

极区电离层电流与极光电集流指数关系的定量分析*

徐文耀 陈耿雄

(中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100101)

摘要 极区电离层电流体系主要是由场向电流产生的. 在平静状态下, 极区电流由一对晨昏电流涡组成, 而当亚暴发生时, 强度为几百万安培的西向电流造成极区地磁场的剧烈扰动. 极光电集流的强度通常用极光电集流指数 AL , AU , AE 和 AO 来描述. 本文用国际磁层研究计划(IMS)执行期间, 由北半球 71 个高纬地磁台的数据所得到的极区电流函数, 定量分析极区电流特征与极光电集流指数的关系. 研究表明, AL , AU 指数与 AE 指数有很好的线性关系, 所以可以用 AE (乘以适当比例因子)近似代替 AL 和 AU , AE 指数可以近似表征极区总电流以及晨昏电流涡强度. 定量分析表明, AE 指数的 1 nT 对应极区总电流 1000 A. AE 指数与最大西向电流密度有很好的正比关系, AE 指数的 1 nT 对应地磁子夜最大西向电流密度 1 A/km. 在夜间扇区的不同地方时, 电流密度随纬度变化的趋势大体相似, 最大西向电流密度一般位于地磁子夜附近和地磁纬度 65° ~ 70° 处, 而东向电流密度在 80° 附近达到极大值. 分析还表明, 就 5 min 平均值而言, AE 指数的饱和值约为 700 nT, AL 的饱和值约为 -500 nT. 所以, 在研究磁层-电离层过程时, 使用饱和值以上的极光电集流指数需十分谨慎.

关键词 极区电流体系 极光电集流 极光电集流指数 地磁扰动

磁暴和亚暴是太阳风向磁层—电离层系统输入能量并在该系统中消耗的主要过程, 也是空间物理研究和空间天气预报所关心的重要事件. 磁暴强度通常用 D_{st} 指数来描述, 它是由 5 个低纬地磁台的水平分量扰动计算而得的, 近似表征赤道对称环电流的强

度^[1]. 描述亚暴强度的地磁指数是 4 个极光电集流指数: AU , AL , AE 和 AO , 它们是用 12 个极光带地磁台的水平分量扰动值计算而得到的^[2]. 极光电集流指数台站分布在地理纬度 55.27° ~ 77.72° 范围内, 对应的地磁纬度范围是 60.67° ~ 70.78° , 改正地磁纬度范围是

2003-05-08 收稿, 2003-09-10 收修改稿

* 国家重点基础研究发展规划项目(编号: G20000784)

62.33°~71.13°。12 个台站的扰动曲线迭加在一起, 由其上包络和下包络定出 AU 指数和 AL 指数的值, 分别表征极光带东向电集流和西向电集流的强度, 而最常用的 AE 指数 ($AE = AU - AL$) 近似描述极区电流总强度, 使用最少的是 $A0$ 指数 ($A0 = (AU + AL)/2$)。

一般说来, 极区电流的空间分布和时间变化要比中低纬度复杂得多, 它既有比较稳定的大尺度晨昏电流涡, 又有空间位置较稳定而强度迅速变化的极光带电集流, 此外, 还有许多时空变化都十分剧烈的小尺度结构^[3-9]。极光电集流指数是根据少数地磁台的磁场变化导出的简化数字指标, 用以近似描述每一时刻极区地磁扰动的剧烈程度^[2]。

为了深入认识磁暴和亚暴的物理机制, 研究太阳风-磁层-电离层能量耦合过程, 并将这些研究结果用于空间天气预报和空间天气事件的效应估计, 许多人对地磁指数与太阳风参数的关系进行了大量统计研究, 得到了一系列重要的结果, 其中, 许多结果已经用于空间环境预报(参看文献^[10]及该文所引的参考文献)。然而, 关于极光电集流指数与引起极区地磁扰动的源电流之间的定量关系研究得还很不够。其原因是, 虽然我们已经有足够多的极光电集流指数资料, 但是, 建立上述定量关系所必需的电流体系资料却极少。Kamide 等^[11]用北半球 71 个台站磁场变化的同时记录, 计算出 1978 年 3 月 17~19 日每隔 5 分钟的等效电离层电流函数, 为研究极光电集流指数与极区电流之间的定量关系提供了可用的资料。本文根据这些电流体系资料, 考察极光电集流指数之间以及它们与极区电流, 特别是与极光电集流强度之间的定量关系。

