

doi: 10.3969/j.issn.1000-8349.2013.04.01

太阳系内类地行星内部结构模型研究进展

龚盛夏^{1,2}, 黄乘利^{1,3}

(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; 3. 中国科学院 行星科学重点实验室, 上海 200030)

摘要: 主要介绍太阳系内类地行星的内部结构模型研究进展。首先介绍了类地行星内部结构模型的研究方法: 假定行星处于流体静平衡态, 将其由球心至外沿半径方向分成一系列的同心球壳层, 根据物理模型建立内部压强、质量、引力的一系列微分方程, 由边界条件进行数值积分; 或根据地震学、测地学、电磁学数据进行贝叶斯反演, 得到内部结构模型。然后以火星为例简述了类地行星的探测情况、内部模型研究现状以及现有约束条件, 如火星重力场、潮汐 LOVE 数等测地学数据对内部结构模型的影响。最后对内部结构模型研究发展做了简单的展望。

关键词: 类地行星; 内部结构; 贝叶斯反演; 火星

中图分类号: P185 **文献标识码:** A

1 引 言

太阳系中的八大行星主要分为类地行星和类木行星。其中类木行星是指类似木星的气体行星, 包含木星、土星、天王星、海王星, 它们距离太阳较远, 主要由氢、氦、冰、甲烷、氨等构成, 组成物质中石质和铁质所占比例极小; 它们的质量和半径远大于地球, 但是密度却较低。而类地行星是指以硅酸盐岩石为主要成分的行星, 包括水星、金星、地球、火星, 此类行星都有固体的表面, 这跟类木行星有很大的差异; 类地行星距离太阳较近, 表面温度高, 大小与地球相近, 体积小、密度大, 且结构大致相似, 都是由核、幔、壳的圈层结构构成, 其中幔和壳主要由硅酸盐岩石构成, 核主要由铁构成; 类地行星表面多有峡谷、陨石坑、山和火山, 且表面有大气层, 为再生大气层。

行星的内部结构现状必然与其初期的形成和后来的演化过程密切相关。星云说认为, 行星是在气态行星盘内部形成的。行星盘冷却形成尘埃颗粒并最终凝结成为小尺度的星子; 若吸积盘质量较大, 则星子能形成行星胚胎。最终, 行星胚胎的剧烈碰撞形成了太阳系现有的 4 个类地行星: 水星、金星、地球、火星。行星的演化和现今的特征主要受行星的质量、组成及其与太阳的距离所制约。一般认为, 类地行星具有共同的演化途径, 其演化可分为 5 个阶

收稿日期: 2013-04-10; 修回日期: 2013-05-10

资助项目: 国家自然科学基金 (11073044, 11373058, 11133004); 上海市空间导航与定位技术重点实验室

段: (1) 行星形成和行星核的分离 (第一次分异阶段, 约 47 亿年前); (2) 初始行星壳的形成和随后发生的高密度星子轰击阶段, 估计在第一阶段后数亿年里发生; (3) 第二次分异阶段, 伴随广泛的玄武岩浆喷出; (4) 连续的构造活动阶段; (5) 板块构造活动和物质再分异阶段, 约在 25 亿年前, 地球开始进入这个阶段。

类地行星形成后急剧加热, 发生熔融分异成核与外围岩石圈层, 而后岩石圈层再分异为壳和幔。其中水星质量较小, 内部物质分异不充分; 火星质量略大, 分异程度高于水星, 具有明显的过渡型的特征; 地球质量较大, 内部物质分异程度最高。但也正是由于地球质量大, 内部积累的热量多且消散慢, 故地球上现今仍有许多构造岩浆活动; 而水星的体积小, 热量散失快, 固化快, 在经历了广泛的玄武岩喷发阶段之后进入地质上的宁静期, 没有行星演化后期的构造岩浆活动。火星介于这两者之间, 在早期的加热分异后有过构造岩浆的激烈活动, 火星上的各种火山地形、断岩和峡谷就是在此时期形成的; 在此之后就进入了地质上的宁静期, 现今火星上就已基本观测不到明显的构造岩浆活动和火山喷发^[1]。

从 1962 年美国发射 Mariner Missions 开始, 到 1975 年发射的 Viking、1978 年的 Pioneer Missions 系列, 以及后来的 Mars Pathfinder (MPF)、MESSENGER、Mars Global Surveyor (MGS)、Mars Express (MEX)、Mars Reconnaissance Orbiter (MRO) 和 Venus Express (VEX) 等, 人们已经对水星、金星、火星进行了多次探测研究, 获得了关于这 3 颗类地行星的部分信息。对于类地行星内部的物质组成以及结构, 我们无法通过测量手段直接测定, 但可通过一系列的物理、化学约束, 如行星重力场、行星密度、行星上地震波速和地震波的传播特征、行星磁场、太阳系的元素丰度、太阳系的化学演化理论、行星地质学调查和矿物成分分析等, 建立一系列的行星物质组成模型和内部结构模型, 对其内部构造进行估算。研究类地行星的内部结构有助于我们了解类地行星本身乃至太阳系的形成与演化。

第 2 章将介绍类地行星的内部结构模型研究方法; 第 3 章以火星为例简述类地行星探测, 以及其内部结构模型现状; 第 4 章则是对全文的总结以及展望。

2 类地行星的内部结构模型研究方法

现关于火星内部物质组成和内部结构模型的理论都是建立在地球物理和地球化学的一些相关结论上, 如地球物理的相关测量中我们常用转动惯量 I 、LOVE 数 k_2 、火星质量、半径、形状, 以及重力场系数作为约束条件。今后针对于火星自转的相关测量也能为火星内部结构模型提供新的约束条件^[2]。Dehant 在 2012 年也曾提出, 根据火星的章动幅度来约束火星内液态核的大小和火星幔的动力学参数^[3]。

在研究类地行星及建立类地行星内部结构模型时, 须考虑到以下问题: (1) 行星内部物质组成模型的选择; (2) 内部结构建模方法; (3) 相应类地行星的现有观测数据。表 1 是 NASA (National Aeronautics and Space Administration) 给出的各类地行星赤道半径、质量、密度、转动惯量、自转周期等相应性质的比较。类地行星中水星最小, 半径为 2439.7 km; 火星次之, 其半径约为地球的一半, 为 3396.2 km; 地球和金星半径相近, 金星 6051.8 km, 地球 6378.1 km。

水星、金星、地球密度都大致相同, 约为 5000 kg/m^3 ; 火星密度较小, 仅为 4000 kg/m^3 , 这与火星内部物质的组成以及火星核的大小有关。4 个类地行星中, 仅水星和地球有全球性磁场, 仅火星和地球有卫星。

