科学通报 2020 年 第 65 卷 第 14 期: 1320 ~ 1335
专题: “鸿鹄专项”中的行星科学研究 评 述
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS

高层大气建模: 从地球到行星

任志鹏[1,2,3,4]

1. 中国科学院地质与地球物理研究所, 中国科学院地球与行星物理重点实验室, 北京 100029;
2. 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;
3. 中国科学院地球科学研究院, 北京 100029;
4. 中国科学院大学地球与行星科学学院, 北京 100049

E-mail: zpren@mail.iggcas.ac.cn

2019-12-09 收稿, 2020-01-18 修回, 2020-01-20 接受, 2020-04-08 网络版发表
中国科学院A类战略性先导科技专项(XDA17010404, XDA17010201)和国家自然科学基金(41874179, 41674158)资助

摘要 地球和行星的高层大气作为大气圈与空间环境的过渡区, 是大气科学和空间科学的交叉研究领域. 高层大气理论模式及其数值模拟可以突破实验观测的限制, 又能够比理论分析更为全面细致地重现高层大气的各种物理和化学过程, 在高层大气的研究中表现出独特的优势, 也一直是国际高层大气研究热点之一. 虽然地球高层大气和其他行星高层大气存在差异, 但它们之间有着密切的联系, 因此大多数的行星高层大气理论模式都是以地球高层大气理论模式为基础开发的. 本文聚焦于地球和行星高层大气理论模式, 对目前国内外主流的地球和行星高层大气理论模式的发展历史及其性能进行了系统介绍.

关键词 高层大气, 大气环流模型, 电离层, 空间环境, 行星, 鸿鹄专项

地球的高层大气一般是指从海拔85 km左右的中间层顶到约1000 km高度之间的高空大气区域. 高层大气不仅包含有中性大气成分, 还包含一定量由中性大气电离而成的等离子体成分, 传统学界习惯把高层大气的中性部分称为热层, 而把其中的电离成分称为电离层. 在高层大气区域内, 电离层与热层相互作用、相互耦合, 形成了一个复杂的耦合统一体, 因此也可以称高层大气为电离层与热层耦合系统. 作为中性成分与等离子体的复合体, 高层大气与其他大气圈层存在明显差异.

高层大气不但保护着地球不受太阳辐射和高能粒子的破坏, 同时还是人类进行无线电通信和探索太空的重要区域. 在航天时代, 高层大气作为人类空间活动的主要环境更是有着特殊的重要性. 电离层对无线通信和GNSS导航定位有显著影响; 绝大部分的空间飞行器(低轨航天器), 如空间站、资源遥感卫星、太阳同步气象卫星和航天飞机等, 都基本运行在高层大气区域. 因此这些飞行器的寿命和轨道稳定性都依赖于热层中性大气密度及其变化. 太阳活动、地磁活动都能够引起高层大气的剧烈扰动(如电离层暴/热层暴等), 将严重影响人类对空间环境的利用, 对航天活动、地面技术系统产生巨大影响. 因此我们需要对高层大气的变化特征进行研究.

探测是研究高层大气的重要手段. 利用电离层垂直测高仪、流星雷达、相干散射雷达、非相干散射雷达、卫星和火箭等探测手段进行的地球和其他行星高层大气(电离层和热层)观测已取得了大量成果, 极大地丰富了我们对高层大气的认识. 然而, 由于观测在参数覆盖性和时空覆盖性方面的限制, 观测并不能完全解决高层大气(特别是其他行星的高层大气)研究中所遇

引用格式: 任志鹏. 高层大气建模: 从地球到行星. 科学通报, 2020, 65: 1320–1335
Ren Z P. Upper atmosphere modeling: From Earth to Planet (in Chinese). Chin Sci Bull, 2020, 65: 1320–1335, doi: 10.1360/TB-2019-0803

© 2020《中国科学》杂志社

到的各种问题. 进一步深入研究高层大气系统中各种相互作用过程的特性, 揭示该系统中各种现象的形成机理, 是学科发展的亟需, 也是空间物理学和空间天气研究中一个极富挑战性的难题. 解决这一难题, 有赖于对高层大气的实验观测、理论分析和数值模拟等综合研究工作. 其中, 高层大气数值模拟以及作为其基础的高层大气理论模式可以突破实验观测的限制, 又能够比理论分析更为全面细致地重现高层大气的各种物理和化学过程, 在高层大气的研究中具有独特的优势, 一直起着重要作用. 目前, 各种高层大气理论模式已成为定量分析研究高层大气系统结构和动力学过程不可缺少的重要手段.

1 高层大气特性

高层大气自身的物理和化学特性是高层大气建模的基础, 也直接决定了高层大气模型与中低层大气模型间的异同. 由于受到太阳紫外加热的影响, 高层大气(热层)通常是大气层最热的区域(如地球的高层大气白天通常能达到1000°C以上), 该区域中性温度随高度增加而升高, 在达到一定高度后(地球约为300 km)基本不再随高度变化. 高层大气的基本结构和变化特征受到一系列外部能量/动量源的控制, 如太阳EUV和UV辐射、极区高能粒子沉降、磁层等离子体对流、由中低层大气上传到高层大气的各种大气波动等. 这些外部能量/动量源会对高层大气进行加热, 造成高层大气内各种成分的电离和分解, 进而驱动高层大气的全球风场, 改变高层大气的中性和等离子体成分. 高层大气表现出很多与中低层大气类似的性质. 如, 其密度在重力的作用下随着高度的增加而指数衰减, 形成垂直分层结构. 但也表现出很多与中低层大气迥异的性质, 很多在中低层大气中成立的物理近似会在高层大气中失效. 如, 热层的强烈的昼夜温度变化驱动了热层巨大的水平压力梯度, 破坏了在中低层大气普遍适用的地转风近似, 使得压力梯度力成为热层风场主要的驱动力, 并进而驱动了强烈的热层水平风场.

高层大气与中低层大气的一个重要差异是大气化学成分及其变化规律的差异. 以地球为例, 在湍流混合作用较强的地球中低层大气区域, 大气处于均匀混合态, 大气的主要化学成分为氮气分子和氧气分子, 且其相对含量基本不随高度变化. 而在地球热层高度, 由于湍流混合作用随着高度的增加而持续削弱, 地球热层大气的中性化学成分在重力和扩散作用下也形成了明显的垂直分层结构, 会随着高度发生明显的变化. 在地球湍流层顶(地球约为110 km)以下湍流混合作用较强的热层底部, 中性大气的主要成分与地球中低层大气相同, 都是氮气分子和氧气分子, 而氧气分子在太阳UV辐射的光化学作用下分解形成的氧原子的含量也随着高度增加而逐步升高. 在110 km以上, 湍流混合作用相对削弱, 中性大气的各种不同成分在重力和扩散作用下根据各自的分子量开始逐步分离, 氧原子逐步成为主要的地球热层大气成分, 并在约250 km以上高度成为主导性的地球中性大气化学成分. 而在更高的高度, 氦原子和氢原子开始占据主导. 图1为MSIS热层经验模型给出的一个典型的地球赤道白天的不同中性化学成分大气密度的平均剖面. 热层大气化学成分的高度变化引起了一系列与成分相关的物理量也表现出明显的高度变化. 如, 在中低层大气中近似为常量的大气比热容, 在热层高度不再是常量, 而会随着大气化学成分的变化而变化.

高层大气与中低层大气的另一个主要差异就是其中等离子体(电离层)的存在. 由于太阳极紫外线和X射线以及源于磁层的高能沉降粒子的作用, 中高层大气会部分电离, 形成由大量正离子、负离子和自由电子组成的电离层. 与中层大气重叠的电离层部分通常密度很低, 对中层大气过程几乎没有影响. 但是, 电离层和热层都是高层大气的主要部分, 并通过高层大气系统内的化学过程、动力学过程、热力学过程和电动力学过程等紧密耦合在一起.

(1) 在化学过程方面. 热层中性成分作为主要的电

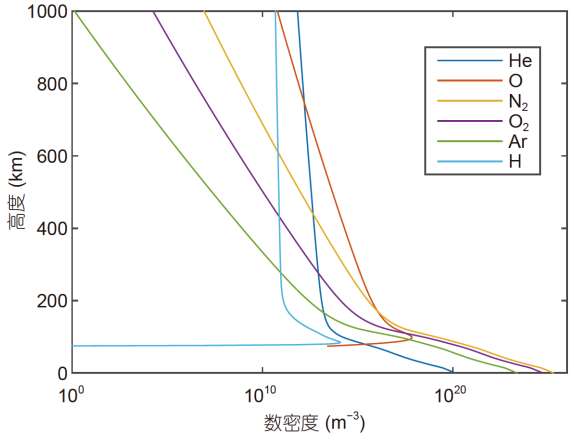


图 1 典型的地球赤道白天的不同中性化学成分大气密度的平均剖面

Figure 1 The altitudinal profiles of atmospheric density of different neutral chemical components

离源, 受到太阳辐射和高能粒子的作用而被电离, 进而形成电离层中的离子和电子, 不但从源头决定了电离层等离子体的成分和产生率, 同时中性成分还通过参与化学反应进一步调节电离层离子密度和离子成分; 而电离成分通过化学反应与中性成分相互作用, 也通过影响中性成分的化学循环过程, 改变了热层中性大气的成分和密度.

(2) 在热力学过程方面. 离子和电子的大部分冷却机制都受到中性成分的调节, 而它们的加热机制也受到中性背景的影响; 离子化学反应放热和中性成分在与电子/离子碰撞过程中伴随的能量吸收也是热层中性大气极为重要的热源; 特别是, 高层大气吸收外部(太阳、磁层等)能量的过程, 通常都必须是电离层和热层同时参与才能完成.

