

Inversion of lunar FeO and numerical simulation of the detached dust layers on Mars

Chao Wang

▶ **To cite this version:**

Chao Wang. Inversion of lunar FeO and numerical simulation of the detached dust layers on Mars. Astrophysics [astro-ph]. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI; East China normal university (Shanghai), 2016. Chinese. ⟨NNT : 2016PA066734⟩. ⟨tel-01631493⟩

HAL Id: tel-01631493

https://theses.hal.science/tel-01631493v1

Submitted on 9 Nov 2017

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



HAL Authorization

Université Pierre et Marie Curie

East China Normal University

Ecole doctorale : Astronomie et astrophysique d'Ile-de-France (ED127)

Laboratoire de Météorologie Dynamique / Planeto

Inversion of lunar FeO and numerical simulation of the detached dust layers on Mars

Par Chao Wang

Thèse de doctorat de [Planetary Science]

Dirigée par [Wei GAO, Francois FORGET]

Présentée et soutenue publiquement le [24 Novembre, 2016]

Devant un jury composé de :

Jury:

Shiyuan XU	Professor	East China Normal University
Zhiqiang GAO	research scientist	Yantai Institute of Coastal Zone Research, Chinese Academy of Science
Zhan'e YIN	Professor	Shanghai Normal University
Jianping WU	Professor	East China Normal University
Bailang YU	Professor	East China Normal University
FranÇois Forget	Senior Research Scientist	Laboratoire de Météorologie Dynamique, Université Pierre et Marie Curie
Ehouarn Millour	Research Engineer	Laboratoire de Météorologie Dynamique, Université Pierre et Marie Curie

2016 届研究生博士学位论文

分类号：_____ 学校代码：10269

密 级：_____ 学 号：52120801003



華東師範大學

East China Normal University

博士学位论文

DOCTORAL DISSERTATION

论文题目：月球表面 FeO 丰度反演与火星大气沙尘悬浮层数值模拟研究

院　系：地理科学学院 地理学系

专　业：地图学与地理信息系统

研究方向：行星遥感与数值模拟

指导教师：高 炜 教 授

François Forget 研究员

学位申请人：王 超

2016 年 9 月

Dissertation for doctoral degree in 2016 Student ID: 52120801003

University Code: 10269

East China Normal University

Title: Inversion of lunar FeO and numerical simulation of the detached dust layers on Mars

Department: Department of Geography

School of Geographic Sciences

Major: Cartography and Geographic Information System

Research Direction: Planetary remote sensing

Supervisors: Professor Wei Gao

Senior Research Scientist François Forget

Candidate: Chao Wang

September, 2016

华东师范大学学位论文原创性声明

郑重声明：本人呈交的学位论文《全球大气臭氧总量变化趋势及区域气候影响机制研究》，是在华东师范大学攻读 博士 学位期间，在导师的指导下进行的研究工作及取得的研究成果。除文中已经注明引用的内容外，本论文不包含其他个人已经发表或撰写过的研究成果。对本文的研究做出重要贡献的个人和集体，均已在文中作了明确说明并表示谢意。

作者签名：_____　　日期： 年　月　日

华东师范大学学位论文著作权使用声明

《全球大气臭氧总量变化趋势及其区域气候影响机制研究》系本人在华东师范大学攻读学位期间在导师指导下完成的 博士 学位论文，本论文的著作权归本人所有。本人同意华东师范大学根据相关规定保留和使用此学位论文，并向主管部门和学校指定的相关机构送交学位论文的印刷版和电子版；允许学位论文进入华东师范大学图书馆及数据库被查阅、借阅；同意学校将学位论文加入全国博士、硕士学位论文共建单位数据库进行检索，将学位论文的标题和摘要汇编出版，采用影印、缩印或者其它方式合理复制学位论文。

本学位论文属于（请勾选）

（ ）1.经华东师范大学相关部门审查核定的“内部”或“涉密”学位论文*，于　年　月　日解密，解密后适用上述授权。

（ ）2.不保密，适用上述授权。

导师签名_____　　本人签名

年　月

日

* “涉密”学位论文应是已经华东师范大学学位评定委员会办公室或保密委员会审定过的学位论文（需附获批的《华东师范大学研究生申请学位论文“涉密”审批表》方为有效），未经上述部门审定的学位论文均为公开学位论文。此声明栏不填写的，默认为公开学位论文，均适用上述授权）。

王超 博士学位论文答辩委员会成员名单

姓名	职称	单位	备注
许世远	教授	华东师范大学	主席
高志强	研究员	中科院烟台海岸带研究所	
尹占娥	教授	上海师范大学	
吴健平	教授	华东师范大学	
余柏蒲	教授	华东师范大学	
François Forget	Senior Research Scientist	Laboratoire de Météorologie Dynamique, Université Pierre et Marie Curie	
Ehouarn Millour	Research Engineer	Laboratoire de Météorologie Dynamique, Université Pierre et Marie Curie	
张 超	讲师	华东师范大学	秘书

摘 要

随着深空探测战略的稳步推进，月球和火星已成为我国空间探测的重要研究对象。同时近期发布的《国土资源“十三五”科技创新发展规划》中提出，积极推进行星地质研究，开展火星和月球试验场建设研究、“地-月-火星”对比研究；组织月球与火星地质编图等内容。这将进一步推进我国深空探测与行星科学的发展。

我国第一颗自主绕月卫星嫦娥一号搭载的干涉成像光谱仪(Interference Imaging Spectrometer, IIM)获取了大量月球高光谱数据。虽然已有研究对 IIM 数据开展了数据处理和应用研究，但 IIM 数据预处理过程仍存在问题，主要有坏点噪声未能得到较好地去除，利用月壤样品定标的反射率产品与月球表面实际情况相差较大，交叉定标过程采用的参考地基望远镜数据过少，不足以代表月球表面复杂多样的地物类型，处理后的 IIM 反射率数据在拼接过程中边界明显，光度均一性差。

沙尘是火星大气气溶胶重要组成部分，其空间分布影响着火星大气的热力平衡。搭载于 Mars Reconnaissance Orbiter 上的 Mars Climate Sounder (MCS)发现了火星沙尘在大气行星边界层之上存在明显的悬浮特征。在春夏季，该悬浮层夜间高度维持在约 20 km 高空处；在秋冬季，悬浮层夜间高度变化较为剧烈，变化幅度可达 20 km。MCS 观测发现的火星大气沙尘悬浮层在之前的观测和研究中均未被发现，这一大尺度广泛存在的悬浮层形成机制尚不清楚。

针对上述内容，本论文开展了相关的科学研究，并取得一定进展与突破。主要研究结果与结论如下：

(1) 为了去除 IIM 数据中坏点噪声，本文提出了一种基于光谱角和欧式距离的坏点检测与修正算法，经过目视和与其它研究对比分析发现，新方法可以较好地去除 IIM 数据中的坏点，坏点识别准确，误判率低；为了改进 IIM 反射率定标，本文提出一种新的 IIM 数据在轨定标方式，通过建立四类光度模型对 IIM 数据进行光度校正，获得月表真实反射率产品，研究结果表明新的 IIM 反射率产品光度均一性得到显著改善，相邻影像

边界问题被很好地去除，同时摆脱了以月壤样品反射率为参考的定标方法导致的 IIM 反射率过高问题；本文还通过引入更多精度较高、代表地物类型更多的地基望远镜数据进行 IIM 高光谱数据交叉定标研究以修正 IIM 数据在近红外波段反射率过低的问题。

(2) 本文对经过预处理的 IIM 数据开展了 FeO 反演最优波段选择的研究，通过设置对比实验，研究发现对于 IIM 数据来说，经过交叉定标的 891 nm 波段是最适合月球 FeO 反演的近红外波段；基于此，本文利用 IIM 数据反演了全月 FeO 丰度，研究结果发现本文反演结果与 Clementine 反演结果整体趋势一致，月海 FeO 丰度较高，高地较低，本文反演的 FeO 丰度在月海地区比 Clementine 反演 FeO 丰度略低，在高地地区比 Clementine 反演结果略高。

(3) 为了能够在 GCM 中模拟 MCS 观测的火星大气沙尘悬浮层，本文在 LMD Mars GCM 中设计并实施了“火箭”沙尘暴物理参数化过程，研究结果表明，在火星秋冬季节，在添加“火箭”沙尘暴物理参数化后，GCM 具备了模拟沙尘悬浮层的能力，且模式模拟的沙尘悬浮层的形成和演化均与 MCS 观测相吻合；研究结果还发现沙尘暴对流导致悬浮层高度在垂直方向上剧烈变化，该变化与观测相符。因此，在全球尺度上，“火箭”沙尘暴是火星秋冬季沙尘悬浮层形成机制之一；研究结果还发现，仅考虑“火箭”沙尘暴过程，模式无法模拟出火星春夏季沙尘悬浮层结构；

(4) 为继续探究火星大气沙尘悬浮层在春夏季形成原因，本文在 LMD Mars GCM 中设计并实施了日间坡度风效应物理参数化过程，研究结果表明，在日间坡度风的作用下，GCM 可以重现春夏季沙尘悬浮层结构，模式模拟的悬浮层高度和变化趋势与 MCS 观测具有可比性，因此说明坡度风是春夏季 MCS 观测的大气沙尘悬浮层的主要形成原因。模拟发现坡度风作用下形成的沙尘悬浮层高度在垂直方向上变化小，说明坡度风产生的对流比“火箭”沙尘暴产生的对流要弱。

关键词：月球；IIM；FeO；火星；沙尘；悬浮层；火箭沙尘暴；坡度风

ABSTRACT

As the development of China deep space exploration, Moon and Mars have been the important targets for Chinese space missions. According to the recent released “the 13th five-year plan for the country's scientific and technological progress”, the studies on planetary geology, building up of Martian and Lunar testing fields, and comparative studies of Earth-Moon-Mars are encouraged. The geological map compilation of Moon and Mars will also be organized. These governmental policies will further promote the Chinese deep space explorations and planetary sciences.

The Interference Imaging Spectrometer (IIM) aboard the Chinese first Moon orbiter Chang’E-1 obtained large amount of hyperspectral data. IIM data processing has been implemented by many studies, but some imperfections still exist. The bad pixels widely scatter in the IIM raw data. The IIM reflectance data calibrated through the Apollo sample does not make agreement with the real lunar surface reflectance. The telescopic data using in IIM cross-calibration procedure are inadequate to represent the various compositions of lunar surface. The boundaries of different IIM swath images are visible in the mosaic IIM image even after photometric correction.

Dust is one of the important aerosol in Martian atmosphere. Its distribution has an impact on the thermal balance of the atmosphere. The observation from Mars Climate Sounder (MCS) aboard the Mars Reconnaissance Orbiter (MRO) revealed the existence of detached dust layers which is above the planetary boundary layer on Mars. In spring and summer, the altitude of observed detached dust layers is ~20 km. In autumn and winter, the altitudes of the detached dust layers vary significantly. The variation range can reach to 20 km. The detached dust layers observed by MCS have never been noticed in former studies. And their origins are still debated.

In this thesis, studies related to the aforementioned topics have been performed. The major results and conclusions can be summarized as follows:

(1) First, in order to remove the bad pixels in IIM data, a new bad pixel identification and correction method using spectral angle and Euclidean distance has been proposed. To verify the accuracy of this new method, several bad pixel identification methods used by other studies are also implented for comparison purpose. The results show that the bad pixels in IIM data are removed properly by the new method. Second, to improve the reflectance calibration of IIM data, a new in-flight calibration has been conducted. In the new calibration procedure, the lunar surface is divided into four classes based on the lunar FeO content. For each class, several parameters for Lommel-Seeliger model is set to perform the photometric correction. The derived reflectance data after photometric correction show significant improvement. The boundaries between adjacent orbits are invisible,

indicating good performance of photometric condistions. Meanwhile, the overestimate of reflectance originating from calibrating IIM data to Apollo sample spectra has been avoided. Third, the cross-calibration process has also been improved by importing more telescopic data to better represent various composition of the lunar surface.

(2) Before using the preprocessed IIM data to inverse FeO abundance, we firstly performed a band selection study to choose the optimal near infrared (NIR) band to inverse FeO. By setting four experiments, we found that the cross-calibrated 891 nm band is the best one to be used in FeO inversion. After confirmation of the optimal NIR band, global mapping of FeO has been achieved. Results show that the FeO abundance in lunar Mare derived from IIM is lower than that from Clementine-derived FeO. While, on the highlands, the abundance of IIM-derived FeO is slightly higher than that of Clementine-derived FeO.

(3) In order to simulate the MCS-observed detached dust layers in GCM, a parameterization for rocket dust storms has been designed and implemented in the LMD Mars GCM. The model simulations show that in Martian autumn and winter, the GCM with rocket dust storm parameterization is capable of reproducing the detached dust layers. The formation and evolution of GCM-simulated detached dust layers are in agreement with that of MCS observation. Meanwhile, the simulation also suggests that the large altitude variation of detached dust layers in autumn and winter are contributed by the deep convection induced by rocket dust storms. Therefore, we conclude that rocket dust storm is the source of the MCS-observed detached dust layers. However, only with the rocket dust storm parameterization, GCM cannot simulate the detached dust layers occurred in spring and summer.

(4) To further identify the origin of the detached dust layers in spring and summer on Mars, a parameterization for daytime slope winds has been designed and implemented in the LMD Mars GCM. The simulation of the GCM with daytime

slope winds parameterization shows that with the help of daytime slope winds, the GCM can reproduce the detached dust layers in spring and summer, which cannot be simulated by the rocket dust storm process. The altitude and altitude variation of the simulated detached dust layers are comparable to those of MCS observations. Therefore, slope winds are the source of detached dust layers in Martian spring and summer. The altitude of GCM-simulated detached dust layer doesn't vary a lot, indicating that the convection induced by slope winds is shallower than that induced by rocket dust storm.

Keywords: Moon; IIM; FeO; Mars; dust; detached layers; rocket dust storm; slope winds

目　录

第一章 绪论 1
1.1 研究背景与意义 1
1.1.1 月球与火星观测历史 1
1.1.2 月球与火星探测意义 3
1.2 国内外研究进展 4
1.2.1 IIM 数据预处理 4
1.2.2 遥感数据反演月球 FeO 丰度 6
1.2.3 火星大气沙尘垂直结构 6
1.2.4 火星大气沙尘悬浮层的形成机制 3
1.3 研究内容和框架 8
1.3.1 IIM 预处理流程设计与 FeO 反演 9
1.3.2 中尺度火星大气运动参数化设计与实施 9
第二章 IIM 高光谱数据预处理及全月 FeO 丰度反演 11
2.1 研究数据介绍 11
2.2 预处理总体流程设计及实施 12
2.2.1 条纹去除 13
2.2.2 坏点去除 14
2.2.3 行平场校正 18
2.2.4 空间维和光谱维的平滑 19
2.2.5 反射率定标 19
2.2.6 交叉定标 23
2.2.7 地理配准 26
2.3 基于 IIM 高光谱数据的月表 FeO 反演 26
2.3.1 FeO 反演原理 27
2.3.2 反演使用数据 28
2.3.3 反演最优波段的选择 29
2.3.4 全月 FeO 反演 34
2.4 本章总结 36
第三章 在 LMD 火星全球气候模式中参数化“火箭”沙尘暴 38
3.1 参数化策略 38
3.1.1 触发机制 39
3.1.2 沙尘粒子抬升 40
3.1.3 辐射传输 41
3.1.4 垂直传输 41
3.1.5 沙尘暴沙尘的卷出 42
3.1.6 水平传输和重力沉降 43
3.2 敏感性分析 44
3.2.1 参考模拟 45
3.2.2 对比模拟 46
3.3 模式模拟与 MCS 的对比分析 49
3.4 本章总结 55
第四章 在 LMD 火星全球气候模式中参数化日间坡度风 56

4.1 参数化策略 57
4.1.1 次网格地形信息 57
4.1.2 沙尘沿山坡运动 59
4.1.3 垂直传输 60
4.1.4 环境大气温度Tl的修正 63
4.1.5 垂直传输尺度估算 63
4.1.6 环境沙尘补充 64
4.1.7 混合扩散和沉降 65
4.2 敏感性分析 65
4.2.1 参考模拟 66
4.2.2 对比模拟 67
4.3 与 MCS 观测对比分析 71
4.4 本章总结 73
第五章 结论与展望 74
5.1 研究结论 74
5.2 主要创新点 76
5.3 不足与展望 76
参考文献 78
主要科研成果 87
致 谢 88

第一章 绪论

1.1 研究背景与意义

随着科技的大幅进步以及人类对于未知空间探索热情的日益高涨，近年来，世界科技大国逐步掀起了一股深空探测热潮，美国、欧盟、中国、日本、印度等国家纷纷开始以独立或合作的方式开展深空探测研究。随着我国探月计划的稳步推进，火星探测任务的立项，中国将成为此轮深空探测热潮里重要的一员，也将是我国继“两弹一星”工程后再次勇攀科技高峰，体现科技实力与综合国力的重要见证。目前，深空探测任务的实施仍以月球和火星为主要探测对象。

1.1.1 月球与火星观测历史

月球，地球唯一的天然卫星，作为人类走向深空的第一站[欧阳自远等，2000]，始终是开展空间探测的首选[欧阳自远，2003]。自古依以来，出于对月球无限的好奇，人们用各种美妙的神话与传说来表达对月球的遐想和赞美，中国上古神话里美貌非凡的嫦娥，日本传说中唯美的辉夜姬，希腊神话里纯洁的月亮女神阿尔忒弥斯，印度传说中明亮和耀眼的钱德拉，这些无不代表着人们对于月球无限的向往。

上世纪 50 年代，在冷战背景和火箭技术迅猛发展的背景下，人类开始近距离观测月球。1959 年，前苏联 Luna 2 飞船首次触及月球，Luna 3 首次拍摄到月球背面；1966 年，Luna 9 首次实现月球软着陆，Luna 10 首次实现卫星绕月探测；1969 年，Apollo 11 首次实现人类登陆月球。美国和前苏联在 1958 至 1976 年间，共发射了 108 个探测器，其中成功或部分成功的有 52 次；美国的 Apollo 和前苏联的 Luna 计划进行了多次载人和不载人登月取样，获得了共 382 kg 的月壤样品，月球探测取得了划时代的成就[欧阳自远，2005]。随着冷战结束，月球探测进入了宁静期。1994 年，随着美国宣布重返月球计划，人类探月活动进入了新一轮高潮，美国、欧盟、日本、中国、印度纷纷开展实施了自己的探月

计划。

2007 年 10 月 24 日 18 时 05 分，中国第一颗绕月极轨卫星嫦娥一号在西昌卫星发射中心成功发射升空，至 2009 年 3 月 1 日，嫦娥一号受控撞击月球丰富海，共绕月运行 495 天，中国首次探月计划完美收官；随后于 2010 年 10 月 1 日，中国成功发射了嫦娥一号备份星-嫦娥二号；2013 年 12 月 2 日，中国又成功发射了嫦娥三号，此次任务包括一个着陆器和一个巡视器，随着 12 月 14 日嫦娥三号成功软着陆于月球雨海，我国成为继前苏联和美国之后，第三个实现月球软着陆的国家。

火星，在古代中国被称为“荧惑”，因为它“荧荧如火”，亮度与位置经常变化，使人迷惑；在罗马神话里，它是战神，战士的庇护者。

作为人类已知且与地球具有很多相似点的星球[欧阳自远等，2011；Grotzinger et al.,2013]，人类对于它的成功探测并不如月球那样多，且失败率较高。即便如此，人类对火星探测的脚步从未停止。1971 年，美国发射的 Mariner 9 号成为第一个环绕火星的探测器；1973 年，前苏联的 Mars 3 成功登陆火星；1976 年，海盗号传回了第一幅火星地景的彩色照片。截止目前，人类对于火星探测并成功到达火星的观测任务共有 18 次(详见表 1-1)。

我国研制的第一个火星探测器—萤火一号，于 2011 年 11 月 8 日搭乘在俄罗斯的福布斯号采样返回探测器上一起发射升空，11 月 9 日，俄方宣布福布斯一土壤号火星探测器变轨失败。萤火一号原计划对火星地形、地貌、电离层、空间磁场开展全方位探测，并探测火星大气粒子逃逸率和观测沙尘暴现象[吴季等，2009]。目前，中国新一轮火星探测计划已经开始实施，并计划于 2020 左右发射，预计将包含一颗极轨卫星和一个着陆器。

表 1-1 实施的成功到达火星的任务

任务名称	国家/地区	发射时间	任务类型
Mariner 9	美国	1971 年 5 月 30 日	飞行器
Mars 2	前苏联	1971 年 5 月 19 日	飞行器和着陆器
Mars 3	前苏联	1971 年 5 月 28 日	飞行器和着陆器
Viking 1	美国	1975 年 8 月 20 日	飞行器和着陆器
Viking 2	美国	1975 年 9 月 9 日	飞行器和着陆器
Mars Global Surveyor	美国	1996 年 11 月 7 日	飞行器

Pathfinder	美国	1996 年 12 月 4 日	着陆器和火星车
Mars Odyssey	美国	2001 年 4 月 7 日	飞行器
Mars Express	欧盟	2003 年 6 月 2 日	飞行器
Spirit	美国	2003 年 6 月 10 日	火星车
Opportunity	美国	2003 年 7 月 8 日	火星车
Mars Reconnaissance Orbiter	美国	2005 年 8 月 12 日	飞行器
Phoenix	美国	2007 年 8 月 4 日	登陆器
Curiosity	美国	2011 年 11 月 26 日	火星车
Mangalayaan	印度	2013 年 11 月 5 日	飞行器
Maven	美国	2013 年 11 月 18 日	飞行器
ExoMars	欧盟俄罗斯	2016 年 3 月 14 日	飞行器和着陆器

1.1.2 月球与火星探测意义

对月球和火星的探测除了满足人类探索未知世界, 开拓奇妙宇宙的好奇心外，还具有很多的实际社会经济意义。

月球作为作为离地球最近的星体，它的表面几乎没有大气，没有电离层，重力磁力都较弱，是很多空间实验的理想场所[邓连印等,2008]；由于地球距离月球较近，拥有丰富的可利用资源，如 He^3；建立月球基地，开发利用月球上的资源，可以为人类社会的可持续发展提供保障[栾恩杰, 2005；欧阳自远, 2004]；火星与地球均有大气层，火星地质地貌表明，在火星上曾经存在水[Villanueva1 et al.,2015]，但是至今人们仍不了解火星上的大部分水是如何消失的，以及当时的火星环境状况，因此，了解火星上水和大气消失之谜将有助于为如今地球气候变化、生态环境保护提供借鉴。而要开发、利用月球和火星资源，必须对其进行科学探测，了解其目前状态；通过了解其物质成分，地形地貌等特征来推测其演化历史及古地质、古气候状况。

铁元素是月表主量元素之一，对其含量与分布的探测将有助于理解月表的成岩过程以及月球的热演化历史[Taylor, 1987; Lucey et al., 1995]。同时，在遥感数据反演其它月表元素时，铁元素也是重要的辅助信息[李雄耀等, 2007; Elphic et al., 2000]。前苏联的 Luna 和美国的 Apollo 采样任务虽然提供了珍贵的实地采样数据，但样品数量过少，尚不足以满足全月尺度的铁元素分布研究需求。因此，充分利用探月任务获取的遥感数据进行月球表面铁元素反演是揭示月表元

素分布的重要技术手段。

火星大气的主要成分为 CO_2，此外，沙尘也是火星大气中辐射效应极为显著的大气成分。沙尘以气溶胶形式存在于火星大气中，通过吸收和散射太阳辐射、吸收和发射红外辐射影响大气热力结构。揭示火星的大气状况将有助于理解火星大气的逃逸过程[Jakosky et al., 2015]以及地形地貌的形成过程[Fastook et al., 2008]。McCleese et al., [2010] 通过分析搭载于 Mars Reconnaissance Orbiter (MRO)上的 Mars Climate Sounder (MCS)发现以往对于火星大气沙尘分布的认识与观测有较大偏差。鉴于此，如何理解 MCS 对沙尘分布的观测结果以及沙尘分布结构对火星大气的作用，将是火星大气研究的首要任务。

此外，航天技术的二次应用将有助于推动民用科学技术的发展；对月球和火星现实状况的探测也将有助于保障后续深空探测任务，如采样返回的顺利进行。综上所述，适时开展月球物质成分反演和火星沙尘分布研究具有十分重要的意义。

1.2 国内外研究进展

1.2.1 IIM 数据预处理

干涉成像光谱仪(Interference Imaging spectrometer, IIM)，作为搭载于我国第一颗探月极轨卫星嫦娥一号(Chang'E-1, CE1)上的一台 Sagnac 空间调制成像光谱仪，它采用干涉成像光谱技术获取月表物质光谱，也是世界上首台将干涉成像光谱技术应用到深空探测的光谱仪[薛彬, 2006; Ouyang et al., 2008]。由于 IIM 仪器没有采用运动部件，如扫摆式部件，因此其空间稳定性好[薛彬, 2006]。此外，由于其采用了干涉成像技术，因而具有能量利用率高，光谱不受卫星姿态影响等优点[赵葆常等，2009]。基于 IIM 数据，可以有效开展月表元素反演和地质学其他应用，但在具体应用前，仍需对该据进行预处理，以保证应用结果的精度。

赵葆常等[2009]首先在发射前检测了 IIM 光学图像质量，并评测了 IIM 在轨运行情况和性能，研究结果证实 IIM 性能优越，在轨运行状态较好，并完成了 IIM 干涉图数据的实验室光谱辐射度定标[赵葆常等,2010]。在 IIM 2 级数据基础

上，根据不同的研究需求，大量科研人员开展了不同类型的 IIM 数据预处理工作。针对 IIM 高光谱数据，张霞等[2012]对数据质量进行了评估，结果表明，IIM 整体数据质量良好，但第 1 波段和第 32 波段信噪比较低，建议应用时舍去这两个波段。后续研究发现，IIM 数据中广泛存在坏点，可通过与空间上相邻像元的反射率或辐亮度进行比较进而对坏点进行识别[王振超, 2011; 薛峭, 2012; Wu et al., 2012]。此外，IIM 数据中还存在列方向上的条纹噪声。由于条纹噪声与相邻两列数据差异明显，可通过与周围列进行比较，并通过倍数关系或列与列之间灰度变化趋势进行条纹噪声识别[王振超, 2011；薛峭，2012]。在行方向上，IIM 同样存在辐射畸变，可通过基于光谱特征的反射率归一化校正方法进行校正[吴昀昭等, 2009]，也有研究认为应该在辐亮度基础上展开辐射畸变校正[凌宗成等, 2016]。由于公开发布的 IIM 数据为辐亮度数据，需转化为反射率数据才能进行元素反演和地质填图。目前主要是采用月壤光谱定标 IIM 高光谱数据，其中，月壤样品 62231 被广泛应用于 IIM 数据反射率定标[吴昀昭等, 2009; Liu et al., 2010; 陈超等, 2011; Wang et al., 2012; Wu et al., 2012; 凌宗成等, 2016]。IIM 数据在不同波段影响存在不一致，经过与地基望远镜数据对比，发现在长波段光谱域存在较大误差，可以利用交叉定标的方式改善 IIM 数据定标情况[Wu et al.,2012; 胡森 2011]；然而已有研究仅采用 8 条地基望远镜光谱进行全月 IIM 数据的定标，在一定程度上，数据代表性有限。此外由于 IIM 在不同时间观测月球，光照条件和仪器成像姿态存在差别，故需要进行光度归一化校正，从而得到标准光学条件下的反射率产品，其中，改进的 Lommel-Seeliger 模型[陈超等,2011]和 Hapke 模型[张江,2011]均被应用到 IIM 数据光度校正处理中。

IIM 数据自公布以来，虽然已有多位研究人员开展了不同类型的 IIM 数据预处理工作，但仍然有改进和完善的空间，例如，IIM 坏点的识别，通常采用的基于反射率或辐亮度比较的坏点识别方法难以找到一个合适的标准适用于全月数据坏点的判定；以月壤为样品为标准的 IIM 反射率定标存在反射率高估现象；经过校正处理后的 IIM 反射率在拼接过程中仍能发现明显的影像边界。

1.2.2 遥感数据反演月球 FeO 丰度

目前对于全月尺度的 FeO 丰度主要是利用光学遥感数据(可见光近红外)[Lucey et al., 2000; Gillis et al., 2004; Wu et al., 2012; Wu, 2012; 凌宗成等, 2010, 2011, 2016]和伽马谱仪数据反演得到 [Lawrence et al., 2002]。其中光学遥感数据来源主要为 Clementine UVVIS 数据和 Chang'e-1 IIM 数据，可见光近红外遥感数据主要反演的是月球表面的 FeO 丰度，而伽马射线因具有一定的穿透力，反演得到是月球表层以下的 FeO 丰度。这两种反演结果具有一定的可比性，在大尺度上，均呈现出月海 FeO 丰度高，高地丰度低的现象，但是无法开展局地尺度的 FeO 丰度比较。在 IIM 数据获取之前，可见光近红外只有 Clementine 数据可用于全月 FeO 丰度反演，而月球采样样品数据被用于统计遥感数据和真实 FeO 丰度之间的统计关系，用于反演全月 FeO 丰度，因此月壤样品无法再次用于反演产品精度验证。

在 IIM 获得大量月表影像后，经过预处理可用于月球表面 FeO 丰度反演，IIM 和 Clementine 的反演结果均表征月球表面的 FeO 含量，因此具有可比性，这给月球 FeO 丰度分布提供了又一宝贵的数据来源。本研究将在改进 IIM 数据预处理流程后，探讨 FeO 反演结果的准确性，给月球地质学研究提供数据支持。

1.2.3 火星大气沙尘垂直结构

火星大气中沙尘粒子具有显著的辐射效应，例如在火星上，日落时太阳呈现蓝色光晕，而不是地球上所见的红色，这是因为火星大气沙尘粒子粒径较大，散射了太阳光中的红外部分，因此在火星上日落是蓝色的。火星大气中沙尘粒子还通过吸收、散射和放射辐射过程影响大气热量平衡，在大气运动中起着极为重要的作用。火星沙尘一直是火星探测任务的观测重点，Mariner 9，Viking 1 和 2，Phobos，Mars Observer，Mars Express，MRO，Mars Orbiter Mission 等，均对火星沙尘进行了观测。

(1) Conrath-υ廓线

Mariner 9 在进入火星观测轨道后，观测到了一次全球尺度的沙尘暴(global

dust storm)。Conrath [1975]利用 Mariner 9 红外光谱仪观测到的数据，分析了沙尘暴消退过程中大气温度变化，同时利用辐射传输模型分析了火星沙尘垂直结构。Conrath [1975]发现沙尘光学厚度在沙尘暴消退过程中随时间呈指数递减规律；火星大气稀薄，但如果仅考虑沙尘重力沉降，在 30 Pa 高度以上的沉降比 200 Pa 高度以上的沉降明显很多，这不能很好地解释沙尘光学厚度的时间序列变化，因此除重力沉降外，有其它大气过程参与了沙尘的垂直传输过程，且影响显著。

通过在沙尘粒子垂直传输过程中综合考虑重力沉降和垂直混合过程，Conrath [1975]发现，沙尘的光学厚度时间序列变化模拟得到明显提升。Conrath[1975]给出了以上两个过程的公式描述，首先根据连续性方程有

$$\frac{\partial q}{\partial t}+\frac{1}{\rho}\frac{\partial \mathcal{F}}{\partial z}=0 \tag{1-1}$$

其中$\mathcal{F}$为沙尘垂直传输通量，可描述为

$$\mathcal{F}=w^{*}\rho q-K\rho\frac{\partial q}{\partial z} \tag{1-2}$$

上式中w^{*}为沙尘粒子沉降终端速度，K为有效垂直扩散率，可代表导致沙尘粒子发生垂直扩散的大气过程，上式右边第一项表征了沙尘粒子在重力沉降下的运动，第二项表征了沙尘粒子除重力沉降外的垂直扩散过程。由于卫星数据还不足以获得不同高度的火星沙尘颗粒垂直扩散率K，Conrath 在模拟时假设K在不同高度均为同一常数，同时，还得出火星大气中沙尘的有效粒径大概在 2 μm。根据模拟结果，Conrath 给出了描述火星沙尘垂直分布的理想方程组，沙尘质量混合比在气压p高处为

$$q=\begin{cases}q_0\exp\left[\upsilon\left(1-\frac{p_0}{p}\right)\right], & p\le p_0\\ q_0, & p>p_0\end{cases} \tag{1-3}$$

其中q_0为近火星近地表面大气中沙尘质量混合比，υ为 Conrath 常数，其值的大小可决定q垂直廓线形状特征，υ的值由沙尘粒子垂直扩散特征时间和重力沉降特征时间比值决定，在 1971 年的全球尺度沙尘暴事件中$\upsilon=0.007$。该方程组被称为描述火星沙尘垂直结构的 Conrath-υ廓线。方程组 1-3 中

$$\frac{p_0}{p}\cong -1./\exp\left(-\frac{z}{H}\right) \tag{1-4}$$

其中z代表高度，H为火星大气标高。由 Conrath 的方程组可看出，火星沙尘在底层大气均匀混合，该混合特征持续到气压p_0高度处，随后沙尘质量混合比呈指数规律递减。图 1-1 给出了不同 Conrath 参数情况下，大气沙尘含量廓线[Conrath, 1975]，廓线垂直形状特征依赖于参数υ，当υ较大时，沙尘重力沉降显著，沙尘富集于大气底层，反之，沙尘垂直扩散更显著，沙尘可传输至更高层大气中。

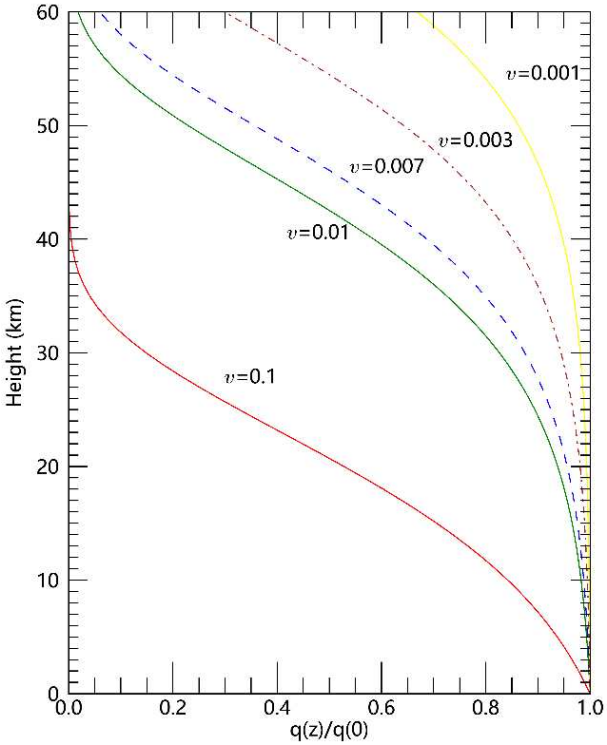


图 1-1 在不同υ时的火星大气沙尘含量廓线，蓝色虚线为 1971 年火星全球沙尘暴沙尘垂直廓线，棕色点划线为 Pollack et al. [1990]认为的更具代表性的火星沙尘垂直廓线，υ为 0.003。横坐标为不同高度沙尘质量混合比与火星底层大气沙尘质量混合比比值，纵坐标为大气高度(km)。

早期的火星大气全球气候模式，(Global Climate Model，GCM)均采用 Conrath-υ廓线假设来模拟大气沙尘含量，大部分 GCM 采用 υ 为 0.003 的垂直分布结构[Pollack et al. 1975]，如图 1-1 棕色点划线所示。Forget et al. [1999]在分析了 Mariner 9 [Anderson and Leovy, 1978] 和 Viking [Jaquin et al., 1986]观测数据后发现，火星大气沙尘垂直结构随着空间和时间变化显著，例如沙尘在极地区在大气底层富集，在赤道附近扩散至较高层大气中，仅通过改变参数 υ 不足以模拟出沙尘季节性高度变化特征。为使 GCM 模拟更加符合真实大气沙尘分布，

Forget et al. [1999]对 Conrath-υ廓线函数进行了优化，为

$$q = q_0 \exp\left\{0.007\left[1-\left(\frac{p_0}{p}\right)^{\frac{70\ km}{z_{max}}}\right]\right\}, \quad p \le p_0 \tag{1-5}$$

其中z_{max}是大气沙尘层顶高度，其值可通过下式估算

$$z_{max} = 60 + 18\sin(Ls - 160°) - 22(\sin\phi)^2 \tag{1-6}$$

其中 Ls 为日面经度(solar longitude)，ϕ为纬度，由公式可知，大气沙尘层顶高度随着季节和纬度变化,图 1-2 展示了z_{max}在不同情况下的大气沙尘质量混合比趋势廓线(q/q_0)。同时，Forget et al. [1999]的优化函数与 Conrath [1975]的函数相比，略去了一次指数运算$\exp\left(-\frac{z}{H}\right)$，降低了模式的运算开销。

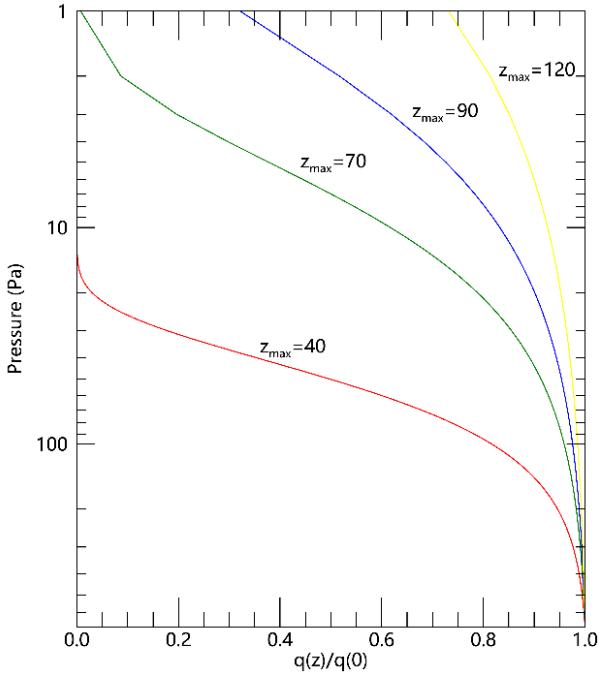


图 1-2 Forget et al. [1999]优化后在不同z_{max}情况下的火星大气沙尘垂直分布廓线。

总之，无论是 Conrath [1975]，还是 Forget et al. [1999]对沙尘垂直分布的估算，均遵循了火星沙尘粒子在对流层底层均匀混合，在中高层呈指数递减的规律。

(2) MCS 对火星大气沙尘垂直结构的观测

搭载于 NASA2005 年发射的 Mars Reconnaissance Orbiter 上的 Mars Climate Sounder(MCS)通过临边观测方式测量火星大气热放射(thermal emission)，MCS 共 9 个工作通道(表 1-2)，垂直分辨率为~5 km，约火星大气标高的一半，卫星过

境时间为当地时间 3:00 和 15:00。本文采用所有的 MCS 数据均来自对 MCS 反演廓线进行空间重采样，采样至全球 64×48 (5.625°经度× 3.75°纬度)格网分辨率下。

本研究实施过程中，使用了 MCS 对 MY29 年(Martian year 29，纪年法采用 Clancy et al., [2000]中的纪年方法)的沙尘观测数据。MCS 产品中提供了火星沙尘不透明度(opacity)数据产品，经转换可得到不透明度密度比(density scaled opacity，DSO，m^2/kg)，该物理量有利于了解沙尘垂直结构对辐射和动力学的显著性[Heavens et al., 2011b]。假设 opacity 表示为d_z^τ，结合理想气体定律，有

$$\frac{d_z^\tau}{\rho} = \frac{d_z^\tau RT}{P} \tag{1-7}$$

其中R为比气体常数，对于火星大气，$R = R_m/M$，火星大气M约为 43.49 g/mol，故R为 191.17 $Jg^{-1}k^{-1}$。

表 1-2 MCS 工作波段及作用，来自 McCleese et al., [2007]

通道号	通道, cm^{-1}	中心波长, μm	Measure function
A1	595–615	16.5	temperature 20 to 40 km
A2	615–645	15.9	temperature 40 to 80 km and pressure
A3	635–665	15.4	temperature 40 to 80 km and pressure
A4	820–870	11.8	dust and condensate (D&C) extinction 0 to 80 km
A5	400–500	22.2	temperature 0 to 20 km, D&C extinction 0– 80 km
A6	3300– 33000	1.65	polar radiative balance
B1	290–340	31.7	temperature 0 to 20km and D&C extinction 0 to 80 km
B2	220–260	41.7	water vapor 0 to 40 km and D&C extinction 0 to 80 km
B3	230–245	42.1	water vapor 0 to 40 km and D&C extinction 0 to 80 km

- 垂直结构特征

图 1-3 展示了火星大气沙尘白天和夜间 DSO 全年纬向平均图，通过对比 MCS 观测和 Conrath-υ廓线的垂直分布特征，其中最显著的区别是火星沙尘的悬浮特征。此悬浮特征表现为，与 Conrath [1975]和 Forget et al. [1999]的垂直廓线

