

doi: 10.3969/j.issn.1000-8349.2025.02.02

# 类地行星与大卫星地幔对流的研究进展

唐瑞瑞<sup>1,2</sup>, 李力刚<sup>1,2</sup>

(1. 中国科学院 上海天文台, 上海 200030; 2. 中国科学院大学, 北京 100049)

**摘要:** 地幔对流是类地行星演化的重要内部过程。总结了太阳系类地行星和大卫星地幔对流的最新研究进展, 采用比较行星学的方法, 对类地天体地幔对流的三个主要问题进行了阐述, 分别是: (1) 类地行星内部是否存在地幔对流? (2) 如果存在地幔对流, 其对流模式和特征是怎样的? (3) 类地行星发生地幔对流需要满足的条件。讨论了影响类地行星地幔对流的主要因素: 几何尺度、物性参数、驱动力、流体黏滞性、热边界和运动边界条件、分异作用以及相变等, 还讨论了一些大卫星内部岩石幔与冰幔的对流情况。厘清不同天体地幔对流的成因、机制及影响, 对理解行星内部动力学过程和行星演化具有重要的意义。

**关键词:** 地幔对流; 类地行星; 大卫星; 热演化; 对流模式

**中图分类号:** P185

**文献标识码:** A

## 1 引言

### 1.1 地幔对流理论的提出

地幔对流是指地球内部地幔物质以自然对流的方式向外传输热量和物质的运动, 它也被称为亚固线地幔对流 (subsolidus mantle convection)<sup>[1]</sup>。这一理论最早由 Hopkins 于 1839 年提出<sup>[2]</sup>, 1889 年 Fisher 也对此进行了讨论<sup>[3]</sup>。20 世纪上半叶, Holmes 正式提出了地幔对流假说<sup>[4-6]</sup>, 并以此解释了 Wegener 的大陆漂移假说中驱动力来源的问题。

随着深空探测活动的不断开展, 多年的研究表明, 其他类地天体 (包括类地行星、大卫星、矮行星、小行星等) 的内部可能同样存在类似于地球的地幔对流, 我们将其统称为地幔对流。地幔对流由行星内部的热源驱动, 其能量主要来自于行星形成演化过程中的引力势能释放、放射性同位素 (如  $^{235}\text{U}$ 、 $^{238}\text{U}$ 、 $^{232}\text{Th}$ 、 $^{40}\text{K}$ ) 的衰变<sup>[7]</sup> 以及陨石等小行星的撞击<sup>[8]</sup>。地幔对流与行星的内部结构 (如地幔和地壳厚度、核的大小)、板块运动、重力场、含放射

收稿日期: 2024-06-18; 修回日期: 2024-08-22

资助项目: 上海市 2022 年度“科技创新行动计划”港澳台科技合作项目 (22590760900); 国家自然科学基金重点项目 (12233010)

通讯作者: 李力刚, llg@shao.ac.cn

性同位素物质的分布、表面热流、岩石流变性等因素密切相关,是导致地表观测场异常的主要原因之一,包括大地水准面异常、重力异常、地表地形和岩石圈内部应力场异常等<sup>[9]</sup>。地幔对流是类地行星(以及大卫星等)内部能量向外层空间释放的主要方式,它决定行星的冷却速度和热状态,同时也是行星内部物质迁移的方式,导致行星内部物质的循环。地幔对流不仅驱动了诸如造山过程、断裂带等行星表面地质构造运动,而且控制着行星磁场的形成、消失和演化<sup>[10-12]</sup>,因此它在类地行星的演化过程中具有重要的动力学作用。

## 1.2 地幔对流的理论基础

地幔对流的理论主要建立在地球内部热力学和流体力学的基础上。其主要理论基础包括4个方面<sup>[1, 13-15]</sup>。

(1) 热力学原理。地幔对流由地球内部的热量差异引起。地球内部的热量主要来自地球的内部核心,这种热量通过地幔向外传导,导致地幔内部形成温度梯度。温度梯度引发了地幔物质的迁移,使热量从高温区向低温区传递,形成对流运动。

(2) 流体力学。地幔虽然由相对坚硬和部分熔融的岩石组成,但在地质时间尺度上其可视为流体。流体力学理论描述地幔对流的基本原理,包括流体的运动规律、动量传递、能量传递等。

(3) 岩石学和地球化学。地幔对流还受到岩石学和地球化学的影响。岩石学研究地幔岩石的物理性质和化学成分,而地球化学研究地幔岩石的元素组成和反应特性。这些研究为理解地幔对流提供了重要的物性基础。

(4) 地球内部结构和动力学。地球内部的结构和动力学过程直接影响地幔对流的形态和特征。地球内部的物质分层结构、板块构造运动等因素都会影响地幔对流的发生和演化。

## 1.3 地幔对流的间接证据

目前我们还无法直接观测地幔对流,这主要是由于两个原因:(1) 现有的地质钻探深度还远未达到地幔层;(2) 地幔对流是一个极为缓慢的过程,其时间尺度与板块漂移相当,达到百万年级别,而人类尚未积累足够长时间的观测数据。当前,地幔对流的研究主要集中在证明地幔对流的存在,研究地幔对流的模式和建立对流模型,以及探讨其对地壳、岩石圈、地核的影响等方面。

虽然目前我们仍然无法直接观测地幔对流,但可以通过一些间接的方法来证明。在这些间接的方法中,板块构造理论,特别是大陆漂移学说和海底扩张学说,被认为是证明地幔对流存在的一个十分有力的依据。在软流层中,对流单元在水平方向上会给岩石圈施加一个水平方向的黏滞力,从而拖曳板块运动,并为板块运动提供驱动力<sup>[16-18]</sup>。由于板块运动是地幔对流的主要证据和直接产物,因此可以通过检测板块运动来间接观测地幔对流。

除了板块构造外,地幔柱是地幔对流的另一种形式,它是从核幔边界处升起的柱状热流。Wilson<sup>[19]</sup>于1963年首先提出,夏威夷岛链实际上是板块之下固定热源区在活动板块上留下的痕迹,被称为“热点”<sup>[20, 21]</sup>。后来,他进一步明确指出:热点是从地幔中上升的地幔柱在地表的出露点,以火山作用、高热流和隆起为标志。Morgan<sup>[22]</sup>于1972年正式提出了地幔柱假说,认为固定的热源区起源于下地幔的热柱,这是由于放射性元素衰变加热以及地

球深部物质受热上浮而形成的。Amit 和 Olson<sup>[12]</sup> 研究发现, 下地幔超级地幔柱的形成, 可以导致地磁场的倒转。此外, 其他类地行星, 如金星和火星, 也同样存在或可能存在地幔柱<sup>[23-25]</sup>, 其形成机制与地球类似。

#### 1.4 对流模式及其特点

地幔对流受到上覆岩石层边界条件的强烈影响。根据地幔顶部的运动边界条件, 地幔对流模式主要分为两类(如图 1 所示): 板块构造模式(或活动板块模式)和静止盖层模式。已有观测表明, 在目前存在或可能存在地幔对流的太阳系天体中, 静止盖层模式更为普遍, 而板块构造模式并不常见<sup>[26]</sup>。Stern 等人<sup>[27]</sup>通过分析太阳系内的类地行星和大卫星等天体, 定义了构造活跃指数(tectonic activity index, TAI)。该指数根据近期火山活动、形变和地表更换(从撞击坑密度推断)的证据, 对多个天体进行从 0 到 3 的评分: 9 颗类地天体的  $TAI \geq 2$ , 被判断为构造和对流活跃; 17 颗类地天体的  $TAI < 2$ , 被推断为构造死亡; 地球的 TAI 指数为 3, 是现今太阳系内唯一具有板块构造对流模式的类地行星。



注: a) 板块构造模式, 岩石圈由多个板块拼接而成并且相对较软, 它们能俯冲进入地幔中, 在炽热的岩浆中消亡; b) 静止盖层模式, 岩石圈相对坚硬。

图 1 地幔对流的两种模式<sup>[28]</sup>

##### 1.4.1 静止盖层模式

静止盖层模式的特点是在行星表面有一个巨大、坚硬且基本不发生移动的盖层(多为岩石圈), 对流发生在这个盖层之下, 因而这种模式又被称为单一板块模式, 对应的行星被称为单一板块行星。该模式典型代表为现今的水星、金星和火星<sup>[29]</sup>。在静止盖层模式下, 行星表面的地质构造运动微弱, 地幔对流的强度不高, 但地幔中可以生成多个地幔柱, 维持了行星表面的火山和高原。由于地幔底部热量向外传输的效率低<sup>[30]</sup>, 导致其温度较高, 这将限制行星外核磁流体的对流, 导致行星不能形成内禀磁场或不利于内禀磁场的维持, 这为金星没有内禀磁场的现象提供了一种合理解释。然而, 静止盖层模式的地幔对流也有例外, Driscoll 和 Bercovici<sup>[31]</sup> 研究认为, 如果上地幔的熔融能提供大量热沉, 那么静止盖层模式的行星内部仍有可能形成发电机。

##### 1.4.2 板块构造模式

板块构造模式指在行星表层有多个可活动、易变形的碎裂盖层, 岩石圈由板块拼接而成, 这些板块漂浮在塑性较强的软流层上, 相对于静止盖层较软。由于地幔对流的持续拖曳, 这些板块发生俯冲而进入地幔中, 在炽热的岩浆中融化并消亡。在大洋中脊处, 软流圈

物质的上涌会重新形成新的板块, 这一模式的典型代表是地球<sup>[32-34]</sup>。与静止盖层模式不同, 板块构造模式通常出现在地质活动十分活跃的行星上, 其表面和内部可以发生大量的物质与能量交换。在该种模式下, 地幔对流可以高效地释放地幔和地核的热量<sup>[30]</sup>, 并在行星外核的导电流体层内外保持较大的温度差, 从而有利于行星发电机的形成和运转。

#### 1.4.3 对流模式的影响因素

影响两种不同对流模式的因素有很多<sup>[35]</sup>, 包括行星的质量和体积<sup>[26, 36]</sup>、内部结构<sup>[37]</sup>、物质组成(如物相和放射性同位素丰度)<sup>[38]</sup>、物性参数(如密度、流变性、黏滞系数、初始温度、板块的软硬程度)<sup>[7, 28, 36, 39-41]</sup>甚至液态水的存在等。例如, 如果行星壳中存在液态水(或含水矿物), 那么可以减小板块俯冲时所受的摩擦阻力以降低顶部边界层受到的屈服应力, 从而有利于板块运动的发生<sup>[42-44]</sup>, 进而影响地幔对流的模式。Noack 等人<sup>[45]</sup>研究发现, 行星内核的大小也影响着地幔对流模式, 因为占行星体积比例大的铁核会导致硅酸盐地幔中的压力梯度较大, 所以在地幔的浅部会有较高的熔融温度。此外, 两种对流模式并非是一成不变的, 在行星的演化过程中可能会发生转变。据 Stevenson<sup>[35]</sup>与 Solomatov 和 Moresi<sup>[46]</sup>推测, 在金星的演化进程中, 曾发生过从板块构造模式向静止盖层模式的转变; O'Neill 等人<sup>[37]</sup>认为木卫一和木卫二也正处于从板块构造模式到静止盖层模式的过渡阶段。

本文将采用比较行星学的方法, 在下文的第 2—6 章分别对水星、金星、火星、地球及大卫星(月球、伽利略卫星、土卫六)的地幔对流研究成果进行介绍, 主要围绕以下重要的科学问题:

- (1) 天体内部是否存在地幔对流? 有哪些证据支持其存在或不存在?
- (2) 如果存在地幔对流, 它的对流模式和结构是怎样的?

