,从高度 z 积分到大气层顶,则大气层顶的辐射通量为:

$$F(z) = F_0 \exp \left[-\frac{\delta_{ab}}{\mu} \int_z^{\infty} n(z) dz \right] \quad (1.3)$$

对于理想气体而言,离子的数浓度可以表达为:

$$n(z) = n_0 e^{\frac{-(z-z_0)}{H}} \quad (1.4)$$

其中 n_0 为在参考高度 z_0 处的数密度, H 为标高 ($H = k_B T / mg$), k_B 为玻尔兹曼 (Boltzmann) 常数, T 为温度 (单位为 K), m 为分子质量, g 为重力加速度。在等温大气中,可将 $n(z)$ 的表达式代入 (1.3) 式则可以得到:

$$F(z) = F_0 \exp \left[-\frac{\delta_{ab} n_0 H}{\mu} e^{\frac{-(z-z_0)}{H}} \right] \quad (1.5)$$

而电离率 $q(z) = n(z)\beta F(z)$, β 为分子电离横截面。因此电离率可表示为:

$$q(z) = \beta n_0 F_0 \exp\left[-\frac{z-z_0}{H} - \frac{\delta_{ab} n_0 H}{\mu} e^{-\frac{(z-z_0)}{H}}\right] \quad (1.6)$$

为了确定离子电子的数密度,还要考虑它们的重组,重组率可表示为:

$$q_T(z) = \alpha N_e^2$$

其中 α 是重组系数。而平衡的条件是产生率等于重组率

$$N_e(z) = \sqrt{\frac{q(z)}{\alpha}} = \left(\frac{\beta n_0 F_0}{\alpha}\right)^{\frac{1}{2}} \exp\left[-\frac{z-z_0}{2H} - \frac{\delta_{ab} n_0 H}{2\mu} e^{-\frac{z-z_0}{H}}\right] \quad (1.7)$$

对于电离层的分区而言,其每个区域的形成主要依赖于主导该层离子光致离解和重组的辐射源的波长和离解物质的种类。

在 D 区辐射通量在高层被明显削弱,紫外辐射、X 射线和宇宙射线是主要的辐射源,这些电离源可以将 NO、N₂ 和 O₂ 电离,但 N₂⁺ 和 O₂⁺ 易于将电荷传输给 NO。在 D 区电子快速与 O₂ 结合,并形成负离子。尽管 D 区接近中性,但负离子的数密度还是要略大一些。在夜晚当离解率接近零时,D 层中的自由电子也就会最终耗尽,而该层的导电率也就可以忽略了。

紧靠着 D 区的一层是 E 区,也称作 Chapman 层, Lyman(莱曼) β 、紫外($\lambda < 100$ nm),以及 X 射线是主要的电离源。该层中主要被电离的对象是 N₂ 和 O₂, 另外有少量的 NO 和 O。E 区(20~110 km)大气中电荷从充分混合的低层大气传输给各类原子和分子。

F1 层也被描述为 Chapman 层,其中主要是由波长更短的辐射($\lambda < 91.1$ nm)将氧原子电离,同时该层也有部分被电离的 N₂,而其中离子的交换过程如下:



F2 层也被描述为修正后的 Chapman 层,与 F1 区相同,该层主要为电离状态的氧原子,同样存在部分呈电离状态的 N₂。而电离源则是波长更短的($\lambda < 80$ nm)射线。

由于太阳辐射存在着明显的日变化,致使电离层中的电子数密度也存在明显的日变化,此外电离层的变化与太阳辐射变化的 11 年周期存在着同步变化。

1.4 电离层下的地球电学特性

在晴天,低层至中层大气均处于准静电平衡(即,进入该层的电荷等于离开该层的电荷量)。而晴天可以简单地定义为周围无雷暴的天气,或者可以更加细化地定义为无水成物离子和无扬尘的天气。在准静电平衡状态下,电荷的垂直分布在不同的时刻基本处于相同的状态。相对于雷暴天气中的电学活动而言,晴天中的空气和云起电活动并不明显,也不足以使得地面与云之间感应出较强的电场。处于电离层下部的空气的总的电场结构,一般可以认为这个球形的介质中充满了弱导电的介质,即空气。Coulomb(库仑)^[3]于 1795 年发现空气是导电的,但这一事实直到很晚才得到学术界的认可。这一球形电容器的外壳是高导电性的高层大气。地球表面与低层大气相比也具有较高的导电性,它是电容器的内壳。这一电容器处于充电状态,地球表面荷负电荷,总量约为 5×10^5 C,而大气中荷有等量的正电荷。由于大气是弱导电的,而漏电流将会中和地球表面的电荷。Wilson(威尔逊)^[4]在 1920 年建立了较为完整的全球大气电路的概念,他指出雷暴云中的放电过程是维持全球大气电路的主要因素。在晴天正