特征不同，MCS 观测到的火星沙尘在垂直方向上，DSO 最大值在火星大气行星边界层(~10 km)之上[McCleese et al., 2010; Heavens et al., 2011a; 2011b; 2011c]，而不是在大气底层大，在大气高层呈指数递减规律。图 1-3 上图为白天全年平均图，由图可知，DSO 最大值在约 20-30 Pa 高度，距火星表面约 30-35 km 高空处，夜间该悬浮层在沉降至~20 km；从全年平均来看，火星沙尘主要悬浮于赤道上空略北半球位置。

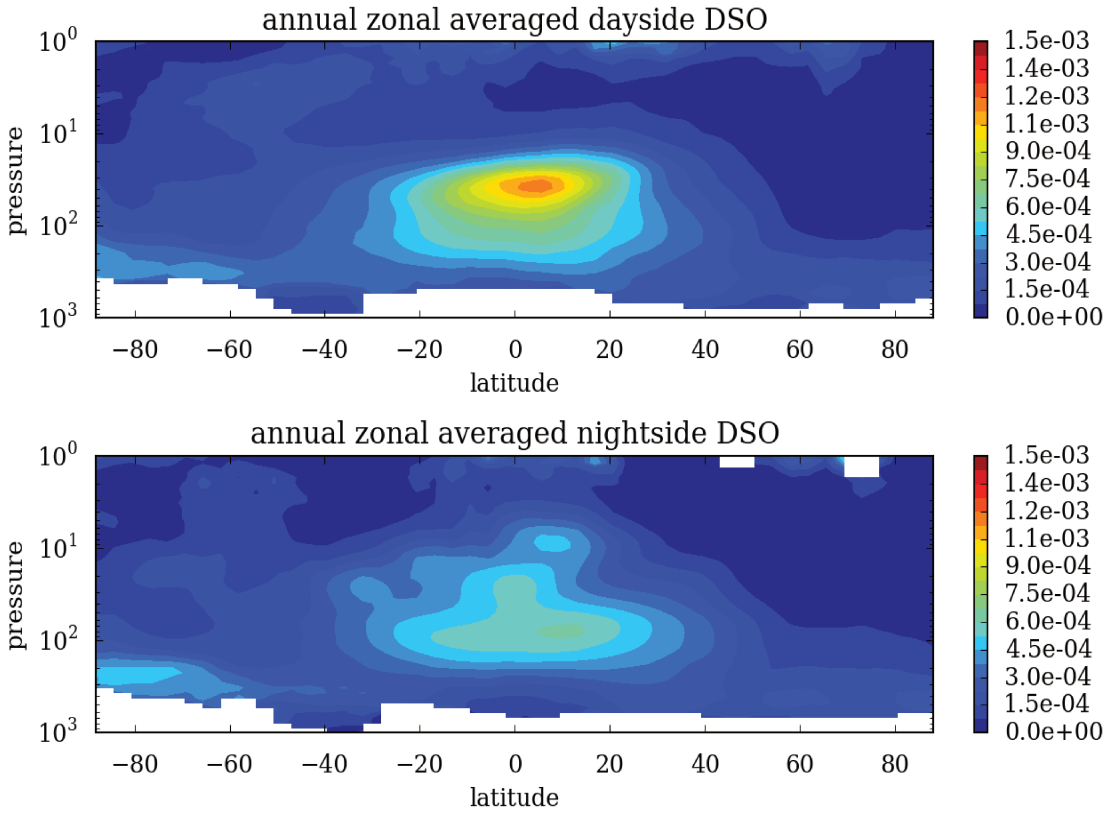


图 1-3 MCS 观测的 MY29 火星大气沙尘红外波段 DSO 年纬向平均图，上图为卫星在白天采集数据的全年平均，下图为卫星在夜间采集数据的平均图。

从数值上看，赤道上空悬浮层 DSO 年均值白天高于黑夜，白天 DSO 最大值约为 $1.2\times10^{-3}m^2/kg$，黑夜 DSO 最大值约 $6\times10^{-4}m^2/kg$，相差近 2 倍；同时，DSO 在火星近地表面非常低，白天约为 1.5×10^{-4} m^2/kg，与悬浮层最大值相差约 8 倍，夜间约为 9×10^{-5} m^2/kg，与最大值相差约 6.7 倍。在南极地区，从年平均值看来，白天未见明显 DSO 悬浮层，在夜间则观测到悬浮层，但高度较低，夜间 DSO 值较白天更高。同时值得注意的是，在火星大气压强约 1 Pa 高空处，DSO 可见有

悬浮特征，根据反演算法[Kleinböhl et al., 2009]，由于此高度温度和压强均较低，大气中 CO_2可能以干冰(CO_2 ice)形式存在，由于 MCS 不具备识别干冰粒子的能力，此处干冰被反演算法识别为沙尘颗粒，此为反演失败导致的误差，而不是真实的悬浮沙尘。

- 季节性特征

根据反演算法[Kleinböhl et al., 2009]，MCS 沙尘含量反演在夜间大气沙尘含量较少情况下，反演精度和空间覆盖度均更高，因此本文研究过程中均采用 MCS 夜间观测数据作为对比。

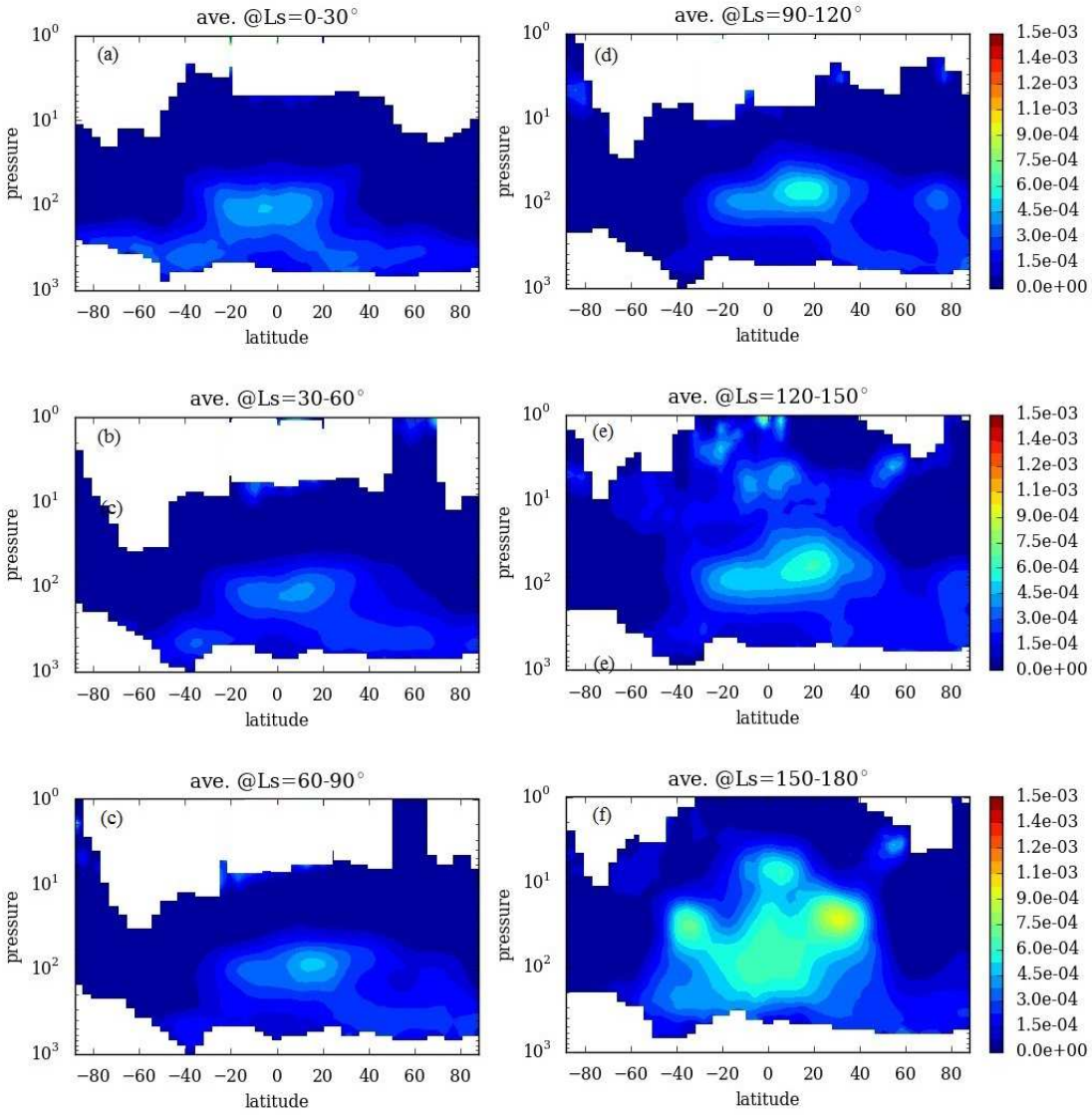


图 1-4 火星春夏两季沙尘 DSO 每 30° Ls 夜间全球纬向平均图，具体季节 Ls 信息见图中标注信息。

图 1-4 展示了火星 MY29 年春夏两季沙尘 DSO 全球纬向平均图，按 Ls 每 30° 取均值，其中左列展示了春季平均后的 DSO 纬度-高度分布图。类似于图 1-3 沙尘 DSO 全年纬向平均，MY29 年春季，火星沙尘悬浮层也位于赤道上空；在

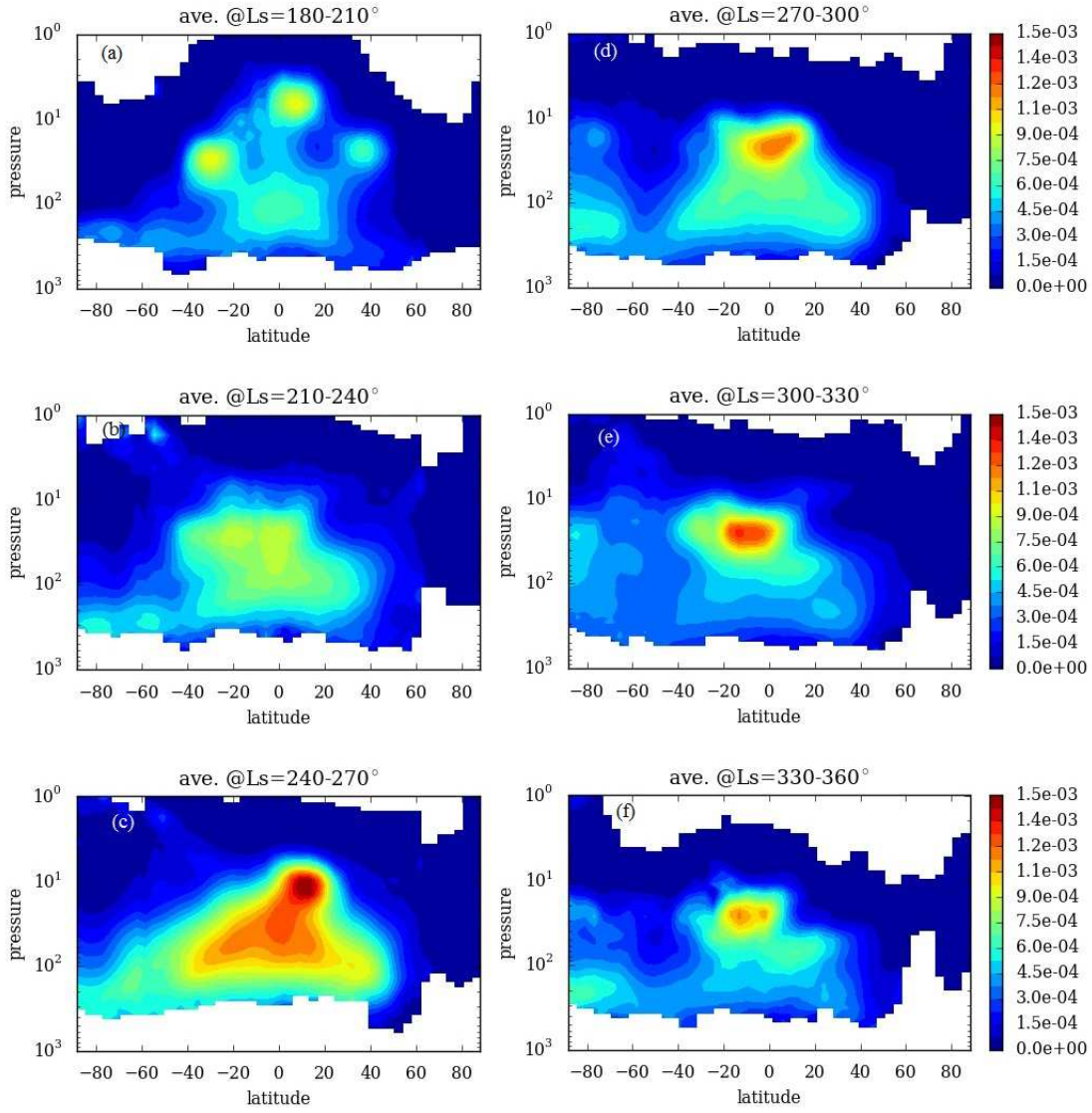


图 1-5 火星秋冬两季沙尘 DSO 每 30° Ls 夜间全球纬向平均图，具体季节 Ls 信息见图中标注信息。

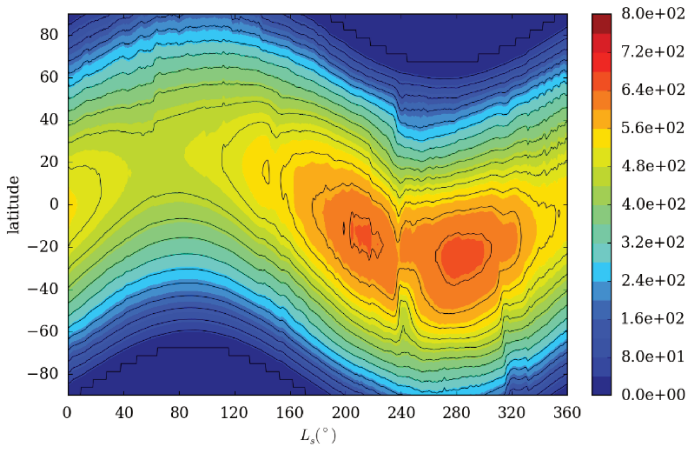


图 1-6 LMD Mars GCM 模拟的火星 MY29 年当地时间 12:00 全球太阳辐射到达火星表面通量(solar flux to surface, W/m^2)的纬向平均图。

Ls=0-30°时，南北半球沙尘 DSO 基本呈对称分布状态，随后的季节中，对比图 1-4 a, b 和 c 可发现，沙尘悬浮层呈逐渐向北半球移动趋势，北半球较南半球沙尘含量更高，南半球大气沙尘含量减少。图 1-4 右侧为夏季沙尘 DSO 纬度-高度分布，对比左右两列图，可发现夏季沙尘 DSO 较春季值更大，悬浮层高度也更高，北极有明显的沙尘垂直对流发生，如图 1-4d，靠近北极上空出现一高度约为 20 km(~200 Pa)的沙尘悬浮层；在图 1-4e 和 f 中，北半球大气中沙尘开始降低，在 Ls=150-180°时，北纬 50°以上沙尘 DSO 比 Ls=0-30°含量甚至更低(图 1-4 各图使用的颜色表相同)；图 1-4f 和 a 沙尘结构均呈现出南北半球对称分布。值得注意的是，在图 1-4f 中，沙尘结构与其它 5 图存在明显不同，有多个悬浮层出现，这可能是 MY29 这个时期的沙尘暴事件所导致的[McCleese et al., 2010, Malin et al., 2008]。

图 1-5 展示的是 MY29 年秋冬两季火星沙尘 DSO 纬度-高度图，为便于对比，图 1-4 和图 1-5 绘制时采用了相同的颜色表。由于火星下半年比上半年更接近太阳，受太阳辐射影响更为显著，沙尘运动更为剧烈，更多的沙尘被从地面卷至大气中，所以大气更为浑浊，此时称为火星的 dusty season；同时由于沙尘运动更为剧烈，沙尘的垂直结构变化也更为显著。如图 1-5 所示，秋冬两季，火星大气沙尘含量南半球比北半球更高，在图 1-5c(Ls=240-270°)中，沙尘含量达到一年中最大值，沙尘悬浮层高度也达到最大值，约 10 Pa(~40 km)；南极沙尘在图 1-5d 和 e 中出现了悬浮结构，e 中沙尘悬浮层高于 30 km。在图 1-5f 中，南

极仍存在明显的沙尘富集，然而高度有明显的降低，与此同时，赤道上空的DSO值较Ls=300-330°(图1-5e)中更低。

MCS观测到的沙尘悬浮层的季节移动特征与火星太阳辐射变化趋势存在明显的相关性。图1-6为LMD (Laboratoire de Météorologie Dynamique) Mars GCM模拟的火星MY29年中午12:00时，火星表面受到的太阳辐射通量纬向平均图。由于火星自转倾角为24.15°，和地球很相似，故火星也存在着明显的四季变化，春夏之际，太阳光直射点向北半球移动，秋冬季向南半球移动；由于沙尘的运动主要是由太阳辐射驱动，故随着太阳直射点在火星南北半球之间移动，沙尘也存

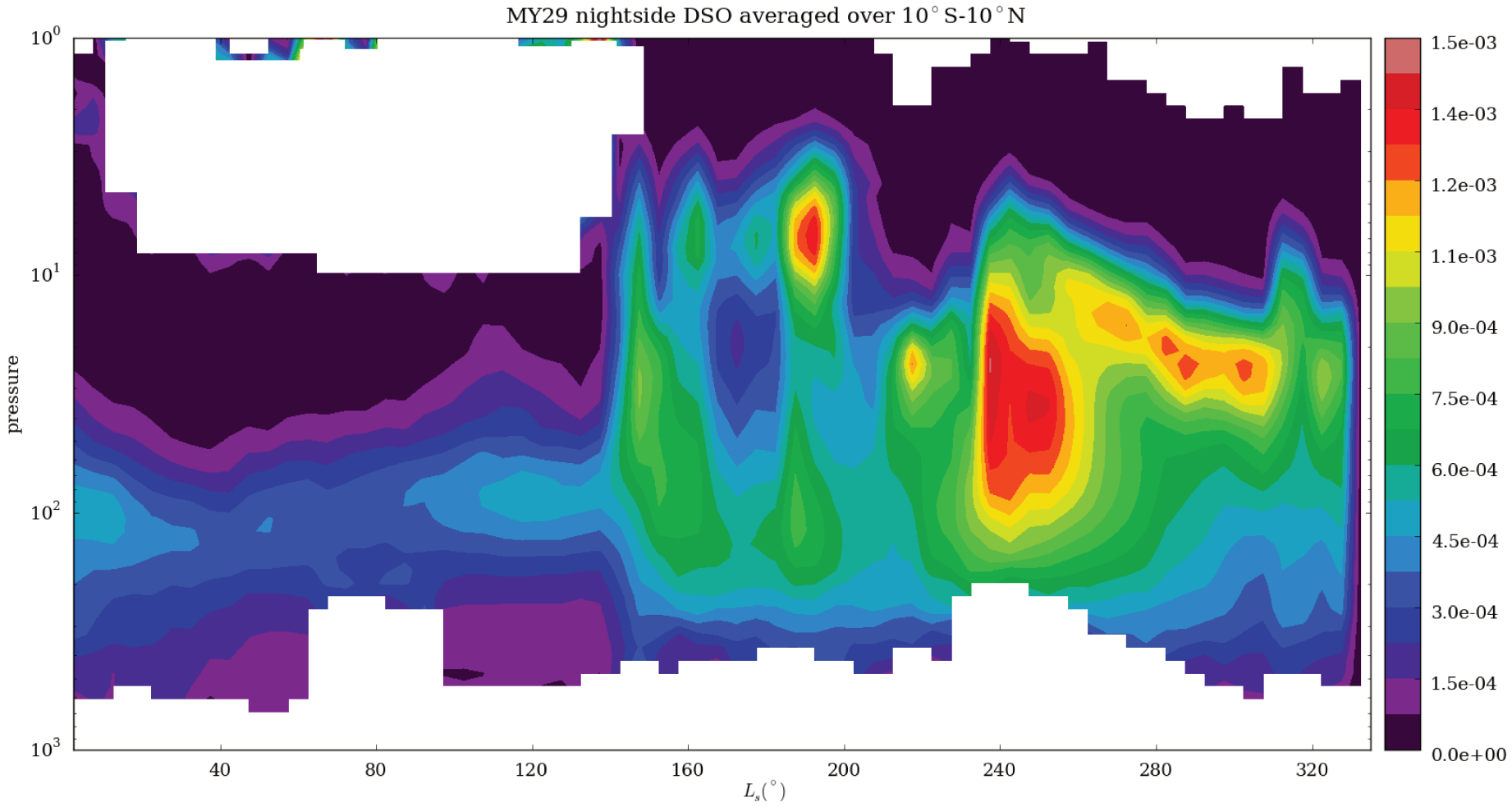


图 1-7 火星 MY29 年大气沙尘夜间 DSO 整年南北纬 10° 之间平均图，其中横坐标为时间(日面经度)。

在明显的季节移动特征。

结合图 1-4 和图 1-5 可知，火星大气沙尘悬浮层主要存在赤道上空，图 1-7 为火星 MY29 年 MCS 夜间赤道附近区域(南北纬 10°之间)沙尘 DSO 含量平均图，该图展示了夜间沙尘悬浮层高度在 MY29 年的连续变化。在 Ls=145°之前(clear season)，夜间沙尘悬浮层较为稳定，高度约 20 km，并略有上升；而在 Ls=145°之后，火星进入 dusty season，沙尘运动剧烈，沙尘悬浮层在 20-40 km 之间浮动。火星沙尘进入 dusty season 后，在 Ls=140-160°之间，在沙尘暴作用下[McCleese et al., 2010]，形成一个高度约为 30 km 的沙尘悬浮层，并在 20°Ls 时间范围内逐渐沉降至略低于 20 km 高度；在 Ls=160-200°之间，火星沙尘出现了双层悬浮层结构，上层在~10 Pa 高度处，约为 40 km，下层略低于 100 Pa(20 km)，该双层结构在 Ls=200°左右消失；在 Ls=240°时，火星沙尘 DSO 达到一年中最大值，高度约 25 km(20-30 Pa)；在 Ls=250-330°之间，在略低于 40 km(~10 Pa)高空处，沙尘悬浮层缓慢沉降，直至 Ls=330°时，沉降高度约 10 km，由于缺乏观测数据，无法得知该结构的后续发展(Ls=140°以后数据缺失)。

(3) 其它卫星对火星大气沙尘悬浮层观测

由于 MCS 观测到的沙尘悬浮结构与 Conrath-υ廓线有极为显著的不同，因此该现象成为当今火星大气结构与循环的研究热点。然而，MCS 对于沙尘的观测结构是否是真实可信的，成为科学家要开展的首项研究课题。

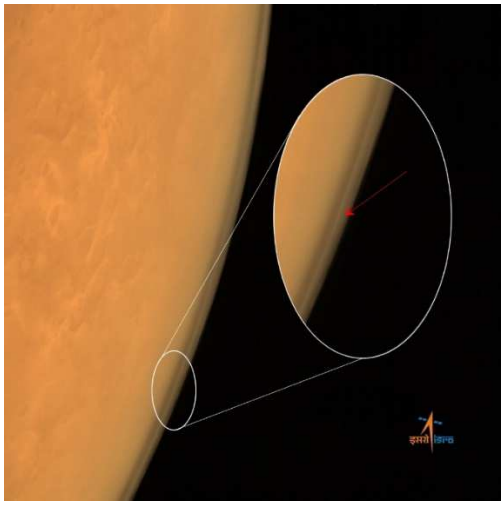


图 1-8 印度火星轨道器 Mars Orbiter Mission(MOM)观测到的火星大气沙尘悬浮层结构，成像高度 8449 km。

图 1-8 展示了印度首颗火星探测器 Mangalyaan 号拍摄的火星临边观测图，由图可

见，火星沙尘在大气上空与火星表明之间存在一间隔，该图间接的印证了火星大气沙尘悬浮层的存在。

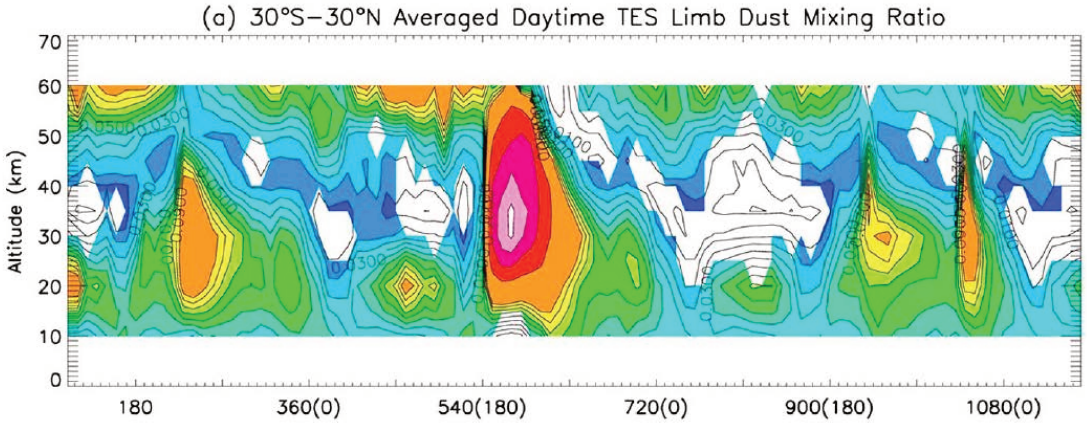


图 1-9 TES 观测的火星大气沙尘混合比时间-高度分，来自[Guzewich et al., 2013]。

搭载于 Mars Global Surveyor 上的 Thermal Emission Spectrometer (TES)同样从临边观测沙尘混合比($d\tau/dP$)中识别了 high-altitude dust layer (如图 1-9) [Guzewich et al., 2013]，该 layer 类似于 MCS 观测到的沙尘悬浮层，TES 还认为，在白天，沙尘悬浮层可存在于 45-65 km 高空处。

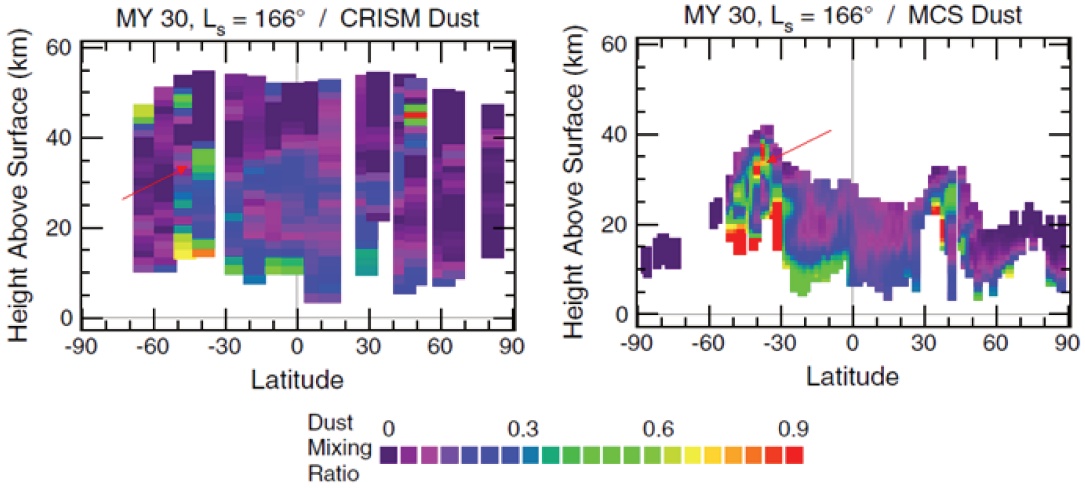


图 1-10 CRISM 和 MCS 观测的沙尘质量混合比对比图，红色箭头指出二者同时观测到的沙尘悬浮层结构，来自[Smith et al., 2013]。

与 MCS 同样搭载在 MRO 上的 Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars (CRISM)也采用临边方式观测火星大气结构，该传感器反演的数据同样揭示了沙尘悬浮层的存在[Smith et al., 2013]。由于二者搭载于同一极轨卫星上，二者观测时间地点信息一致，反演结果更具可比性，由图 1-10 可以看出，二者均在北纬 40°，高度约

30km 处发现悬浮沙尘，观测结果吻合，因此，CRISM 也证实了火星大气沙尘悬浮层的存在。

Määttänen et al., [2013]从搭载于 Mars Express 上的 SPICAM (Ultraviolet and Infrared Atmospheric Spectrometer)数据中发现，48%的无线电掩星观测数据中能够发现在近火星表面的气溶胶上空会另外存在一个气溶胶富集层，然而 SPICAM 不能区分在富集层中是沙尘还是干冰粒子，但是 SPICAM 反演结果间接证实了火星大气悬浮层的存在。

Navarro et al., [2014]在 LMD Mars GCM 中通过同化 MCS 温度数据，进而利用温度数据估算了大气沙尘含量，模式估算沙尘含量和 MCS 观测数据较为吻合(图 1-11)，说明火星大气温度垂直分布和大气沙尘含量具有明显的相关性。研究虽未直接证实火星沙尘悬浮层的存在，但沙尘悬浮层对大气温度的影响间接说明了沙尘悬浮层存在的真实性。

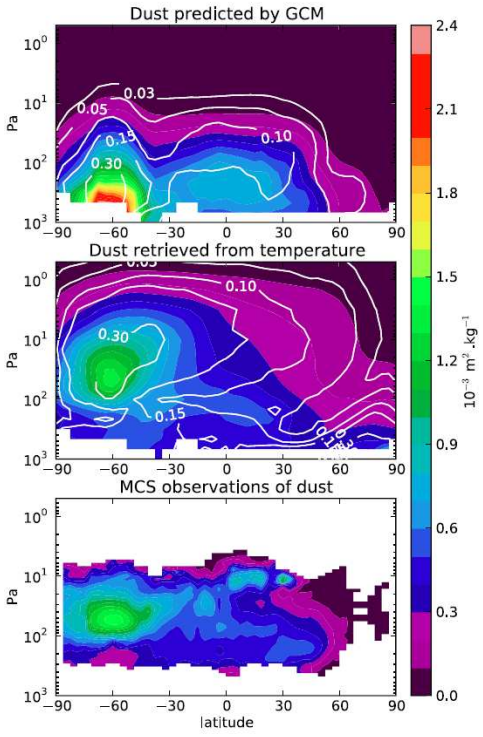


图 1-11 上图为 LMD Mars GCM 直接模拟的沙尘 DSO 垂直结构，中图为在 LMD Mars GCM 在同化 MCS 温度数据后估算的大气沙尘 DSO 结构，下图为 MCS 观测沙尘 DSO 垂直结构，来自[Navarro et al., 2014]。

1.2.4 火星大气沙尘悬浮层的形成机制

火星沙尘悬浮层这一不符合先前科学家对火星大气认识的现象在被多颗传感器观

测证实后，其形成机制仍然是待解之谜。目前关于火星大气沙尘悬浮层形成机制猜想与模拟主要集中于以下几个方面：

(1) 沙尘暴

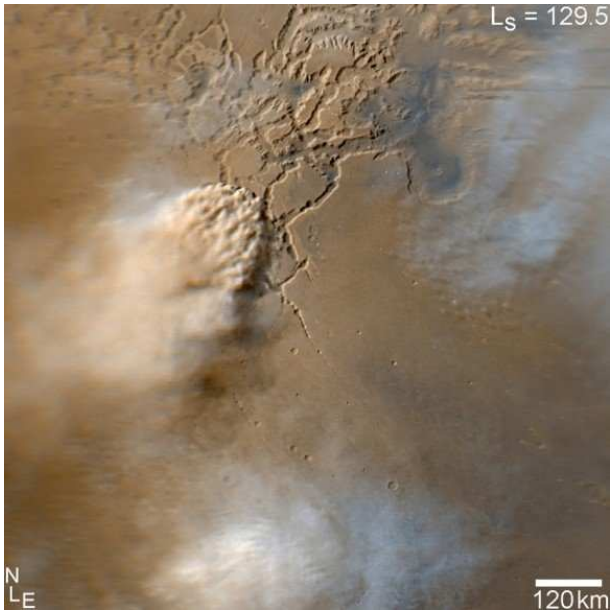


图 1-12 搭载于 Mars Reconnaissance Orbiter 上的 HiRISE 传感器拍摄到的火星沙尘暴，来自 NASA/JPL-Caltech/MSSS。

火星上广泛存在沙尘暴，已多次被观测证实[Leovy et al., 1972; Cantor et al., 2001; Wang et al., 2015]。火星沙尘暴从空间尺度上，可分为三类，局地尺度(面积小于 1.6×10^6 km^{2}或者持续时间小于 3 个火星日 sols)、区域尺度(面积大于 1.6×10^6 km^{2}且持续时间大于 3 个火星日)和全球尺度沙尘暴[Cantor et al., 2001]，目前全球尺度的沙尘暴在新世纪以来仅观测到 2 次(MY25 和 MY28)。已有研究利用模式模拟了由地面沙尘粒子抬升形成的大尺度沙尘暴[Newman et al., 2002; Mulholland et al., 2013, 2015]，研究发现沙尘暴可以大量卷起地面沙尘粒子并形成垂直对流，然而模拟结果显示，沙尘并不能形成悬浮层结构，模拟结果不能被观测所证实。例如 Newman et al., [2002]在模拟 Hellas 沙尘暴时，尽管沙尘粒子被抬升，卷至高空，但沙尘传输局限于 Hellas 区域且沙尘对流较弱，大气中沙尘含量较低，与 MCS 观测有较大差距。此外，MCS 观测所得的沙尘悬浮层主要悬浮于赤道上空(见图 1-4, 1-5 和 1-7)，而根据观测，在赤道区域，沙尘暴事件发生较少，在中高纬度区域较多[Cantor et al., 2001]。

(2) 尘卷风

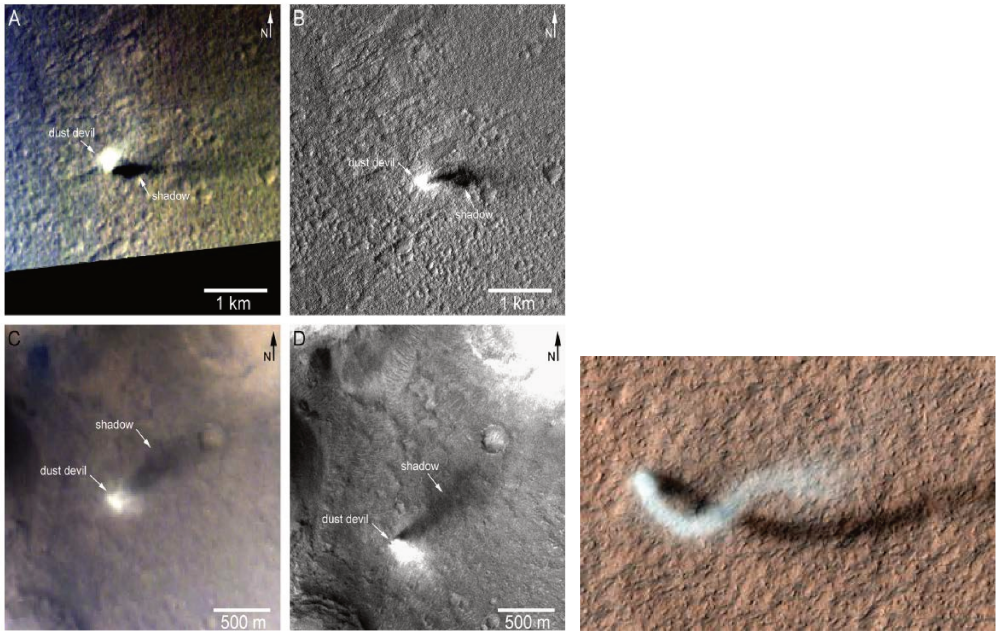


图 1-13 左侧为 CRISM 和 CTX 观测到的尘卷风活动，来自 Reiss et al., [2014]，右侧为 HiRISE 观测得尘卷风，来自 NASA/JPL-Caltech/University of Arizona。

小尺度尘卷风(dust devil)被认为是北半球春夏两季(clear season)维持大气中沙尘含量的主要活动[Kahre et al., 2006]，沙尘粒子在尘卷风导致的剪应力作用下被抬升至大气中。Heavens et al. [2011a]使用一个简化的模型模拟了尘卷风的对流情况，他发现尘卷风对流能力较弱，卷起的沙尘粒子不能穿透行星边界层，在行星边界层内与环境大气快速混合，不能形成悬浮层结构。同时，根据 Fisher et al., [2005]的研究统计，目前遥感所观测到的尘卷风高度都低于 8 km，而 MCS 所观测的沙尘悬浮层高度在 20-40 km，TES 甚至观测到高于 60 km 的悬浮层[Guzewich et al., 2013]，显然，尘卷风并不具备如此显著的垂直对流能力。

(3) 水冰云的冲刷作用

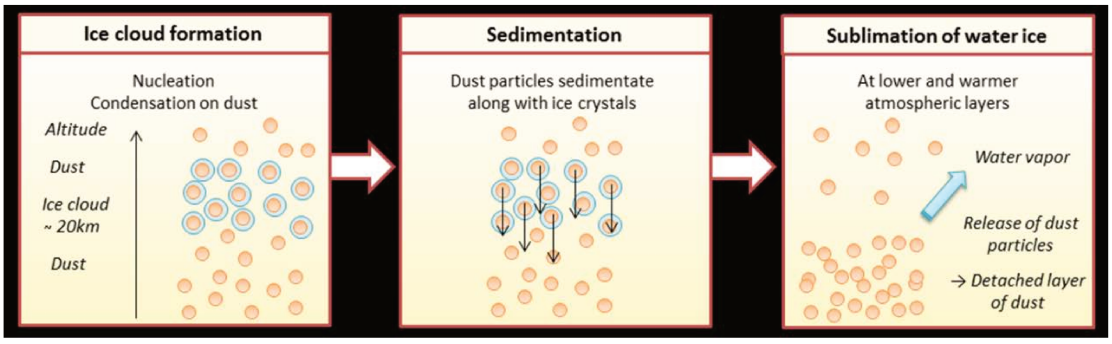


图 1-14 LMD Mars GCM 中水冰云对沙尘粒子冲刷作用微物理过程示意图。

火星大气中存在水冰粒子(water ice particle)，由于粒径较小，且存在温度较低，故

水冰云高度在 MCS 观测的沙尘悬浮层之上[McCleese et al., 2010]。当水冰粒子和沙尘粒子在高空相遇，水冰粒子以沙尘粒子为核，发生异相成核作用，结核后，粒子半径增大，根据 Stokes 定律，粒子受重力沉降，当粒子沉降到某高度，该高度大气温度高于干冰冷凝温度，干冰升华，沙尘粒子被释放，导致在该高度处沙尘粒子数量增加，形成类似于 MCS 观测的沙尘悬浮层结构，图 1-14 展示了 LMD Mars GCM 中模拟水冰云对沙尘粒子冲刷作用的原理示意图。然而， Navarro et al., [2014b]发现，仅考虑干冰的冲刷作用，模式并不能重现 MCS 观测的悬浮层结构，Navarro et al., [2014b]认为干冰的冲刷作用可能并不是沙尘悬浮层的形成主要原因。

(4) solar escalator

Daerden et al., [2015] 利用一个基于加拿大环境多尺度模式开发而来的火星大气环流模式模拟了沙尘在太阳辐射作用下，逐渐上升并穿透行星边界层的过程，该机制被称为 “solar escalator”，且该模式模拟的沙尘悬浮结构和 NASA Phoenix Mars mission 上的 LIDAR(light detection and ranging)传感器观测一致。在模拟中，由于风切变的作用，沙尘被卷入大气中，并在太阳辐射的作用下，加热缓慢上升，穿透行星边界层，形成悬浮层。然而本研究认为该机制并不是导致 MCS 观测到的沙尘悬浮层结构的原因：首先该模式模拟的风切变产生的原因是火星极地冰盖和裸土之间热性质差异(类似于地球上的海陆风)，而该条件仅存在于火星极地附近区域，其它区域并不具备该条件，其次 MCS 观测的悬浮层高度明显高于该模式模拟和 LIDAR 观测到的悬浮层高度，LIDAR 观测到的悬浮层结构高度约为 5-6 km。

至此，试图通过大尺度模式(GCM)模拟大尺度沙尘运动过程而重现卫星观测到的沙尘悬浮层结构的努力都以失败告终。由于火星重力较小，大气稀薄，相比较地球，当沙尘被卷入大气后，相似对流条件下，火星沙尘粒子传输范围可能更广，这可能意味这在火星上，中尺度运动现象对大尺度环流有着较大影响，是地球上所不具有的。考虑到这些条件，研究人员试图从火星大气中尺度运动中寻找线索，其中最有可能成为火星大气悬浮层结构形成原因的是坡度风和“火箭”沙尘暴过程[Rafkin et al., 2002; Spiga et al., 2013]，这两种沙尘传输都发生在较小的空间尺度下，几千米到几十千米，属于中尺度沙尘运动，由于大气运动尺度不同，GCM 并不具备模拟这类运动的能力。

