

电离层经度变化波数谱成分与高层大气潮汐模的相关性

穆文锋^{①②}, 万卫星^{①*}, 任志鹏^①, 熊建刚^①

① 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京空间环境国家野外科学观测研究站, 北京 100029;

② 中国科学院研究生院, 北京 100049

* 联系人, E-mail: wanw@mail.iggcas.ac.cn

2010-06-21 收稿, 2010-08-30 接受

中国科学院知识创新工程重要方向项目(KZCX2-YW-123)、国家自然科学基金(40974090, 40636032)和国家重点基础研究发展计划(2006CB806306)资助项目

摘要 电离层沿经度方向变化的 3 波(WN3)和 4 波(WN4)经度波数谱成分与高层大气中周日东向 2 波(DE2)和 3 波(DE3)潮汐模之间密切相关. 利用由 JPL 全球电离层地图(GIM)数据计算出的总电子积分含量(TEC)的纬度积分 ITEC, 以及 TIMED 卫星搭载的 TIDI 仪器观测到的 MLT(Mesopause and lower Thermosphere)高度上的大气水平风场, 通过傅里叶变换提取出不同的电离层经度变化的波数谱成分和不同的大气潮汐模, 比较了 WN3 和 WN4 等波数谱成分与 DE2, DE3 等潮汐模的年变化和年际变化, 发现 WN3, WN4 的变化分别与 DE2, DE3 中纬向风分量的变化一致, 而与其子午风分量没有明显的联系. 通过进一步将电离层经度变化波数谱成分 WN3 和 WN4 分解为“潮汐模”, 结果显示“DE2”和“DE3”各自在 WN3 和 WN4 中起主导作用, 它们的年变化和年际变化也同 DE2, DE3 潮汐类似. 最后, 复相关分析的结果表明电离层 WN3 中的“DE2”与大气 DE2 潮汐的纬向风分量在北半球有很好的相关性, 电离层 WN4 中的“DE3”则与大气 DE3 潮汐的纬向风分量在整个中低纬地区相关程度很高; 与此同时, 子午风分量对电离层“DE2”, “DE3”的贡献很微弱. 这些都说明大气 DE2, DE3 潮汐的纬向风分量是引起电离层 WN3, WN4 的重要因素.

关键词

电离层经度变化
非迁移潮汐
电离层与大气层耦合

太阳潮汐是不同高度上的大气吸收太阳辐射能量所激发的周期性大气波动(振荡), 它主要反映在全球大气的温度、密度和风场等参量上, 包含以太阳日为周期、以纬圈为波长的波动及其谐波分量. 潮汐通常在对流层和平流层激发, 一般可以向上传播到热层底部(电离层 E 区)高度上, 也有人认为可以传播到更高的高度. 在大气耗散可忽略的高度范围内, 潮汐的强度会随高度指数增长. 大气潮汐实际上控制了中层顶和低热层(MLT, 80~150 km)的大气状态.

许多学者研究表明低纬电离层有明显的 4 波结

构(WN4). Sagawa 等人^[1]利用 IMAGE 卫星的夜间气辉观测首次发现电离层赤道异常峰值在西非、东南亚、太平洋中部以及南美洲地区会增强. England 等人^[2]证实 WN4 存在于日落后的电离层中, 并能持续到午夜. Lin 等人^[3,4]的研究表明 WN4 通常发生在 250 km 高度, 下午(1200~1600 LT)最为显著, 且有明显的周日变化. 通过分析 TOPEX/Poseidon 测得的 TEC 数据, Scherliess 等人^[5]发现 TOPEX TEC 的 WN4 存在显著的季节变化, 它主要在春秋分及夏至的白天产生, 而在冬至消失. Wan 等人^[6]用傅里叶的方法对

英文版见: Mu W F, Wan W X, Ren Z P, et al. Correlation between the ionospheric longitudinal harmonic components and the upper atmospheric tides. Chinese Sci Bull, 2011, 56, doi: 10.1007/s11434-010-4205-1

1998~2007年的JPL TEC数据进行了处理,细致地探讨了WN4的周日变化,季节变化和太阳周期变化.他们发现WN4在北半球的夏季和早秋很强,而在冬季相当较弱,且WN4会向东移动,移动速度夜间大白天小.近来的研究还表明,除了电离层密度参数(如夜间气辉浓度、离子浓度、电子浓度和TEC等)之外,WN4也存在于其他的电离层和热层参数中,如顶部电离层 $E \times B$ 离子漂移速度在纬圈方向有明显的4波结构^[7~11]. Ren等人^[12]指出,DMSP F13卫星测得的电子温度变化中也有WN4存在.F层中性风和中性质量密度中也同样存在WN4结构^[13~16].

学者们普遍认为WN4是电离层与中高层大气耦合的结果.Sagawa等人^[1]提出E区非迁移半日潮可能是电离层F区WN4激发因素.Immel等人^[17]则认为非迁移周日潮汐在电离层E区产生的东向电场沿磁力线映射到F区,引起了WN4.通过NCAR TIME-GCM模式的模拟,Hagan等人^[18]发现向东传播、波数为3的周日非迁移潮汐(DE3)能够激发电离层WN4.最近Wan等人^[19]利用2002~2007年JPL的全球电离层数据(TEC)和TIDI大气风场的观测结果验证了电离层F区WN4与DE3的相关性.

本文在Wan等人^[19]工作的基础上,利用2002~2007年的全球电离层TEC数据以及高层大气风场的观测结果,通过JPL TEC谐波成分与大气潮汐的复相关分析,进一步探讨各种潮汐模对电离层F区的影响.

1 数据与方法

1.1 ITEC的经度变化的波数谱成分及“潮汐模”

ITEC是将由低纬全球电离层图所计算出的TEC数据在磁纬 $\pm 30^\circ$ 之间沿纬度积分,并通过归一化处理得到的,它反映了赤道异常区TEC的平均值^[6].基于谱分析方法,将ITEC分解成沿经度方向变化波数谱成分,即每天的ITEC都可以表示为不同波数谱成分的叠加,

$$ITEC(t, d, \lambda) = \sum_k ITEC_{WNk}(t, d) e^{-i2\pi k \lambda}, \quad (1)$$

其中 t 是地方时(LT), d 是年积日; λ 是地理经度, $k(=0, 1, 2, \dots)$ 表示 $ITEC_{WNk}$ 沿经度变化方向的波数.这些波模还可以进一步表示为幅度 A_{lk} 和相位 Φ_{lk} ,

$$ITEC_{WNk}(t, d) = A_{lk}(t, d) e^{i\Phi_{lk}(t, d)}. \quad (2)$$

利用JPL全球电离层图,便可计算出固定地方时

t 和年积日 d 的波数谱成分的幅度和相位^[20,21].为了与大气潮汐风场数据进行对比,我们将每60个连续测量日内的ITEC数据编为1组,做了平滑处理,每1个编组代表该编组中第31天.

