第10卷 第1期 空间科学学报 Vol. 10, No. 1
1990年1月 CHINESE JOURNAL OF SPACE SCIENCE Jan., 1990

MSIS-86 和 IRI-86 模式的扩展应用*

沈 长 寿
(北京大学地球物理系)

摘 要

本文简要地介绍了 MSIS-86 和 IRI-86 两个模式，并用此两模式所给的参数推算出热层中性大气风系、碰撞频率和电离层电导率的时空分布.

关键词：热层风系、碰撞频率、电导率

一、引 言

高层大气物理现象的时空变化及其所包含的过程极其复杂. 迄今的理论及有关模式(计算)研究只可能讨论局地的、理想化的个别主要过程，实际探测也只能在有限的区域和时段内进行. 因此，自火箭、卫星探测以来，人们不断地寻找全球中性及电离大气的经验模式，以求提供大气主要参数的分布，提供空间环境的基本信息. 首先是 COSPAR 提出的中性大气模式. CRIA-1961, -1965, -1975 都是以由卫星阻尼推算近地点高度上大气密度为基础，并得温度、气压、分子量等参数的 (CIRA-75 中采纳了 Jacchia-71,-72 模式的主要内容). 随后的 MSIS-77, -83, -86 是以卫星质谱仪及非相干散射雷达探测的气温、数密度为基础，再推算出其它重要参数. IRI-79,-86 则是国际组织制定的参考电离层模式.

随着探测资料的不断积累，现已有两个多太阳活动周期的多种观测记录，且测量精度也在不断地提高，因此模式也不断地改进. 1986 年的 MSIS 和 IRI 模式不仅是最新版本，并已录制软盘，使用 IBM 微机即可取得不同太阳、地磁活动条件下的主要大气参数时空分布剖面. 实验观测结果是一切研究的基础. 在我国尚未建立自己的模式前，采用国际上承认的现有成果不仅对有关工程设计等实际使用非常必要，也能使理论研究建立在较真实的环境背景之下.

当今，对中性大气与电离大气相互耦合的研究已广泛地开展，为此需了解(除上述模式提供之外的)更多的动力学参数. 本文目的就是探讨上述两最新模式可能在热层-电离层耦合方面的扩展应用，得到热层风、碰撞频率和电导率等重要参数，并对其作一定的物理讨论.

本文于 1989 年 6 月 26 日收到.
* 国家自然科学基金资助的课题.

二、模 式 简 介

MSIS-86[1] 是 1986 年 COSPAR 会议上通过作为国际推荐的 CIRA-86 模式的高层部分，它是 MSIS-83[2] 的改进版. MSIS-83 的基本资料取自七个卫星 (OGO-6, San Marco-3, Aeros-A, Atmospheric Explorer-C,-D,-E 和 ESRO-4)、五个非相干散射地面雷达站 (Millstone Hill, St. Santin, Arecibo, Jicamarca 和 Malvern) 以及许多火箭等对大气温度、数密度的探测结果. 它能提供 N_2、O_2、He、O、H和 Ar 数密度预报值. 在此基础上更新的 MSIS-86 又增添了 Dynamics Explorer-B 所得的大量温度和成分测量数据. 由于 DE-B 卫星提供了太阳活动 21 周峰年后的许多极区 (高纬) 资料及其季节变化情况，故新模式在参数的极区形态及季变化方面比以往各模式更为可信. 此外，MSIS-86 中还增加了新成分原子氮数密度的预报值，增添了地磁活动效应的地方时变化，从而也更接近于实际大气情况.