然后, 在第 7 章讨论类地行星及大卫星发生地幔对流的条件和影响地幔对流的主要因素, 最后在第 8 章进行总结。

## 2 水 星

水星作为离太阳最近的行星, 由于观测困难且探测器难以抵达, 相较于其他类地行星, 我们对水星的了解十分有限。除了早期地面雷达和望远镜的远距离观测外, 迄今为止, 只有水手 10 号(Mariner 10)和信使号(MESSENGER)探测器成功到达水星。两个探测器的近距离观测为我们带来了对于水星的全新认识——虽然大规模的火山活动已经停止, 但内禀磁场和地表挥发活动的存在<sup>[47]</sup>, 都说明现今水星内部依然具有一定的活力, 远非一颗已“死”的行星。

水星早期演化和内部结构形成的过程目前尚不清楚<sup>[48-51]</sup>, 因此对水星地幔对流的研究一般局限于水星经过重力分异、温度开始降低, 以及“壳、幔、核”结构初步形成之后的时段, 主要探讨水星现在是否存在地幔对流、对流的机制和维持时间等问题。

如果现今的水星存在地幔对流, 那么它与水星的独特性必定密切相关。通过水星的自转参数和信使号传回的重力数据, 可计算出它的转动惯量, 由此反演得到内部五层结构: 固态内核、液态外核、FeS 层、地幔和地壳<sup>[52-55]</sup>, 其中内外核的主要物质为 Fe。水星地壳厚度

为  $26 \pm 11$  km, 整个壳-幔厚度约为  $400$  km<sup>[54, 56, 57]</sup>, 地壳的产生率在太阳系类地行星和大卫星中仅次于月球<sup>[58]</sup>。与地球相比, 水星地壳的占比大、相对较厚, 水星地幔却很薄<sup>[52]</sup>: Fe 核的半径比例占 82%, 质量比例占 73.9%, FeS 层厚度约小于  $90$  km<sup>[55]</sup>。此结构可以描述成一个由硅酸盐薄层包裹的巨大铁球。

此外, 相关研究推测, 水星表层也存在类似于月球浮土的结构, 称之为巨风化壳<sup>[59, 60]</sup>。谢景椿等人<sup>[57]</sup>通过模拟研究发现, 该巨风化壳在水星演化早期, 延长了水星内部的部分熔融过程, 从而影响水星的热演化, 这个巨风化壳的绝热作用促进了水星地壳变厚以及水星内部温度的升高。

水星是太阳系中体积和质量最小的类地行星。在形成和演化初期由于其热量散失较快, 地幔温度比其他类地行星的低<sup>[61-65]</sup>; 但随后地壳逐渐变厚, 而较厚的地幔又影响热量的散失, 地幔温度的降低是一个漫长而缓慢的过程<sup>[47]</sup>。

尽管水星地幔非常薄, 不利于地幔对流的发生, 但理论研究和观测结果并未完全排除今天的水星存在地幔对流的可能性。Michel 等人<sup>[61]</sup>的数值模拟研究表明, 即使水星的地幔厚度只有约  $300 \sim 400$  km, 地幔对流仍然可能存在。Tosi 等人<sup>[66, 67]</sup>通过模拟发现, 如果水星地幔中能发生对流, 那么其对流结构可能是小尺度的, 即对流的尺度与地幔厚度相当。观测发现, 水星表面存在广泛的火山活动特征, 它经历了大规模和长时间的火山活动的改造, 发生的时间主要在太阳系形成之初的前 1 Ga 内; 之后金属核逐渐冷却, 大规模的火山喷发活动在约 3.5 Ga 时停止; 随后水星地壳进入全球收缩状态, 阻碍了岩浆上升<sup>[68-70]</sup>。虽然目前还不能确切判断, 地幔对流运动是否随着水星的逐渐冷却而停止, 但水手 10 号探测器在 1974—1975 年间探测到水星具有一个全球性较弱的磁场, 平均表面强度约为  $450$  nT<sup>[47, 71]</sup>。该磁场的起源尚未完全确定, 主要有两种假说<sup>[72]</sup>: (1) 由于水星地核相对较大且富含 Fe, 其磁场可能来自于水星液态外核的行星发电机<sup>[71, 73-75]</sup>; (2) 由于水星磁场数据不完整, 观测到的磁场可能是水星形成之后的剩余磁化强度, 即剩磁<sup>[76, 77]</sup>。这两种可能的起源对水星地幔对流具有不同的意义: (1) 如果水星磁场仅由剩磁产生的, 表明现今其内部的活动性很弱, 极有可能不存在地幔对流; (2) 与地球不同的是, 水星地幔中可能没有大量放射性同位素<sup>[72, 78]</sup>, 因此主要通过放射性同位素衰变为热对流提供热源的可能性小, 若水星磁场的发电机理论得到证实, 那么为了维持水星液核的发电机运转, 需要将水星核释放的热量高效传输出去, 这可为地幔对流的长期存在提供热源和动力, 是水星地幔现今仍存在对流的有力证据。

由于水手 10 号与信使号传回的数据较少, 关于水星是否存在地幔对流以及地幔对流的强度等问题, 研究人员还无法做出确切的判断<sup>[61, 62]</sup>。此外, 水星地核与地幔之间的 FeS 层是否会对水星地幔对流和发电机产生影响, 相关课题正在进一步研究中<sup>[52, 53, 79]</sup>。为进一步全面了解水星, 新一代的水星探测器贝皮科伦布号 (BepiColombo) 已于 2018 年 10 月发射, 预计 2025 年抵达水星, 期待它为水星的研究带来更多的信息。

### 3 金星

金星的质量、体积、密度分别为  $0.815M_{\oplus}$ 、 $0.866V_{\oplus}$  和  $5.2 \text{ g/cm}^3$  ( $M_{\oplus}$  和  $V_{\oplus}$  分别为地球质量和体积), 内部也具有壳、幔、核的圈层结构, 与地球有极大的相似性, 被称为地球的“姊妹星”。

金星地表的年龄非常小且年代分布均匀, 其平均年龄约为  $0.7 \text{ Ga}$ <sup>[35]</sup>。对比金星与其他类地行星表面的陨石坑数量, 一些研究也计算出金星地表年龄约为  $0.5 \text{ Ga}$ <sup>[80-82]</sup>。研究认为, 金星的年轻地表是由于其历史上发生了全球灾变性的地表更换事件<sup>[83-86]</sup>, 这一事件发生在约  $0.3 \sim 0.6 \text{ Ga}$ <sup>[87]</sup>。Phillips 等人<sup>[80]</sup> 用其建立的模型计算出的地表更换速率约为  $1 \text{ km}^2/\text{a}$ , 在此期间金星散失了大量内部热量<sup>[88]</sup>。魏代云等人<sup>[89, 90]</sup> 依据麦哲伦号 (Magellan) 探测器的重力和地形资料, 利用金星地幔对流模型反演得到了金星地壳厚度; 结果显示, 金星重力场和地形受到金星地幔动力学过程的强烈影响, 金星内部存在地幔对流。基于以上事实, 经过研究和观测数据验证, 金星内部的地幔对流主要表现为地幔柱形式; 金星内部约有 10 个地幔柱, 这些热柱的深度范围基本达到  $10^6 \text{ m}$  的量级<sup>[23]</sup>。金星地表的 65% 是火山平原, 主要由玄武岩组成<sup>[91]</sup>, 岩浆活动和年轻的火山作用非常活跃<sup>[92]</sup>, 说明地幔对流活动具有相当强度。此外, 根据相关信息, 金星表面存在的火山冕结构是由地幔物质的上涌和地幔底辟作用所造成<sup>[93, 94]</sup>, 进一步证实了金星地幔的活动。

与地球不同, 金星岩石圈表面的各种特征表明, 当前金星没有大规模的板块构造运动<sup>[95, 96]</sup>, 其主要原因为<sup>[97]</sup>: 地表温度过高<sup>[98, 99]</sup>, 金星内部没有软流层<sup>[86, 100-102]</sup> 以及缺乏液态水<sup>[103-105]</sup>。但 Solomatov 和 Moresi<sup>[46]</sup> 研究发现, 在金星演化初期, 板块构造模式是主要的对流模式; 随后在约  $0.5 \text{ Ga}$  时, 金星表面的板块运动停止了, 其岩石圈在热传导机制下逐渐变厚; 现今厚度可能已约达  $200 \sim 400 \text{ km}$ <sup>[106]</sup>。麦哲伦号和金星快车探测器 (Venus Express) 的发现表明, 当前金星是单一板块行星, 不存在全球性的板块运动, 其地幔对流模式为静止盖层模式<sup>[27, 28, 35, 46, 87, 107-110]</sup>。金星岩石圈的这种单一板块结构引发了两种关于金星地幔对流的观点<sup>[35]</sup>: (1) 在  $0.5 \sim 0.7 \text{ Ga}$  时, 某种灾变性事件导致了金星的全球地表发生更换, 随后地幔对流演化为目前的静止盖层模式<sup>[88, 110]</sup>; (2) 金星的地幔对流经历了从活动板块模式向静止盖层模式的转变 (见图 2), 即地幔对流能够在板块构造与静止盖层两种模式间来回转变<sup>[37, 111]</sup>。导致此模式转变的原因可能是由于地幔对流的速度降低, 或者金星表面失去了液态水, 以致于作用于板块上的应力不能使板块破裂<sup>[85-87]</sup>。Solomatov 和 Moresi<sup>[46]</sup> 也持有相似观点, 认为金星板块运动停止的原因可能源自岩石圈的脆性流变 (brittle rheology): 随着金星的演化, 板块的屈服应力增大, 最大应力减小, 当两者相当时板块运动就会终止。Strom 等人<sup>[112]</sup> 认为, 金星经历了一次或多次的地表更换事件, 这一观点已经得到广泛的认可<sup>[1, 82, 87]</sup>。

尽管地球在许多方面与金星相似, 但其地幔对流为板块构造模式, 这与金星及其他类地行星有明显区别, 显示出其独特性。对金星地幔对流的研究, 将启发我们对地球特殊的关注——地球的地幔对流是否会像金星一样发生模式转变? 这个问题已经引起了学者的注