表 1 类地行星的各种性质比较^①

	赤道半径 /km	质量 / 10^{24} kg	密度 / $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$	归一化 转动惯量	自转周期 /h·s ⁻¹	全球性 磁场	卫星 数目
水星	2439.7	0.3302	5427	0.998	1407.6	Yes	0
金星	6051.8	4.8685	5243	0.998	-5832.5	No	0
地球	6378.1	5.9736	5515	1	23.9345	Yes	1
火星	3396.2	0.64185	3933	1.106	24.6229	No	2

注: 归一化转动惯量是指以地球的转动惯量为单位, 其他天体的转动惯量和地球转动惯量的比值, 表中水星、火星、地球自转方向均是自西向东, 金星自转方向为自东向西, 故金星自转周期为负值。

通常认为类地行星的物质组成大致相同。一般将类地行星由外至内划分为壳、幔、核 3 部分: 壳、幔主要是由固态的硅酸盐组成; 核主要由 Fe 构成, 另含有少量的轻元素, 如 H、S、O 等, 核的状态可能是固态也可能是液态, 或者固液共存 (由液态的外核和固态的内核组成), 这主要取决于核内轻元素的含量以及行星内部温度分布。

一般来说, 类地行星内部物质组成的确定主要有以下两种方法: (1) 通过太阳系的形成与演化及行星的形成与演化分析, 同时与地球的物质组成做对比, 猜想、假定类地行星的内部壳、幔、核的物质组成; (2) 对行星上地幔物质进行化学成分分析, 以确定其物质组成。第二种方法主要有两种途径: 一是通过对地球上来源于该行星的陨石成分进行分析, 如通过对 SNC 陨石群 (一般认为是来源于火星的陨石群组) 的化学成分分析, 来假定火星星幔的物质组成; 二是通过空间探测器对行星表面物质的采样分析, 来确定星壳的化学成分, 如 MPF (Mars Pathfinder)、Spirit、Curiosity 等, 原地测量火星岩石、土壤, 确定了火星表面的物质组成。理论上普遍认为类地行星的壳、幔, 即硅酸盐岩石层, 与地球相似, 主要由橄榄石 (olivine)、斜方辉石 (orthopyroxene)、斜辉石 (clinopyroxene)、石榴石 (garnet) 这 4 种矿物组成, 其中每一种矿物在不同的温度、压强条件下又呈现出不同的矿相, 不同矿相的热力学性质不相同^[4]。

2.1 物理模型

若假定行星球对称、无自转且处于流体静平衡态, 将其由球心至外沿半径方向分成一系列的同心球壳层, 同时假定每一层的物质组成、物理性质等都相同, 则对于每一层可以得到流体静平衡态下关于行星内部压强、引力、质量的一系列微分方程:

$$\frac{dP(r)}{dr} = -\rho(r)g(r) \quad , \quad (1)$$

$$\frac{dg(r)}{dr} = 4\pi G\rho(r) - \frac{2}{r}g(r) \quad , \quad (2)$$

$$\frac{dm(r)}{dr} = 4\pi r^2\rho(r) \quad , \quad (3)$$

^①<http://nssdc.gsfc.nasa.gov/planetary/factsheet/mercuryfact.html>; <http://nssdc.gsfc.nasa.gov/planetary/factsheet/venusfact.html>; <http://nssdc.gsfc.nasa.gov/planetary/factsheet/marsfact.html>; <http://nssdc.gsfc.nasa.gov/planetary/factsheet/earthfact.html>

其中, G 是万有引力常数, $P(r)$ 、 $\rho(r)$ 、 $g(r)$ 、 $m(r)$ 对应为每一球壳层的压强、密度、引力和质量。由于假定行星无自转, 故不考虑离心力的影响, 引力等同于重力。式 (1) 是行星处于流体静平衡态时所满足的静力学平衡条件, 式 (2) 等价于引力所满足的泊松方程, 式 (3) 对应为每一层球壳的质量。

对于行星内部的温度梯度, 若假定行星处于热平衡状态, 则可依据能量转移的主要方式来计算行星内部沿半径方向的温度分布, 首先, 对于热通量 q 存在如下微分方程:

$$\frac{dq}{dr} = \rho\epsilon - 2\frac{q}{r}, \quad (4)$$

其中 ϵ 是热生成率。如果热量传递的方式为热对流, 则可用绝热温度梯度近似代替实际温度梯度, 即有方程:

$$\frac{dT}{dr} = -\frac{\gamma}{K_S}\rho gT = -\alpha gT/C_P; \quad (5)$$

若热量传递的方式为热传导, 温度 T 存在以下微分方程:

$$\frac{dT}{dr} = -\frac{q}{k}; \quad (6)$$

其中 $\gamma = \alpha K_S/(C_P\rho)$ 为热力学格林艾森参数 (thermodynamic Grüneisen parameter), K_S 是绝热体积模量, C_P 是定压比热容, α 是热膨胀系数, q 为热通量, k 是热导率。但一般来说, 由于行星幔内温度的确定依赖于类地行星的热力学演化过程、壳幔中放射性元素的量、核内轻元素的量等多重因素, 因此对于此温度梯度, 我们不直接对式 (4)—(6) 进行积分, 而是直接采用现有的基于行星热演化研究所得到的行星幔内温度模型^[4,5]。

压强 P 、温度 T 、密度 ρ 以及相应矿相的热力学性质又可通过状态方程 (equation of state, 简称 EOS) 联系起来。对类地行星而言, 可采用的状态方程并不是唯一的; 有的状态方程 (如 Emden 方程) 并没有将温度作为其中一个参数列入到状态方程中去, 理由是相对于压力, 温度的影响要小得多。张鸿等人^[6]曾采用 Emden 状态方程建立了木卫二的内部结构模型。由于考虑到温度会影响幔内矿物的矿相变化, 故这里采用带有温度的 Birch-Murnaghan 状态方程^[7]。

在行星表面 $r = r_a$ 处, 对压强 P 和引力 g 有以下边界条件:

$$P(r_a) = 0, \quad (7)$$

$$g(r_a) = \frac{GM_a}{r_a^2}. \quad (8)$$

对类地行星的壳、幔模型, 可由以上两个边界条件对式 (1)—(3) 从类地行星表面 $r = r_a$ 处积分至核幔边界 $r = r_{\text{CMB}}$, 对于由压强和热膨胀引起的密度变化可利用状态方程进行计算。

对行星核, 假定核内无任何放射性元素, 并且假定核内物质无论固态核或者液态核都通过热对流的方式进行热交换 (通常而言固体的热交换方式为热传导, 液体的热交换方式为热对流, 但这里为便于积分计算, 假定固态核、液态核均为热对流, 即可用绝热温度梯度近似