(3) 在动力学过程方面. 中性成分和离子通过碰撞相互影响了对方的动力学特征; 中性风的运动驱动了等离子体的场向运动, 进而改变了等离子体动力学和密度分布; 而离子通过在平行和垂直于磁场的方向上对中性成分施加离子曳力, 影响中性动力学, 并成为热层中性风场的主控因素之一.

(4) 在电动力学过程(如地球的电离层发电机过程)方面. 地球的电离层发电机过程通过激发电离层电场, 显著影响了地球电离层/热层系统的电动力学过程, 地球中低纬电离层电场就直接受控于电离层发电机效应, 而地球电离层发电机是地球高层大气中性风、中性成分、电离成分和地磁场通过相互作用共同驱动的; 电离层电场直接驱动了等离子体漂移, 影响了等离子体密度分布, 并能够激发电离层不规则体; 电离层电场也通过焦耳加热和离子曳力直接影响了热层中性成分的温度、密度、成分和风场; 电离层发电机过程还通过沿磁力线的映射过程, 把高层大气底部和上部联系起来, 实现了高层大气内部能量和动量的垂直传输.

总而言之, 电离层和热层通过高层大气系统内一系列复杂的物理和化学过程相互作用、相互影响, 紧密耦合在一起.

高层大气还同相邻的中间层大气和磁层相互作用、相互影响, 耦合在一起. 中间层大气主要通过两条途径影响电离层/热层系统. 一方面, 通过发生在中间层-低热层区(mesosphere-lower thermosphere, MLT, 地球的相应高度为60~150 km)的湍流扩散等过程, 中层大气的能量、动量和物质进入到高层大气内部. 另一方面, 从中层大气传导到高层大气的各种大气波动, 如各种频率的大气潮汐和行星波等, 也在中低层大气与高层大气的耦合过程中扮演了重要角色. 首先, 这些波动控制了低热层中性风场, 进而通过影响地球电离层E区(与低热层区域基本重合)发电机过程调节了电离层电场, 调节后的电场沿磁力线映射到电离层/热层的各个高度, 进而显著影响了整个高层大气的动力学过程. 其次, 上传到低热层高度的这些大气波动通常会在低热层发生破碎和耗散. 在这个过程中, 它们会释放出自身携带的动量和能量, 加速和加热低热层, 并显著影响了该区域附近大气的混合与扩散. 这些机制不但显著改变了低热层的温度、成分和风场, 而且通过热层内部的各种扩散机制和黏滞作用进一步影响了整个高层大气系统, 实现了中层大气与高层大气的耦合. 通过场向电流、对流电场和粒子沉降等过程, 高层大气也和相邻的磁层发生了密切地耦合. 使磁层能量和动量以地磁高纬区为进入高层大气系统的主要通道, 源于磁层的高纬电离层电场和极光高能粒子沉降在高层大气与磁层的耦合过程中扮演了重要角色. 这一过程受到太阳风与行星际磁场的直接影响, 是整个日地空间环境耦合链中的重要一环.

2 地球高层大气建模研究历史

高层大气的以上特性直接决定了, 高层大气不能简单视为中低层大气的延伸, 高层大气模型也不能直接由中低层大气模型改进而来. 高层大气理论模式在模型设计、坐标系选择和模型算法都必须考虑到高层大气特性带来的种种限制. 因此, 高层大气理论模式经历了长期发展才逐步完备起来. 下面简介国际上高层大气理论模式的发展历史, 并介绍目前主流的高层大气理论模式.

早在20世纪60年代, 科学家们就开始研究高层大气的理论建模问题. 学界首先采用观测数据或经验模型所描述的热层三维压强场或温度场, 进而推导其他物理量的变化趋势. 如, 通过采用给定的压强分布作为动量源, Kohl和King[1]建立了最早的全球热层模式, 并证实了太阳EUV辐射驱动的热层风的存在. 然而, 这类高层大气模式受到所使用的观测数据或经验模型的限制, 无法完全做到内部的逻辑自洽, 虽然在高层大气研究中起到了重要作用但是一直没能成为高层大气模式的主流.

学界一直以发展更为自洽的高层大气理论模式为主流. 由于计算条件的限制, 早期自洽的高层大气理论

模式一般都是二维模式，只能模拟稳态的高层大气场(如风场和温度场). 然而，由于无法有效估算高层大气的纬向动量源项等关键驱动项，二维模式无法很好地模拟高层大气的地方时变化、对外界能量注入的响应特征(如高层大气对磁暴的响应)等核心时空变化特征. 此外，为了克服观测支撑的不足和实现模式的稳定运行，早期的二维模式经常采用基于猜测的(通常包含一定错误的)驱动项，且简化甚至忽略方程中的一些重要项(如科里奥利力项等), 从而严重限制了早期的研究成果的适用性. 但早期的二维模式所取得了系列成果, 为对后来三维时变模式的发展起到了重要的指导作用.

自20世纪70年代开始，学界开始采用有限差分法来发展自洽的三维时变的高层大气理论模式. 然而, 由于计算条件的限制，早期的三维模式多通过假定高层大气的水平结构或假定模式具有周期解，从而把模式简化为一个一维垂直坐标系下的微分方程来求解. 如, Lindzent和Hong[2]就基于经典潮汐理论采用该方式构建了一个高层大气潮汐理论模式. 这种研究方式虽然取得了部分研究成果，但也严重限制了该类模式的应用范围. 在20纪70年代末，随着计算机技术的不断发展，开发真正的三维时变的高层大气理论模式(也称为热层大气环流模式)才成为可能，科学家们在原有二维模式的基础上，开始发展三维时变的高层大气理论模式. 如Fuller-Rowell和Rees[3]及Dickinson等人[4]就分别独立地发展了三维时变的热层模式. 后来, 他们的模式被进一步发展为CTIPe(coupled thermosphere ionosphere plasmasphere electrodynamics model)和TIEGCM这两个目前国际上广泛认可的高层大气理论模式.

美国大气研究中心(NCAR)开发的TIEGCM模式(thermosphere-ionosphere-electrodynamics general circulation model)是目前世界上最著名的、应用最广泛的高层大气理论模式. 该模式是从NCAR早期开发的二维高层大气理论模式发端，经过近20年的持续改进而逐步发展起来的. Dickinson等人[5,6]在20世纪70年代首先利用有限差分法构建了一个二维高层大气理论模式. 在获得足够的计算条件后，Dickinson等人[4]以这个二维模式为基础, 通过给定适当的边界条件, 进一步发展了一个三维热层大气环流模式TGCM(thermosphere general circulation model). 该模式采用压力坐标系, 在垂直方向上把90~500 km分为24个等压面来求解, 模式的纬度-经度分辨率为5°×5°. 通过自洽求解热层中性大气的能量方程、动量方程和连续性方程，该模式能够模拟全球高层大气中性温度、压力和风场的分布. 该模式基于有限差分法构建，为减小计算量在水平方向上采用显格式差分，但是为保持模式稳定在垂直方向上采用隐格式差分. 该版本TGCM的主要局限在于不能自洽求解热层中性成分的分布，而是依赖高层大气经验模型提供不同中性成分的百分比含量.

为解决高层大气中性化学成分自洽计算问题，基于所提出的方法[7], Dickinson等人[8]通过在模式中引入不同大气化学成分的扩散/输运过程和化学产生/损失过程，在TGCM模式中进一步实现了3种主要成分氧原子O、氧气分子O_2和氮气分子N_2的质量百分比含量的自洽求解，进一步完善了TGCM模式. 该版本TGCM缺少自洽的电离层参数的计算，而是由电离层经验模型来提供模式运行所需的电子密度等电离层参量的分布. 该版本TGCM虽然考虑了中性氧元素的化学循环过程、太阳EUV和UV辐射加热过程以及结合了高能粒子沉降的极区焦耳加热过程[9,10]，但是对这些过程的模拟并不完备和自洽, 导致其效果相对有限.

TGCM是NCAR高层大气理论模式基础，基于TGCM的一系列模拟研究表明，中性成分与等离子体的相互作用是影响高层大气变化的重要因素，因而TGCM模式开始向热层-电离层耦合模式的方向发展. 为开发相应的热层-电离层耦合模式, Roble等人[11]在20世纪70~80年代热层研究成果的基础上，首先构建了一个一维的电离层-热层耦合模式, 用于模拟高层大气(电离层和热层)的全球平均高度分布，评估不同的物理和化学过程在其中的相对重要性. 该模式通过引入一系列次要化学成分，实现了较为完备的高层大气氧元素和氮元素的化学循环过程和自洽的电离层与热层的加热和冷却过程.

在这个一维模式研究成果的基础上，以TGCM热层环流模式为基础，通过在每个时间步的每个格点上都考虑热层与电离层的耦合，Roble等人[12]建立了电离层/热层耦合模式TIGCM(themrosphere-ionosphere general circulation model). TIGCM模式能够在地理坐标系下耦合求解热层和电离层的非线性的动量方程、能量方程、连续性方程、流体静力学方程和状态方程，自洽计算一定地球物理条件下的地球高层大气(包括电离层和热层)结构，计算给定氧原子O、氧气分子O_2、氮气分子N_2、一氧化氮分子NO、N(^{4}S)和N(^{2}D)氮原子、氦原子He、氩原子Ar和氧原子离子O^+、一氧化氮分子离子NO^+、氧气分子离子O_2^+、氮气分子离子

N_2^+、氮原子离子N^+以及电子的数密度, 电子、离子与中性成分的温度及中性风场. 该模式考虑了地理极与地磁极的分离, 引入了与极光过程相对应的极区高能粒子沉降和磁层电场映射到高纬电离层后驱动的高纬电离层环流, 从而引入了磁层过程对高层大气的影响. 该模式通过在下边界的中性温度和中性风场中引入大气潮汐(主要包括周日潮汐和半日潮汐), 考虑了中低层大气对高层大气的影响[13]. TIGCM模式对于高层大气(热层和电离层)结构的模拟结果与主流的热层和电离层经验模型的结果基本一致, 表明该模式已经成功包括了热层和电离层中主要的大尺度物理和化学过程.