(5) 坡度风

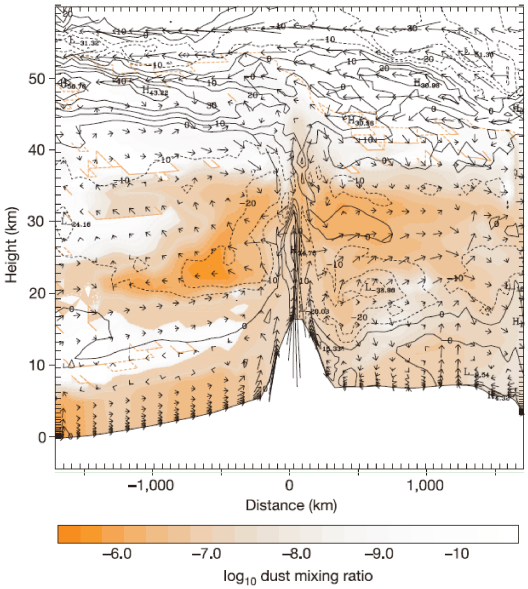


图 1-15 模式模拟的在坡度风影响下的沙尘垂直结构，来自[Rafkin et al., 2002]。

由于火星南北半球地形差异和大量火山存在，火星和地球一样，存在坡度风现象。由于火星重力小，空气稀薄，在相似条件下，火星上坡度风可比地球上的坡度风强 2.5 倍以上[Ye et al., 1990; Spiga, 2011]。白天，由于坡度风沿山坡往上吹拂，沙尘粒子被从山谷和山坡下部传输至山顶，在山顶由于沙尘垂直辐散作用，向上传输至高空，当重力作用大于浮力时，垂直速率降低，沙尘水平扩散、与环境大气混合，形成悬浮层结构。Rafkin et al., [2002]利用 Mars Regional Atmospheric Modeling System 中尺度模式模拟了 Arsia Mons 坡度风效应，由图 1-15 可见，沙尘在 20-30 km 高空悬浮，此高度与 MCS 观测悬浮层高度极为类似，同时 Heavens et al. [2015]认为火星上坡度风效应可能比 Rafkin et al., [2002]的模拟更为强烈，可以形成更高的悬浮层。

(6) “火箭”沙尘暴

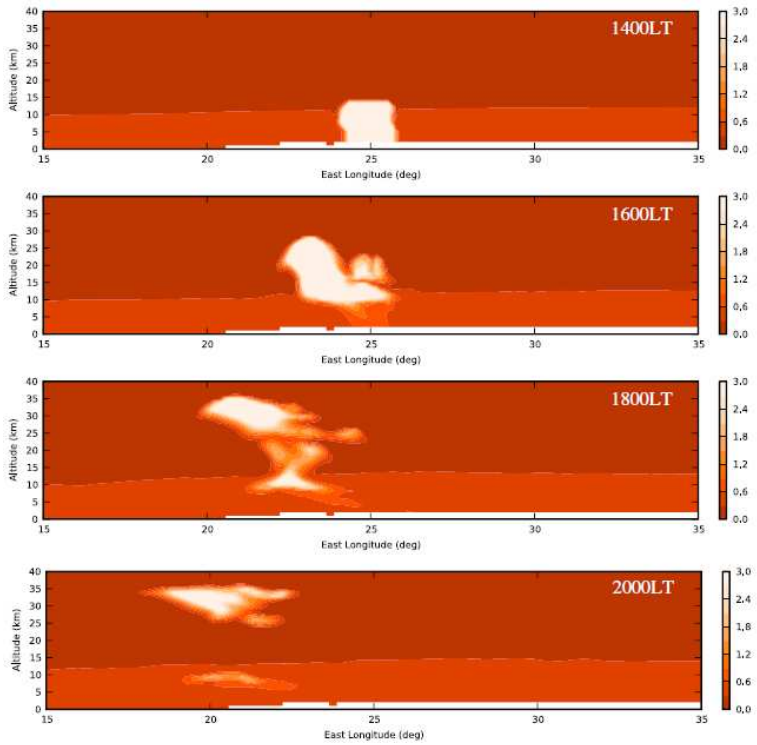


图 1-16 通过 LMD Mars Mesoscale Model 模拟的火星“火箭”沙尘暴的演化过程，来自 Spiga et al. [2013]。

由 Spiga et al. [2013]首次提出的“火箭”沙尘暴是一种中小尺度的沙尘暴，“火箭”是用于表征沙尘暴垂直传输速度较大的特征。这类沙尘暴垂直对流强烈，在几小时内迅速穿透行星边界层，将沙尘传输至高空，在大尺度水平风的作用下，水平传播，形成悬浮层；在夜间，由于重力沉降不如白天对流强烈，沙尘下降但仍处于行星边界层以上，并未完全沉降至低空甚至地面；在第二天，由于辐射加热作用，悬浮层受浮力作用再次上升，此次上升对流较弱，夜间再次沉降，如此，悬浮层可在大气中存在数个火星日(sols)。LMD Mars Mesoscale Model 模拟“火箭”沙尘暴导致的悬浮层高度约为 35-40 km，与 MCS 观测也较为接近，因此“火箭”沙尘暴也极有可能是火星大气沙尘悬浮层形成来源。

为了解这类中尺度运动对火星大气大尺度沙尘分布的影响，了解火星沙尘悬浮层的形成机制，模拟沙尘悬浮层在大尺度，长时间尺度上的变化，有必要通过数值模拟手段，实现在大尺度全球环流模式中重现火星沙尘悬浮层[Spiga et al., 2013]。

1.3 研究内容和框架

结合上文所提 IIM 数据预处理所面临的问题和 FeO 丰度反演应用现状，火星大气

沙尘悬浮新发现及其形成机制的推测，本文从月球 FeO 反演和火星沙尘悬浮层数值模拟两个科学角度构建论文框架。

为了有效提升我国探月工程获取的 IIM 数据的精度及使用率，针对当前 IIM 数据预处理过程中所发现的问题与月表元素探测现状，本研究将进一步探究 IIM 数据预处理算法的改进以及月表 FeO 的反演。同时，基于火星大气沙尘悬浮新发现及其形成机制的推测，适时开展火星沙尘悬浮层的数值模拟研究。主要研究内容包括：

1.3.1 IIM 预处理流程设计与 FeO 反演

首先，结合已有 IIM 数据预处理经验，针对发现的问题，重点开展了 IIM 数据坏点检测与修正、反射率绝对定标和交叉定标研究，进而构建一套 IIM 数据预处理流程，具体包括：条纹去除、坏点去除、行平场校正、空间维和光谱维滤波、反射率定标、交叉定标以及地理配准。提出一种新的基于光谱角和欧式距离的 IIM 坏点检测与修正方法；提出一种新的光度模型对 IIM 数据进行在轨定标，获得绝对反射率，而不再使用目前较为普遍的以月壤样品为参照标准进行定标的方式；为提升交叉定标过程的代表性，研究拟通过引入更为丰富的、精度较高的、可以代表多种月球表面地物类型的地基望远镜光谱数据到交叉定标过程中，以期得到更接近全月特征的真实反射率。

其次，基于预处理后的 IIM 数据开展月表 FeO 丰度的反演。此项研究内容首先通过设置对比实验，进行 FeO 反演最优波段的选择研究；在得出最优反演波段后，再进行全月尺度的 FeO 丰度反演，并将反演结果与已有研究进行对比，验证反演结果的精度。

1.3.2 中尺度火星大气运动参数化设计与实施

以 LMD Mars GCM 为基础，在 GCM 中设计并实施“火箭”沙尘暴和日间坡度风的物理参数化过程，进而探究中尺度大气运动对火星大气大尺度运动的影响。

(1) “火箭”沙尘暴参数化设计

对于“火箭”沙尘暴的模拟，其难点在于如何在大尺度 GCM 中模拟中尺度的沙尘暴运动信息。本文研究过程中，对于模式中“火箭”沙尘暴的触发条件，本文研究以 Cantor et al.,[2006]统计的 MOC 观测到火星沙尘暴事件为参考，探讨了沙尘暴的触发条

件；根据中尺度大气模式模拟结果给出沙尘暴参考光学厚度，参数化“火箭”沙尘暴的空间尺度和沙尘浓度信息；中尺度模式模拟表明[Spiga et al., 2013]，“火箭”沙尘暴产生导致沙尘吸收更多的太阳辐射能量，并完全地转化为沙尘的垂直运动动能；最后由于沙尘暴动力来源的消失，导致沙尘暴中沙尘粒子与环境大气混合，沙尘暴逐渐消退。

(2) 日间坡度风参数化设计

同中尺度沙尘暴模拟类似，日间坡度风由于也是中尺度循环，如何表征其发生空间尺度和演化是参数化难点。本文研究过程中，首先提取了次网格山地高度，因为坡度风属于中尺度大气运动，因此必须识别出次网格尺度的山体信息，可通过在空间分辨率更高的高程数据中计算出次网格山体高度得知；其次是气团从山谷和山坡加速至山顶的过程，当气团到达山顶时，存在垂直向上的动量；然后气团在山顶气柱顶部开始以一定初速度开始向上运动，这一运动过程受浮力、太阳辐射和大气混合影响；最后当气团到达大气高层，浮力减弱，气团稀释，与环境大气混合，坡度风循环消退。

第二章 IIM 高光谱数据预处理及全月 FeO 丰度反演

2.1 研究数据介绍

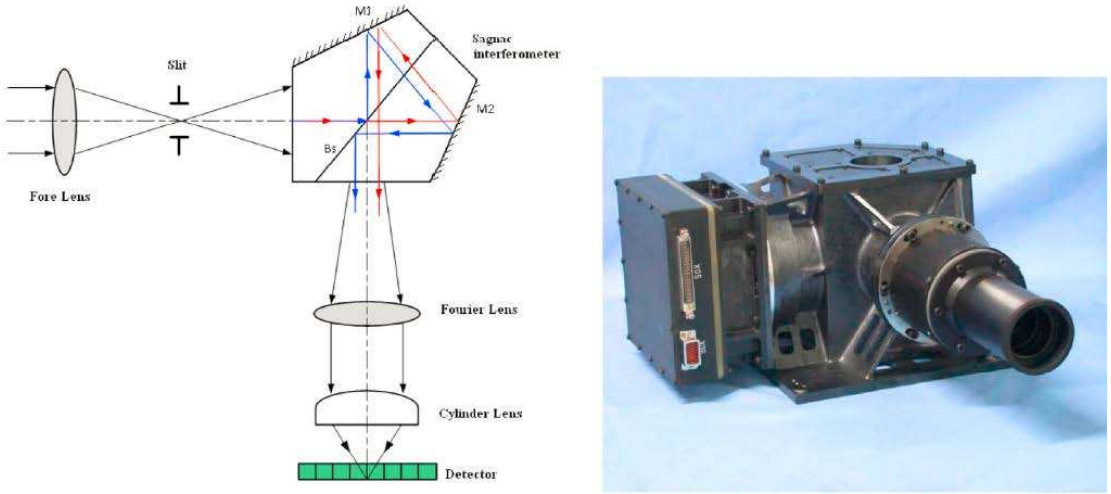


图 2-1 IIM 成像原理及光谱仪实物图，来自 Wu et al. [2012]。

自 2007 年 11 月 27 日开机至 2009 年 3 月 1 日受控撞月，IIM 共获得了 711 轨数据，0 级数据约 676.2 GB，1 级数据约 196.7 GB，2 级数据约 547.2 GB[欧阳自远等，2010]。

IIM 在可见光-近红外波段(480-960 nm)连续进行光谱采样，共 32 个工作波段，成像方式为推扫式，影像刈宽 25.6 km，空间分辨率 200 m×200 m，覆盖范围为南北纬 75°之间(太阳高度角大于 15°)区域，覆盖面积约为月球表面的 84%[Wu et al., 2010]，其它参数见表 2-1。

IIM 数据由中国科学院国家天文台月球与深空探测科学应用中心负责发布，海内外工程和科学研究人员均可免费申请下载(http://moon.bao.ac.cn/)。根据探月工程数据发布系统，IIM 数据发布了 1 级，2A，2B 和 2C 级数据，1 级数据是由 0 级干涉纹数据经傅里叶转换得到的辐射度光谱图，2A 级数据为经过实验室辐射校正的辐亮度数据，2B 数据为经过粗几何校准的辐亮度数据，2C 为经过光度校准的辐亮度数据。本研究属于第二次对 IIM 数据全部重新处理，研究采用的是 IIM 2A 级数据[Wu, 2012]。

表 2-1 嫦娥一号 IIM 性能指标参数

技术指标	数值

光谱范围	480-960 nm
光谱分辨率	325.5 cm^{-1}
波段数	32
影像覆盖月球范围	~75° N-75° S
量化等级	12 bit
调制转换函数	≥0.2
轨道高度	200 km
空间分辨率	200 m
刈宽	25.6 km
SNR	≥100

为了更好地满足应用需求，通常需要对数据进行预处理，主要包括去畸变、消噪等过程，它的主要目的有 1)对数据进行校正，2)提取特定信息以满足数据应用要求，例如利用 IIM 数据反演月表成分，需要绝对反射率为输入源数据。

2.2 预处理总体流程设计及实施

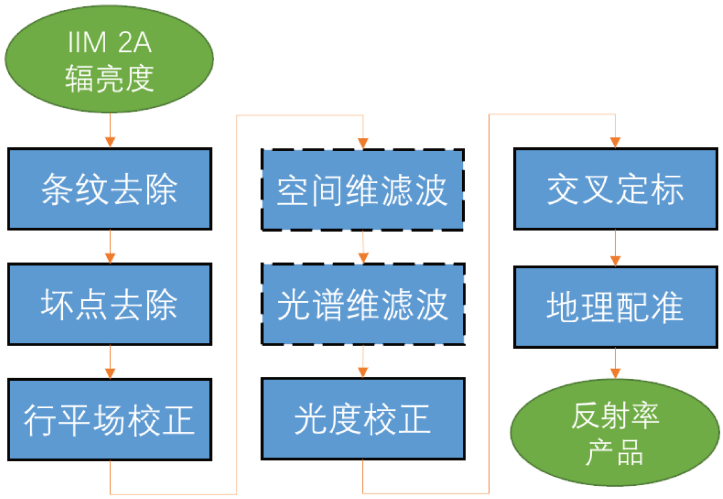


图 2-2 IIM 数据预处理流程图，输入为 IIM 2A 辐亮度数据，输出为反射率数据。

在 IIM 第一阶段处理的基础上，结合数据噪声等特征，本研究建立了一套 IIM 数据预处理流程，如图 2-2 所示，主要包括条纹去除、坏点去除、行平场校正、空间维和光谱维滤波(非针对全月数据)、光度校正(反射率定标)、交叉定标和地理配准过程。整个处理流程以 IIM 2A 辐亮度数据为输入，最终得到满足地质学应用需要的反射率数据。

2.2.1 条纹去除

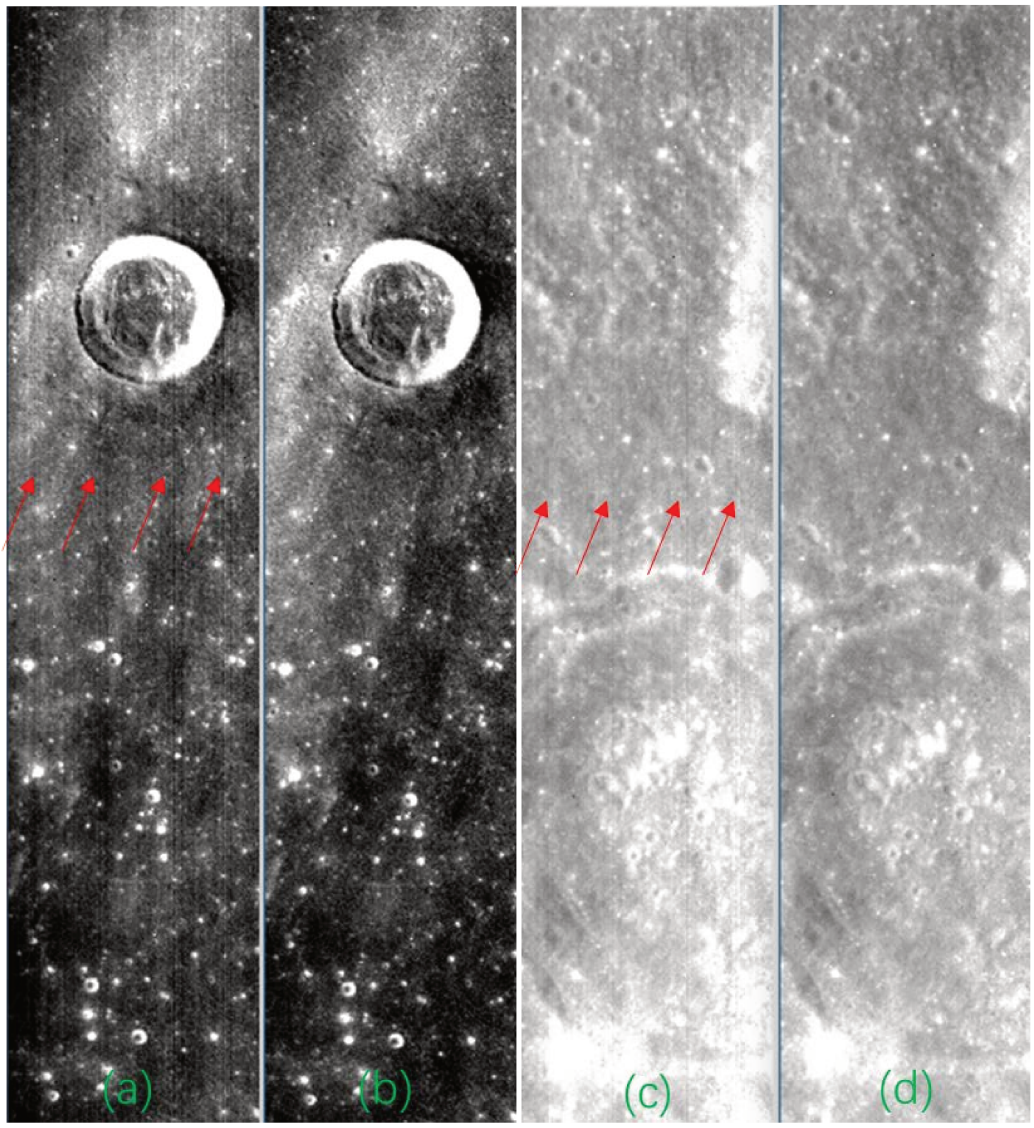


图 2-3 IIM 第 2223 轨坏线去除前(a)月海、(c)高地和去除后的(b)月海和(d)高地对比图。

IIM 采用推扫式成像方式，由于横向上不同传感器探元存在响应不一致，导致不同列之间存在差异，由于此差异是传感器引起的，故在整轨影像中均存在此问题。垂直条纹的存在会对辐射校正和局地元素提取等有较大影响，导致运算误差，因此，为提高影像质量，需对条纹进行去除，去除方法为：

1） 逐波段i计算整轨影像均值，记为Mb_i；

2） 对每一波段i逐列j求取均值，记为ms_j；

3） 计算波段i列j订正因子，计算公式为$F_{i,j} = Mb_i/ms_j$；

4） 对波段i列j乘以订正因子$F_{i,j}$，从而得到条纹去除后的影像。

图 2-3 展示了 IIM 第 2223 轨影像条纹去除前(a 和 c)和条纹去除后(b 和 d)的影像，其中 a 和 b 为月海示例，c 和 d 为高地数据示例。为便于识别，图中用箭头标出了条纹所在位置，对比校正前后数据可发现，校正后的影响条纹被明显去除，数据横向均一性得到提升。

2.2.2 坏点去除

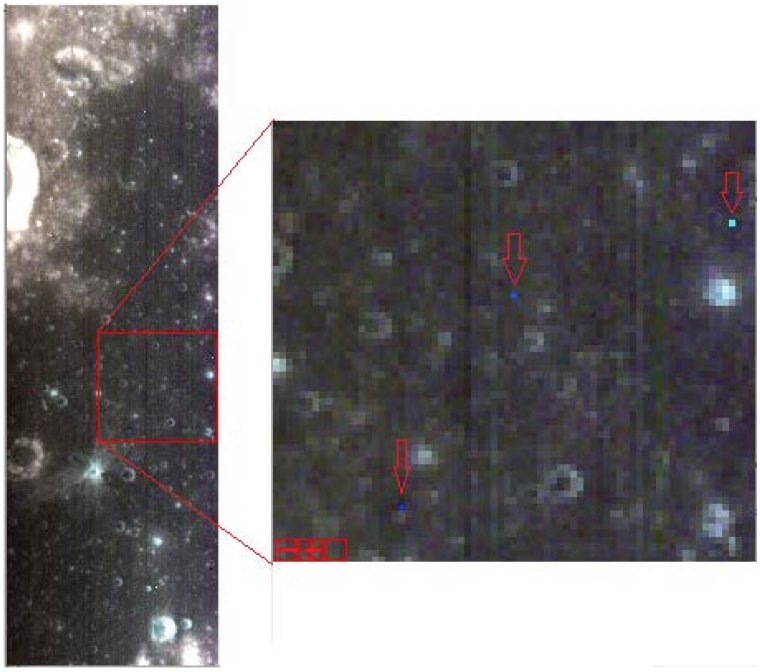


图 2-4 IIM 第 2180 轨数据中坏点示意图。

坏点是 IIM 数据中广泛存在的噪声来源之一，它的存在会增大影像的标准差和方差，而这些指标是其它数据处理过程中重要的参考参数，为去除噪声，尽可能减少累计误差，去除坏点是一项较为重要的预处理步骤。目前，坏点检测方法大多是基于空间维差异进行的，例如将待判定像元和上下相邻两行 6 个像元进行对比，当 6 个相邻像元中有 4 个小于待判定像元的亮度则该待判定像元为坏点[王振超, 2011]；再例如将待判定像元和周围相邻像元均值做对比，当比值大于 2.7 时判定为坏点[薛峭，2012]；上述这些方法对部分 IIM 数据是有效的，但是当对全部 IIM 数据进行坏点去除时，很难找到一个通用的阈值可以适用于所有数据，这与成像光照条件和仪器姿态等有关系。

基于此，本文提出一种全新的基于光谱角[Kruse et al., 1993]和欧式距离的坏点检测方法，不同于空间滤波方法，该方法从坏点光谱维差异入手，将多波段光谱投影到多维空间中，一条光谱对应多维空间中的一个点，通过计算坏点光谱和其它像元光谱在

多维空间中对应点和多维空间原点构成向量间的差异，以此为据进行坏点的判定。

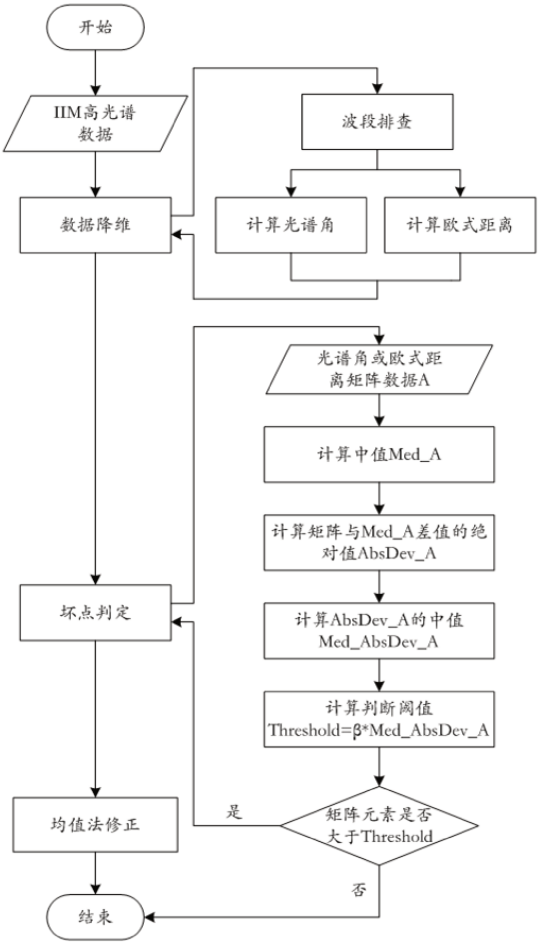


图 2-5 IIM 坏点检测与修正算法流程图。

坏点检测与修正具体实施步骤为：

1） 波段筛选：对 IIM 32 波段进行波段筛选，本研究中去除了噪声较大的 1-5 和 32 波段；

2） 计算光谱角和欧式距离：在 IIM 影像中采用 5×5 滑动窗口，以中心点为待判定点，光谱曲线记为A_i，i为光谱的第i个波段，对滑动窗口除待判定点外另 24 条光谱逐波段取中值，得到中值光谱，记为B_i，计算A_i和B_i的光谱角α和欧氏距离d，计算公式分别为

$$\alpha = arccos\left(\frac{A*B}{|A|*|B|}\right) = arccos\left(\frac{\sum_{i=1}^{N} A_i*B_i}{\sqrt{\sum_{i=1}^{N} A_i*A_i}*\sqrt{\sum_{i=1}^{N} B_i*B_i}}\right) \quad (2\text{-}1)$$

$$d = \sqrt{\sum_{i=1}^{N}(A_i - B_i)^2} \quad (2\text{-}2)$$

3） 生成坏点标记矩阵：对光谱角矩阵和欧式距离矩阵取 8×8 滑动窗口，记为子集为 X，

-对子集 X 求取中值 Med_X；

-求取子集 X 各元素与 Med_X 之间的差值的绝对值，记为矩阵 AbsDev_X;

-求取 AbsDev_X 矩阵的中值 Med_AbsDev_X；

-根据 Med_AbsDev_X 获得阈值 Threshold，计算公式为

$$\text{Threshold} = \beta * \text{Med_AbsDev_X}$$

β为调整系数，调整系数经过大量实验得出，对于光谱角阈值，β为 9，对于欧氏距离矩阵，β为 80。

-在子集 X 中，若光谱角和欧式距离大于 Threshold，则标记为坏点；

4） 坏点修补：根据坏点矩阵，对于某一坏点，以该坏点为中心取 5×5 窗口，取窗口内非坏点的均值作为坏点在该波段的修补值。

图 2-6 展示了第 2613 轨 IIM 影像 2 处坏点修正前后对比图，通过该图可以明显发现在图 2-6a 和 c 中的坏点颜色与相邻像素明显不同，修正后的影像坏点都被修正，地物均一性有提高。

图 2-7 对比了本方法和已有坏点检测方法[Wu et al., 2013;薛峭, 2012;王振超, 2011]对同一地区的坏点识别效果，图 2-7 中坏点以白点表示(便于坏点位置目视，点被放大，实际像元略小)，图 2-7a 中标出了经目视的坏点位置，可见，本文算法识别坏点与实际情况更为接近，没有多判和少判现象出现。

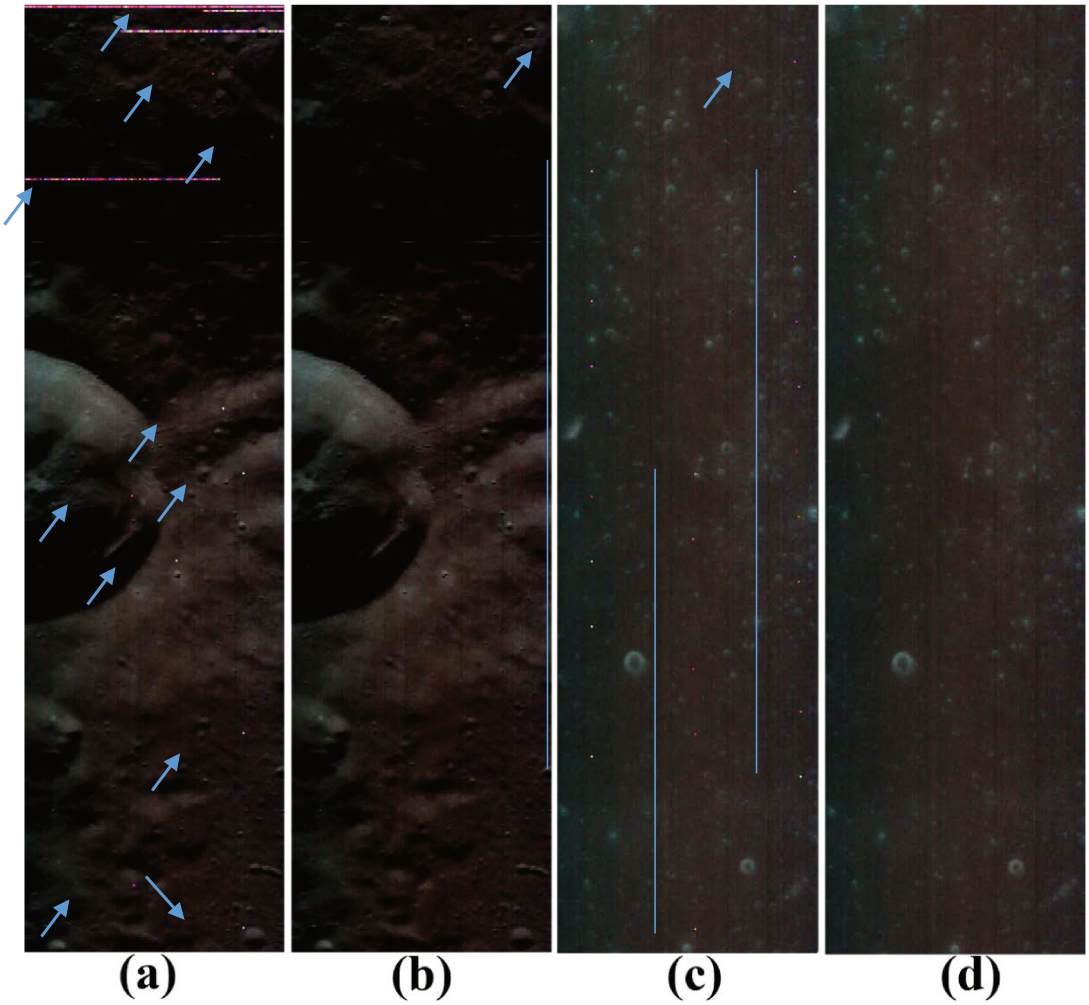


图 2-6 IIM 第 2613 轨数据假彩色合成(R: 31 波段, G: 20 波段, B: 10 波段): 原始数据的(a)第 1 – 466 行和(c)第 6434 – 6899 行, 经坏点去除后的 (b) 第 1 – 466 行和(d) 第 6434 – 6899 行，为便于目视，坏点以箭头和直线方式指出。

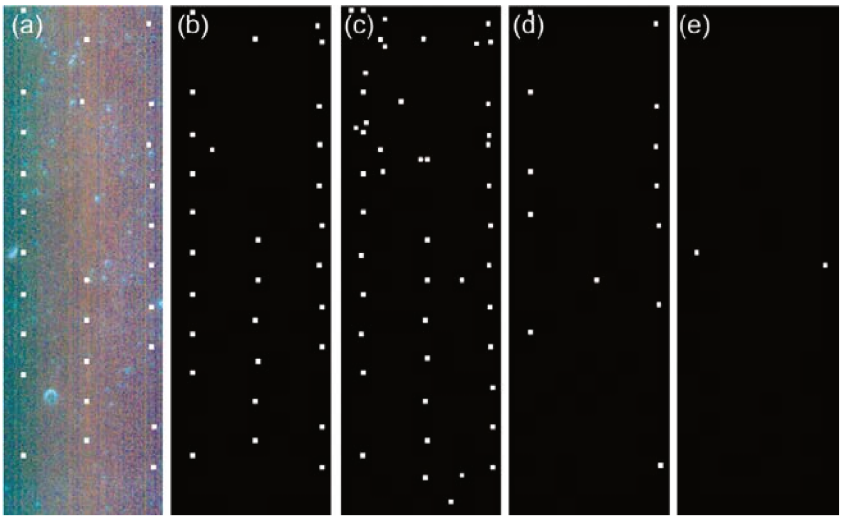


图 2-7 (a)2613 轨部分数据假彩色合成(R: 31 波段, G: 20 波段, B: 10 波段), 检测到的坏点(白色像元)依据(b)本文算法,(c)文献[Wu et al., 2013], (d)文献[薛峭, 2012], 和(e)文献[王振超, 2011]的方法。

2.2.3 行平场校正

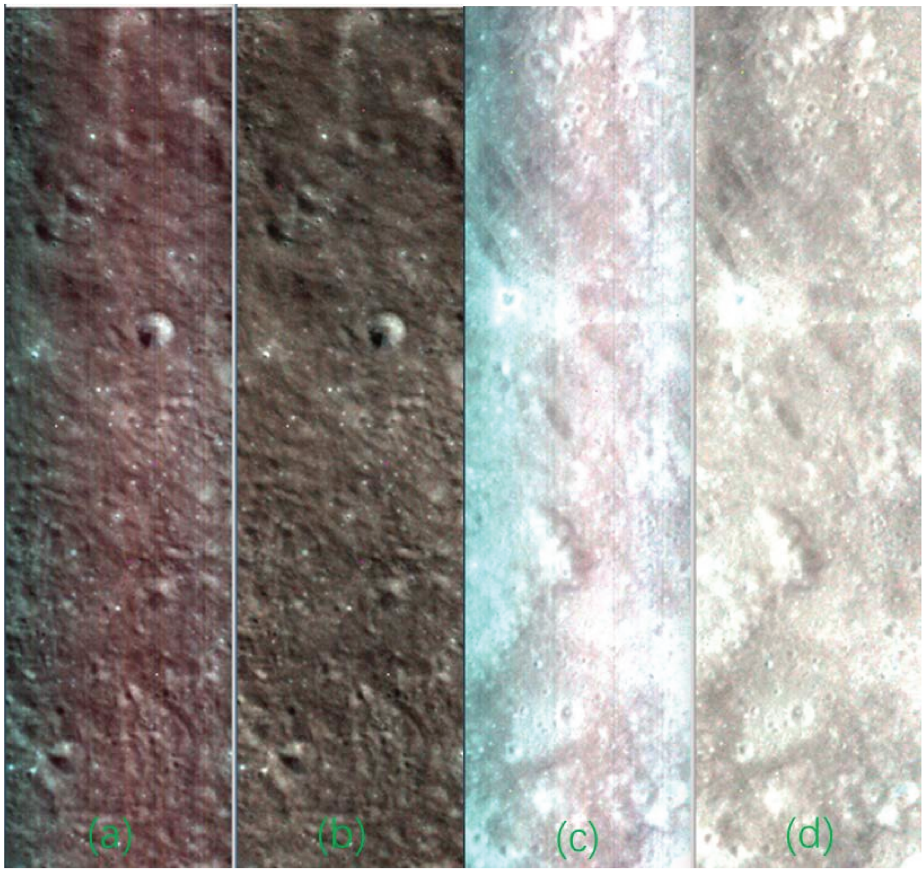


图 2-8 IIM 第 2223 轨中行平场校正前(a)月海、(c)高地和校正后的(b)月海和(d)高地对比图，图像采用 R(31 波段)，G(25 波段)，B(15 波段)假彩色合成。

图 2-8a 和 c 展示了 IIM 数据中广泛存在的行平场响应问题，IIM 采用推扫式扫描成像，不同探元之间采集数据不仅存在坏线问题，还存在探元在横向上响应不均一问题，造成这种现象的原因主要有传感器的光电响应不一致、照明光源的非均匀性、镜头渐晕等。如图所示，IIM 假彩色合成影像两侧区域较影像中间部分更暗。薛峭[2012]经过对比研究发现直方图匹配算法可以快速高效地纠正IIM影像行平常问题，纠正方案为：

1）统计 IIM 影像中波段i的直方图，

2）对波段i每一列像元统计直方图，

3）将每一列直方图采用直方图匹配对应至全波段直方图。

直方图是一种基于统计特征的校正方法，它之所以可以很好地适用于 IIM，主要原因是 1)IIM 行平场不均一性是仪器固有响应误差，非随机误差，IIM 影像整体受该响应误差影响，有统计特征可循，2)IIM 单轨影像通常覆盖月球南北纬约 75°，空间范围广，采样点多，从统计学上满足统计样本需求。图 2-8 展示了行平场校正前后对比图，其中

b 和 d 表现出较好的均一性，原始数据 a 和 c 中出现的影像两侧较暗，中间偏红、两侧偏暗的现象得到明显改善，图中 a 和 b 为月海地区校正示例，c 和 d 为高地校正示例，结果证明该方法可以很好地满足 IIM 月海和高地地区地平场校正需求。

2.2.4 空间维和光谱维的平滑

对于光谱平滑过程，本研究并未将其应用到全部 IIM 数据处理中，平滑可以去噪，同时也会降低数据有效分辨率，且空间维和光谱维平滑会相互影响。本研究中对于空间维和光谱维的平滑主要是在数据处理各个步骤中有平滑去噪需求时，对具体光谱或区域进行平滑运算，对于光谱维平滑，因为光谱曲线形状与地物相关，很难寻找到一个较简单通用的方程来描述光谱形状，研究通常采用的是三次 B 样条曲线拟合方式，进行去噪，光谱重采样等操作；对于空间维平滑通常是采用滑动窗口平滑或临近几个像元均值替代法进行平滑。

2.2.5 反射率定标

国家天文台提供的 IIM 数据是经过干涉纹转换后的辐亮度数据，而进行地质学应用，必须将辐亮度数据转化为可以体现月壤物理特征的反射率数据。关于 IIM 反射率绝对定标方法，研究过程探索了 2 种定标方法，一种是以月壤样品为参照，定标 IIM 辐亮度数据，另一种是利用光度模型进行在轨定标，下文就两种方式分别进行描述。

(1) 利用 Apollo 16 样品 62231 进行反射率定标

这里采用吴昀昭等[2009]提出的方法，以 Apollo 16 样品 62231 为标准，对 IIM 数据进行定标，由于 Apollo 62231 样品地区没有 IIM 影像覆盖，因此选取了 IIM 第 2225 轨数据 11151-11167 行, 69-73 列为定标区域，该区域距离 62231 采样点近，均一性较好，与 Apollo 地物类型相似，没有明显的其它物质干扰(如撞击溅射物污染)。定标过程为：

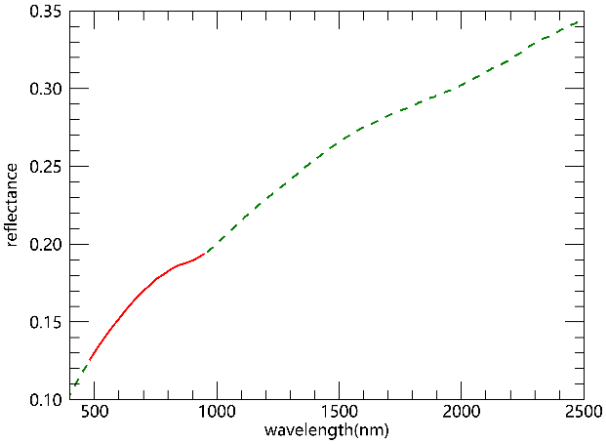


图 2-9 Apollo 采样点 62231 样品反射率曲线(绿色虚线)和 IIM 第 2225 轨绝对定标后地反射率曲线(红色实线)。

1）利用高斯函数，将 Apollo 62231 样品光谱重采样至 IIM 波段；

2）对 IIM 定标区域光谱进行平均，获得该区域平均光谱曲线，记为R_{std}；

3）计算定标因子R，$R = DN_{IIM}/DN_{62231} \times R_{std}$；

4）利用R对 IIM 进行定标。

图 2-9 展示了 IIM 定标区域定标后的反射率光谱(红色实线)和 Apollo 16 样品 62231 光谱曲线对比图，从图中可以看出，定标后的 IIM 与 Apollo 样品反射率一致。利用月壤采样样品对遥感数据进行定标是月球遥感数据定标常用的方法，如 Clementine 遥感数据的定标和地基对月望远镜数据的定标[Pieters, 1999; Pieters et al., 2000]。

(2) 光度校正模型定标

除了在坏线去除和行平场校正中提到的由于探测器探元的不均匀响应导致在单轨 IIM 影像内出现辐射畸变问题，在进行全月数据镶嵌时，由于不同轨影像在成像时的光照条件、探测元件响应也存在差别，因此在拼接 IIM 数据时，不同轨道之间在拼接边界时存在明显的突变(见图 2-10a)，这种突变无论是数据目视应用或者成分反演时，均是重要的误差来源。因此为获取月表真实反射率，消除镶嵌边界，本研究提出了一种新的利用光度模型获取月表反射率的方法[Wu et al., 2013]，该方法不使用月壤样品作为定标源，而是根据光度模型将 IIM 数据归一化到标准光照条件下。

光度校正过程为：

1）图像分类，根据月表 FeO 含量[Wu et al., 2012]将 IIM 影像分为 4 类，新鲜月陆(0.5% < FeO < 2.5%)，成熟月陆(2.5% < FeO <7%)，低铁玄武岩(7% < FeO < 14%)