代替实际温度梯度, 绝热过程积分与演化路径无关), 依据之前幔内温度模型给出的核幔边界温度对式 (5) 进行积分, 得到核内的温度曲线。在核幔边界, 温度、压强、引力均连续, 以壳幔模型中得到的压强、引力值在核幔边界处的值为初值, 对式 (1)、(2) 进行积分, 且在行星中心处, 须满足以下条件:

$$g(0) = 0 \quad , \quad (9)$$

$$M(0) = 0 \quad , \quad (10)$$

由此得到行星幔内的温度、压强、引力、密度等分布模型。

对于行星核有液态外核和固态内核组成时的情况, 应对内外核边界加入如下讨论: 温度、压强、引力在此处仍然连续, 同时, 在此边界 $r = r_{\text{ICB}}$ 处的温度应等于液态外核的融化温度 (T_m), 即:

$$T(r_{\text{ICB}}) = T_m(\chi_s^{\text{OC}}, Pr_{\text{ICB}}) \quad . \quad (11)$$

$T(r_{\text{ICB}})$ 与液态外核的组成成分 (主要是外核中 S 的百分含量 χ_s^{OC}) 以及温度、压强有关^[8]。至此可得到类地行星内部结构完整模型, 根据模型即可算出相应模型对应的行星质量、转动惯量:

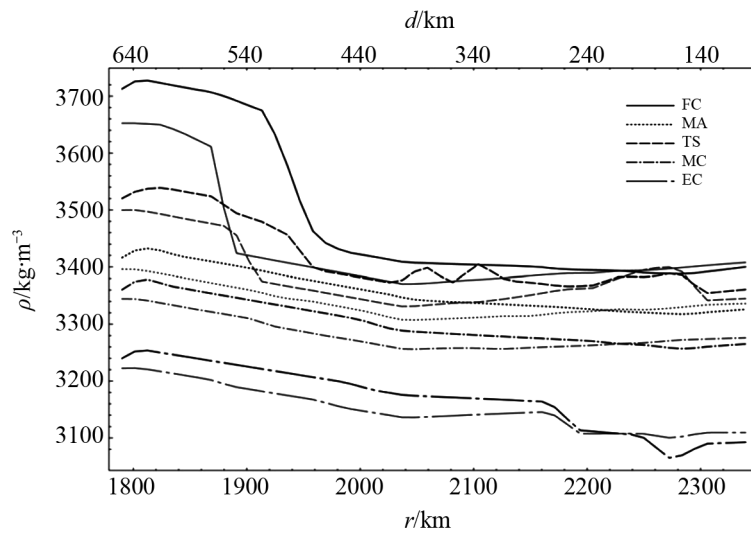
$$M = 4\pi \int_0^{r_a} \rho(r)r^2 dr \quad , \quad (12)$$

$$I = \frac{8}{3}\pi \int_0^{r_a} \rho(r)r^4 dr \quad . \quad (13)$$

再根据现有的关于类地行星的约束条件, 如质量、大小、转动惯量、LOVE 数 $k_2(k_2$ 值对内部结构的约束详见第 4 章) 等得到符合约束的类地行星内部结构模型。图 1 即为由如上方法得到的几种内部物质组成模型在两种温度分布模型下沿半径方向的水星内部密度分布曲线, 横坐标 r 为水星半径, d 指由水星表面至地下的深度, 单位均为 km。图中不同线型分别代表现有的几种水星内部物质组成模型, 如 FC 模型^[9]、MA 模型^[10]等; 同种线型中两种不同颜色的曲线分别代表相应模型下的高温、低温条件下的密度分布曲线, 黑色为高温模型, 灰色为低温模型。显然, 不同的内部物质组成模型, 其密度分布曲线差异较大, 如 FC 模型和 MC 模型^[11]。当 $r > 2000$ km 时, FC 模型的密度曲线趋于平缓, 密度值在 $3400 \sim 3500 \text{ kg/m}^3$ 之间; 当 $r = 1900 \sim 2000$ km 时, 高低温模型的密度值都有陡变; 当 $r < 1900$ km 时, 又趋于平缓, 高温模型密度均值约为 3700 kg/m^3 , 低温模型为 3650 kg/m^3 。对于 MC 模型, 则当 $r = 1800 \sim 2160$ km 时密度曲线趋于平缓, 均值约为 3200 kg/m^3 , 明显低于 FC 模型的值; 当 $r > 2160$ km 时, 密度值在 3100 kg/m^3 左右, 与 FC 模型差别较大, 这主要是由于两模型间的物质组成有差别^[11,12]。同一内部物质组成模型下, 不同的温度条件对密度分布也有一定的影响, 以 FC 模型为例, 在 $r = 1900$ km 处, 高温模型的密度值约为 3700 kg/m^3 , 而低温模型仅有 3400 kg/m^3 。

2.2 贝叶斯反演

除上述常用方法外, 还可采用另一种新方法——贝叶斯反演法来计算类地行星的内部结构模型。反演过程常存在两个难点: (1) 模型参数不能唯一确定; (2) 测量数据不确定性的传

图1 水星的内部结构^[8]

FC^[9]、MA^[10]、TS^[13]、MC^[11]、EC^[14]为现有的几种水星内部物质组成模型，黑色曲线是高温模型，灰色曲线是低温模型。

播。这两个难点导致了病态反演问题，贝叶斯反演则能有效地解决病态反演问题。传统意义上来说，参数不能唯一确定的原因是方程个数多于未知数个数，而贝叶斯反演能够在此情况下计算出未知数的数值分布情况^[15]。

贝叶斯理论中观测数据和所求解的模型参数等都通过概率密度函数来描述^[16]。反演中，模型参数和测量数据之间存在如下关系：

$$y = f(x) \quad , \quad (14)$$

其中， x 是模型参数， y 是测量得到的数据， f 是由模型参数到测量数据建立的正演模型。

对于给定的一系列观测数据和模型参数，其联合概率密度为：

$$p(x, y) = p(y|x)\pi(x) \quad . \quad (15)$$

$\pi(x)$ 是模型参数 X 的概率密度函数， $p(y|x)$ 是当模型参数 $X = x$ 时，观测数据 Y 的概率密度函数。在贝叶斯理论中， $\pi(x)$ 也叫做参数 X 的先验信息概率密度函数，而 $p(y|x)$ 又被称为当模型参数 $X = x$ 时观测数据的似然函数。由贝叶斯定理有：

$$p(x|y) = \frac{p(x, y)}{p(y)} \quad . \quad (16)$$

$p(y)$ 是测量数据的概率分布函数。将式 (15) 代入，可得当给定观测数据时参数 X 的后验概率密度为：

$$p(x|y) = \frac{p(x, y)}{p(y)} = \frac{p(y|x)\pi(x)}{p(y)} \quad . \quad (17)$$

由上可知，当已知模型参数的先验分布 $\pi(x)$ 、测量数据的概率分布 $p(y)$ 、一定模型参数数值分布下测量数据的似然函数 $p(y|x)$ ，即可以求得相应测量数据下模型参数的概率密度分布