1 极光电集流指数 AE , AL 和 AU 之间的关系

在第 21 周太阳活动高年期间, 国际空间物理界执行了“国际磁层研究(IMS)”计划, 北半球 6 条高纬度地磁子午台链的 71 个台站同时记录地磁场变化, Kamide 等^[11]用这些资料计算出了 1978 年 3 月 17~19 日共 3 d 的等效电离层电流函数 $F(\phi, \lambda, t_{UT})$ 或 $F(\phi, t_{MLT}, t_{UT})$, 时间分辨率是 5 min。所谓“等效电离层电流”是假定引起地磁扰动的电流完全分布在一个与地球同

心的无限薄电离层球壳内, 它们产生的地面磁场与地面台网观测到的相同。这里, ϕ 和 λ 分别表示地磁纬度和地磁经度, t_{UT} 和 t_{MLT} 表示世界时和磁地方时。借助合理的电离层电导率模型, 用电流反演方法, 可以由等效电离层电流求出包括场向电流在内的三维电流体系。Sun 等人用自然正交分量法, 从这些电流函数中分离出亚暴的被驱动成分和加载-卸载成分^[12,13]。

因为 3 月 17 日缺少完整的太阳风和行星际空间资料, 所以本文只使用 1978 年 3 月 18 日和 19 日两天共 576 个电流函数和 5 min 平均的 AE , AL 和 AU 指数, 来研究极区电流体系特征与地磁活动性之间的定量关系。这两天包含 4 个地磁活动段, 每一段有一个或多个亚暴发生, 最大 AE 指数超过 1500 nT, 其间是地磁平静段。所以, 两天资料虽然较短, 但地磁场变化覆盖了各种活动状态, 具有一定的代表性。

首先, 我们考察极光电集流指数 AE , AU 和 AL 之间的关系。图 1 给出 1978 年 3 月 18~19 两天 5 min 平

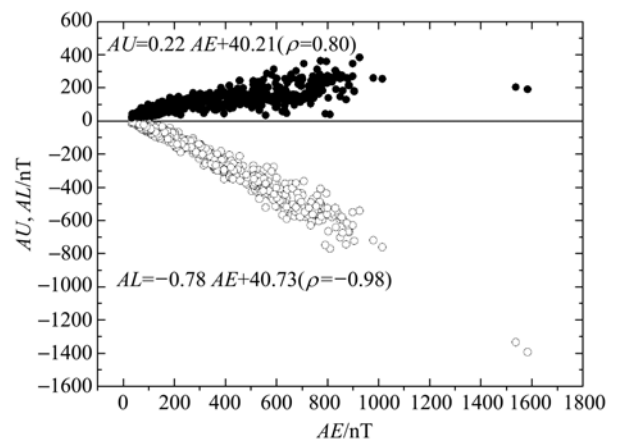


图 1 AU 和 AL 指数与 AE 指数的相关性

均的 AE 指数与 AU , AL 指数的相关图。由图可以看出, AE 指数与 AU 和 AL 指数有很好的线性相关性, 其相关系数分别达到 0.80 和 0.98。这表明, 极区最大西向电集流强度和最大东向电集流强度大体上是同步变化的。由图还可看出, AL 指数和 AU 指数对 AE 指数的贡献分别约为 80% 和 20%, 即极区最大西向电集流约为最大东向电集流的 4 倍。从上面的结果可以看出, 在一般情况下, 为了简单起见, 可以用 AE 指数

(乘以适当比例因子)近似代替 AU 和 AL 指数. 所以, 在以下的讨论中, 我们将重点分析极区电流体系各特征量与 AE 指数的关系, 由此不难导出它们与 AU 和 AL 指数的相应关系.

应该强调指出, 虽然极区最大西向电集流和最大东向电集流一般说来是同步变化的, AU 和 AL 指数之间存在着很好的相关性, 但这并不能肯定西向电集流和东向电集流是同一物理过程产生的. Kamide 和 Fukushima 认为, 下午扇区的东向电集流和夜间扇区的西向电集流分属两个电流系统: 东向电集流是部分环电流在高纬电离层的闭合电流, 而西向电集流则是亚暴电流楔的一部分^[14,15]. 虽然它们随磁暴—亚暴过程的发展一起变化, 但是, 无论在物理机制上, 还是在变化形态上, 都有各自的特点.