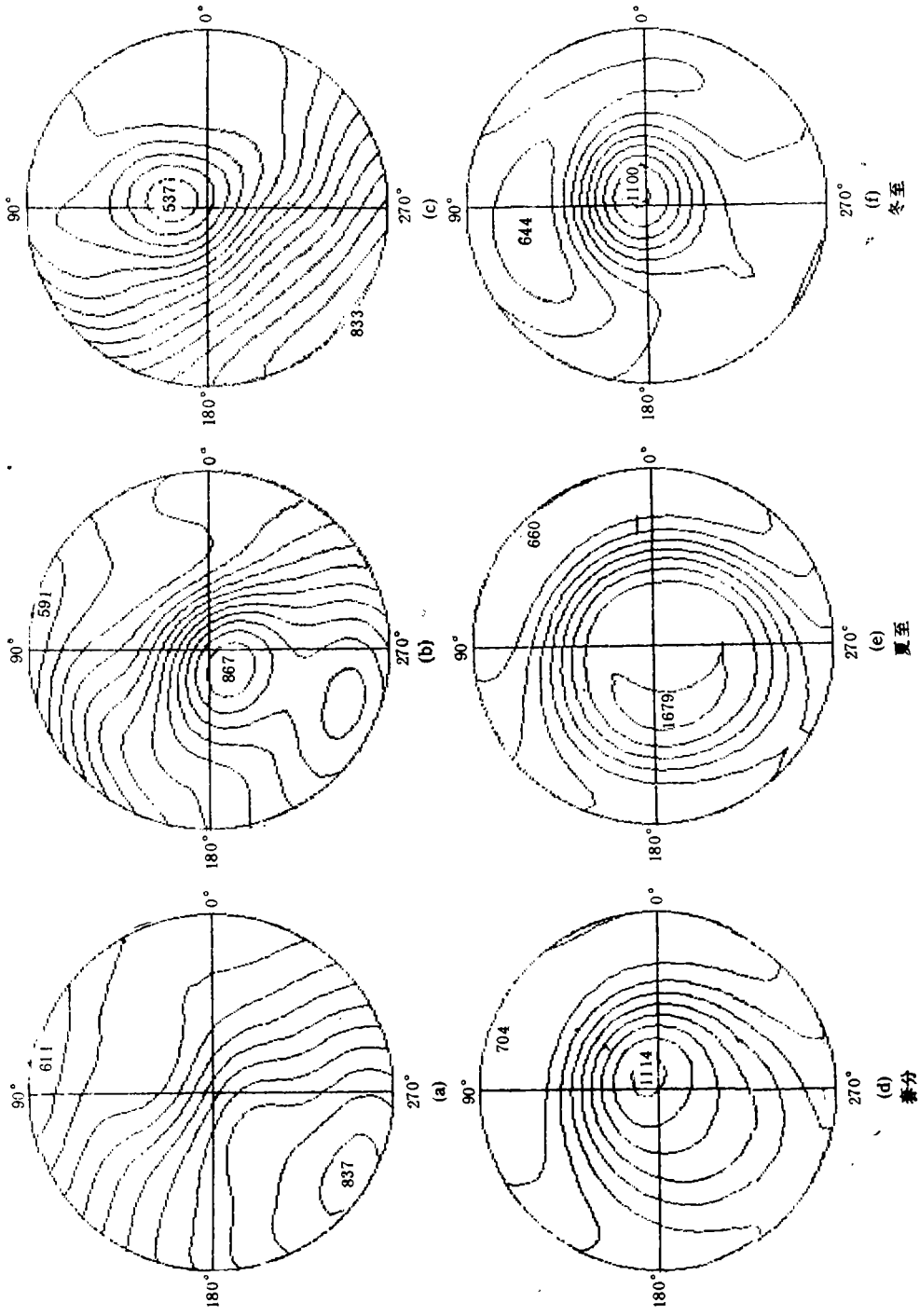
MSIS-86 模式的输入参量有七个，即(地理或地磁)经、纬度，高度，当年元旦算起的天数，地方时 (或世界时)，太阳活动程度用前一天的射电通量 $F_{10.7cm}$ 和其三个月的均值 $\bar{F}_{10.7cm}$，地磁活动性采用日均 Ap 指数，或前 59 小时内的三小时 Ap 指数发展进程来表示. 其输出量为上述七种大气成分的数密度 $n(i)$，大气(总)质量密度 ρ，温度 T 和外层气温 T_∞. 由此，稍加计算即可得总数密度 $n=\sum_i n(i)$ 和大气压强 $p=nkT$ (k 是 Boltzmann 常数). 确定任六输入参量后，可得这些输出量随第七个输入参量的剖面分布 (如高度剖面、时间剖面等等).

以下面要用到的 MSIS-86 温度分布为例，图 1 给出了太阳活动低年 ($F_{10.7}=\bar{F}_{10.7}=71$)，300km 高度上、世界时 0h，北半球的大气温度场. 图中各圆心为北极，外圆是赤道. 数字标出了最高、最低温度值及其相应的位置. 从图上半部 $Ap=0$ 情况可见，(等温线间隔$\Delta T=20°$)春分时最高温在 5°—10°N 之间(图 1(a))；夏至时约在 80°N(图 1(b))；冬至时最低温在 80°N 的晨前区(图 1(c))，这与 Jacchia-77[3] 模式中最高温在日下点纬度显然不同，那模式中至日的最高温位置在南、北回归线上. 正如前述，MSIS-86 中采用了 DE-B 卫星测得的大量高纬观测资料，因此，它所提供的信息更能反映实际情况.

图 1 下半部给出磁扰 ($Ap=60$) 时的温度分布 ($\Delta T=50°$). 显然，由于高纬粒子沉降及极区电急流的焦耳加热，最高温在各季均出现在极区附近，其温度值可比磁静时约增一倍. 极区粒子辐射及焦耳加热是很复杂的，每次磁暴时的加热分布情况也完全不同，即使如此，图 1 所示的统计平均图象，仍然是很有参考意义的.

由模式还可得到任何时间、任一高度、任何其它太阳、地磁活动条件下的温度场分布，以供具体问题的实际使用. 这里不再细述.

IRI 是由 COSPAR 和 URSI 推荐的电离层电子密度 N_e、电子温度 T_e、离子温度 T_i 及离子浓度等的经验模式，是六十年代后期国际合作的产物. IRI-78 已是较完整的版本，1979 年又作了重要修正. IRI-86[4,5] 在日本电离层卫星及其它探测的大量新资料基础上，又有了新的改进.