$p(x|y)$ ^[4]。贝叶斯反演与正演建模的主要区别是约束条件直接参与到模型求解过程中, 模型参数的先验分布 $\pi(x)$ 涵盖了先验约束条件, 可由现有的约束条件给出; 而测量数据的概率分布 $p(y)$ 则给定了测量数据的约束。先验分布和测量数据的概率分布都较易获得, 给定参数 x 时获得测量数据为 y 的条件概率密度, 即似然函数需根据测量数据和模型参数之间的正演模型 $y = f(x)$ 而求得。

假定有 m 组测量数据 $y = (y_1, y_2, \dots, y_m)$, n 个模型参数 $x = (x_1, x_2, \dots, x_n)$, 则由以上的理论可知存在 m 个由模型参数 x 到测量数据的正演模型 $f = (f_1, f_2, \dots, f_m)$, 若所测得测量数据存在一定的误差分布, 记为 p_E , 则对于确定的第 i 个模型存在如下表达式:

$$y_i = f_i(x) + e_i \quad , \quad (18)$$

其中 e_i 是预测模型中的误差。给定参数值时第 i 组数据的条件概率密度为:

$$p(y_i|x) = \int p(y_i, f_i, e_i|x)df_i de_i = \int p(y_i|f_i, e_i, x)p(f_i|x)p(e_i)df_i de_i \quad . \quad (19)$$

根据 (18) 式可知, $p(y_i|f_i, e_i, x) = \delta(y_i - f_i - e_i)$, 即有:

$$p(y_i|x) = \int p_z(f_i|x)p_E(y_i - f_i)df_i \quad . \quad (20)$$

为简化计算, 若假定模型预测中不存在误差, 上式可以简化为:

$$p(y_i|x) = p_E(y_i - f_i(x)) \quad , \quad (21)$$

则给定参数值时 m 组数据的条件概率密度为:

$$p(y|x) = \prod_{i=1}^m p_E(y_i - f_i(x)) \quad . \quad (22)$$

由上可知, 当已知测量数据的误差分布并给定模型参数与测量数据之间的物理模型时, 可以求得给定参数值时测量数据的条件概率密度, 结合模型参数的先验分布 $\pi(x)$ 和测量数据的概率分布 $p(y)$ 即可以得到模型参数的后验概率分布^[4]。

此方法在针对于行星幔内精细结构的反演时比较有效, 它建立在已获得电磁学、测地学、地震学测量数据的基础上, 利用这三种数据进行联合反演, 可得到类地行星的内部结构模型。根据测得的类地行星星幔的电导率 σ 和地震波速 v_ϕ , 以及硅酸盐岩石圈层的转动惯量 I_S , 在已知类地行星的质量 m_a 和转动惯量 I_a 等参数时, 假定壳厚度和核的大小 r_{CMB} 的条件下, 由贝叶斯反演理论, 计算描述类地行星内部结构的一系列参数, 如核内铁的百分含量 x_{Fe} 、幔内橄榄石 (olivine) 的百分含量 X_{ol} 、行星内部压强梯度 ∇P 、行星内部温度分布 T 以及星幔内各矿物的状态方程 Ξ 的概率分布。其中矿物的电导率随着温度、压强的变化会呈现出如下指数关系的衰变:

$$\sigma(T, P) = \sigma_0 \exp\left(-\frac{E_0 + P\Delta V}{kT}\right) \quad , \quad (23)$$

其中 E_0 为活化能, ΔV 是活化体积, σ_0 为给定温度 T_0 、压强 P_0 下相应矿物的电导率, k 为玻尔兹曼常数 ($k = 1.38 \times 10^{-23} \text{ J/K}$)^[17]。

对于此过程, 模型参数和测量数据之间的反演关系可由下式描述:

$$\begin{pmatrix} v_\phi \\ \sigma \\ I_S \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} v_\phi(x_{\text{Fe}}, X_{\text{ol}}, \nabla P, T, \Xi) \\ \sigma(x_{\text{Fe}}, X_{\text{ol}}, T, \Xi) \\ I_S(x_{\text{Fe}}, X_{\text{ol}}, \nabla P, T, \rho_C, \Xi) \end{pmatrix} . \quad (24)$$

为书写简便, 记 $x = \{x_{\text{Fe}}, X_{\text{ol}}\}$, 则似然概率函数为:

$$p(v_\phi, \sigma, I_S | x, \nabla P, T, \rho_C, \Xi) = p(v_\phi | x, \nabla P, T, \Xi) p(\sigma | x, T, \Xi) p(I_S | x, \nabla P, T, \rho_C, \Xi) . \quad (25)$$

若假定测量数据都符合正态分布, 即

$$v_\phi \simeq \{N(v_\phi^*, \lambda_v)\}_{i=1}^n , \quad (26)$$

$$\sigma \simeq \{N(\sigma^*, \lambda_\sigma)\}_{i=1}^n , \quad (27)$$

$$I_S \simeq N(I_S^*, \lambda_I) , \quad (28)$$

其中, v_ϕ^* 、 σ^* 、 I_S^* 是数据的平均值, λ_v 、 λ_σ 、 λ_I 是测量数据的协方差矩阵, 则有

$$p(v_\phi | x, \nabla P, T, \Xi) = \exp \left\{ - \sum_{i=1}^n \frac{(v_{\phi,i}^* - v_{\phi,i})^2}{2\lambda_{v,i}^2} - \frac{n}{2} \lg 2\pi - \sum_{i=1}^n \lg \lambda_{v,i} \right\} , \quad (29)$$

$$p(\sigma | x, T, \Xi) = \exp \left\{ - \sum_{i=1}^n \frac{(\sigma_i^* - \sigma_i)^2}{2\lambda_{\sigma,i}^2} - \frac{n}{2} \lg 2\pi - \sum_{i=1}^n \lg \lambda_{\sigma,i} \right\} , \quad (30)$$

$$p(I_S | x, \nabla P, T, \rho_C, \Xi) = \exp \left\{ - \frac{(I_S^* - I_S)^2}{2\lambda_I^2} - \frac{1}{2} \lg 2\pi - \lg \lambda_I \right\} . \quad (31)$$

同时, 假定每项参数都与其他参数不相关, 则先验概率密度函数可表示为:

$$\pi(x_{\text{Fe}}, X_{\text{ol}}, \nabla P, T, \rho_C) = \pi(T)\pi(\nabla P)\pi(X_{\text{ol}})\pi(x_{\text{Fe}})\pi(\rho_C) . \quad (32)$$