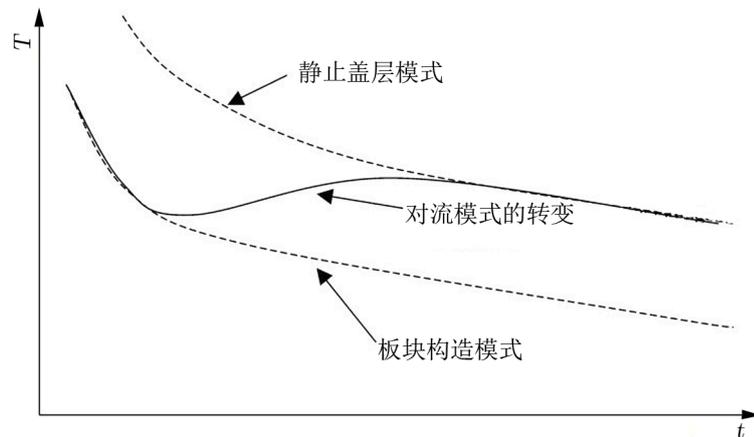


图 2 金星地幔对流模式在板块构造模式与静止盖层模式之间的转变<sup>[35]</sup>

意<sup>[105, 113]</sup>（在后文第 5 章会讨论），因为地球地幔对流模式的转变，不仅是地球演化的重大事件，而且还将极大地影响人类的生存。

## 4 火 星

火星明显小于地球，其半径约为地球的一半，这在很大程度上影响了它的演化过程<sup>[114]</sup>。

目前，火星被认为是一颗单一板块的行星，然而，水手 9 号（Mariner 9）于 1971 年的观测发现，其地形呈现出全球性的南北二分现象<sup>[115, 116]</sup>，即南北半球具有明显的差异。该差异主要表现在三个方面<sup>[117]</sup>：(1) 南半球的海拔普遍高于海拔面，而北半球的海拔则普遍低于海拔面。(2) 在火星表面，南半球的撞击坑较为密集，而北半球的则较为稀疏；然而，北半球大部分平原是后期形成的岩浆平原，这很可能掩盖了大型的撞击坑。(3) 火星南北半球的地壳厚度由南自北逐渐变薄，见图 3，这是 Neumann 等人<sup>[118]</sup>根据火星环球勘测者号（Mars Global Surveyor, MGS）的观测数据建立的火星地壳厚度模型。从图中可以看出，火星地壳从南向北厚度逐渐变薄，南部高原地区的地壳平均厚度约为 58 km，而北部平原地区的平均厚度约为 32 km，两者差异明显。

火星地形南北二分性的成因有两大主流假说：撞击说（外因过程）<sup>[119-121]</sup>和大规模火星地幔对流说（内因过程）<sup>[25]</sup>。在火星地幔对流假说中，一些研究<sup>[122, 123]</sup>认为，如果早期火星地幔具有较薄的软流层，那么由球谐函数的 1 阶地幔对流（degree-1 mantle convection）就可能导致火星的南北二分结构，因为上升流和下降流分别位于南北半球。然而，由于缺乏综合的地球物理观测数据，以及尚不清楚火星演化历史（如碰撞事件等），火星南北二分性的成因仍然需要更多观测数据来确认。

根据长期的观测，我们可以大致重建火星的热演化史<sup>[124]</sup>：在诺亚纪（Noachian，

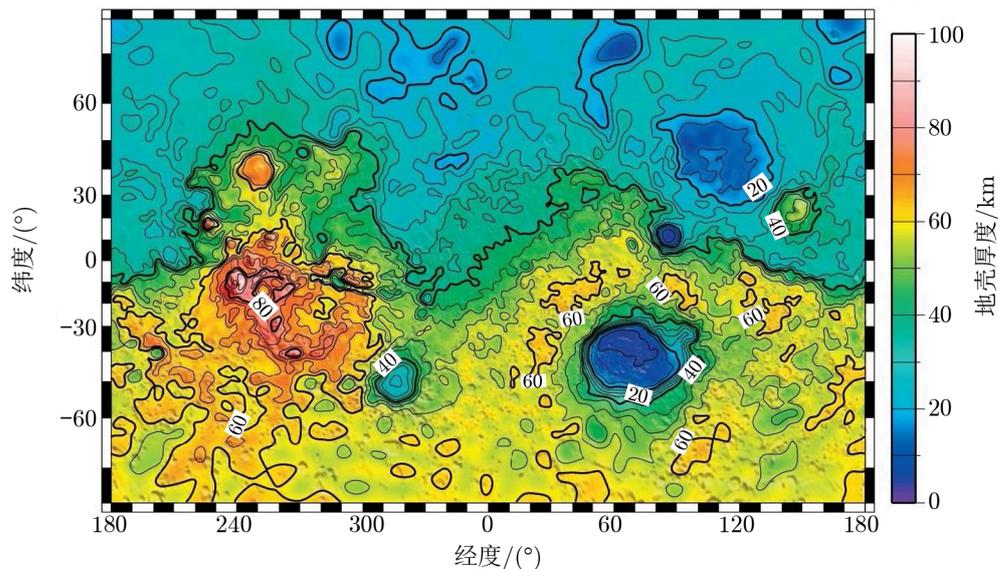


图 3 火星壳厚度<sup>[118]</sup>

4.1 ~ 3.7 Ga 前) 的后半期, 火星可能经历了板块构造运动; 而进入到赫斯珀里亚纪 (Hesperian, 3.7 ~ 3.1 Ga 前), 火星地幔的热活动非常活跃; 在此活跃期之后, 火星地幔平均温度下降, 黏滞系数增加, 地幔对流减缓或停止, 导致热释放效率降低, 板块运动停止, 形成了全球性的岩石圈统一盖层。

对于目前火星是否存在地幔对流, 存在不同看法。一些学者认为, 由于火星本身体积较小且热流散失速度较快, 因此可能不存在大规模的地幔对流运动, 因此今天的火星更像是一颗“死亡”的行星。例如, 尽管根据火星表面地磁图发现了火星壳的疑似分块, 但并没有观测到火星上存在板块构造活动<sup>[117]</sup>。火星在历史上曾有十分活跃的大规模岩浆活动, 如太阳系内最大的火山奥林匹斯山以及北半球的岩浆平原<sup>[125]</sup>, 但这难以证明现今的火星存在地幔对流。此外, 通过地球化学研究<sup>[117]</sup>发现, 火星形成后并没有发生大规模的地幔对流和壳物质的再循环; 即使发生过, 也只持续了非常短的时间。张健和石耀霖<sup>[126]</sup>根据建立的参量化模型认为, 火星早期存在地幔对流, 但可能在 1.6 Ga 前就停止了。

然而, 多数学者对火星地幔对流持续到现今持肯定的观点。Hauber 等人<sup>[127]</sup>通过探测器提供的新数据, 例如撞击坑大小-频率分布, 分析认为火星不仅在历史上存在活跃的火山活动, 而且现在火星内部仍有足够的热量, 可以产生广布的原野式火山活动 (wide-spread plain-style)。Kiefer<sup>[128]</sup>通过一系列火星地幔对流和岩浆形成的数值模拟, 给出了若干地幔对流的瑞利数, 最小值约  $2 \times 10^6$ , 认为现在的火星存在较活跃的地幔对流。Phillips 等人<sup>[129]</sup>通过观测数据发现, 火星北极的岩石圈平衡弹性厚度比先前的估计要大很多, 达到 300 km, 岩石圈沉积物的年龄小于 5 Ma; Kiefer 和 Li<sup>[38]</sup>根据所建立的对流模型对这一现象进行了解释, 指出导致岩石圈厚度横向变化的原因是地幔对流, 其对流模式为静止盖

层。一些其他学者<sup>[30, 34, 35, 130-132]</sup>也认为火星目前存在地幔对流, 对流模式为静止盖层模式, 并且经历过类似于金星从活动板块模式向静止盖层模式的转变过程。Solomon 等人<sup>[133]</sup>认为, 这种地幔对流模式的转变可能是导致火星失去全球性内禀磁场的原因之一。Plesa 等人<sup>[134]</sup>根据洞察号火星探测器 (Insight) 得到所在区域热流值数据, 经建模和修正得出, 现今火星的平均表面热流值在  $0.0232 \sim 0.0272 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  之间 (地球表面平均热流值约为  $0.087 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ <sup>[135, 136]</sup>), 反映出板块构造模式比静止盖层模式散热快。

火星目前既没有板块运动, 也没有活跃的火山活动<sup>[137]</sup>。从火星全球观测者轨道器获得的数据显示, 火星现今没有全球性的内禀磁场, 其内禀磁场在约 4 Ga 前就基本消失了, 观测到的火星磁场主要是岩石圈剩磁和磁层磁场<sup>[117, 132, 138-140]</sup>。这些证据间接表明, 即使现在火星内部存在地幔对流, 其强度也不高。

## 5 地球

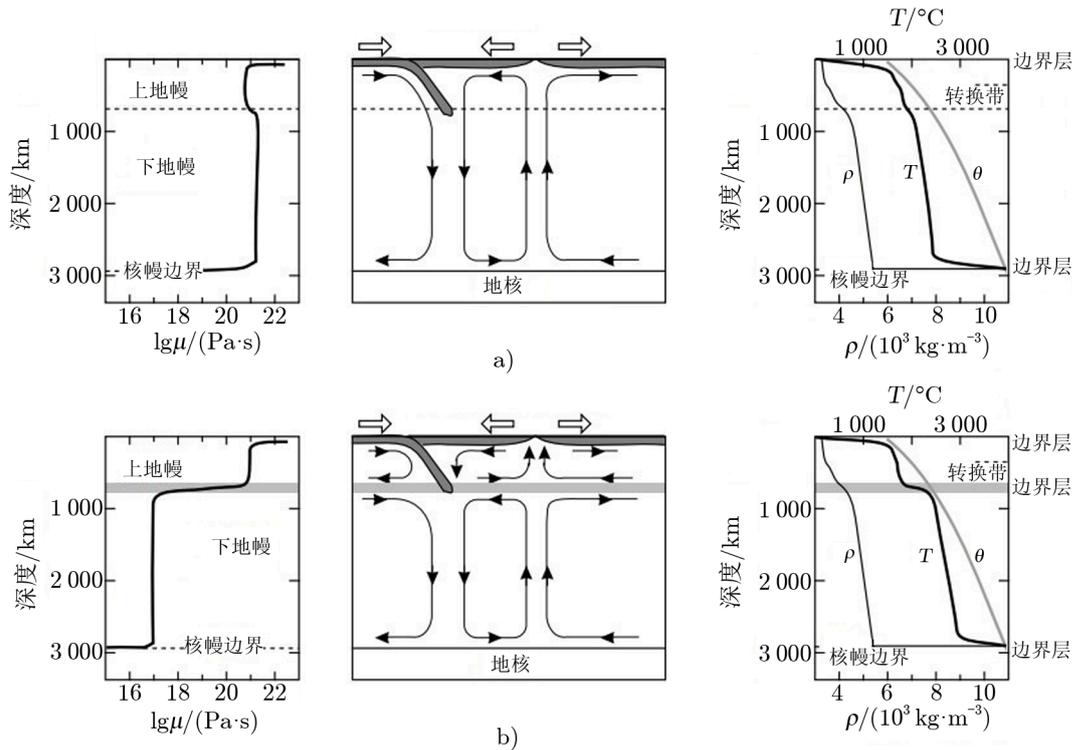
在所有类地行星中, 地球是被研究得最为详细的对象, 对其地幔对流的认识也是最深入的。对观测结果进行研究后发现, 地球是太阳系中唯一具有全球性板块构造运动的类地行星<sup>[27, 105]</sup>。Ernst<sup>[141]</sup>指出, 这种板块构造模式的地幔对流早在约 4.4 Ga 前的冥古宙时期就已经开始, 占据地球演化过程的大部分时间并持续至今。Nakagawa 和 Tackley<sup>[113]</sup>通过模拟研究了构造模式对模拟的地幔对流热化学演化的影响, 认为在地球演化的早期就已形成了板块构造的对流模式, 这种对流模式与地球的地幔结构和地核演化更加匹配。板块运动作为一种高效的散热方式, 是增强地幔对流的重要因素。地球位于恒星的宜居带, 适宜的温度使地表持有大量的液态水, 地壳中的碳元素参与碳循环——这些都是板块构造形成并持续至今的有利因素<sup>[33, 37, 108, 142-144]</sup>。此外, Stern<sup>[105]</sup>研究认为, 在某段历史时期内, 地球发生了静止盖层模式和板块构造模式的多次转变, 这种转变与金星对流模式的转变十分类似。

