第4卷 第1期 空间科学学报 Vol. 4, No. 1
1984年1月 CHINESE JOURNAL OF SPACE SCIENCE Jan., 1984

·综述·

近地环境的电状态

庄 洪 春
（中国科学院空间物理研究所）

摘 要

通过电过程的耦合是太阳对气象耦合影响的机制之一，本文扼要地综述了迄今为止人们对近地环境内电流和电场的观测结果以及在此基础上所建立的经验和理论模式；给出了在平均状况下和太阳活动下近地环境电性能的总概貌，重点在靠近地球表面的低层、中层大气区域；着重介绍了该区域内的大气电性能及其受太阳活动的调制.

一、引 言

至今为止，尚未有能使人完全信服的资料或观测事实说明太阳活动与气象现象之间的联系. 但有很多事实吸引着人们去进一步探索这种可能的联系. 中国古代所流传的民间谚语总结了太阳和气象间相关关系的观察经验[1]. 中国气象界也作过相当好的相关统计研究，表明太阳活动不仅与我国大范围干旱和冷暖变化有关，而且与各大流域的暴雨和洪水的发生也有一定关联[2]. Siscoe[3] 曾在很多相关线索中总结出三条可以作为证据的相关现象，来说明太阳对地球气象确有影响. Hauritz[4]概括地总结了人们所提出过的一些物理机制，以探索太阳和天气之间可能存在的联系. 这些物理机制是：通过雷暴的电的途径；通过卷云的作用[5]；通过中层大气臭氧的作用；通过太阳常数的变化以及通过行星波耦合[6,7]等.

研究太阳和气象的关系的理论的困难有三点：一是太阳活动所造成的过程中所具有的能量比气象过程的能量小得多；二是太阳活动所引起的扰动很难传递到对流层中；三是不能解释所看到的气象现象（如雷暴频率）对太阳活动（如耀斑）的反应为何如此迅速（在一天之内）. 目前看来，最有可能的机制是通过电过程. 因为只有通过这一途径，才有可能克服上述困难. 直接测量已使人们肯定了太阳活动对中、低层大气电性能有影响这一事实[8]. 大气电性能则可通过多种途径与气象系统相互作用[9]. 这些途径中以雷暴电化过程为最有生命力的一种途径[10-13]. 统计资料也证实了雷暴的产生与太阳事件[10]和地球处于太阳磁扇中的位置[13]有很好的相关关系. Klett[14] 综述了云的电化过程理论，说明了大气电性能如何影响雷暴的发展，并可能进一步影响大气环流和涡度面积指数[15,16].

虽然能与气象系统直接发生作用的是中、低层大气，尤其是低层大气，但近地环境内的电系统是相互耦合在一起的. 所谓近地环境是指跟随地球一起绕太阳公转的粒子和场

本文于1983年3月19日收到.

的环境．由远到近可分为磁层、电离层和中性大气层等区域．不同区域内的电系统状况、成因和变化规律都不一样，但相互间都有耦合影响[17-19]．为了进一步深入研究太阳活动通过电的途径对气象的影响，近地环境电性能就是很重要的背景资料．

二、磁层大尺度电场和电流

能量及带电粒子从太阳风向磁层输入，以及在磁层内部这些粒子的输运和加速，磁层中大尺度的电场都起着关键性作用．图 1 是磁层中大尺度电流的示意图．图上表示出四种电流的位置和流向[20,21]：(1)磁层顶电流，由太阳风粒子沿磁层边界偏折或漂移流动而维持，它的存在使得磁层具有如此分明的形状；(2) 中性片电流，由等离子体片粒子漂移所维持，它把磁层分隔成磁场方向相反的两瓣；(3) 环电流，是绕地球的东西方向流动的电流．由捕获在地磁场中的低能质子所维持，电流环的中心在磁赤道上；(4) 场向电流，是沿地磁力线流动的电流．

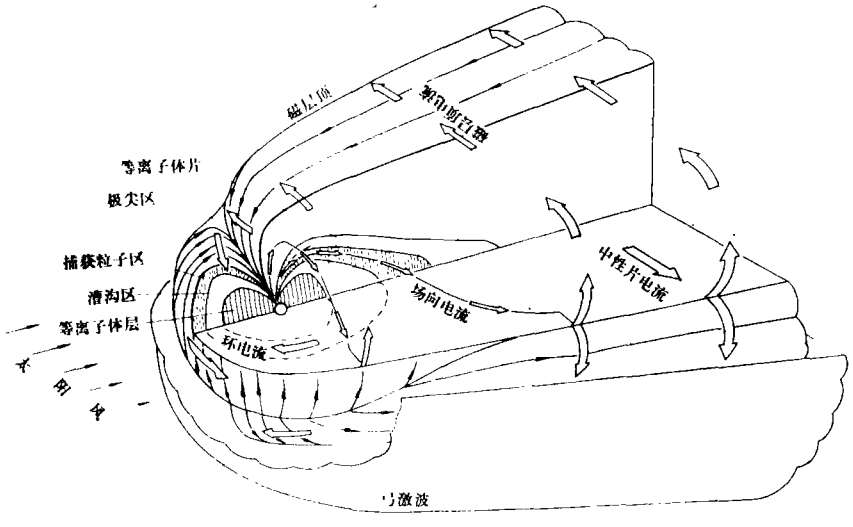


图 1　磁层及其电流系统

Fig. 1　Magnetosphere and its electric current systems

由于测量的困难，对磁顶边界的大尺度电流的了解还很少．理论上，磁顶电流密度的大小可以从磁顶两边磁场的跃变来求得，由此估算得，向阳侧磁顶电流密度约在 10A/km 的量级[22]．