最后可得到所求参数的概率密度函数为:

$$\begin{aligned} p(x, \nabla P, T, \rho_C, \Xi | v_\phi, \sigma, I_S) &= \frac{p(v_\phi, \sigma, I_S | x, \nabla P, T, \rho_C, \Xi) \pi(x_{\text{Fe}}, X_{\text{ol}}, \nabla P, T, \rho_C)}{p(v_\phi, \sigma, I_S)} \\ &= \frac{p(v_\phi | x, \nabla P, T, \Xi) p(\sigma | x, T, \Xi) p(I_S | x, \nabla P, T, \rho_C, \Xi) \pi(T) \pi(\nabla P) \pi(X_{\text{ol}}) \pi(x_{\text{Fe}}) \pi(\rho_C)}{p(v_\phi, \sigma, I_S)} . \quad (33) \end{aligned}$$

Rivoldini^[4]2011 年曾根据此方法模拟计算火星幔内结构模型。由于迄今为止仍未有火星全球性的地震学、电磁学测量数据, 故 Rivoldini 进行反演时, 是预先根据现有的内部结构模型研究, 选取合适的参数值, 得到一个确定的内部结构模型。假定此模型即是火星内部结构

的真实模型, 根据此模型计算出相应的导电系数、地震波波速、相应球壳层的转动惯量, 将这些结果看作是通过观测手段得到的各项观测数据, 再根据前面所描述的贝叶斯方法进行火星内部结构模型的反演, 得到反演模型, 最后将反演模型与选取的真实模型进行比较, 即可对贝叶斯方法的优劣进行评估。图 2、3 即为其反演结果。图 2 是幔内温度值分布的直方图, 红线是选取的真实模型的温度值, 蓝色是进行了贝叶斯反演后得到的平均值, 灰色部分由深至浅分别代表着温度概率分布为 0.997、0.95、0.68 的区域。由图可看出, 真实温度模型在 $r < 2950$ km 时, 温度变化不大, 约为 2000 K 左右; 当 $r > 2950$ km 时, 温度急剧下降, 而反演得到的模型在 $r > 2950$ km 处与真实模型较为符合; 在 $r < 2950$ km 时反演模型虽基本维持在 2000 K 左右, 但其中存在两个温度变化较大的部位, 约在 $r = 2250$ km 和 2500 km 附近。图 3 中 (a)—(d)4 幅图分别是幔内橄榄石含量 X_{ol} 、核内铁含量 x_{Fe} 、幔内压强梯度 ∇P 、壳密度 ρ_C 分布直方图; 图 3 中红线是真实模型的幔内橄榄石含量、核内铁含量、幔内压强梯度和壳密度值, 灰色部分由深至浅分别代表着温度概率分布为 0.95、0.68 的区域。可以看出, 贝叶斯反演能够有效地解决测量数据小于模型参数时导致的病态反演问题, 且利用贝叶斯反演得到的结果与原模型的输入结果较为符合, 同时若能提高测量数据的精度或有更多种类的测量数据输入, 则反演出的模型的不确定性能明显地降低。

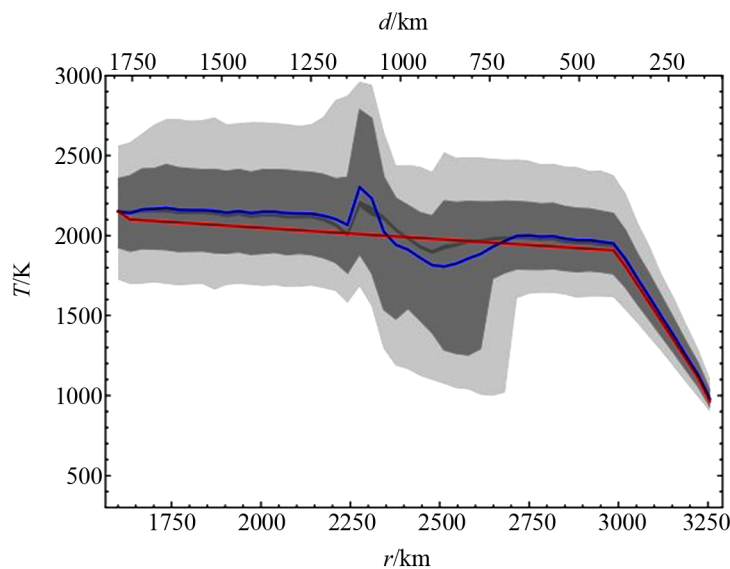


图 2 幔内温度分布^[4]

横坐标 r 为水星半径, d 指由水星表面至地下的深度。

与传统建模方法相比较, 贝叶斯反演过程中, 磁场、星震等测量数据已作为直接约束条件加入到模型求解的过程中, 反演得到模型参数在测量数据约束下的数值分布, 即得到幔内的精细结构。

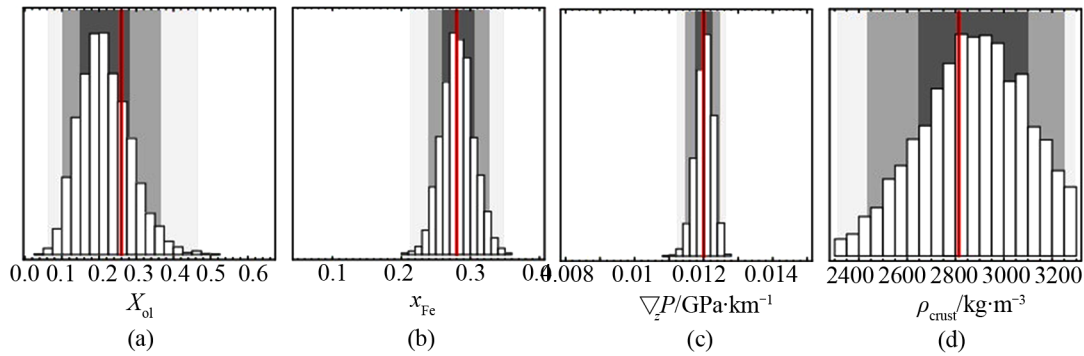


图3 (a) 幔内橄榄石体积百分比; (b) 核内铁元素的原子数百分比; (c) 沿半径方向幔内压强梯度; (d) 壳密度分布直方图^[4]