和高铁玄武岩(14<FeO<21%)，这四类物质在反射率影像上表现出明显的不同亮度。

2）根据下式，将 IIM 数据转换为辐亮度因子

$$\frac{I}{F}=\frac{\pi L(\lambda,i,e,\alpha)\cdot d^2}{E_0(\lambda)} \tag{2-3}$$

其中，λ，i，e，α分别为波长、太阳光入射角、仪器观测角和观测时的相角，L为 IIM 辐亮度数据，$E_0(\lambda)$为日地平均距离处在λ波段的太阳辐照度，太阳辐照度数据采用 ATLAS 3 数据[Thuillier et al., 2004]，d为成像时影像像素对应的日月距离，可查询星历表中获得。

3）然后根据 Lommel-Seeliger 模型进行光度校正：

$$\frac{I}{F}=\frac{\mu_0}{\mu_0+\mu}f(\alpha) \tag{2-4}$$

$$f(\alpha)=b_0e^{-b_1\alpha}+a_0+a_1\alpha+a_2\alpha^2+a_3\alpha^3+a_4\alpha^4 \tag{2-5}$$

其中μ_0和μ分别为太阳入射角和仪器观测角的余弦，$f(\alpha)$为四类物质拟合相曲线，由公式可获得$f(\alpha)$的各个参数b_0，b_1，a_{0-4}。

(3) 两种定标方式的比较

图 2-10 展示了经过两种不同方法定标后的多轨 IIM 数据拼接图，可以看出图 2-10a 存在明显的拼接痕迹，轨与轨之间在边界处均一性较差，而图 2-10b 拼接后的数据即使在 RGB 三波段假彩色合成的情况下，在不同轨影像边界也无法识别，可见第二种方法定标结果优于第一种定标方法。

图 2-11 展示了不同传感器、不同时间在 Apollo 16 样品点的光谱曲线，其中绿色带圆点的为 Apollo 16 实验室测定反射率，其它曲线分别来自 IIM，M^3 (Moon Mineralogy Mapper aboard Chandrayaan-1)，SP (Spectral profile aboard SELENE), WAC (Wide Angle Camera aboard Lunar Reconnaissance orbiter)和 ROLO (RObotic Lunar Observatory)项目。由图可见，Apollo 16 实验室反射率明显大于多颗卫星获取的反射率，虽然不同传感器测量光谱略有差异，但都明显比 Apollo 样

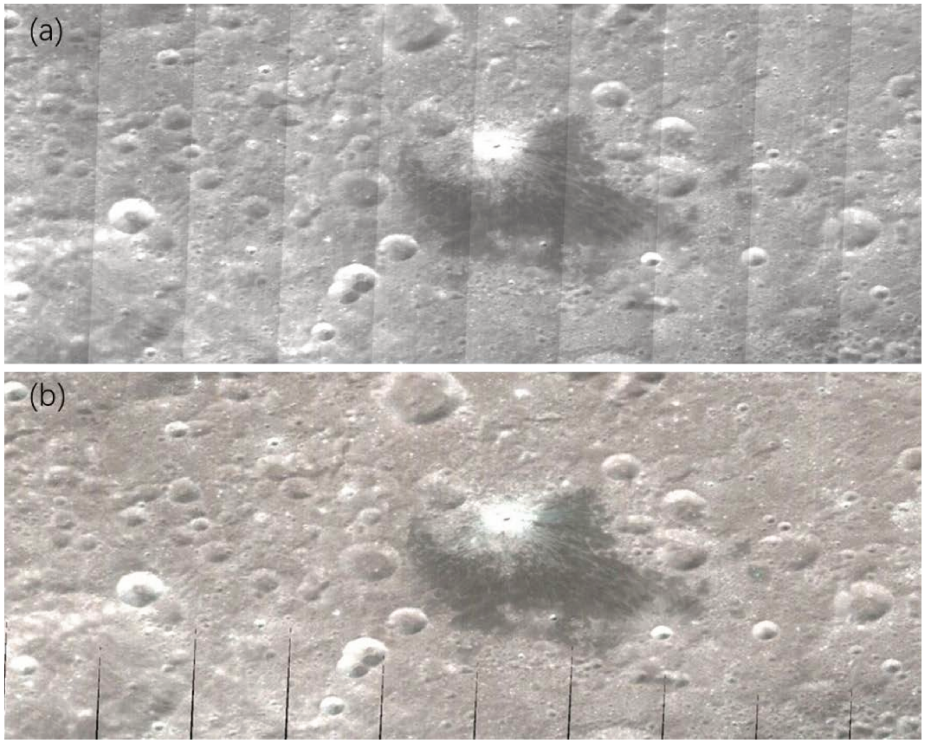


图 2-10 同名区 IIM 镶嵌图，(a)为利用 Apollo 样品定标后的 IIM 数据直接镶嵌图，(b)为经过光度校正定标法处理后的相邻轨道影像镶嵌图。

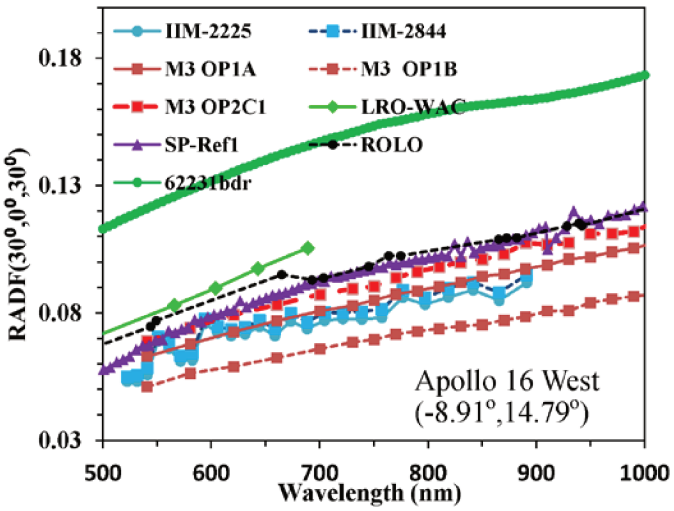


图 2-11 Apollo 16 采样处多传感器反射率光谱曲线对比图，来自[Wu et al., 2016]。

品反射率要低，这可能是因为实验室测量 Apollo 样品反射率时并未模拟真实月球的光照条件，另外还有可能来自遥感影像 shadow-hiding 效应，实验室测量时样品粒径在毫米级，而在真实月球表面，由于存在空隙，月表土壤粒径可能在毫米-厘米级别[Hillier et al., 1999; Shkuratov et al., 2000]。值得注意的是，M^3，SP 和 WAC 均不再采用 Apollo 样品进行定标。

2.2.6 交叉定标

在坏线去除和行平场校正中，本研究指出 IIM 仪器探测探元存在行方向响应不一致问题，通过分析 IIM 数据，研究还发现，IIM 传感器探元在不同波段也出现响应问题，主要集中于近红外波段的弱响应[Wu et al., 2012]，而近红外波段是月表元素反演、矿物成分识别的重要波段，为此必须对 IIM 近红外波段进行校正。Wu et al., [2012]提出利用 6 条地基望远镜光谱订正 IIM 在近红外波段的响应，然而本研究发现，Wu et al.,[2012]使用的地基望远镜过少，不不能很好的代表所有的月表地物类型，因此本研究挑选了更多的地基望远镜数据对 IIM 数据和地基望远镜数据进行交叉定标。

本研究采用的地基望远镜数据来自 MKO (Mauna Kea Observaory, Hawii, USA)，该望远镜位于海拔 4200 m 处，视野开阔，大气吸收相对较弱，因而对月探测数据精度可靠。本研究采用的基望远镜对月探测数据可从 NASA PDS Geosciences Node (http://geo.pds.nasa.gov)下载。研究下载所有可用数据，筛选出其中数据质量较高的光谱，最后得到 22 条可用于交叉定标的地基光谱，这 22 条光谱探测位置等信息见表 2-2，所用光谱代表了月海、高地、山区、撞击坑等位置的光谱信息，光谱所在月球位置见图 2-12。

表 2-2 IIM 和地基望远镜数据交叉定标所采用光谱的概要信息

名称	光谱编号	IIM 轨道号	对应 IIM 影像中行列号	纬度,经度	特征类型
Sulpicius Gallus 2	HA1055	2230	72,6701	20.4N, 9.7E	Mantling Material
Apennine Front	HA0819	2856	53,7620	23.1N, 1.3E	Mountain
Sinus Aestuum 3	HA0857	2550	35,9877	10.8N, 3.2W	Mare
Black Spot 2	HA1094	2864	84,9923	8.3N, 8.3W	Mantling Material
Aristarchus Plateau 1	HA0979	2902	6,7030	27.1N,52.8W	Mantling Material
Vitruvius Floor	HA1088	2521	69,8546	17.7N, 31.2E	Mare
MS2	HB0916	2220	72,6929	18.7N, 21.4E	Mare
Apollo 16	H90366	2225	71,11159	9.0S,15.1E	Highlands
Aristarchus Plateau 2	HA0130	2902	47,6948	28.4N,48.9W	Mantling Material
Aristarchus Plateau 3	HA1032	2899	40,6984	27.5N,52.3W	Mantling Material
Hadley A	HA0811	2852	108,7344	25.0N, 6.6E	Crater
Aristarchus South Rim	HA1040	2898	60,7693	23.3N,47.7W	Crater Feature (WALL)
Mare Serentatis 2 AVG.	HC0033	2220	86,6915	28.7N,21.4E	Mare
Littrow NR	HA1082	2521	67,7840	22.3N,31.2E	Mountain
Apollo 16 Sample 62231 (Smooth)	HC0028	2225	125,11161	9S,15.1E	Highlands
Apollo 14A	HC1192	2252	70,10191	2.8S,16.8W	Highlands
Apollo 14B	HC1194	2252	101,10250	3.2S,16.6W	Highlands

Copernicus Mare 5	HC0758	2569	39,8357	22N,25.2W	Mare
Copernicus Ray 6	HD0352	2562	61,7800	24N,16.8W	Crater Feature(Ray)
Aratus	HA0809	2853	3,7661	23.6N,4.5W	Crater(Highland)
Aristarchus East Wall	HA1038	2897	12,7511	23.8N,46.8W	Crater Feature (WALL)
Aristarchus Peak	HA0971	2898	90,7598	23.7N,47.5W	Central Peaks

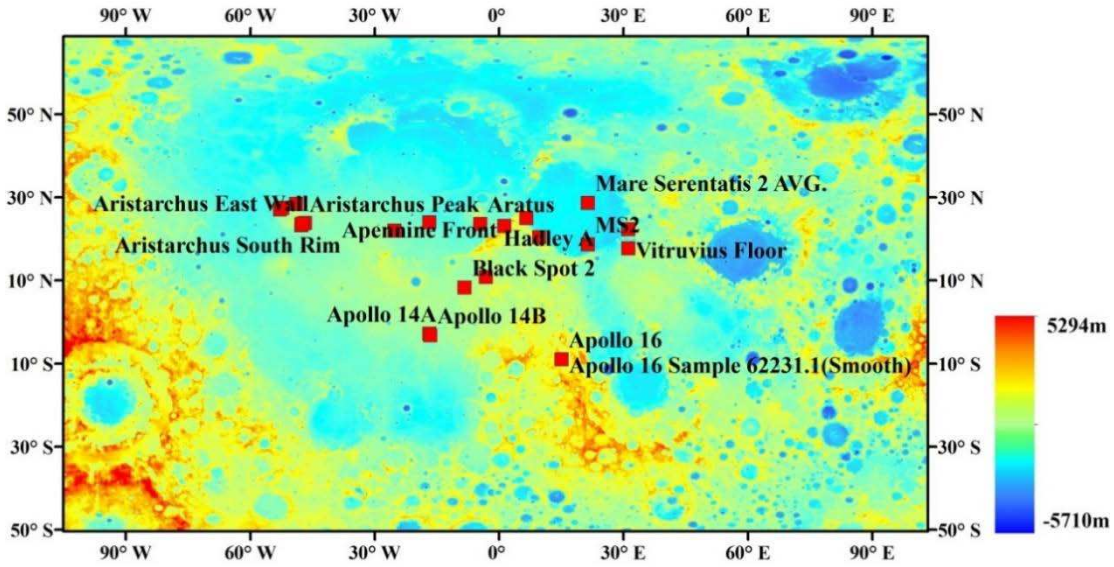


图 2-12 交叉定标所采用的地基望远镜光谱所在月表位置，图中以红色方块标出，部分光谱距离较近，方块位置略有重合。

在选定数据后，交叉定标具体过程为：

1）从 IIM 影像中提取地基望远镜数据同名点光谱，将 IIM 和地基望远镜光谱均归一化到 776nm 波段，

2）光谱去噪，对 IIM 和地基光谱数据均采用三次 B 样条拟合去噪，

3）利用高斯模型将地基望远镜光谱采样至 IIM 相同波段，

4）利用如下公式获取交叉定标增益和偏移，$R_{Tele}^{\lambda} = G^{\lambda} \times R_{IIM}^{\lambda} + O^{\lambda}$，其中$R_{Tele}^{\lambda}$为地基望远镜在$\lambda$波段的归一化反射率，$R_{IIM}^{\lambda}$为 IIM 在$\lambda$波段的归一化反射率，$G^{\lambda}$为增益，$O^{\lambda}$为偏移量，利用计算获得的增益和偏移订正 IIM 归一化反射率数据，并还原至真实反射率(乘以 776nm 波段)。

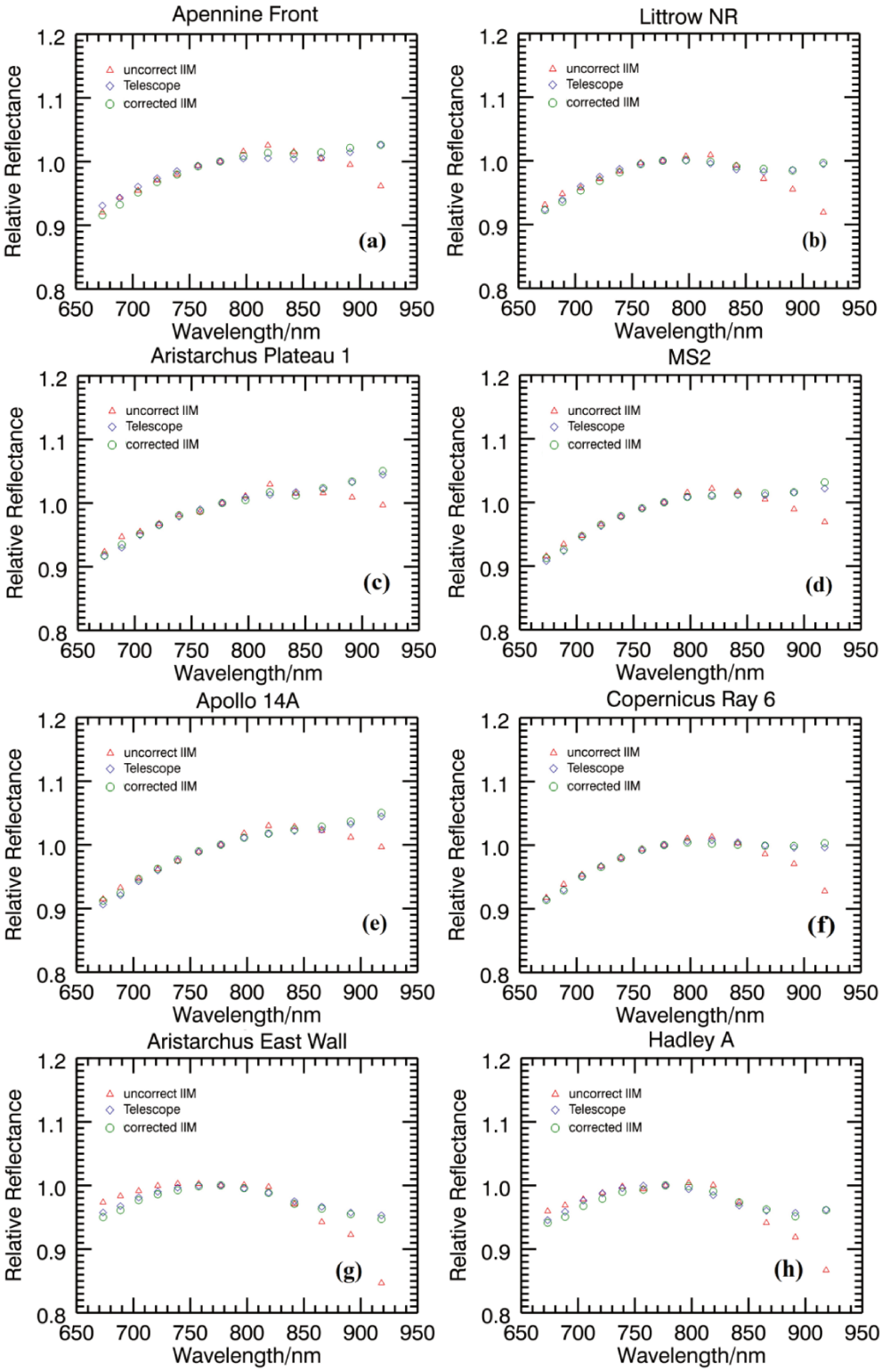


图 2-13 地基望远镜和 IIM 数据(交叉定标前后)光谱在 Apennine Front(a), Littrow NR(b), Aristarchus Plateau 1(c), MS2(d), Apollo 14A(e), Copemicus Ray 6(f), Aristarchus East Wall(g) and Hadley A(h)地点的对比图，其中红色三角形为未交叉定标 IIM 归一化反射率，紫色菱形为归一化地基望远镜光谱，绿色圆形为交叉定标后 IIM 归一化反射率。

图 2-13 展示了 22 条光谱中 8 个样点的地基望远镜归一化光谱和交叉定标前后的光谱，所有的未经过交叉定标的 IIM 光谱(图中红色三角形)在可见光部分和地基望远镜数

据一致性较好，但在 800 nm 左右之后的波段明显偏低，且波长越长，差异越大；经过交叉定标后，IIM 和地基望远镜数据匹配较好，近红外波段的弱响应得到显著的改善。

2.2.7 地理配准

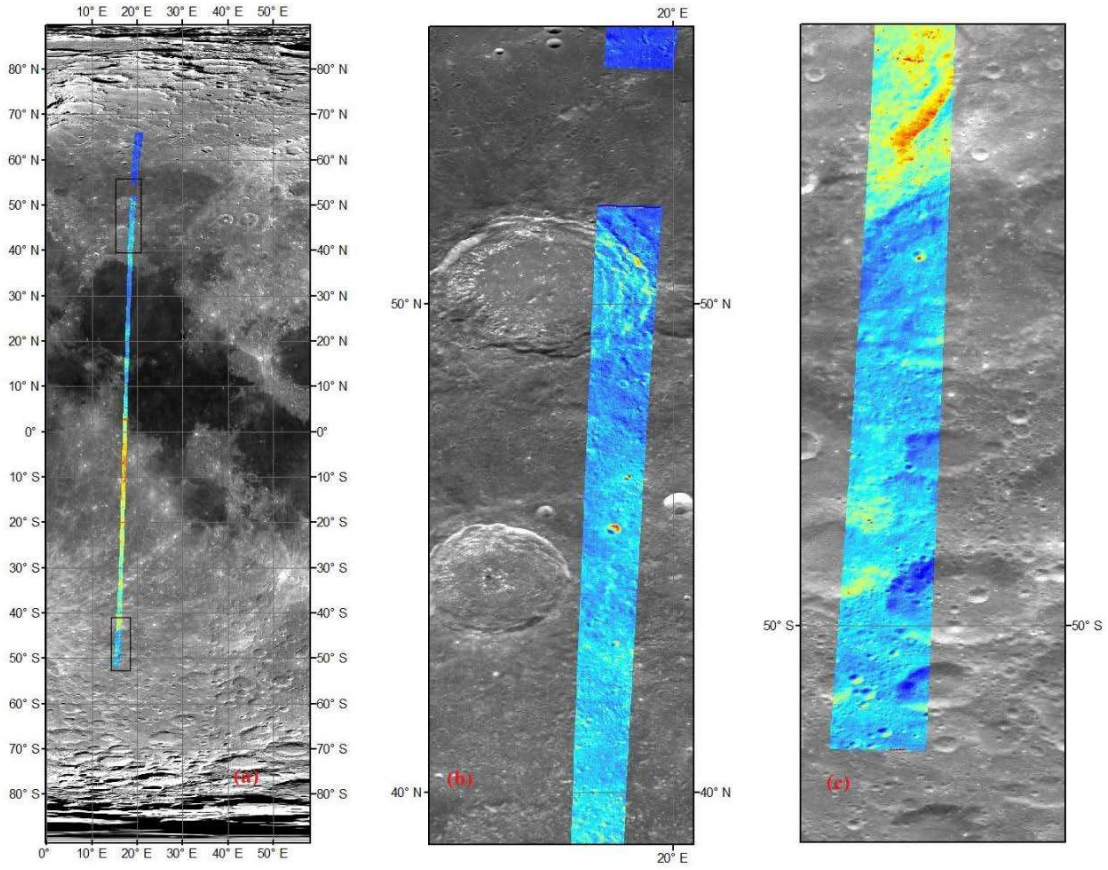


图 2-14 (a) IIM 第 2223 轨第 15 波段反射率(彩色显示)经过地理配准后叠加于嫦娥一号 CCD 相机全月图，(b)为(a)中 2223 轨上黑框放大图，(c) 为(a)中 2223 轨下黑框放大图。

在对遥感数据进行应用前，地理配准是必不可少的一步，地理配准的主要功能是给遥感影像像元赋予对应于实际空间中的经纬度等地理位置信息。IIM 数据对应的经纬度、太阳高度角、太阳方位角及成像时仪器角度信息均可获取，图 2-14a 展示了 IIM 第 2223 轨影像所在位置，图 2-14b 为 a 中北纬 40-50°之间部分，影像覆盖一撞击坑东边部分，图 2-14c 为 a 中南纬 40-50°之间部分，影像覆盖多个撞击坑，通过目视，CCD 底图和 IIM 影像衔接位置基本合理，未出现明显误差。

2.3 基于 IIM 高光谱数据的月表 FeO 反演

在嫦娥一号发射以前，研究人员利用 Clementine 多光谱数据和 Lunar Prospector

gamma 谱仪数据探测了全月铁元素含量丰度[Lucey et al., 2000; Lawrence et al., 1998]，相比较 Clementine 和 LRO-GRS 数据，IIM 高光谱数据有着更高的光谱分辨率和空间分辨率，如果反演成功，将会给研究人员带来更为详细的月表元素分布信息，帮助人们了解月球。在上一节中，研究对 IIM 数据预处理过程进行了详细的描述，这一章将主要描述预处理后的 IIM 数据在反演 FeO(月球铁元素主要存在形式)中的应用。

2.3.1 FeO 反演原理

目前已有多种理论被用于从遥感数据中反演月表 FeO 元素丰度，这些方法主要分为 2 类，一类是数理统计方法，通过建立遥感数据和 Apollo、Luna 样品中 FeO 含量之间的统计关系，利用该统计关系来反演月表 FeO 元素信息，例如主成分分析[Pieters et al., 2002]，支持向量机[Zhang et al., 2009] 和偏最小二乘回归[Wu, 2012]等方法，这类单纯基于统计关系的方法反演精度有限，主要原因是采样样品数量有限，且采样地点仅局限于几个登陆点附近，代表地物类型有限。

另一类反演方法由 Lucey 等人[Lucey et al., 1995]提出用于从 Clementine UVVIS 数据中反演 FeO，该方法基于反射率与 FeO 之间的光谱效应而提出。Lucey 等人从月壤样品光谱和 Clementine 数据中均发现月壤成熟度和 FeO 之间的光谱效应，具体是，可见光波段(VIS，750 nm)反射率随着月壤成熟度增加而降低，而近红外和可见光波段(950 nm 和 750 nm)反射率的比值(NIR/VIS)随月壤成熟度的增加而增大；VIS 反射率和 NIR/VIS 都随着 FeO 增加而降低(如图 2-15 所示)。

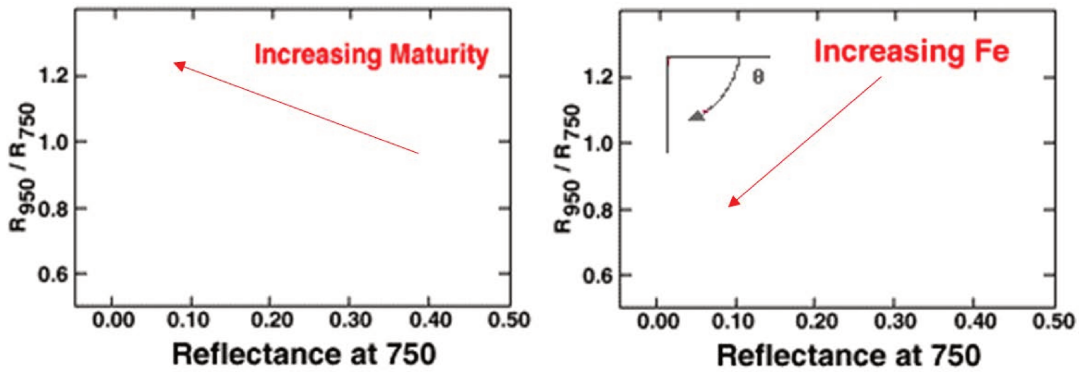


图 2-15 月壤成熟度和 Fe 含量与 VIS 反射率和 NIR/VIS 比值的光谱效应示意图。

根据以上光谱效应，Lucey et al. [2000]给出的 FeO 反演公式为

$$\theta_{Fe} = -\arctan(\frac{R_{NIR}/R_{VIS}-A}{R_{VIS}-B}) \quad (2\text{-}6)$$

$$\text{wt\%FeO} = C \cdot \theta_{Fe} - D \quad (2\text{-}7)$$

θ_{Fe}是反演过中最为重要的参数，式中A和B是“端元”在R_{NIR}/R_{VIS} VS. R_{VIS}散点图中的位置坐标，关于端元位置的确定可以遵循 Lucey 提出的建议，即使得θ_{Fe}和采样样品 FeO 含量之间的相关性最大化，并使成熟度效应最小化。Lucey et al., [2000]给出的参数A，B，C和D分别为 1.19，0.08，17.427 和 7.565。

2.3.2 反演使用数据

(1) IIM 数据

FeO 反演过程中采用的是经过 2.2 章节预处理方法处理后的 IIM 高光谱数据，下文在进行最优反演波段选择的时候，为验证交叉定标对反演结果的影响，在设计对比实验时，也采用了未经过交叉定标的IIM数据，这类数据在近红外波段存在弱响应问题。另外由于 IIM 第 32 波段(波长 981 nm)信噪比过低，未被采用，因此可利用的 IIM 波长最长波段为第 31 波段，波长为 918 nm。

(2) 样品数据

反演实验中共采用 23 个样品数据，其中有来自 Apollo 11，12，15，17 和 Luna16，24 的样品代表月海区域的 FeO 含量，Apollo 14，15 和 17 有样品代表大的撞击坑/盆地溅射物 FeO 含量，月球高地有 Apollo 16 和 20 任务样品。由于 IIM 分辨率等问题，部分采样地点在 IIM 数据中较难找到对应的采样位置，因此采用采样点位置周边几个像元均值替代，此外，Apollo 15 任务的采样点 IIM 影像并无覆盖。具体样品及 FeO 含量可由表 2-3 中得知。

表 2-3 反演过程采样样品名词和 FeO 含量

编号	采样样品位置	IIM 中像元个数	FeO(wt%)
1	A11	3×3	15.8
2	A12	1	15.4
3	A14	1	10.4
4	A16 S1-9	4×4	5.5
5	A16 S11	2×2	4.2
6	A16 S13	2×2	4.8
7	A17 S1	1	17.8
8	A17 S3	1	8.7
9	A17 S5	1	17.7
10	A17 S6	1	10.7
11	A17 S7	1	11.6
12	A17 S8	1	12.3
13	A17 LRV1	1	16.3
14	A17 LRV5	1	9.8

15	A17 LRV6	1	10.3
16	A17 LRV7	1	16.1
17	A17 LRV8	1	15.7
18	A17 LRV9	1	14.6
19	A17 LRV10	1	11.2
20	A17 LRV12	1	17.4
21	Luna 16	3×3	16.7
22	Luna 20	1	7.5
23	Luna 24	4×4	19.6

2.3.3 反演最优波段的选择

在利用 Lucey 的方法进行 FeO 丰度反演时，首先要确定反演所需的可见光和近红外波段，Clementine 数据中 Lucey 采用的是 750 nm 和 950 nm 波段，在利用 IIM 数据进行 FeO 反演时，可见光和近红外波段选择出现了 2 种方案，一种是凌宗成等[2010]采用的 757 nm 和 891 nm 波段，且这两个波段未进行过交叉定标，另一种是 Wu et al., [2012]采用的 757 nm 和经过交叉定标的 918 nm 波段，两种方案对于可见光波段的选择一致，但对于近红外波段和是否进行交叉定标出现了不一致，凌宗成等[2010; Ling et al., 2011]和 Wu et al.,[2012]均未给出波段选择方案的具体过程，因此有必要对这些波段选择和是否有必要进行交叉定标进行研究。为此，本研究设计了 4 个方案，4 个方案中 VIS 波段均选取 757 nm 波段，而 NIR 分别选取了未经交叉定标的 891 nm、未经交叉定标的 918 nm 波段、经交叉定标的 891 nm 和经交叉定标的 918 nm 波段，如表 2-4。

表 2-4 最优波段选择中对比实验波段选择设置

		VIS (nm)	NIR (nm)
1	Original	757	891
2		757	918
3	Cross-calibrated	757	891
4		757	918

(1) 反演算法端元的选取

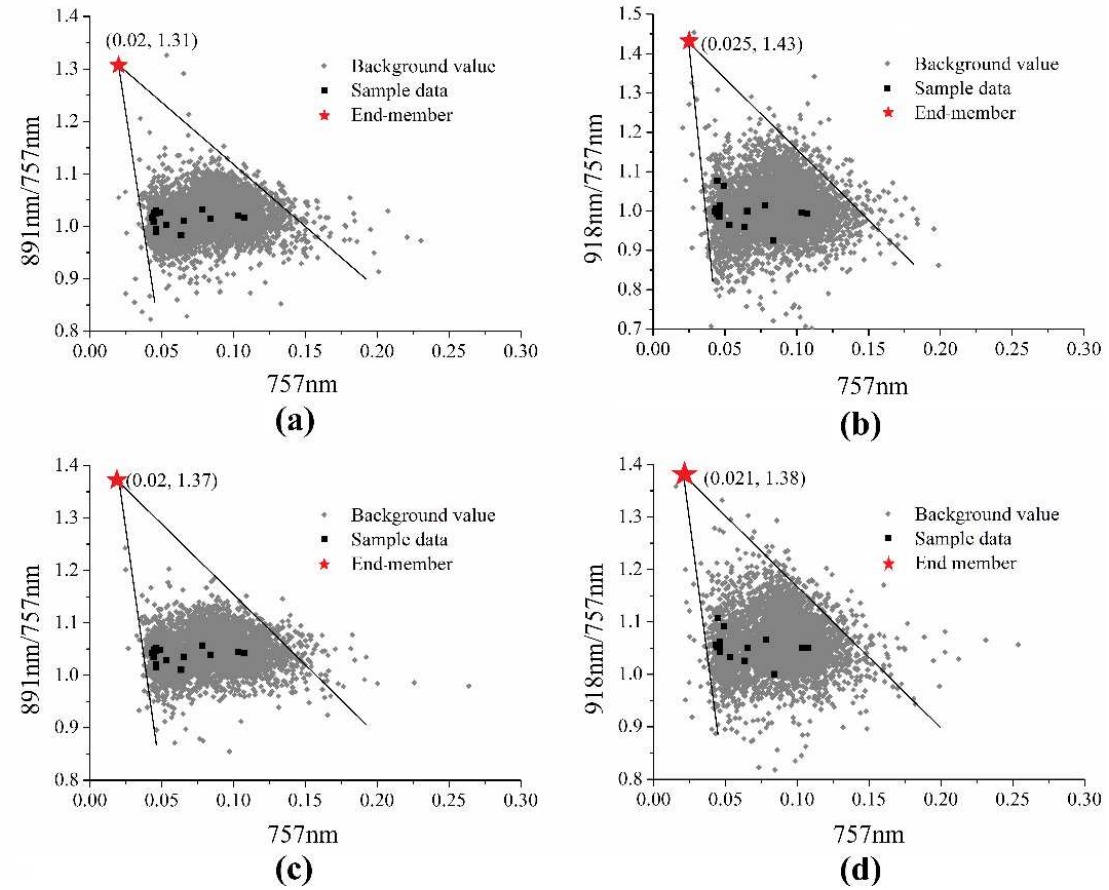


图 2-16 4 中反演方案所选取的端元位置(红色五角星)示意图。

Lucey 反演算法中端元的位置，即公式中的A和B，对反演精度影响较大[Lucey et al., 2000]，端元位于低可见光、高 NIR/VIS 比值区域，端元在 VIS-NIR/VIS 散点图中位置不唯一。根据 Lucey 的建议，研究对 4 种反演方案端元选取见图 2-16，由于采样数据较少，且为避免端元选取不合适导致反演结果出现负值，本研究在全月 IIM 数据中随机选取了 5000 个点作为选取端元的参考，如图 2-16 中灰色背景散点，端元位置尽量在这些散点的左上方，图 2-16 中黑色方形散点为 IIM 影像采样点位置的 VIS 反射率和 NIR/VIS 比值。

(2) 反演参数获取

在仔细选取了端元之后，反演公式中的 4 个参数均可得到，值得注意的是，对于公式 2-7，本研究采用了指数方程拟合θ_{Fe}和 FeO 丰度关系，因为 Wu et al.,[2012]发现对于 IIM，指数方程可以得到更好的相关性，故公式修改为

$$\text{FeO wt.\%} = C \cdot {\theta_{Fe}}^{D} \tag{2-8}$$

根据图 2-16 和公式 2-6 和 2-8，得出反演参数，如下表

表 2-5 4 种波段选择方案反演参数表

	Original		Cross-calibration	
	891 nm	918 nm	891 nm	918 nm
A	1.31	1.43	1.37	1.38
B	0.020	0.025	0.020	0.021
C	0.2400	0.0365	0.3069	0.2160
D	10.1955	14.5939	9.9503	10.8309
R	0.958	0.960	0.958	0.969

表中 *R* 为反演 FeO 含量和样品测得 FeO 含量的相关性系数，可见 4 种方案相关性较为接近，仅第 4 种方案相关性略高。

(3) IIM 与 Clementine 反演结果对比

仅从采样点 FeO 含量的相关性无法确定哪种波段选择反演方案更好，为此，本研究利用 4 种方案反演了风暴洋地区的 FeO 含量，并和已有的 Clementine UVVIS 反演数据做比较，以评估 4 种方案的可行性。风暴洋地区示意图和 Clementine 反演 FeO 丰度见图 2-17。

图 2-18 展示了 4 种波段选择方案中 IIM 反演所得 FeO 含量图，图 2-17 和图 2-18 采用相同的颜色表绘制 FeO 丰度图。对比图 2-17 和图 2-18，由于 IIM 具有更高的空间分辨率，可以体现出风暴洋地区更为详尽的 FeO 分布细节。图 2-18 中不同方案反演的 FeO 丰度有明显差异，近红外采用 918 nm 的反演方案(图 2-18 b 和 d)比采用 891 nm 波段的方案(图 2-18 a 和 c)反演的 FeO 更高，这可能是

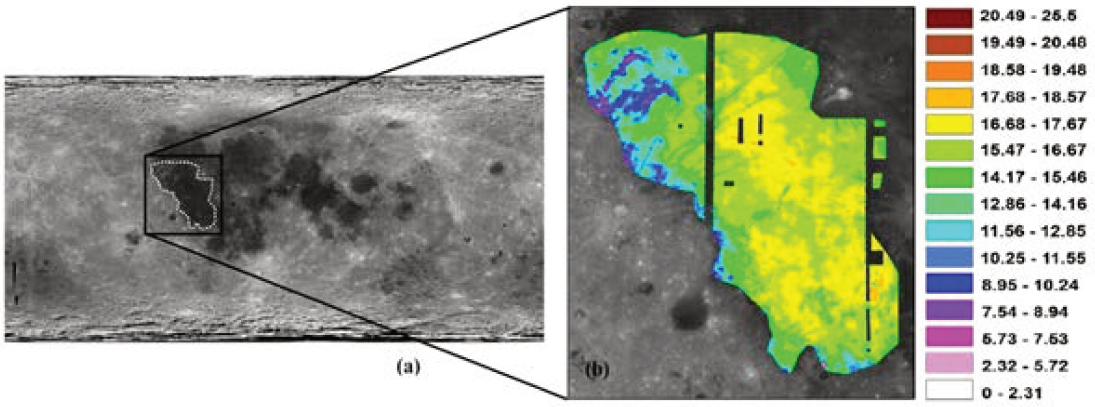


图 2-17 (a)风暴洋地区示意图，(b)Clementine 反演 FeO 丰度，数据来自 Lucey et al., 2000。

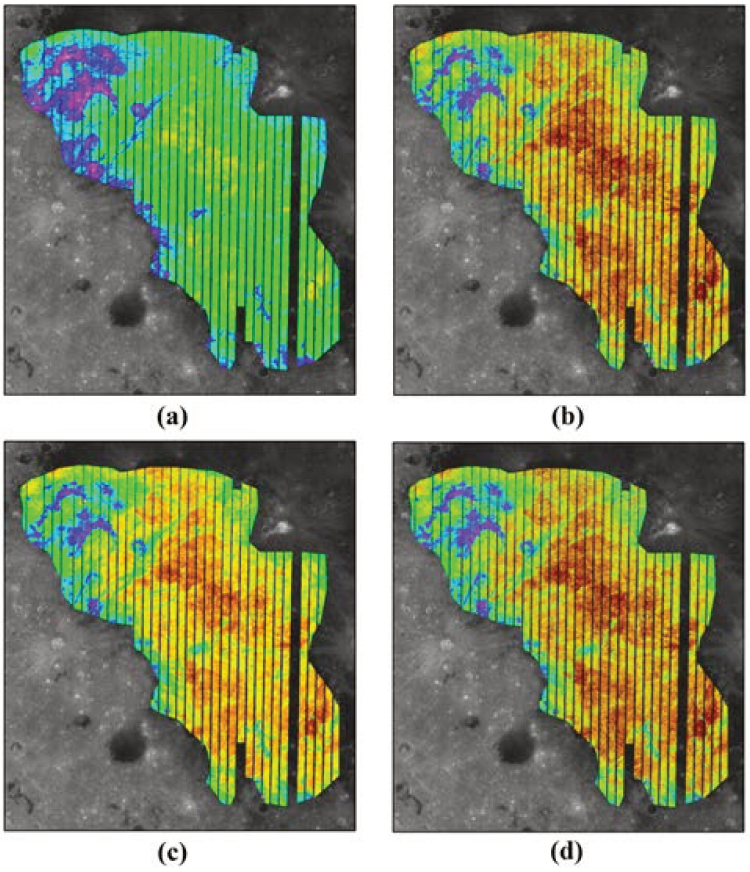


图 2-18 4 种波段选择方案中 IIM 反演的风暴洋地区 FeO 含量。

由于含铁矿物的吸收峰位于 940-1000 nm 之间，918 nm 比 891 nm 更接近吸收峰，受 FeO 丰度影响更为显著。第一种反演方案(757nm 和未交叉定标的 891nm)反演所得的 FeO 丰度是 4 种方案里最低的，采用 757 nm 和未交叉定标的 918 nm 反演出了最高的 FeO 丰度，4 种方案中第 3 种方案(图 2-18c)反演结果最接近于 Clementine 反演结果。