上部：磁静日情况，$\Delta T = 20°$ (Upper panel: geomagnetic quiet days) 下部：扰日，$\Delta T = 50°$(Bottom panel: disturbed days)
(a)(d) equinox (b)(e) sommer solstice (c)(f) winter solstice

图 1 太阳活动低年 300km 高度上北半球的温度分布 (UT = 0h)

Fig. 1 Northern hemisphere temperature distribution at 300 km height for low solar activity (UT = 0h)

IRI-86 (微机使用)的输入参量有六个，即(地理或地磁)经、纬度，高度、月份，地方(或世界)时，太阳活动性 (以黑子数 12 月滑动均值表示)．其中任五参量确定后，可求得以下各输出参数对第六输入量的剖面分布． 这些输出参数是 N_e、T_e、T_i、$n(O^+)$、$n(H^+)$、$n(He^+)$、$n(O_2^+)$ 和 $n(HO^+)$．此外，还可得到 F_2、F_1、E、D 各层的峰值电子密度及其所在高度．高度剖面的允许范围是：电子密度为 60km (白天)或 80km (夜间)至 1000km，离子数密度为 100—1000km，而温度范围为 120—3000km．

三、用模式推算高空风场

在研究高层大气物理动力学、尤其是讨论电离成分与中性大气耦合时，高层大气的风系分布是很珍贵的信息．但完全从理论或实测去求高空风场是几乎做不到的，因此我们认为，把上述两个模式结合起来，推算高层风系的近似分布是很有意义的．具体方法如下：

决定大气运动的一般数学方程是[6]

加速项＋柯氏项＝气压梯度力＋离子曳力＋粘性力＋重力

$$\frac{d\boldsymbol{U}}{dt} + 2\boldsymbol{\Omega} \times \boldsymbol{U} = \boldsymbol{F} + \nu_{ni}(\boldsymbol{U} - \boldsymbol{V}) + \frac{\mu}{\rho_n}\nabla^2\boldsymbol{U} + \boldsymbol{g} \tag{1}$$

其中，$\boldsymbol{U}$: 风速；$\boldsymbol{\Omega}$: 地球自转角速度；$\boldsymbol{F} = -\frac{1}{\rho_n}\nabla P$($\rho_n$、$P$ 为中性大气密度和压强)；ν_{ni} 为(一个)中性粒子与(各)离子间的碰撞频率 (或称动量输运碰撞频率)；$\boldsymbol{V}$: 离子运动速度；μ: 粘性系数．

一般情况下，大气运动主要沿水平方向，垂直方向满足静力学方程 $dP = -\rho_n g dz$．又，按 Rishbeth[6] 的估算，粘性项仅在 h_mF_2 (约 300km) 以上才逐渐变得重要，故在此高度以下可忽略粘性力作用．再假设离子运动仅由中性风携带所致，即

$$\boldsymbol{V} = (\boldsymbol{U} \cdot \boldsymbol{B}) \cdot \boldsymbol{B}/B^2.$$

设磁倾角为 I，磁偏角 $D = 0$；取水平坐标 x 指东，y 指北，则 $V_x = 0$，$V_y = U_y\cos^2 I$．以上假设是人们熟知的，这里的叙述是要说明以下估算的风系所适用的范围．

中性粒子-离子间碰撞频率 ν_{ni} 与离子数密度 N_i 成正比，可写为 $\nu_{ni} = K_{ni}N_i$．由动量守恒可知，$\rho_n\nu_{ni} = \rho_i\nu_{in}$．其中，$\rho_i = m_iN_i$，$\rho_n = m_nn$($m_n$, n 为中性大气粒子平均质量和数密度)．另一方面，离子-中性粒子间的碰撞频率 $\nu_{in} = K_{in}n$，由此，$m_nK_{ni} = m_iK_{in}$；若中性粒子和离子的质量相近 ($m_i \approx m_n$)，则