电荷流向地面,而这些正电荷主要也是来源于雷暴天气中的放电过程。

在许多文献中,将“电场”用以描述大气的电特性,但实际其指的是“电位梯度”,虽然两者的物理特性是一致的,但“电场”是负的“电位梯度”,即: $E = -\nabla V$ 。在正的电场中,正电荷会向上运动。一般而言“场”指的就是“电场”,而非电位梯度。

在晴天,地球表面的电场是由正上方净的正电荷所引起的,该电场可使得正电荷向下运动,所以此时的电场为负(如图 1.3)。在非山区的地面电场约为 -100 V/m ,而电场梯度为 $+100 \text{ V/m}$,电场会随着高度的增加而减小。Gish(吉什)^[5] 在 1944 年给出了电场强度与高度之间的关系:

$$E(z) = -[81.8e^{(-4.52z)} + 38.6e^{(-0.375z)} + 10.27e^{(-0.121z)}] \quad (1.9)$$

其中 E 为电场强度(V/m), z 为高度(km)。

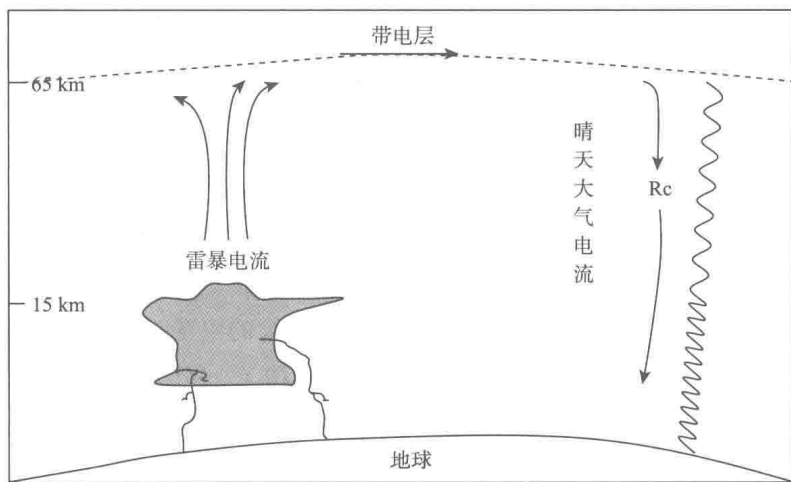


图 1.3 全球大气电路概念模型

低层大气电学特性的日变化及季节变化,通过电场和 Carnegie(卡内基)号船载设备对其他参数的测量后,已经基本明确了。通过 Carnegie 号 7 次航行的测量研究,对地球晴天大气的电学环境已有了较为明确的认识^[6]。晴天大气电场一天中逐时变化是时间的函数,该曲线也被称为“Carnegie 曲线”,其与全球的雷暴活动有着较为密切的关系。

在陆地上的观测站进行“Carnegie 曲线”的测量最终以失败告终,其原因主要是对流电流及气溶胶等因素对其影响明显。陆地上的测量还需要进行长期的观测才能得到信服的结果。

为了搞清全球大气电路是否是由雷暴活动驱动的这一问题的,首先就要了解雷暴活动与地球表面电位梯度变化之间的关系。Whipple(惠普尔)等^[7]的研究表明夏季南半球雷暴的数量要比北半球夏季的数量多 15%。

对于大气电场日变化的分析还需要进行其他的一些分析,这些包括传导电流的测量,而按照电流连续及电荷守恒的原理还应当考虑地球表面和大气形成的球形电容器在其上界电位的基本情况。如果大气电场的测量是在地面上或离地面几千米的高度进行,还需要考虑局地的污染问题。该模式中地球表面之外的“电极”也称为“导电层”。“电离层”在很多文献中被广泛应用,特别是在讨论“导电层”电位时尤为如此;但实际上从大气电学的角度看这是错误的。因为“导电层”在大气电学中有着明确的含义,因此本书将用该词。