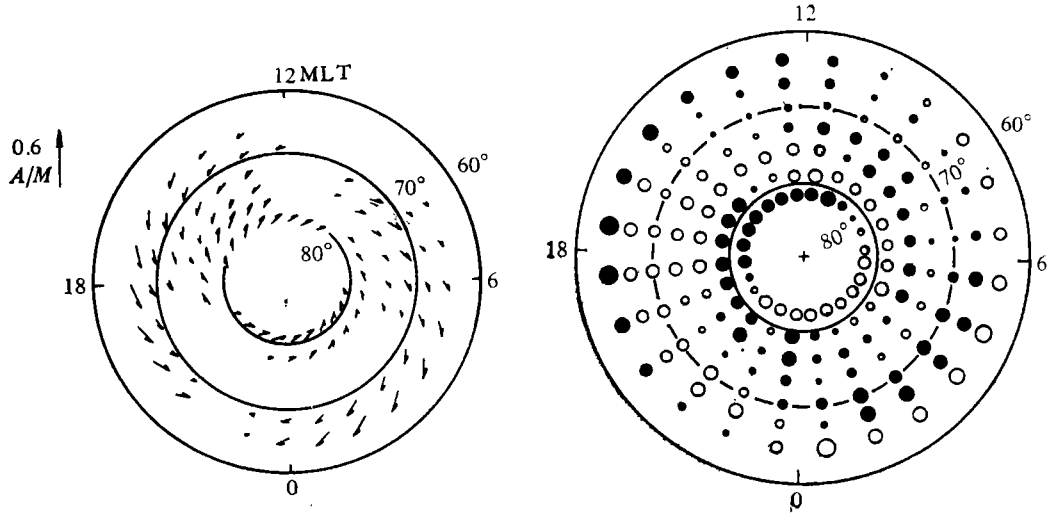
卫星在磁尾处观测到磁场结构有一明显的 $\nabla \times \boldsymbol{B}$，由此推出有一相当大的晨昏越尾电流横过等离子体片流动．在 20Re 磁尾处，强度约有 10^5 A/Re．它主要为磁漂移电流所构成．

环电流的存在最初是由地面磁扰观测推测的．但它的结构却是在卫星上天后才有了较为清楚的了解[23]．环电流的成因是捕获在地磁场中的低能质子，因地磁场的梯度漂移而绕地球旋转．环电流向地球侧的内边界比较分明，被定名为阿尔芬层．模式计算表明[24]，磁静时，环电流约 10^6A 量级．发生磁层亚暴时，磁尾等离子体向捕获区注入．这样

注入的质子，使得在磁暴主相期间环电流大为加强．OGO-3 卫星看到[23]的环电流区在主相期间的质子通量比暴前增大 7 倍之多．

场向电流的存在是七十年代从火箭和卫星观测后才得到证实的[25]．Potemra[26] 总结观测资料看到高纬场向电流主要集中在极光带的向极一侧（区域 1）和赤道一侧（区域 2）．而在 10:00 到 14:00 磁地方时中，比区域 1 更靠近极区的极尖区也存在场向电流（区域 3）．电流方向参见文献 [27]．在所有地方时，电流的大小从统计上说来，区域 1 比区域 2 大．即使在地磁活动很平静期间，区域 1 的电流密度也维持在 $0.6\mu A/m^2$ 以上．当地磁活动强时，区域 1 电流可达 $2\mu A/m^2$．区域 2 在地磁活动平静时很小，地磁活动强时，也不到 $1\mu A/m^2$．区域 3 电流密度在白昼极尖区达 $0.4A/m^2$[28]．

磁层大尺度电场总是与磁力线相垂直[20]．其强度非常弱，只有 mV/M 量级或更小．而且随时间和空间的变化很大[29]．磁静日电场有三个主要的区域[20]：(1) 开场线区电场；(2)闭场线区电场；(3) 共转电场．开磁场力线与极盖区相连．开场区电场主要是晨昏电场，即由黎明指向黄昏[30]．闭场区的电场方向黄昏部分指向极区，黎明部分指向赤道．在晨昏子午面内，通过极尖区时，电场方向有个逆转．共转电场是由于地磁场随地球自转，相对于静止者所产生的．等离子体层内的共转电场径向指向地心．所以在黄昏侧等离子体层顶出现一个驻点．把上述三种电场合起来，可得到磁静日的合电位分布．



(a) 电离层电流矢量

(a) Electric current vectors in the ionosphere

(b) 场向电流密度分布

其中○表示 $5\times10^{-7}\sim10^{-6}A/m^2$，
○ $10^{-7}\sim5\times10^{-7}$，○ $5\times10^{-8}\sim10^{-7}$，
∘ $<5\times10^{-8}$，向上；● 向下

(b) Field line current density distribution,
where ○ $5\times10^{-7}\sim10^{-6}A/m^2$,
○ $10^{-7}\sim5\times10^{-7}$, ○ $5\times10^{-8}\sim10^{-7}$,
∘ $<5\times10^{-8}$, upward; ● downward

图 2 从 Alaska 地面磁扰测站系统资料所算得的极区电流系三维模式

Fig. 2 Three dimensional model of electric current system in the polar regiou calculated from ground based data of geomagnetic observatory at Alaska

三、电离层的电状态

磁层中的电位可以通过地磁场力线映射到电离层中来．所以由磁层电位可以推算出相应区域内的电离层电位，尤其是极区的电离层电位．但电离层内还有像发电机原理那样的新的电场源，故有它自己的特点，特别在中、低纬度区域内．

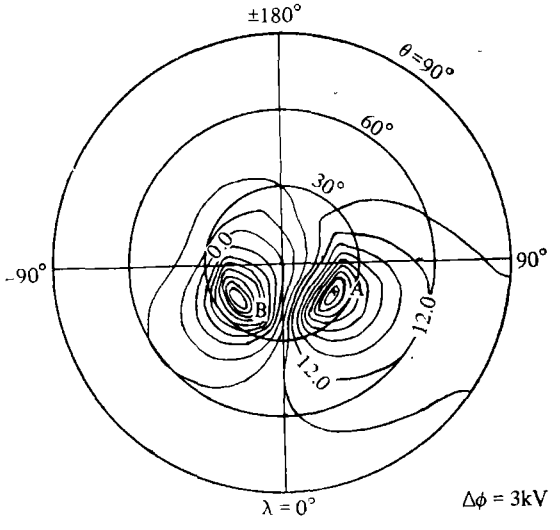


图 3　在没有极光增加的非常平静期间等电位线图(间隔为 3kV)
(图中A为24.0，B为−12.0)

Fig. 3　Electric equipotential distribution (3-kV contour interval) for the very quiet period without auroral enhancement.