3 类地行星探测以及类地行星内部结构模型的研究现状

由于受到观测手段、观测资料的制约, 现有的一系列类地行星内部结构模型仍旧存在较大的不确定性。现有的内部结构的约束条件主要有行星化学和行星物理的约束条件, 行星化学主要是指行星的内部物质组成等, 行星物理主要是指测地学、地震学和电磁学这三方面的约束。测地学的约束主要包括行星质量、大小、转动惯量、LOVE 数 k_2 、重力场等。在行星表面进行的地震测量可以确定物质的弹性性质、密度、核幔边界的位置等, 能判断行星核的状态。电磁学可通过测量行星的磁场, 利用磁场的频谱分析确定相应层的导电系数, 进而根据导电系数与物质组成、温度、压强等物理量的关系来对内部结构予以约束。例如, “火星环球勘测者号 (MGS)” 证实了目前火星没有全球性的固有磁场, 但存在分布广泛的岩石剩磁^[18], 由此可以推测出早期火星曾有与地球磁场强度相当的全球性磁场^[19]。类地行星转动惯量仍具有较大的不确定性。迄今为止, 除地球和月球外其余类地行星上均无地震测量数据, 月球上虽然有地震测量数据, 但仅是孤立的点分布, 并未建立系统的地震观测网。地球是现今人类探测最多、也是已知的约束条件最多的星球, 因此, 地球的内部结构模型也是现有的内部结构模型中不确定性最小的一个, 普遍被接受的地球深内部结构一维模型是 PREM 模型和 1066A 模型。随着观测技术的发展和观测资料的累积, 地壳、上地幔甚至下地幔的结构模型也有了很大的发展。

3.1 火星内部结构模型的研究进展

在太阳系八大行星之中, 火星是除了金星之外距离地球最近的行星。它的赤道平面与公转轨道平面的交角非常接近于地球, 因此火星上也有类似于地球的四季交替, 同时, 火星的自转周期为 24 h 37 min, 与地球相近。地球与火星间的距离通常只有 10^8 km, 而在火星冲日期间会达到极值, 这个距离甚至不足 6×10^7 km, 此时将探测器送往火星所用的时间较短且花费较少, 火星冲日这一天文现象大约每隔 26 月就会发生一次。近年来发射了多个探测器来进行火星探测, 迄今为止, 已有超过 30 个探测器到达过火星; 它们对火星进行了详细的考

察,并向地球传回了大量的数据资料,这些资料为我们建立火星内部结构模型提供了较好的约束。NASA 深空探测的一个主要中期目标是在 2025 年左右将宇航员送到火星进行就地研究。为达到此目标,将继续发射一系列的轨道器和登陆/漫游器对火星的水、生命特征、空间环境(电磁场、重力场、大气等)、地质环境、矿物成分等进行探测和研究。因此,对火星的探测与研究也必将是今后 20 年甚至更长时期内人类对太阳系地外天体探索的主题之一。

在建立火星内部结构模型时,火星的内部物质组成模型是人们须考虑的主要问题之一。每种矿物在相应的温压条件下呈现出矿相的变化,而每个矿相在不同的温压条件下其密度、弹性系数都会发生改变。当给定火星的幔内矿物组成模型时,即可根据状态方程确定具体矿相的弹性系数、密度等参数与模型参数 P 、 T 之间的数值关系,并可根据内部结构微分方程、状态方程结合幔内温度模型求解相应温压条件下矿物的密度、弹性系数等参数。根据火星内部不同深度的密度、弹性系数等分布情况,可计算得到火星的质量、转动惯量、LOVE 数等值;把这些数值与现有测量结果比较,又可以反过来对火星的内部结构模型参数的取值范围予以约束。现有火星内部结构模型的研究中存在多种内部物质组成模型,如 DW 模型^[20]、LF 模型^[21]、SJG 模型^[22]等,其中 DW 模型最常用,它是由 Dreibus 和 Wänke 在 1985 年提出的。表 2 列出了各模型间的物质组成比较,其中表中前 10 行数据对应为相应物质组成模型中硅酸盐岩石层内所含化合物的质量占比,最后 4 行数据为火星核内所含化合物的质量占比。由表 2 可知这三种模型的物质组成大致相同:DW 模型中火星核的质量占总质量的 21.7%,硅酸盐岩石层的质量占比是 78.3%;LF 模型中核所占的比重偏小,仅为 20.63%;而 SJG 模型中核的质量占比最大,为 24.0%。DW 模型是以 SNC 陨石群的化学组成为基准建立的火星幔内矿物组成模型,由于火星处于地球和小行星带之间,故这里假设组成火星的物质由两部分组成:一部分来自于小行星带,另一部分来自于类地行星形成初期太阳和火星之间的环带,早期的火星胚胎不断吸积这两部分物质继而形成了现在的火星。DW 火星物质组成模型中这两种组分比例设为 40:60,这两种类地行星的形成均受到了太阳系中最早形成的行星——木星的影响。

在得到 Mars Pathfinder mission (MPF) 的跟踪数据前,已有许多文章对火星内部结构模型的建立进行过详细的讨论^[24-27],他们所用的研究方法如前所述,将火星由内至外进行分层,一般是分为核、幔、壳三层,或者更精细地将壳分为外部多孔层和合并地壳层;但这些文章中所用到的约束条件,如惯性极矩值 C ,精度较低,对内部结构模型的约束差。随着 MPF 的成功发射以及后续跟踪数据的分析与解算,惯性极矩的精度得到了较大的提高,Folkner 等人^[27]于 1997 年计算出新的火星惯性极矩 C :

$$\frac{C}{MR^2} = 0.3662 \pm 0.0017 \quad (34)$$

随后,Yoder 等人^[29]将此结果与已知的归一化重力场系数相结合得到了精度更高的归一化平均转动惯量:

$$\frac{I}{MR^2} = \frac{A + B + C}{3MR^2} = 0.3634 \sim 0.3658 \quad (35)$$

其中, A 、 B 为主赤道惯性矩。与之前根据火星质量和半径所计算的相比,Yoder 等人^[29]所获得的结果小,转动惯量估算精度的提高使得火星的内部结构模型有了更强的约束。随着约

表 2 火星物质组成模型比较^[23]

物质组成	单位 (%)		
	模型		
	DW(1989)	LF(1998)	SJG(1999)
SiO ₂	44.4	45.39	47.5
TiO ₂	0.14	0.14	0.1
Al ₂ O ₃	3.02	2.89	2.5
FeO	17.9	17.22	17.7
MnO	0.46	0.37	0.4
MgO	30.2	29.71	27.3
CaO	2.45	2.35	2.0
Na ₂ O	0.5	0.98	1.2
P ₂ O ₅	0.16	0.17	1.2
Cr ₂ O ₃	0.76	0.68	—
Mg [#]	75.0	75.5	72.0
Silicates, wt%	78.3	79.37	76.0
Core, wt%	21.7	20.63	24.0
Fe	77.8	79.8	76.6
Ni	8.0	8.05	7.2
S	14.2	10.6	16.2
Fe ₃ P	—	1.55	—

注: 表中 Mg[#] 为矿物中镁值的含量, $Mg^{\#} = \frac{Mg + Fe}{Fe}$ 。

束条件的增强, 一系列火星内部结构模型的新研究得以出现^[21,22,30-33]。这些新研究所用的建模方法也与之之前介绍的方法大致相同, 且其中大部分的研究选用的均是 Dreibus 和 Wänke 在 1989 年提出的 DW 火星幔内矿物组成模型, 但在壳厚度、壳密度等参数的选取与设定上有所差异, 故导致了不同的反演结果。