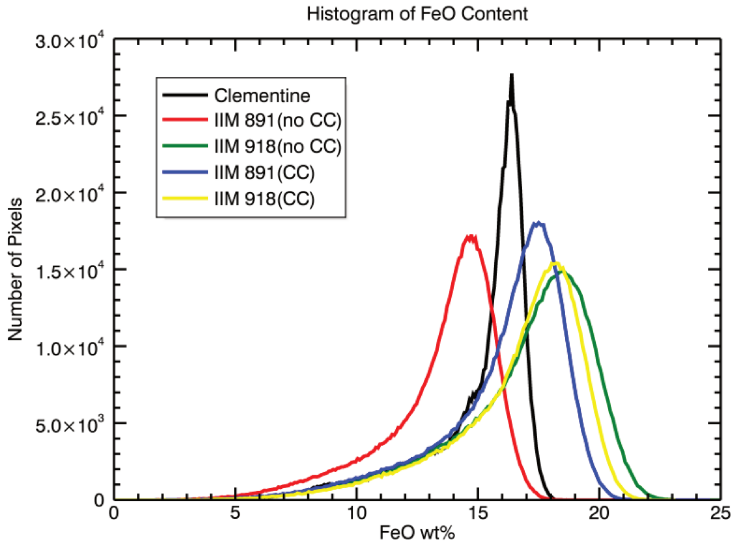


图 2-19 Clementine 和 IIM4 种反演方案反演的风暴洋地区 FeO 含量直方图。

Clementine UVVIS 和 IIM 4 种反演方案反演风暴洋地区的 FeO 丰度直方图如图 2-19 所示，其中黑色曲线代表的是 Clementine FeO 丰度，红色和绿色分别代表方案 1 和 2 反演的 FeO 丰度直方图，蓝色和黄色分别代表反演方案 3 和 4 的 FeO 丰度直方图。图中 5 条直方图曲线均表现出类似正态分布的特征，Clementine FeO 丰度直方图峰值为 16.61 wt.%。IIM 4 种方案峰值分别为 14.75 wt.%(图 2-18a)，18.37 wt.% (图 2-18b), 17.92 wt.% (图 2-18c) 和 18.22 wt.% (图 2-18d)。从峰值位置来看，蓝色和黄色更接近 Clementine 数据特征，说明交叉定标后 IIM 反演结果优于未进行交叉定标的 IIM 数据反演结果，第 3 种反演方案(757 nm 和交叉定标后的 891 nm)的反演结果和 Clementine 数据最为接近。

因此，本研究认为，891 nm 比 918 nm 更适合反演 FeO 含量，交叉定标对 FeO 反演精度有提升作用。

2.3.4 全月 FeO 反演

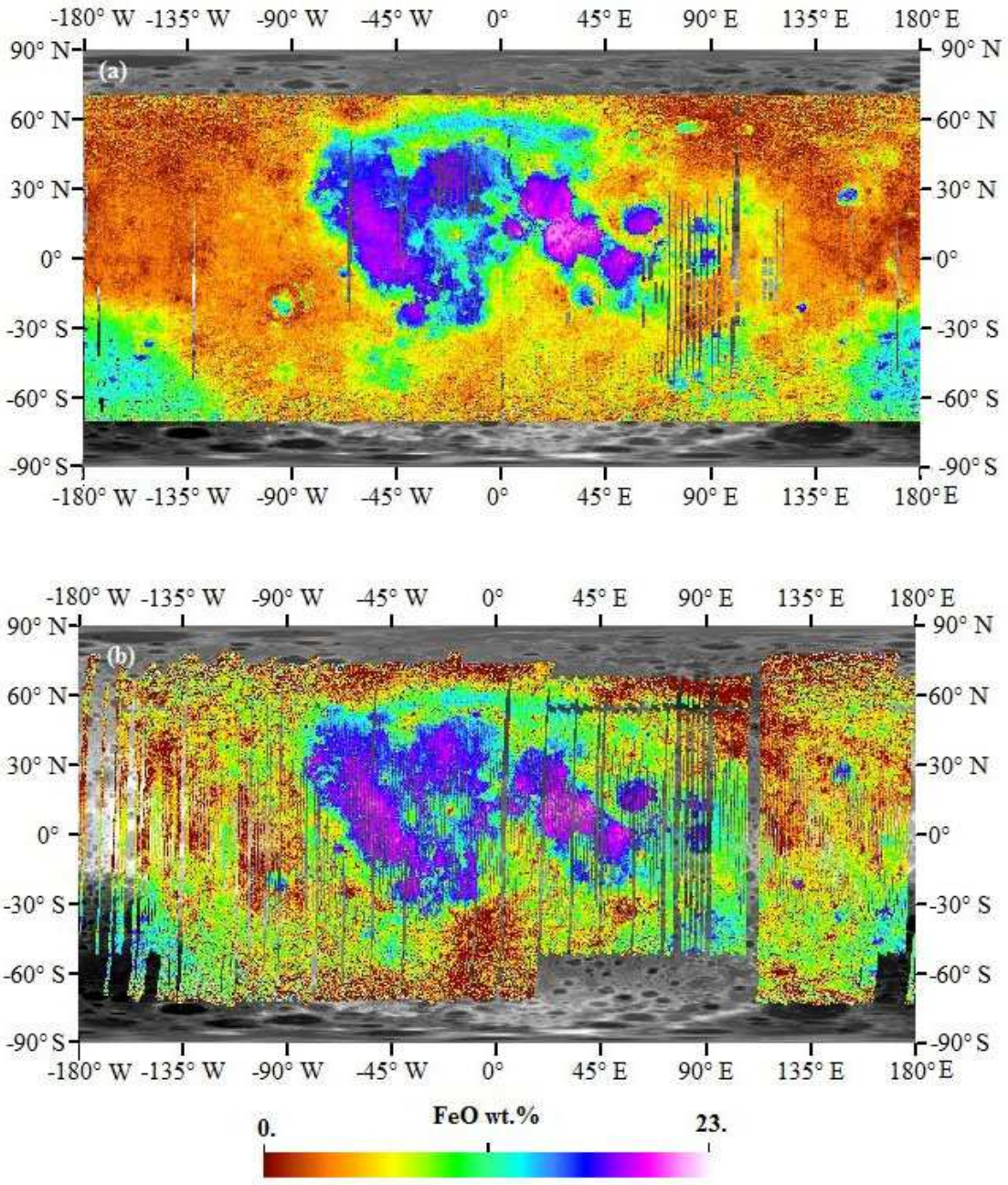


图 2-20 (a) Clementine UVVIS 数据反演的 FeO 丰度图；(b) 嫦娥一号 IIM 高光谱数据反演的 FeO 丰度图。

图 2-20 展示了 Clementine UVVIS 和 Chang'E-1 IIM 数据分别反演得到的全月 FeO 丰度图，为便于对比，二者采用相同的颜色表。就全球尺度而言，IIM 反演结果和 Clementine UVVIS 反演结果整体趋势相近，在月海和撞击坑区域 FeO 丰度较高，高地较低，主要原因是月海和撞击坑玄武岩多，辉石和橄榄石丰富，这类矿石含铁元素多，而高地以斜长石为主，含铁量低；就月海区域而言，Clementine UVVIS 反演的 FeO 丰

度比 IIM 要略高，尤其在静海、澄海和丰富海地区，在月海最大的玄武岩储区-风暴洋，二者丰度相似，在月球背面的智海及以南地区(艾肯盆地)，二者反演结果类似(该地区 IIM 空间覆盖低)，虽同是月海，但与月球正面的月海相比，FeO 丰度有~5 wt.%的差异；就高地而言，二者差异较明显，Clementine UVVIS 反演结果空间变化较小，北半球月海 FeO 丰度较低，南半球略高于北半球，而 IIM 数据空间分辨率高，空间上可以展示出更多的 FeO 丰度变化细节，由图 2-20b 可看出，高地 IIM 反演结果空间不均一性较为突出，部分地区 IIM 反演结果与 Clementine UVVIS 反演结果差异较大，如南半球 30-70°，经度 0°区域，IIM 反演结果更低。

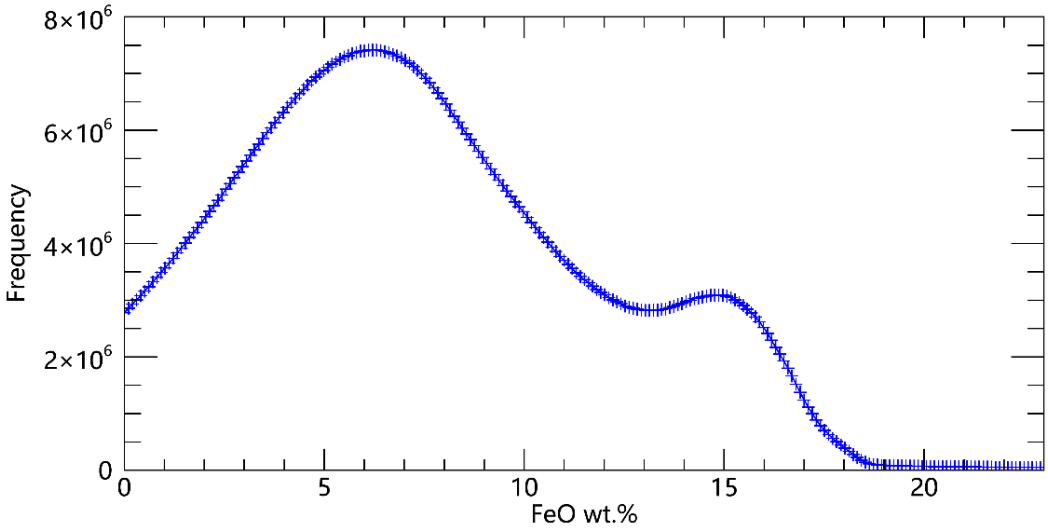


图 2-21 IIM 反演全月 FeO 丰度统计直方图。

图 2-21 展示了 IIM 反演全月 FeO 丰度有效值直方图，由图可知，全月 FeO 直方图呈双峰状，与已有研究结果吻合[Lucey et al., 1995; Lucey et al., 1998; Lucey et al., 2000; Lawrence et al., 2002 ;Wu et al., 2012; Yan et al., 2012]，图中 FeO 直方图第一个波峰位于~6.1 wt. %，第二个波峰位于~14.8 wt. %，这两个峰值分别代表了在月海和高地两种地区 FeO 较为集中的丰度。高地 FeO 丰度频数峰值本文中为 6.1 wt. %，Clementine UVVIS 反演主要为~5.7-5.8 wt. % [Lucey et al., 2000; Lawrence et al., 2002; Gillis et al., 2004]，与本文相差 0.3-0.4 wt.%；前人利用 IIM 反演结果，反演高地频数峰值为 3.65 wt. % [Wu et al., 2012]，5.57 wt.% [Wu, 2012], 5.8 wt. % [凌宗成等，2016]，本文 IIM 反演高地频数峰值较以往研究都略高。对于全月月海 FeO 丰度频数峰值，IIM 反演研究给出了 15.09 wt.% [Wu et al., 2012]，15.27 wt.% [Wu, 2012], 16.6 wt. % [凌宗成等，2016]，而本文的 14.8

wt. %要低于以上研究结果；Lucey 在利用 Clementine 数据反演得出的月海丰度频数峰值<14 wt.%([Lucey et al., 1995]中的 Fig. 7)，而在 Lucey et al., [2000]中大于 16 wt.%。Tang et al.,[2016]利用 DIVINER 数据通过数学统计的方法得出的 FeO 丰度双峰为 5.4 wt.%和 15.7 wt.%，结果和 Wu [2012]较为接近。

利用可见光近红外遥感成像技术的嫦娥一号 IIM 和 Clementine UVVIS 反演得到的全月 FeO 丰度结果应具有较好的一致性。在诸多相关文献中，反演结果和月壤样品相关性均超出 90%，相关性较好，反演误差一个标准差为~1-2 wt.%的量级。然而本研究反演 FeO 结果和已有反演结果均存在不一致，对于这种反演结果的不一致性，其原因可能为 1)不同卫星传感器数据计算得到的反射率不同(见图 2-11)，而反射率表征了月表的物理特性，理论上不同传感器所得反射率数据应该是一致得；2)反射率定标方式的不同导致反射结果存在误差，在上一节已阐述采用月壤样品定标和星上光度校正定标方式对反射率产品的影响；3)反演理论的不足，由于 FeO 反演方法中“端元”(见公式 2-6)的不唯一性导致反演结果的多样性。由于月壤样品数据被用于反演公式参数确定过程中，对于遥感反演全月 FeO 并无其它可利用数据进行反演结果验证，因此尚无适当方法确定误差来源。

已公开的全月 Fe 含量反演还有利用伽马谱仪数据反演的结果，但由于利用伽马谱仪反演的 Fe 含量是位于次月球表面(near-surface)且数据分辨率低[Lawrence et al., 2002]，而利用可见光和近红外反演结果表征的是月球表面(surface)的 FeO 丰度(Clementine UVVIS 或者 IIM)，二者位置与分辨率的不同导致反演差异明显，故未作比较。

2.4 本章总结

IIM 数据在经过傅里叶变换由干涉纹转换为辐亮度数据后[薛彬, 2006; 赵葆常等, 2010]，由于成像条件、仪器观测条件、仪器本身在空间和光谱维上响应误差等原因，仍存在大量噪声，这些噪声都会成为后续 IIM 数据应用的误差来源之一。本研究在 IIM 第一阶段处理的基础上[Wu et al., 2012]，开展了第二阶段的数据处理工作，新的坏点检测与修正算法、新的光度校正方法、改进的交叉定标方法都明显提升了 IIM 数据的准确性和可用性，为后续 IIM 数据应用打了坚实的基础。

本章还探讨了利用经过预处理 IIM 高光谱数据进行月表 FeO 反演。首先，本文就反演所需的近红外波段选择问题进行了比较分析，通过设置4个对比实验，最终得出经过交叉定标的 IIM 891 nm 波段是月表 FeO 反演最优红外波段；其次，在确定了反演最优波段后，本研究反演了全月 FeO 丰度，并与 Clementine 反演 FeO 数据进行了对比分析，结果表明 IIM 由于更高的空间分辨率，可以展现更多的月表 FeO 丰度细节，最后本研究还对两种数据进行了量化的对比。

总体来讲，IIM 反演结果与已有的月表 FeO 丰度认识相吻合，并展示了更多的细节，作为继 Clementine 和 LP GRS 之后的又一大全月 FeO 数据来源，IIM 数据为月表演化过程研究提供了新的视角。

第三章 在 LMD 火星全球气候模式中参数化“火箭”沙尘暴

LMD Mars GCM 由法国 Institut Pierre Simon Laplace 下的动力气象学实验室于上世纪 90 年代开始开发，模式由一个格点动力核(grid point dynamic core)和一个包含多种大气运动的物理参数化包组成，其中物理参数化包包括辐射传输过程[Forget et al., 1999]，沙尘循环[Madeleine et al., 2011]，水循环[Montmessin et al., 2004; Madeleine et al., 2012; Navarro et al., 2014b]，行星边界层混合方案[[Colaïtis et al., 2013]和其它物理过程(参见 Forget et al. [1999] and Forget et al. [2011])。

在火星上，最主要的辐射传输媒介为二氧化碳和气溶胶粒子(大气中的沙尘粒子和水冰云粒子)。对于二氧化碳，模式采用一种宽波段模式模拟二氧化碳在 15 μm 处的放射和吸收[Hourdin,1992]；低压时二氧化碳分子线多普勒加宽效应、非局地热力平衡和太阳辐射吸收加热过程都被参数化到模式当中[Forget et al., 1999]；辐射传输过程考虑了沙尘粒子的辐射特性，尤其是沙尘粒子在 15 μm 以外的散射作用，模式中沙尘粒子的散射特性可见 Wolff et al. [2006, 2009]。

LMD Mars GCM 采用一种半交互式方案传输模式中的沙尘粒子[Madeleine et al., 2011]，垂直方向上沙尘粒子浓度廓线不受模式限制，可自由传输，但沙尘总柱光学厚度 (total column dust optical depth， CDOD)在模式运行过程中的每一步被强迫至沙尘预描述场景(prescribed dust scenario)[Montabone et al., 2015]，该预描述场景是由卫星观测数据经过空间插值得到的 CDOD 数据。

3.1 参数化策略

本参数化的目的在于在 LMD Mars GCM 中重现中尺度“火箭”沙尘暴过程，使得沙尘粒子除了在对流层底部与大气混合，还可通过沙尘暴过程被传输至高层大气中(对流层中上层)。如上文所述，“火箭”沙尘暴物理参数化过程的难点在于如何在大尺度的 GCM 中，真实的模拟出“火箭”沙尘暴的空间尺度及其运动过程。GCM 水平格网分辨率通常为 200 km 左右，而“火箭”沙尘暴现象的水平尺度大约在几千米到几十千米。换言之，由沙尘辐射加热导致的次网格尺度的沙尘对流运动的实现是此参数化的

关键。

具体技术方案是，在 GCM 某一网格中形成了“火箭”沙尘暴，假设该沙尘暴对流仅发生在该网格的一部分，网格的剩余部分沙尘仍保持沙尘暴发生前的环境状态。在参数化实施过程中，沙尘粒子被分为两种模式示踪物，即环境沙尘(environment dust)和沙尘暴沙尘(storm dust)。环境沙尘粒子不参与沙尘暴引起的强垂直对流活动，沙尘暴粒子用于表征沙尘暴过程中具有高垂直速率特征的沙尘。

3.1.1 触发机制

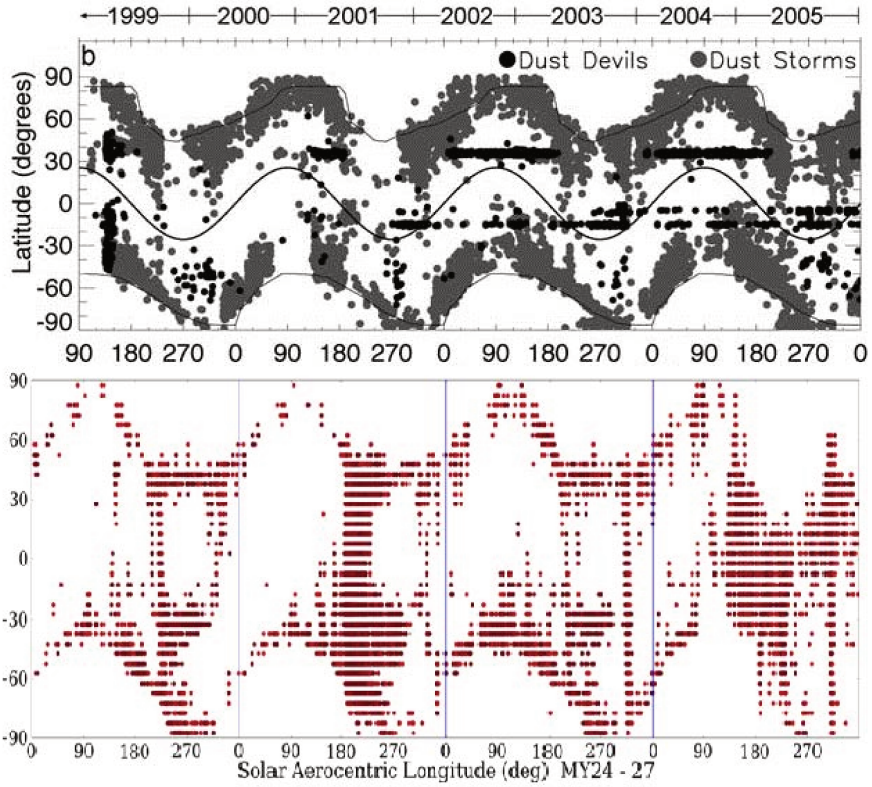


图 3-1 上图为 MOC(Mars Orbiter Camera)数据中观测到的沙尘暴和尘卷风事件在时间(x 轴)和纬度(y 轴)上的分布图(来自 Cantor et al., 2001)，下图为模式运行中日 CDOD 增量大于 0.2 的网格在时间和纬度维度上的统计。

如上文所述，模式运行过程中，采用由观测数据而来的沙尘日柱光学厚度(CDOD)预描述情景来驱动模式。在参数化“火箭”沙尘暴过程中，假设当某一 GCM 网格相邻两日的 CDOD 增量($\Delta\tau_{dust}$)大于 0.2，则将在该网格触发”火箭”沙尘暴过程。该策略的假设是基于当发生沙尘暴时，强烈的垂直对流将火星地表的沙尘粒子抬升，继而进入大气，将导致大气沙尘光学厚度的增加。取$\Delta\tau_{dust} > 0.2$，是基于图 3-1 的统计特征而来。Cantor et al. (2006) 统计了自 1999 年 3 月至 2006 年 1 月期间(对应于 MY24 Ls 90°至

MY27 Ls 360°)的沙尘暴和尘卷风事件，如图 3-1 上图所示，其中沙尘暴事件发生的纬度具有很明显的季节特征，且在不同火星年份，得到很好的重现。研究发现，当$\Delta\tau_{dust}$的阈值取 0.2 时，模式触发的“火箭”沙尘暴过程同样具备该季节性纬度移动特征。

3.1.2 沙尘粒子抬升

当沙尘暴过程发生时，沙尘粒子从地面抬升，传输至大气中，导致大气浑浊度增加，大气辐射加温效应增强，因此，沙尘粒子抬升量的准确估算对辐射传输过程至关重要。

在模式中，对于任一层大气，该层大气上下边界压强差为dp，可给出该层大气的光学厚度为

$$\mathrm{d}\tau_{dust} = \frac{3}{4}\frac{Q_{ext,\lambda}\, q}{\rho_{dust}\, r_{eff}\, g}\, dp \tag{3-1}$$

其中$Q_{ext,\lambda}$为沙尘粒子在λ波段的消光系数，q为沙尘的质量混合比，ρ_{dust}为沙尘粒子的密度(2500 km/m^3)，r_{eff}为沙尘粒子在该层大气中的有效粒径，g为火星大气重力加速度。模式运行过程中，沙尘预描述情景中大气沙尘光学厚度的日增量$\Delta\tau_{dust}$为已知量，因此沙尘粒子从火星表面抬升至大气过程的抬升通量为

$$v_{lift} = \frac{4}{3}\frac{\Delta\tau_{dust}\, \rho_{dust}\, r_{eff}}{\Delta t\, Q_{ext,\lambda}} \tag{3-2}$$

参数化过程中，沙尘粒子抬升过程被设置为发生在每日当地时间(local time, LT)10:00(t_{start})至 12:00(t_{end})，上式中，$\Delta t = t_{end} - t_{start}$。虽然极轨卫星观测到大量的不同尺度的沙尘暴事件，然而对于每日其发生的具体时间并无细致了解，因此对于沙尘抬升的时间信息并无可靠观测依据。本研究中，t_{start}和t_{end}的设置是基于模拟发现，当沙尘抬升发生在当地时间 10:00-12:00 时，沙尘垂直结构在边界层混合和垂直传输的作用下，和观测达到较好的一致。

如前文所述，参数化过程中假设“火箭”沙尘暴仅发生在 GCM 格网的一部分(此处以α_{storm}表示沙尘暴与格网的尺度比例，$0 \le \alpha_{storm} < 1$)。Spiga et al. [2013]在中尺度模式中模拟了 OMEGA 观测到的沙尘暴事件，该沙尘暴沙尘光学厚度从近地面积分至 1 个大气标高($\Delta P \approx 200$ Pa)最大为~10 (τ_{dust})[Määttänen et al., 2009; Spiga et al., 2013]，假设沙尘粒子消光系数为 2.4，有效粒径为 2 μm，可通过

$$mmr_{ref} = \frac{4}{3}\frac{\rho_{dust}\, r_{eff}\, g}{Q_{ext,\lambda}\, \Delta P}\, \tau_{dust} \tag{3-3}$$

计算出中尺度模式中质量混合比为 5×10^{-4} kg/kg，该值在参数化过程中被用以mmr_{ref}参考值，对 GCM 中每一个有“火箭”沙尘暴的格网，通过比较沙尘质量混合比和mmr_{ref}可估算出沙尘暴发生的比例

$$\alpha_{storm} = \frac{mmr_i}{mmr_{ref}} \tag{3-4}$$

其中mmr_i表示 GCM 格网i的质量混合比。

3.1.3 辐射传输

在“火箭”沙尘暴被触发建立后，辐射传输在模式每一时间步长内运算 2 次，第一次辐射传输过程仅环境沙尘参与运算，由此给出环境辐射加热率($(\frac{dT}{dt})_{env.}$，T 代表温度)，第二次辐射传输过程中，环境沙尘和沙尘暴沙尘均参与运算，由此得出沙尘暴内辐射加热率($(\frac{dT}{dt})_{storm+env.}$)，二者之差给出了由于沙尘暴产生所导致的辐射加热率变化(研究中称为“额外加热率”，$\Delta\mathcal{H}$)为

$$\Delta\mathcal{H} = (\frac{dT}{dt})_{storm+env.} - (\frac{dT}{dt})_{env.} \tag{3-5}$$

3.1.4 垂直传输

Spiga et al. [2013]通过中尺度模拟发现，“火箭”沙尘暴的上升运动由辐射加热和垂直运动导致的降温效应共同驱动。由欧拉观点可知，GCM 中每层大气的位温(θ)随时间的变化率受辐射加热和垂直运动影响，为

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \Delta\mathcal{H}\, \Pi^{-1} - w\, \frac{\partial\theta}{\partial z} \tag{3-6}$$

式中，w为垂直风速，z为高度，Π为 Exner 函数。由于“火箭”沙尘暴运动速率大，火星干燥，空气稀薄，故在参数化过程中，假设由于沙尘暴沙尘出现导致的额外加热率完全转化为垂直方向上的运动，即热能完全转为动能。因此

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = 0. \tag{3-7}$$

同时 Exner 函数为

$$\Pi = (\frac{P}{P_0})^{\frac{R}{C_p}} \tag{3-8}$$

式中P_0参考压强，R为气体常数，C_p为比热容，位温与 Exner 函数关系为

$$\theta = T\Pi^{-1} \tag{3-9}$$

对位温在高度上求导

$$\frac{\partial\theta}{\partial z} = \frac{\partial T}{\partial z}\Pi^{-1} + T\ \frac{\partial\Pi^{-1}}{\partial z} \tag{3-10}$$

其中

$$\begin{aligned}\frac{\partial\ \Pi^{-1}}{\partial z} &= P_0^{\frac{R}{C_p}}\left(-\frac{R}{C_p}\right)P^{-\frac{R}{C_p}-1}\frac{dP}{dz}\\ &= \Pi^{-1}\left(-\frac{R}{C_p}\right)\frac{1}{P}\frac{dP}{dz}\end{aligned} \tag{3-11}$$

根据理想气体定律

$$\rho = \frac{P}{RT} \tag{3-12}$$

以及考虑流体静力学平衡

$$\frac{dP}{dz} = -\rho g \tag{3-13}$$

得出

$$\frac{\partial\Pi^{-1}}{\partial z} = \Pi^{-1}\frac{1}{T}\ \frac{g}{C_p} \tag{3-14}$$

进而得出

$$\frac{\partial\theta}{\partial z} = \frac{\partial T}{\partial z}\Pi^{-1} + \Pi^{-1}\frac{g}{C_p} \tag{3-15}$$

由此可得

$$w = \frac{\Delta\mathcal{H}}{\frac{\mathrm{d}T}{\mathrm{d}z}+\frac{g}{C_p}} \tag{3-16}$$

由此可得出“火箭”沙尘暴垂直传输速率。由公式可看出，w的计算依赖于额外加热率$\Delta\mathcal{H}$和大气温度环境($\frac{\mathrm{d}T}{\mathrm{d}z}$，大气温度垂直递减率)。模式中沙尘暴沙尘在垂直风场的作用下，利用 Van Leer 传输方案进行垂直传输[Van Leer, 1977; Hourdin and Armengaud, 1999]。

3.1.5 沙尘暴沙尘的卷出

当沙尘暴沙尘被垂直传输至大气高层，其传输速率开始递减，沙尘暴气团中的沙尘粒子开始卷出至环境大气中。该卷出过程的物理意义是，当沙尘粒子垂直速率降低，沙尘暴中粒子将与环境大气进行混合，沙尘暴气团被环境大气稀释，同时也表征了沙

尘暴粒子被抬升后，大气高层沙尘粒子含量增加的过程。卷出过程是“火箭”沙尘暴物理参数化过程的重要环节之一，因为该过程控制着沙尘暴和环境之间沙尘含量的差异，而沙尘含量的差异是额外辐射加热率$\Delta\mathcal{H}$产生的根本原因，所以卷出过程同时影响了$\Delta\mathcal{H}$的估算。根据中尺度模拟结果，垂直传输速率越大，卷出效应越不明显，反之，速率越小，沙尘暴与环境混合越明显，卷出越充分。因此，模式中设计了一个二次函数用以表征垂直速率w和卷出率之间的关系，函数如图 3-2。

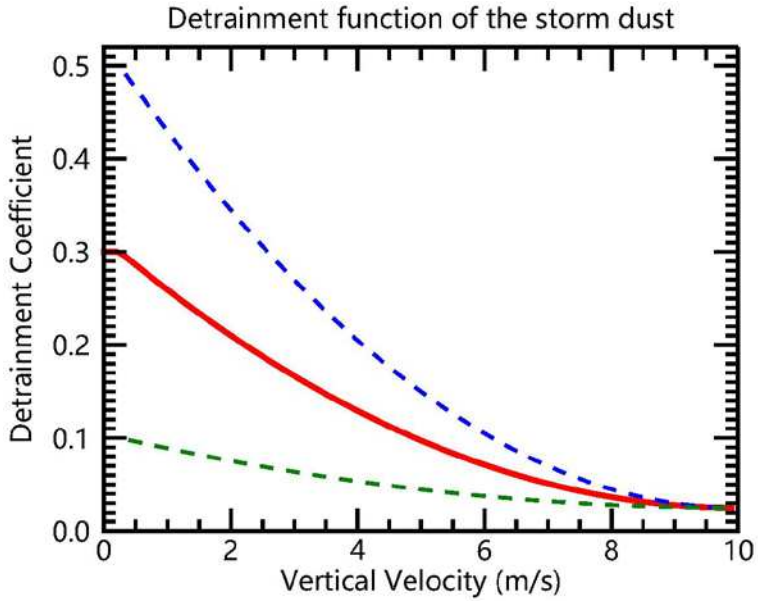


图 3-2 沙尘暴沙尘卷出函数，卷出率依赖于垂直速率红色线条为模式默认卷出率函数，最大卷出率为 30%，最小为 2.5%。绿色和蓝色虚线为敏感性测试过程中 case WD 和 SD 采用的卷出函数，最大卷出率分别为 10%和 50%。

3.1.6 水平传输和重力沉降

沙尘暴沙尘粒子同时受高层大气大尺度水平风场影响，这种影响在沙尘粒子向上穿过行星边界层后尤为明显。在夜间，由于太阳辐射的缺失，沙尘暴不再被太阳加热。根据 Stokes 理论，气溶胶粒子的最终沉降速度与粒子的有效粒径成正相关。

在沙尘暴气团中，由于光学厚度更大，沙尘的有效粒径比环境大气的有效粒径更大，因此，沙尘暴中沙尘粒子沉降更为显著；同时由于光学厚度更大的沙尘暴在夜间向外辐射出更多能量，根据公式计算可知$\Delta\mathcal{H}$将为负值，因此沙尘暴沙尘粒子将向下运动，因此更进一步加强了沙尘暴沙尘粒子的垂直下降运动。

3.2 敏感性分析

在本研究中，所有的 GCM 数值模拟均采用 64×48 分辨率格网，大气垂直分层为 29 层，大气顶层高度约为 80 km。模式运行中柱沙尘光学厚度采用 MY29(火星年第 29 年)预描述沙尘情景(见图 3-3)。为更好的诊断模式运行结果，模式运行过程中关闭了水循环和光化学过程。

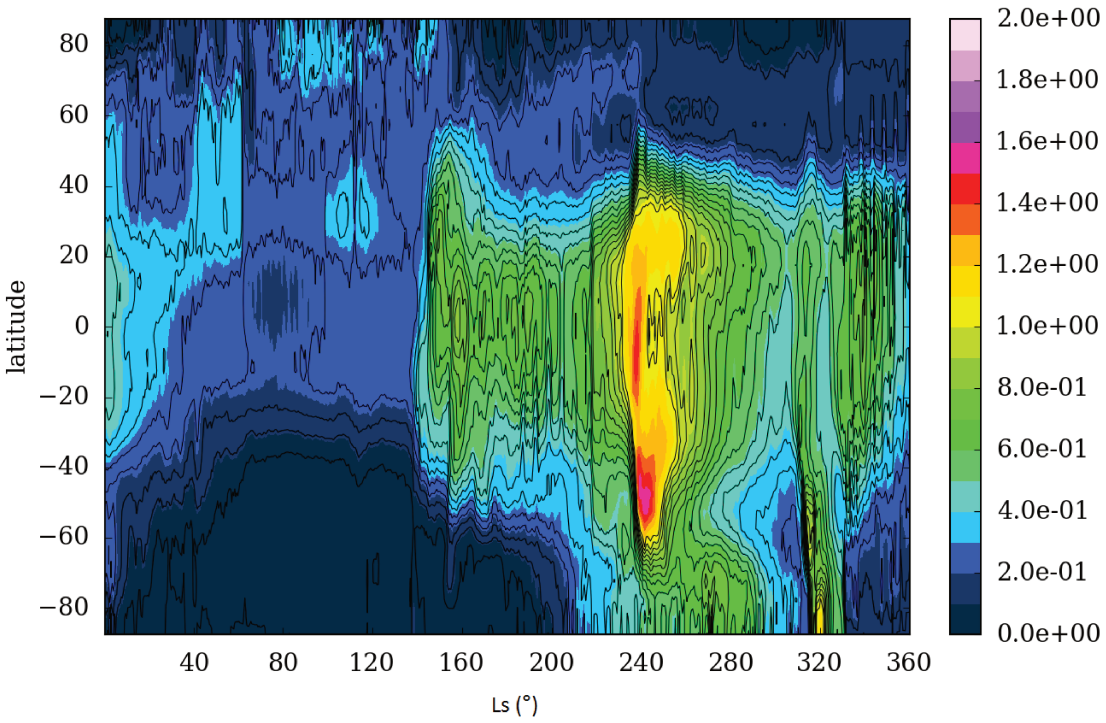


图 3-3 火星年第 29 年预描述沙尘情景，CDOD(可见光波段)时间-纬度分布图。

图 3-3 给出了模式使用的 MY29 预描述沙尘 CDOD 情景全球纬向平均图，由图中可见，MY29 clear season 和 dusty season 大致以 Ls=140° 为界，在 Ls=240° 左右，火星大气在一年中达到最浑浊状态。同时沙尘呈现出明显的季节移动特征，沙尘随太阳直射点移动，在北半球春夏季，沙尘含量为北半球较南半球更高，而在秋季和冬季，南半球沙尘更为富集。在 Ls=90° 时，北极区域沙尘含量达到一年中最高值，而在 Ls=270° 时，南极沙尘明显增加，但赤道区域沙尘含量在秋季和冬季持续较高，该 CDOD 数据被用于驱动模式运行。

3.2.1 参考模拟

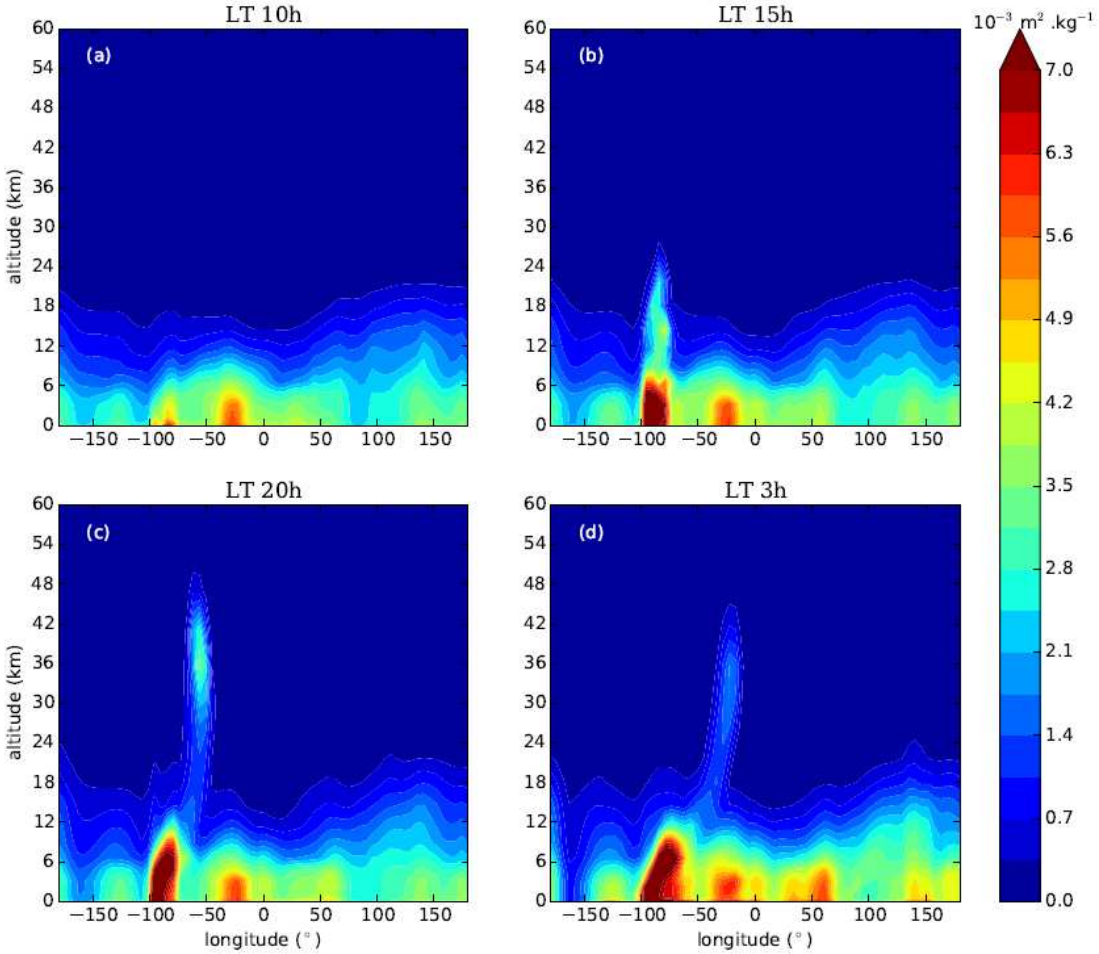


图 3-4 利用最优参数模拟的"火箭"沙尘暴事件。图中展示了 56.25°N 沙尘可见光波段密度不透明度比(density scaled opacity, DSO)在 a)10:00，b)15:00 和 c)20:00 的垂直剖面，d)展示的是 52.5°N 3:00 沙尘 DSO 垂直剖面图，图中季节为 Ls=153.8°-154.4°(夏季)。

数值模拟过程中，有 3 个参数需要被定义，但由于目前对火星气候及沙尘暴的了解，无法给出符合实际的数值。它们包括 1)沙尘暴沙尘粒子的卷出效率，2)估计"火箭"沙尘暴尺度的mmr_{ref}和 3)沙尘自地面抬升过程的起止时间，即t_{start}和t_{end}。经测试，本研究得出参数的最优值，并利用这些最优值模拟了"火箭"沙尘暴。

图 3-4 展示了参考模拟中的"火箭"沙尘暴事件，该沙尘暴发生在 84.5°W，56.25°N，时间为 MY29 日面经度 Ls 约 153.8°。从图 3-4a 中可以看出在"火箭"沙尘暴建立之前，没有沙尘悬浮层产生，沙尘富集于近火星地面大气；从 10:00 至 12:00，由于$\Delta\tau_{dust}$ ≈0.4，达到触发"火箭"沙尘暴的条件，沙尘粒子被从地面抬升进入火星大气中；在 15:00，沙尘在强对流作用下，向上穿透行星边界层，传输至~18 km 高空处；在白天太阳光持续加热下，沙尘暴继续上扬，约在 20:00，沙尘暴沙尘粒子到达最高处，

约 36 km。同时由图可见，并不是所有沙尘粒子均被传输至高空，这是因为根据参数化设计，垂直传输速率较小的沙尘粒子会与环境大气混合，卷出为环境沙尘，不参与沙尘暴沙尘的垂直传输过程；日落之后，沙尘暴沙尘由于失去辐射加热来源，沙尘在重力和红外向外辐射导致的负浮力作用下，向下沉降，在第二天 3:00，大气沙尘悬浮在~30 km 高空处，同时由于大气水平运动，该悬浮层向赤道移动，图 3-4d 展示的是北纬 52.5°的 DSO 剖面图，而不是“火箭”沙尘暴发生地北纬 56.25°处。

3.2.2 对比模拟

为确定“火箭”沙尘暴参数化过程中相关参数的敏感性，在敏感性实验过程中，除参考模拟外，另设计了八个对比模拟实验。对比模拟实验中关于卷出率、参考沙尘暴质量混合比和沙尘抬升起止时间设置见表 3-1，图 3-5 和图 3-6 展示了各项实验室中“火箭”沙尘暴的发展过程。

表 3-1 “火箭”沙尘暴参数敏感性实验设计表

Name	Max. of detrainment	mmr_{ref}	t_{start}	t_{end}
R (reference run)	0.3	5×10^{-4}	10:00	12:00
WD (weak detrainment)	**0.1**	5×10^{-4}	10:00	12:00
SD (strong detrainment)	**0.5**	5×10^{-4}	10:00	12:00
CS (clear storm)	0.3	$\mathbf{2.5\times10^{-4}}$	10:00	12:00
DS (dusty storm)	0.3	$\mathbf{7.5\times10^{-4}}$	10:00	12:00
EI (early injection)	0.3	5×10^{-4}	**8:00**	**10:00**
LI (late injection)	0.3	5×10^{-4}	**12:00**	**14:00**
LoI (long injection)	0.3	5×10^{-4}	**10:00**	**14:00**
SI (short injection)	0.3	5×10^{-4}	**10:00**	**11:00**