导电层电位 $\Phi_E(z)$ 可定义为电场垂直剖面的积分,即

$$\Phi_E(z) = \int_0^{H_E} E(z) dz \quad (1.10)$$

其中 H_E 为导电层高度。

Muhleisen(米莱森)^[8](1977)对导电层电位进行了长时间的大量的测量,结果发现其日变化与“Carnegie 曲线”极为接近;同时他指出尽管导电层电位是一个全球性的参数,其不同区域的测量结果仍然有较大的差异,其变化区间为 145~608 kV,平均值为 278 kV。

1.4.1 大气离子

正如前所述,低层大气中由于离子较少,所以其为弱的导体。其中的离子是银河系中的宇宙射线(其主要产生 α 粒子、 β 粒子及 γ 射线)通过大气的衰减后将中性的粒子离解产生的。通常电离指的是电子从分子或原子中剥离出去的过程。分子失去电子则成为正离子,而电子会与中性的粒子结合则成为负离子。正负离子在电场的作用下作方向相反的运动,且会在大气中形成稳定的电流。晴天大气中电流与电场的关系表示为 $J = \sigma E$,其中 σ 为电导率。而风携带电荷也可以形成电流,而尖端物体上的电晕离子移动也可以形成电流,但这些在处理晴天大气电流问题时往往可以忽略不计。

低层大气的电导率主要是源于小离子,但大离子也存在,主要出现在靠近地面的区域。大气电场驱动质量较大的大离子运动的速度较慢,则其形成的电流通常也是可以忽略的,因此小离子是晴天大气电流形成的主导者。小离子的直径在 $10^{-10} \sim 10^{-9}$ m 之间。尽管晴天大气电场相对较弱,由于小离子质量较小,其在电场力的作用小可以形成明显的运动。小离子电荷是单个的基本电荷,其电荷量等于一个电子所荷的电荷量,即 1.6×10^{-19} C。

小离子的浓度依赖于离子产生及消失的机制之间的平衡,在靠近地球表面的区域小离子产生的速率为每秒每立方厘米 10 对离子;陆地区域离子对产生的速率约为海洋区域的两倍。较大的水体表面缺少明显的辐射源的影响。宇宙射线在地球表面大约产生了一半的离子。相比较而言,在地球表面 1 km 以上的高度,宇宙射线产生了晴天大气中绝大部分的小离子,而且这与地球表面的性质没有任何的关系。由于离子之间的重新结合及气溶胶的清除作用,离子又会消失。当达到平衡状态后,离子对的产量是高度的函数,并且可以以下式表示:

$$p(z) = \alpha(z)n(z)^2 + \beta(z)n(z)N(z) \quad (1.11)$$

式中 z 为高度, α 为小离子重新结合的参数, n 为小离子的浓度, β 为小离子和气溶胶的结合系数, N 为气溶胶的浓度。其中第二项在晴天和高空可以忽略,但是若由于有的污染或排放源而存在高浓度的大粒子,该项就不能忽略。典型城市低层的小离子的生命期约为 10 s,其中的大粒子浓度较高;而远离大陆海洋的小离子的生命期可长达 300 s。由于以上原因在城市地面附近电导率远比人烟稀少的地区小,但受电导率的影响城市近地面的电场强度则较大。

大气离子影响大气电导率的过程是十分复杂的。离子的浓度在任何地方都总是受到痕量气体的影响。根据 Keese(基斯)和 Castleman(卡斯尔曼)^[9]的研究结果, N_2^+ 、 O_2^+ 、 N^+ 、 O^+ 在 50 km 以下是主要的正离子,由于存在这样基本离子,会很快形成诸如 $H^+(H_2O)_n$ 的离子。负离子是以 O_2 得到自由电子开始的,而在 30 km 以下特别是以 $NO_3^-(HNO_3)_n$ 的形式存在,由于离子参加的化学反应较为复杂,现阶段对于粒子在低层大气对电导率的贡献的研究尚不够充分。