类比于大气潮汐,本文利用傅里叶变换将ITEC分解为不同的“潮汐模”,如下,

$$ITEC(t', \lambda, d) = \sum_{ns'} I_{ns'}(d) e^{i2\pi(ns't' - s'\lambda)}, \quad (3)$$

其中 t' 是世界时(以天数为单位), λ 是经度, d 是太阳日, $n(=0, 1, 2, \dots)$ 是潮汐模的频率, $s'(=0, \pm 1, \pm 2, \dots)$ 是世界时框架内纬度方向的波数.各种“潮汐模”的表示方式及意义与大气潮汐类似.如本文中将电离层“DE3”模记为 $ITEC_{DE3}$, $ITEC_{DE3}$ 可用幅度 A_{DE3} 和相位 Φ_{DE3} 表示如下,

$$ITEC_{DE3}(d) = A_{DE3}(d) e^{i\Phi_{DE3}(d)}. \quad (4)$$

1.2 大气潮汐

将TIDI观测到的水平风场分解为纬向风 U (以东为正方向)和子午风 V (以北为正方向)分别处理.由于TIMED卫星的逐日进动,60个连续测量日内的TIDI观测数据原则上可以实现地方时的24h覆盖.因此,我们对数据做了2个月的滑动平均.利用傅里叶变换将TIDI的数据分解为潮汐模的形式,

$$\begin{cases} U(\varphi, d, t', \lambda) = \sum_{ns'} U_{ns'}(\varphi, d) e^{i2\pi(nt' + s'\lambda)}, \\ V(\varphi, d, t', \lambda) = \sum_{ns'} V_{ns'}(\varphi, d) e^{i2\pi(nt' + s'\lambda)}, \end{cases} \quad (5)$$

其中 φ 是纬度, t' 是世界时(UT,以天表示), $n(=0, 1, 2, \dots)$ 是潮汐的频率, $s'(=0, \pm 1, \pm 2, \dots)$ 是世界时框架内纬向的波数,而在地方时框架内波数为 s ,

$$s = |n - s'|$$

在这里, $n=1, 2, 3$ 分别表示周期为24, 12和8h的振荡,因此对应着周日(记为D)、半日(记为S)以及三分之一日(记为T)的潮汐; $s' < 0$ 表示东向传播(记为E), $s' > 0$ 表示西向传播(记为W);这样,用符号DE s' 或者DW s' 表示一个东向或西向传播的周日潮汐, s' 是纬圈方向的波数.以DE3为例, U_{DE3} 和 V_{DE3} 都是复数,故可以用幅度 A_U , A_V 和相位 Φ_U , Φ_V 表示出来,

$$\begin{cases} U_{DE3}(\varphi, d) = A_U(\varphi, d) e^{i\Phi_U(\varphi, d)}, \\ V_{DE3}(\varphi, d) = A_V(\varphi, d) e^{i\Phi_V(\varphi, d)}. \end{cases} \quad (6)$$

2 分析与讨论

2.1 ITEC 波数谱成分及其“潮汐模”的年变化和年际变化

图 1 描述了 2002 年 2 月到 2007 年 12 月期间 ITEC 不同波数谱成分幅度 A_{ik} 的周日变化、年变化和年际变化。从图 1 中可以看出, WN1 在夏冬两季强度很大并能维持到子夜, 而在春秋分前后则比较弱, 持续时间只有 2, 3 h。纵观全年, WN1 在 0500 LT 左右开始显著增强; 夏季在 0700 LT 附近迅速达到极大值, 之后慢慢减弱, 又在 1800 LT 前后增强(称为日落增强), 且增强的幅值要超过之前的极大值, 冬季幅度的最大值一般出现在 1000~1400 LT 之间。

WN2 的增强呈现出比较明显的季节变化, 主要体现在冬季到夏季这一时期中。冬季, 幅度的增强开始于 0500 LT 并迅速达到最大值, 在 1500 LT 前后几乎消失, 随后又在 1700 LT 出现, 并于 2000 LT 再次达到极大值, 且能一直持续到子夜, 因此冬季的 WN2 也存在日落增强现象; 春季, WN2 则是在 0800 LT 左右开始增强, 之后与冬季的变化类似, 只是幅度稍小一些; 夏季, WN2 增强的起始时间推迟到大约 1000 LT, 一般持续到 1500 LT, 也观察到日落增强现象, 但子

夜前就会消失。秋季的 WN2 最弱, 持续时间也最短。

WN3 在至点前的 2 个月内非常显著, 它通常在 1000 LT 开始增强, 在 1500~1900 LT 到达极大, 夏季能维持到子夜, 冬季则一般只持续到 2000 LT。需要指出的是, 冬季中, WN3 在凌晨 0500 LT 左右也会出现一个比较明显的增强, 但要弱于它的极大值。WN3 在分点季节比较弱。

WN4 出现在晚春、夏季和秋季, 而在冬季和早春则几乎消失。在夏季和秋季, 它开始于临近中午的时候, 在下午和傍晚变得很强, 一直持续到午夜甚至第二天清晨。在晚春相对较弱, 主要在日落前后出现, 这与 Wan 等人^[6]的结论一致。

上述讨论一方面验证了 Wan 等人^[6]关于 WN4 的研究结果, 另一方面也将分析的对象扩展到了其他波数谱成分中。通过比较不同波数谱成分的幅度大小、周日变化、年变化和年际变化, 我们发现, 除了 WN4 之外, WN3 是电离层经度变化波数谱中又一重要的成分。图 1 中, WN3 的变化显著依赖于地方时、季节和年份。本文推测 WN3 的出现也与大气潮汐的作用相关, 为此, 我们将 ITEC 进一步分解为了“潮汐模”的形式。