20 世纪上半叶, 地幔对流假说被提出并作为板块运动的驱动机制。然而在地幔对流与板块运动的关系上存在因果关系的争论: 是板块驱动了地幔对流 (主动板块说)<sup>[145, 146]</sup>还是地幔对流驱动并维持了板块运动 (被动板块说)<sup>[15, 22, 147]</sup>, 亦或二者之间是否相互耦合、相互影响<sup>[148-151]</sup>。目前存在着不同的观点和较大的分歧。主动板块说和被动板块说都有局限性: 主动板块说虽然能较好地解释在俯冲带处板块的成因, 却无法解释非俯冲带处板块的成因, 而被动板块说也由于对流胞的纵横比矛盾而遇到了很大困难<sup>[9, 152]</sup>。所谓的纵横比矛盾是指, 由于相邻对流胞流动方向相反, 这对浮于其上的岩石圈板块的拖动力方向也相反, 而造成拖动力互相抵消<sup>[153-155]</sup>。因此, 不能简单认为是板块运动驱动了地幔对流或地幔对流驱动并维持了板块运动, 即使导致板块开始运动的是地幔对流, 当板块一旦运动后, 也必然反过来约束和影响地幔对流, 即二者不仅有自己的运动特性, 而且会相互作用和影响。时至今日, 板块构造的动力学机制问题依然充满争议<sup>[156]</sup>。

地球磁场是地幔对流存在的有力佐证。地球地幔对流的强度大, 较快的散热更利于地磁场的形成。相关研究认为, 地磁场的倒转和长期变化与地幔热流分布存在着密切关系: 地幔

对流会改变核幔边界的热流, 从而影响液核的磁流体运动, 进而改变磁场<sup>[10, 157]</sup>。

根据地震波速、密度等信息的研究发现, 在地下 410 ~ 660 km 处存在地幔过渡带, 该过渡带可作为上地幔与下地幔之间的分界面<sup>[158]</sup>。关于对流是否能穿透地幔过渡带, 存在两种模型: 一种是全地幔对流, 即对流发生在整个地幔, 物质可以穿过 660 km 的界面, 410 km 和 660 km 深度的相变对温度梯度和地幔对流的影响较小; 另一种是分层地幔对流, 即对流分别位于上地幔和下地幔, 在它们之间的 660 km 界面存在热量交换, 不存在物质交换, 导致对流的径向速度在这里为零<sup>[9, 159]</sup> (见图 4)。



a) 全地幔对流; b) 分层地幔对流。左列为黏度  $\mu$  随深度的分布; 中列为地幔对流格局示意图; 右列为密度  $\rho$ 、温度  $T$ 、固相线温度  $\theta$  随深度的分布。

图 4 地球的全地幔对流和分层地幔对流<sup>[160]</sup>

地球的地幔对流格局究竟是全地幔对流、分层地幔对流, 或兼而有之的混合对流格局 (即某些区域的地幔发生分层对流, 其他区域发生全地幔对流) 一直是争议话题<sup>[161]</sup>。地球化学观测倾向于分层地幔对流<sup>[162]</sup>, 而地球物理和地球动力学观测结果较支持全地幔对流<sup>[163]</sup>。此外, 也有一些兼顾二者的混合模型被提出, 例如团块模型<sup>[164, 165]</sup>、拉瓦灯模型<sup>[166, 167]</sup>等。团块模型认为下地幔中存在一些未亏损的大黏性、高密度团块, 它们在全地幔对流中不上浮, 与亏损地幔不发生化学混合, 但地幔热柱会将其带至地表<sup>[161]</sup>。该项研究利用地震学观测与分析, 认为其研究成果支持地幔混合对流格局, 某些区域上下地幔的对流被阻断, 导致

区域性的分层对流,并随着时间的推移,分层对流与全地幔对流可以相互转变<sup>[168]</sup>。拉瓦灯模型特点是允许俯冲板块穿透 660 km 的过渡带,以满足地球物理学的观测和计算结果,同时保留地幔存在两个化学成分不同的源区(亏损和未亏损地幔)以解释地球化学的特点,因此将分层对流边界从 660 km 深度下降到 1000 km 以下,在核幔边界之间的动态范围内<sup>[161]</sup>。目前建立的模型都有局限性,无法解释观测到的所有数据,每个模型只能解释部分地质学和地球物理现象,并且只能拟合部分观测数据<sup>[9]</sup>。

地幔柱是地幔对流的次级形式,热点则是地幔柱在地表上的喷发点。Courtillot 等人<sup>[169]</sup>将地球上的热点根据其发源地分为三类:主要热点、第二类热点和第三类热点,分别发源于核幔边界、上下地幔边界和上地幔。不同发源地的热点,可能反映了全地幔对流和分层地幔对流兼而有之的对流格局。

## 6 大卫星

在太阳系中,一些较大的卫星和矮行星具有与类地行星相似的内部结构,可能也存在地幔对流。对于小质量和小体积的卫星,在形成过程中,内部热量会很快地散失掉,因此很难形成圈层结构并产生地幔对流。

### 6.1 月球

以质量或体积排序,月球均是太阳系的第五大卫星,其内部具有圈层结构<sup>[170]</sup>,形成于 4.1 Ga 之前<sup>[171]</sup>。在约 3.0 Ga 之前的历史时期,月球可能存在月幔对流<sup>[126, 172]</sup>,以静止盖层模式进行。Stegman 等人<sup>[173]</sup>通过模拟研究认为,月幔对流驱动了早期的月球液核发电机。支羽萧和石耀霖<sup>[174]</sup>模拟了与纬度相关的月表温度对月球早期月幔对流的影响,发现这种影响导致了月球两极的岩石圈比赤道更厚。在月球热演化的过程中,由于月球体积相对较小,以及早期活跃的火山活动<sup>[175, 176]</sup>,月球内部热量散失较快。目前的研究表明,月球是一颗已“死亡”的类地天体——1.5 Ga 前其表面的火山作用就已经停止<sup>[1]</sup>。地球化学研究表明,月幔中的放射性同位素是亏损的,产热元素主要分布在近地表层。陶莎等人<sup>[177]</sup>通过建立的参量化模型模拟了月球热演化史,发现随着岩石圈的逐渐增厚,传热方式将从热对流向热传导方式过渡。因此,综合多方面的研究和观测结果可知,今天的月球内部已不存在月幔对流。

### 6.2 木卫一

木卫一是木星的 4 颗伽利略卫星之一,密度和半径与月球相近,内部分化成了金属核以及以硅酸盐为主要成分的地幔,其表面显著特征是大量且活跃的火山活动。这些极高温度的火山活动表明,木卫一的内部存在部分熔融的软流层<sup>[178]</sup>。由于木卫一靠近木星,其内部的热量主要由木星的引力潮产生,导致表面热流值达到  $2.4 \sim 4.8 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ <sup>[179]</sup>,这一热流值比放射性同位素衰变产生的热量大几个数量级,足以使内部处于熔融状态,使木卫一成为太阳系内火山活动最为剧烈的天体之一。木卫一上活跃的火山活动表明其正经历着类似于金星的地表更换事件<sup>[180]</sup>。该地表更换所需的大部分热量可由对流输送:对于硅酸盐岩浆,对流输送 50% 的地表更换热量,速率为 3 mm/a;对于硫酸盐岩浆速率则为 35 mm/a<sup>[181]</sup>。表面活跃的地质活动表明,在其硅酸盐地幔内,正经历着十分活跃的地幔对流,其驱动力来自

潮汐耗散<sup>[182]</sup>, 而对流模式为静止盖层模式<sup>[27]</sup>。此外, 由于木卫一内部可能存在软流圈, 在其内部形成小尺度分层对流, 而在其表面表现为密集的短波长热流分布<sup>[183]</sup>。

### 6.3 冰卫星

其他 3 颗伽利略卫星 (木卫二、木卫三、木卫四) 与木卫一外表明显不同, 它们属于冰卫星。这些卫星的表面被冰层覆盖, 冰层主要由水冰 (相为  $I_h$ ) 组成, 在这些冰层内部可能发生类似地幔对流的冰层对流。Barr 和 Pappalardo<sup>[184]</sup> 研究了冰晶粒大小对对流的影响, 并发现如果冰晶粒尺寸过大, 则不利于对流的发生。木卫三和木卫四的表面冰盖温度约为 100 K, 远低于地球表面温度, 使得其表面异常坚硬, 因此静止盖层模式被认为是冰层对流的主要模式, 而这些冰卫星不会经历板块构造活动<sup>[27]</sup>。当冰层变得足够厚以产生对流时, 对流可将内部热量传输至外部, 导致卫星迅速冷却, 进而使冰层变得更厚。

根据目前的探测结果推测, 在木卫二、木卫三和木卫四的冰层下很可能存在液态海洋<sup>[185-187]</sup>, 这些海洋形成于冰层底部: 冰层随着深度的增加, 温度逐渐上升并达到熔点, 融化后形成液态海洋。在这些冰卫星中, 海洋下面甚至还存在一层或多层不同结晶状态的水冰层, 例如冰 VI 和冰 VII, 冰层内可能含有硅酸盐物质; 在这些较暖的高压冰层之下则是岩石地幔和金属核。土卫六是太阳系第二大卫星, 与这 3 颗木星伽利略卫星类似, 也是一颗冰卫星, 其内部结构依次为冰  $I_h$  层、液态海洋、高压冰层、水和硅酸盐地核, 其地核结构可能是液态金属内核和硅酸盐外核<sup>[188, 189]</sup>。

由于冰卫星在结构和组成上的相似性, 它们的内部过程也近似, 本文以土卫六为例说明其内部的对流过程。土卫六内部可能的热源主要包括核内放射性物质的衰变、潮汐生热、不同壳层的冷却以及液态海洋层的凝固放热<sup>[188]</sup>。根据卡西尼-惠更斯号探测器 (Cassini-Huygens) 得到的观测数据, 土卫六最外层的冰  $I_h$  层极为坚硬, 厚度超过 40 km<sup>[190]</sup>。尽管冰层相对较薄, 但 Mitri 和 Showman<sup>[191]</sup> 的数值模拟研究指出, 冰  $I_h$  层可能以静止盖层的模式发生热对流。在他们的冰卫星模型中, 冰层底部有一个液态海洋。根据该文中瑞利数的定义可知, 它与  $D^3/\eta_b$  成正比 ( $D$  是冰层厚度,  $\eta_b$  是冰层底部的黏滞系数); 液态海洋中若有氨物质, 它可以起到抗冻剂的作用, 能够显著降低冰的融化温度, 即对  $\eta_b$  的变化产生影响。因此对于底部是含氨海洋的冰层, 若冰层中能发生对流, 则其冰层的厚度应在两种临界冰层的厚度之间。两种临界冰层是指底部为低黏度、温暖的薄冰层和底部为高黏度、寒冷的厚冰层。只有这种中等厚度冰层的瑞利数才可能超过临界瑞利数  $Ra_c$ 。实验结果显示, 在薄冰层和厚冰层中只能发生热传导, 而在中等厚度的冰层中才能发生热对流, 具体的冰层厚度则取决于液态海洋的氨浓度。在土卫六形成后的 2.0 ~ 2.5 Ga 期间, 冰  $I_h$  层厚度有小幅度的减小, 原因是在约同一时期, 其硅酸盐核内发生了对流并加热了冰层<sup>[188, 189]</sup>。