3.2 火星重力场、潮汐 LOVE 数等测量与内部结构研究

除此之外, 火星的重力场、潮汐 LOVE 数的测量对内部结构也有着非常重要的约束作用。通过对重力场和地表地形进行比较和研究, 也可以深入地了解行星内部结构。例如, 通过从地形中剥离引力信号, 可以了解行星内部的密度异常, 同时也可以反映出表面地形的力学补偿机制, 提供行星岩石圈应力和力学效应等信息。也正是因为重力场对内部结构的重要约束作用以及其对航天器轨道的影响, 对目标天体的重力场测量已经成为几乎所有行星探测计划中必不可少的一部分^[34]。

对天体的重力场测量主要有两种方法: (1) 直接在轨道器上搭载重力仪或者加速度计, 即可直接得到目标天体的空间重力场分布, 地球上空的 CHAMP 和 GRACE 卫星、月球上空的 GRAIL 卫星上便搭载有这样的仪器, 可直接得到地球、月球的空间重力场分布; (2) 不直接测量目标天体的重力场, 而是通过对航天器绕目标天体的运行轨道及其变化的精确测定来解算

目标天体的空间重力场分布。对类地行星的探测中, 由于受到载荷和科学目标等因素的限制, 故选用第二种方法进行重力场的测量。

早期的火星重力场模型, 如 Goddard Space Flight Center(GSFC) 的 GMM-1^[35]和 Jet Propulsion Laboratory (JPL) 的 MARS50C^[36], 主要是利用 Mariner-9 号 (M9) 和 Viking 飞行器 (VO1 和 VO2) 的双程 S 波段 (2.1 GHz 和 2.3 GHz) 多普勒资料解算得到。由于 M9 和 Viking 属于大偏心率高轨卫星, 在两极地区无轨道数据, 在中低纬地区轨道数据分布不均匀, 故得到的重力场模型分辨率较低。之后, 随着火星全球勘探者号, 即 Mars Global Surveyor(MGS) 项目的展开, X 波段 (8.6~9.5 GHz) 数据在火星重力场模型中发挥了越来越重要的作用。与 S 波段相比, X 波段的数据能够提高轨道的精度, 减少介质的影响。同时, 由于 MGS 的轨道高度比 M9 和 VO1、VO2 的低, 因此, 对重力场模型的高阶项更为敏感, 使火星重力场模型的分辨率得到显著提高。

MGS 探测器于 1996 年 11 月 7 日升空, 在 2006 年 11 月 2 日因为失联而结束任务, 到目前为止, 是对火星重力场测量最成功的卫星, 也是对重力场模型的建立贡献最大的一颗卫星。MGS 上共搭载了五种科学仪器, 分别是火星轨道摄影仪、火星轨道激光测高仪、热辐射光谱仪、磁力仪与电子反射仪、超稳多普勒测量振荡仪。在对火星进行了长达 9 年的探测后, MGS 成功地获取了火星地形、重力场、磁场、地表影像、表面热辐射等相关数据资料, 为火星内部结构模型的研究提供了更多的约束。由 Mariner9、Viking1 和 2、MGS 的追踪数据所联合反演的重力场模型精度也得到进一步的提高, 为火星重力场模型的建立做出了重要的贡献; 同时, 它所装载的激光高度测量仪 (MOLA, Mars Orbiting Laser Altimeter) 对火星表面地形进行了高精度的测量, 获得了高精度的火星表面地形资料。

在 MGS 之后另一些针对火星的探测器也相继发射升空, 如欧空局的火星快车号 Mars Express(MEX), NASA 的 Mars Odyssey 和 Mars Reconnaissance Orbiter(MRO) 等, 这些探测器的轨道特征与 MGS 类似, 均是小偏心率的极轨卫星。这些探测器的成功发射使火星重力场模型的精度得到进一步的提高。表 3 给出了火星重力场和地形的相关数据。

在实际进行重力场解算时, 须在先验条件的约束下综合各弧段内观测值对重力场系数的偏导数矩阵进行重力场系数的解算。对于火星重力场, GSFC 和 JPL 解算的方法不一样, GSFC 采用改进的施加先验约束条件的最小二乘法^[35], 而 JPL 则采用拉格朗日函数法对火星重力场进行解算^[37]。

根据 M9、Viking、MGS 和 MRO 在不同任务时期的数据解算出了一系列的重力场模型, 如 GMM-1^[35]、GMM-2B^[39]、MARS50C^[36]、MGS75D^[37]、MGS95J^[40]、MRO110B^[41]等。其中 GMM 系列便是由 GSFC 解算得到的, 此系列中具有代表性的是模型 GMM-2B, 它是阶次为 80 的球谐函数模型。MGS75D、MGS95J 分别是一个 75、95 阶次的模型, MRO110B 是一个 100 阶次的模型, 它们均由 JPL 解算得到。迄今为止, MGS 系列模型是最具代表性的火星重力场模型^[34]。

由于火星是非刚性体, 在太阳、Phobos 等附近天体引潮力的作用下, 火星与地球一样会发生形变, 称为潮汐形变。LOVE 数 k_2 表征的即是潮汐变形后的火星相对于未变形火星的附加引力位与平衡潮引力位之比, k_2 所反映的是火星对于附加引力的响应, 它的大小与火星内

表 3 与火星相关的动力学参数数据^[38]

参数	数据	参考文献
$GM/\text{km}^3\cdot\text{s}^{-2}$	$42\,828.374\,00\pm 0.000\,28$	[40]
R_0/km	3 389.508	[42]
R_e/km	3396	[40]
ω/s^{-1}	$7.088\,218\,08\times 10^{-5}$	[37]
$T = 2\pi \cdot \omega^{-1}/\text{s}$	$8.864\,3\times 10^4$	[37]
\bar{C}_{20}	$-87.502\,144\,692\,9\times 10^{-5}$	[40]
\bar{C}_{22}	$-84.635\,831\,128\,899\times 10^{-6}$	
\bar{S}_{22}	$48.934\,512\,513\,4\times 10^{-6}$	
J_2	$1.956\,607\times 10^{-3}$	
J_4	$-1.538\,575\times 10^{-5}$	
$k_S^2(\text{elastic})$	0.148 ± 0.009	
k_2	0.173 ± 0.009	[41]
C/MR_e^2	$0.365\,4\pm 0.000\,08$	[40]
I/MR_0^2	$0.365\,5\pm 0.000\,08$	
A/MR_0^2	0.364 711 9	
B/MR_0^2	0.366 802 8	
C/MR_0^2	0.366 802 8	
\bar{A}/MR_0^2	0.364 838 7	
$\alpha = (C - B/A)$	$5.038\,037\times 10^{-3}$	
$\beta = (C A)/B$	$5.728\,877\times 10^{-3}$	
$\gamma = (B A)/C$	$0.690\,859\,4\times 10^{-3}$	
$\bar{\alpha} = (C - \bar{A})/\bar{A}$	$5.383\,536\times 10^{-3}$	
C_{20}	$-5.966\,375\,891\,4\times 10^3$	[42]
C_{21}	$2.223\,129\,929\,13\times 10^2$	
S_{21}	$1.197\,354\,100\,49\times 10^2$	
C_{22}	$-1.060\,145\,556\,19\times 10^3$	
S_{22}	$7.586\,020\,930,84\times 10^2$	
$1/f$	196.9	[37]