2 极区总电流与 AE 指数的关系

在平静状态下, 极区电流体系比较简单, 它由早晨一侧的顺时针电流涡 1 和黄昏一侧的反时针电流涡 2 组成, 流过这两个电流涡的电流分别记做 J_{T1} 和 J_{T2} , 并规定顺时针电流为正, 反时针电流为负, 由此还可得到极区总电流 $J_T = J_{T1} - J_{T2}$. 这 3 个量表征了极区电流体系最主要的强度特征. 在扰动状态下, 极区电流有复杂的空间分布和时间变化, 其主要特征是极光带电流增强.

图 2 给出一个典型的扰动情况. 图 2(a) 在地磁纬度 ϕ -磁地方时 t_{MLT} 坐标系中绘出 1978 年 3 月 19 日世界时 $t_{UT} = 00:10$ 的极区电流体系, 等值线间隔为 50 kA. 由图可以看出, 在极盖地区, 电流体系的主要结构是晨昏两侧的一对相反流动的电流涡, 晨侧顺时针电流涡总电流 $J_{T1} = 349$ kA, 其中心在 $t_{MLT} = 02:00$ 和 $\phi = 69^\circ$ 处; 昏侧反时针电流涡总电流 $J_{T2} = -28$ kA, 中心大致在 $t_{MLT} = 15:00$ 和 $\phi = 71^\circ$ 处, 整个极区的总电流 $J_T = 377$ kA. 在纬度稍低的极光带, 从子夜前(约 21:00)到子夜后(约 04:00)的夜晚扇区内出现了密集的向西流动的电流, 称做“极光带西向电集流”, 与此对应的是“东向电集流”.

借助公式 $I = \hat{r} \times \nabla F$, 我们可以由电流函数 $F(\phi, t_{MLT}, t_{UT})$ 计算电离层电流密度 $I(\phi, t_{MLT}, t_{UT})$. 图 2(b) 给出电流密度 I 的东西向分量 I_{EW} 在极区的分布, 等值

线间隔为 200 A/km, 图中规定西向电流为正, 东向电流为负. 最大的西向电流密度分布在子夜前到早晨的一个狭窄的纬度带内, 形成了西向电集流, 其中心纬度在 67° 附近. 与此对应的东向电集流由两部分组成, 一部分在上述西向电集流的高纬侧 73° 纬度附近, 另一部分分布在白天纬度略低的地方.

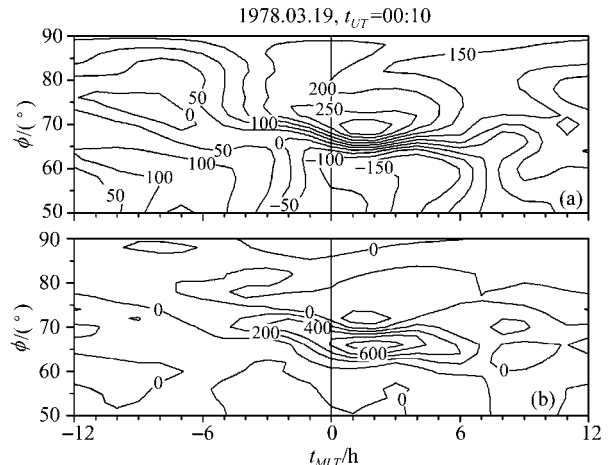


图 2 1978 年 3 月 19 日世界时 $t_{UT} = 00:10$ 的极区电流体系(a)和电流东西向电流密度 I_{EW} (b)

在亚暴期间, 增强的磁层粒子沉降和增大的场向电流使极区电流大大增强, 电流图案也变得复杂. 特别是在亚暴膨胀相开始后, 沿极光带的西向电流迅速增强, 电集流带在经度和纬度方向上扩展并移动. 直到亚暴恢复相, 电流强度才逐步减小, 电流分布也渐趋简单.