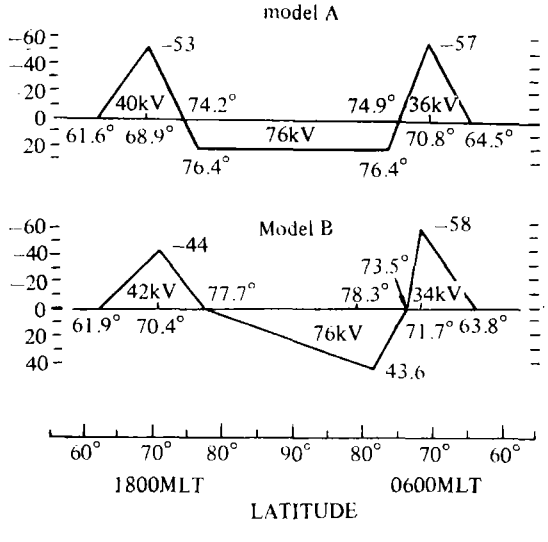


图 4　由 OGO-6 观测到的高纬地区晨昏电场剖面模式

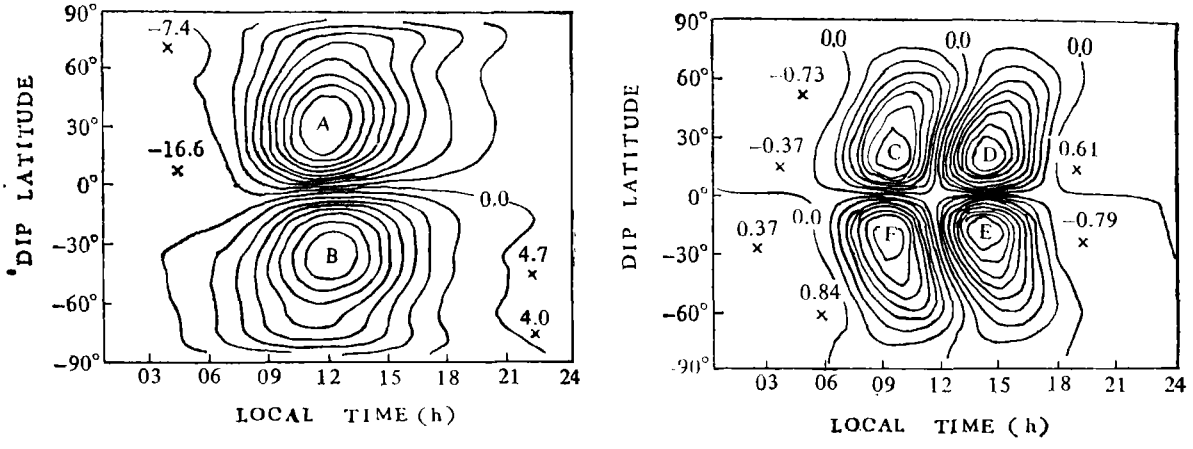
Fig. 4 Dawn-dust electric field profile at high latitude region obtained from OGO-6

在极区电离层高度上的电流系统可以从场向电流的卫星探测资料出发计算得到[31]. 模式计算结果可清楚地看到主要电流是极光电激流. 而在中纬和极盖区的回流则相当弱. 图 2 是由地面磁扰数据推算出来的极区电离层电流体系的三维模式[32],与从 TRIAD 卫星资料所推得的很相似[27].

利用非相干散射雷达可以获得极区电流随高度的分布[33]. 可以看到,东向电激流最大电流密度约 15μA/m^{2}位于 130km 左右. 西向电激流最大强度为 40μA/m^{2}位于 120km 左右.

Kamide 和 Matsushita[34]对与场向电流有关的电离层电位进行了模拟计算. 得到了磁静时的静态电位分布见图 3. 当地磁活动增强,极区的区域 2 电流[27]逐渐增大. 电离层电位降将更集中到余纬 30° 之内的极区.

利用 OGO-6 极轨卫星上的双极探针,可以测得高纬地区的晨昏电场剖面[35]. 图 4 模式 A 是星际磁场方位指向黎明侧半球,即 $B_y < 0$ 的电场探测数据半经验模式曲线. 模式 B 是 $B_y > 0$,即星际磁场指向黄昏侧半球的电场资料半经验模式曲线. 线积分的总电压降是 76kV ($K_p \doteq 3$ 时). 极端情况时为 23kV ($Kp = 0$) 和 140kV ($AE =$



(a) 太阳潮汐造成的磁静日三维电流系 (1958 年年平均) 相邻两线间的电流强度为 25×10^3 安培. 叉号处的数字代表涡旋总电流强度,单位为 10^3 安. 北半球为逆时针涡旋电流,总强度为 254.5 安. 南半球为顺时针涡旋电流,总强度为 227.7 安

图中 A 为 254.5 安,B 为 227.7 安.

(a) Three dimensional electric current system for the geomagnetic quiet days produced by the solar tides (annul average in 1958). 25×10^3 Ampere interval between two lines, The number at the cross symbol represents total intensity of current vortex in 10^3A. The current vortex at the north hemisphere is counter-clockwise and the total density is 254.5A. The current vortex at the south hemisphere is clockwise and 227.7A

(b) 月亮潮汐造成的三维电流系年平均分布,相邻两线间的电流强度为 10^3A

图中 C 为 8.34 安, D 为 −9.47 安, E 为 2.51 安, F 为 −8.19 安

(b) Annul averaged three dimensional current system produced by lunar tides, 10^3A interval

图 5 日月潮汐运动发电机作用在电离层中产生的电流系

Fig. 5 Dynamo current systems in the ionosphere by solar and lunar tidal motion

1000)．分析沿晨昏子午线电场的探测结果可以看到如下特点[36]：(1) 黄昏极光带上(向

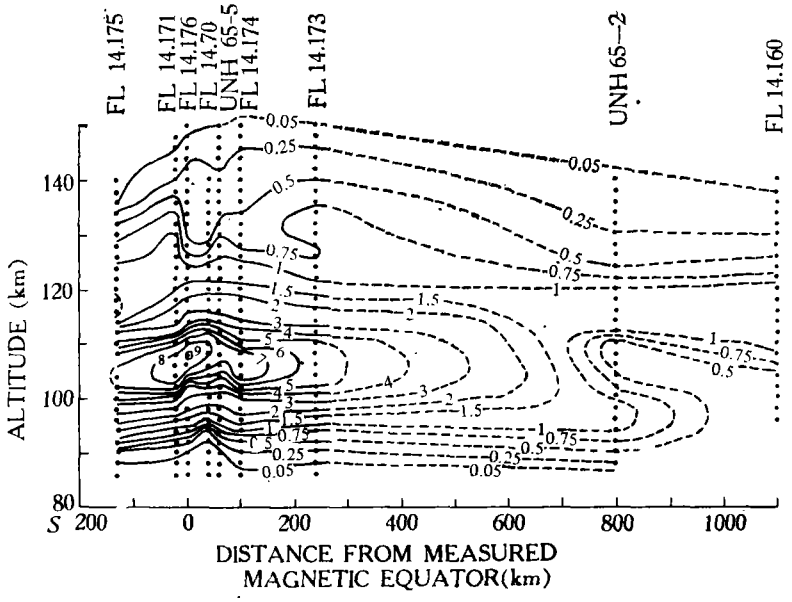


图 6 (a)　1965 年秘鲁发射的九枚火箭所测得的赤道电激流剖面，标准化到在 Huancayo 产生 $\Delta H = 100\gamma$. 圆点给出数据点位置. 电流强度等值线以每平方米毫安为单位. 短划线部分缺少数据故不确切