1.4.2 离子的迁移率

离子特性中直接与电流有关的主要是描述其迁移性能的量,即迁移率 k ,它是小离子在电场力的作用下获得的平均速度;迁移率可表示为 $k=v/E$,其单位为米每秒每伏特每米,但一般将其写为物理意义不是十分明确的 $\text{m}^2/(\text{V} \cdot \text{s})$ 。小离子在海平面上迁移率的典型值为 $10^{-4} \text{m}^2/(\text{V} \cdot \text{s})$,大离子的迁移率比小离子的低三个量级,这也正是它们对电导率贡献较低的主要原因。此外当相对湿度从 0 变化到 100% 时,迁移率下降的幅度约为 18%。电场可以使离子的运动加速,但其与空气分子的碰撞,又使其速度受限。离子在黏性流体(大气)中的 Stokes(斯托克斯)运动规律决定着离子的迁移率。因此迁移率与气压成反比,而温度与气压通过下式影响着迁移率,即:

$$k(P, T) = k_s \frac{P_s T}{P T_s} \quad (1.12)$$

式中的下标 s 代表大气的标准状态。由于迁移率是碰撞的函数,它与离子的平均自由程随空气密度的增加而减小。由于此原因,减小的迁移率可以利用下式计算

$$k_r = \frac{\rho_A}{\rho_s} k_s \quad (1.13)$$

其中 ρ_A 是环境空气密度, ρ_s 是标准温度和气压下的空气密度。

1.4.3 电导率

大气传导电流的能力被定义为大气的电导率,该参数在晴天和雷暴条件下都是十分重要的参数。关于小离子主导的电导率的研究,主要包括理论和实验室研究。总的电导率随高度的增加的表达式主要包括下式:

$$\sigma_{\text{tot}}(z) = q_e \sum_i n_i(z) k_i(z) \quad (1.14)$$

其中小离子包括所有各类的小离子的总和。 q_e 是每个小离子上的基本电荷量。

总电导率包括正负离子引起的电导率的总和。

$$\sigma_{\text{tot}}(z) = \sigma_+(z) + \sigma_-(z) \quad (1.15)$$

早期电导率的测量是由 Gerdien(格丁)^[10] 率先主导实施的,他发展的设备可以直接测量电导率。关于电导率垂直分布的开创性的研究是由 Gish 和 Sherman(舍曼)^[11] 实施的。他们在一个大气球下方的吊舱中安装了 Gerdien 电导率测量器,并将其命名为“探索者 II”,在其实验中测量到了高度 22 km 以内的电导率。他们提供了详细的对于实验方案的分析,以及对于各类实验结果的比较等内容。正负电导率的比率平均约为 0.8。由于小的负离子的迁移率比正离子的大,这使得负离子的电导率是正离子电导率的 1.4 倍。

1.4.4 传导电流

传导电流是全球大气电路中的基础参数, $\vec{J} = \sigma \vec{E}$, 其中 J 是电流密度,但通常简单地就认为是电流密度,这是由欧姆定律推导得到的,它可以用来监测全球的大气电路,但这一方法也

存在着明显的不足。特别是当测量在地面上进行时,将会受到对流电流、电流传播衰减和导电层的影响。传导电流可直接在高空中通过搭载在气球上的探空仪进行测量,或者是利用飞机或气球测量到的电场和导电率计算得到。

电荷的守恒和电流的连续性表明垂直方向的电流密度在低层大气中的平衡值与高度的关系不大。否则,净电荷将在某一高上积累,并将进而改变电场,直至垂直的电流密度达到稳定。利用飞机测量的电场和电导率在下垫面混合层以上基本上是稳定的值。在海洋上空,Kraakevik(克拉克维克)^[12]发现在 6~15 km 的范围内 J 的变化仅有 10%,他同时也测量了到达地面的电流密度(大气—地面电流),他发现在南极洲陆地区域干净的背景场条件下,大气—地面电流的变化范围为 $(3.9-1.3) \times 10^{-12}$ A/m²,在 100 m 以上他发现平均的大气传导电流为 2.7×10^{-12} A/m²,他估算总的地球的晴天大气电流为 +1400 A(正的电荷流向地球表面形成的电流定义为正电流)。