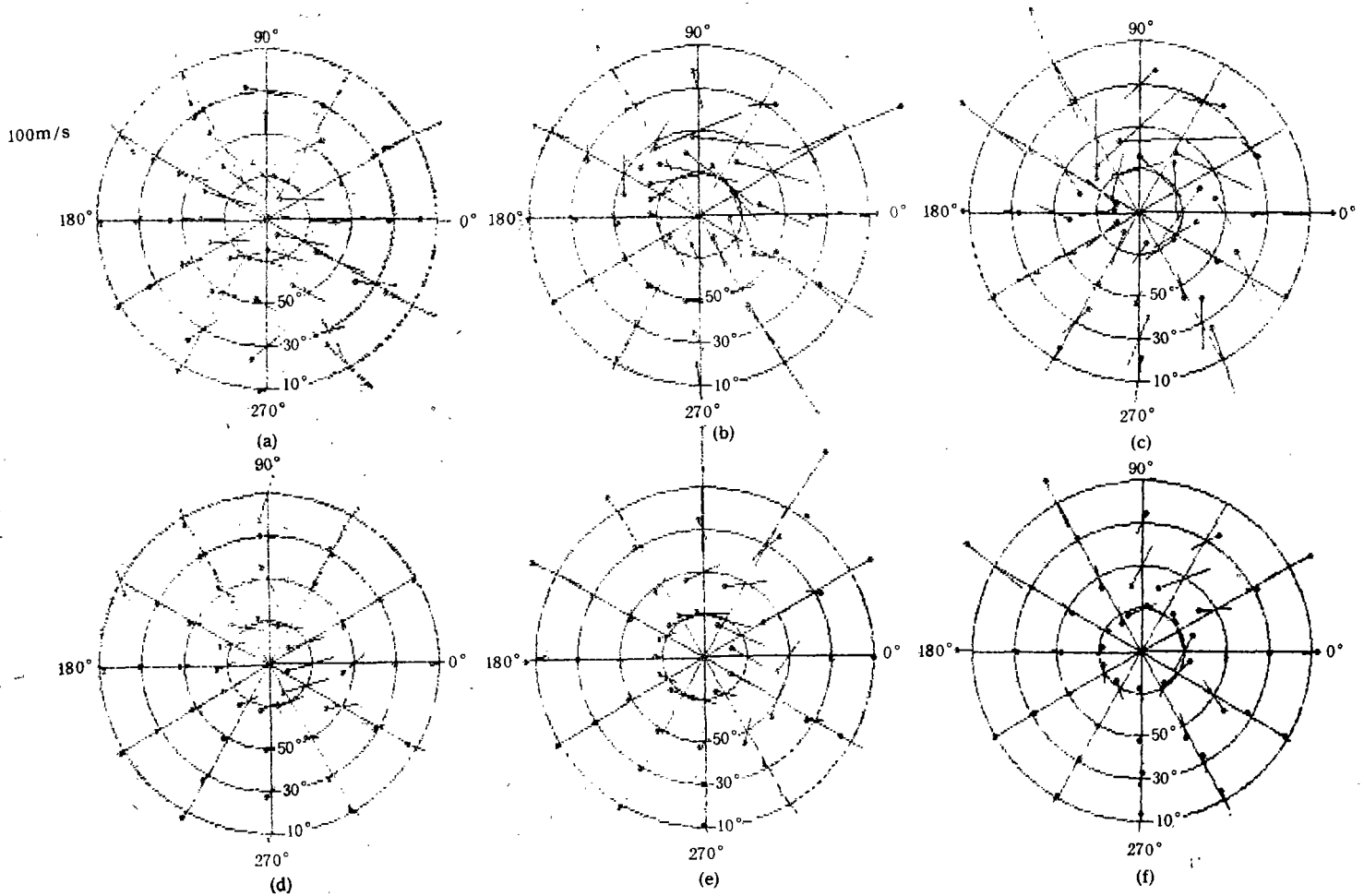
$$K_{ni} = K_{in} = K.$$

最后，近似风系的东风 U_x 和北风 U_y 满足

$$\frac{dU_x}{dt} = F_x - KNU_x + fU_y,$$

$$\frac{dU_y}{dt} = F_y - KNU_yS^2 - fU_x.$$

其中，$S = \sin I$；$N = N_i$；柯氏项中的 $f = 2\Omega\sin\varphi$ (φ: 纬度)．



上部：太阳活动低年，下部：高年风场 (a)(d)磁静日 (magnetic quiet days), (b)(e)扰日 (disturbed days)
(c)(f) 扰动风系 (wind system of the disturbance dynamo)

图 2 春分时 300km 高度上北半球的风系分布 (UT = 0h)

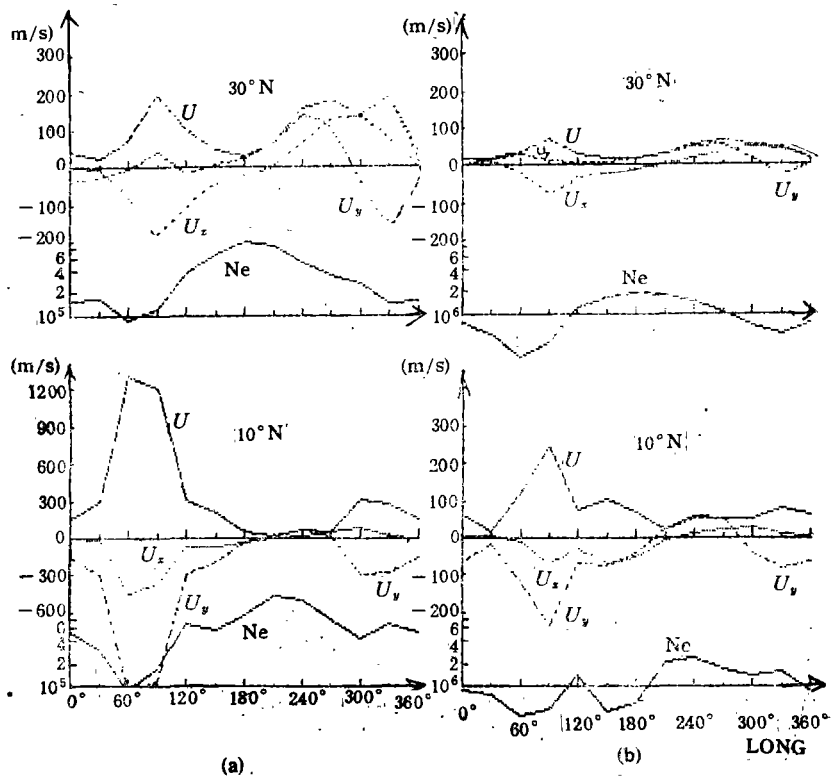
Fig. 2 Northern hemisphere wind system at 300 km for sunspot minimum (upper panel) and maximum (bottom panel) condition at equinox (UT = 0h)