Fig. 6 (a) Cross-sectional profile of the equatorial electrojet obtained from nine rocket flights off the coast of Peru in 1965, normalized to yield $\Delta H = 100\gamma$ at Huancayo. Circles indicate locations of data points used to obtain the contours of current density in microamps per square meter. The right-hand portions of the contours are dashed to indicate uncertainty associated with the relative lack of data for this portion of the diagram.

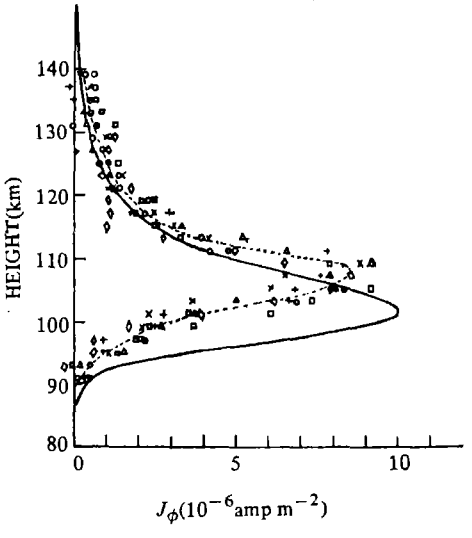


图 6 (b)　1965 年 3 月在秘鲁磁倾赤道上近正午时观测的和计算的东向电流密度剖面

Fig. 6(b) Observed and computed eastward current density profiles near noon at the dip equator off the coast of Peru in March 1965, normalized to $\Delta H = 100\gamma$ at Huancayo

极电场)的电压降和黎明极光带上(向赤道电场)的电压降的总和大致上等于极盖上(晨昏向电场)的电压降. (2)极盖电压降的值在 20—100 kV 范围内. 在中等磁活动水平时常取中间值(即 40—70 kV) (3)高纬电场的一般图形并没有很大变化.

极尖区的电场[37]和 Harang 间断处的电场[38]图象另有一些结构可以从卫星探测看到. Harang 间断是对流速度的间断面. 同时是南北电场分量倒转的地方. 极光亮度和极大处也发生在该间断面附近. 它的位置一般位于子夜前到子夜的期间. 由卫星资料可以看到[38],该间断面有一定的宽度. 在该宽度内,西向电场要比南北向电场强得多.

极区电离层电场对中低纬度的影响在导电率梯度很小时还是比较大. 电场强度的大小反比于离开场向电流位置的距离[34].但当地磁活动增强时,即出现导电率梯度时, 由于区域 2 电流正好与区域 1 电流反向,起着一种电屏蔽的作用,使极区电场对中、低纬的传播大大削弱. 在 45° 纬度处的电场比 69° 处的小 14 倍. 20° 处比 69° 处小 140 倍. 赤道区比 69° 处小 200 倍[18]. 作为电离层全球电流体系, 发电机电场是一个重要源. 由于太阳潮汐力的发电机作用所造成的三维电流系统在磁静日 IGY(1958) 年平均见图 5 (a)[39,40]. 在南北半球各有一个涡旋型电流系. 北半球是逆时针,南半球是顺时针. 中纬度处的电流强度为 20—50A/km, 近磁赤道处为 100—200A/km. 涡旋中心位于纬度 30°—40°[41]. 图 5(b) 是由月亮潮汐引起的电流系. 可以看到在南北半球各有两个涡旋. 在北半球,上午逆时针,下午顺时针. 这表明月亮潮以半周日变化为主. 其电流强度比太阳潮的小 20 多倍.

赤道电激流是电离层电流系统在赤道附近的一种增强结构. 是由于电离层中发电机区域高度 (约 100—160km) 以上和以下的导电率都较低,阻碍了电流的上下流动而形成上下层电荷堆积, 这些电荷的极化电场最终使得磁赤道附近电离层东西方向的有效导电率大为增强,从而造成赤道电激流[42]. 图 6 所示的赤道电激流的电流密度等值线是在秘鲁用 9 发火箭探测得到的资料获得的.

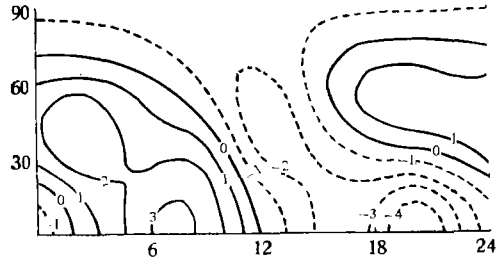


图 7 磁静日电离层 F 区静电位等值线图

等值线间隔为 1 千伏;极大电位是 3.3 千伏,在约 7 点钟赤道处;极小电位是−5.0 千伏,发生在约 20 点钟赤道处;纬度大于 65 度的值无意义

Fig. 7 Quiet-day F region electrostatic potential pattern (1kV contour interval). The potential maximum is 3.3kV, at the equator and about 7 oclock. The minimum is −5.0kV, at the equator and about 20 oclock. Values above 65° in latitude have no significance

当南北半球电状态不对称时, 相同地磁力线上出现南北电位差, 造成场向电流[41]. Schafer 对三维电流系作了模式计算, 得到了北半球为夏天时的场向电流密度分布. 可以看到,电流流进区域的中心在近北纬 30° 处, 那里场向电流密度为 3×10^{-12}A/cm² 量级. 另外还有一个流出区域,位于更高的纬度,中心近北纬50°.