图 3(a) 给出晨昏电流涡强度 J_{T1} , J_{T2} 和极区总电流 J_T 随时间的变化, 图中同时给出 AE 、 AU 和 AL 指数的变化. 通过比较不难看出, 电流与指数的变化基本上是同步的. 图 3(b) 是它们的相关图, J_{T1} , J_{T2} 和 J_T 与 AE 指数的相关系数分别为 0.88, -0.58 和 0.90. 平均来说, AE 指数每增大 1 nT, 极区总电流 J_T 约增大 1000 A, 其中, 3/4 来自晨侧电流涡, 而昏侧电流涡的贡献只有 1/4.

3 极光电集流密度与 AE 指数的关系

极区电流体系最显著的特征是极光电集流, 其中, 夜间扇区的西向电集流又是最重要的组成部分. 为了考察极光电集流密度与极光电集流指数的关系

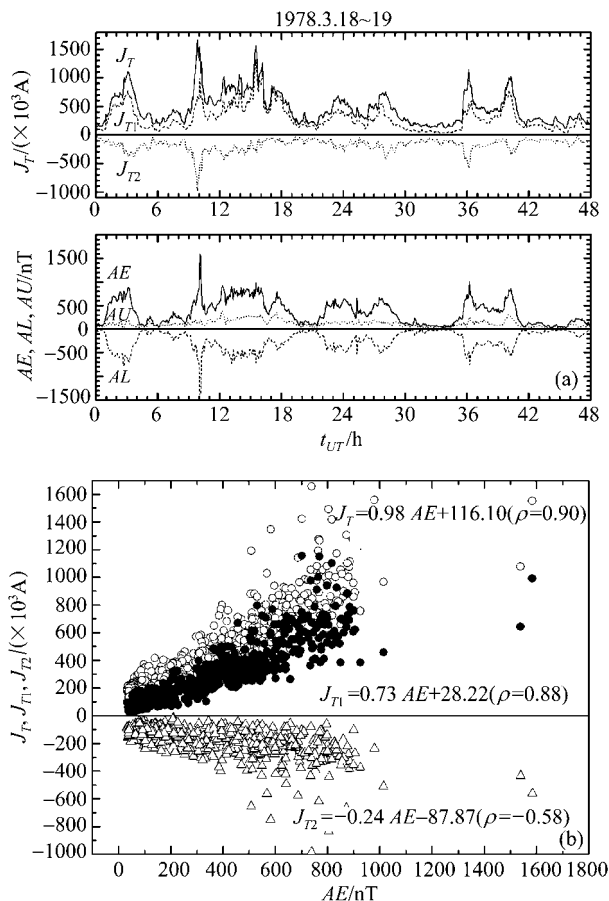


图3 极区总电流 J_T 和晨昏电流涡强度 J_{T1} , J_{T2} 与极光电集流指数的关系

及其随地方时变化的特点, 我们检验了不同地方时的最大西向电流密度 $I_{Wmax}(MLT)$ 与 AE 指数的关系, 为简便起见, $I_{Wmax}(MLT)$ 以下简称为 I_{MLT} . 图4最上图是1978年3月18~19两天 AE 和 AL 指数随世界时的变化, 以下各条曲线分别表示夜间 $t_{MLT} = 21:00 \sim 03:00$ 共7个磁地方时刻的最大西向电集流密度 $I_{21} \dots I_{03}$ (单位 A/km) 随世界时的变化. 一般说来, 电集流密度的变化与 AE 和 AL 指数变化基本上是同步的, 二者相关性很高, 但电流密度/ AE (或 AL) 的比例因子随地方时而变化. 以地磁子夜为例, 此时, 最大西向电流密度 I_{00} 与 AE 指数的相关系数高达0.84, 比例系数近似等于1. 换句话说, 在地磁子夜, AE 指数的1 nT 对应最大西向电集流密度 I_{00} 的1 A/km . 最好的相关出现在 $t_{MLT} = 02:00$ 时, I_{02} 与 AE 和 AL 指数的相关系数

分别达到0.88和0.87, 此时的比例因子也最大, 分别为1.10和1.37. 由此向前和向后, 相关系数和比例因子逐渐减小.