图 2 给出了 ITEC 各“潮汐模”的频谱。电离层经度变化波数谱成分的波数 k 与各“潮汐模”的频率和波

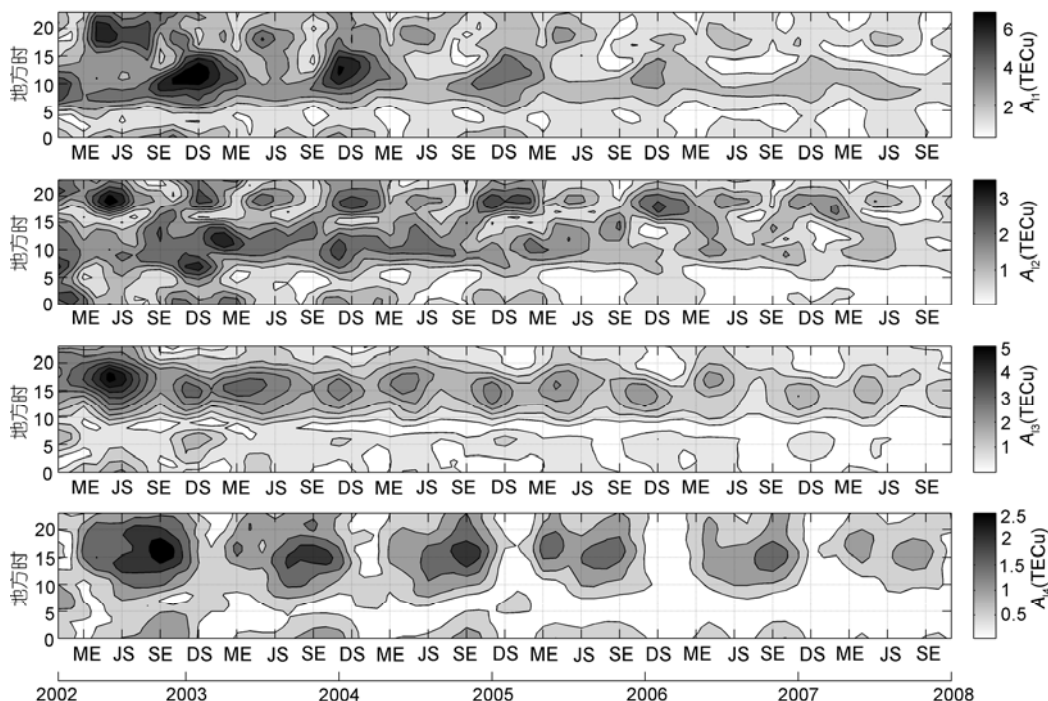


图 1 电离层经度变化波数谱成分幅度 A_{ik} 的周日变化、年变化和年际变化图像

(a)~(d)分别是 WN1, WN2, WN3 和 WN4. ME, JS, SE 和 DS 分别表示春分, 夏至, 秋分, 冬至, 下同

数满足: $k=|n-s'|$. 从图 2(a)中可以看到, $ITEC_{DE3}$ 在 WN4 所有成分中最强; WN3 各成分中, $ITEC_{DE2}$ 幅值要明显超过 $ITEC_{SE1}$ 和 $ITEC_{DW1}$. 图 2(b), (c)则分别是“周日潮汐”与“半日潮汐”波数谱的年变化. $ITEC_{DE2}$ 的幅度在晚春、夏季以及冬季比较强, 在早春和秋季比较弱, 这与 WN3 的年变化基本是一致的, 也从另一个角度说明了 WN3 主体便是 $ITEC_{DE2}$.

图 3 给出了 $ITEC_{DE3}$ 幅度 A_{DE3} 的年变化和年际变化, 在夏季和秋季 $ITEC_{DE3}$ 的幅度较大, 春季则相对较弱, 而冬季幅值很小, 几乎消失. 图 4 中 $ITEC_{DE2}$ 的幅度在晚春, 夏季以及冬季比较强, 在早春和秋季比较弱, 这与 WN3 年变化基本一致. 以上分析进一步表明 $ITEC_{DE3}$ 和 $ITEC_{DE2}$ 分别是 WN4 和 WN3 的主要成分.

综上可知, 电离层 ITEC 的“DE3 模”、“DE2 模”(即 $ITEC_{DE3}$, $ITEC_{DE2}$) 分别在 WN4 和 WN3 的变化中起主要作用, 因此, 本文对 ITEC 的“潮汐模”与相应的大气潮汐模式进行了对比, 以寻找二者之间的联系.

2.2 大气潮汐

由 2.1 节可知, WN3 与 WN4 在电离层经度变化波数谱中具有显著的周日变化、季节变化、年变化和年际变化现象, 二者分别以“DE2 模”、“DE3 模”为主要成分, 考虑到电离层与大气潮汐的相互作用, 本节将集中讨论大气潮汐的 DE2 模与 DE3 模. 图 5(a), (b)

分别给出了 DE2 和 DE3 潮汐的幅度随纬度和月份的变化. 图 5(a)中, 上图描述的是纬向分量 U_{DE2} 的变化, 下图则是子午分量 V_{DE2} 的变化. U_{DE2} 的峰值通常出现在每年的夏至与冬至之前, 一般集中在 20°N 地区, 而在南半球的分布规律性不强. 在夏至和冬至, V_{DE2} 峰值通常集中于赤道带上; 在春分, 分布于 10°S 左右; 在秋分, 则出现在 30°S 附近. 图 5(b)中, 上图是纬向分量 U_{DE3} 的变化, 下图是子午分量 V_{DE3} 的变化. 在夏季与秋季, U_{DE3} 幅度在 $\pm 20^{\circ}$ 纬度范围内都非常强, 其峰值位于赤道附近; 在晚春, U_{DE3} 相对较弱, 在冬季和早春则近乎消失. V_{DE3} 与 U_{DE3} 差别较大, 它一般出现在秋季, 冬季和春季, 在夏季很弱, 幅度要远小于 U_{DE3} .