基于地面非相干散射探测资料, Richmond 计算了由潮汐发电机原理在电离层高度产生的电位[43],见图 7.

四、极化电场

带电粒子与磁场存在相对运动时就产生

对流电场 $\frac{\boldsymbol{V}\times\boldsymbol{B}}{c}$，从而形成电流 $j_{对}=\tilde{\sigma}\cdot\frac{\boldsymbol{V}\times\boldsymbol{B}}{c}$. 当风速 $\boldsymbol{V}$ 和导电率 $\tilde{\sigma}$ 空间分布不均匀时，就会造成空间电荷积累而形成极化电场 $\boldsymbol{E}_{极}$，以保证电流连续：$\nabla\cdot\boldsymbol{j}=\nabla\cdot\left\{\tilde{\sigma}\cdot\frac{\boldsymbol{V}\times\boldsymbol{B}}{c}+\boldsymbol{E}_{极}\right\}=0$. 近地环境中实际存在的风场和导电率都是不均匀的. 所以各处都会产生极化电场. 大尺度的如极光电激流和赤道电激流实质上都是极化电场造成的. 各不同区域中还可看到各种极化电场[44].

Matsushita 等对电离层朝汐风场所造成的极化电场作过详细研究[40]. 作出了太阳潮汐所造成的极化电场图. 由图可见，在清晨北纬 60° 处似有一电场源，电场向量由该处向外. 在黄昏时北纬 45° 处似有一电场汇，电场向量指向该处. 其水平分量在中纬度只有约 1—2 mV/m，高纬度区增加到 3—4 mV/m，它在极盖处沿 05—17^h 地方时子午线的晨昏方向. 在低纬度处，电场的南北分量很小，但东西分量还有近 1mV/m 的量级. 其方向是白天向东，晚上向西. 电场方向的改变发生在太阳升起和落山的时候.

极光电激流极化电场的强度和分布[44]取决于场向电流带走静电荷的能力. 在极盖区，极化电场大致从黄昏指向黎明，其大小不超过 1mV/m 量级.

根据 Oguti 的理论[45]，磁层中的极化电场是由太阳风参量的变化造成的. 当太阳风的速度或磁场随时间改变时. 在磁层顶静止参考系中所感受到的对流电场也会随时间改变从而产生一极化电流，极化电流一部分沿磁顶闭合，另一部分则通过磁层，沿磁力线流到极光卵区，最后，在极光卵的晨昏部分出现了静电荷，从而产生横穿极盖区的电场，但至今尚没有满意的定量计算.

五、感应电场

明显地随时间变化的磁场将产生感应电场. 因此随时间变化的电流系也能产生感应电场. 它在很多随时间变化的过程中起着重要的作用[46].

由环电流感应的感应电场是与磁暴过程相联系的. 在磁暴主相期间，环电流增强. 随着磁暴扰动到最高峰，环电流强度也增至极大值. 随后，在磁暴恢复相期间环电流衰落到磁静值. Ferraro 考虑了在磁暴主相期间环电流随时间而增强所感应的电场[47]. 计算结果，感应电场数值不大，不足以影响环电流的增强. 但它能给电子和离子以 1km/s 量级的整体速度. Wang 和 Kim 考虑了环电流衰落期间所感应的电场[48]. Murphy 等[49]改进了环电流模式后算得衰减期中最大的感应电场强度出现在距地心约 5—5.5 个地球半径处. 在赤道平面内的最大感应电场为 0.25 mV/m.

场向电流随时间变化所产生的感应电场曾经由 Murphy 等计算过[50]. 所算得的感应电场，在典型状况下，沿磁场方向的分量最大值为 0.35 mV/m. Zmuda 等考虑了由场向电流系统的运动所造成的感应电场[51]. 计算得到的平行电场值为 0.01—0.1 mV/m，某些地方达 1mV/m.

观测和理论都说明，磁层顶运动所造成的感应电场是与对流电场可比拟的相当重要的电场. Wang 和 Kim 的计算说明[52]，由于磁层顶以 20km/s 到 60km/s 的速度运动所

感应的电场，在磁尾处为 0.6 到 2mV/m. 若磁层顶被向里压缩，感应电流就为西向. 在白昼侧磁层内所感应的电场甚至更大. 在磁尾的实测电场与这一计算符合得很好[53].

计算磁尾电流的随时间变化所感应的电场是很复杂的. Murpby 等在一系列简化之下计算得到在中性片中感应出大尺度感应电场的量级是 1mV/m. 当磁尾电流下降时感应电场为晨昏的西向电场. 这将会使已有的磁尾环境电流加强.

六、中、低层大气的电状态

对中、低层大气电性能的认识和测量已有近二个世纪的历史. 从全球大气电路的探测结果获得了全球大气电参量如表 1 所示[54]. 晴天近地面大气电场的测量表明，垂直电场有 120V/m 的数值，最高可达 550V/m 并且有辐度很大的周日变化和周年变化. 晴天近地面大气电流值约 1—4 pA/m^2 也有较大辐度的周日和周年变化[55].

人们通常认为的全球大气电活动的大致图象是球形电容器图象. 在这一图象中，把地球表面作为球形电容器的内电极，中层大气和电离层中的高导电层作为外电极，电解质则为包含在地球与空间电极间的空气. 空间电极可以逻辑地与低电离层相连，开始高度约在 65 km 处. 它能把外面的影响屏蔽掉，不影响到电容器里面. 由于 65 km 的厚度与到地心的距离相比很小，因此从局地说，球电容器可以用平板电容器近似. 从地面平均电场 120V/m 可计算得到地球所带的负电荷总量达 5×10^5C. 在球形电容器两极间约有 280kV 的电位差，这一电位差将造成大气电场. 由于空气的导电性，使得电容器两球面电极上的电荷不断地泄放. 泄放电流即为晴天大气传导电流. 在这样的泄放电流作用下，若没有充电来源，则地球表面的负电荷在半小时内就要消耗掉. 事实上，存在四种主要电流相互平衡，维持地面电荷总量基本不变. 它们是：(1)传导电流和对流电流；(2)尖