4 极光电集流的纬度分布特点

为了认识不同地磁活动状态下极区电流随纬度分布的特点以及纬度剖面的地方时差异, 我们把两天576个电流体系样本按照 AE 指数从小到大分为10组. 第1组包括 $AE = 0 \sim 100$ nT 的所有样本, 这些样本的平均电流体系表示地磁活动最平静情况下极区电流的分布, 第2组由 $AE = 100 \sim 200$ nT 的样本组成, 表示微扰情况下极区电流的分布, ..., 第10组包括 $AE > 900$ nT 的样本, 表示地磁活动最剧烈的情况. 图5画出夜间扇区8个不同时刻 ($t_{MLT} = 21:00 \sim 04:00$) 东西向电流密度 I_{EW} 的纬度分布 (以西向电流为正). 每幅图对应一个特定的地方时, 为清晰起见, 每幅图只画出第1, 3, 5, 7, 9五组地磁活动水平的 I_{EW} 纬度剖面图. 由图5可以清楚地看出: () 在所研究的夜间扇区内, 不同地方时的电流密度纬度剖面大体相似, 西向电流密度在地磁纬度 $65^\circ \sim 70^\circ$ 处达到极大值, 而东向电流密度在 80° 附近达到极大值, 东西向电流密度的分界大致在 75° 附近. () 一般来说, 当地磁活动增强时, 电流密度随之变大, 但纬度剖面的形态基本不变; () 最大西向电流密度和最大的东向电流密度出现的地方时接近. 在地磁剧烈活动时, 它们出现在 $t_{MLT} = 01:00$ 附近 (图5(e)). () 子夜后和子夜前, AE 指数与最大电流密度的对应关系不同: 在子夜和子夜后 (图5(d)~(h)), 最大电流密度随 AE 指数增大而增大, 但在子夜前 (图5(a)~(c)), 最大电流密度随 AE 指数的增大趋势只持续到一定的 AE 值, 此后, 当 AE 进一步增大时, 电流密度反而减小.

5 极光电集流指数的饱和现象

图5描述的是几种活动水平的平均情况. 事实上, 极区电流分布有时会严重偏离平均状态. 对不同地磁活动水平和不同亚暴事件的极区地磁扰动研究表明, 极区电流分布往往比平均图案复杂得多. 如前所述, 确定极光电集流指数所用的地磁台分布在有限的纬度带中 (地磁纬度 $60.67^\circ \sim 70.78^\circ$ 之间), 有时, 特