有学者认为, 在对流层中激发的 DE3 潮汐模向上传播到电离层 E 区, 影响发电机区并调制电离层电场, 这一效应沿磁力线映射到 F 区, 引起了电离层 WN4 现象^[17,18,2,22]. 比较图 1 与 5(b), WN4 的年变化和年际变化同 U_{DE3} 极为相似, 与 Wan 等人^[19]的结论一致. 结合图 1 和 5(a), 作为另一个重要的波数谱成分 WN3, 它的年变化和年际变化同 U_{DE2} 在北半球的变化比较近似, 因此我们推测 WN3 可能与 U_{DE2} 的向上传播密切相关. Häusler 和 Lühr^[15]发现 100 与 400 km 两个高度上 DE2 纬向风分量的年变化具有相似性, 提出大气潮汐可以向上传播到电离层 F 区. 因此, 本文认为大气潮汐 DE2 的纬向风分量的向上传播也可

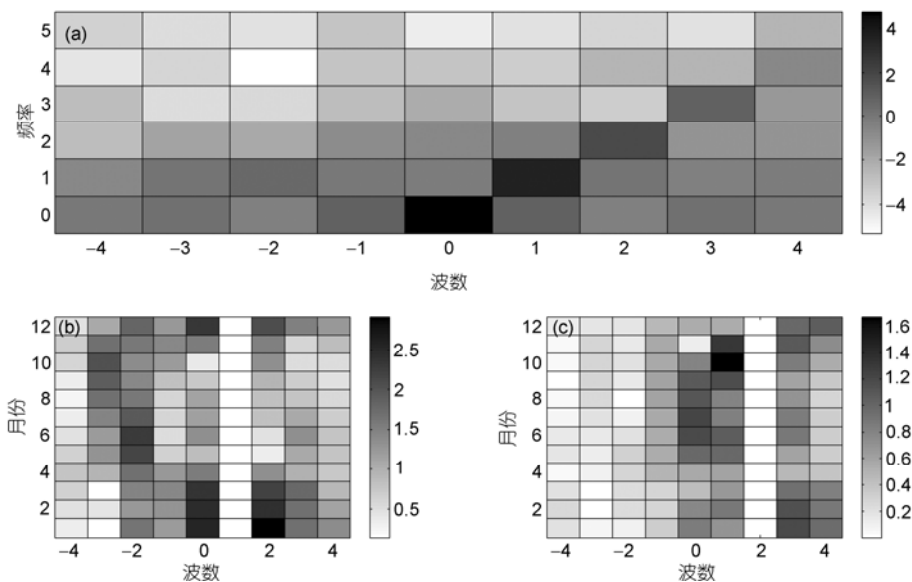


图 2 ITEC 各“潮汐模”的频谱图(a)、“周日潮汐”的波数谱(b)和“半日潮汐”的波数谱(c)