由于观测资料有限, 目前对冰卫星内部“冰-液-冰-岩 (金属)”结构的对流研究较少, 其液态层在上下冰层之间的耦合作用尚不清楚。然而, 随着对木卫二、土卫二冰下海洋可能存在生命的关注度的不断增加<sup>[192, 193]</sup>, 相关课题也将逐渐成为研究热点。

## 7 类地行星地幔对流的条件和影响因素

### 7.1 发生对流的条件

热量从类地行星及大卫星的内部向表面传输的机制主要分为热传导、热辐射和热对流三类。以地球为例，由于组成岩石圈的物质相对坚硬，因此在岩石圈内热量主要通过热传导进行交换；而在地幔内温度较高且物质相对较软，在地幔内热量可通过热对流的方式进行高效地交换。如果行星及大卫星的核（或部分核）为液态金属，对流也是热交换的主要形式，对流速度比地幔对流高几个数量级（例如地球），不过这不是本文讨论的重点。热对流的物理本质是由于介质热膨胀引起的密度差异从而导致介质流动，与热传导不同的是，这种热量传递方式会使得物质发生迁移。在一个底部加热的平板流体中，如果下层的温度比上层高，那么流体将会变得不稳定，下层物质由于密度较小将会向上运动，而上层物质由于密度较大将会向下运动，这便是经典的瑞利-贝纳德对流（Rayleigh-Bénard convection）。它是一种自然对流，即由流体自身温度场的不均匀所引起的流动。对流运动受到流体动力学定律（质量、动量和能量守恒）的约束。学者们便是从瑞利-贝纳德对流这样的简单模型开始，逐渐发展起地幔对流理论的。

地幔对流研究参考了经典的瑞利-贝纳德对流，它将地幔对流当作不可压缩流体的一个准静态过程，并认为其普朗克数  $Pr (= \eta/\kappa)$  近似为无穷大，在布辛涅斯克近似下（即仅在计算浮力时，密度随温度变化，其余情况密度为常数），研究地幔对流所依据的质量、动量和能量守恒方程分别为<sup>[1, 194-196]</sup>：

$$\nabla \cdot \mathbf{u} = 0 \quad , \quad (1)$$

$$-\nabla p + \nabla \cdot [\eta (\nabla \mathbf{u} + \nabla^T \mathbf{u})] + \rho g \mathbf{e}_r = 0 \quad , \quad (2)$$

$$\rho C_p \left( \frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla T \right) = k \nabla^2 T + \rho H \quad , \quad (3)$$

其中， $\mathbf{u}$  是速度矢量， $p$  是压强， $\eta$  是黏滞系数， $\rho$  是密度， $g$  是重力加速度， $\mathbf{e}_r$  是半径方向的单位矢量， $C_p$  是定压比热容， $T$  是温度， $k$  是导热系数， $H$  是内部产热率。由于密度受到温度的影响，其公式为：

$$\rho = \rho_0 [1 - \alpha (T - T_0)] \quad , \quad (4)$$

其中， $\alpha$  是热膨胀系数， $\rho_0$  是参考密度， $T_0$  是地幔上边界温度。热扩散系数  $\kappa$  与导热系数  $k$  的关系为  $\kappa = k / (\rho C_p)$ 。引入各个物理量的归一化公式：

$$\left\{ \begin{array}{lll} \rho = \rho_0 \rho' & \alpha = \alpha_0 \alpha' & \kappa = \kappa_0 \kappa' \\ C_p = C_{p0} C'_p & g = g_0 g' & x_i = D x'_i \\ T = \Delta T (T' + T'_0) & \mathbf{u} = \frac{\kappa_0}{D} \mathbf{u}' & t = \frac{D^2}{\kappa_0} t' \\ H = \frac{\kappa_0 C_{p0} \Delta T}{D^2} H' & p = \frac{\eta_0 \kappa_0}{D^2} p' & \eta = \eta_0 \eta' \end{array} \right. \quad , \quad (5)$$

其中,  $\alpha_0$  是参考热膨胀系数,  $\kappa_0$  是参考热扩散系数,  $C_{p0}$  是参考比热容,  $g_0$  是参考重力加速度,  $D$  是行星地幔厚度,  $\Delta T$  是行星地幔底部到顶部的温度差 (地幔底部的温度通常为核幔边界的温度),  $\eta_0$  是参考黏度, 所有带撇号的符号均为无量纲物理量。将上述归一化公式代入式 (1)–(3), 整理后删去撇号可得到无量纲化的方程:

$$\nabla \cdot \mathbf{u} = 0, \quad (6)$$

$$-\nabla p + \nabla \cdot [\eta (\nabla \mathbf{u} + \nabla^T \mathbf{u})] + Ra \cdot T \cdot \mathbf{e}_r = 0, \quad (7)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla T = \nabla^2 T + H, \quad (8)$$

其中,  $Ra$  是瑞利数, 表达式为:

$$Ra = \frac{\rho_0 g_0 \alpha_0 \cdot \Delta T \cdot D^3}{\eta_0 \kappa_0}. \quad (9)$$

式 (9) 是按照上下平板之间温度差  $\Delta T$  所定义的瑞利数。黏滞系数  $\eta$  是一个重要的物理参数, 会受到温度、压强、蠕变机制等多种因素影响。根据热对流理论, 发生对流的条件是向上的浮力必须大于其受到的阻力, 这个阻力即为黏滞力。从定量上分析, 热对流发生的基本条件是流体中的瑞利数必须大于一个临界值  $Ra_c$ ,  $Ra$  增大则对流强度增大, 物质交换也增强。瑞利数仅出现在动量方程的体力项中, 其大小反映了热不稳定性的程度和对流的强弱<sup>[159, 197]</sup>。上文所举例的公式是未涉及相变时的情况, 在考虑相变因素时公式将较为复杂。Gurnis 和 Davies<sup>[198]</sup> 曾指出, 随着瑞利数的增大, 代表对流传热与传导传热之比的贝克莱数  $Pe (= Re \cdot Pr)$  也随之增大 ( $Re$  是雷诺数)。数值计算还表明, 瑞利数越大, 地幔柱就越窄, 其上升速度也越快<sup>[199]</sup>。地球地幔的瑞利数很大, 例如在 Jarvis 和 Peltier<sup>[200]</sup> 的模型中, 上地幔的瑞利数为  $10^6$ , 全地幔为  $10^7$ 。当流体的瑞利数非常大时, 线性理论将不再适用, 因为能量方程中的非线性项将占据主导地位。为了解决这个问题, 可以使用边界层理论以及数值模拟方法来分析对流系统的行为<sup>[195, 201]</sup>。

从对流格局的角度看, 地球等类地行星的地幔对流与经典的瑞利-贝纳德对流明显不同。瑞利-贝纳德对流描述的是两个平板之间的对流, 而地幔则由球面围成, 这对于研究全地幔大尺度对流问题非常重要<sup>[195, 202]</sup>, 因为实际的球壳几何形状将限制对流胞和地幔柱的个数及其几何分布。

## 7.2 影响对流的因素

类地行星和大卫星内部的地幔对流情况各不相同, 这是因为地幔对流受到多种因素的影响, 例如地幔的几何尺度、物质组成以及物性参数 (如黏滞性、密度、热扩散系数、热膨胀系数等)、对流的驱动源、运动边界条件 (如自由边界条件或刚性边界条件) 以及热边界条件 (热流、温度) 等。下面分别对这些因素进行简要阐述。

(1) 几何尺度。地幔流体的瑞利数决定了地幔能否发生对流以及对流的强度。通常情况下, 行星地幔的体积较大, 因此其厚度也较大, 根据瑞利数的表达式 (见式 (9)) 可知, 它比小体积的行星 (地幔厚度小) 更容易发生对流。另一方面, 小质量类地天体表面积与体积的比率较大, 热量散失较快, 在内部热量已经大量散失的情况下, 往往被认为难以存在地幔

对流。由于小质量天体的应力水平较低，更容易形成较厚的行星壳，因此限制了对流的形成<sup>[35]</sup>。大多数小质量类地天体向外散失热量的方式主要是热传导或者熔体迁移。

(2) 物性参数。地幔的岩石物性，如密度、热膨胀系数、热扩散系数、黏滞系数等因素，影响着地幔对流的格局和强度。这些影响主要体现在无量纲参数瑞利数中，它们与地幔的温差一起决定了地幔对流的发生和强度。这些参数的影响不仅体现在地幔对流的整体格局上，而且在次一级的动力学过程中也起着非常重要的作用。例如在地球内部，地幔的热膨胀系数不仅决定了浮力的大小，而且决定了在 660 km 过渡带处上、下地幔的密度差，是俯冲板块能否穿透 660 km 过渡带的关键因素，从而影响着地幔对流的物质循环。对于大卫星最外层的厚冰壳（或混有岩石、金属）来说，虽然也可以发生冰层线对流，但其物性参数明显与硅酸盐地幔不同，其较低的密度和较大的热膨胀系数使这些卫星中的冰层对流相当活跃。这种冰对流可加速天体的热量散失，导致冰壳层增厚，进而影响了冰壳层之下的海洋的存在<sup>[203, 204]</sup>。

(3) 驱动源。类地行星及卫星早期地幔对流的主要方式是组分对流，它伴随着地幔物质的分异过程，主要受轻物质上升和重物质下沉的驱动。在圈层结构形成之后，热对流开始占据主导地位；此时，热物质上升和冷物质下沉是地幔对流的主要驱动力。地幔热对流的能量主要来源于含放射性同位素物质的衰变生热，而加热地幔的方式可以是底部加热（核幔边界）、内部加热或者二者兼有的混合加热方式，甚至还包括外部加热，如小行星撞击<sup>[8, 205]</sup>和主星的潮汐力。地球地幔的加热方式为混合加热，从地核传向地幔的热量仅占地幔内总热量的 10% ~ 20%<sup>[1]</sup>。地幔的不同加热方式与行星的热演化历史以及含放射性同位素物质分布有关，它们所形成的地幔对流格局有着明显的不同<sup>[7]</sup>。研究表明，当地幔内外边界温度差相同时，与单纯底部加热方式相比，混合加热方式可使地幔对流变得更加紊乱，更容易出现湍流现象<sup>[206]</sup>；如果增大内部加热的比例，会造成地幔对流中的下降流更加局域化，而上升流的分布变得更加分散<sup>[7, 35]</sup>。另外，行星内部含放射性同位素物质是随着时间消耗的，这也将影响地幔对流随时间的演化过程。

(4) 黏滞性。地幔的黏滞性是地幔对流一个十分重要的物性参数，它影响着地幔的温度分布以及对流的模式。由式 (9) 可知，黏滞系数位于分母，这意味着在其他条件相同的情况下，其值越大，瑞利数则越小，不利于对流的发生。地幔的黏滞性受到温度和压强等因素的影响<sup>[207, 208]</sup>，变化的黏度会影响地幔对流<sup>[209]</sup>。例如，Travnikov 等人<sup>[210]</sup>通过实验和数值模拟发现，随温度变化的黏度可显著影响临界瑞利数的变化，进而影响地幔对流的发生，这代表了地幔对流方程组中，运动与温度之间的另一种联系。研究发现，随温度变化的黏滞性会影响地幔对流模式，使对流模式更倾向于静止盖层模式<sup>[7, 211]</sup>，这是因为最冷的上边界层黏度最大，容易形成一个坚硬的盖层。如果地幔是等黏度的，温度变化将局限在上下边界附近，其内部的温度变化很小；如果采用黏度随温度变化的模型，温度变化将只局限在靠近上边界层的范围内，其下地幔的温度基本保持不变，且地幔的平均温度高于等黏度的情况。在流变性为伪塑性（pseudo-plastic）假设下，不同的屈服应力也将影响地幔对流的模式。当屈服应力较大时，对流模式为静止盖层模式，随着屈服应力的减小，对流模式将向活动板块模式（板块构造）转变，上边界层会发生幕式翻转。这个机制已被用来解释金星地表的年龄