定常$\left(\frac{\mathrm{d}}{\mathrm{d}t}=0\right)$态下的风速为

$$U_x=\frac{KNF_xS^2+fF_y}{K^2N^2S^2+f^2},$$
$$U_y=\frac{KNF_y-fF_x}{K^2N^2S^2+f^2}. \tag{2}$$

此式中的 $F_x=-\frac{1}{\rho_n}\frac{\partial P}{\partial x}$，$F_y=-\frac{1}{\rho_n}\frac{\partial P}{\partial y}$ 可采用 MSIS-86 模式给出的 $n(i)$、ρ_n、T 空间分布，用差分法计算．又，在电中性假设下，$N=N_i=N_e$ 可由 IRI-86 模式提供．正比系数K的计算见下节公式(3)．这样，从大气模式的一般参数，就可推出不同情况下的风系．图 2 给出了 300km 高度上的北半球风场分布．

由图可见，低年(图 2 上半部)时风速大于高年(下半部)的相应值．这是低年电离层电子密度低，离子曳力小的结果．其次，静日 ($Ap=0$) 风系的特点是，低年时各纬度上均从日侧沿子午圈吹向夜侧(白天为北向、夜间向南)的现象发生在 180°—0° 的正午-子夜经圈上(图 2(a))．这与图 1(a) 温度分布中最高温度出现在午后区域、相对太阳辐射正



(a) 太阳活动低年 (Sunspot minimum) (b) 高年 (maximum)

图 3　春分时 300km 高度上 U、U_x、U_y 和 N_e 沿 10°N 和 30°N 的纬向分布 (UT = 0h)

Fig. 3 The longitudinal distributions of U, U_x, U_y, and N_e at 300 km (UT = 0h)

午最大加热有时延不同；也与 Kohl 和 King[7]1967 年的计算结果不一致．(他们的计算中，上述各纬度上风向均沿子午圈的经圈是 225°—45°，相对正午-子夜圈有 3 小时时

延.)其原因既与等温线和等压线不重合有关,又取决于 N_e 的实际分布情况. 另一方面,从图 2(d) 看到,高年磁静日风速中,上述基本吹南北风(沿经圈)的现象出现在 210°—30° 经圈上,与最强太阳辐射加热有两小时的滞后.

磁扰日($Ap = 60$)情况,由图 2(b)和(e)可明显看到,各地均出现较强的南风分量.这是扰日高纬粒子沉降及电流焦耳加热所致. 从图 2(c) 和 (f) 的扰动风系 (扰日风与静日风之差, ΔU) 分布中,可更清楚地看出此效应.

图 3 给出磁静日,低年(a)、高年(b)情况下, 300km 高度上风速及电子密度沿 10°N, 30°N 纬圈的分布. 同样明显可见低年(N_e 小)风速大于高年, 以及 N_e 低的区域 (地方时子夜前后) 风速较大的现象. (注意: 低年时, N_e 在 $10^5 cm^{-3}$ 上下, 而高年时为 $10^6 cm^{-3}$. 左下方图中风速的比例是缩小了的.)

应该指出, 在低纬 10°N 出现大于 1200m/s 的风速 (图 3(a)下部)是不合理的(在图 2(a)中,为了图象清晰,没画出 $U > 800 m/s$ 的这些风速). 其原因可能是模式值在日夜转换区(晨侧)有不连续性,或是两个模式在此区有不协调所致. 因此, 对低纬(较高纬没出现这种现象)晨侧的模式值有必要作更细致的考察,至少对高空风系计算是如此.

对不同高度进行磁静、磁扰情况下的风系计算,便可获得似图 2(c) (或 2(f)) 的扰动风系的三维分布. 这是讨论电离层扰动发电机时所需的驱动源. 至今的扰动风模式仅有二维的, 如 Blanc[8] 等人曾用各经度上均相同(对称)的扰动风发电机效应计算过电离层电场、电流系分布. 由于无法得到三维扰动风系分布, 他们所得电场、电流的纬向分布中仅包含电导率日夜变化的因素, 而对扰动风日夜不均匀性的影响只作了粗略的推测. 用以上方法求得三维扰动风系,并重新讨论电离层扰动发电机效应,这正是我们今后准备进行的工作.