TIGCM的主要缺陷在于其控制中低纬电离层电动力学过程的电离层电场是由经验模型提供的而不是自洽计算的, 从而缺少了一个重要的电离层-热层耦合过程. 因而, 在TIGCM模式的基础上, Richmond等人[14]通过引入基于地磁APEX坐标系的电离层发电机过程[15], 在模式内部实现了中低纬电离层电场的自洽计算, 发展了TIEGCM模式(thermosphere-ionosphere-electrodynamics general circulation model). 该模式能够在非偶极地磁场下运行, 通过自洽计算电离层发电机效应, 实现了基于电离层发电机过程的电离层/热层耦合. 只要给定高层大气的外部条件, 如太阳EUV和UV辐射通量、极区极光粒子沉降通量、高纬电离层电场、从中低层大气向上传播到高层大气的大气潮汐等, TIEGCM模式就能够较好地再现热层和电离层的基本结构和变化特征. 至此, TIEGCM这个国际上认可最广泛的高层大气理论模式主体发展完成. 直到今天TIEGCM模式仍在不断吸纳最新的高层大气研究成果, 但主要通过细节和参数改进的方式进行迭代发展.

由于TIEGCM模式优异的性能, 学界在该模式基础上还进一步研发了一系列衍生模式. 如, 为更好地研究中低层大气对高层大气的影响, 学界基于TIEGCM研发了中间层/热层/电离层/电动力学耦合模式TIMEGCM (thermosphere-ionosphere-mesosphere-electrodynamics general circulation model). 与TIGCM发展过程类似, Roble[16]首先构建了一个一维的中间层-热层-电离层耦合模式(模拟范围高度范围30~500 km), 用于模拟中高层大气的全球平均高度分布, 评估不同的物理和化学过程在其中的相对重要性. 该模式研究表明, 为较为全面地模拟中间层-热层-电离层主要的化学循环过程, 需要再引入臭氧O_3等一系列化学成分, 从而实现较为完备的中高层大气氧元素、氮元素、氢元素和碳元素的化学循环过程和自洽的中高层大气加热和冷却过程. 在此基础上, Roble和Ridley[17]将TIEGCM模式的下边界从海拔97 km向下延伸到30 km, 在模式内引入了地球平流层上部和中间层的物理、化学过程, 加入瑞利摩擦和重力波参数化, 从而构建了中间层/热层/电离层/电动力学耦合模式TIMEGCM. 该模式在许多有争议的地球中间层和低热层大尺度问题研究和中低层大气-高层大气耦合研究中都起到了重要作用. Wang等人[18,19]则在TIGCM模式的基础上, 通过嵌套网格的方法成功提高了该模式的区域分辨率, 从而开发了时空高分辨率的TING模式(thermosphere ionosphere nested grid model).

此外, TIEGCM模式还通过与其他区域理论模式的耦合实现了跨圈层的模拟. 如20世纪90年代, TIEGCM模型就通过与IMM(ionosphere-magnetosphere model)磁层模型结合, 初步实现了热层/电离层/磁层的耦合模拟[20]. 进入21世纪后, TIEGCM模型更通过与LFM (Lyon-Fedder-Mobarry global magnetosphere MHD code)磁层磁流体力学模型以及RCM(rice convection model)内磁层环流模型的结合, 开发了耦合自洽的热层/电离层/磁层耦合模式CMIT(coupled magnetosphere-ionosphere-thermosphere model[21]). Mendillo等人[22]则尝试把TIMEGCM模式与NCAR开发的通用气候学模式CCM(community climiate mdoel)结合起来, 建立了一个低层大气/中间层/热层/电离层的通量耦合模式: TIMEGCM-CCM3(thermosphere-ionosphere-lower atmosphere flux-coulped model). 这些理论模式都在跨圈层耦合领域取得了重要的研究进展.

英国的CTIP(coupled thermosphere-ionosphere-plasmasphere model)是目前国际上普遍认可的高层大气理论模式之一. 该模式也是世界上第一个实现了自洽的三维电离层/热层耦合模拟的高层大气理论模式. 20世纪80年代, Fuller-Rowell和Rees[3]、Rees等人[23]在伦敦大学学院(University College London, UCL)首先采用有限差分法开发了作为CTIP前身的热层三维时变模式GCM(general circulation model). GCM模式也采用压力坐标系, 假定80 km高度的地球大气是一个等压面, 并把该等压面作为模式底边界, 然后将80~450 km的地球高层大气垂直划分为15个等压面进行模拟. GCM模式的纬度分辨率可根据模拟要求而改变, 但是其在经度上固定将地球均匀划分为20个经度扇区(扇区间的间隔为18°), 其时间步长为1 min. GCM模式考虑了地球曲

率和科里奥利力的影响，在模式的垂直方向和水平方向都考虑了黏滞项等非线性项的影响. 模式采用了包括了水平压力梯度、水平与垂直黏滞力、离子曳力等影响的非线性的动量方程，也采用了能够描述内能、动能及势能相互转化过程的包含了热传导、太阳UV和EUV辐射加热、热层红外辐射冷却等加热/冷却过程的非线性的能量方程，并实现了自洽的中性高层大气的能量方程和动量方程求解. 此外，GCM模式还包含了作为极区动量源和能量源的高纬电离层电场所驱动的离子曳力和焦耳加热. 与该模式以前的模式相比，GCM模式能够更好地模拟热层风场和温度场的三维时变结构.

与早期的TGCM模式类似，早期的GCM模式也不能自洽求解热层中性成分的分布，而需要从经验模型中获得高层大气不同中性成分的百分比含量. 因此，GCM模式建立后，UCL的科学家们对它进行了一系列改进. Fuller-Rowell和Rees[24]在GCM模式中考虑了两种主成分(轻成分O和重成分O_2和N_2)，假定O和O_2处于光化学平衡状态，并成功描述了由热层动力学过程驱动的两种主成分的输运过程以及由分子扩散和湍流扩散所驱动的大气扩散过程，进而完成了热层平均中性分子质量方程的推导，实现了热层平均中性成分的自洽求解. 值得一提的是，Fuller-Rowell和Rees所推导的方程还被进一步应用于主要由两种气体构成的其他行星大气模式的开发中.

通过改进原有的英国谢菲尔德大学的电离层模式[25,26]来开发电离层模块，Fuller-Rowell等人[27]成功地把UCL的GCM模式进一步发展成一个电离层/热层耦合模式CTIM(coupled thermosphere- ionosphere model). 该模式将中低纬区域分为20个磁子午面，每个磁子午面内选取15根磁通管，并同时求解这些磁通管中氧原子离子O^+与氢原子离子H^+的数密度、离子场向运动速度、离子温度和电子温度. 在每一时间步，电离层模块所需的中性背景大气参量和热层模块中所需的离子密度、温度和速度等电离层参量都基于另一模块的同步结果插值给出. CTIM模式包括了电离层E区和F区的化学过程，是研究高层大气内部中性-等离子体相互作用的重要工具. Millward等人[28]将CTIM模式继续向上扩展，在模式中考虑了等离子体层对电离层和热层的影响，通过构建同时运行并相互间双向耦合的全球热层模块、基于开放磁力线的高纬电离层模块和基于闭合磁力线的中低纬电离层/等离子体层模块，建立了热层/电离层/等离子体层耦合模式：CTIP(coupled themrosphere-ionosphere-plasmasphere model). 后来，CTIP模式还实现了电离层电场的自洽计算，形成了CTIPe模式(Millward等人[29]). Harris等人[30]则进一步将中间层和平流层上部的物理、化学过程包括进CTIP中，形成了CMAT模式(coupled middle atmosphere and thermosphere general circulation model).

Namgaladze等人[31~33]也使用有限差分法发展了一个自洽的地球热层/电离层/质子层耦合模式: GSM TIP (global self-consistent model of the thermosphere, ionosphere and protonosphere). 对于中性大气，该模式采用高度坐标系自洽计算了80~520 km内的氧气分子O_2、氮气分子N_2、氧原子O的数密度、中性温度和中性风场. 对于地球电离层，该模式基于光化学平衡计算地球的D、E和F_1层的等离子体密度，而对电离层F2层和质子层则基于O^+、H^+的连续性方程与能量方程求解得到等离子体密度与温度. 通过求解E区电离层发电机方程，模式的电离层电场实现了自洽计算. 该模式的地磁场使用中心偶极场，并假定磁壳数$L\geqslant 15$的磁力线为开磁力线. 该模式一个重要特色是完全舍弃了地理坐标系，而直接在完全的地磁坐标系下进行数值模拟.

以往的高层大气理论模式都是基于静力平衡假设构建，从而简化模式的出发方程，提高模式稳定性. Ridley等人[34]开创性地放弃了垂直方向上的静力平衡假设，开发全新高层大气理论模式GITM(global ionosphere thermosphere model). 该模式在垂直方向上采用高度网格，在地理坐标系下耦合求解热层和电离层非线性的动量方程、能量方程、连续方程、流体静力学方程和状态方程，计算给出O、O_2、N_2、$N(^2D)$、$N(^2P)$、$N(^4S)$、NO、H、He和$O(^4S)^+$、$O(^2D)^+$、$O(^2P)^+$、O_2^+、N_2^+、NO^+、N^+、H^+、He^+的数密度，电子、离子与中性成分的温度和中性风速. 由于放弃了静力平衡假设，该模式在模拟磁暴/亚暴期间的高层大气扰动状态时获得了许多新发现，表现出一定的优势.