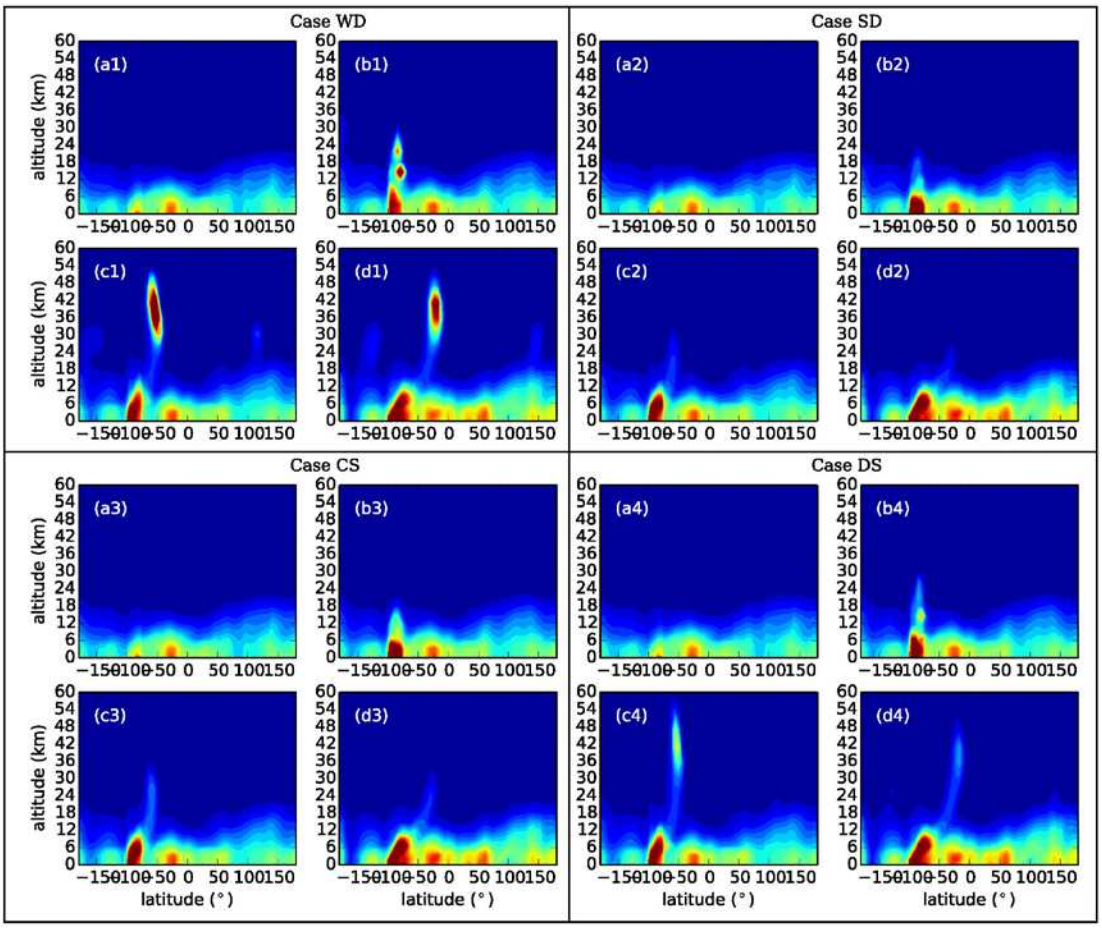


图 3-5 实验 WD，SD，CS 和 DS 沙尘 DSO 剖面图，空间和时间信息与图 3-4 参考模拟相同，不同实验中参数设置见表 3-1，本图与图 3-4 采用色标相同。

1) 卷出率

实验 WD 和 SD 对比了不同卷入率条件下的“火箭”沙尘暴演化情况，该两项实验的卷出率最大值分别为 0.1 和 0.5，卷出函数如图 3-2 绿色和蓝色曲线所示。研究发现，在所有参数中，模拟结果对卷出率是最敏感的。在图 3-5 中，实验 WD 展示的沙尘对流是最强烈的。如参数化策略所述，太阳辐射是“火箭”沙尘暴对流的能量来源，而额外加热率的计算依赖于沙尘暴与环境之间的沙尘含量差，差异越大，额外加热率越高，对流越强烈(见公式 3-5)。在 WD 实验中，由于卷出过程较弱，沙尘暴和环境之间的沙尘保持较大差异，因此$\Delta\mathcal{H}$足以支持更为持久强烈的对流。如图 3-5c1 所示，沙尘暴沙尘在 20:00 时垂直传输至~42 km 高空，在第二日 3:00，沙尘悬浮在~40 km 高空处；而对于实验 SD，沙尘暴沙尘迅速转化为环境沙尘，脱离沙尘暴垂直传输过程，因此在 20:00 时，沙尘暴仅攀升至~20 km 处。

2) “火箭”沙尘暴质量混合比

由于缺乏对中小尺度“火箭”沙尘暴空间大小的观测，参数化过程中mmr_{ref}被用于估计“火箭”沙尘暴在 GCM 格网中的比例。mmr_{ref}表征了“火箭”沙尘暴的浑浊程度，沙尘暴越浑浊，所占格网比例越大，反之则越小。由于沙尘的浑浊程度同样关系到沙尘暴与环境的沙尘含量差异，因此对“火箭”沙尘暴对流强度也有着显著影响。实验发现，mmr_{ref}对“火箭”沙尘暴的垂直运动影响明显，但不如卷出率敏感。实验 CS 和 DS 分别展示了相对参考模拟中更清洁和更浑浊的两个“火箭”沙尘暴，在参考模拟中，沙尘暴在 20:00 位于~36 km 高处，在实验 CS 中，沙尘暴悬浮于~20 km 处，而在实验 DS 中，沙尘暴在 20:00 时爬升至~40 km。

3) 沙尘抬升起止时间

从公式 3-16 中可知，额外辐射加热率是“火箭”沙尘暴上升或下降的动力来源，因此可推知，在白天，沙尘暴暴露在太阳辐射下时间越长，沙尘吸收的热量越多，支撑沙尘暴向上运动的能量也就越多。在试验 EI 中，沙尘暴形成时间较参考模拟早 2 小时，在 20:00 时，“火箭”沙尘暴抬升至~42 km 高空处，在第二日 3:00 时，沙尘悬浮高度也高于参考模拟。相反的，在实验 LI 中，较晚形成的沙尘暴经历了较短时间的垂直运动，沙尘在 20:00 时仅悬浮于~20 km 处。

研究还设计了一组实验用于对比沙尘暴抬升沙尘过程时长对于火星沙尘悬浮层形成的敏感度。对于给定的$\Delta\tau_{dust}$，沙尘抬升通量可由公式 3-2 计算得知，该通量与沙尘抬升时间Δt成反比。与参考模拟相比，抬升时间越长，通量越小，

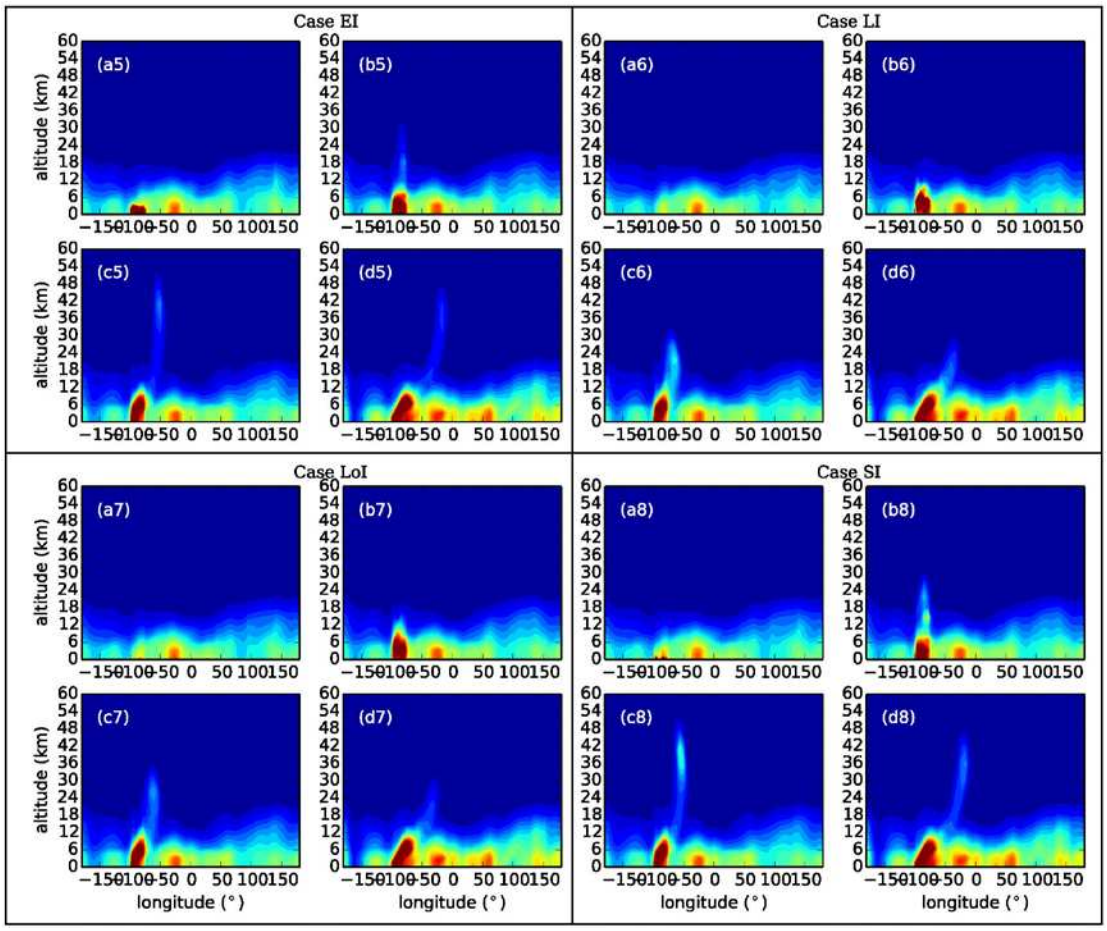


图 3-6 实验 EI，LI，LoI 和 SI 沙尘 DSO 剖面图。

沙尘暴浑浊程度越低，沙尘暴与环境沙尘含量差异越小，额外辐射加热率$\Delta\mathcal{H}$也将越小；反之时间越短，通量越大，沙尘暴越浑浊，$\Delta\mathcal{H}$越大，支撑沙尘垂直传输越剧烈。如图 3-6 a7-d7，沙尘暴高度主要在 30 km 以下，而在实验 SI 中，从图 3-6 a8-d8，相比较参考模拟，该沙尘暴对流程度更剧烈，在 20:00 时，沙尘暴抬升至~40 km 高空处。

3.3 模式模拟与 MCS 的对比分析

为验证火星“火箭”沙尘暴参数化对模式模拟火星沙尘垂直结构的影响，研究对比了模式模拟和 MCS 观测的夜间沙尘垂直结构，为此，研究用包含和不包含“火箭”沙尘暴物理参数化过程的模式分别模拟了 1 个火星年的沙尘垂直结构。

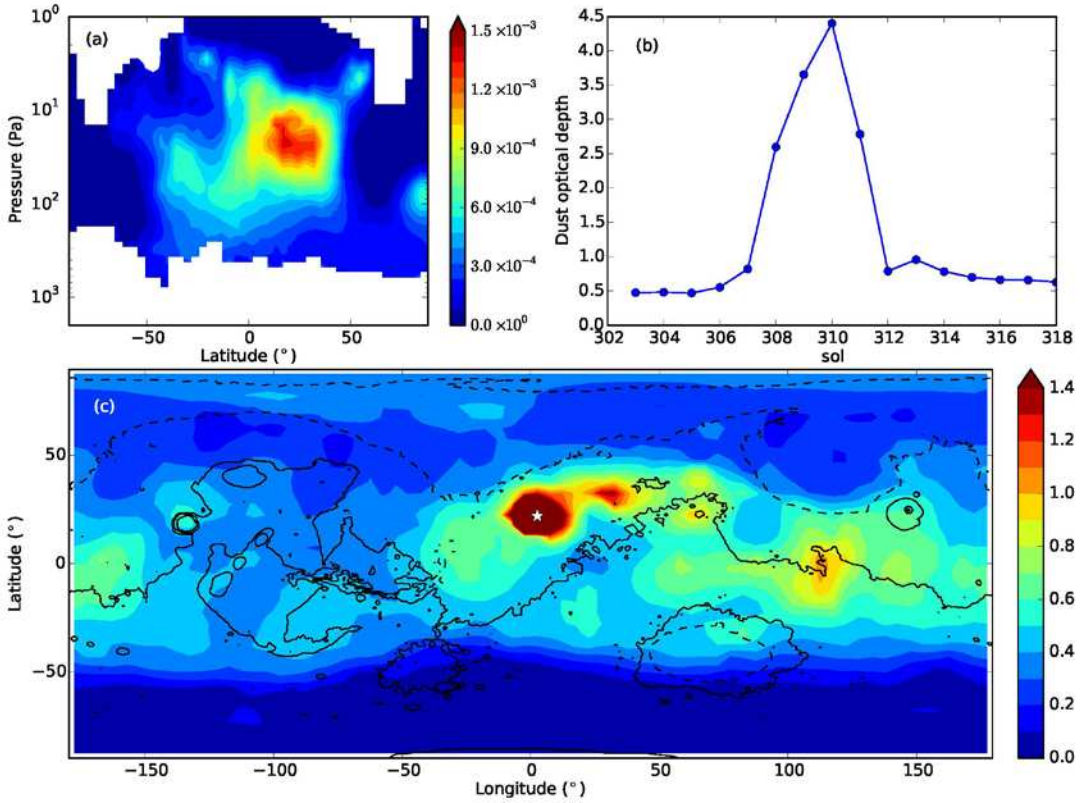


图 3-7 (a)MCS 沙尘 DSO 自 Ls=143°至 147° 纬向平均，(b)火星某点自 sol 303-318 天 CDOD 时间序列图，该点在(c)Ls=146° CDOD 全球分布图中以白色五角星标示。

在 MY29 年 Ls=145°时，MCS 观测到一明显火星沙尘悬浮层，该悬浮层位于北半球北纬 30°左右，沙尘 DSO 自 Ls=143°至 147° 纬向平均如图 3-7a 所示。从该图中可明显识别一沙尘悬浮层位于高约 20 Pa、纬度约 20° N~30°N 之间，近火星地面大气 DSO 比沙尘悬浮层值明显较高空低。McCleese et al., [2010]通过分析 Ls=130°至 160°MCS 观测数据，发现该沙尘悬浮层形成速度快，暗示着该悬浮层沙尘由明显的强对流过程形成，同时该悬浮层具有明显的向赤道移动的特征，在 Ls=155°之后，悬浮层停留在赤道高空地区。同时，Malin et al., [2008]在 MARCI(搭载于 MRO 上的 MARs Color Imager)报告中指出，在 Ls≈144° ，一个略小的区域尺度的沙尘暴发生于火星 Eastern Chryse 至 Western Arabia 地区，该沙尘暴的时间和空间信息与 MCS 观测的沙尘悬浮层具有较强的相关性，该沙尘暴极有可能是 MCS 观测的悬浮层沙尘的来源，为此，研究以该沙尘暴事件和悬浮层为研究线索，评估 LMD Mars GCM 在添加“火箭”沙尘暴物理参数化过程之后，是否具备重现沙尘强对流，以及高空沙尘悬浮层的能力。

在 MY29 模式预描述沙尘情景中，MARCI 报告提及的沙尘暴可被明显识别出来，

如图 3-7c 所示的火星 MY29 年第 310 天(sol)全球 CDOD 分布，沙尘暴区域平均柱光学厚度在 2 以上。图中白色五角星为沙尘暴中心，其 CDOD 时间序列如图 3-7b 所示，由图可见，在 sol 302-312 这 6 天时间内，$\Delta\tau_{dust}$的变化在 4 以上，变化剧烈，满足模式设计的触发“火箭”沙尘暴过程的条件，因此，此次沙尘暴事件发生时间、地点明确，满足模式设计要求，可用于评估模式参数化表现。

图 3-8 中展示了 MCS 观测的、未包含和包含”火箭”沙尘暴物理参数化过程的 LMD Mars GCM 模拟的夜间 3:00 沙尘垂直分布图，在图 3-8 a, c 和 e 中展示了南北纬 10° 之间 DSO 平均廓线时间演化，在图 3-8 b, d 和 f 中，展示了自 Ls=145°-150°全球纬向平均 DSO 图。

如图 3-8 a 所示，在 Ls=145°之前，MCS 数据中已有明显沙尘悬浮层位于~80 Pa 高度，在 Ls=145°之后，沙尘垂直结构发生了剧烈变化。从垂直结构看，DSO 最大值由~80 Pa 升至~20 Pa，DSO 浓度增加 2 倍以上，随后，悬浮层逐渐下移，浓度也逐渐降低。在约 Ls=170°，沙尘悬浮层在~150 Pa 高度停止沉降。值得注意的是，火星近地表大气沙尘 DSO 值非常低，大概是垂直方向上最大值的 5 倍以上。在图 3-8 c 中，在没有“火箭”沙尘暴物理参数化的情况下，GCM 模拟的沙尘均在近火表面富集。

在 GCM 中加入“火箭”沙尘暴物理参数化过程后，火星大气中沙尘垂直结构(图 3-8 e 和 f)与不包含“火箭”沙尘暴物理参数化过程的模拟(图 3-8 c 和 d)有明显的差异。由图 3-8 e 和 f 可见，模式重现了一沙尘悬浮层，其高度和 MCS 观测较为一致，该悬浮层在形成之后开始向下沉降，由图 3-8 a 和 e 可发现，在 Ls=160°之前，模式模拟的沙尘悬浮层沉降过程与 MCS 观测较为吻合，二者的沙尘悬浮在~100 Pa 高处。然而在此之后，模式模拟的沙尘结构和 MCS 观测出现了差异，MCS 观测的悬浮沙尘粒子在~100 Pa 高度处趋于稳定，不再继续沉降，而模式模拟的沙尘粒子继续沉降，直至抵达火星表面。

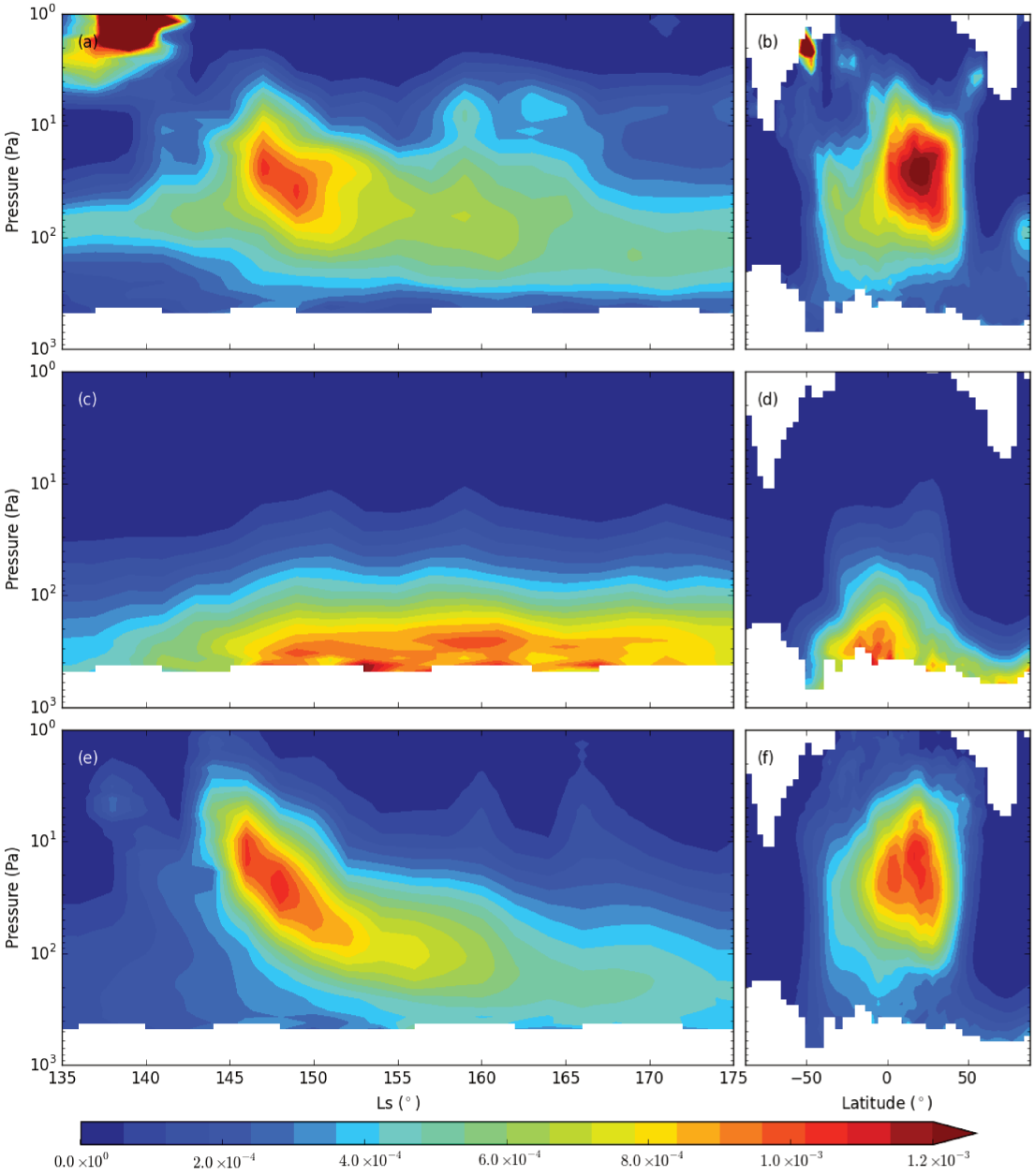


图 3-8 (a，b)MCS 观测的，(b，c)未包含和(e，f)包含”火箭”沙尘暴参数化过程的 LMD Mars GCM 模拟的夜间(3：00)沙尘 DSO 垂直分布图。MCS 和模式模拟数据均使用当地时间 3:00，时间尺度上按 Ls 每 5°进行平均。图中左列为取火星南北纬 10° 之间平均的 DSO 时间-垂直分布图，右侧为沙尘 DSO Ls=145°-150°全球纬向平均图。

图 3-8 b，d 和 f 展示了 Ls=145°-150°之间的沙尘 DSO 纬向平均图，MCS 观测数据显示沙尘悬浮层出现于北半球，从赤道至~40°N；在图 3-8 d 中，行星边界层之上无悬浮层被识别；在图 3-8 f 中，类似于 MCS 观测的悬浮层被 GCM 所重现，该悬浮层位置位于 MARCI 报告的沙尘暴位置上空。然而，如图 3-8 a 和 e 所示，模式模拟的 DSO 值较 MCS 略低，这可能与模式不能重现所有沙尘悬浮层有关，或由于沙尘暴事件并不是火星沙尘暴悬浮层的唯一产生机制。

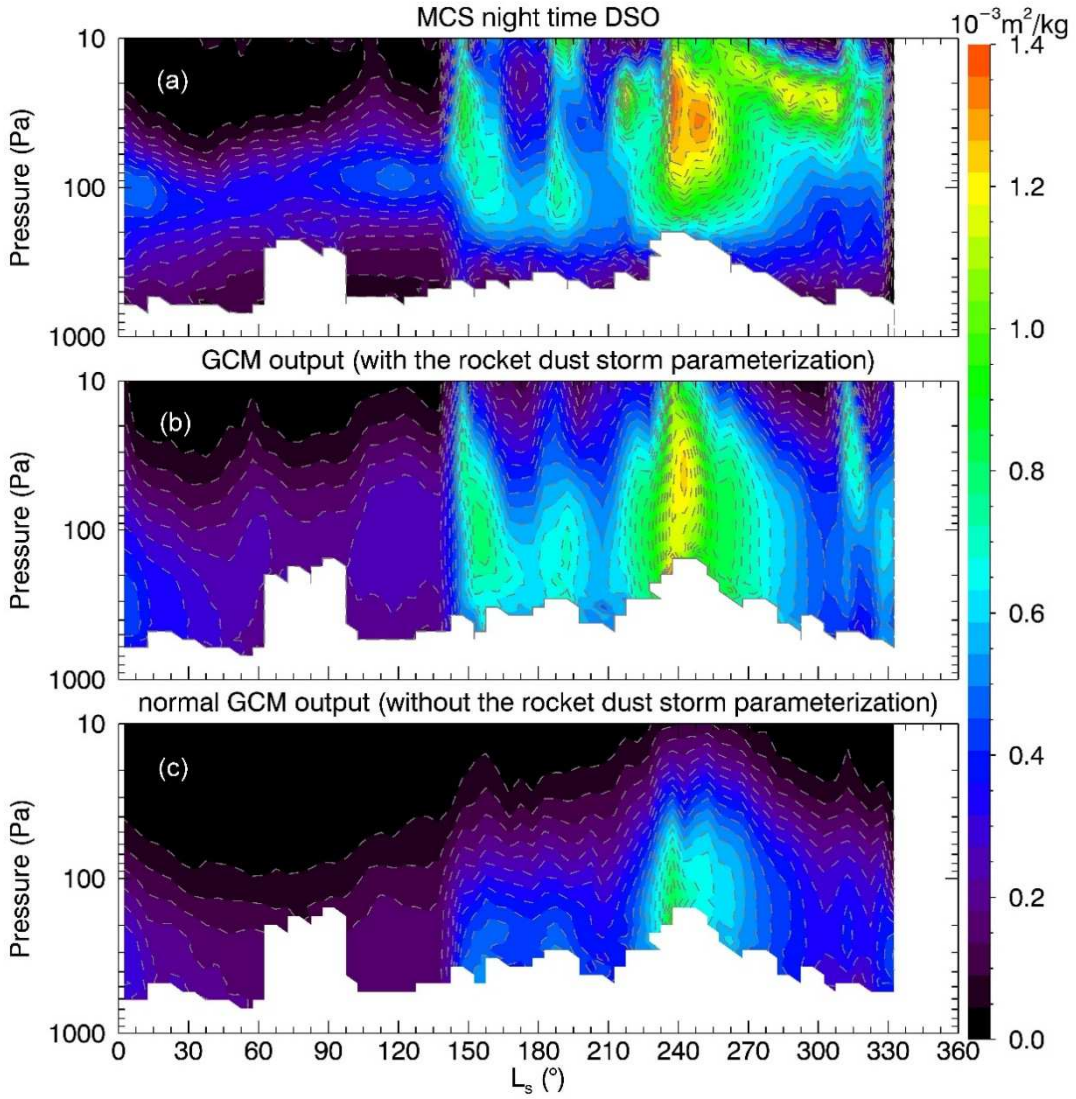


图 3-9 火星夜间 3:00 沙尘 DSO 在 MY29 年南北纬 10° 平均的时间-垂直分布图，上图为 MCS 观测数据，中图为包含“火箭”沙尘暴物理参数化过程的 GCM 模拟图，下图为不包含”火箭”沙尘暴物理参数化过程的 GCM 模拟图。

图 3-9 展示了 MCS 观测、包含和不包含“火箭”沙尘暴参数化过程的 GCM 模拟夜间南北纬 10°之间平均 DSO 分布图。从图 3-9 a 可知，在 Ls=140° 之前，MCS 观测到的夜间沙尘稳定悬浮在 100-200 Pa 高度，随着北半球夏季到来，略有上升；而在 Ls=140° 之后，沙尘悬浮层高度变化剧烈，从 100 Pa 到 20 Pa 变化，不具有明显的季节特征，但沙尘 DSO 较 Ls=140° 更高。对比图 3-9 b 中含“火箭”沙尘暴过程的 GCM 模拟，在 Ls=140° 之前的春季，模式并未模拟出明显的悬浮层，在夏季，模式模拟出沙尘悬浮层，但厚度较 MCS 厚且沙尘含量低；在 Ls=140° 之后，模式虽未模拟出全部沙尘悬浮层特征，但在 Ls=150° ，200° ，240° 和 315° 左右，模式模拟出的沙尘悬浮层在高度和变化趋势上和 MCS 观测的较为一致。由此可说明，在火星 dusty season，沙

尘悬浮层高度的变化是由沙尘暴活动引起的。模式在火星 clear season 并未能模拟出很好的悬浮层结构原因可能来源于模式对沙尘暴触发机制的假设。由图 3-3 中的预描述沙尘情景可知，在火星 clear season，CDOD 并未表现出剧烈的变化特征，即$\Delta\tau_{dust}$变化较小，故不能触发足够的“火箭”沙尘暴，而且即使触发了“火箭”沙尘暴事件，由于τ_{dust}较小，根据模式设计，触发的沙尘暴对流强度有限，同时导致沙尘暴沙尘与环境沙尘混合较快，不能在高空形成沙尘悬浮层。故在火星 clear season，“火箭”沙尘暴并不是沙尘悬浮层形成的主要机制，而可能是由其它大气过程导致的。图 3-9 c 展示的无“火箭”沙尘暴过程的 GCM 模拟不具备模拟沙尘悬浮层的能力，沙尘富集于近火表面大气，与观测不符。

同时，包含“火箭”沙尘暴过程的 GCM 模拟和 MCS 观测还有一项明显的差异，在 Ls=150°，200°，240°和 315°，即使形成了沙尘悬浮层，在重力沉降等作用下，沙尘最终沉降至火星表面，并未持续存在于高空之中，而 MCS 所观测到的沙尘悬浮层沉降特征不明显，持续悬浮于大气中。

以上 MCS 和 GCM 模拟的沙尘悬浮层不一致的结果，暗示着火星沙尘悬浮层还有其它来源，例如坡度风效应和水冰云对沙尘的清除作用。在火星火山附近形成的中小尺度坡度风循环可在白天提供连续稳定的垂直对流能力，将火星表面和大气底层大气中的沙尘通过循环带入大气高层。Navarro et al., [2014b]在 LMD Mars GCM 中添加了水冰云微物理过程，使 GCM 具备了模拟水冰粒子对沙尘的清除机制，然而由于 Navarro et al., [2014]的模拟对沙尘垂直分布仍采用 Conrath [1975]的假设，故在水冰云所在大气高度，沙尘粒子含量低，结核作用不明显，故水冰云对沙尘粒子清除作用微弱，无法模拟出沙尘悬浮层结构。MCS 和 GCM 模拟的不一致还有可能来源于参数化过程中对于“火箭”沙尘暴触发机制的假设，沙尘暴触发机制依赖于模式使用的预描述沙尘场景，该场景主要由卫星数据插值而来，假设沙尘暴的消退发生在卫星成像当地时间之前或形成于成像当地时间之后，沙尘场景数据并不能很好的捕捉该沙尘暴事件导致的大气沙尘光学厚度变化，因此，模式对此类沙尘暴事件具有低估现象，这也可能是“火箭”沙尘暴参数化模拟过程中的误差来源之一。

3.4 本章总结

中小尺度的沙尘暴在中尺度模拟中表现出强对流特征，且对火星大气垂直结构有明显的修正作用，该作用对火星大尺度沙尘分布影响明显。为使 GCM 具备重现火星沙尘悬浮层能力，研究设计并实施了“火箭”沙尘暴物理参数化过程，该参数化使 GCM 中沙尘粒子不仅在行星边界层以下对流混合，还具备被传输至大气高层(40~60km)的能力，在高层大尺度动力场的作用下，结合水平运动，形成沙尘悬浮层。模式模拟结果表明，改进的 GCM 具备模拟火星沙尘悬浮层的能力，因此“火箭”沙尘暴机制是形成沙尘悬浮层的机制之一，然而模拟与观测仍具有不一致，暗示了火星沙尘悬浮层还有其它来源，例如坡度风和水冰粒子对沙尘的冲刷作用。

第四章 在 LMD 火星全球气候模式中参数化日间坡度风

由于“火箭”沙尘暴运动无法完全解释火星沙尘悬浮层的形成机制，特别是在沙尘暴发生较少的春夏两季，本研究认为在火星，坡度风极有可能是造成火星春夏沙尘悬浮层的主要原因。坡度风产生的原因是：在白天，太阳辐射加热火星地表和大气，而火星大气稀薄，绝大部分太阳辐射直接穿透大气层，被地表所吸收，因此火星地表温度较高，而火星稀薄的大气温度则较低，因此，在同一水平面上，山坡温度和周围环境大气温度存在差异。温度较高的地面向外辐射能量，导致贴近山坡的大气温度升高，进而导致贴近山坡大气密度降低，在浮力作用下，大气沿山坡向上运动(如图 4-1 所示)；夜间该过程则相反，产生沿坡向下运动的风场。

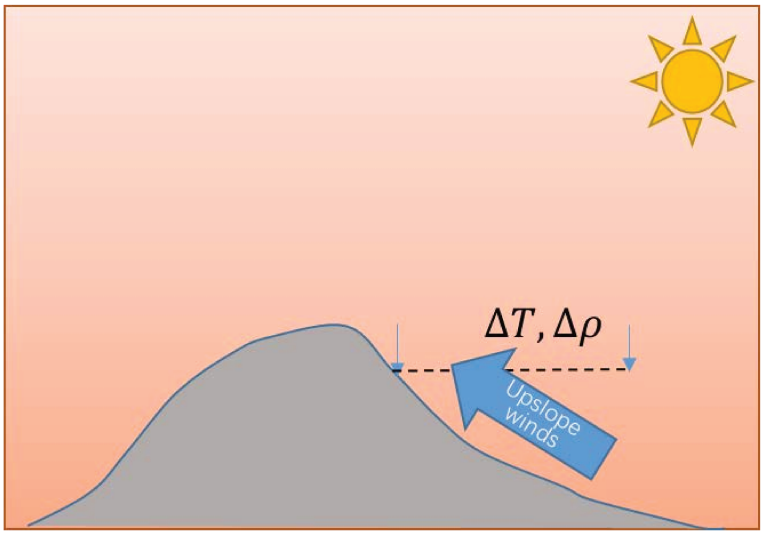


图 4-1 白天坡度风产生原因示意图。

坡度风之所以被认为是除“火箭”沙尘暴之外的可能导致沙尘悬浮层产生的原因是：坡度风可以在火星上为大气提供一种稳定的向上传输气溶胶粒子的能量来源；通过中尺度模式模拟[Rafkin et al. 2002; Spiga, 2011]，坡度风循环可将地表和低空沙尘传输至行星边界层以上，在大尺度水平风场的作用下，形成悬浮层。和“火箭”沙尘暴过程类似的是，坡度风也是中小尺度循环，在火星上，中小尺度的大气运动对火星大尺度循环影响较大(见“火箭”沙尘暴参数化模拟结果)，然而由于空间分辨率限制，该运动过程不能被 GCM 所识别，为了解坡度风效应对火星沙尘分布的影响，本研究通过参数化日间坡度风效应，使模式具备识别坡度风循环的能力。本研究以白天的坡度风

为主要研究对象，因为沙尘垂直向上的传输过程是沙尘形成悬浮层的主要来源。

将日间坡度风效应进行参数化，研究难点和火箭参数化类似，是如何在 GCM 中体现坡度风的中尺度信息，该中尺度信息主要有两点：第一点是次网格尺度的地形信息；第二点是坡顶向上气团垂直传输的尺度，该尺度比次网格山坡尺度更小。与此同时，气团垂直传输运动的受力分析也是参数化过程的难点。针对这些难点，本研究基于 LMD Mars GCM，设计并实施了日间坡度风效应物理参数化过程。

4.1 参数化策略

4.1.1 次网格地形信息

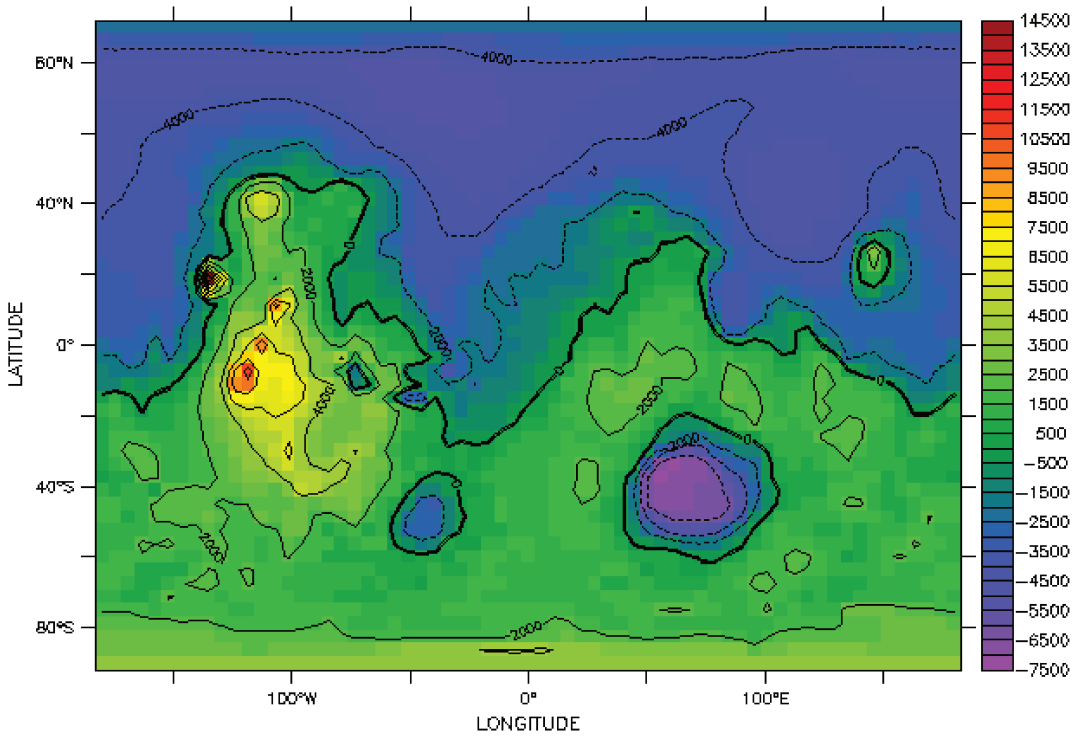


图 4-2 GCM 格网高程信息，分辨率为 64×48(longitude×latitude)。

由于 GCM 格网分辨率低，通常为~200 km，大量次网格山地信息在模式运行过程中被平均，而这些次网格山坡可能存在明显的坡度风循环，为此，研究提出一种基于搜索半径的次网格山地信息提取方法。该方法利用高精度 MOLA 高程数据，像元分辨率为 0.125°×0.125°(GCM 格网分辨率为 5.62°×3.75°)：

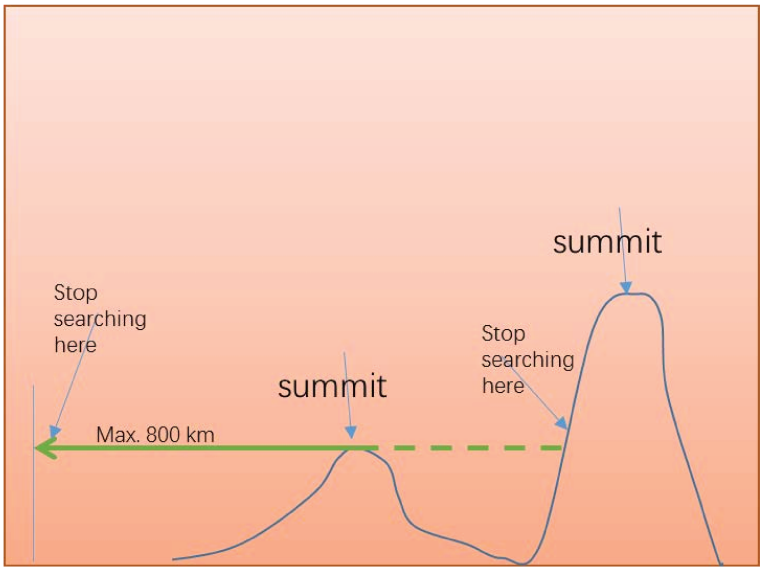


图 4-3 次网格山峰高度获取方法示意图。

1) 采用 5×5 滑动窗口方式确定山峰(summit)，当滑动窗口中心高程值最大时，则为山峰；

2) 以山峰为中心，以R_{search}为搜索半径，向山峰外侧搜索，计算以R_{search}为半径的圆周所过像元高程均值$\bar{h}$。判断是否停止搜索条件有二：一是发现圆周经过像元存在某像元的高程值高于山峰高程，二是搜索半径达到 800 km，该半径略大于火星最大火山 Olympus Mons 的半径；

3) 当满足搜索停止条件时，取搜索过程中最小$\bar{h}$为山谷，山峰与山谷高程差即为山体高度h_{mons}；

4) 在 GCM 中，对每个格网取次网格中最高的山来代表该网格内山体的高度。

图 4-4 展示了以上方法估算的 GCM 尺度山体高度信息，从全球尺度看，图 4-4 对几座较大的火山表征较为准确，例如 Olympus Mons，Tharsis 地区，Elysium Mons，Valles Marineris，Hellas 盆地等；在图中红色虚线标注的地区，由于存在斜坡，次网格识别出约 8 km 高度的山坡，该虚线以南地区，虽地形较高，但并