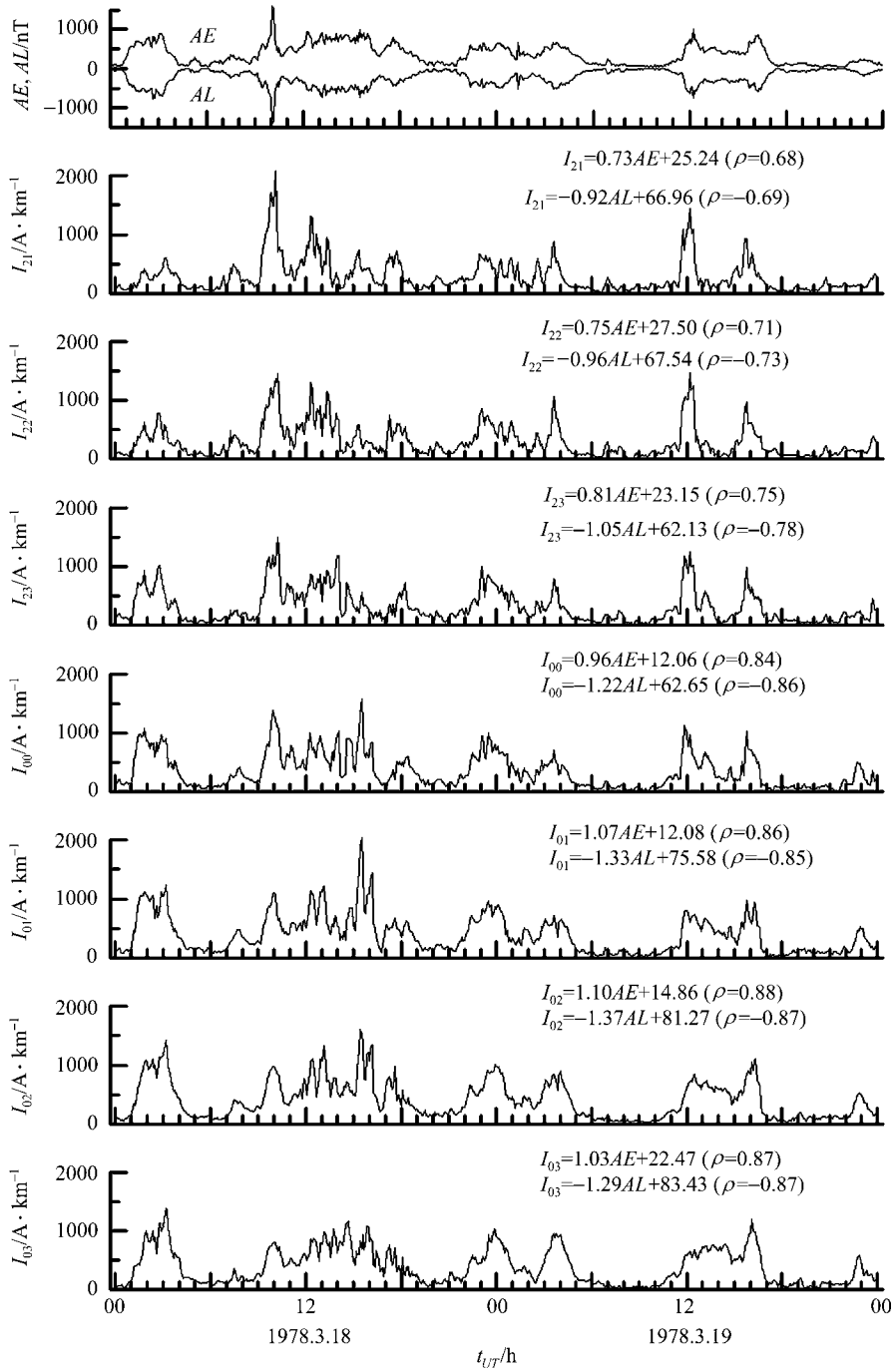


图 4 AE, AL 指数和不同磁地方时($t_{MLT}=21:00\sim03:00$)最大西向电流密度 I_{MLT} 随世界时的变化

别在扰动强烈的时候，最大电流密度的位置会落在该纬度带之外，此时的AE指数显然不能反映极区最大电流密度，而是低估了实际扰动强度，这就造成了

所谓的“极光电集流指数饱和”的现象 [3,9]，即虽然电流继续增强，但极光电集流指数却不再按原来的比例增大，在大多数情况下，极光电集流指数达到一定

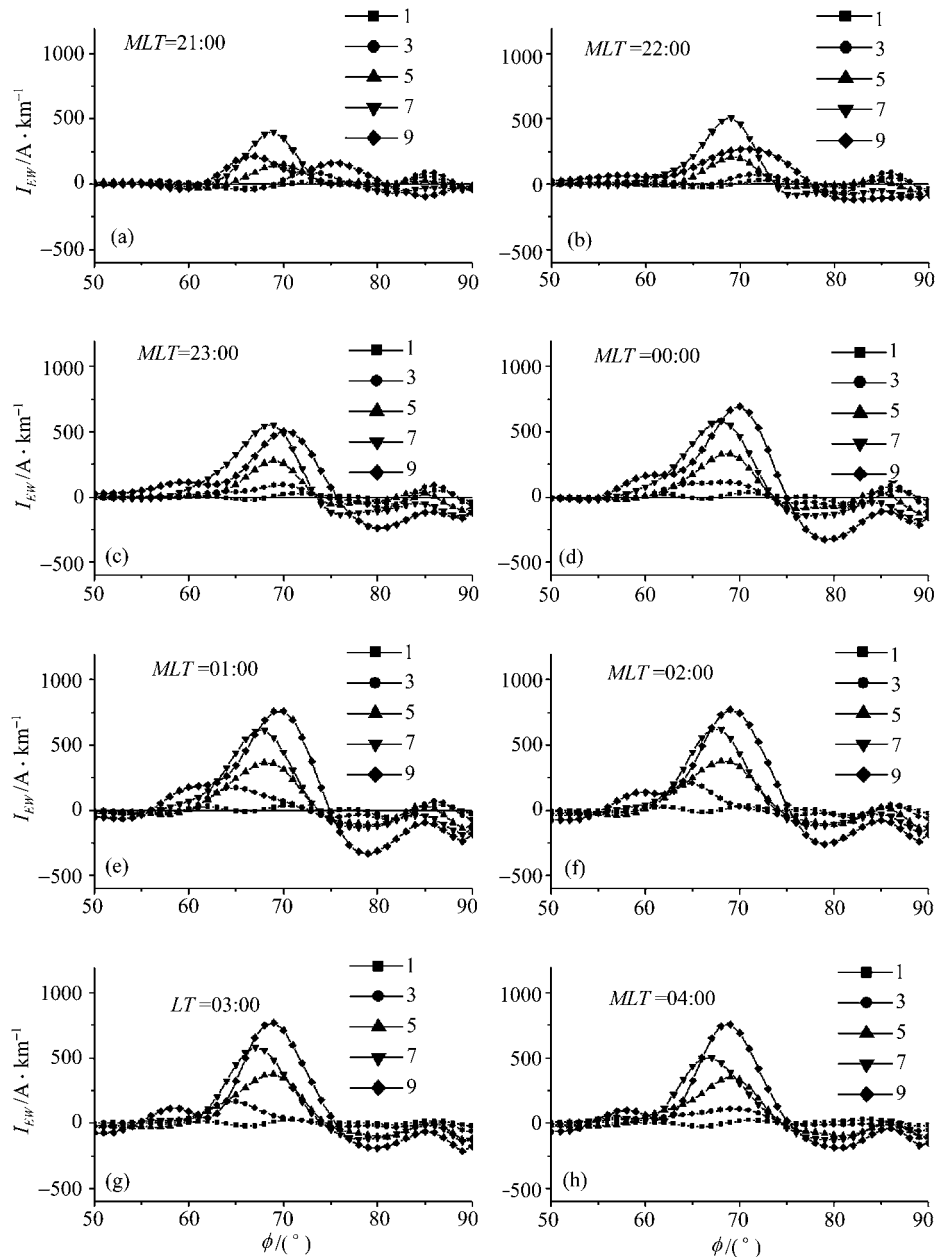


图 5 在不同扰动情况下, 夜间 $t_{MLT}=21:00\sim 04:00$ 西向电流密度的纬度分布
图例中的数字 1, 3, 5, 7, 9 表示不同的扰动水平. 详见正文

值之后不再增大^[16]. 这一特点可以清楚地从图 6 看出来. 图 6(a)和(b)分别给出极区最大西向电流密度 I_{Wmax} 和最大东向电流密度 I_{Emax} 与 AE 指数的关系. 