在现有中低层大气和高层大气建模研究的基础上，国际上也开始研发能从地面一直模拟到逃逸层顶的全大气耦合模式，如日本的全大气耦合模式GAIA (ground-to-topside model of atmosphere and ionosphere for aeronomy[35])、美国NOAA的全大气耦合模式WAM (whole atmosphere model[36,37])和美国NCAR的全大气耦合模式WACCM-X(whole atmosphere community climate model-eXtended[38,39]). 这些模式研究的核心目标

是低层大气-中层大气-高层大气耦合等全大气系统耦合问题, 高层大气模块在其中是作为组成部分存在.

在高层大气建模领域, 国内也进行了大量研究, 取得了一系列进展. Wang和Xiao[40]通过对电离层/热层的耦合特性进行了数值研究, 建立了一个二维电离层/热层系统耦合模式, 并利用该模式对电离层/热层耦合进行了研究. Lei等人[41]则利用高层大气经验模型MSIS00和IRI2000作为输入通过求解中性大气的Navier-Stokes动量方程建立了一个三维的热层风场理论模式. Ren等人[42]发展了一个自洽的三维时变的全球电离层/热层/电动力学耦合模式GCITEM-IGGCAS(global coupled ionosphere-thermosphere-electrodynamics model, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences).

GCITEM-IGGCAS模式能够模拟90~600 km之间电离层/热层区域的大气物理和化学过程. 该模式通过自洽求解电离层/热层的动量方程、能量方程、质量方程、流体静力学方程和状态方程, 自洽计算90~600 km之间电离层/热层区域的主要中性成分O、O_2和N_2, 次要中性成分N(^{4}S)、N(^{2}D)、NO、Ar和He, 电离成分O^+、N_2^+、O_2^+、NO^+、N^+离子及电子的数密度, 电子、离子和中性成分的温度以及中性风场的时变三维结构. 该模式还能够通过调用TIDM-IGGCAS-II模式[43](theoretical ionospheric dynamo model, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Version II)自洽计算中低纬电离层电场(可直接换算为等离子体电动力学漂移速度). GCITEM-IGGCAS基于地理坐标系采用有限差分法求解, 其经度-纬度的网格设为7.5°×5°, 时间步长为2~5 min. GCITEM-IGGCAS模式基于静力平衡假设构建, 它在垂直方向上没有使用很多电离层/热层耦合模式所通常使用的压力坐标, 而是使用了高度坐标. 该模式在垂直方向上的空间步长会随着高度变化, 低热层高度的空间步长约为3 km, 而高热层高度的空间步长可达到30 km. 该模式较好地再现了电离层/热层的基本形态和主要变化特征. 图2给出了该模式的基本框架, 而图3则给出了该模式模拟结果与经验模型对比的一个例子.

2018年3月12日, 中国科学院启动了一项A类战略性先导科技专项——临近空间科学实验系统(简称"鸿鹄专项"), 其科学目标是突破临近空间浮空器平台关键技术, 开展临近空间科学研究. 临近空间大气(高度范围约20~100 km)与高层大气的相互耦合研究是"鸿鹄专项"的核心科学问题之一, 由中国科学院地质与地球物理研究所牵头研究. 为支持相关科学研究, 在"鸿鹄专项"支持下, 中国科学院地质与地球物理研究所研究团队正以GCITEM-IGGCAS模式为基础, 通过把模式下边界从90 km向下延伸到30 km, 在模式内引入了地球平流层上部和中间层的相关物理、化学过程, 从而新开发一个临近空间-高层大气耦合理论模式.

表1给出了目前主流的地球高层大气理论模式的

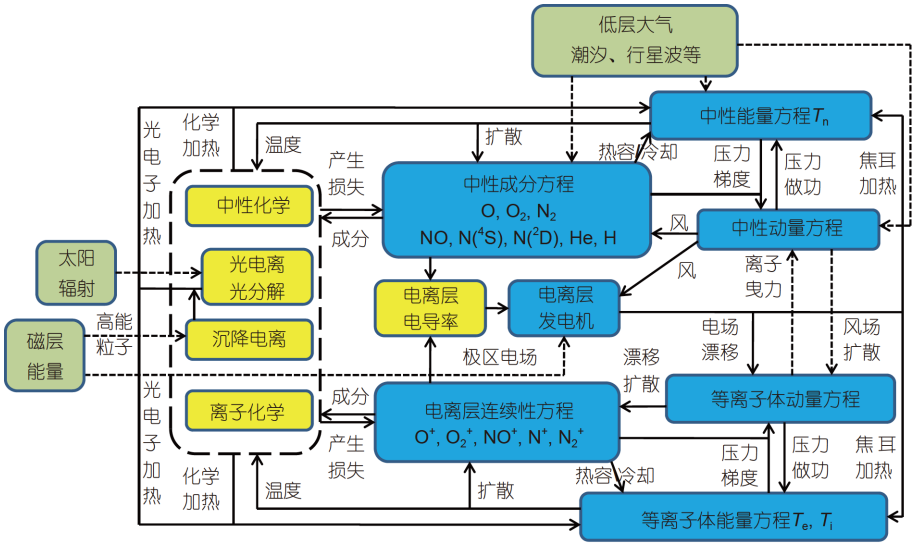


图 2 GCITEM-IGGCAS模式框架
Figure 2 The structure of GCITEM-IGGCAS model

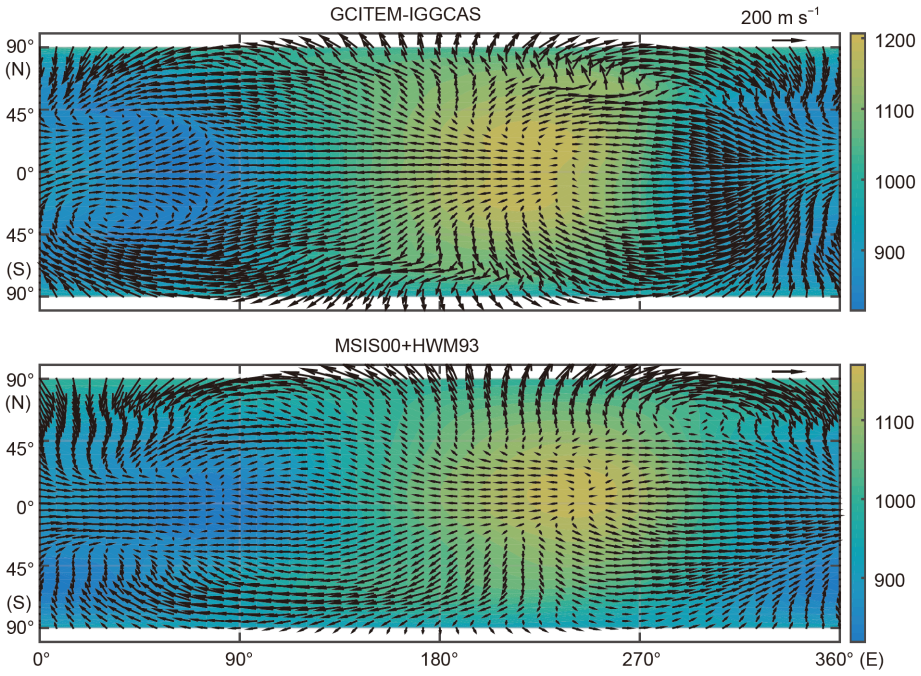


图 3 中等太阳活动下春分世界时0时405 km处中性温度和中性风场随经度(地方时)和纬度的分布. 箭头表示中性风的强度和方向. (a) GCITEM-IGGCAS模式的模拟结果; (b) MSIS00和HWM93经验模型的结果

Figure 3 Neutral temperature (K) and horizontal neutral wind velocity (m/s) from GCITEM-IGGCAS simulation (a) and from MSIS00/HWM93 empirical model (b) at the height of 405 km at 0000 UT for March Equinox

表 1 目前主流的地球高层大气理论模式

Table 1 Current Earth's upper atmospheric theoretical models

模式名称	坐标系	全球覆盖	包含发电机过程	地磁场	真实大气模拟能力	开发国家
TIEGCM	地理-压力	是	是	非偶极场	较强	美国
CTIPE	地理-压力	是	是	偶极场	较强	英国-美国
GSM TIP	地磁-高度	是	仅E区发电机	偶极场	较强	俄罗斯
GCITEM-IGGCAS	地理-高度	是	是	非偶极场	较强	中国
GITM	地理-高度	是	否	非偶极场	较强	美国

对比表. 由表1可见, 目前国内外现有的高层大气理论模式普遍具有下列特点: (1) 现有高层大气理论模式全部为全球三维模式, 且部分能够使用真实的非偶极地磁场, 能够系统模拟电离层/热层参数的高度、纬度和经度变化, 并能够有效再现真实的地球高层大气时空变化特征, 有利于同观测数据之间的对比研究以及高层大气区域特性的研究; (2) 现有高层大气理论模式普遍是一个全自洽、全耦合的电离层/热层模式. 能够自洽求解几乎全部的电离层/热层参数(包括中性大气、电子和离子的温度、密度、成分、速度、电场、产生/损失率和加热/冷却率等), 并在每个时间步和每个空间格点都实现了这些参数之间的耦合; (3) 模式适应性强, 可以很方便地选择不同的上下边界条件、不同的地磁场模型和不同的极区能量注入(高纬电离层电场和极区高能粒子沉降), 有利于具体物理问题的研究; (4) 随着计算条件的进步, 目前的高层大气模式普遍在普通的PC机就可以运行, 极大地降低了科研成本提高了工作效率. 国内外现有的高层大气理论模式基本上已经可以模拟出不同地球物理条件下的高层大气系统中等离子体和中性成分的温度、密度、风场和成分等参数的主要气候学分布特征, 并与已有的电离层/热层探测结果以及经验模型基本一致.