图中的空白是由于我们去除了“迁移潮汐”成分的干扰

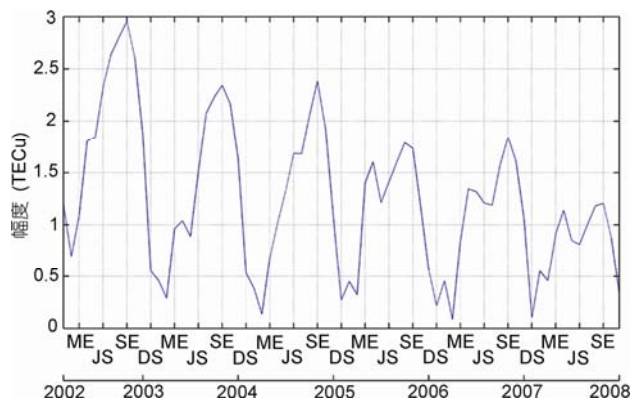


图 3 ITC_{DE3} 幅度的年变化和年际变化

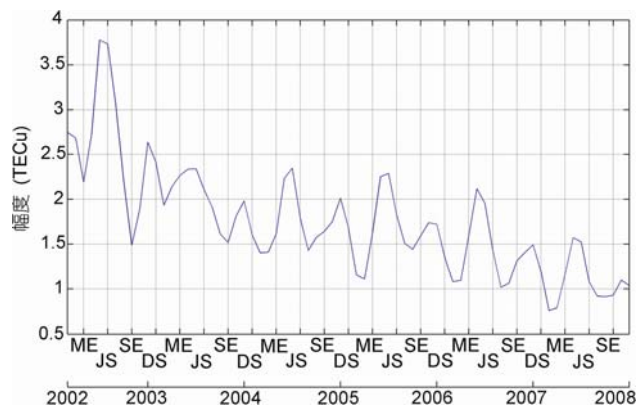


图 4 ITC_{DE2} 幅度的年变化和年际变化

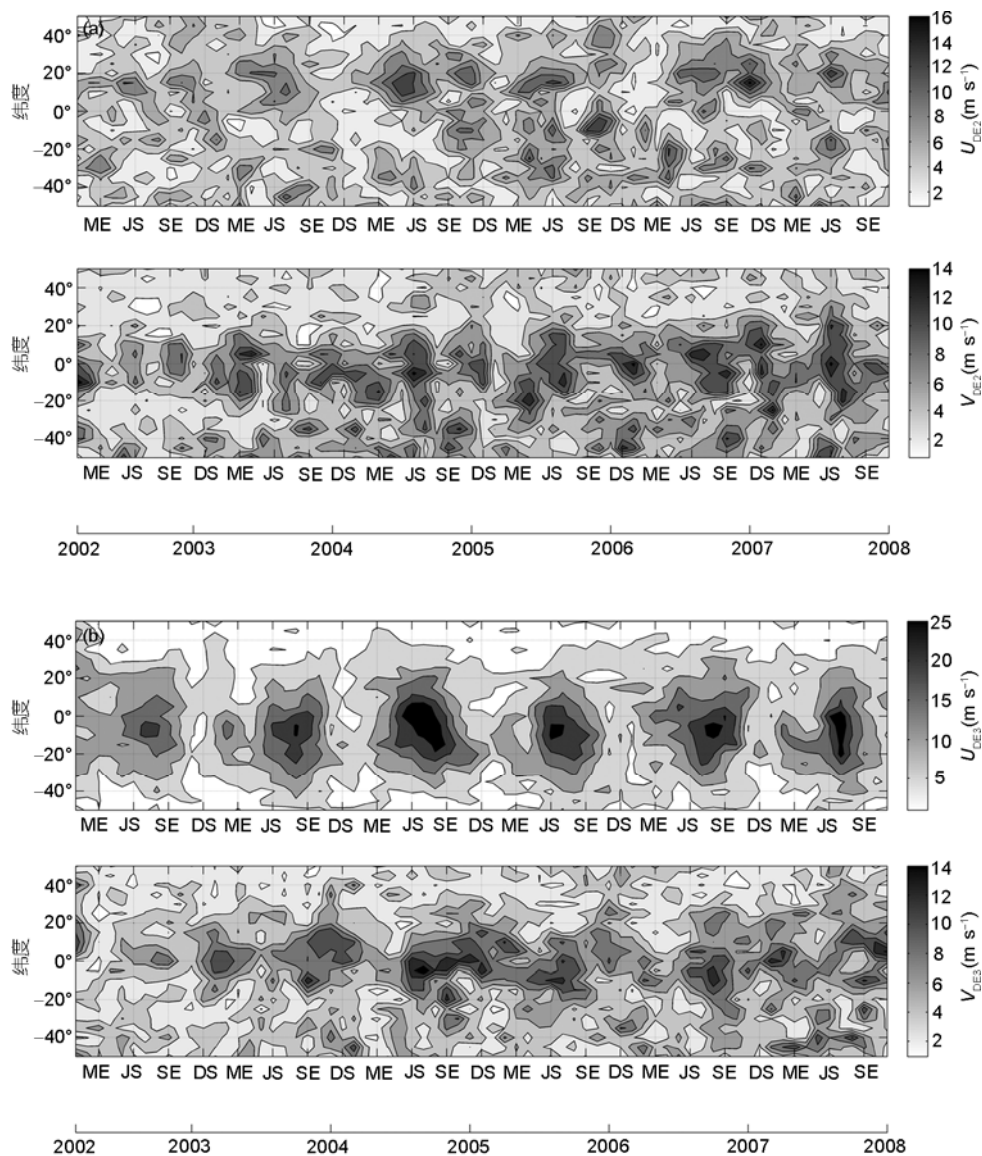


图 5 大气潮汐风场幅度的纬度变化、年变化和年际变化

(a) DE2, (b) DE3. U 表示纬向分量, V 表示子午分量

能是引起电离层 WN3 结构的重要因素.

2.3 电离层“潮汐模”与大气潮汐的复相关分析

2.1 和 2.2 节的讨论表明, 电离层 WN3, WN4 结构的主要成分分别为 $ITEC_{DE2}$ 和 $ITEC_{DE3s}$, 而 WN3, WN4 的年变化和年际变化分别与大气潮汐模 DE2, DE3 纬向风分量的变化比较一致, 故本文应用 Wan 等人^[19]的复相关分析方法对电离层“潮汐模”与大气潮汐的做了相关性研究, 复相关系数定义为

$$\left\{ \begin{aligned} R_{IU}(t, \varphi) &= A_{IU}(t, \varphi) e^{i\Phi_{IU}(t, \varphi)} \\ &= \frac{\langle A_I(t, d) A_U(\varphi, d) e^{i(\Phi_I(t, d) - \Phi_U(\varphi, d))} \rangle_d}{\sqrt{\langle A_I^2(t, d) \rangle_d \langle A_U^2(\varphi, d) \rangle_d}} \\ R_{IV}(t, \varphi) &= A_{IV}(t, \varphi) e^{i\Phi_{IV}(t, \varphi)} \\ &= \frac{\langle A_I(t, d) A_V(\varphi, d) e^{i(\Phi_I(t, d) - \Phi_V(\varphi, d))} \rangle_d}{\sqrt{\langle A_I^2(t, d) \rangle_d \langle A_V^2(\varphi, d) \rangle_d}} \end{aligned} \right. , \quad (7)$$

以 d 为下标的尖括号是数学期望的算符, 可以近似认为是时间域 d 上的平均值; R_{IU} 和 R_{IV} 是 $ITEC_{WNk}$ 和 U_{DEs} , V_{DEs} 的复相关系数, 它们也可以用各自的幅度 A_{IU} , A_{IV} 和相位 Φ_{IU} , Φ_{IV} 表示.

我们对 ITEC 的“潮汐模”与大气潮汐风场做类似的复相关分析, 只需将公式(7)中 ITEC 各波数谱谐波成分的幅度相位以它的各“潮汐模”的幅度相位替换即可.

Wan 等人^[19]的研究表明 WN4 同 U_{DE3} 的相关程度很高, 而与 V_{DE3} 的相关性则要弱得多, 这说明 WN4 的年变化主要受 DE3 的纬向风分量影响, 而与子午风分量关系不大. 在本文中, 我们利用复相关分

析的方法重现了这一结论, 如图 6. 图 6(a) 反映的是 WN4 同 U_{DE3} 复相关系数幅度的变化, 因为 WN4 依赖于地方时, 而 U_{DE3} 模依赖于纬度, 所以它们的复相关系数必然是地方时与纬度的函数.

本文在提取了电离层经度变化波数谱成分的基础上, 将 ITEC 进一步分解为“潮汐模”的形式(2.1 节), 从而可以通过研究电离层“潮汐模”与大气潮汐的相关性, 讨论大气潮汐对电离层 WN3, WN4 机构的影响机理. 图 7 给出了 WN4 主要成分“DE3”模和“SE2”模与大气潮汐的相关关系. 图 7(a)表明电离层 $ITEC_{DE3}$ 与 DE3 纬向风分量之间的相关程度比较高, 从 30°S 到 30°N, 复相关系数的幅度大约维持在 0.8 左右. 图 7(b)说明子午风分量对 $ITEC_{DE3}$ 模影响不大, 最大值相关系数也不到 0.6. 图 7(c)和(d)给出了电离层“SE2”模与 SE2 大气潮汐风场分量之间的相关程度, 可以看到电离层“SE2”模同 SE2 潮汐模式相关性很低. 由此可知, 在 WN4 中, $ITEC_{DE3}$ 起主要作用, 因此 U_{DE3} 与 WN4 的一致性恰恰是缘于 U_{DE3} 与 $ITEC_{DE3}$ 的相关性.