当 $AE < 700$ nT 时, 最大电流密度与 AE 指数有很好的线性关系, 而当 $AE > 700$ nT 时, 除了少数情况外, AE 指数不

再随电流密度的增加而增加, 也就是说, AE 指数达到了饱和值. 用同样的方法, 可以得到 AL 指数的饱和值约为 -500 nT.

通过上面的分析我们可以看到, 饱和值以上的极光电集流指数不能很好地描述极区电流的特征,

因此,在利用极光电集流指数研究磁层-电离层过程时,最好使用 $AE < 700$ nT 的数据.

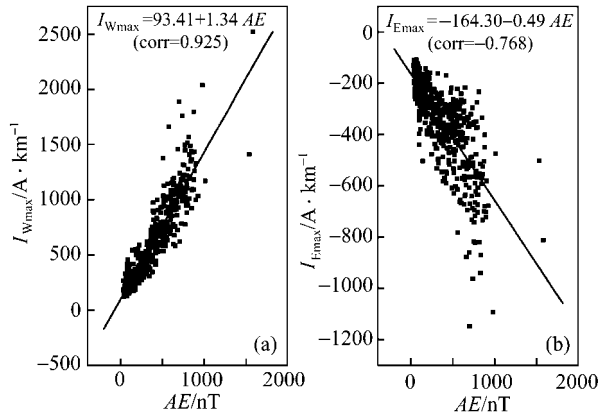


图6 (a)最大西向电流密度 I_{Wmax} 和(b)最大东向电流密度 I_{Emax} 与 AE 指数的关系

6 结论

本文虽然只用了两天的资料,但电流函数样本数达到 576 个,地磁场变化覆盖了各种活动状态,因此,具有一定的代表性.由以上分析,可以得到下面的结论:

(1) AL , AU 指数与 AE 指数有很好的线性相关性,所以可以用 AE 指数(乘以适当比例因子)近似代替 AL 和 AU 指数,从而简化了分析.