近年来, 对于高层大气理论模式的发展主要以对现有模式的改进为主, 逐步提高模拟能力. 具体包括提高外界能量和动量输入的精度, 主要包括发展更精细的太阳辐射模型、给出更为精确的高纬能量和动量注入、低热层大气波动注入等[44]; 进一步修正模式内部物理参数和过程参数化方案, 引入一些新的物理化学机制[45,46]; 尝试发展高分辨率的高层大气模式, 模拟中小尺度的高层大气物理过程[47]; 发展观测数据同化技术, 为开发空间天气实时预报模式准备基础[48].

3 行星高层大气建模

高层大气理论模式在高层大气(包括电离层)研究中起到了重要作用, 不仅帮助我们进一步认识了高层大气的时空变化和物理过程, 而且在缺少观测的情况下在高层大气参数估计和参数反演中起到了重要作用. 后一点不仅在地球的高层大气(包括电离层)研究中起到了重要作用, 更在其他行星的高层大气研究中发挥了不可替代的作用.

自从20世纪60年代人类开始星际航行以来, 人类对于太阳系其他行星的高层大气(含电离层)进行了大量观测, 取得了丰硕的研究成果. 然而, 总体而言我们对于其他行星高层大气的观测仍然处于相对稀缺状态, 对其他行星高层大气的认识仍然有很多缺陷, 其他行星高层大气理论建模也更有挑战性, 相应理论模式也需要使用更多的参数化过程. 因而, 与开发地球模式时类似, 学界开发了一系列能够模拟全球平均场并测试相应参数化过程的行星的一维高层大气理论模式. 总体而言, 这些高层大气一维模型可以分为两类: 不考虑垂直输运过程的主要基于光化学平衡假设的高层大气模型、考虑了不同成分垂直输运过程的高层大气模型. 光化学平衡模型没有考虑不同高度之间的耦合, 只考虑了各种化学过程, 在早期的行星高层大气和电离层研究中应用比较多, 主要与其他行星的高层大气掩星观测数据相配合, 在缺乏探测的情况下分析行星高层大气密度和化学成分的高度变化[49~53]. 由于缺少化学成分的输运过程, 光化学平衡模型不能模拟绝大部分中性化学成分和长寿命离子的时间变化规律, 在使用上受到了很多限制. 因此, 光化学平衡模型逐步被考虑了不同成分垂直输运过程的高层大气模型所代替[54~61]. 与Roble等人[11]开发TIGCM模式前先行开发一个测试用的一维模式类似, 近年来开发的其他星球一维高层大气模型都尽可能包括了与相应的更高维模型类似的物理化学过程, 在更高维模型的开发中扮演了探路者的角色, 并在后续的行星高层大气物理研究和更高维行星大气模型改进中一直起着重要作用[57~61].

由于对其他行星高层大气的认识相对匮乏, 对于其他行星更高维高层大气理论建模通常需要借鉴地球高层大气理论建模的成果, 如地球相应模型的结构框架、基本的物理假设等. 因此, 虽然由于大气化学成分等差异, 导致其他行星高层大气理论模式与地球模式间有很大差异, 但是目前国际上比较认可的行星高层大气理论模式大部分是以目前主流的地球高层大气理论模式为开发基础, 某种意义上可以认为是这些模型在其他行星的衍生版本. 表2总结了国际上比较认可的行星高层大气理论模式, 可见其中的大部分都有相应的地球高层大气模型作为开发基础. 由于以地球的模式作为开发基础, 起点较高, 所以行星高层大气理论模式的开发大都直接跳过了地球高层大气理论模式的二维开发阶段, 直接开发三维模式. 下面以行星为单位对表2中的行星高层大气理论模型进行简单介绍.

表 2 目前主流的行星高层大气理论模式

Table 2 Current planet's upper atmospheric theoretical models

模式名称	对应星球	是否有一维模式	对应的地球模式	开发国家
VTGCM	金星	是	TIEGCM	美国
MTGCM	火星	是	TIEGCM	美国
MGITM	火星	是	GITM	美国
JTGCM	木星	否	TIEGCM	美国
JIM	木星	否	CTIM	英国
STIM	土星	否	无	美国-英国
TTIM	土卫六	否	无	美国-英国
TGITM	土卫六	是	GITM	美国

太阳系的行星一般分为三类: 类地行星、巨行星和远日行星. 其中的类地行星是与地球相类似的行星, 距离太阳近, 体积和质量都较小, 平均密度较大, 主要包括水星、地球、火星、金星. 类地行星中水星距离太阳过近, 基本没有大气层, 不需要高层大气模式. 金星和火星有较厚的大气层, 但是其大气的主要成分以CO_2为主, 与地球大气有明显差异. 目前, 对于类地行星的高层大气建模以金星和火星为主.

目前, 国际上比较知名的金星高层大气理论模式是美国的VTGCM模式(venus thermosphere general circulation model). VTGCM模式是以前文提到的美国NCAR的TGCM模式为基础开发的一套金星高层大气三维有限差分流体动力学模型. 自该模型于1988年建立以来, 经历了不断的改进[62~68]. 该模式采用压力坐标系, 模式的纬度-经度分辨率为5°×5°, 在垂直方向上把80~200 km的金星高层大气均匀分为46个等压面. 该模式能够模拟金星高层大气的4种主要中性化学成分(CO_2、CO、O和N_2)的数密度、4种次要中性化学成分(O_2、NO、N(^{4}S)和N(^{2}D))的数密度、日侧主要离子成分(CO_2^+、O_2^+、O^+和NO^+)的数密度、中性温度和中性风的三维时空分布. 目前该模式已经包含了相对较为完备的化学反应框架, 能够较为合理地模拟金星高层大气化学成分的演化特征. 该模式对于电离层的模拟主要基于光化学平衡假设, 没有考虑等离子体的输运过程, 对于长寿命离子(如O^+)的模拟能力有限, 且电子和离子温度由经验模型提供, 没能实现自洽计算. 该模式对于金星高层大气的加热过程主要考虑了半自洽的太阳极紫外、远紫外和红外辐射加热过程, 对于冷却过程主要考虑CO_2 15 μm的非局地热平衡(NLTE)红外辐射冷却过程. VTGCM模式还能够模拟计算金星高层大气O_2可见光气辉(波长400~800 nm)、O_2红外气辉(波长1.27 μm)和NO紫外夜气辉(波长198.0 nm)的时空分布, 并广泛应用于相关研究中.

火星与金星高层大气虽然都是以CO_2为主, 但是由于两者重力、自转、星日距离等的差别, 两者的高层大气有显著的不同. 因此, 国际上也独立开发了一系列火星高层大气理论模式. 目前, 国际上比较知名的火星高层大气理论模式之一是美国的MTGCM模式(Mars thermosphere general circulation model). 与VTGCM模式类似, MTGCM模式也是以前文提到的美国NCAR的TGCM模式为基础开发的一套火星高层大气三维有限差分流体动力学模型. 自该模型于1999年建立以来, 经历了不断的改进[67~73]. 与其他基于TGCM的模式类似, 该模式也采用了压力坐标系, 模式的纬度-经度分辨率为5°×5°, 在垂直方向上把70~300 km的火星高层大气均匀分为33个等压面. 该模式能够模拟金星高层大气的4种主要中性化学成分(CO_2、CO、O和N_2)的数密度、4种次要中性化学成分(Ar、He、O_2、NO和N(^{4}S))的数密度、日侧主要离子(CO_2^+、CO^+、O_2^+、O^+、N_2^+和NO^+)的数密度、中性温度和中性风的三维时空分布. 与VTGCM类似, 目前该模式也已经包含了相对较为完备的化学反应框架, 能够较为合理地模拟火星高层大气化学成分的演化特征. 该模式对于电离层的模拟主要基于光化学平衡假设, 没有考虑等离子体的输运过程, 对于长寿命离子(如O^+)的模拟能力有限, 且电子和离子温度主要由经验模型提供, 没能实现自洽计算. 该模式对于火星高层大气的加热过程主要考虑了半自洽的太阳极紫外、远紫外和红外辐射加热过程, 对于冷却过程主要考虑CO_2 15 μm的红外辐射冷却过程. 但是与VTGCM不同, MTGCM中引入了一种可实现快速计算的火星CO_2 15 μm的NLTE红外辐射冷却计算方案[72], 该方案是基于相关的火星大气一维NLTE模型的详细计算结果[74]. 此外, 该模式通过与美国开发的火星的中低层大气理论模式MGCM(Mars general circulation model)相耦合, 形成火星的全大气理论模式MGCM-MTGCM(Mars general circulation model-Mars thermosphere general circulation model), 实现了对火星的全大气模拟, 能够研究火星热层对于火星各种大气潮汐的响应.