图 8 给出了 WN3 主要成分 $ITEC_{DE2}$ 与大气潮汐模式的相关关系. 从图 8 中可以看出, $ITEC_{DE2}$ 与 U_{DE2} 的复相关系数幅度在北半球能维持在 0.6~0.8, 与其他的潮汐模之间的相关程度都比较低, 这说明了 $ITEC_{DE2}$ 主要受 U_{DE2} 模的影响. 同时, 从图 9 中也可以发现 $ITEC_{DW4}$ 和 U_{DE2} 在北半球的相关性比较高. $ITEC_{DE2}$, $ITEC_{DW4}$ 与 U_{DE2} 的相关性在北半球的中低纬地区比较大, 而在南半球很小的现象称为南北不对称性. 图 5(a)中, U_{DE2} 在北半球的年变化和年际变

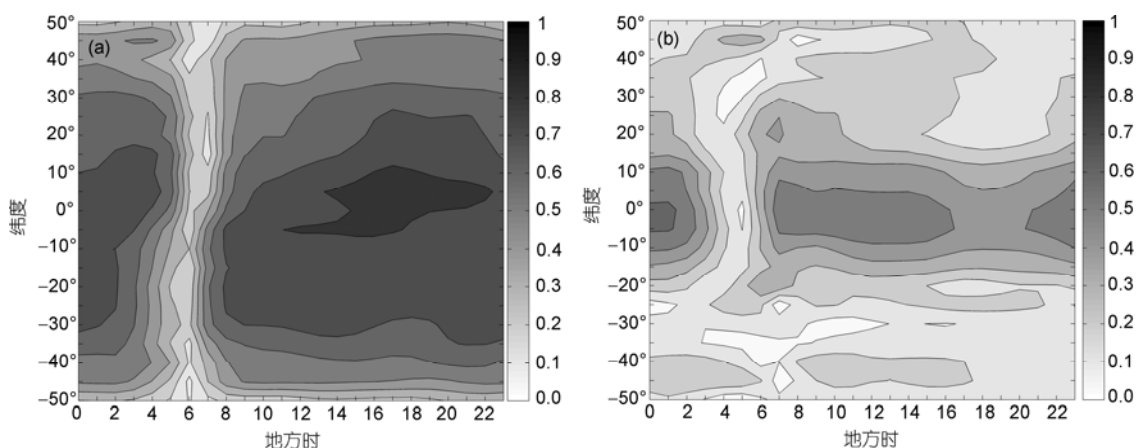


图 6 $ITEC_{WN4}$ 与 DE3 模复相关系数的幅度变化

(a) 纬向风分量 U , (b) 子午风分量 V

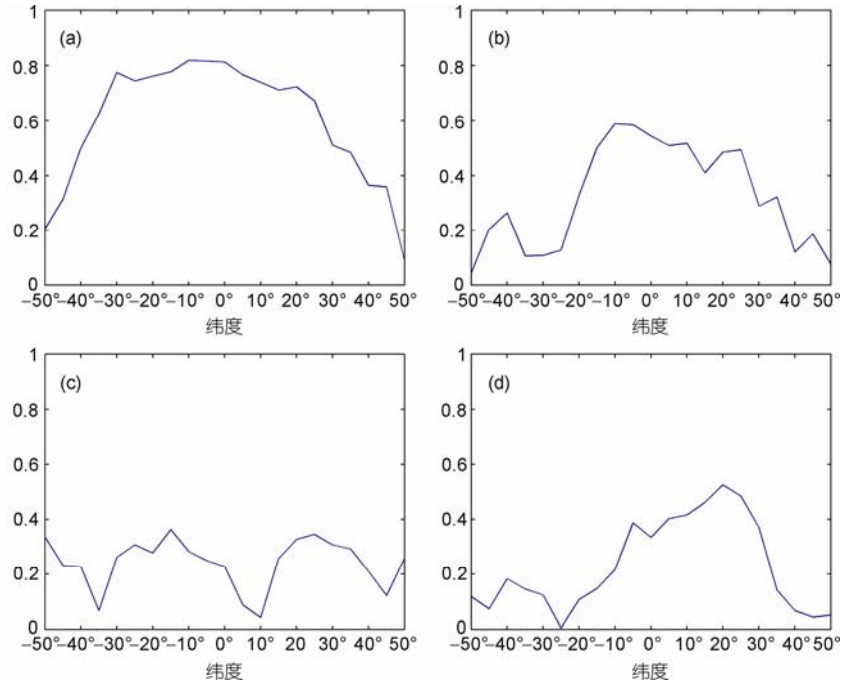


图 7 电离层“潮汐模”与大气潮汐模的复相关系数随纬度的变化

(a), (b) 分别是 $ITEC_{DE3}$ 与 U_{DE3} , V_{DE3} 复相关系数的幅度; (c), (d) 分别是 $ITEC_{SE2}$ 与 U_{SE2} , V_{SE2} 复相关系数的幅度