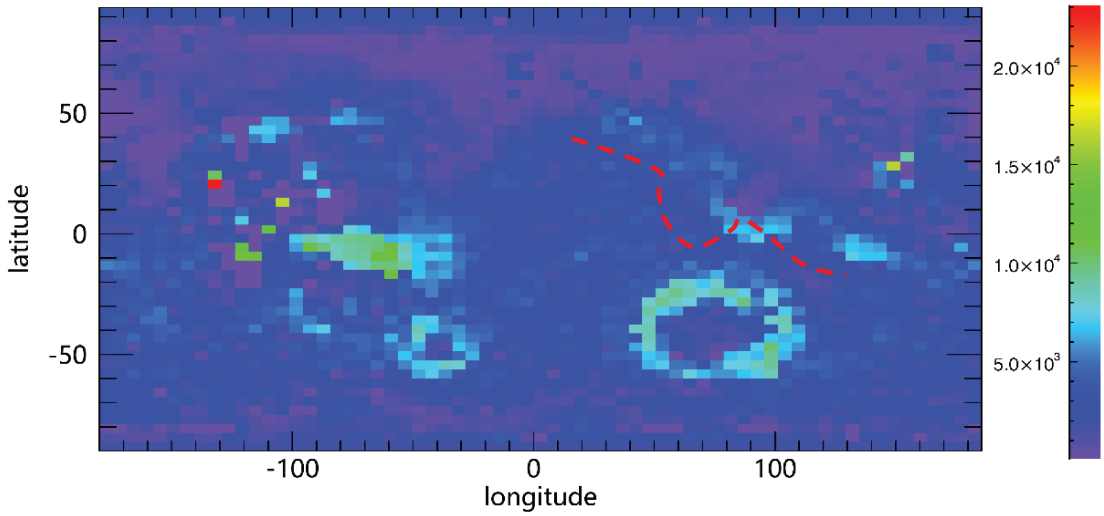


图 4-4 基于半径搜索法得到的 GCM 次网格山体高度信息。

不存在高山，因此该红色虚线以南次网格山高较低，而红色虚线所在的山坡表现出较高的山体特征；Tharsis 地区三座火山和 Olympus Mons 附近均有值为 0 的像元，这是因为这些山半径较大，其临近像元仅为斜坡的一部分，因此无任何山峰山谷，结果与实际情况较符合。

4.1.2 沙尘沿山坡运动

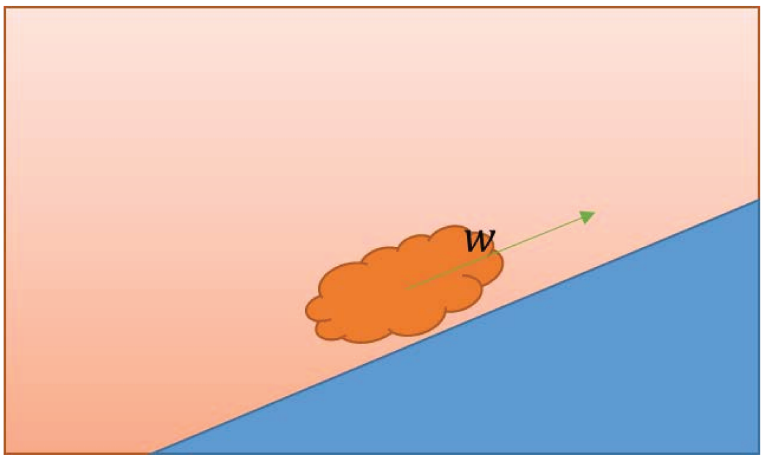


图 4-5 气团沿斜坡运动。

日出之后，山坡受太阳辐射加热，温度升高，与环境大气产生温度差，山谷和山坡上的大气受浮力作用，沿山坡向上运动，直至山顶。这一过程在参数化过程中并未被表征，其原因在于在 GCM 中，大气分层是按照距离地面高度进行分层的，因此，气团沿山坡运动在 GCM 中属于次网格气团水平运动，而此参数化重点关注气团到达山顶后，继续垂直传输的过程；同时这一过程中，气团受重力、摩擦力和浮力的影响，而

次网格山坡粗糙度、山坡不同高度的温度等信息无法获得。综合以上原因，气团沿山坡运动并未被细化。对这一运动过程，参数化过程中仅关注气团到达山顶后的垂直速度分量w_{up}，由于相关细节信息的缺失，在此，本研究认为w_{up}仅依赖于浮力和山高，其计算公式为：

$$w_{up} = \alpha_{up}\, g \frac{T-T_0}{T_0} h_{mons} \tag{4-1}$$

其中α_{up}为1.5×10^{-4}，g为重力加速度，$\frac{T-T_0}{T_0}$为浮力项，T为气团温度，T_0为气团相同高度下对应的环境大气温度，T为模式最底层大气温度，T_0为半山高大气环境温度。

4.1.3 垂直传输

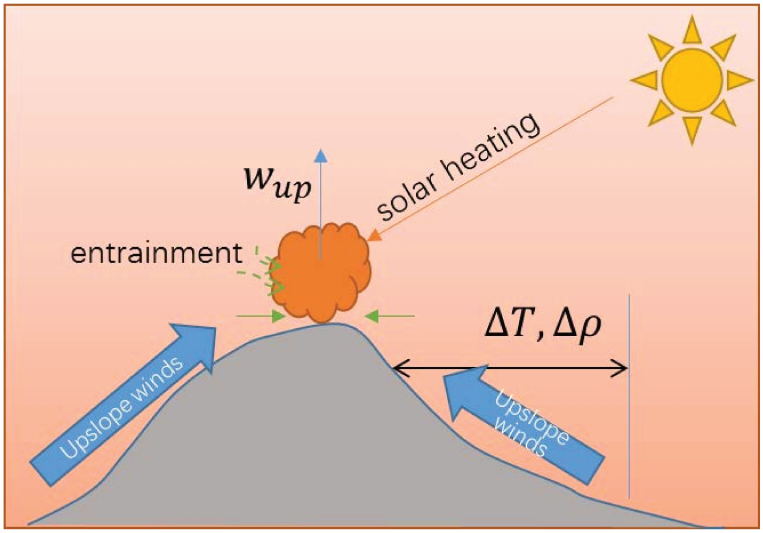


图 4-6 当气团抵达山顶时垂直传输原理示意图。

1) 理论基础

假设环境大气为T随高度z变化，到达山顶气团所在垂直气柱将受三方面因素影响：

- 来自山谷和山坡的大气在山顶辐合，使山顶气柱在山顶具备初始垂直速度w_{up}；
- 山顶大气由于来自山谷和山坡的沙尘富集，大气更为浑浊，相比较环境大气，吸收更多的太阳辐射，因沙尘富集导致的额外加热率为$\Delta\mathcal{H}$，太阳辐射使气团温度高于环境大气，假设气团温度为T'，则浮力为$g\frac{T'-T}{T}$；
- 山顶气团在上升过程中，由于环境大气的卷入，气团被稀释，对气团有减速作用，环境大气的卷入与气团速度的平方成比例[Holton, 2004]。

因此山顶气柱与环境大气不同，可用温度T'和垂直速率W来表征，假设大气处于稳定状态(steady state)，T'和W满足：

- 在稳定态，额外的太阳辐射转化为垂直运动，

$$W\left(\frac{g}{C_p}-\frac{\partial T'}{\partial z}\right)=\Delta\mathcal{H} \tag{4-2}$$

- 气团上升过程中，加速度受浮力、环境大气卷入的影响，根据拉格朗日观点，有

$$\frac{DW}{Dt}=\lambda_1 g\frac{T'-T}{T}-\lambda_2 W^2 \tag{4-3}$$

根据拉格朗日微分

$$\frac{DW}{Dt}=\frac{\partial W}{\partial t}+W\frac{\partial W}{\partial z} \tag{4-4}$$

由于处于稳定态，故$\frac{\partial W}{\partial t}=0$，因此

$$W\frac{\partial W}{\partial z}=\lambda_1 g\frac{T'-T}{T}-\lambda_2 W^2 \tag{4-5}$$

由于公式符号与前一章一致，故其物理含义不再赘述。其中浮力项被赋予系数λ_1，原因有三：一是在实际过程中，气团与环境大气的边界是模糊的，气团温度高，环境大气温度低，温度变化是渐进的，模式中无法确定气团受浮力作用时环境大气的实际位置；二是在模式中，环境大气是指 GCM 格网的温度，它是该格网范围内大气温度的均值，表征的是大范围温度均值，该温度与气团所处环境温度相关，但具体相关性待模拟验证；三是气团上升过程中还受到摩擦力的影响，导致减速。式中λ_2是用以表征环境大气卷入对垂直运动气团的影响[Holton, 2004]。

2) 离散化

在 GCM 中大气被分为 n 层，其中T'和T是每层大气的温度，W和$\Delta\mathcal{H}$是每层大气边界处的垂直速率和额外加热率。

对于第l层，公式 4-2 可写为

$$W_l\left(\frac{g}{C_p}+\frac{T'_l-T'_{l-1}}{Zm_l-Zm_{l-1}}\right)=\Delta\mathcal{H}_l \tag{4-6}$$

公式 4-5 可写为

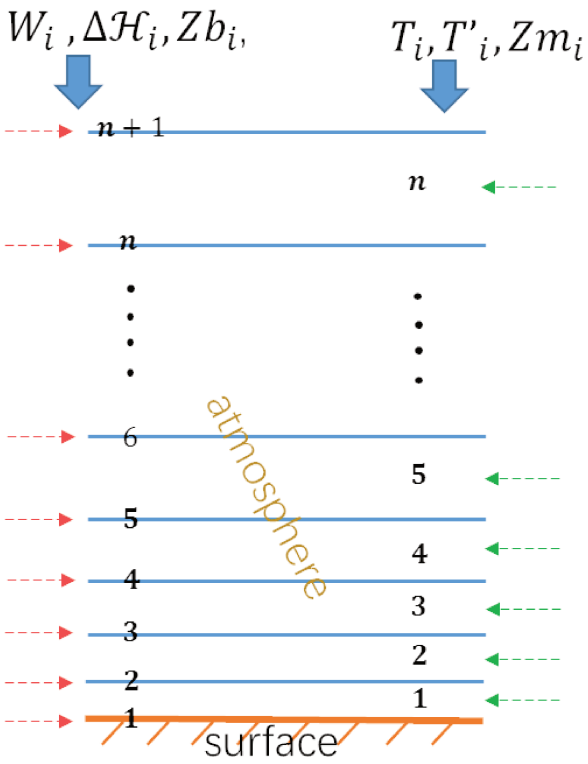


图 4-7 垂直传输速率离散化过程中 GCM 大气分层方法示意图。

$$\frac{1}{2}(W_{l+1}+W_l)\left(\frac{W_{l+1}-W_l}{Zb_{l+1}-Zb_l}\right)=\lambda_1 g\left(\frac{T'_l-T_l}{T_l}\right)-\lambda_2 {W_l}^2$$

$$\therefore\ W_{l+1}=\sqrt{2(Zb_{l+1}-Zb_l)\left(\lambda_1 g\left(\frac{T'_l-T_l}{T_l}\right)-\lambda_2 {W_l}^2\right)+{W_l}^2} \tag{4-7}$$

3) 算法

- 在火星表面，$W_1=0$，
- 在第一层大气，$T'_1=T_1$，
- 在第一层大气顶层，由于沿坡运动大气的辐合，$W_2=w_{up}$，
- 从第 2 层至第 n 层大气，根据公式 4-6 有

$$T'_l=T'_{l-1}+\left(\frac{\Delta\mathcal{H}_l}{W_l}-\frac{g}{C_p}\right)(Zm_l-Zm_{l-1}) \tag{4-8}$$

根据公式 4-7，有

$$W_{l+1}=\sqrt{2(Zb_{l+1}-Zb_l)\left(\lambda_1 g\left(\frac{T'_l-T_l}{T_l}\right)-\lambda_2 {W_l}^2\right)+{W_l}^2} \tag{4-9}$$

根据以上公式迭代，获得气团在垂直气柱中的速率廓线W_l，当上式根号内项小于零时，意味着气团已不在坡度风效应影响范围(overshoot case)，参数化过程中则利用下式计算W_{l+1}，

$$W_{l+1} = \frac{\Delta \mathcal{H}_l}{\frac{T_{l+1}-T_l}{Zm_{l+1}-Zm_l}+\frac{g}{C_p}} \tag{4-10}$$

即假设额外太阳辐射能量完全转换为气团动能，同时参数化过程中对每一层大气均以上式计算W_{l+1}，当上式所得W_{l+1}大于公式 4-9 所得值时，则意味着太阳辐射较强，沙尘传输速率受辐射加热影响大于坡度风效应影响，则以公式 4-10 来计算垂直速率廓线。

在获得山顶气柱垂直速率廓线后，模式中沙尘暴沙尘在垂直风场的作用下，利用 Van Leer 传输方案进行垂直传输[Van Leer, 1977; Hourdin and Armengaud, 1999]。

4.1.4 环境大气温度T_l的修正

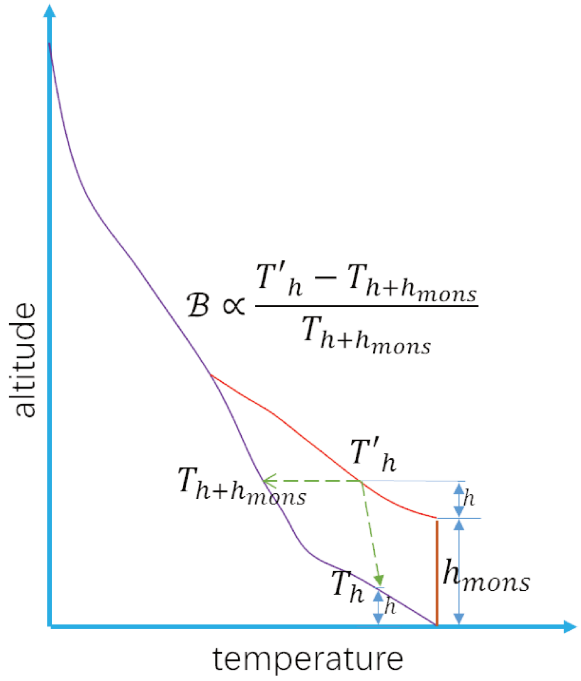


图 4-8 在考虑次网格山高情况下环境温度T_l订正示意图，紫色为环境大气温度廓线，红色为山顶大气温度廓线，棕色为山体高度。

在上述计算W_l的过程中，T_l代表着环境大气的温度，可从 GCM 中获得每个格网的温度廓线，然而当在次网格考虑山体的存在时，GCM 中大气分层时是按照距离地面高度进行分层的，因此第l层T'_l对应的环境温度并非T_l，而是T_l所在高度加山体高度处的环境大气温度，如图 4-8 所示，浮力项$\mathcal{B}$实际为$\frac{T'_h - T_{h+h_{mons}}}{T_{h+h_{mons}}}$。

4.1.5 垂直传输尺度估算

参考“火箭”沙尘暴参数化过程，为表征受坡度风效应影响而被快速传输的沙尘粒子与环境大气沙尘粒子间的区别，此处在模式中也采用两种沙尘示踪物，为便于识

别，仍记为沙尘暴沙尘粒子，$\Delta\mathcal{H}$的获得同“火箭”沙尘暴类似，通过运算两次辐射传输，一次仅考虑环境沙尘粒子，一次同时考虑环境沙尘粒子和沙尘暴沙尘粒子，二者所得辐射加热率之差为额外辐射加热率$\Delta\mathcal{H}$。

与“火箭”沙尘暴不同的是，此处模式中垂直风场W不仅传输沙尘暴沙尘粒子，同时传输处于坡度风效应影响下气柱内的环境沙尘粒子；而山顶次网格垂直气柱的尺度大小并无研究可供参考。因此，在参数化过程中，本研究假设山顶气柱大小和山高成比例，即山坡越高，坡度风效应越显著，传输物质越多，故令山顶气柱尺度占 GCM 格网比例为β，则有

$$\beta_i = 0.1\frac{h_{mons\,i}-h_{mons\,max}}{h_{mons\,max}-h_{mons\,min}} \tag{4-11}$$

式中$h_{mons\,i}$代表i格网的山高，$h_{mons\,max}$代表火星最高山，即 Olympus Mons 的高度，$h_{mons\,min}$为最矮山峰的高度，系数 0.1 代表垂直气柱所占 GCM 格网比例最大为 10%。

在模式中，示踪物的传输采用 two-moment 方案[Madeleine et al., 2011]，即模式计算的是火星大气沙尘的质量混合比(mass mixing ratio，mmr)和粒子数混合比(number mixing ratio，nmr)。因此在参数化过程中则有四种沙尘示踪物，分别为环境沙尘质量混合比mmr_{dust}、环境沙尘数混合比nmr_{dust}、快速传输的$mmr_{stormdust}$和$nmr_{stormdust}$，因此，在 Van Leer 传输方案过程中，被W传输的物质质量混合比为

$$\begin{cases} mmr = mmr_{dust} + \dfrac{mmr_{stormdust}}{\beta_i} \\ nmr = nmr_{dust} + \dfrac{nmr_{stormdust}}{\beta_i} \end{cases} \tag{4-12}$$

4.1.6 环境沙尘补充

假设经过垂直传输后的垂直气柱中某一层大气沙尘质量混合比和数混合比分别为mmr'和nmr'，当mmr'小于mmr_{dust}时，则意味着气柱内沙尘质量混合比低于环境大气，这种情况下，由于含量梯度的存在，大气中环境沙尘将进入气柱，补偿气柱沙尘的缺失，此时认为气柱内不再含有 strom dust，则有

$$\begin{cases} mmr_{dust}{}' = (1-\beta_i)mmr_{dust} + \beta_i mmr' \\ mmr_{stormdust}{}' = 0. \end{cases} \tag{4-13}$$

当mmr'大于mmr_{dust}时，则沙尘补偿过程，则有

$$\begin{cases} mmr_{dust}{}' = mmr_{dust} \\ mmr_{stormdust}{}' = \beta_i\,(mmr' - mmr_{dust}) \end{cases} \tag{4-14}$$

此过程同样适用于数混合比的计算，由于公式形式相同，不再赘述。

4.1.7 混合扩散和沉降

当沙尘被坡度风风场传输后，与“火箭”沙尘暴过程类似，沙尘暴沙尘粒子和环境大气混合，部分速率较低的沙尘暴沙尘粒子卷出为环境大气沙尘，此处采用与“火箭”沙尘暴相同的卷出函数，但最大卷出率为 1.0；当沙尘向上穿透行星边界层后，大尺度风场的水平传输作用变得显著；沙尘粒子同时遵守 stokes 定律，受重力作用沉降。

4.2 敏感性分析

参数化过程中，有几个参数不能通过具体的物理公式表征，需通过敏感性实验进行确认，如沙尘气团到达山顶的初始垂直速度、公式 4-5 中浮力项对于垂直运动的贡献度、环境气体卷入率和沙尘卷出率。为验证这些参数对于模拟的影响，研究设计了 11 个模拟，其中表 4-1 中第一个为参考模拟，另 10 个实验分别对其中某一个参数进行调节的对比模拟。GCM 运行配置与“火箭”沙尘暴模拟配置相同，此处不再赘述。

表 4-1 日间坡度风参数化敏感性设计实验中参数设置

Name	α_{up}	λ_1	λ_2	β	Max. of detrainment
Reference run	1.5×10^{-4}	0.25	$1.\times10^{-5}$	0.1	1.0
WWup (Weak w_{up})	$\mathbf{1\times10^{-4}}$	0.25	$1.\times10^{-5}$	0.1	1.0
SWup (Strong w_{up})	$\mathbf{2\times10^{-4}}$	0.25	$1.\times10^{-5}$	0.1	1.0
SB (Strong Buoyancy, λ_1)	1.5×10^{-4}	**0.5**	$1.\times10^{-5}$	0.1	1.0
WB (Weak Buoyancy, λ_1)	1.5×10^{-4}	**0.1**	$1.\times10^{-5}$	0.1	1.0
SE (Strong Entrainment, λ_2)	1.5×10^{-4}	0.25	$\mathbf{1.\times10^{-4}}$	0.1	1.0
WE (Weak Entrainment, λ_2)	1.5×10^{-4}	0.25	$\mathbf{1.\times10^{-6}}$	0.1	1.0
LC (Large Column, β)	1.5×10^{-4}	0.25	$1.\times10^{-5}$	**0.2**	1.0
SC (Small Column, β)	1.5×10^{-4}	0.25	$1.\times10^{-5}$	**0.05**	1.0
Det.75 (0.75*detrainment)	1.5×10^{-4}	0.25	$1.\times10^{-5}$	0.1	**0.75**
Det.5 (0.5*detrainment)	1.5×10^{-4}	0.25	$1.\times10^{-5}$	0.1	**0.5**

4.2.1 参考模拟

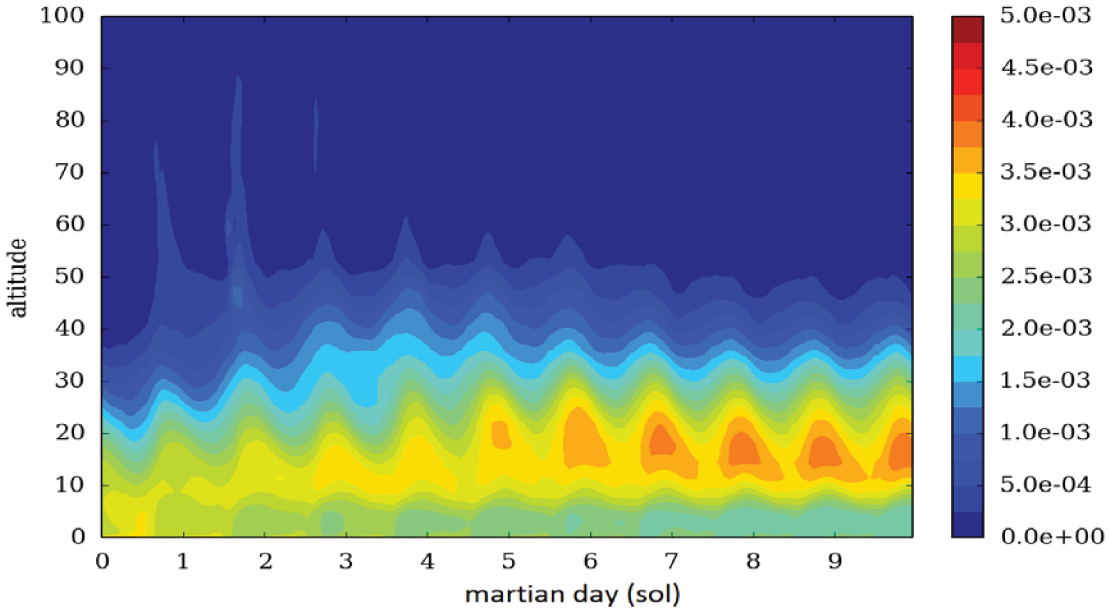


图 4-9 参考模拟实验中南北纬 10° 区域平均沙尘 DSO 垂直分布时间变化图。

参考实验中模式采用表 4-1 中 reference run 所示参数，GCM 模式时长为 10 个火星日，模拟时间步长为 15 min，模式每 2 个步长输出一次沙尘 DSO；模式初始场没有沙尘悬浮层；模式未包括火星水循环、水冰云微物理过程和光化学过程。

图 4-9 展示了南北纬 10° 之间区域平均后的沙尘垂直结构时间序列。日间坡度风效应重现了沙尘悬浮层结构，悬浮特征明显；在模拟开始阶段，在行星边界层(~10 km)之上，无明显沙尘悬浮层结构，随着日间坡度风效应将沙尘粒子传输至高空，在大尺度水平风的作用下，高空沙尘在全球尺度上传输，形成在 GCM 尺度下可见的沙尘层；沙尘从模式开始至第 5 天，沙尘垂直方向上 DSO 最大值高度约为 20km，这一高度与 MCS 观测的沙尘悬浮层相近；同时，在前 5 天的模拟中可见，沙尘被传输至行星边界层之上，并在第二天日间继续向上运动，晚间受重力影响沉降，DSO 最大值高度略有下降，次日继续受热向上抬升，直至第 5 日，达到~20 km。这一过程与 Daerden et al., [2015]模拟的 solar escalator 过程极为相似，而二者垂直运动的能量来源是不同的，Daerden et al., [2015]的模拟垂直运动的能量来源是极地冰盖和裸土之间热力性质差异所导致的水平风压，而参考模拟中的垂直运动的能量来源为坡度风效应；模式模拟的第 5-10 天中，沙尘悬浮层表现出昼夜波动，但总体稳定存在于大气层~15 km 高度。另外从图中可见在模式运行第一天时，模式重现了一次沙尘暴事件，沙尘被从地面抬升，

输送至大气中，然而在随后的 9 天中，沙尘并未沉降至火星地面。

4.2.2 对比模拟

1) 山顶沙尘垂直初始速率w_{up}

如参数化设计过程中所述，由于相关信息的缺失，山谷和山坡气团到达山顶时的速度采用公式4-1进行估算，其中α_{up}为调整系数，参考模拟为1.5×10^{-4}，在实验 WWup 和 SWup 中分别采用 1.×10^{-4}和 2.×10^{-4}，模拟结果如下图所示，对比图 4-10 和参考模拟结果图 4-9，三个模拟沙尘分布在悬浮层高度和沙尘浑浊度上并无太大区别。

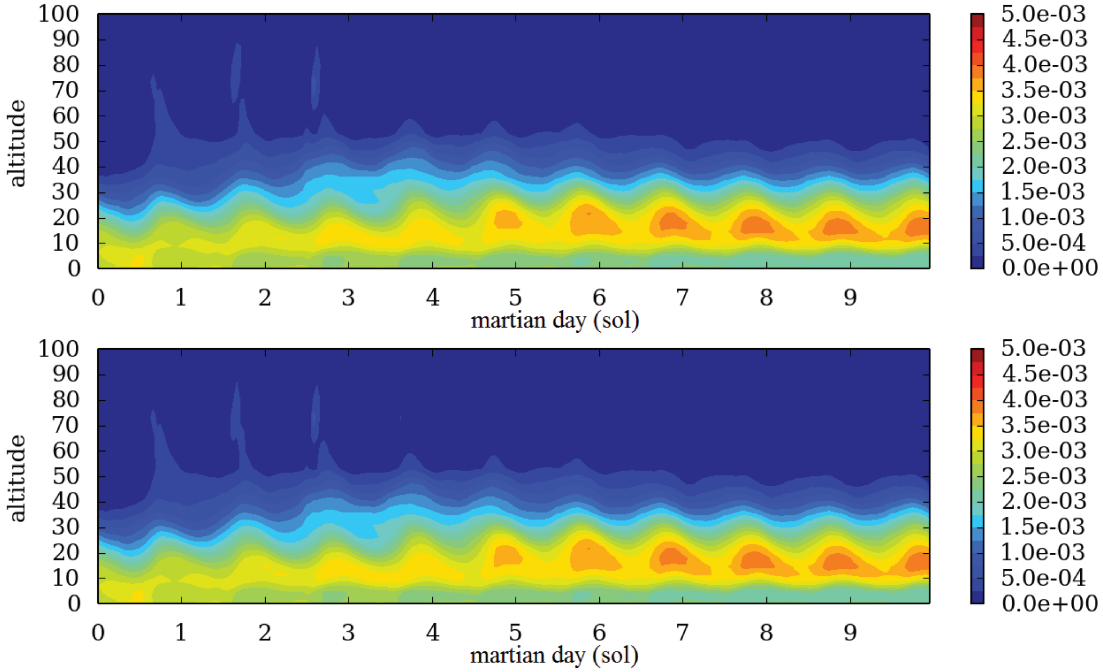


图 4-10 对比模拟 WWup 和 SWup 中南北纬 10° 区域平均沙尘 DSO 垂直分布时间变化图，上图为实验 WWup 模拟，下图为实验 SWup 模拟。

2) 气团浮力

沿山坡大气与同等高度环境大气之间的温度差异是坡度风形成的原因，而本文此处所指浮力是山顶气团垂直上升过程中气团因为沙尘富集吸收更多太阳辐射，造成温度上升比环境大气更快，继而产生的浮力，该浮力是气团垂直运动三大因素之一(见 4.1.3 理论基础)。在参数化设计过程中已描述了该浮力对于气团运动的影响，但具体影响程度待验证。此处对比模拟中采用浮力的 50%(实验 SB)和 10%(实验 WB)，参考模拟中为 25%。

对比图 4-11 和参考模拟图 4-9 发现，该浮力项对于沙尘悬浮层生成高度有影响，但

影响非常小，几乎可忽略，却对悬浮层沙尘含量影响较大，对比三个模拟实验发现，浮力越大，悬浮层沙尘越富集。导致该现象的原因可能是浮力越大，沙尘粒子卷出至环境大气过程越弱，被大尺度水平风传输的高层大气中的沙尘越多，因此使悬浮层 DSO 浓度变大。

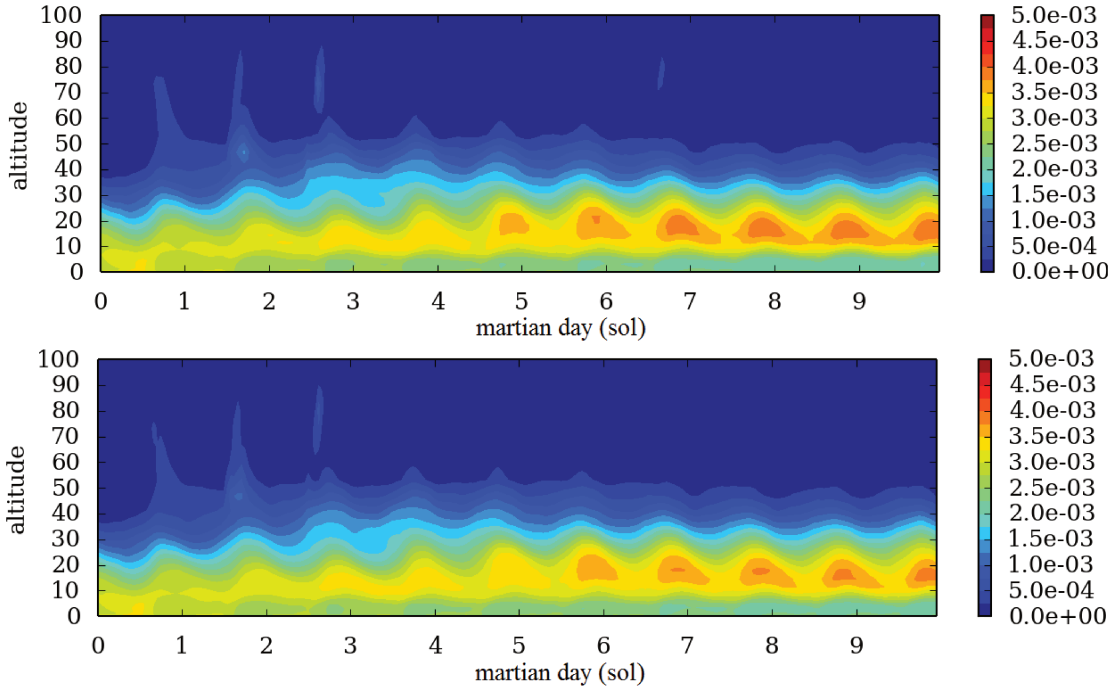


图 4-11 对比模拟 SB 和 WB 中南北纬 10° 区域平均沙尘 DSO 垂直分布时间变化图，上图为实验 SB 模拟，下图为实验 WB 模拟。

3) 环境大气卷入

山顶气团上升过程中还受到环境大气的卷入影响：上升气团较环境大气沙尘含量更高，环境大气的卷入导致气团被稀释，密度下降，气溶胶加热效应减弱，因此会导致气团加速度降低。

对比参考模拟图 4-12 和对比模拟图 4-9 可以发现，悬浮层沙尘悬浮高度存在明显差别，当环境大气卷入显著(实验 SE)时，模式重现了沙尘悬浮层结构，但是高度较低，约 10 km，且 DSO 浓度低；当环境大气卷入较弱时(实验 WE)时，模式模拟的沙尘悬浮层高度较高(对比参考模式)，且 DSO 浓度较大。

环境大气的卷入与山顶气体浮力均对沙尘悬浮层模拟有明显影响，均比气团在山顶大气柱底部初始速度更为敏感，其中卷入过程对悬浮层模拟结果影响更显著。

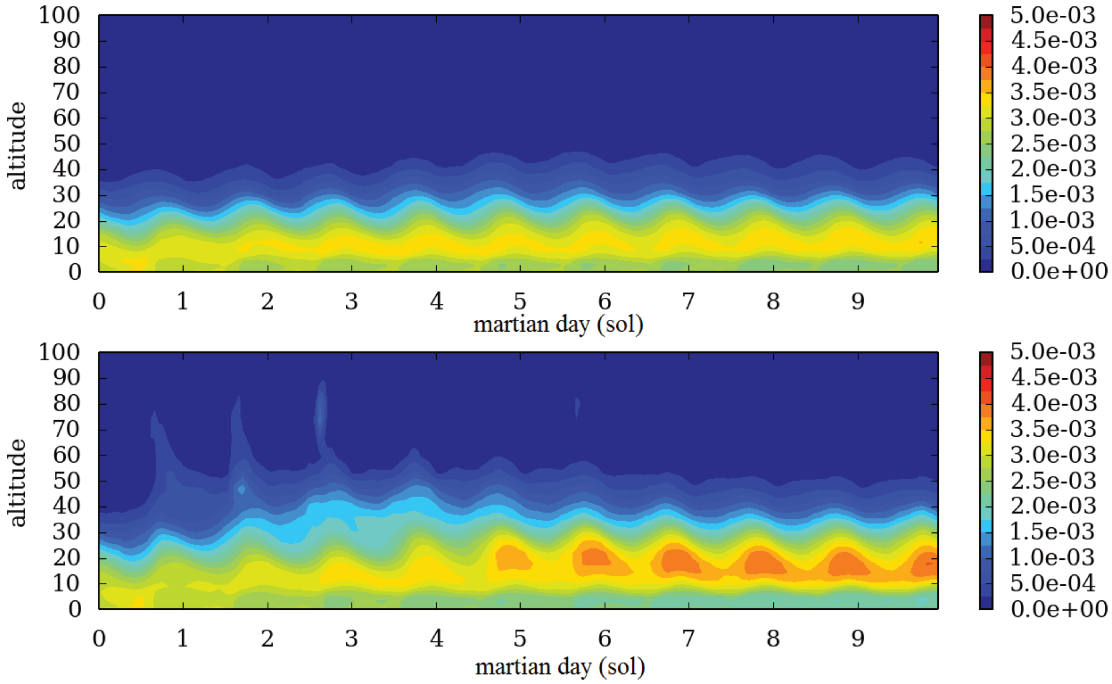


图 4-12 对比模拟 SE 和 WE 中南北纬 10° 区域平均沙尘 DSO 垂直分布时间变化图，上图为实验 SE 模拟，下图为实验 WE 模拟。

4) 垂直传输尺度

垂直传输尺度在参数化过程中表征着气团垂直运动气柱水平尺度的大小，对比参考模拟的最大尺度 0.1，模拟 LC(large column，大气柱)和 SC(small column，小气柱)分别设置为 0.2 和 0.05。从图 4-9 和图 4-13 中可看出，就悬浮层高度而言，三个模拟差异并不明显，但就 DSO 浓度而言，尺度β越大，参与垂直传输的沙尘越多(见 4.1.5)，形成的沙尘悬浮层 DSO 越大，该模拟结果符合参数化设计预期。同时在图 4-13 上图中可见部分沙尘被传输至~70 km 高空处，这可能是因为参与传输沙尘多，气团受热显著，因此垂直传输剧烈。

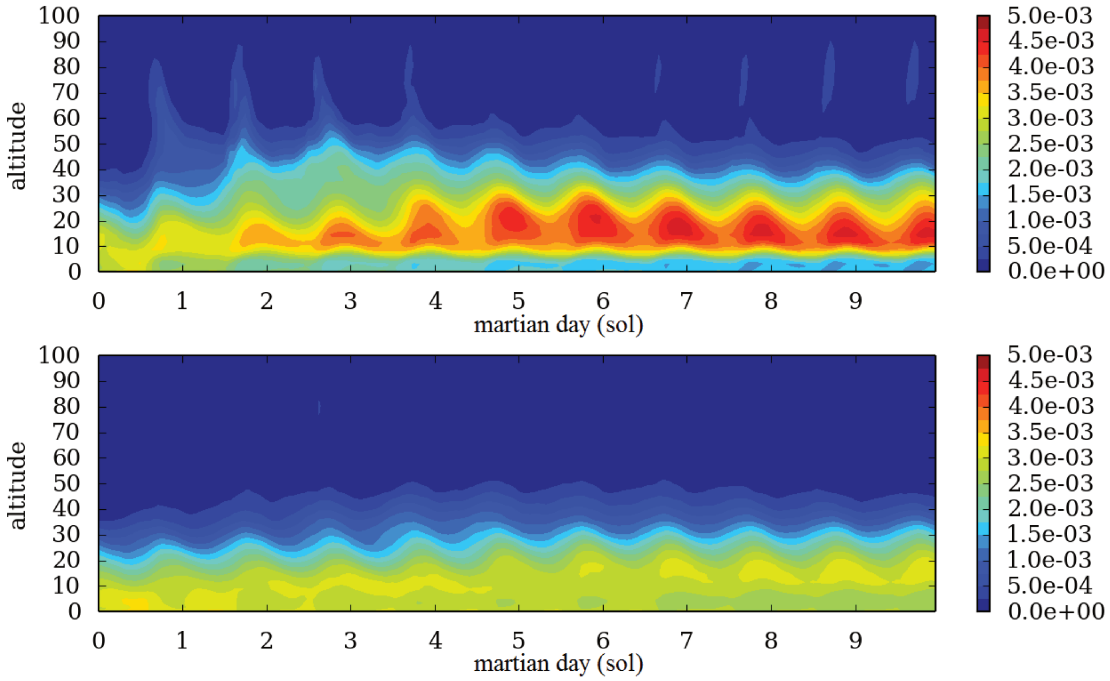


图 4-13 对比模拟 LC 和 SC 中南北纬 10° 区域平均沙尘 DSO 垂直分布时间变化图，上图为实验 LC 模拟，下图为实验 SC 模拟。

5) 沙尘卷出

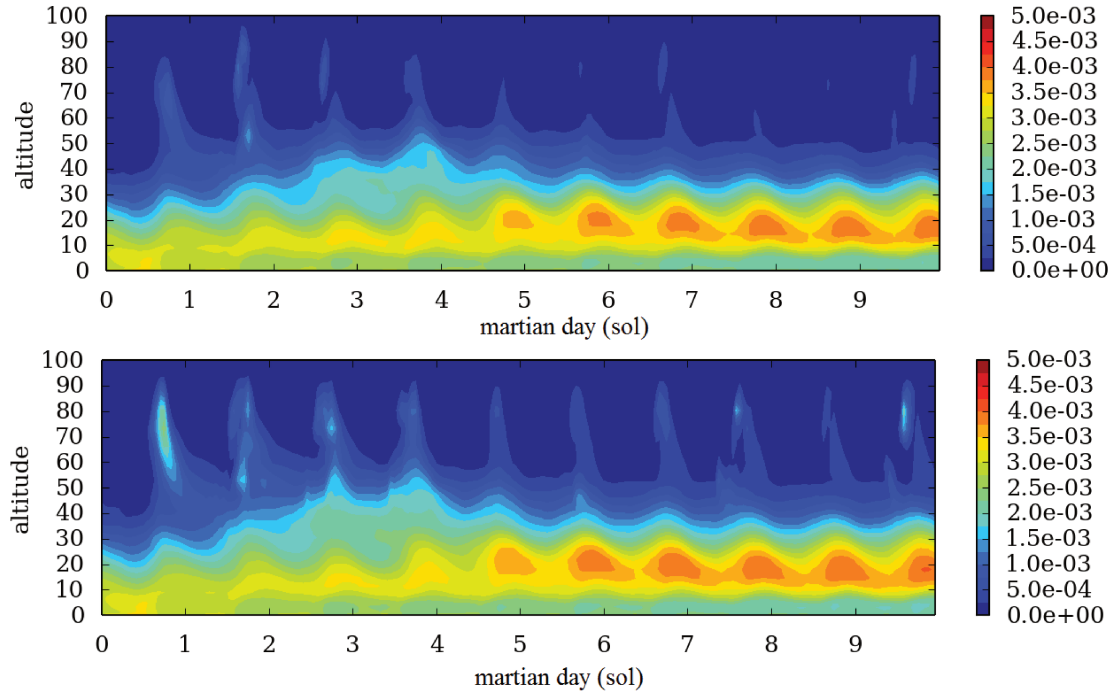


图 4-14 对比模拟 Det.75 和 Det.5 中南北纬 10° 区域平均沙尘 DSO 垂直分布时间变化图，上图为实验 Det.75 模拟，下图为实验 Det.5 模拟。