1.4.5 空间电荷

晴天空间电荷密度(即:空间电荷) ρ 与电场的垂直梯度间的关系可由高斯定律给出,即:

$$\rho = \epsilon \nabla \cdot \vec{E} \quad (1.16)$$

若忽略电场的水平梯度的变化,则一维的高斯定律则可以写为:

$$\frac{\partial E_z(z)}{\partial z} = \frac{\rho(z)}{\epsilon} \quad (1.17)$$

其中 $\rho(z)$ 是在高度为 z 的电荷密度, ϵ 为介电常数。

$$\text{将} \quad E(z) = -[81.8e^{(-4.52z)} + 38.6e^{(-0.375z)} + 10.27e^{(-0.121z)}] \quad (1.18)$$

代入上式则可得:

$$\rho_{\text{tot}}(z) = \epsilon[0.370e^{-4.52z} + 0.0145e^{-0.375z} + 0.0012e^{-0.121z}] \quad (1.19)$$

晴天的电荷密度随高减小的很快。为了进一步分析电荷随高度的分布,可以分析在高度 z_0 以下电荷占总电荷的比率。对(1.17)式进行积分

$$\frac{Q(z < z_0)}{Q_{\text{tot}}} = 1 - \frac{E_z(z_0)}{E_z(0)} = 1 - [0.626e^{-4.52z} + 0.295e^{-0.375z} + 0.079e^{-0.121z}] \quad (1.20)$$

在晴天大气中超过 70% 的电荷分布在距地面 1 km 范围内的大气中,而 90% 在 4.5 km 以内。晴天大气在 30 km 以下的总电荷可通过对(1.18)式积分可得 1.9×10^5 C,而其中 1.4×10^5 C 在 1 km 以下。

E 与 ρ 随高的变化可认为是电导率随高度变化的直接反映。中低层大气的电导率主要决定于各个区域的光致离解、大气的静力状态,及其化学成分等。如果晴天大气电流有一个特定的值,且与高度无关;由欧姆定律可知,与高度相关的电导率将决定于高度相关的电场强度 E ,由公式(1.19)可知 ρ 也是随高度变化的。在 30 km 以内的大气中正电荷占其总量的 40%,且其循环是全球大气电路中的重要环节,大气中多数净的正电荷主要集中在最靠近地面的 1 km 的范围内。

1.4.6 电极层

大气的导电性与大气电场的存在的其中一个表现即为电极层的存在。晴天大气中负的电

场驱动正的离子向下运动,而负的离子向上运动,两种极性的离子对总电流都有贡献。假设在地面之上大气中存在一个极小的平衡层,每种极性的离子穿过上边界的通量与穿过下边界的通量相等,如此一来在平衡层内则无多余过剩的离子存在。当将较低的层认为是地面时,则情况就发生了变化。由于低层是刚性的边界,没有离子可以从低层进入。由于负离子在晴天是由低层向上运动的,没有负离子通量去补充从上边界移出离子,净的正电荷便在平衡层中累积,同时减缓了两种极性离子的通量变化。电极层的上边界位于负离子通量足以迟滞改变大气电场的向上运动的离子通量。

晴天中空间的电荷密度通常是以单位体积中的基本电荷数给出的,由于小离子有一个单位的电荷量,由单位体积中的基本粒子表示的空间电荷密度的量级与同样单位体积的小粒子数密度相同。Crozier(克罗泽)^[13]在新墨西哥的荒地上方 3 m 的范围内进行了测量,并发现在 0.25 m 的典型值每立方分米为几百个基本电荷,在 1 m 高度的典型值约为 100 个基本电荷每立方分米。在低风速的夜晚,常见的电极层可以被上负下正的电极层配置所代替。Crozier 有时在 0.25 m 的高度上观测到每立方分米为几千个正的基本电荷,而在 1 m 高度观测到每立方分米为几百个的负的基本电荷。尽管在白天由于热对流的原因情况较为复杂,但这一情况在白天和夜晚均会发生。通过 Crozier 详细的研究可知,常见的电极层主要出现在风速小于 7 m/s 中等风速的夜晚,及在静风与中等风速区间内的白天。电极层受湍流及大离子、气溶胶和凝结核等的影响十分明显。电极层通常被限制在地面以上 1 m 的范围内,除了当对流电流加强时其高度会增加数米。

电极层的定量描述除了一些简单情况,通常都是较为复杂的。只有通过数值模式才较为理想地描述电极层。Willett(威利特)^[14]通过模式研究表明,氢的放射性离子体产物比以植被为下垫面的地表中的氢更具有电离性。其研究同时也给出了于裸露地表之上电极层的特殊性,他发现其中的电极性与前者相比是相反的。