为何如此年轻。同时还可以发现, 当黏度随温度增加而减小时, 不仅对流的强度会增加, 而且在底部边界处将会出现地幔柱<sup>[212]</sup>。

(5) 边界条件。地幔对流的边界条件主要包括两个方面: 运动边界条件和热边界条件。地球是太阳系中唯一具有板块运动的类地行星, 而其他类地行星上均未发现这种构造运动, 它们的地幔对流模式为静止盖层模式, 这种近于刚性的边界可以在一定程度上减小内部热量的散失, 维持内部温度。因此, 即使像水星这样小质量、具有稳定外壳的类地行星, 其内部也可能存在较弱的地幔对流。而在运动(自由)边界条件下, 热量散失的速度会大大增加, 从而增强内部的地幔对流(在内部能源供给充足的情况下)<sup>[213]</sup>。研究发现, 板块运动对地幔对流速度场, 特别是浅部地幔对流有较大影响<sup>[214, 215]</sup>。

在热边界条件方面, 地幔上下界面的温度差决定了地幔流体的瑞利数, 这是地幔对流的关键参数之一。此外, 如果地幔上覆岩石层温度较低, 其强度会较大, 不易发生断裂, 从而导致地幔对流以静止盖层模式存在; 而地幔下部的热边界条件与传递给地幔的热量有关, 它与地幔内部放射性同位素产生的热量共同为地幔对流提供能量, 并影响地幔的温度。地幔下部热边界的不均匀性也会影响地幔柱的生成以及行星液核的对流运动。例如, 地球 D'' 层的不均匀性可能是导致地磁倒转的原因之一<sup>[157]</sup>; 而对于金星, Moresi 和 Solomatov<sup>[33]</sup>的研究发现, 如果金星的岩石圈脆性较大, 当温度升高时, 岩石圈易于发生变形, 从而使得在其历史演化过程中, 地幔对流可以在静止盖层模式与板块构造模式之间相互转变。

(6) 分异作用。分异作用同样会影响行星的演化, 特别是在行星形成的早期阶段, 主要表现为<sup>[35]</sup>: 1) 重物质下沉, 轻物质上浮, 重新分布产热元素, 可导致大量的放热性元素向地壳富集; 2) 分异作用产生的密度差异比热效应引起的密度差异更显著, 因此会导致行星内部出现分层对流; 3) 如果分异产生的密度分布(上轻下重)抵消了由温度导致的失稳效应(上重下轻), 那么分异可能会终止地幔对流。

(7) 相变。由于行星内部温度和压强的变化, 地幔物质会发生相变, 包括在冰卫星中出现冰的多种相变。这些相变改变了物质的物性, 从而影响对流的发生。例如, 在地球的地幔中, 物质的相变形成了 410 km 和 660 km 处的过渡带, 根据地球化学的证据, 这些过渡带造成了分层对流的发生: 同一深度, 相变使得地幔物质密度较大, 进而对俯冲板片产生阻滞作用<sup>[161]</sup>。金星地幔中也存在着物质的相变, 相关研究认为因相变的影响, 其对流格局已经从过去的分层对流转变为全地幔对流, 这种转变可能是金星地表更换事件的原因<sup>[216, 217]</sup>。杨安等人<sup>[86, 218, 219]</sup>的三维模型显示, 在金星地幔中, 吸热相变的阻碍作用导致物质在相变面上堆积, 上下物质交换量随时间变化不大, 地幔对流结构相对稳定。

综上所述, 虽然影响地幔对流的因素众多, 但总体上, 类地行星地幔对流的存在必须满足三个基本条件<sup>[195, 220]</sup>:

- (1) 地幔的实际温度梯度比绝热自压温度梯度高;
- (2) 地幔物质应当足够软, 以容许对流的存在, 即黏滞系数不应过大;
- (3) 有足够的维持地幔对流的能量, 例如大量放射性同位素的存在或来自行星核的结晶释热。

前两个条件合起来即是地幔的瑞利数应超过流体发生热不稳定性的临界值，而第三个条件则是保证对流运动不会因耗散而停止。

## 8 结 语

通过比较行星学的方法，本文对水星、金星、火星、地球及大卫星的地幔对流研究成果进行论述，简要对比总结如表 1 所示。

类地行星和大卫星的地貌特征（包括地形地貌、地质构造、岩石矿物组成）以及表面物理量（如温度、热流、形变）为了解行星内部活动和地幔对流状况提供了重要线索，这些信息也是地面望远镜和行星探测器最易获取的。在所有地貌特征中，火山地貌直接反映了行星在不同演化阶段的内部活动。举例来说，火星较大范围的岩浆活动一直持续到几千万年前<sup>[127]</sup>，而月球的岩浆活动则在约 3.5 Ga 前基本结束，因此我们可准确地判断，火星的地幔对流（或活动）持续时间比月球要长得多；此外，通过对天体后期岩浆活动改造过的撞击坑地貌的观测，可以推断这些天文和地质事件发生的时间顺序，从而勾勒出行星演化的简略历史；再者，行星磁场、表面热辐射和温度数据也为行星的内部活动提供了佐证。

要了解行星（或大卫星）内部是否存在地幔对流，首先需要了解其内部的结构，包括圈层状况、几何尺寸、物质组成和温压状态，而这些信息通常来源于行星抵近或就位探测所获取的数据。地震学方法被认为是了解类地行星内部结构最有效和最精确的手段，然而铺设大量地震台站以及进行高能量的人工地震对于行星探测来说不切实际。因此，目前最常用的方法是利用轨道器或着陆器测量行星的重力场、转动惯量、固体潮等参数，并结合岩石矿物在不同温压环境下的物理性质，通过反演来获取天体的内部结构<sup>[221]</sup>。这种反演方法不仅能够获得行星的密度、温度分布，还能得到行星内部的力学参数，如弹性模量、黏滞系数等，这些参数可用于地幔对流模型，并与之相互印证。

板块运动被视为地幔对流的重要证据。若未观测到板块运动，则地幔对流只能通过参数模型或数值模拟来推断，而火山活动、断层等行星表面特征可作为辅助证据。在行星内部分异基本完成、形成了圈层结构的情况下，可以建立物理和数学模型来研究行星的地幔对流状况。这些模型所采用的流体物质成分和热力学参数可从多种途径获得，包括比较行星学研究、内部结构反演、高温高压实验和第一性原理计算等。在地幔对流模型中，底部热流值和放射性同位素的分布是相对难确定的参数，因为它们与行星的演化历史密切相关，我们对它们了解还相当有限。然而，尽管地幔对流的模拟还存在诸多的不确定性，但它必须满足重力场、表面热流、地貌特征等观测结果的约束。

因此，对行星进行广泛而全面的研究，结合行星形成和演化的历史，并考虑各圈层之间的相互作用，构建综合的行星（以及大卫星）地幔对流模型将是未来的研究方向。同时，对太阳系内的类地行星和大卫星进行研究，也可为系外类地天体的研究提供有价值的参考。

表 1 类地行星及大卫星地幔(冰幔)对流情况对比

天体名称	主要结构特点	热演化史	现今有无地幔对流	现今的对流模式
水星	具有类地行星典型的圈层结构, 地壳占比大, 地幔薄; 表层存在巨风化壳, 内部存在 FeS 层; 具有微弱的磁场	演化过程中已散失了大量的内部热量, 大规模的火火山活动已停止	缺乏足够的观测数据进行判断, 相关数值模拟研究认为存在地幔对流的可能性	若存在地幔对流, 则可能以静止盖层模式存在。由于地幔薄, 对流结构为小尺度
金星	内部结构与地球类似, 但是为单一板块行星; 金星冕是其表面构造的特征; 岩浆活动和火山作用活跃	经历过地表更换事件; 在演化过程中, 发生过从板块构造模式向静止盖层模式的转变, 其原因可能是由于地幔对流的速度降低或金星表面失去了液态水	存在对流, 主要形式是地幔柱	静止盖层模式。成因可能是: 地表面温度过高, 内部没有软流层以及缺乏液态水
火星	单一板块行星, 地形上存在南北二分性, 具有早期磁场	早期可能经历过板块构造模式且地幔热活动活跃; 后期随着地幔对流和板块活动的减缓或停止, 形成了全球性的岩石圈层; 历史上存在活跃的火火山活动, 至今内部仍然存在热量可维持火山活动	是否存在对流的观点不一, 但多数研究支持存在观点	若存在对流, 对流模式为静止盖层模式。由于不存在内禀磁场, 显示对流强度不高; 表面热流值明显比地球小, 说明该模式的散热效率不及板块构造模式
地球	太阳系内唯一具有板块构造的类地行星; 内部活动活跃, 具有磁场	板块构造模式于冥古宙时期便开始并持续至今, 板块构造运动高效地释放了地幔和内部热量	存在对流, 地幔柱也是表现形式, 在对流格局上存在全地幔对流和分层地幔对流两种观点	板块构造模式, 岩石圈由板块拼接而成, 这些板块漂浮在软流层上; 板块俯冲进入地幔, 在岩浆中融化并消亡; 在大洋中脊处, 软流圈物质上涌形成新的板块。通过对流模式, 对流可高效地释放地球内部热量
月球	有圈层结构; 产热元素主要分布于地表; 热量基本散失殆尽, 内部已固化	演化早期存在月幔对流, 为静止盖层模式, 随后逐渐向热传导过度; 早期火山活动活跃, 其后火山作用停止; 内部热量在其演化过程中几乎都已散失	无对流	无
冰卫星	外部有厚冰层, 部分冰卫星的冰层因相变形成不同冰相的冰层; 冰层下可能存在液态海洋	热量通过冰层对流的方式向外传输, 冰卫星温度下降使得冰层变厚	现今存在冰层对流, 与地幔对流类似	表面冰层坚硬且厚, 难以破裂形成类似于板块的多个冰块, 内部冰层对流为静止盖层模式