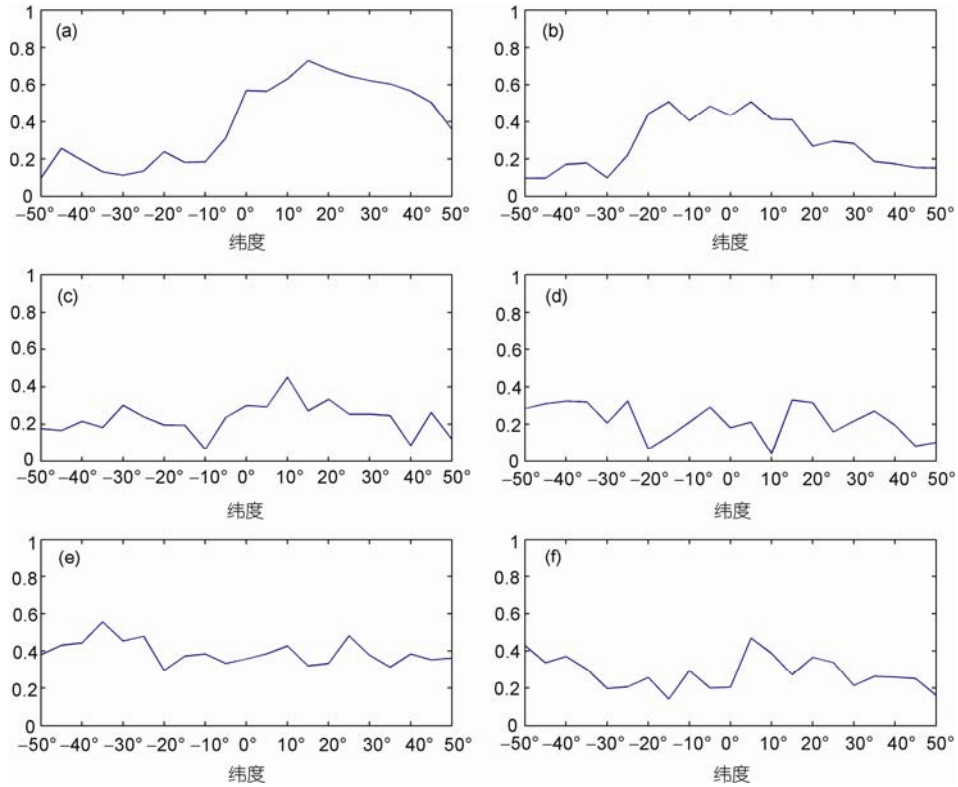
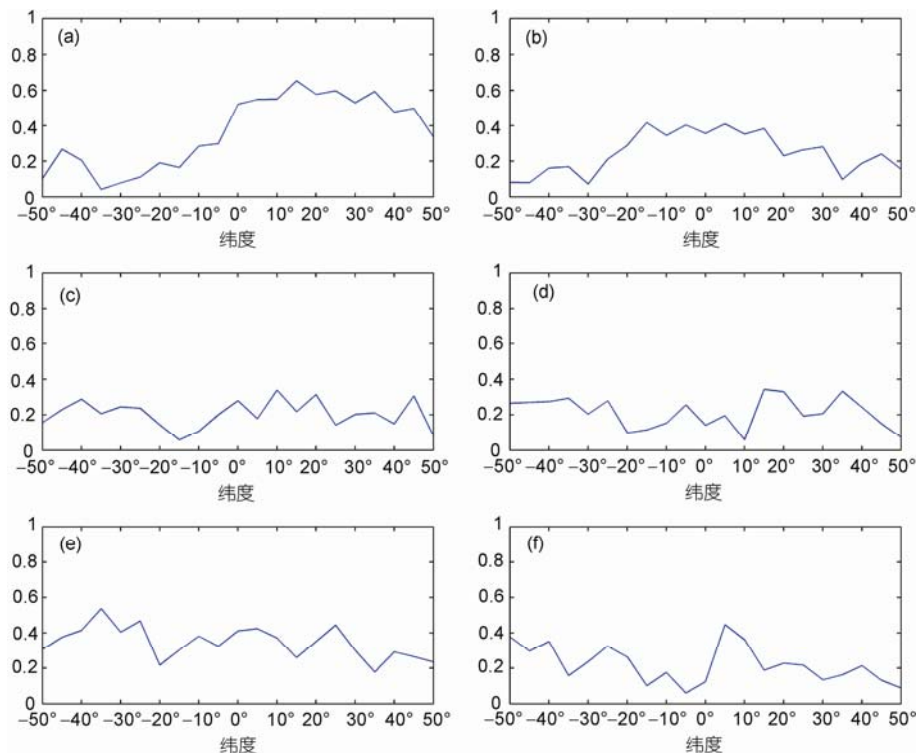


图 8 $ITEC_{DE2}$ 与大气潮汐模式的相关关系

(a), (c), (e) 显示的是 $ITEC_{DE2}$ 分别与 U_{DE2} , U_{DW4} , U_{SE1} 的复相关系数幅度; (b), (d), (f) 则是 $ITEC_{DE2}$ 同 V_{DE2} , V_{DW4} , V_{SE1} 的复相关系数幅度

图9 $ITEC_{DE4}$ 与大气潮汐模式的相关关系

(a), (c), (e)显示的是 $ITEC_{DE4}$ 分别与 U_{DE2} , U_{DE4} , U_{SE1} 的复相关系数幅度; (b), (d), (f)则是 $ITEC_{DE4}$ 同 V_{DE2} , V_{DE4} , V_{SE1} 的复相关系数幅度

化同 WN3(图1)及 $ITEC_{DE2}$ (图4)的年变化和年际变化类似, 这与复相关分析的结论是一致的。

对于电离层经度变化波数谱成分与潮汐风场的相关性, Immel 等的解释为: 中性风与电离层 E 区相互作用形成 E 区发电机, 在向阳侧产生一个东向电场. 这些电场沿磁力线向上映射到 F 区, 在磁赤道产生 $E \times B$ 的垂直向上漂移, 从而调制 F 区的电子浓度分布^[17]. Wan 等人^[19]也对这一机制做了分析说明. 另一种观点中, Häusler 和 Lühr^[15]认为潮汐风场可能传播到高热层中, 从而与高热层相互耦合. Oberheide 和 Forbes^[23]指出 CHAMP 观测到的 DE3 模有 50% 都可能是对流层潮汐直接向上传播的结果. 本文中, 一方面, 我们发现电离层经度变化波数谱成分 WN3, WN4 的年变化和年际变化分别与大气潮汐模 DE2, DE3 纬向风分量的变化相一致; 另一方面电离层“潮汐模” $ITEC_{DE2}$, $ITEC_{DE3}$ 分别与 U_{DE2} , U_{DE3} 存在比较好的相关性. 这些说明 DE2, DE3 潮汐风场可能传播到电离层中, 并与之发生相互作用, 从而引起了 WN3, WN4 现象. 但这并不能否定前一种观点的合理性, 对此, 我们还需要进一步的研究。

3 结论

本文分析了电离层经度变化波数谱、由其进一步分解得到的“潮汐模”以及 DE2, DE3 大气潮汐的年变化和年际变化, 重点研究了 WN3, WN4 以及电离层各“潮汐模”同大气潮汐风场的相关性, 其结论如下。

(1) 电离层经度变化波数谱成分 WN3, WN4 的年变化和年际变化与 DE2, DE3 大气潮汐纬向风分量的变化具有一致性. WN3 的年变化和年际变化与 U_{DE2} 在北半球的年变化和年际变化比较类似, 它们都是在晚春、夏季和冬季比较强, 而在早春和秋季比较弱. WN4 则与 U_{DE3} 的变化几乎一致, 都是在北半球的夏季和秋季很强, 春季较弱, 冬季则几乎消失. WN3 与 WN4 与大气潮汐子午风分量的年变化和年际变化的差异较大。

(2) 电离层 WN3 中的“DE2”模是主要成分, 二者的年变化和年际变化很相似; WN4 中则主要是“DE3”模. 电离层“潮汐”模主要受到大气潮汐纬向分量的调制: $ITEC_{DE2}$ 与 U_{DE2} 的相关性在北半球比较大, 有明显的南北不对称性; $ITEC_{DE3}$ 与 U_{DE3} 在 $30^{\circ}S \sim 30^{\circ}N$ 之间有较大的相关系数. $ITEC_{DE3}$, $ITEC_{DE3}$ 同大气潮

汐子午风分量的相关程度比较低.