四、碰撞频率和电导率

此两参数也是高层大气动力学、电离层电场、电流系,以及热层-电离层耦合过程中的重要参数. 同样,从纯理论、或直接探测是很难求得它们的分布的. 因此, 利用模式推出不同太阳、地磁活动程度下这些参数的全球分布情况,对空间物理研究, 以及通讯、导航、宇宙飞行器设计等实际使用都是很有意义的.

早在 1962 年, Maeda 等[9]曾计算过有关的参数,后被广泛地采用. 由于当时水平所限,不可能得到任意时间、地点上、不同太阳、地磁条件下的大气参数值, 因此采用最新的模式值按实际需要进行重新计算是完全必要的.

首先,从 MSIS-86 和 IRI-86 能给出的 n, ρ, T, N_e (并设 $m_i = m = \rho/n$) 值,可计算有关的碰撞频率[10]:

$$\nu_e = \nu_{en} + \nu_{ei};\ \nu_i = \nu_{in} + \nu_{ie}.$$

其中

$$\left.\begin{aligned} \nu_{en} &= 5 \times 10^{-10} n\sqrt{T}, \\ \nu_{ei} &= \left[34 + 4.19 \lg\left(\frac{T^3}{N_e}\right)\right] N_e T^{-3/2}, \\ \nu_{in} &= 3.35 \times 10^{-21} n/\sqrt{m}. \end{aligned}\right\} \tag{3}$$

$\nu_{ic} \ll \nu_{in}$。(3) 式中各物理量均以 c.g.s. 单位制表示。

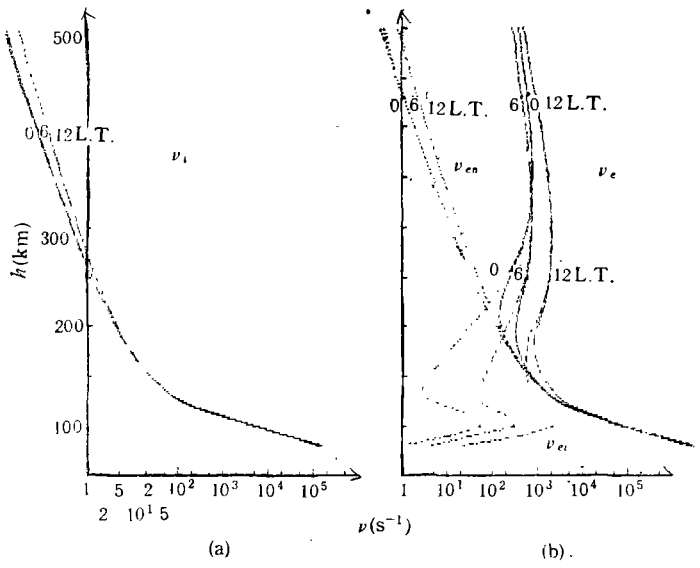


图 4　春分时，北京上空，碰撞频率的垂直分布

Fig. 4　The vertical profile of ν_i and ν_{en}、ν_{ei} and ν_e over (40°N、120°E) at equinox

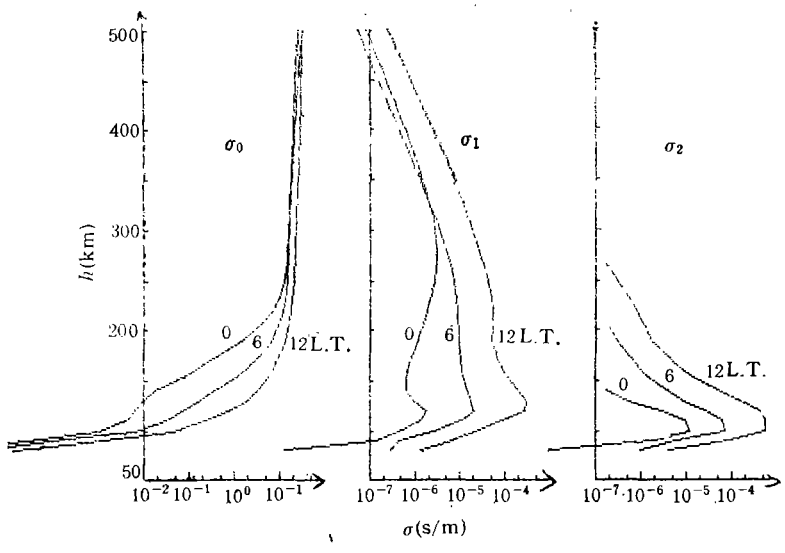


图 5　春分时，北京上空电导率的垂直分布

Fig. 5　The vertical profile of σ_0, σ_1 and σ_2 corresponding to collision frequencies shown in Fig. 4