## 参考文献:

- [1] Schubert G, Turcotte D L, Olson P. *Mantle Convection in the Earth and Planets*. Cambridge: Cambridge University Press, 2001: 1
- [2] Hopkins W. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 1839, 129: 381
- [3] Fisher O. *Physics of the Earth's Crust*. London: Macmillan, 1889: 1
- [4] Holmes A. *Mining Magazine*, 1929, 40: 205
- [5] Holmes A. *Transactions of the Geological Society of Glasgow*, 1931, 18(3): 559
- [6] Holmes A. *Geologiska Föreningens I Stockholm Förhandlingar*, 1945, 67(1): 115
- [7] Korenaga J. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2017, 122(5): 4064
- [8] 黄川, 傅容珊. *地球物理学报*, 2014, 57(5): 1534
- [9] 朱涛. *地球物理学进展*, 2003, 18(1): 65
- [10] Biggin A J, Steinberger B, Aubert J, et al. *Nature Geoscience*, 2012, 5(8): 526
- [11] Coltice N, Gerault M, Ulvrova M. *Earth-Science Reviews*, 2017, 165: 120
- [12] Amit H, Olson P. *Earth and Planetary Science Letters*, 2015, 414: 68
- [13] Tackley P J. *Science*, 2000, 288(5473): 2002
- [14] Turcotte D L, Schubert G. *Geodynamics*. 2nd Edition. New York: Cambridge University Press, 2002: 1
- [15] Hager B H, O'Connell R J. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1981, 86(B6): 4843
- [16] 奥菲塞 C B. *理论地球物理学引论*. 王子昌, 吴庆鹏, 朱仁益, 等译. 北京: 科学出版社, 1980: 402
- [17] 吴泰然, 何国琦. *普通地质学*. 北京: 北京大学出版社, 2003: 227
- [18] Elsasser W M. *Journal of Geophysical Research*, 1971, 76(5): 1101
- [19] Wilson J T. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 1963, 41(6): 863
- [20] 加林 G D. *地球物理学引论: 地幔、地核和地壳*. 陈颀, 唐晓明, 赵晓敏, 译. 北京: 地震出版社, 1987: 513
- [21] 王登红. *地幔柱及其成矿作用*. 北京: 地震出版社, 1998: 1
- [22] Morgan W J. *Am Assoc Petroleum Geologists Bull*, 1972, 56(2): 203
- [23] Stofan E R, Smrekar S, Bindschandler D L, et al. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 1995, 100(E11): 23317
- [24] Spohn T, Sohl F, Breuer D. *Astronomy and Astrophysics Review*, 1998, 8: 181
- [25] Harder H, Christensen U R. *Nature*, 1996, 380(6574): 507
- [26] O'Rourke J G, Korenaga J. *Icarus*, 2012, 221(2): 1043
- [27] Stern R J, Gerya T, Tackley P J. *Geoscience Frontiers*, 2018, 9(1): 103
- [28] Karato S I, Barbot S. *Scientific Reports*, 2018, 8: 11884
- [29] Solomon S C. *Geophysical Research Letters*, 1978, 5(6): 461
- [30] Reese C C, Solomatov V S, Moresi L N. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 1998, 103(E6): 13643
- [31] Driscoll P, Bercovici D. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2014, 236: 36
- [32] Solomatov V S, Moresi L N. *Geophysical Research Letters*, 1997, 24(15): 1907
- [33] Moresi L, Solomatov V. *Geophysical Journal International*, 1998, 133(3): 669
- [34] Loddoch A, Stein C, Hansen U. *Earth and Planetary Science Letters*, 2006, 251(1-2): 79
- [35] Stevenson D J. *Comptes Rendus Geoscience*, 2003, 335(1): 99
- [36] Noack L, Breuer D. *Planetary and Space Science*, 2014, 98: 41
- [37] O'Neill C, Jellinek A M, Lenardic A. *Earth and Planetary Science Letters*, 2007, 261(1-2): 20
- [38] Kiefer W S, Li Q S. *Geophysical Research Letters*, 2009, 36(18): 1
- [39] Thiriet M, Breuer D, Michaut C, et al. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2019, 286: 138
- [40] Schulz F, Tosi N, Plesa A C, et al. *Geophysical Journal International*, 2020, 220(1): 18
- [41] 李琪桦. 硕士学位论文. 合肥: 中国科学技术大学, 2024: 1
- [42] Hirth G, Kohlstedt D L. *Earth and Planetary Science Letters*, 1996, 144(1): 93
- [43] Korenaga J. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2010, 115(B11): 1
- [44] Hirauchi K, Fukushima K, Kido M, et al. *Nature Communications*, 2016, 7: 12550
- [45] Noack L, Godolt M, von Paris P, et al. *Planetary and Space Science*, 2014, 98: 14

- [46] Solomatov V S, Moresi L N. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 1996, 101(E2): 4737
- [47] Johnson C L, Hauck II S A. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 2016, 121(11): 2349
- [48] Malavergne V, Toplis M J, Berthet S, et al. *Icarus*, 2010, 206(1): 199
- [49] Asphaug E, Reufer A. *Nature Geoscience*, 2014, 7(8): 564
- [50] Malavergne V, Cordier P, Righter K, et al. *Earth and Planetary Science Letters*, 2014, 394: 186
- [51] Knibbe J S, van Westrenen W. *Earth and Planetary Science Letters*, 2018, 482: 147
- [52] Smith D E, Zuber M T, Phillips R J, et al. *Science*, 2012, 336(6078): 214
- [53] Stevenson D J. *Nature*, 2012, 485(7396): 52
- [54] Sori M M. *Earth and Planetary Science Letters*, 2018, 489: 92
- [55] Margot J L, Hauck II S A, Mazarico E, et al. *Mercury's Internal Structure*. Cambridge Planetary Science. New York: Cambridge University Press, 2018: 85
- [56] Dumberry M, Rivoldini A, Van Hoolst T, et al. *Icarus*, 2013, 225(1): 62
- [57] 谢景椿, 黄乘利, 张冕. *天文学进展*, 2019, 37(04): 367
- [58] Wicczorek M A, Neumann G A, Nimmo F, et al. *Science*, 2013, 339(6120): 671
- [59] Spray J G. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 2016, 44: 139
- [60] Egea-González I, Ruiz J. *Icarus*, 2014, 232: 220
- [61] Michel N C, Hauck II S A, Solomon S C, et al. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 2013, 118(5): 1033
- [62] Breuer D, Hauck II S A, Buske M, et al. *Space Science Reviews*, 2007, 132(2-4): 229
- [63] Ke Y, Solomatov V S. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 2006, 111(E10): 12
- [64] Ogawa M, Yanagisawa T. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 2014, 119(4): 867
- [65] Boehler R. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 1996, 24: 15
- [66] Tosi N, Grott M, Plesa A C, et al. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 2013, 118(12): 2474
- [67] Breuer D, Spohn T, Van Hoolst T, et al. *Surveys in Geophysics*, 2022, 43(1): 177
- [68] 王一尘, 肖智勇. *南京大学学报(自然科学)*, 2021, 57(6): 981
- [69] 李泽明, 李元. *地球化学*, 2022, 51(2): 133
- [70] Thomas R J, Rothery D A. *Elements*, 2019, 15(1): 27
- [71] Christensen U R. *Nature*, 2006, 444(7122): 1056
- [72] Redmond H L, King S D. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2007, 164(3-4): 221
- [73] Ness N F, Behannon K W, Lepping R P, et al. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 1975, 80(19): 2708
- [74] Stevenson D J, Spohn T, Schubert G. *Icarus*, 1983, 54(3): 466
- [75] Wicht J, Manda M, Takahashi F, et al. *Space Science Reviews*, 2007, 132(2-4): 261
- [76] Stephenson A. *Earth and Planetary Science Letters*, 1976, 28(3): 454
- [77] Sharpe H N, Strangway D W. *Geophysical Research Letters*, 1976, 3(5): 285
- [78] Cameron A G W, Benz W, Fegley J B, et al. *Mercury*. Tucson: University of Arizona Press, 1988: 692
- [79] Namur O, Charlier B, Holtz F, et al. *Earth and Planetary Science Letters*, 2016, 448: 102
- [80] Phillips R J, Raubertas R F, Arvidson R E, et al. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 1992, 97(E10): 15923
- [81] Schaber G G, Strom R G, Moore H J, et al. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 1992, 97(E8): 13257
- [82] Bullock M A, Grinspoon D H, Head J W. *Geophysical Research Letters*, 1993, 20(19): 2147
- [83] Kaula W M. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Physical and Engineering Sciences*, 1994, 349(1690): 345
- [84] Price M, Suppe J. *Earth Moon and Planets*, 1995, 71(1-2): 99
- [85] Smrekar S E, Stofan E R, Mueller N, et al. *Science*, 2010, 328(5978): 605
- [86] Huang J S, Yang A, Zhong S J. *Earth and Planetary Science Letters*, 2013, 362: 207
- [87] Nimmo F, McKenzie D. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 1998, 26: 23
- [88] Turcotte D L, Morein G, Roberts D, et al. *Icarus*, 1999, 139(1): 49

- [89] Wei D Y, Yang A, Huang J S. *Science China-Earth Sciences*, 2014, 57(9): 2025
- [90] 魏代云, 杨安, 黄金水. *中国科学: 地球科学*, 2014, 44(5): 934
- [91] McKenzie D, Ford P G, Johnson C, et al. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 1992, 97(E8): 13533
- [92] Herrick R R. *Geology*, 1994, 22(8): 703
- [93] Koch D M, Manga M. *Geophysical Research Letters*, 1996, 23(3): 225
- [94] Guseva E N, Ivanov M A. *Solar System Research*, 2020, 54(6): 497
- [95] Phillips R J, Kaula W M, McGill G E, et al. *Science*, 1981, 212: 879
- [96] Solomon S C, Head J W, Kaula W M, et al. *Science*, 1991, 252: 297
- [97] 陈乐, 张少兵, 余金霏. *地球与行星物理论评*, 2022, 53(01): 66
- [98] Bercovici D, Ricard Y. *Nature*, 2014, 508(7497): 513
- [99] Davaille A, Smrekar S E, Tomlinson S. *Nature Geoscience*, 2017, 10(5): 349
- [100] Kiefer W S, Hager B H. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 1991, 96(E4): 20947
- [101] Richards M A, Yang W S, Baumgardner J R, et al. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2001, 2: 16
- [102] Höink T, Lenardic A, Richards M. *Geophysical Journal International*, 2012, 191(1): 30
- [103] Smrekar S E, Elkins-Tanton L, Leitner J J, et al. *Exploring Venus as a terrestrial planet*, 2007, 176: 45
- [104] Korenaga J. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 2013, 41: 117
- [105] Stern R J. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, 2018, 376(2132): 20170406
- [106] Smrekar S E, Phillips R. *Earth and Planetary Science Letters*, 1991, 107: 582
- [107] Solomon S C, Smrekar S E, Bindschadler D L, et al. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 1992, 97(E8): 13199
- [108] Reese C C, Solomatov V S, Moresi L N. *Icarus*, 1999, 139(1): 67
- [109] Weeraratne D, Manga M. *Earth and Planetary Science Letters*, 1998, 160(3): 563
- [110] Turcotte D L. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 1993, 98(E9): 17061
- [111] Sleep N H. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 2000, 105(E7): 17563
- [112] Strom R G, Schaber G G, Dawson D D. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 1994, 99(E5): 10899
- [113] Nakagawa T, Tackley P J. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2015, 16(10): 3400
- [114] Zuber M T. *Nature*, 2001, 412(6843): 220
- [115] Hartmann W K. *Journal of Geophysical Research*, 1973, 78(20): 4096
- [116] Moore W B, Simon J I, Webb A A G. *Earth and Planetary Science Letters*, 2017, 474: 13
- [117] 欧阳自远, 邹永廖. *火星科学概论*. 上海: 上海科技教育出版社, 2015: 28
- [118] Neumann G A, Zuber M T, Wiczorek M A, et al. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 2004, 109(E8): 1
- [119] Wilhelms D E, Squyres S W. *Nature*, 1984, 309(5964): 138
- [120] Frey H, Schultz R A. *Geophysical Research Letters*, 1988, 15(3): 229
- [121] Leone G, Tackley P J, Gerya T V, et al. *Geophysical Research Letters*, 2014, 41(24): 8736
- [122] Zhong S J, Zuber M T. *Earth and Planetary Science Letters*, 2001, 189(1-2): 75
- [123] Roberts J H, Zhong S J. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 2006, 111(E6): 1
- [124] 陈石, 张健, 石耀霖. *中国地球物理学会第二十三届年会论文集*. 青岛: 中国海洋大学出版社, 2007: 799
- [125] Sclater J G, Jaupart C, Galson D. *Reviews of Geophysics*, 1980, 18(1): 269
- [126] 张健, 石耀霖. *地球物理学报*, 1998, 41(6): 763
- [127] Hauber E, Broz P, Jagert F, et al. *Geophysical Research Letters*, 2011, 38(10): 1
- [128] Kiefer W S. *Meteoritics and Planetary Science*, 2003, 38(12): 1815
- [129] Phillips R J, Zuber M T, Smrekar S E, et al. *Science*, 2008, 320(5880): 1182
- [130] Connerney J E P, Acuña M H, Wasilewski P J, et al. *Science*, 1999, 284(5415): 794
- [131] Connerney J E P, Acuña M H, Ness N F, et al. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2005, 102(42): 14970
- [132] Loddoch A, Hansen U. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 2008, 113(E9): 1
- [133] Solomon S C, Aharonson O, Aurnou J M, et al. *Science*, 2005, 307(5713): 1214
- [134] Plesa A C, Grott M, Tosi N, et al. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 2016, 121(12): 2386