因此本文认为电离层的 WN3 与 WN4 是由大气潮汐的 DE2 和 DE3 模式所引发, 可能与它们向上传

播有关, 尤其与纬向风 U 分量的相关性比较好. 在今后的工作中, 还需要对 WN3 以及大气潮汐的调制机理做进一步研究.

致谢 JPL-GIMs 下载自 <ftp://cddis.gsfc.nasa.gov>; TIDI 数据下载自 <http://timed.hao.ucar.edu/tidi>.

参考文献

- 1 Sagawa E, Immel T J, Frey H U, et al. Longitudinal structure of the equatorial anomaly in the nighttime ionosphere observed by IM-AGE/FUV. *J Geophys Res*, 2005, 110: A11302
- 2 England S L, Immel T J, Sagawa E, et al. Effect of atmospheric tides on the morphology of the quiet time, postsunset equatorial ionospheric anomaly. *J Geophys Res*, 2006, 111: A10S19
- 3 Lin C H, Wang W, Hagan M E, et al. Plausible effect of atmospheric tides on the equatorial ionosphere observed by the FORMOSAT-3/COSMIC: Three-dimensional electron density structures. *Geophys Res Lett*, 2007, 34: L11112
- 4 Lin C H, Hsiao C C, Liu J Y, et al. Longitudinal structure of the equatorial ionosphere: Time evolution of the four-peaked EIA structure. *J Geophys Res*, 2007, 112: A12305
- 5 Scherliess L, Thompson D C, Schunk R W. Longitudinal variability of low-latitude total electron content: Tidal influences. *J Geophys Res*, 2008, 113: A01311
- 6 Wan W, Liu L, Pi X, et al. Wavenumber-4 patterns of the total electron content over the low latitude ionosphere. *Geophys Res Lett*, 2008, 35: L12104
- 7 Hartman W A, Heelis R A. Longitudinal variations in the equatorial vertical drift in the topside ionosphere. *J Geophys Res*, 2007, 112: A03305
- 8 Kil H, Oh S-J, Kelley M C, et al. Longitudinal structure of the vertical $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ drift and ion density seen from ROCSAT-1. *Geophys Res Lett*, 2007, 34: L14110
- 9 Kil H, Talaat E R, Oh S-J, et al. Wave structures of the plasma density and vertical $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ drift in low-latitude F region. *J Geophys Res*, 2008, 113: A09312
- 10 Ren Z, Wan W, Liu L, et al. Intra-annual variation of wave number 4 structure of vertical $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ drifts in the equatorial ionosphere seen from ROCSAT-1. *J Geophys Res*, 2009, 114: A05308
- 11 Huang C-S, Rich F J, Beaujardiére O D L, et al. Longitudinal and seasonal variations of the equatorial ionospheric ion density and eastward drift velocity in the dusk sector. *J Geophys Res*, 2009, doi: 10.1029/2009JA014503
- 12 Ren Z, Wan W, Liu L, et al. Longitudinal variations of electron temperature and total ion density in the sunset equatorial topside ionosphere. *Geophys Res Lett*, 2008, 35: L05108
- 13 Häusler K, Lühr H, Rentz S, et al. A statistical analysis of longitudinal dependences of upper thermospheric zonal winds at dip equator latitudes derived from CHAMP. *J Atmos Sol Terr Phys*, 2007, 69: 1419–1430
- 14 Lühr H, Häusler K, Stolle C. Longitudinal variation of F region electron density and thermospheric zonal wind caused by atmospheric tides. *Geophys Res Lett*, 2007, 34: L16102
- 15 Häusler K, Lühr H. Nonmigrating tidal signals in the upper thermospheric zonal wind at equatorial latitudes as observed by CHAMP. *Ann Geophys*, 2009, 27: 2643–2652
- 16 Liu H, Yamamoto M, Lühr H. Wave-4 pattern of the equatorial mass density anomaly: A thermospheric signature of tropical deep convection. *Geophys Res Lett*, 2009, 36: L18104
- 17 Immel T J, Sagawa E, England S L, et al. Control of equatorial ionospheric morphology by atmospheric tides. *Geophys Res Lett*, 2006, 33: L15108
- 18 Hagan M E, Maute A, Roble R G, et al. Connections between deep tropical clouds and the Earth's ionosphere. *Geophys Res Lett*, 2007, 34: L20109
- 19 Wan W, Xiong J, Ren Z, et al. Correlation between the ionospheric WN4 signature and the upper atmospheric DE3 tide. *J Geophys Res*, 2010, doi: 10.1029/2010JA015527
- 20 Mannucci A J, Wilson B D, Yuan D N, et al. A global mapping technique for GPS-derived ionospheric total electron content measurements. *Radio Sci*, 1998, 33: 565–582
- 21 Iijima B A, Harris I L, Ho C M, et al. Automated daily process for global ionospheric total electron content maps and satellite ocean altimeter ionospheric calibration based on Global Positioning System data. *J Atmos Sol Terr Phys*, 1999, 61: 1205–1218
- 22 Pedatella N M, Forbes J M, Oberheide J. Intra-annual variability of the low-latitude ionosphere due to nonmigrating tides. *Geophys Res Lett*, 2008, 35: L18104
- 23 Oberheide J, Forbes J M. Tidal propagation of deep tropical cloud signatures into the thermosphere. *Geophys Res Lett*, 2008, 35: L04816