对于北京 (120°E、40°N)，取中强太阳活动 $F_{10.7} = \bar{F}_{10.7} = 150$，黑子数均值 $R_z =$

100，地磁宁静情况，春分季节(以下所有曲线均取这样的参数)，由模式取值后，用(3)式计算诸量的高度分布．图4(a)中给出了地方时0、6、12h的 ν_i 垂直（80—500km）剖面，而图4(b)给出了相应时间的 ν_{en}，ν_{ei} 和 ν_e 垂直分布．

由此计算电导率：σ_0（平行磁场）、σ_1(Perdeson) 和 σ_2(Hall)[10]

$$\left.\begin{aligned}\sigma_0 &= N_e \cdot e^2\left(\frac{1}{m_e\nu_e}+\frac{1}{m_i\nu_i}\right),\\ \sigma_1 &= N_e \cdot e^2\left(\frac{1}{m_e}\frac{\nu_e}{\nu_e^2+\omega_e^2}+\frac{1}{m_i}\frac{\nu_i}{\nu_i^2+\omega_i^2}\right),\\ \sigma_2 &= N_e \cdot e^2\left(\frac{1}{m_e}\frac{\omega_e}{\nu_e^2+\omega_e^2}+\frac{1}{m_i}\frac{\omega_i}{\nu_i^2+\omega_i^2}\right).\end{aligned}\right\} \tag{4}$$

其中，e、m_e 为电子电荷和质量；$\omega_{e,i}=\dfrac{eB}{m_{e,i}}$ 为电子或离子的迴旋频率；B 为地磁场强度．

由(4)式算得的 σ_0、σ_1、σ_2 随高度分布见图5．

在发电机理论中，一般假定电离层为薄层，且垂直(Hall)电流为零．此时，发电机电流取决于电导率 σ_{xx}、σ_{xy} 和 σ_{yy}（与上节不同，这里的 x 和 y 分别指南和东）．磁倾角为 I 时，有[10]

$$\left\{\begin{aligned}\sigma_{xx} &= \frac{\sigma_0\sigma_1}{\sigma_0\sin^2 I+\sigma_1\cos^2 I},\\ \sigma_{xy} &= \frac{\sigma_0\sigma_2\sin I}{\sigma_0\sin^2 I+\sigma_1\cos^2 I},\\ \sigma_{yy} &= \frac{\sigma_2^2\cos^2 I}{\sigma_0\sin^2 I+\sigma_1\cos^2 I}+\sigma_1.\end{aligned}\right. \tag{5}$$

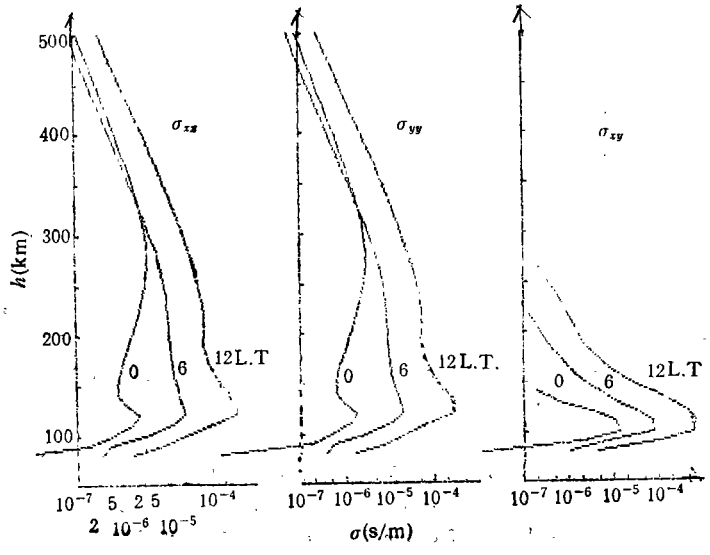


图6 同图5，σ_{xx}、σ_{yy} 和 σ_{xy} 的垂直剖面

Fig. 6 The vertical profile of the layer conductivity σ_{xx}, σ_{xy} and σ_{yy} corresponding to σ_0, σ_1 and σ_2 shown in Fig. 5

由此算出的分布形式与 σ_1 或 σ_2 相似，详见图 6.

进一步，高度积分电导率 Σ_{xx}、Σ_{xy} 和 Σ_{yy} 随地方时的分布示于图 7. 图 7 中给出的是 80—500km 的积分电导率；点划线和点线分别表示 80—170km 和 170—500km 间的积分电导率.

以上电导率结果，在数值量级和大体分布形式上均与 Maeda 等的早期计算相似. 具体细节的差别是因为模式参数，以及所算地点、时间、太阳、地磁活动条件都不相同. 用最新模式参数，计算与实际情况接近的导出参数值，这是了解空间环境和深入理论研究所必需的.