另一种国际上比较知名的火星高层大气理论模式是美国的MGITM模式(Mars global ionosphere thermosphere model[75]). 该模式以前文提到的美国密歇根大学的GITM模式为基础, 通过引入火星的基本参数、各种常数和关键的辐射过程而开发的一个火星全大气三维流体动力学模型. 该模式采用了高度坐标系, 模式的纬度-经度分辨率为5°×5°, 在垂直方向上把0~250 km的火星高层大气均匀分为约100个等高面. 该模式能够模拟金星高层大气的6种主要中性化学成分(CO_2、CO、O_2、O、N_2和Ar)的数密度、日侧主要离子(CO_2^+、O_2^+、O^+、N_2^+和NO^+)的数密度、中性温度和中性风的三维时空分布, 并计划在改进版中实现对N(^{4}S)、N(^{2}D)、NO、He、H_2和H等次要中性化学成分的模拟. 与MTGCM类似, 该模式也包含了相对较为完备的化学反应框架, 并主要基于光化学平衡假设模拟电离层. 与

地球的GCITEM模式类似，MGITM也放弃了垂直方向上的静力平衡假设, 扩展了模式的适用范围.

随着国内火星探测计划的推进，也开始研发火星的高层大气理论模式. 任志鹏等人[76]提出以国内的地球电离层热层耦合模式GCITEM-IGGCAS为基础，开发相应的火星电离层热层耦合模式. 该模式计划采用高度坐标系，纬度-经度分辨率为5°×7.5°，在垂直方向上把70~300 km的火星高层大气均匀分为35个等压面, 模拟火星高层大气的4种主要中性化学成分(CO_2、CO、O和N_2)的数密度、4种次要中性化学成分(Ar、He、O_2、NO、$N(^4S)$和$N(^2D)$)的数密度、日侧主要离子(CO_2^+、CO^+、O_2^+、O^+、N_2^+和NO^+)的数密度、中性温度和中性风的三维时空分布.

除了类地行星外，巨行星也是目前研究比较多的行星. 巨行星又称类木行星, 包括木星和土星, 是不以岩石或其他固体为主要成分构成的大行星. 他们体积巨大, 质量也大, 但密度小, 主要由氢、氦、氖等轻元素组成. 类地行星的高层大气也以氢、氦为主要成分, 表现出与类地行星迥异的性质，因此国际上也为木星和土星开发了相应的高层大气理论模式.

目前，国际上比较知名的木星高层大气理论模式之一是英国的JIM(Jupiter ionosphere model)模式. 它由Achilleos等人[77]在英国以地球的CTIM电离层/热层耦合模式为基础开发，是国际上第一个木星高层大气理论模式. 该模式成功模拟了2 μbar等压面以上的木星电离层和热层主要参数的时空变化，包括木星高层大气的3种主要中性化学成分(H、H_2和He)的数密度、3种主要离子(H_3^+、H_2^+和H^+)的数密度、中性温度和中性风. 该模式自洽地计算了太阳辐射加热和光电离过程, 在动量方程求解过程中考虑了扩散过程以及离子间中性碰撞的影响，在中性成分计算中考虑了风的输运过程和扩散过程的影响，在模式内还包括了高纬地区的高能粒子沉降过程和焦热加热过程.

美国的JTGCM模式(Jupiter thermosphere general circulation model)则是另一个比较著名的木星高层大气理论模式. 与VTGCM和MTGCM模式类似，JTGCM模式也是以地球的TGCM模式为基础开发的一套木星高层大气三维有限差分流体动力学模型. 该模型于2005年建立[78~80]，采用了压力坐标系，模式的纬度-经度分辨率为5°×5°，在垂直方向上把20 μbar~1×10^{-4} nbar的木星高层大气均匀分为39个等压面. 该模式能够模拟木星高层大气的3种主要中性化学成分(H、H_2和He)的数密度、2种次要中性化学成分(C_2H_2和CH_4)的数密度、3种主要离子(H_3^+、H_2^+和H^+)的数密度、中性温度和中性风的三维时空分布. 不同于主要由太阳辐射加热控制的类地行星高层大气环流，木星高层大气环流主要由极光和焦耳加热过程来驱动，因而TGCM模式表现出迥异于类地行星模型的一系列特征. 学界应用这两个模式在木星热层能量收支等方面取得了一系列突破性的成果[79~81].

除了木星模式以外，学界也开发了相应的土星高层大气理论模式. Müller-Wodarg等人[82]开发了世界上第一个土星热层和电离层的高层大气环流模式，并命名为STIM模式(Saturn thermosphere ionosphere model). 该模式是由美国波士顿大学、英国的伦敦帝国理工学院和伦敦大学学院联合开发. 它在压力坐标系下求解了100 nbar等压面以上土星高层大气非线性的能量、动量和连续性方程. 学界应用该模式在土星热层能量收支等方面取得了一系列突破性成果[82].

除了这些行星大气高层模式外，国际上也对太阳系内一些特殊卫星的高层大气展开了研究. 如, 土卫六(Titan, 又称为泰坦星)是环绕土星运行的一颗卫星, 是土星卫星中最大的一个, 也是太阳系第二大卫星, 是目前太阳系内唯一拥有牢固的永久大气层的卫星. Müller-Wodarg等人[83]开发了世界上第一个土卫六热层和电离层的高层大气环流模式，并命名为TTIM模式(Titan thermosphere ionosphere model). 该模式由美国波士顿大学、亚利桑那大学和英国的伦敦大学学院联合开发. 最初，该模式以地球的UCL-GCM模式[3]为基础进行开发, 但是最后改为全新独立开发. 此外, 美国也以地球的GTIM模式为基础开发了TGTIM土卫六高层大气理论模式[57,61,84].

虽然经过学界几十年来的努力，国际上在行星高层大气理论建模方面取得了长足的进步，并在行星高层大气研究以及相关的行星空间环境和行星大气研究中做出了巨大的贡献[85]. 然而, 由于目前对于行星高层大气的认识仍然普遍不足，相对于地球高层大气理论模式而言，行星高层大气理论模式普遍存在包含的物理过程相对简单、对真实行星大气再现能力差、模拟过程自洽性不足依赖经验模型或观测数据输入的情况. 图4给出了我国计划开发的火星高层大气理论模式的框架，相对于图2给出的作为该模式基础的GCITEM模式的框架明显更为简单，可见其在模式内部自洽性、包含物理过程的完备性等方面有着显著的不足，因而

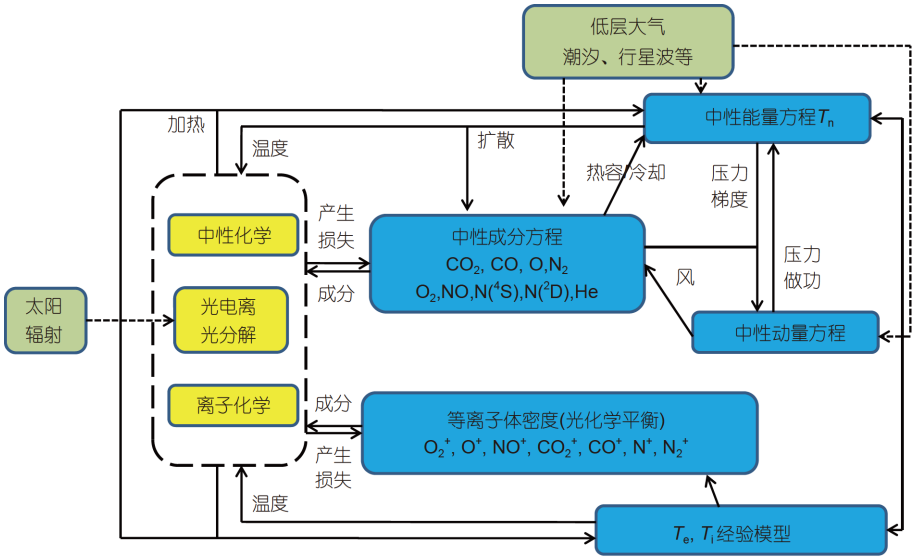


图 4 火星高层大气理论模式框架
Figure 4 The structure Mars' upper atmospheric theoretical models

行星高层大气理论建模研究仍然有很长的路要走，是值得国内科研界大力推进的行星科学研究方向.

高层大气作为大气层与空间环境的过渡区，其建模兼有大气理论建模与空间环境理论建模特点，因而开展行星高层大气理论建模研究首先需要培养一支专门的高水平的行星高层大气理论建模研究队伍. 由表2可见目前主流的行星高层大气理论模式主要都是以地球高层大气理论模式为基础开发而来，因此首先锻炼一支高水平的地球高层大气理论建模研究队伍，进而由该团队进一步开展行星高层大气理论建模研究就是一条可行的团队建设路线. "鸿鹄专项"对于地球临近空间-高层大气耦合理论模式开发，就是正在构建一支高层大气理论建模研究团队，进而可以有效地支撑国内后续的行星高层大气理论建模研究.

4 小结

地球和行星的高层大气作为大气圈与空间环境的过渡区，是大气科学和空间科学的交叉研究领域. 高层大气理论模式及其数值模拟可以突破实验观测的限制，又能够比理论分析更为全面细致地重现高层大气的各种物理和化学过程，在高层大气的研究中具有独特的优势，一直起着重要作用. 虽然地球和其他行星高层大气存在差异，但地球和其他行星高层大气理论模式有着密切的联系，大多数的行星高层大气理论模式都是以地球高层大气理论模式为基础开发的. 本文聚焦于地球和行星高层大气理论模式，对目前国内外主流的地球和行星高层大气理论模式的发展历史及其性能进行了系统介绍. 总体而言，经过近半个世纪的努力，地球和行星高层大气理论模式取得了长足的进步. 相对而言，由于观测和基础研究更为充分，地球的高层大气理论模式发展的较为完备，目前已经具备了向高层大气数值预报方向发展的潜力. 由于观测与基础研究的不足，行星高层大气理论模式发展的相对滞后，是值得大力推进的行星科学研究方向.