(2) AE 指数可以近似地表征晨昏电流涡强度以及极区总电流. AE 指数的 1 nT 对应极区总电流 1000 A.

(3) AE 指数与最大西向电流密度有很好的正比关系, AE 指数的 1 nT 对应地磁子夜最大西向电流密度 1A/km.在不同地方时,这些关系有不同的相关系数和比例因子.

(4) 夜间不同地方时电流密度的纬度剖面形态大体相似,最大西向电流密度一般位于地磁纬度 $65^{\circ}\sim 70^{\circ}$ 和地磁子夜附近,而东向电流密度在 80° 附近达到极大值;一般情况下,电流密度值随地磁活动增强而增加.

(5) 就 5 min 平均值而言, AE 指数的饱和值约为 700 nT, AL 的饱和值约为 -500 nT. 所以,在研究磁层-

电离层过程时,使用饱和值以上的极光电集流指数需十分谨慎.

参 考 文 献

- 1 Rangarajan G K. Indices of Geomagnetic activity. in: Jacobs J A, eds. Geomagnetism, vol 3. New York: Academic press, 1989. 323~384
- 2 Davis T N, Sugiura M. Auroral electrojet activity index AE and its universal time variations. J Geophys Res, 1966, 75(3): 785~801
- 3 Akasofu S -I. Physics of Magnetospheric substorms. Dordrecht-Boston: D Reidel Publishing Company, 1977. 381~472
- 4 Akasofu S -I, Ahn B -H, Kamide Y, et al. A note on the accuracy of the auroral electrojet indices. J Geophys Res, 1983. 88(A7): 5769~5772
- 5 Feldstein Y I, Grafe A, Gromova L I, et al. Auroral electrojets during geomagnetic storms. J Geophys Res, 1997, 102(A7): 14223~14235[DOI]
- 6 Kamide Y, Akasofu S -I. Latitudinal cross section of the auroral electrojet and its relation to the interplanetary magnetic field polarity. J Geophys Res, 1974, 79(11): 3755~3765
- 7 Kamide Y, Matsushita S. Simulation studies of ionospheric electric fields and currents in relation to field-aligned currents, 1. Quiet periods. J Geophys Res, 1979a, 84(A8): 4083~4098
- 8 Kamide Y, Matsushita S. Simulation studies of ionospheric electric fields and currents in relation to field-aligned currents, 2. Substorms. J Geophys Res, 1979b, 84(A8): 4099~4115
- 9 Kamide Y, Akasofu S -I. Notes on the auroral electrojet indices. Rev Geophys Space Phys, 1983, 21(7): 1647~1656
- 10 Garrett H B, Dessler A J, Hill T W. Influence of solar wind variability on geomagnetic activity. J Geophys Res, 1974, 79(11): 4603~4610
- 11 Kamide Y, Ahn B -H, Akasofu S -I, et al. Global distribution of ionospheric and field-aligned currents during substorm as determined from six IMS meridian chains of magnetometers: Initial results. J Geophys Res, 1982, 87(A10): 8228~8240
- 12 Sun W, Xu W -Y, Akasofu S -I. Mathematical separation of directly driven and unloading components in the ionospheric equivalent currents during substorms. J Geophys Res, 1998, 103(A6): 11695~11700[DOI]
- 13 Sun W, Xu W -Y, Akasofu S -I. An improved method to deduce the unloading component for magnetospheric substorms. J Geophys Res, 2000, 105(A6): 13131~13140[DOI]
- 14 Kamide Y, Fukushima N. Analysis of magnetic storms with DR-indices for equatorial ring current field. Rep Ionos Space Res Japan, 1971, 25: 125~162
- 15 Kamide Y, Fukushima N. Positive geomagnetic bays in evening high-latitudes and their possible connection with partial ring current. Rep Ionos Space Res Japan, 1972, 26: 79~101