1.4.7 高层大气电极

如前所述全球大气电路的部分理论中提到的,大气在某些高度上是具有高导电性的,所以由此也可将大气在这些高度上看作是导体(在这些高度上电位恒定,可作为晴天大气电流的上部终端)。Heaviside(海维赛德)^[15]认为高层大气具有较强的导电性,这可以用来解释电磁波的传播,而且由于他的研究结果,有时将电离层的 E 区也称作“Heaviside 层”。尽管电离层在全球大气电路模型中给出的仅是作为高层的导电层具有不连续的导电性,但是真实电离层的高度和特性与全球大气电路中的球形电容器模型仍然存在着较大的差异。

已有研究表明,在高度为 100 km “Heaviside 层”以下的部分区域,大气具有较强的导电性,并可作为全球大气电路的高层电极。很多科学家都在寻找这一导电区域,有时也将其称之为导电层^[16],或者平衡层^[17]。在这个地球表面之上的导电层概念中的主要问题是:这一层如同假设的,它真的存在吗? 如果存在它的高度是多少? Israel(伊斯雷尔)^[18]较为完整地总结了他早期的工作,认为这个高度大约为 60 km。Reid(里德)^[19]在其综述中引用了 Mitchell(米切尔)和 Hale(黑尔)^[20]早期的结果。他们在火箭上搭载了电导率的测量设备,其结果表明,自 30 km 开始, $\sigma_+ = \sigma_- \approx (1-3) \times 10^{-11} \text{ S/m}$; 而在 40~45 km 之间, σ_- 迅速自 5×10^{-11} 增加至 $1 \times 10^{-8} \text{ S/m}$; 而在 65~75 km 之间, σ_+ 自 6×10^{-11} 增加至 $2 \times 10^{-9} \text{ S/m}$ 。

球形电容器模型存在着一些明显的局限性,这主要是:模型中大气电导率是连续增加的,而不像在真实大气中存在着突然增加的上边界。球形电容器的上界可达为良导体的带电层,其范围依赖于整个电容器电磁场的时间变化。其中一个结果电容器是漏电的,特别是对于快变电场及电流的变化尤为如此。电场变化越快,其向上伸展的高度越大,直到达到电场可穿透进入地球磁场的阈值为止。而从这个模型中可以得到另一个结果,即:这个电容器中存在的电荷不是仅仅集中在上下边界;正如前面所讨论的,90%以上的净的正电荷位于5 km以下的高度,而这一电荷层屏蔽了其上方的负电荷向地面的输送。另外一个结果是,当大气的电阻在靠近地面处较大时,维持全球大气电路电荷运动所做的功在较低的大气层完成,这与全球大气电路中雷暴的重要作用是一致的。

大气的电导率具有纬度效应,大气在高纬度磁场较强的区域电导率更强。产生这一结果的原因可能是由于在高纬度地区宇宙射线可以产生更多的离子对,而离子对的产量与 $\sin^4 \varphi$ 成正比, φ 为纬度^[21]。但是通过研究进入平流层的大气电导率探空结果,发现纬度效应很小,且不足以解释他们观测到的电导率的变化。通过研究他们发现,当平流层气溶胶浓度处于背景值附近时(亦即,无火山喷发等情况出现),离子附着于气溶胶,即使对已有的理论进行修改也无法真正解释观测到的结果。他们建议必须考虑温度随高度的变化,只有如此才能较好地解释纬度在42°N—63°S之间电导率的变化(电导率是气压和温度的函数)。

Kasemir(凯斯米尔)^[22]给出了一个改进的全球大气电路模型,其主要的改进是将地球的电位 Φ_E 设为-300 kV,而不是0。即使电位在离地面20 km以内的范围电位 Φ 降低99%,大气电路的高度也将延伸到无限的高度。地球是一个负极性的电流源,其可驱动导电性随高度指数增加到无穷大的导电性介质。雷暴为整个大气电路的形成提供了原始驱动力。