表 1 从全球大气电路的探测结果推导出来的全球大气电参量

雷暴数	1500—1800 个
雷暴云单元上面平均电流强度	0.5—1.0 A
全球电流	800—1800 A
电离层电位	180—400, $\left(\begin{smallmatrix}\text{平均}\\278\end{smallmatrix}\right)$ kV
柱电阻	1.3×10^{17} Ω/m²
总电阻	230 Ω
雷暴云下面的电流	
树等电晕电流	640 A
雷电电流	400 A
降雨电流	−200 A
共 计	840 A
电流密度	
工业区	1×10^{-12} A/m²
菜地和沙漠	$2—4\times10^{-12}$A/m²

端放电电流；(3)降水电流；(4)雷暴闪电放电电流.后三者在雷暴区最显著. 所以，大致看来，晴天大气电流是大气电的消耗者，而雷暴区电流却是大气电的制造者. 四种电流传输电荷的平衡过程如下：全球共有 1800A 的晴天电流，即每秒钟从地球取走 1800C 的负电荷. 当雷雨云临境时，由于云底强大负电荷中心的作用，使得云下大气电场的方向反转，数值也增大上百倍，这时处于云下强电场中的凸出物体都会发生尖端放电现象. 估计全球这种尖端放电电流为 2000A，除补偿晴天电流的消耗，还会有结余. 全球每秒钟大约发生 100 个闪电，其中约 20% 是由云向地输送负电荷的云地闪电，每次云地闪电向地球输送约 20C 的负电荷，故总的闪电电流为 400A.一般降水是向地面输送正电荷，形成正的降水电流，其数量为 600A 左右，正好平衡晴天电流、尖端放电电流和闪电电流.

在这样的球电容器模式之下. 空间电极电位 V 认为是各处一样的. 若柱电阻为 R，则大气电场的公式为 $E = r\dfrac{V}{R}$，式中 r 为局地电阻. 而空间电流公式为 $i = \sigma E$，式中 σ 为大气导电率，是 r 的倒数. 空间电荷则为 $\rho_q = -\varepsilon_0 \dfrac{dE}{dh}$·由上述公式可见，大气电场由三个因素决定，即 V、R 和 r，所以大气电场的随时间变化也由相应的三个因素来合成. 如海面上和两地极区气象影响很少，那里大气电场的变化就反应了空间电极电位 V 的变化. 地面雾能使局地电阻增大，若雾较厚，也能影响柱电阻；厚云层能使柱电阻增大；路过的蒸汽火车头的烟云能改变局地电阻而且改变量很大等等因素对电场的影响都可用前述基本关系式解释.

电容器模型的弱点是不能解释上下大气层中电性能的耦合作用. 随着近年来空间探测的迅速进展，人们大大地扩大了眼界，从而加深了对大气电性能的理解. 对全球大气电模型逐渐提出了改进. Markson 的模式[15]就把雷暴云向上对电离层的充电放到首要的地位. 他把雷暴云顶到电离层这一区域内的电阻叫充电电阻，把这一充电电阻受太阳活动的调制从而对全球电路的影响看成是太阳对大气电性能实行调制影响的主要途径.

目前认为在电离层之下的大气层（即中、低层大气）中电的来源有两条[56]. 一是磁层和电离层中的电状态的影响；另一个是雷暴的放电. 图 8 是全球大气电系统准静态模式的示意图[57]. 图中，雷暴云被作为偶极电流发生器. “0” 区是低对流层边界区，包括地貌的影响. “1” 区是较高部分对流层区，“2”区代表雷暴正电流源以上的平流层和中层大气区. 在“1”和“2”两区内，导电率被看为各向同性的. 最上部区域是发电机区以上的磁层，那里的导电率是各向异性的. 电位通过磁力线相耦合. B 代表地磁场. 从理论估算可以知道，光有第一个电的来源是不够的. 而必须有一个更强的发电源存在才能产生如表 1 那样强的大气电状态. 雷暴作为大气电的来源是根据对雷暴的探测而获得的设想. 在飞机上[58]和气

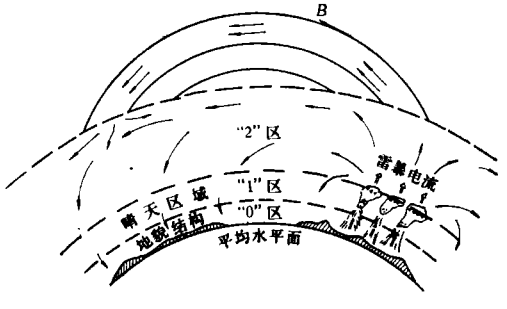


图 8　大气电系统全球模式示意图

Fig. 8　Schematic diagram of the global electrostatic model of atmospheric electricity

球上[59]都曾在雷暴上空测得相当大的向上电流. Vonnegut 等[60]报道了在 U-2 飞机上对雷暴上空垂直电位梯度的探测结果,发现在接近对流层扰动区时,能测到 4V/cm 那样大的负电位梯度. 在 DMSP 卫星上也曾利用硅光二极管对雷电闪光进行过测量,能获得闪电的地面分布及闪电波型和强度等[61]. 用这两个发电源来建立的全球大气电模式能够获得与表 1 的观测值符合得很好的电位和电流的全球分布[56].

有了发电源,要计算大气电状态,只要知道大气电性能即可. 大气电性能主要可由导电率张量给出. 为了计算大气导电率,则首先必须弄清楚大气电离源,然后要弄清楚与电离产物有关的大气光化学过程,从而计算出带电粒子浓度. 最后考虑带电粒子的迁移率,即可得出导电率. 近年来人们对大气电离源,光化学反应,带电粒子浓度和导电率等参量都做了大量探测工作和理论研究.

重要的大气电离源有: 太阳紫外辐射,X 辐射及高能粒子沉降;银河系和太阳的宇宙线辐射;来自地冕和行星际空间的辐射以及来自地面的放射性物质等. 在大气的不同区域各不同电离源的贡献不同[62]. 100km 高度以上,太阳远紫外辐射是主要的电离源. 60 km 高度以下,银河系宇宙线是主要的电离源. 在贴近地面的大气层内,来自地面的放射性物质的辐射是最重要的电离源. 高能粒子沉降对大气的电离主要在极区显著. 来自地冕和行星际的辐射是电离层在夜间的主要电离源.