参考文献

1 Kohl H, King J W. Atmospheric winds between 100 and 700 km and their effects on the ionosphere. J Atmos Terrestrial Phys, 1967, 29: 1045–1062
2 Lindzent R S, Hong S S. Equivalent gravity modes—An interim evaluation. Geophys Fluid Dyn, 1973, 4: 279–292
3 Fuller-Rowell T J, Rees D. A three-dimensional time-dependent global model of the thermosphere. J Atmos Sci, 1980, 37: 2545–2567
4 Dickinson R E, Ridley E C, Roble R G. A three-dimensional general circulation model of the thermosphere. J Geophys Res, 1981, 86: 1499–1512
5 Dickinson R E, Ridley E C, Roble R G. Meridional circulation in the thermosphere I. Equinox conditions. J Atmos Sci, 1975, 32: 1737–1754
6 Dickinson R E, Ridley E C, Roble R G. Meridional circulation in the thermosphere. II. Solstice conditions. J Atmos Sci, 1977, 34: 178–192
7 Dickinson R E, Ridley E C. Numerical solution for the composition of a thermosphere in the presence of a steady subsolar to-antisolar circulation

with application to venus. J Atmos Sci, 1972, 29: 1557–1570
8 Dickinson R E, Ridley E C, Roble R G. Thermospheric general circulation with coupled dynamics and composition. J Atmos Sci, 1984, 41: 205–219
9 Roble R G, Dickinson R E, Ridley E C. Global circulation and temperature structure of thermosphere with high-latitude plasma convection. J Geophys Res, 1982, 87: 1599–1614
10 Roble R G, Ridley E C. An auroral model for the NCAR thermospheric general circulation model (TGCM). Ann Geophys, 1987, 5: 369–382
11 Roble R G, Ridley E C, Dickinson R E. On the global mean structure of the thermosphere. J Geophys Res, 1987, 92: 8745–8758
12 Roble R G, Ridley E C, Richmond A D, et al. A coupled thermosphere/ionosphere general circulation model. Geophys Res Lett, 1988, 15: 1325–1328
13 Forbes J M, Roble R G, Fesen C G. Acceleration, heating, and compositional mixing of the thermosphere due to upward propagating tides. J Geophys Res, 1993, 98: 311–321
14 Richmond A D, Ridley E C, Roble R G. A thermosphere/ionosphere general circulation model with coupled electrodynamics. Geophys Res Lett, 1992, 19: 601–604
15 Richmond A D. Ionospheric electrodynamics using magnetic apex coordinates. J Geomagn Geoelec, 1995, 47: 191–212
16 Roble R G. Energetics of the mesosphere and thermosphere. In: Johnson R M, Killeen T L, eds. The Upper Mesosphere and Lower Thermosphere: A Review of Experiment and Theory. Geophys Monogr Ser, Vol. 87. Washington DC: American Geophysics Union, 1995
17 Roble R G, Ridley E C. A thermosphere-ionosphere-mesosphere-electrodynamics general circulation model (time-GCM): Equinox solar cycle minimum simulations (30–500 km). Geophys Res Lett, 1994, 21: 417–420
18 Wang W. A thermosphere-ionosphere nested grid model. Doctor Dissertation. Michigan: The University of Michigan, 1997
19 Wang W, Killeen T L, Burns A G, et al. A high-resolution, three-dimensional, time dependent, nested grid model of the coupled thermosphere-ionosphere. J Atmos Sol-Terr Phys, 1999, 61: 385–397
20 Peymirat C, Richmond A D, Emery B A, et al. A magnetosphere-thermosphere-ionosphere electrodynamics general circulation model. J Geophys Res, 1998, 103: 17467–17477
21 Wang W, Wiltberger M, Burns A G, et al. Initial results from the coupled magnetosphere-ionosphere-thermosphere model: Thermosphere-ionosphere responses. J Atmos Sol-Terr Phys, 2004, 66: 1425–1441
22 Mendillo M, Rishbeth H, Roble R G, et al. Modelling F2-layer seasonal trends and day-to-day variability driven by coupling with the lower atmosphere. J Atmos Sol-Terr Phys, 2002, 64: 1911–1931
23 Rees D, Fuller-Rowell T J, Smith R W. Measurements of high latitude thermospheric winds by rocket and ground-based techniques and their interpretation using a three-dimensional, time-dependent dynamical model. Planet Space Sci, 1980, 28: 919–932
24 Fuller-Rowell T J, Rees D. Derivation of a conservation equation for mean molecular weight for a two-constituent gas within a three-dimensional, time-dependent model of the thermosphere. Planet Space Sci, 1983, 31: 1209–1222
25 Quegan S, Bailey G J, Moffett R J, et al. A theoretical study of the distribution of ionization in the high-latitude ionosphere and the plasmasphere: First results on the mid-latitude trough and the light-ion trough. J Atmos Terr Phys, 1982, 44: 619–640
26 Millward G H. A global model of the earth's thermosphere, ionosphere and plasmasphere: Theoretical studies of the response to enhanced high-latitude convection. Doctor Dissertation. Sheffield: University of Sheffield, 1993
27 Fuller-Rowell T J, Rees D, Quegan S, et al. Interactions between neutral thermospheric composition and the polar ionosphere using a coupled ionosphere-thermosphere model. J Geophys Res, 1987, 92: 7744–7748
28 Millward G H, Moffett R J, Quegan W, et al. A coupled thermospheric-ionospheric-plasmasphere Model (CTIP). In: Schunk R W, ed. STEP: Handbook of Ionospheric Models. Utath: Utath State University, 1996. 173
29 Millward G H, Müller-Wodarg I C F, Aylward A D, et al. An investigation into the influence of tidal forcing on *F* region equatorial vertical ion drift using a global ionosphere-thermosphere model with coupled electrodynamics. J Geophys Res, 2001, 106: 24733–24744
30 Harris M J, Arnold N F, Aylward A D. A study into the effect of the diurnal tide on the structure of the background mesosphere and thermosphere using the new coupled middle atmosphere and thermosphere (CMAT) general circulation model. Ann Geophys, 2002, 20: 225–235
31 Namgaladze A A, Korenkov Y N, Klimenko V V, et al. Global model of the thermosphere-ionosphere-protonosphere system. Pure Appl Geophys, 1988, 127: 219–254
32 Namgaladze A A, Korenkov Y N, Klimenko V V, et al. A global numerical model of the thermosphere, ionosphere, and protonosphere of the earth. Geomag Aeron, 1990, 30: 515–521
33 Namgaladze A A, Korenkov Y N, Klimenko V V, et al. Numerical modelling of the thermosphere-ionosphere-protonosphere system. J Atmos Terr Phys, 1991, 53: 1113–1124
34 Ridley A J, Deng Y, Tóth G. The global ionosphere-thermosphere model. J Atmos Sol-Terr Phys, 2006, 68: 839–864
35 Miyoshi Y, Fujiwara H. Day-to-day variations of migrating diurnal tide simulated by a GCM from the ground surface to the exobase. Geophys Res

Lett, 2003, 30: 1789
36 Akmaev R A, Fuller-Rowell T J, Wu F, et al. Tidal variability in the lower thermosphere: Comparison of Whole Atmosphere Model (WAM) simulations with observations from TIMED. Geophys Res Lett, 2008, 35: 10–29
37 Fuller-Rowell T J, Akmaev R A, Wu F, et al. Impact of terrestrial weather on the upper atmosphere. Geophys Res Lett, 2008, 35: L09808
38 Liu H L, Bardeen C G, Foster B T, et al. Development and validation of the Whole Atmosphere Community Climate Model with thermosphere and ionosphere extension (WACCM-X). J Adv Model Earth Sys, 2018, 10: 381–402
39 Liu H L, Foster B T, Hagan M E, et al. Thermosphere extension of the Whole Atmosphere Community Climate Model. J Geophys Res, 2010, 115: A12302
40 Wang J S, Xiao Z. Thermospheric circulation model in meridian plane I-Storm time variations in thermal status and circulation. Sci China Ser E Tech Sci, 2000, 43: 577–585
41 Lei J, Liu L, Luan X, et al. Model study on neutral winds in ionospheric F-region and comparison with the equivalent winds derived from the Wuhan ionosonde data. Terr Atmos Oceanic Sci, 2003, 14: 1–12
42 Ren Z, Wan W, Liu L. GCITEM-IGGCAS: A new global coupled ionosphere-thermosphere-electrodynamics model. J Atmos Sol-Terr Phys, 2009, 71: 2064–2076
43 Ren Z, Wan W, Wei Y, et al. A theoretical model for mid- and low-latitude ionospheric electric fields in realistic geomagnetic fields. Chin Sci Bull, 2008, 53: 3883–3890
44 Richmond A D, Kamide Y. Mapping electrodynamic features of the high-latitude ionosphere from localized observations: Technique. J Geophys Res, 1988, 93: 5741–5759
45 Maruyama N. Dynamic and energetic coupling in the equatorial ionosphere and thermosphere. J Geophys Res, 2003, 108: 1396
46 Lei J, Thayer J P, Wang W, et al. Simulations of the equatorial thermosphere anomaly: Field-aligned ion drag effect. J Geophys Res, 2012, 117: A01304
47 Dang T, Lei J, Wang W, et al. Suppression of the polar tongue ofionization during the 21 August 2017solar eclipse. Geophys Res Lett, 2018, 45: 2918–2925
48 Yue X, Wang W, Lei J, et al. Long-lasting negative ionospheric storm effects in low and middle latitudes during the recovery phase of the 17 March 2013 geomagnetic storm. J Geophys Res Space Phys, 2016, 121: 9234–9249
49 McElroy M B. The upper atmosphere of Mars. Astrophys J, 1967, 150: 1125–1138
50 McElroy M B. The upper atmosphere of Venus. J Geophys Res, 1968, 73: 1513–1521
51 McElroy M B. Structure of the Venus and Mars atmospheres. J Geophys Res, 1969, 74: 29–41
52 Stewart R W. Interpretation of Mariner 5 and Venera 4 data on the upper atmosphere of Venus. J Atmos Sci, 1968, 25: 578–579
53 Stewart R W. The electron distributions in the Mars and Venus upper atmospheres. J Atmos Sci, 1971, 28: 1069–1073
54 Fox J L. Response of the Martian thermosphere/ionosphere to enhanced fluxes of solar soft X rays. J Geophys Res, 2004, 109: A11310
55 Fox J L, Sung K Y. Solar activity variations of the Venus thermosphere/ionosphere. J Geophys Res, 2001, 106: 21305–21335
56 Fox J L, Yeager K E. Morphology of the near-terminator Martian ionosphere: A comparison of models and data. J Geophys Res, 2006, 111: A10309
57 Bell J M. The dynamics of the upper atmospheres of Mars and Titan. Doctor Dissertation. Michigan: University of Michigan, 2008
58 Bell J M, Bougher S W, Waite Jr J H, et al. Simulating the one-dimensional structure of Titan's upper atmosphere: 1. Formulation of the Titan Global Ionosphere-Thermosphere Model and benchmark simulations. J Geophys Res, 2010, 115: E12002
59 Bell J M, Bougher S W, Waite Jr J H, et al. Simulating the one-dimensional structure of Titan's upper atmosphere: 2. Alternative scenarios for methane escape. J Geophys Res, 2010, 115: E12018
60 Bell J M, Bougher S W, Waite Jr J H, et al. Simulating the one-dimensional structure of Titan's upper atmosphere: 3. Mechanisms determining methane escape. J Geophys Res, 2011, 116: E11002
61 Bell J M, Waite Jr J H, Westlake J H, et al. Developing a self-consistent description of Titan's upper atmosphere without hydrodynamic escape. J Geophys Res Space Phys, 2014, 119: 4957–4972
62 Bougher S W, Dickinson R E, Ridley E C, et al. Venus mesosphere and thermosphere. Icarus, 1988, 73: 545–573
63 Bougher S W, Gérard J C, Stewart A I F, et al. The Venus nitric oxide night airglow: Model calculations based on the Venus thermospheric general circulation model. J Geophys Res, 1990, 95: 6271–6284
64 Bougher S W, Borucki W J. Venus O_2 visible and IR nightglow: Implications for lower thermosphere dynamics and chemistry. J Geophys Res, 1994, 99: 3759–3776
65 Zhang S, Bougher S W, Alexander M J. The impact of gravity waves on the Venus thermosphere and O_2 IR nightglow. J Geophys Res, 1996, 101: 23195–23205
66 Bougher S W, Alexander M J, Mayr H G. Upper atmosphere dynamics: Global circulation and gravity waves. In: Bougher S W, Hunten D M,