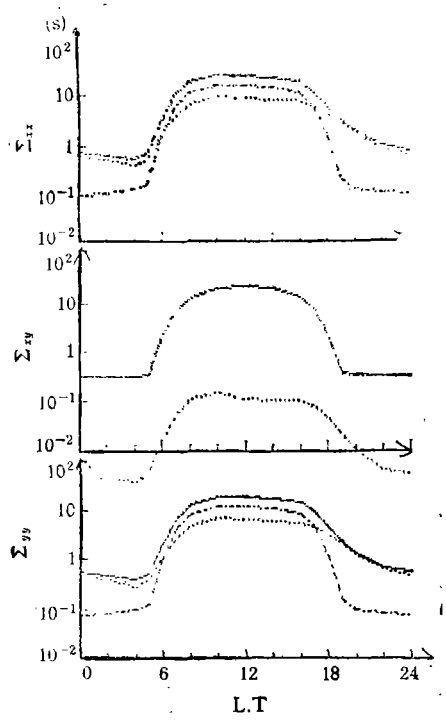


图 7　春分时，北京上空，积分电导率 Σ_{xx}、Σ_{xy} 和 Σ_{yy} 随地方时的分布

Fig. 7 The time variation of the height-intergrated conductivity over (40°N, 120°E) at equinox

五、结　　语

总括以上，本文试图在观测模式和理论研究间建立一条通道. 过去许多研究往往建筑在非常理想化的假设上，由于观测信息不通，运用的实际参数有些是多年以前的，有些则是缺值（如高纬、海洋地区）. 众所周知，大气参数分布有时对计算结果有很大影响. 从基本参数推算出进一步研究所需的动力学和电动力学参数是很有意义的工作，本文提供了一条选取较可靠数值的途径.

从某些特定条件下的推算结果看，无论是风系，还是碰撞频率、电导率分布，都有与过去工作不同的特点或细节. 应用这些新参数会对有关的理论工作产生什么影响，至少是个需待研究的问题. 当然，所用模式是统计结果，只代表平均情况，仅适用于宏观、总体的研究和大时间尺度现象的分析.

对低纬晨侧区域模式参数值的连续性，或是两个模式参数间的协调性问题，还值得进一步考查，至少对由它们扩展的风场是如此.

本文所用模式由美国 NASA 哥达飞行中心提供，仅表感谢.

参　考　文　献

[1] Hedin, A. E., *J. Geophys. Res.*, Vol. **92**, p.4649, 1987.
[2] Hedin, A. E., *J. Geophys. Res.*, Vol. **88**, p.10170, 1983.
[3] Jacchia, L. G., Smiths. Astrophys. Obs., Special Report 375, 1977
[4] Bilitza, D., *Radio Sci.*, Vol. **21**, p. 343, 1986.
[5] Bilitza, D., *Adv. Space Res.*, Vol. **5**, p. 131, 1985.

[6] Rishbeth, H., *J. Atmos. Terr. Phys.*, Vol. **34**, p. 1, 1972.
[7] Kohl, H. and J. W. King, *J. Atmos. Terr. Phys.*, Vol. **29**, p. 1045, 1967.
[8] Blanc, M. and A. D. Richmond, *J. Geophys. Res.*, Vol. **85**, p. 1669, 1980.
[9] Maeda, K. and H. Matsumoto, *Rep. Ionos. Space Res. Japan*, Vol. **16**, p. 1, 1962.
[10] Rishbeth, H., Introduction to Ionospheric Physics, Academic Press, p. 130, 1969.

AN ADDITIONAL APPLICATION OF MSIS-86 AND IRI-86

Shen Chang-shou
(*Department of Geophysics, Peking University*)

Abstract

The purpose of the paper is to give a brief introduction to the atmospheric and ionospheric models of MSIS-86 and IRI-86 and to deduce the thermospheric wind system, the spacial distribution and temporal variation of collision frequencies and ionospheric conductivities, which are important parameters in the research of thermosphere-ionosphere coupling. The model parameters used are different from that of the old models in many cases. For instance, the maximum temperature at 300 km altitude is nearly to 80°N for winter solstice condition according the MSIS-86 model, while it appears at 23.5°N in the Jacchia-77 model. Since a lot of new data from DE-B satellite flying across polar region are involved in the new model, the temperature distribution presented here is more reliable, especially at high latitudes.

The main results from the model calculations given in this paper are the following:

1. Generally, the thermospheric wind flows from daylit hemisphere to night side. The air flows longitudewards at noon-midnight meridian (northward at noon and southward at midnight) during the year of sunspot minimum, but is across the longitude at other meridians. At sunspot maximum, however, the wind blowing along a longitude line occurs at 2:00—14:00 LT meridian, i.e. 30° degree of longitude from the location of maximum heating by solar radiation.

2. Strong southward component of the wind velocity appears at high latitudes during magnetic disturbed days as a result of particle precipitation and Joule heating.

3. On cursory examination, the conductivity distribution calculated from MISI-86 and IRI-86 is similar to that got by Maeda et al., nevertheless various important details are added. Therefore, recalculation of the conductivity for different special conditions (i.e. time, place, solar and geomagnetic activity etc.) is necessary for the further study of the thermosphere-ionosphere coupling.

In brief, this work tries to set up a link between the model based on observations and the study based on theory. Since thte models only present the average situation, the application confined to the macroscopic research and analysis of the phenomena of large scale.

Key words Thermospheric wind system, Collision frequency, Ionospheric conductivity