- [135] Stein C A. *Global Earth Physics A Handbook of Physical Constants*. Washington: American Geophysical Union, 1995: 144
- [136] Davies J H. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2013, 14(10): 4608
- [137] Ramsey M S, Harris A J L, Crown D A. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2016, 311: 198
- [138] Acuña M H, Connerney J E P, Wasilewski P, et al. *Science*, 1998, 279(5357): 1676
- [139] Acuña M H, Connerney J E P, Ness N F, et al. *Science*, 1999, 284(5415): 790
- [140] 吴季, 朱光武, 赵华, 等. *空间科学学报*, 2009, 29(5): 449
- [141] Ernst W G. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2017, 145: 334
- [142] Kaula W M. *Geophysical Research Letters*, 1990, 17(9): 1401
- [143] Kaula W M. *Science*, 1990, 247(4947): 1191
- [144] 刘鹏雷, 吴耀, 刘强, 等. *地质科技情报*, 2014, 33(3): 25
- [145] Olson P, Silver P G, Carlson R W. *Nature*, 1990, 344(6263): 209
- [146] Garwin L. *Nature*, 1991, 351(6329): 699
- [147] Hager B H, O'Connell R J. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, 1979, 84(B3): 1031
- [148] 傅容珊, 林芬, 黄建华. *地球物理学报*, 1992, 35(1): 52
- [149] 叶正仁, 白武明, 滕春凯. *地球物理学报*, 1993, 36(1): 10
- [150] 叶正仁, 滕春凯, 张新武. *地球物理学报*, 1995, 38(2): 174
- [151] 叶正仁, 朱日祥. *地球物理学报*, 1996, 39(1): 47
- [152] 朱涛. 博士论文. 北京: 中国地震局地球物理研究所, 2005: 5
- [153] Richter F M. *Reviews of Geophysics*, 1973, 11(2): 223
- [154] 李荫亭. *力学与实践*, 1985, 7(04): 8
- [155] 李三忠, 郭玲莉, 戴黎明, 等. *地学前缘*. 2015, 22(6): 65
- [156] 钟时杰. *地球物理学报*, 2021, 64(10): 3478
- [157] 李力刚. *科学通报*, 2016, 61(13): 1395
- [158] Dziewonski A M, Anderson D L. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1981, 25: 297
- [159] Lowrie W. *Fundamentals of Geophysics*. 2nd Edition. Cambridge: Cambridge University Press, 2007: 247
- [160] Peltier W R. *Mantle Convection: Plate Tectonics and Global Dynamics*. New York: Gordon and Breach Sciences Publishers, 1989: 389
- [161] 石耀霖. *地球科学进展*, 2001, 16(04): 496
- [162] Hofmann A W. *Nature*, 1997, 385(6613): 219
- [163] 曾融生. 中国地球物理学会第十七届年会. 昆明: 云南科技出版社, 2001: 1
- [164] Lay T, Williams Q, Garnero E J. *Nature*, 1998, 392(6675): 461
- [165] Becker T W, Kellogg J B, O'Connell R J. *Earth and Planetary Science Letters*, 1999, 171(3): 351
- [166] Kellogg L H, Hager B H, van der Hilst R D. *Science*, 1999, 283(5409): 1881
- [167] Gyüre B, Jánosi I M. *Physical Review E*, 2009, 80(4): 046307
- [168] 吴翔宇, 李红谊. *国际地震动态*, 2019, (5): 1
- [169] Courtillot V, Davaille A, Besse J, et al. *Earth and Planetary Science Letters*, 2003, 205(3-4): 295
- [170] Ziethe R, Seiferlin K, Hiesinger H. *Planetary and Space Science*, 2009, 57(7): 784
- [171] 欧阳自远. *月球科学概论*. 北京: 中国宇航出版社, 2005: 3
- [172] Zhong S J, Parmentier E M, Zuber M T. *Earth and Planetary Science Letters*, 2000, 177(3-4): 131
- [173] Stegman D R, Jellinek A M, Zatman S A, et al. *Nature*, 2003, 421(6919): 143
- [174] 支羽萧, 石耀霖. *地球物理学报*, 2023, 66(02): 685
- [175] Spohn T, Konrad W, Breuer D, et al. *Icarus*, 2001, 149(1): 54
- [176] Zhang N, Parmentier E M, Liang Y. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 2013, 118(9): 1789
- [177] 陶莎, 石耀霖, 朱伯靖. *地球物理学报*, 2023, 66(09): 3730
- [178] Tackley P J. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 2001, 106(E12): 32971
- [179] Moore W B. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 2003, 108(E8): 5096
- [180] Breuer D, Moore W B. *Planets and Moons*, 2007, 10: 299
- [181] O'Reilly T C, Davies G F. *Geophysical Research Letters*, 1981, 8(4): 313

- [182] Tackley P J, Schubert G, Glatzmaier G A, et al. *Icarus*, 2001, 149(1): 79
- [183] Shahnas M H, Pysklywec R N, Peltier W R. *Icarus*, 2013, 225(1): 15
- [184] Barr A C, Pappalardo R T. *Journal of Geophysical Research-Planets*, 2005, 110(E12): 1
- [185] Kivelson M G, Khurana K K, Russell C T, et al. *Science*, 2000, 289(5483): 1340
- [186] Spohn T, Schubert G. *Icarus*, 2003, 161(2): 456
- [187] Freeman J. *Planetary and Space Science*, 2006, 54(1): 2
- [188] Grasset O, Sotin C, Deschamps F. *Planetary and Space Science*, 2000, 48(7-8): 617
- [189] Tobie G, Grasset O, Lunine J I, et al. *Icarus*, 2005, 175(2): 496
- [190] Hemingway D, Nimmo F, Zebker H, et al. *Nature*, 2013, 500(7464): 550
- [191] Mitri G, Showman A P. *Icarus*, 2008, 193(2): 387
- [192] Reh K, Lunine J I, Cable M L, et al. 2016 IEEE Aerospace Conference. New York: IEEE, 2016: 1
- [193] Mann A. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2017, 114(18): 4566
- [194] Chandrasekhar S. *Hydrodynamic and Hydromagnetic Stability*. Oxford: Oxford University Press, 1961: 9
- [195] 傅容珊, 黄建华. 地球动力学. 北京: 高等教育出版社, 2001: 226
- [196] Zhong S J, McNamara A, Tan E, et al. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 2008, 9: 32
- [197] 白武明. 地球动力学. 北京: 地震出版社, 2003: 132
- [198] Gurnis M, Davies G F. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 1986, 85(3): 523
- [199] 王青平, 白武明, 王洪亮. 地球物理学报, 2011, 54(6): 1566
- [200] Jarvis G T, Peltier W R. *Mantle convection, plate tectonics and global dynamics*. New York: Gordon and Breach Sciences Publishers, 1989: 479
- [201] 谢鸿森. 地球深部物质科学导论. 北京: 科学出版社, 1997: 250
- [202] Richter F, McKenzie D. *Journal of Geophysics-Zeitschrift Fur Geophysik*, 1978, 44(5): 441
- [203] McKinnon W B. *Geophysical Research Letters*, 1999, 26(7): 951
- [204] Deschamps F, Sotin C. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 2001, 106(E3): 5107
- [205] Glikson A, Vickers J. *Earth and Planetary Science Letters*, 2006, 241(1-2): 11
- [206] Travis B, Olson P. *Geophysical Journal International*, 1994, 118(1): 1
- [207] Yoshida M, Kageyama A. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2006, 111(B3): 1
- [208] Fowler A C, Howell P D, Khaleque T S. *Geophysical and Astrophysical Fluid Dynamics*, 2016, 110(2): 130
- [209] Leitch A M, Yuen D A, Lausten C L. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 1992, 97(E12): 20899
- [210] Travnikov V, Zaussinger F, Beltrame P, et al. *Physical Review E*, 2017, 96(2): 023108
- [211] Guerrero J M, Lowman J P, Deschamps F, et al. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 2018, 123(7): 1863
- [212] Süle B. *Acta Geodaetica Et Geophysica*, 2015, 50(4): 403
- [213] Schubert G, Bercovici D, Glatzmaier G A. *Journal of Geophysical Research*, 1990, 95(B9): 14105
- [214] Lowman J P, King S D, Trim S J. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2011, 116(B12): 1
- [215] 朱涛. 地学前缘, 2017, 24(5): 192
- [216] Steinbach V, Yuen D A. *Geophysical Research Letters*, 1992, 19(22): 2243
- [217] Schubert G, Solomatov V S, Tackley P J, et al. *Venus II*, 1997: 1245
- [218] 杨安, 翁辉辉, 黄金水. 中国科学: 地球科学, 2015, 45(5): 611
- [219] 杨安. 博士论文. 合肥: 中国科学技术大学, 2014: 1
- [220] 傅容珊, 刘斌. 固体地球物理学基础. 合肥: 中国科学技术大学出版社, 2009: 224
- [221] 龚盛夏, 黄乘利. 天文学进展, 2013, 31(04): 391

## On the Research of Mantle Convection in Terrestrial Planets and Large Satellites

TANG Ruirui<sup>1,2</sup>, LI Ligang<sup>1,2</sup>

(1. *Shanghai Astronomical Observatory, Chinese Academy of Sciences, Shanghai 200030, China;* 2. *University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China*)

**Abstract:** Mantle convection plays a key role in the evolution of terrestrial planets. The latest research progress on mantle convection in terrestrial planets and large satellites is reviewed in this paper with the method of comparative planetology, which concentrates on three main issues, which are

- (1) Does mantle convection exist within terrestrial planets?
- (2) If mantle convection exists, what are its convection regime and characteristics?
- (3) What conditions are required for mantle convection to occur in terrestrial planets?

The principal factors that significantly influence mantle convection are also discussed, including the mantle geometry and scale, material property, driving mechanism, fluid viscosity, thermal and kinematic boundary conditions, differentiation and phase transformation. It further addresses mantle convection and convection in ice shell of some large satellites. Elucidating the causes, mechanisms, and effects of mantle convection across different celestial bodies holds significant implications for understanding the planetary internal dynamics and planetary evolutions.

**Key words:** mantle convection; terrestrial planet; large satellite; thermal evolution; mantle convection regime