对于气象系统最为接近的中、低层大气,其主要电离源——银河系宇宙线是一个已有相当历史的重要研究对象[63]. 对于银河系宇宙线对大气的电离率进行了不少实测工作[64],同时也作了很多关于宇宙线与大气粒子相互作用的理论研究[65-67]. 但由于高能宇宙线粒子与大气原子核的碰撞过程和碰撞产物的衰变过程很复杂. 对碰撞过程的精确计算,从而对初级和次级宇宙线的电离作用的精确计算就非常困难. 最近,本文作者建立了一个合理而简化的模式,来计算宇宙线在整个大气区域内的电离率,并进而计算了太阳活动对电离率的调制[70].

利用上述简化模式,我们计算出了宇宙线电离源函数. 即具有一定能量的单位流量的入射宇宙线产生的电离率作为入射深度的函数. 为便于应用,我们用多项式对这些源函数作了拟合. 得到了最佳拟合多项式的系数,使用十分方便.

利用这些电离源函数对宇宙线入射方向和能量积分,即可得到不同地磁纬度处的电离率随高度的变化曲线. 电离率计算值与实测数据[71]符合得很好.

利用源函数计算太阳活动对宇宙线电离率的调制也很容易. 这一调制是太阳风对银河系宇宙线进入太阳系时给以阻力而造成的.

得到大气电离率以后,结合一定的大气模式和光化学反应模式便可算得大气导电率[62].

得到大气导电率以后,对于一定的电离层电位,把地球作为良导体,利用欧姆定律,即可计算出大气电场和电流.

由上可知,太阳活动对大气电场和电流的影响过程是较复杂的. 但此影响在理论上目前已能进行一些模式计算[72].

七、结　语

从电磁理论可知，电场共有三类，即静电场、对流电场和感应电场．在近地环境中各处都可看到这三类电场的存在．静电场即极化电场，是由空间电荷的存在所产生的．如电离层极光电激流和赤道电激流都是极化电场造成的．大气垂直电场本质上也是极化电场．对流电场有磁层内大尺度电场以及电离层潮汐风发电机电场等．感应电场有磁暴期间环电流、场向电流以及磁层顶电流等随时间变化所感应的电场．

产生电场的机制在磁层中有太阳风与磁层顶的相对运动，在电离层中有风场的发电机原理；在大气层中有雷暴放电等．各层之间还通过磁力线作为等电位线而相互耦合映射．

电流与电场间由欧姆定律相联系．电场向量等于电位的负梯度．所以，近地环境电状态虽然可以用电流、电场和电位来表征，但三者之间是相互联系着的，它们只有一个独立参量．

从太阳—气象影响的角度看，直接与气象系统发生作用的是大气电状态．太阳对大气电状态的影响通过两条途径．一是通过对宇宙线强度的调制而改变大气电离率，从而影响大气电性能，如大气带电粒子浓度和导电率，最后影响大气电状态；二是通过由上到下各层电状态的耦合传递．大气电状态对气象系统的作用过程存在很多可能机制．其中真正有效的重要作用过程还有待进一步地研究、识别．

参　考　文　献

[1] 天气谚语编写组，天气谚语在长期天气预报中的应用，科学出版社，1982.
[2] 张元东，张先恭，天文气象学术讨论会材料，气象出版社，1983.
[3] Siscoe, G. L., *Nature*, Vol. **276**, p. 348, 1978.
[4] Haurwity, B., NASA, CR-161762, p. 21, 1981.
[5] Wilkerson, T. D., Pitter, R. L., Ellingson, R G. and Rosenberg, T. J., NASA, CR-161762, p. 118, 1981.
[6] Hines, C. O., *J. Atmos. Sci.*, Vol. **31**, p. 589, 1974.
[7] Geller, M. A., NASA, CR-161762, p. 45, 1981.
[8] Reiter, R., Solar-Terrestrial Influences on Weather and Climate, ed. by McCormac, B. M. and Seliga, T. A., D. Reidel Pub. Co. Dordrecht, Holland, p. 243, 1979.
[9] Few, Jr. A. A. and Weinheimer, A. J., NASA, CR-161762, p. 87, 1981.
[10] Herman, J. R. and Goldberg, R. A., NASA, Sp-426, 1978.
[11] Cobb, W. E., *EOS*, Vol. **60**, p. 28, 1979.
[12] Markson, R., Solar-Terrestrial Influences on Weather and Climate, ed. by McCormac, B. M. and Seliga, T. A., D. Reidel Pub. Co. Dordrecht, Holland, p. 215, 1979.
[13] Markson, R. J., *Pure Appl. Geophys.*, Vol. 84, p. 161, 1971.
[14] Klett, J. D., NASA. CR-161762, p. 226, 1981.
[15] Markson, R. J., *Nature*, Vol. **273**, p. 103, 1978.
[16] Muir, M. S., Solar-Terrestrial Influences on Weather and Climate, ed. by McCormac, B. M. and Seliga, T. A., D. Reidel Pub. Co. Dordrecht, Holland, p. 359, 1979.
[17] Nopper, R. W. and Carovillano, R. L., *Geophys. Res. Letter*, Vol. 5, p. 699, 1978.
[18] Nisbet. J. S., Miller, M. J. and Carpenter, L. A., *J. Geophys. Res.*, Vol. **83**, p. 2647, 1978.
[19] Roble, R. G. and Hays, P. B., *J. Geophys. Res.*, Vol. **84**, p. 7247, 1979.
[20] Roederer, J. G., *Science*, Vol. **183**, p. 37, 1974.