1.4.8 柱体电阻

Gish^[5]定义了柱体电阻,即以地球表面单位面积为底向上直到带电层的柱体的电阻,其可以表示为:

$$R_c = \int_0^H \frac{1}{\sigma_+(z) + \sigma_-(z)} dz \quad (1.21)$$

式中 H 是带电层的高度。由上式可知任意高度的电阻皆可通过积分得到。Gish在柱体电阻的概念中假定其遵循欧姆定律,电流不随高度变化,同时所有的电流均为非对流电流。该假设与事实不符之处主要是,大气空间电荷的水平分布并非水平均一的。实际空间电荷的水平分布主要分布在雷暴系统附近;在晴天当太阳加热电荷主要位于较低的大气层中,并引起对流电流。柱体电阻概念仅在晴天大气中是有用的。柱体电阻值主要依赖于最靠近地面的20 km大气的电导率随高度的变化,其典型值为 $R_c = 1 \times 10^{17} \Omega/\text{m}^2$ 。特别是由于在低层大气中离子的分布存在差异,会导致柱体电阻在局部会呈现变化,同时也会影响一个给定区域总体的电流。由于柱体电阻是单位底面积大气柱的总电阻,所以大气的总电阻可以通过地球表面以上所有柱体电阻的累加获得,总电阻值230 Ω , Muhleisen^[8]考虑到山脉的影响将该值调整为200 Ω 。值得注意的是柱体及电阻均会随着地球表面的变化而出现明显的波动。

1.4.9 雷暴环境中电流的流动

为了证实雷暴是否是晴天电流的“产生器”，必须测量雷暴电流。从地球到带电层，电流可被分成三个部分，即：雷暴下部、雷暴内部，以及雷暴上部。雷暴下部的麦克斯韦(Maxwell)电流密度可表示为：

$$J_M = J_{PD} + J_{CV} + J_P + J_L + J_E + \epsilon \frac{\partial E}{\partial t} \quad (1.22)$$

式中下标 PD 为尖端放电、 CV 为对流、 P 为降水、 L 为闪电、 E 为传导，通过监测电流便可知雷暴电流“产生器”的作用。

Gish 和 Wait(韦特)^[23] 测量了电位梯度和电导率，在雷暴过境时他们测量了传导电流，通过统计 21 个雷暴，在 12 km 处，所得的雷暴平均传导电流为 0.5 A。Wilson 等则认为传导电流只在对流活跃的区域存在，且其可以移除电荷的屏蔽层。

Blakeslee(布莱克斯利)^[24] 等在 U-2 飞机安装两个 Gerdien 电导率测量传感器和两个电场仪，飞到雷暴上方进行测量，飞机的飞行高度为 16~20 km，主要测量了传导电流和位移电流，并据此可计算 Maxwell 电流。通过观测发现 Maxwell 电流至少一半是由传导电流贡献的。

在雷暴顶端确定全球总的电流需要切实地了解全球雷暴在任意时刻的基本状态，目前文献上给出的全球在任意时刻的雷暴总数为 1000~2000 个，Muhleisen^[8] 认为这一数字太大，因为非雷暴因素(如层状降水云)对全球的大气电流也有贡献。Vonnegut(冯内古特)等^[25] 通过 U-2 飞机的观测发现最大的电流仅仅出现在对流极为旺盛的云顶。但是对于层状云和对流云而言，尚无人做出它们对于全球电流贡献的明确评估。

复习与思考

- (1) 简述地球磁场的概念。
- (2) 电离层的主要特征是怎样的？
- (3) 大气中的离子是如何分类的？
- (4) 大气中离子的迁移率受哪些因素的制约？
- (5) 何谓 Heaviside 层？
- (6) 在雷暴环境中电流的流动特性是怎样的？

参考文献

- [1] Chapman S. The absorption and dissociative or ionizing effect of monochromatic radiation in an atmosphere on a rotating Earth, I. *Proc. Phys. Soc.*, 1931a, **43**:26-45.
- [2] Chapman S. The absorption and dissociative or ionizing effect of monochromatic radiation in an atmosphere on a rotating Earth, II. *Proc. Phys. Soc.*, 1931b, **43**:483-501.
- [3] Coulomb C A. *Memorandum of Academic Science*, 1795, 616.
- [4] Wilson C T R. Investigations on lightning discharges and on the electric field of thunderstorms. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.*, A, 1920, **221**:73-115.
- [5] Gish O H. Evaluation and interpretation of the columnar resistance of the atmosphere. *Terr. Magn.*