Philips R J, eds. Venus II. Tucson: University of Arizona Press, 1997. 259–292
67 Bougher S W, Engel S, Roble R G, et al. Comparative terrestrial planet thermospheres: 2. Solar cycle variation of global structure and winds at equinox. J Geophys Res, 1999, 104: 16591–16611
68 Bougher S W, Roble R G, Fuller-Rowell T J. Simulations of the upper atmospheres of the terrestrial planets, in Atmospheres in the Solar System: Comparative Aeronomy. In: Mendillo M, Nagy A, Waite H, eds. Geophysical Monograph, Vol. 130. Washington: American Geophysical Union, 2002. 261–288
69 Bougher S, Keating G, Zurek R, et al. Mars global surveyor aerobraking: Atmospheric trends and model interpretation. Adv Space Res, 1999, 23: 1887–1897
70 Bougher S W, Engel S, Roble R G, et al. Comparative terrestrial planet thermospheres: 3. Solar cycle variation of global structure and winds at solstices. J Geophys Res, 2000, 105: 17669–17692
71 Bougher S W. MGS radio science electron density profiles: Interannual variability and implications for the Martian neutral atmosphere. J Geophys Res, 2004, 109: E03010
72 Bougher S W, Bell J M, Murphy J R, et al. Polar warming in the Mars thermosphere: Seasonal variations owing to changing insolation and dust distributions. Geophys Res Lett, 2006, 33: L02203
73 Bell J M, Bougher S W, Murphy J R. Vertical dust mixing and the interannual variations in the Mars thermosphere. J Geophys Res, 2007, 112: E12002
74 López-Valverde M A, Edwards D P, López-Puertas M, et al. Non-local thermodynamic equilibrium in general circulation models of the Martian atmosphere 1. Effects of the local thermodynamic equilibrium approximation on thermal cooling and solar heating. J Geophys Res, 1998, 103: 16799–16812
75 Bougher S W, Pawlowski D, Bell J M, et al. Mars Global Ionosphere-Thermosphere Model: Solar cycle, seasonal, and diurnal variations of the Mars upper atmosphere. J Geophys Res Planets, 2015, 120: 311–342
76 Ren Z P, Liu Y B, Wan W X, et al. Design of the Mars Thermosphere-Ionosphere Model (in Chinese). Annual Meeting of Chinese Geoscience Union (CGU), 2017 [任志鹏, 刘耘博, 万卫星, 等. 火星热层电离层耦合模式设计. 2017年中国地球科学联合学术年会, 2017]
77 Achilleos N, Miller S, Tennyson J, et al. JIM: A time-dependent, three-dimensional model of Jupiter's thermosphere and ionosphere. J Geophys Res, 1998, 103: 20089–20112
78 Bougher S W. Jupiter Thermospheric General Circulation Model (JTGCM): Global structure and dynamics driven by auroral and Joule heating. J Geophys Res, 2005, 110: E04008
79 Majeed T, Waite Jr J H, Bougher S W, et al. Processes of equatorial thermal structure at Jupiter: An analysis of the Galileo temperature profile with a three-dimensional model. J Geophys Res, 2005, 110: E12007
80 Majeed T, Waite J H, Bougher S W, et al. Processes of auroral thermal structure at Jupiter: Analysis of multispectral temperature observations with the Jupiter Thermosphere General Circulation Model. J Geophys Res, 2009, 114: E07005
81 Yelle R V, Miller S. Jupiter's thermosphere and ionosphere. In: Bagenal F, Dowling T, McKinnon W, eds. Jupiter: The Planet, Satellites, and Magnetosphere. New York: Cambridge University Press, 2004. 185– 218
82 Müller-Wodarg I, Mendillo M, Yelle R, et al. A global circulation model of Saturn's thermosphere. Icarus, 2006, 180: 147–160
83 Müller-Wodarg I C F, Yelle R V, Mendillo M, et al. The thermosphere of Titan simulated by a global three-dimensional time-dependent model. J Geophys Res, 2000, 105: 20833–20856
84 Bell J M, Westlake J, Waite J H. Simulating the time-dependent response of Titan's upper atmosphere to magnetospheric forcing. Geophys Res Lett, 2011, 38: L06202
85 Bougher S W, Blelly P L, Combi M, et al. Neutral upper atmosphere and ionosphere modeling. Space Sci Rev, 2008, 139: 107–141

Summary for “高层大气建模: 从地球到行星”

Upper atmosphere modeling: From Earth to Planet

Zhipeng Ren[1,2,3,4]

[1] *Key Laboratory of Earth and Planetary Physics, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China;*
[2] *Beijing National Observatory of Space Environment, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China;*
[3] *Innovation Academy for Earth Science, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China;*
[4] *College of Earth and Planetary Sciences, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China*
E-mail: zpren@mail.iggcas.ac.cn

The upper atmosphere is the main area of human space activities. It is affected by the neutral atmospheric process, the space plasma process and the coupling between the atmosphere and the space environment. The upper atmosphere is an interdisciplinary research field of atmospheric science and space science.

Studying the process and characteristics of upper atmosphere and revealing their formation mechanism are the key tasks in space physics and space weather research. Observations always have the limitations of type and spatio-temporal coverage. Therefore, the numerical models play a more important role to reproduce various physical and chemical processes of the upper atmosphere comprehensively. They have exhibited unique advantages and been one of the hot spots in the community.

The upper atmosphere cannot be simply regarded as an extension of the middle and lower atmosphere physically. The numerical model of the upper atmosphere must take into account the limitations induced by the characteristics of the upper atmosphere in model design, coordinate system selection and model algorithm. Therefore, the model development of the upper atmosphere has experienced a long time.

In the past decades, modeling of the Earth’s upper atmosphere has made great progress. The community has successfully developed several self-consistent numerical models of the upper atmosphere such as TIEGCM, CTIPe, GCITEM-IGGCAS, and etc. These models have made great contributions in the research of the Earth’s upper atmosphere.

Although the upper atmosphere of the Earth and other planets show obvious differences, the upper atmosphere numerical models of the Earth and other planets closely relate with each other. Most models of other planets were developed on the basis of the Earth’s models. Great progress has been made in the numerical modeling and corresponding research of the planetary upper atmosphere.

Due to the lack of understanding of the planetary upper atmosphere at present, comparing with the numerical model of the Earth’s upper atmosphere, there are many problems in the numerical model of the planetary upper atmosphere, such as the relatively simple physical process, poor ability to reproduce the real planetary upper atmosphere, insufficient self-consistency of the model, dependence on the input from empirical model or observation. In general, the development of the numerical model of the planetary upper atmosphere is relatively lagging behind. The numerical models of the planetary upper atmosphere need further development.

This review focuses on the upper atmosphere numerical models of the Earth and planets. We will systematically introduce the development history and performance of the corresponding main models.

upper atmosphere, general circulation model, ionosphere, space environment, planet, Honghu program

doi: 10.1360/TB-2019-0803