[21] Eather, R. H., Mende, S. B. and Weber, E. J., N80-13555, 1980.
[22] Zhuang, H. C. and Russell, C. T., *J. Geophys. Res.*, Vol. **86**, p. 2191, 1981.
[23] Frank, L. A., *J. Geophys. Res.*, Vol. **75**, p. 1263, 1970.
[24] Wole, R. A., Magnetospheric Physics, ed. by McCormac, B. M., p. 167, 1979.
[25] Kamide, Y., *Space Sci. Rev., Vol.* **31**, p. 127, 1982.
[26] Potemra, T. A., Dynamical and Chemical Coupling Between the Neutral and Ionozed Atmosphere, ed. by Grandal, B. and Holtet, J. A., D. Reidel Pub. Co. Dordrecht, Holland, p. 337, 1977.
[27] Iijima, T. and Potemra, T. A., *J. Geophys. Res.*, Vol. **81**, p. 2165, 1976.
[28] Troshichev, D. A., *Space Sci. Rev.*, Vol. **32**, p. 275, 1982.
[29] Heppner, J. P., Critical Problems of Magnetospheric Physics, ed. by Dyer, E. R., IUCSTP, NAS, p. 107, 1972.
[30] Obayashi, T. and Nishida, A., *Space Sci. Rev.*, Vol. **8**, p. 3, 1968.
[31] Yasuhara, F., Kamide, Y. and Akasofu, S. -I., *Planet. Space Sci.*, Vol. **23**, p. 575, 1975.
[32] Akasofu, S. -I., Kisabeth, J. L., Romick, G. J., Kroehl, H. W. and Ahn, B. -H., *J. Geophys. Res.*, Vol. **85**, p. 2065, 1980.
[33] Brekke, A. and Rino, C. L., *J. Geophys. Res.*, Vol. **83**, p. 2517, 1978.
[34] Kamide, Y. and Matsushita, S., *J. Geophys. Res.*, Vol. **84**, p. 4083, 1979.
[35] Hepper, J. P., *J. Geophys. Res.*, Vol. **82**, p. 1115, 1977.
[36] Hepper, J. P., *Planet. Space Sci.*, Vol. **20**, p. 1475, 1972.
[37] Rostoker, G., *J. Geophys. Res.*, Vol. **85**, p. 4167, 1980.
[38] Maynard, N. C., *J. Geophys. Res.*, Vol. **79**, p. 4620, 1974.
[39] Matsushita, S., *Geophys. J.*, Vol. **15**, p. 109, 1968.
[40] Matsushita, S., *Radio Sci.*, Vol. **4**, p. 771, 1969.
[41] Wagner, C. U., Mohlmann, D., Schafer, K., Mishin, V. M. and Matveev, M. I., *Space Sci. Rev.*, Vol. **26**, p. 391, 1980.
[42] Forbes, J. M., *Rev. Geophys. Space Phys.*, Vol. **19**, p. 469, 1981.
[43] Richmond, A. D., *J. Geophys. Res.*, Vol. **81**, p. 1447, 1976.
[44] Pudovkin, M. I., *Space Sci., Rev.* Vol. **16**, p. 727, 1974.
[45] Oguti, T., *Cosmic Electrodyn.*, Vol. **2**, p. 164, 1971.
[46] Kim, J. S., Graham, D. A. and Wang, C. S., *Rev. Geophys. Space Phys.*, Vol. **17**, p. 2049, 1979.
[47] Ferraro, V. C. A., *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, Vol. **25**, p. 419, 1971.
[48] Wang, C. S. and Kim, J. S., *Planet. Space Sci.*, Vol. **20**, p. 2039, 1972.
[49] Murphy, C. H., Wang, C. S. and Kim, J. S., *Planet. Space Sci.*, Vol. **23**, p. 1205, 1975.
[50] Murphy, C. H., Wang, C. S. and Kim, J. S., *J. Geophys. Res.*, Vol., **79**, p. 2901, 1974.
[51] Zmuda, A. J., Potemra, T. A. and Armstrong, J. C., *J. Geophys. Res.*, Vol. **79**, p. 4222, 1974.
[52] Wang, C. S. and Kim, J. S. *EOS Trans, AGU*, Vol. **53**, p. 1103, 1972.
[53] McCoy, J. E., Lin, R. P., McGuire, R. E., Chase, L. M. and Anderson, K. A., *J. Geophys. Res.*, Vol. **80**, p. 3217, 1975.
[54] Muhleisen, R., Electrical Processes in Atmospheres, ed. by Dolezalek, H. and Reiter, R., Steinkopff, Darmstadt, West Germany, p. 467, 1977.
[55] Chalmers, J. A., Atmospheric Electricity, Oxford Univ. Press, London, 1950.
[56] Roble, R. G. and Hays, P. B., *J. Geophys. Res.*, Vol. **84**, p. 7247, 1979.
[57] Hays, P. B. and Roble, R. G., *J. Geophys. Res.*, Vol. **84**, p. 3291, 1979.
[58] Gish, O. H. and Wait, G. R., *J. Geophys. Res.*, Vol. **55**, p. 473, 1950.
[59] Stergis, C. G., Rein, G. C. and Kangas, T., *J. Atmos. Terr. Phys.*, Vol. **11**, p. 83, 1957.
[60] Vonnegut, B., Moore, C. B., Espinola, R. P. and Blau, H. H., *J. Atmos. Sci.*, Vol. **23**, p. 764, 1966.
[61] Edgar, B. C., AD-AO71896, 1979.
[62] Roble, R. G. and Hays, P. B., NASA CP-2090, 1979.
[63] Hopper, V. D., Cosmic Radiation and High Energy Interactions, Logos Press, London, 1964.
[64] Heaps, M. G., *Planet. Space Sci.*, Vol. **26**, p. 513, 1978.
[65] O'Brien, K., *Nuovo Cimento*, Vol. **3A**, p. 521, 1971.
[66] O'Brien, K., *J. Geophys. Res.*, Vol. **84**, p. 423, 1979.
[67] Velinov, P., *J. Atmos. Terr. Phys.*, Vol. **30**, p. 1891, 1968.

[68] Peters, B.. Handbook of Physics', ed. by Condon, E. U. and Odishaw, H., McGraw-Hill, New York, p. 9, 1958.
[69] Hayakawa. S., Cosmic Ray Physics Nuclear and Astrophysical Aspects, WileyInterscience, New York, 1969.
[70] 庄洪春和 Roble, R. G., 中国科学，A辑，第 667 页，1983.
[71] Heher, H. V. and Anderson, H. R., Cosmic Ray Changes During A Solar Cycle, Proc. Ninth International Conference of Cosmic Rays, London, p. 153, 1965.
[72] Tzur, I., Roble, R. G., Zhuang, H. C. and Reid, G. C., The Response of the Earth's Globle Electrical Circuit To A Solar Proton Event, Second International Conference on Solar-Terrestrial Influences on Weather and Climate, Boulder, Colo., USA, 1982.

Electric Properties in the Near Earth Region

Zhuang Hong-chun
(Institute of Space Physics, Academia Sinica)

Abstract

The coupling through electric processes is one of the mechamisms of solar coupling influence on meteorology. A critical review is given on the observations of electric currents and fields in the near Earth region and on the empirical and theoretical models based on the observations. A brief picture of the electric properties is therefore outlined in the near Earth region both in average and solar active conditions. Highlight is in the lower and middle atmosphere near the surface of the Earth and especially on atmospheric electric properties and their modulation by solar activities.