在参数化过程中具有强烈对流特征的沙尘暴沙尘粒子在垂直速度降低时会卷出为环境沙尘粒子，该过程控制着模式中两种沙尘粒子的比例，进而影响着额外加热率$\Delta\mathcal{H}$，

影响过程可见 3.1.5 描述及 3.2.2 敏感性分析。对比图 4-14 和参考模拟图 4-9，沙尘暴粒子的卷出过程在日间坡度风参数化过程中敏感性并不如在“火箭”沙尘暴参数化中的作用明显，原因可能来源于在“火箭”沙尘暴过程中，沙尘暴粒子受太阳加热的能量是垂直向上运动的唯一影响因素，因此$\Delta\mathcal{H}$影响大；而在本参数化过程中，沙尘暴粒子垂直运动受多方面因素影响，如浮力、环境大气卷入等，这些因素均对沙尘暴粒子运动产生影响，且如前文所述，浮力和环境大气卷入对沙尘粒子运动影响显著。

对比图 4-9 和图 4-14 可知，卷出过程对悬浮层的高度影响有限，但类似于“火箭”沙尘暴参数化敏感性分析研究结果，当卷出过程越弱，沙尘暴沙尘粒子会被传输至更高的高度，如图 4-14 下图，当卷出率最大为 0.5 时，部分沙尘粒子被传输至~80 km 高空，但在实际火星沙尘分布中，尚未发现坡度风效应可以将沙尘粒子传输至该高度。

4.3 与 MCS 观测对比分析

在上一章中，本研究得出在火星春夏季(clear season)“火箭”沙尘暴机制不是沙尘悬浮层形成的主要原因，因此为探讨该季节沙尘悬浮层形成机制，研究采用包含日间坡度风物理参数化过程的 GCM 来模拟春夏季火星大气沙尘运动。根据图 3-3，火星 MY29 年在 Ls 0-140° 之间沙尘气溶胶光学厚度较小，可认为是 clear season。图 4-15 展示了在这段时间，MCS 观测的、包含和不包含日间坡度风参数化过程模式模拟的沙尘 DSO 垂直-时间分布，其中图 4-15 上图对 MCS 在压强 1-10 Pa 之间 DSO 异常值进行了掩膜处理。

从悬浮层高度来看，在春季(Ls=0-30°)，如图 4-15 上图所示，MCS 观测到的悬浮层高度位于~100 Pa (20 km)高空，高度几乎保持不变，进入二月后(Ls>30°)，悬浮层高度略有上升，随后高度继续保持不变；在 LMD Mars GCM 中添加坡度风过程后，从图 4-15 中图可见，大气中在~100 Pa 高度出现了沙尘悬浮层，由于模式初始场不含有沙尘悬浮层，沙尘富集于近火星地表大气中，因此直到 Ls 约等于 5° 时，沙尘粒子才开始稳定存在于大气边界层之上。在春季，在悬浮层稳定后，其高度几乎不变，这和 MCS 观测一致，进入二月后，悬浮层略微上升，但高度变化比 MCS 观测略小，随后高度保持不变，这种悬浮层高度变化趋势和 MCS 观测相吻合，但模式模拟沙尘悬浮层高度略

低于 MCS 观测结果；图 4-15 下图中未见沙尘悬浮层，可见日间坡度风是沙尘悬浮层形成机制之一。

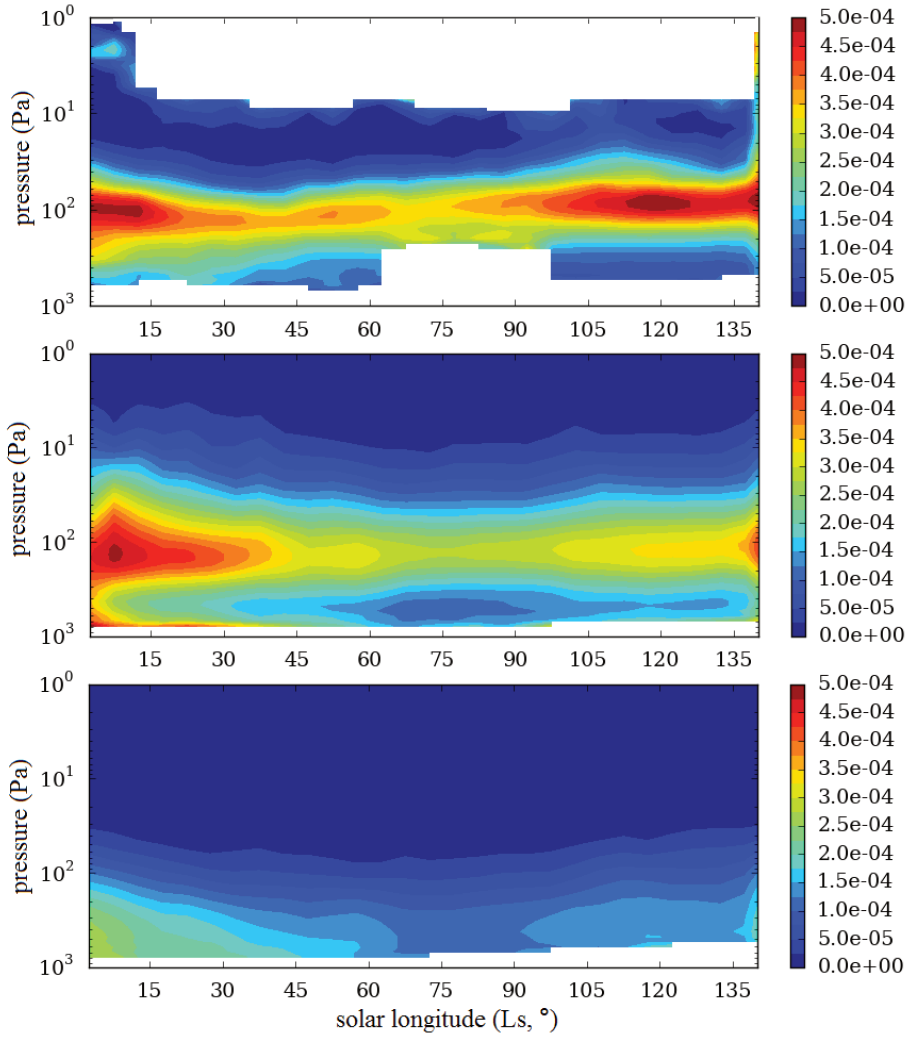


图 4-15 MCS 观测(上图)、包含(中图)和不包含(下图)日间坡度风物理参数化过程模式模拟的火星大气沙尘夜间 DSO 时间-高度分布图，local time 为 3:00h。

从沙尘 DSO 浓度来看，MCS 观测数据显示，在春初，悬浮层 DSO 浓度较高，随后开始减弱，进入夏季后，浓度开始上升，在 Ls=120° 附近出现最高值，随后继续减弱。包含日间坡度风过程的模式模拟结果显示，在春初，由于初始场不含沙尘悬浮层，大气高处 DSO 浓度较低，在形成悬浮层之后(Ls=5°)，沙尘浓度与观测接近，随后沙尘 DSO 浓度开始降低，进入夏季后略有上升，但模式未能重现 Ls=120° 的高值，该高值的出现可能来源于坡度风以外的大气活动，如沙尘暴。

本研究还就坡度风效应导致的沙尘悬浮层略低于观测高度原因就行了探究。在研究过程中，通过增加浮力或者减弱环境大气的卷入，以期使沙尘垂直对流更为强烈，

但实验发现即使高估这些过程，对于悬浮层高度的模拟并无明显改善。因此，该高度差异原因可能跟坡度风过程不相关，可能是因为模式模拟沙尘悬浮层浓度低，辐射加热弱，可供转换动能不足。

在上一章“火箭”沙尘暴模拟过程中，如图 3-8 所示，位于~40 km 高空的沙尘悬浮层在 Ls 20°时间范围内，沉降至火星陆地表面；在坡度风模拟过程中，位于~20 km 高度的沙尘悬浮层并未出现在重力作用下沉降至火星地面，这一对比显著地证明了以下两点：1)坡度风是沙尘悬浮层形成机制之一；2)坡度风通过昼夜循环给沙尘粒子提供持续性动力来源，使沙尘粒子克服重力沉降作用，维持在大气层高处。同时，研究发现，在日间坡度风作用下形成的沙尘悬浮层高度较稳定，未出现如“火箭”沙尘暴作用下的剧烈变化，这说明坡度风产生的对流比“火箭”沙尘暴产生的对流弱。

4.4 本章总结

中尺度坡度风效应在火星大气中尺度模拟过程中显现出明显的垂直强对流特征，被认为可能是 MCS 观测的火星大气沙尘悬浮层成因之一[Rafkin et al., 2002; Heavens et al., 2015]，然而大尺度的 GCM 并不具备模拟该现象的能力。为研究这一中尺度大气运动对大尺度火星大气运动的影响，研究设计实施了 GCM 次网格尺度的日间坡度风物理参数化过程。

研究表明，坡度风是火星大气沙尘悬浮层的成因，在坡度风作用下，LMD Mars GCM 重现了 MCS 观测的 MY29 年春夏季沙尘悬浮层结构，模式模拟的悬浮层结构在高度及其趋势变化上与观测具有可比性；坡度风的存在使大气中沙尘粒子获得持续性垂直对流能量来源，沙尘粒子可以克服重力作用，维持在大气行星边界层之上，参与全球尺度的大气运动，形成悬浮层；同时，坡度风循环中的大气对流比“火箭”沙尘暴产生的对流弱，不会导致沙尘悬浮层在垂直方向上产生较大变化。

第五章 结论与展望

5.1 研究结论

本文主要就利用 IIM 高光谱数据反演月球表面 FeO 丰度和火星大气沙尘悬浮层结构形成机制探讨两方面开展了研究工作。

1. 研究首先对 IIM 数据预处理仍存在的问题通过创新和改进已有方法，解决存在的数据处理问题，然后利用处理过程的 IIM 数据开展数据 FeO 丰度反演研究，得出的主要结论有：

(1) 研究提出了一种新的坏点检测方法，采用新的在轨定标的方法定标了月表绝对反射率，改进了已有的 IIM 交叉定标过程。结合已有研究，建立了一套适用于 IIM 高光谱数据的预处理流程，该流程具体包括了条纹去除、坏点去除、行平场校正、空间/光谱维滤波(需要时)、光度校正、交叉定标和地理配准。其中在充分分析了 IIM 数据中坏点特征，文中提出了一种新的基于光谱角和欧氏距离坏点检测与修正算法，通过目视识别，并与已有的 IIM 坏点算法比较，研究发现该方法坏点识别率高，误判率低，非常适用于 IIM 坏点的去除；研究采用了一种新的 IIM 绝对定标方法，之前 IIM 数据采用以月壤样品为定标源，新的方法采用星上定标的方法，通过将 IIM 数据分为四类对象，对每类分别建立光度模型，并利用 Lommel-Seeliger 模型计算得到月表反射率，该方法所得反射率拼接产品目视效果得到很大提升，同时摆脱了月壤样品比实际卫星采样反射率高的问题；在发现 IIM 数据在近红外波段存在弱响应的问题后，研究基于前人交叉定标方法，进一步提出充分利用已有可用且精度高的地基望远镜光谱数据交叉定标 IIM 反射率数据，交叉定标后的 IIM 数据在可见光和近红外波段均能和光谱精度较高的望远镜数据保持一致。

(2) 研究还利用经过预处理的 IIM 反射率数据，开展了月表 FeO 丰度反演研究。首先，研究对 FeO 反演最优近红外波段进行了探讨，通过设立对比实验，分别利用 891 nm 和 918 nm 两个波段的数据进行 FeO 反演，并同时讨论了 IIM 数据反演 FeO 之前是否需要进行交叉定标。通过反演风暴洋地区的 FeO 丰度，并与 Clementine 反演结果进

行对比，研究发现经过交叉定标的 891 nm 波段可以更好地满足月表 FeO 反演要求。其次，研究反演了全月 FeO 含量分布，通过分析反演结果并与 Clementine UVVIS 反演结果对比发现，本文估算的月球高地 FeO 比以往研究略高~1. wt.%，而月海 FeO 丰度比以往研究低~1-2 wt.%。由于 IIM 更高的空间分辨率，反演得到的 FeO 丰度可以体现更多的细节，有利于开展其他的月球局地尺度地质研究。

2. 通过分析 MCS 观测数据，McCleese et al., [2010]发现了火星大气中沙尘悬浮层结构特征，为了解该沙尘悬浮层形成原因，改进 LMD Mars GCM 模拟精度，研究开展了在大尺度 GCM 中参数化中尺度大气运动的研究，以期了解火星大气沙尘悬浮层的形成机制。

(1) 首先，研究设计并实施了“火箭”沙尘暴物理参数化过程。假设沙尘暴发生于 GCM 次网格尺度，沙尘暴抬升地面沙尘粒子至大气中，由于浑浊大气吸收更多的太阳辐射，大气获得了由沙尘暴导致的额外加热率，该额外加热率完全转化为沙尘粒子垂直运动动能，沙尘粒子具备了向上穿透行星边界层的能力，在大尺度水平风场的作用下，沙尘粒子在高空形成了悬浮层。模拟结果表明，在沙尘暴发生较多的火星秋冬季节(dusty season on Mars)，沙尘暴事件是火星大气沙尘悬浮层形成原因之一，且由于沙尘暴属于强对流现象，沙尘在垂直尺度上剧烈运动，导致相比较春夏两季(clear season on Mars)，大气沙尘悬浮层高度剧烈变化。同时研究还发现并不是所有的“火箭”沙尘暴均能穿透星星边界层；虽然具有“火箭”沙尘暴参数化过程的模式重现了沙尘悬浮层结构，并与观测取得了较好的一致，但研究仍然不能排除其他大气过程也是火星大气沙尘悬浮层的形成原因，主要是因为 1)火星春夏两季沙尘暴较少，但是 MCS 观测到明显且温度的沙尘悬浮层；2)沙尘暴抬升至大气中的沙尘粒子最终会由于重力沉降作用，完全沉降至地面，而 MCS 观测到全年一直存在的沙尘悬浮层。因此研究认为还有其他大气过程也是火星沙尘悬浮层的形成机制。

(2) 其次，为了解沙尘悬浮层在火星春夏两季形成的原因，研究设计并实施了火星日间坡度风参数化过程。假设山顶气团垂直运动属于次网格尺度运动，通过辐射加热、环境大气卷入、沙尘粒子卷出等过程，山顶辐合沙尘粒子被传输至大气高空(行星边界层以上)，在大尺度水平风的共同影响下，形成沙尘悬浮层。模拟结果表明，在具备日间坡度风模拟能力后，GCM 在春夏季节可以重现类似于 MCS 观测的沙尘悬浮层，且

模拟悬浮层高度保持近乎稳定，与观测一致；模拟的悬浮层高度变化趋势与 MCS 观测相吻合；然而模拟的悬浮层高度比 MCS 观测略低；研究还发现环境大气卷入坡度风循环对模拟的沙尘悬浮层高度有重要影响。

5.2 主要创新点

(1) 研究提出一种新的适用于 IIM 数据坏点检测与修正方法，改进了 IIM 数据反射率绝对定标和相对定标过程，提高了 IIM 数据可用性；
(2) 研究在 LMD Mars GCM 中设计并实施了中尺度“火箭”沙尘暴物理参数化过程，模拟结果表明沙尘暴事件是火星秋冬季节沙尘悬浮层产生原因之一，且是导致沙尘悬浮层高度相对于春夏季剧烈变化的主要原因；
(3) 研究还在 LMD Mars GCM 中设计实施了中尺度日间坡度风循环，模拟结果表明在火星春夏季，日间坡度风是沙尘悬浮层产生主要原因，且悬浮层高度变化小。

5.3 不足与展望

(1) 就 IIM 数据而言，虽然论文中指出星上定标比以月壤为定标源得到的发射率产品更符合月球实际情况，然而就不同传感器而言，例如 M^3和 SP，IIM 反射率和他们均存在差异，且各个传感器之间反射率产品也都存在差异，其产生原因是数据处理所致，还是传感器成像机制所致尚不清楚。因此，了解不同传感器(包括 IIM)之间反射率差异的原因，可能是进一步提升 IIM 数据定标精确度的重要研究方向。
(2) 利用高光谱数据反演 FeO 丰度时，反演方法中，“端元”是不唯一的，确定“端元”的位置是通过多次尝试得出，具有极大的主观性，研究一种自动且稳定的方法确定反演算法中的“端元”位置将有利于反演精度的提升，且可以提高不同数据反演结果的可比性。
(3) 就中尺度沙尘暴和日间坡度风参数化而言，研究分别对二者进行了模拟，然而它们之间是否存在相互作用并未进行详细探讨。从中尺度模式模拟结果来看，“火箭”沙尘暴导致的垂直传输过程比日间坡度风要更为剧烈，因此沙尘暴是否会减弱坡度风循环的对流，还是二者共同作用于沙尘的垂直传输，产生比二者更强的沙尘对流运动，

需要进一步深入探讨。

(4) 本文在模拟沙尘运动时，为更好地诊断参数化表现，并未考虑火星大气水循环过程。然而随着模式中沙尘粒子被传输至高空中，水冰粒子和沙尘粒子之间的相互作用必然得以加强，这种相互作用是否会对沙尘和水冰云的分布产生影响，影响有多大，是非常值得继续研究的课题。

参考文献

Cantor, B. A., MOC observations of the 2001 Mars planet-encircling dust storm, Icarus, 2007, 186, 60–96, doi:10.1016/j.icarus.2006.08.019.

Cantor, B. A., P. B. James, M. Caplinger, and M. J. Wolff, Martian dust storms: 1999 Mars Orbiter Camera observations, J. Geophys. Res., 2001, 106, 23,653–23,688, doi: 10.1029/2000JE001310.

Colaïtis, A., A. Spiga, F. Hourdin, C. Rio, F. Forget, and E. Millour, A thermal plume model for the Martian convective boundary layer, J. Geophys. Res.Planets, 2013, 118, 1468–1487, doi:10.1002/jgre.20104.

Conrath, B. J. Thermal structure of the Martian atmosphere during the dissipation of dust storm of 1971, Icarus, 1975, 24, 36–46, doi:10.1016/0019-1035(75)90156-6.

Daerden, F., J. A. Whiteway, L. Neary, L. Komguem, M. T. Lemmon, N. G. Heavens, B. A. Cantor, E. Hbrard, and M. D. Smith, A solar escalator on Mars: Selflifting of dust layers by radiative heating, Geophys. Res. Lett., ,2015, 42, 7319–7326, doi: 10.1002/2015GL064892.

Elphic, R. C., D. J. Lawrence, W. C. Feldman, B. L. Barraclough, S. Maurice, A. B. Binder, and P. G. Lucey. Lunar rare earth element distribution and ramifications for FeO and TiO2: Lunar Prospector neutron spectrometer observations. J Geophys Res. 2000, 105(E8): 20333-20345.

Fisher, J. A., M. I. Richardson, C. E. Newman, M. A. Szwast, C. Graf, S. Basu, S. P. Ewald, A. D. Toigo, and R. J. Wilson. A survey of Martian dust devil activity using Mars Global Surveyor Mars Orbiter Camera images, J. Geophys. Res., 2005, 110, E03004, doi:10.1029/2003JE002165.

Forget, F., F. Hourdin, R. Fournier, C. Hourdin, O. Talagrand, M. Collins, S. R. Lewis, P. L. Read, and J.-P. Huot. Improved general circulation models of the Martian atmosphere from the surface to above 80 km, J. Geophys. Res., 1999, 104, 24,155–24,175,

doi:10.1029/1999JE001025.

Forget, F., E. Millour, J.-B. Madeleine, A. Colaitis, A. Spiga, L. Montabone, F. Hourdin, F. Lef`evre, F. Montmessin, F. Gonzalez-Galindo, M. A. Lopez-Valverde, S. R. Lewis, P. R. Read, and D. Mulholland . Back to The Basics: Improving the Prediction of Temperature, Pressure and Winds in the LMD General Circulation Model, in Mars Atmosphere: Modelling and observation, 2001, edited by F. Forget and E. Millour, pp. 64–67.

Gillis J J, Jolliff B L. A revised algorithm for calculating TiO2 from Clementine UVVIS data: A synthesis of rock, soil, and remotely sensed TiO2 concentrations. J Geophys Res, 2003, 182, E2, doi:10.1029/2001JE001515.

Grotzinger, J. P., D. F. Blake, J. Crisp, K. S. Edgett, R. Gellert, J. Gomez-Elvira, D. Hassler et al. "Mars Science Laboratory: First 100 sols of geologic and geochemical exploration from Bradbury Landing to Glenelg." In Lunar and Planetary Science Conference, 2013, vol. 44, p. 1259.

Guzewich, S. D., E. R. Talaat, A. D. Toigo, D. W. Waugh, and T. H. McConnochie. High-altitude dust layers on Mars: Observations with the Thermal Emission Spectrometer, J. Geophys. Res. Planets, 2013, 118, 1177–1194, doi:10.1002/jgre.20076.

Heavens, N. G., M. I. Richardson, A. Kleinböhl, D. M. Kass, D. J. McCleese, W. Abdou, J. L. Benson, J. T. Schofield, J. H. Shirley, and P. M. Wolkenberg. Vertical distribution of dust in the Martian atmosphere during northern spring and summer: High-altitude tropical dust maximum at northern summer solstice, J. Geophys. Res.,2011a, 116, E01007, doi:10.1029/2010JE003692.

Heavens, N. G., M. I. Richardson, A. Kleinböhl, D. M. Kass, D. J. McCleese, W. Abdou, J. L. Benson, J. T. Schofield, J. H. Shirley, and P. M. Wolkenberg .The vertical distribution of dust in the Martian atmosphere during northern spring and summer: Observations by the Mars Climate Sounder and analysis of zonal average vertical dust profiles, J. Geophys. Res., 2011b, 116, E04003, doi:10.1029/2010JE003691.

Heavens, N. G., D. J. McCleese, M. I. Richardson, D. M. Kass, A. Kleinböhl, and J. T. Schofield.Structure and dynamics of the Martian lower and middle atmosphere as observed

by the Mars Climate Sounder: 2. Implications of the thermal structure and aerosol distributions for the mean meridional circulation, J. Geophys. Res., 2011c, 116, E010101, doi:10.1029/2010JE003713.

Heavens, N. G., B. A. Cantor, P. O. Hayne, D. M. Kass, A. Kleinböhl, D. J. McCleese, S. Piqueux, J. T. Schofield, and J. H. Shirley.Extreme detached dust layers near martian volcanoes: Evidence for dust transport by mesoscale circulations forced by high topography, Geophys. Res. Lett., 2015, 42(10), 3730–3738, doi:10.1002/2015GL064004.

Hillier John K., Bonnie J. Buratti and Kathryn Hill. Multispectral photometry of the Moon and absolute calibration of the Clementine UV/Vis camera. Icarus, 1999, 141(2): 205-225.

Holton, James R. An introduction to dynamic meteorology. Academic Press, 2004.

Hourdin, F. A new representation of the CO2 15 μm band for a Martian general circulation model, J. Geophys. Res., 1992, 97(E11), 18,319–18,335.

Hourdin, F., and A. Armengaud. Test of a hierarchy of finite-volume schemes for transport of trace species in an atmospheric general circulation model, Mon. Wea. Rev., 1999, 27, 822–837.

Kahre, M. A., J. R. Murphy, and R. M. Haberle. Modeling the Martian dust cycle and surface dust reservoirs with the NASA Ames general circulation model, J. Geophys. Res., 2006, 111, E06008, doi:10.1029/2005JE002588.

Kleinböhl, A., et al. (2009), Mars Climate Sounder limb profile retrieval of atmospheric temperature, pressure, dust, and water ice opacity, J. Geophys. Res., 114, E10006, doi:10.1029/2009JE003358.

Kruse F A, Lefkoff A B, Dietz J B. Expert system-based mineral mapping in northern Death Valley, California/Nevada, using the airborne visible/infrared imaging spectrometer (AVIRIS). Remote Sensing of Environment, 1993, 44(2): 309-336.

Ling Z C, Zhang J, Liu J Z, et al. Preliminary results of FeO mapping using Imaging Interferometer data from Chang'E-1. Chinese Sci Bull, 2011, 56: 376-379.

Liu F J, Qiao L, Liu Z, et al. Estimation of lunar titanium content: Based on absorption features of Chang'E-1 interference imaging spectrometer (IIM). Science China Physics, Mechanics and Astronomy, 2010, 53(12): 2136-2144.

Lucey P G, Taylor G J, Malaret E, Abundance and distribution of iron on the Moon. Science, 1995, 268: 1150–1153, doi: 10.1126/science.268.5214.1150.

Lucey P G, Blewett D T. Some issues related to lunar FeO and TiO2. Lunar Planet. Sci.,1997, 28: 841-842.

Lucey P G, Blewett D T, Hawke B R. Mapping the FeO and TiO2 content of the lunar surface with multispectral imagery. J Geophys Res, 1998, 103, E2: 3679–3699.

Lucey P G, Blewett D T, Jolliff B L. Lunar iron and titanium abundance algorithms based on final processing of Clementine ultraviolet-visible images. J Geophys Res, 2000, 105, E8: 20297–20305.

Määttänen, A., T. Fouchet, O. Forni, R. Melchiorri, F. Forget, H. Savijarvi, J. P. Bibring, Y. Langevin, B. Gondet, V. Formisano, and M. Giuranna. A study of the properties of a local dust storm with Mars Express OMEGA and PFS data, Icarus, 2009, 201(2), 504–516.

Määttänen, A., C. Listowski, F. Montmessin, L. Maltagliati, A. Reberac, L. Joly, and J.-L. Bertaux. A complete climatology of the aerosol vertical distribution on Mars from MEx/SPICAM UV solar occultations, Icarus, 2013, 223, 892–941, doi: 10.1016/j.icarus.2012.12.001.

Madeleine, J.-B., F. Forget, E. Millour, L. Montabone, and M. J. Wolff . Revisiting the radiative impact of dust on Mars using the LMD Global Climate Model, J. Geophys. Res., 116, 2011, E11010, doi:10.1029/2011JE003855.

Madeleine, J.-B., F. Forget, E. Millour, T. Navarro, and A. Spiga. The influence of radiatively active water ice clouds on the Martian climate, Geophys. Res. Lett., 2012, 39, L23202, di:10.1029/2012GL053564.

Malin, M. C., B. A. Cantor, M. R. Kennedy, D. E. Shean, and T. N. Harrison. Mromarci weather report for the week of 20 october 2008 - 26 october 2008, Malin Space Science Systems Captioned Image Release, 2008, MSSS-56.

McCleese, D. J., J. T. Schofield, F. W. Taylor, S. B. Calcutt, M. C. Foote, D. M. Kass, C. B. Leovy, D. A. Paige, P. L. Read, and R. W. Zurek. Mars Climate Sounder: An investigation of thermal and water vapor structure, dust and condensate distributions in the atmosphere, and energy balance of the polar regions, J. Geophys. Res., 2007,112, E05S06, doi:10.1029/2006JE002790.

McCleese, D. J., N. G. Heavens, J. T. Schofield, W. A. Abdou, J. L. Bandfield, S. B. Calcutt, P. G. J. Irwin, D. M. Kass, A. Kleinböhl, S. R. Lewis, D. A. Paige, P. L. Read, M. I. Richardson, J. H. Shirley, F. W. Taylor, N. Teanby, and R. W. Zurek. Structure and dynamics of the Martian lower and middle atmosphere as observed by the Mars Climate Sounder: Seasonal variations in zonal mean temperature, dust, and water ice aerosols, J. Geophys. Res., 2010, 115, E12016, doi:10.1029/2010JE003677.

Montabone, L., F. Forget, E. Millour, R. Wilson, S. Lewis, B. Cantor, D. Kass, A. Kleinböhl, M. Lemmon, M. Smith, and M. Wolff. Eight-year climatology of dust optical depth on mars, Icarus, 2015, 251, 65–95, doi:10.1016/j.icarus.2014.12.034.

Montmessin, F., F. Forget, P. Rannou, M. Cabane, and R. M. Haberle. Origin and role of water ice clouds in the Martian water cycle as inferred from a general circulation model, J. Geophys. Res., 2004, 109, E10004, doi:10.1029/2004JE002284.

Mulholland, D. P., P. L. Read, and S. R. Lewis. Simulating the interannual variability of major dust storms on Mars using variable lifting thresholds, Icarus, 2013, 223, 344–358, doi:10.1016/j.icarus.2012.12.003.

Mulholland, D. P., A. Spiga, C. Listowski, and R. P. L. An assessment of the impact of local processes on dust lifting in martian climate models, Icarus, 2015, 252, 212–227, doi:10.1016/j.icarus.2015.01.017.

Navarro, T., F. Forget, E. Millour, and S. J. Greybush. Detection of detached dust layers in the Martian atmosphere from their thermal signature using assimilation, Geophys. Res. Lett., 2014a, 41, 6620–6626, doi:10.1002/2014GL061377.

Navarro, T., J.-B. Madeleine, F. Forget, A. Spiga, E. Millour, F. Montmessin, and A. Määttänen. Global Climate Modeling of the Martian water cycle with improved microphysics and

radiatively active water ice clouds, J. Geophys. Res. Planets, 2014b, 119, 1479–1495, doi:10.1002/2013JE004550.

Newman, C. E., S. R. Lewis, P. L. Read, and F. Forget. Modeling the Martian dust cycle 2. Multiannual radiatively active dust transport simulations, J. Geophys. Res., 2002, 107(E12), 5124, doi:10.1029/2002JE001920.

Ouyang Z Y, Jiang J S, Li C L, et al. Preliminary scientific results of Chang'E-1 luanr orbiter: Based on payloads detection data in the first phase. Chin. J. Space. Sci., 2008, 5: 361-369

Pieters C M. The Moon as a calibration standard enabled by lunar samples. In: New Views of the Moon II: Understanding the Moon Through the Integration of Diverse Datasets, Flagstaff. 1999.

Pieters C M, Pratt S. Earth-based near-infrared collection of spectra for the Moon: A new PDS data set. Lunar Planet Sci XXXI, 2000, 2059.

Pieters, C. M., et al. Statistical analysis of the links among lunar mare soil mineralogy, chemistry, and reflectance spectra, Icarus, 2002, 155: 285–298.

Rafkin, S. C. R., M. R. V. Sta. Maria, and T. I. Michaels Simulation of the atmospheric thermal circulation of a martian volcano using a mesoscale numerical model, Nature, 2002,419, 697–699.

Shkuratov Y G, Kaydash V G, Pieters C, et al. A Comparison of Absolute Calibrations of Clementine-UVVIS and Earth-based Data for the Moon. in Lunar and Planetary Science Conference, 2000.

Smith, M. D., M. J. Wolff, R. T. Clancy, A. Kleinböhl, and S. L. Murchie (2013), Vertical distribution of dust and water ice aerosols from CRISM limb-geometry observations, J. Geophys. Res. Planets, 118, 321–334, doi:10.1002/jgre.20047.

Spiga, A. Elements of comparison between Martian and terrestrial mesoscale meteorological phenomena: Katabatic winds and boundary layer convection, Planet. Space Sci., 2011, 59, 915–922, doi:10.1016/j.pss.2010.04.025.

Spiga, A., J. Faure, J.-B. Madeleine, A. Määttänen, and F. Forget. Rocket dust storms and detached dust layers in the Martian atmosphere, J. Geophys. Res. Planets, 2013, 118, 746–

767, doi:10.1002/jgre.20046.

Taylor R S. The unique lunar composition and its bearing on the origin of the Moon. Geochim. Cosmochim. Acta. 1987, 51: 1297–1309.

Van Leer, B. Towards the ultimate conservative difference scheme : IV. a new approach to numerical convection, J. Computational Phys., 1997, 23, 276–299.

Villanueva, G. L., M. J. Mumma, R. E. Novak, H. U. Käufl, P. Hartogh, T. Encrenaz, A. Tokunaga, A. Khayat, and M. D. Smith. Strong water isotopic anomalies in the martian atmosphere: Probing current and ancient reservoirs. *Science*, 2015, 348, no. 6231, 218-221.

Wang, H., and M. I. Richardson.The origin, evolution, and trajectory of large dust storms on mars during mars years 24-30 (1999-2011), Icarus, 2015, 251, 112–127, doi: 10.1016/j.icarus.2013.10.033.

Wolff, M. J., M. D. Smith, R. T. Clancy, N. Spanovich, B. A. Whitney, M. T. Lemmon, J. L. Bandfield, D. Banfield, A. Ghosh, G. Landis, P. R. Christensen, J. F. Bell, and S. W. Squyres (2006), Constraints on dust aerosols from the Mars Exploration Rovers using MGS overflights and Mini-TES, J. Geophys. Res., 2006, 111, E12S17, doi: 10.1029/2006JE002786.

Wolff, M. J., M. D. Smith, R. T. Clancy, R. Arvidson, M. Kahre, F. Seelos, S. Murchie, and H. Savij¨arvi. Wavelength dependence of dust aerosol single scattering albedo as observed by the Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer, J. Geophys. Res., 2009, 114, E00D04, doi:10.1029/2009JE003350.

Wu Y, Xue B, Zhao B, et al. Global estimates of lunar iron and titanium contents from the Chang'E-1 IIM data. J. Geophys. Res. Planets, 2012, 117(E2), doi: 10.1029/2011JE003879.

Wu Y Z. Major elements and Mg# of the Moon: Results from Chang’E-1 Interference Imaging Spectrometer (IIM) data. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2012, 93:214-234.

Wu Y, Besse S, Li J Y, et al. Photometric correction and in-flight calibration of Chang’E-1 Interference Imaging Spectrometer (IIM) data. Icarus, 2013, 222: 283-295.

Wu Y Z, Zheng Y C, Zou Y L, et al. A preliminary experience in the use of Chang’E-1 IIM data. Planet. Space Sci., 2010, 58: 1922-1931.

Wu, Y. Z., Z. C. Wang, X. Tang, X. M. Zhang, Y. Chen, and W. Cai. Seamless Hyperspectral High Spatial Mosaic Derived from Chang'e-1 IIM. In Lunar and Planetary Science Conference, vol. 47, p. 1405. 2016.

Yan B, Xiong S Q, Wu Y, et al. Mapping Lunar global chemical composition from Chang'E-1 IIM data. Planetary and Space Science, 2012, 67: 119-129.

Ye, Z. J., M. Segal, and R. A. Pielke. A comparative study of daytime thermally induced upslope flow on Mars and earth, J. Atmos. Sci., 1990, 47, 612–628.

Zhang X Y, Li C L, Lü C, Quantification of the chemical composition of lunar soil in terms of its reflectance spectra by PCA and SVM. Chin J Geochem, 2009, 28: 204–211.

邓连印, 崔乃刚. 月球探测发展历程及启示[J]. 哈尔滨工业大学学报(社会科学版), 2008, 10(3).

栾恩杰. 深空探测的发展和对我们的挑战——栾恩杰在深空探测专业委员会第一届学术年会上的讲话[J]. 中国航天, 2005(3).

李雄耀, 王世杰, 陈丰,等. 月壤厚度的研究方法与进展[J]. 矿物学报, 2007, 27(1):64-68.

凌宗成, 张江, 刘建忠, 等. “嫦娥一号”干涉成像光谱仪数据 FeO 反演初步结果[J]. 科学通报, 2010, 55(35): 3373-3377.

凌宗成, 张江, 刘建忠, 等. 嫦娥一号干涉成像光谱仪数据 TiO_2反演初步结果[J]. 科学通报, 2011, 56(16): 1257-1263.

凌宗成, 张江, 刘建忠,等. 嫦娥一号干涉成像光谱仪数据再校正与全月铁钛元素反演[J]. 岩石学报, 2016, 32(1):87-98.

欧阳自远, 邹永廖, 李春来. 月球:人类走向深空的前哨站[M].北京:清华大学出版, 2000.

欧阳自远. 月球探索的进展与前景[J]. 学会月刊. 2003 年第 11 期.

欧阳自远. 月球探测的进展与中国的月球探测[J]. 地质科技情报, 2004, 23(4): 1-5.

欧阳自远,肖福根. 火星探测的主要科学问题[J]. 航天器环境工程, 2011, 28(3): 205-217.

欧阳自远, 李春来, 邹永廖,等. 绕月探测工程的初步科学成果[J]. 中国科学:地球科学, 2010(3):261-280.

王振超. 月壤光谱特性分析与月表矿物信息定量反演[D]. 中国地质大学 (北京), 2011.

吴昀昭, 徐夕生, 谢志东, 等. 嫦娥一号 IIM 数据绝对定标与初步应用[J]. 中国科学 G 辑, 2009, 39(10): 1387—1392

薛彬. CE-1 干涉成像光谱仪信息处理及应用研究[D]. 中国科学院研究生院 (西安光学精密机械研究所), 2006.

薛峭. 基于嫦娥一号干涉成像光谱数据的月表铁, 钛提取研究[D]. 南京大学(南京), 2012.

张霞, 帅通, 赵冬. 干涉成像光谱仪高光谱数据信息质量评估[J]. 红外与毫米波学报, 2012, 31(2): 143-7.

赵葆常, 杨建峰, 常凌颖, 等. 嫦娥一号卫星成像光谱仪光学系统设计与在轨评估[J]. 光子学报, 2009, 38(3): 479-483.

赵葆常, 杨建峰, 薛彬, 等. 嫦娥一号干涉成像光谱仪的定标[J]. 光子学报, 2010, 39(5): 769-775.

主要科研成果

1. The improvement of cross-calibration of IIM data and band selection for FeO inversion, Science China Physics Mechanics & Astronomy.
2. Comparison of SCIAMACHY and AIRS CO_2 measurements over China from 2003 to 2005, Proceedings of SPIE - The International Society for Optical Engineering.
3. Population dynamics in Yangtze River delta: a neural-network and spatial statistical analysis, Proceedings of SPIE - The International Society for Optical Engineering.
4. “嫦娥一号”干涉成像光谱(IIM)数据坏点检测与去除研究, 中国科学:物理学力学天文学.
5. 授权专利：一种干涉成像光谱仪的高光谱数据坏点检测与修正方法, 授权专利号: ZL201310101010.X.

在投文章

1. Numerical simulation of rocket dust storms on Mars in the LMD Martian GCM: modeling details and validation.
2. Mineralogical investigation of western Oceanus Procellarum: results from spectral variation observed by Moon Mineralogy Mapper.

致 谢

弹指一挥间，时间如白驹过隙，6年硕博连读生活将告一段落。回忆这一路走来，感慨良多。借此机会，向一路上给予我帮助和支持的老师、同学和朋友们致以感谢。

感谢我的父母和家人们。父母一路的鼎力支持是我完成学业的坚实基础；哥哥嫂子的照顾和理解，让我可以尽心学习，你们照顾着父母，我得以轻松上路。还要感谢陈韵竹，谢谢你的信任、支持和一路相伴，使我可以远赴他乡，在巴黎求学两年；

感谢我的导师高炜老师和施润和老师。感谢你们在学习和生活上给予的指导和关怀，你们的鼓励、支持、训诫都促使着我不断进步，也感谢你们包容我从事着我喜欢却又略奇葩的月球和火星相关研究。谢谢你们；

感谢我在法国的导师 François Forget 和 Ehouarn Millour。是你们一行行代码、一个个公式的教导使我得以快速学会数值模拟和参数化研究，法国两年的专业训练将使我受益终身；同时还感谢你们给予充分的资金支持，我可以在国际会议上展示自己的研究，和各国科学家交流讨论，学习更多的知识；

感谢吴昀昭老师。您严谨的科研态度让我懂得了科研的真正含义，戒骄戒躁，静心学习，今后我将继续遵循您的教导，无论是工作、学习还是生活，保持一颗平常心，做好本职工作；

感谢实验室的刘朝顺老师、赵卿老师、张超老师、乔枫雪老师，感谢你们在生活和学习上给予的关心和鼓励；

感谢实验室的同学们，毕业的刘延安、陈圆圆、白开旭、束士杰、张璐、王静、李镜尧、沈仙霞、李龙等，即将毕业的周聪，还在实验室继续努力的刘浦东、马明亮，帮我修改论文的郭春颖、王佳鹏、禹雷和其它师弟师妹们，因为你们，华师大的科研生活变得多姿多彩，让人留恋；

感谢 LMD Equipe Planéto 的 Aymeric Spiga，Martin Turbet，Tanguy Bertrand，Thomas Navarro，Gabriella Gilli，Margaux Vals 等，很荣幸能与你们一起工作、学习；

感谢法国的小伙伴们，胡致昊、李珊、王福兴、廖杰、Chiku、Lluís、陈立镜、王梦琳、Maxime、高尧等，感谢你们，留学生活变得不那么单调，“巴黎斯坦”变得让

人流连；

还要感谢静姐、辉哥和你们可爱的小公主 Célia，你们的房子住起来非常惬意舒适，感谢你们两年来对我的照顾和忍耐；

还有那些短暂相识，却也给予我指导和帮助的朋友们，感谢你们的出现，给我的生活增添一抹光彩。

收拾行囊，继续前行，愿我们的未来美好、完满。

王 超

2016 年 10 月