注: G 为万有引力常数, M 火星质量, GM 为重力场系数展开一阶项, R_0 是平均半径, R_e 为赤道半径, ω 、 T 分别是自转频率和周期, C 为惯性极矩, A 、 B 为赤道转动惯量, \bar{C}_{20} 、 \bar{C}_{22} 、 \bar{S}_{22} 是完全归一化的二阶重力场系数, J_2 、 J_4 是综合带谐项系数, C_{20} 、 C_{21} 、 S_{21} 、 C_{22} 、 S_{22} 为火星地形球谐函数展开的二阶项, f 为火星扁率。

部物质的密度、弹性系数相关。通过一系列预先给定的火星内部模型, 即其内部各层的密度、体积模量、剪切模量等参数的分布, 由此则可计算出相应模型的 k_2 值, 与通过 MGS 或其他探测器的追踪数据间接算得的 k_2 值进行比较, 即可剔除不符合的模型, 约束模型参数的取值范围。

Smith 等人^[42]曾利用 MGS 上装载的激光测高仪测得的火星表面地形数据研究火星表面 CO_2 的季节性升华情况。火星的公转轨道决定了火星表面也有较为明显的四季变化, 火星表

面覆盖的 CO_2 受季节性温差的影响, 存在升华 (火星大气层, 气体)–凝华 (火星地表, 固体) 的过程, 而火星表面地形能直接反映这一过程。同时, CO_2 的升华–凝华过程也造成了火星表面的质量重新分布, 使得火星重力场也会发生季节性变化, 考虑到此过程后他们得到的 k_2 值为 0.055 ± 0.008 。

Yoder 等人^[29]也曾通过 MGS 的轨道数据分析得到了火星固体潮 LOVE 数 k_2 。具体过程如下, 他们假定火星球对称, 则其对太阳潮的响应可用以下方程描述:

$$U = \frac{GR^2M_{\odot}}{r^3} \times [k_{20}P_{20}(\theta) + k_{21}P_{21}(\theta) \cos \alpha + k_{22}P_{22}(\theta) \cos 2\alpha] \quad (36)$$

其中 θ 、 α 分别为火星上观测到的太阳的经度与极距, R 是火星半径, r 是火星到太阳的距离, P_{20} 、 P_{21} 、 P_{22} 为勒让德多项式。由于在球对称的假设下, k_{20} 、 k_{21} 、 k_{22} 三者相同, 均可直接用 k_2 表示, 则根据 MGS 的轨道数据可以估算出 $k_2 = 0.153 \pm 0.017$ 。在之前所提到的一系列火星内部结构模型中, 均只考虑了弹性模型, 而此值中也包含非弹性部分。Yoder 把地球值中非弹性部分与弹性部分的比值进行类比, 给出了火星上 LOVE 数 k_2 的弹性部分 $k_{2S} = 0.145 \pm 0.017$ 。 k_{2S} 值的大小对确定火星内部核的状态有重要作用, 固态内核和液态内核的 k_{2S} 值相差较大: 若 $k_{2S} > 0.1$, 则说明火星存在液态核; 若 $k_{2S} < 0.1$, 则说明火星核为固态。故而 Yoder 等人由其结论推断火星存在液态核。Zharkov 等人^[38]在对火星内部结构的研究中首次考虑到了火星内部非弹性部分的影响, 所得到的火星内部结构模型更完善。

Marty 等人^[43]曾根据 MGS 和 Mars Odyssey 的跟踪资料 (MGS 是 1998 年至 2006 年任务结束时的跟踪资料, Mars Odyssey 是 2002 年至 2006 年春的跟踪资料) 成功解算出火星的静态重力场模型 MGGM08A (Mars Global Gravitational Model 2008 Solution A), 以及重力场的时变。此静态火星重力场模型 MGGM08A 是一个 95 阶次的模型, 并通过火星地形数据对模型进行了修正, 所得模型精度有显著提高。随着重力场精度的提高, 他们重新计算了潮汐数 k_2 , 得到的 k_2 值约为 0.110 ~ 0.130, 此值相比于 Yoder^[29]、Konopliv 等人^[40]得到的 k_2 值都要偏小; 但这些结果都支持火星有个全液态的核这一说法, 不同的是由 Marty 的 k_2 值得到的火星核略小, 其核幔边界的大小约为 1450 ~ 1620 km^[43]。

其后, Konopliv 等人^[41]又对 Mars Reconnaissance Orbiter (MRO) 的追踪数据进行了分析解算, 获得了更高精度的重力场模型 MRO110B (110 阶次)。MRO 自 2006 年 8 月底开始采集追踪数据进行火星重力场测量, 其轨道高度相比于 MGS、Odyssey 等飞行器更低 (近火点高度为 255 km, 远火点高度为 320 km 左右), 这也使得我们获得的重力场模型的精度更高。他们在解算过程中甚至还考虑了飞行器光压模型中大气尘埃的影响, 据此算得的固体潮系数 k_2 值与之前的模型计算得到的值相比偏大, 为 0.164 ± 0.009 , 同时他们根据 MRO 的数据算出了新的惯性极矩 C :

$$\frac{C}{MR_{\odot}^2} = 0.3644 \pm 0.0005 \quad (37)$$

此值比 Yoder 等人^[29]得到的值小, 进一步约束了火星的核模型。

表 4 给出了根据 MGS、Mars Odyssey 的资料计算得到的不同的 k_2 值。由此可以看出, 所算得的 k_2 值多数都介于 0.117 ~ 0.153 之间, 而根据 Yoder 等人的理论则可以推断火星存

在液态核。值得注意的是,同样是 MGS, Yoder 等人利用其 1999—2002 年的资料计算时得到的 k_2 值为 0.153; Marty 等人利用其 2002—2006 年的资料计算时得到的值仅为 0.050, 这与其他结果相去甚远。而在加入了 Mars Odyssey 的资料后, 计算结果上升至 0.120, 并且此结果也大于单独使用 Mars Odyssey 资料算得的值。故而由现有资料计算的 k_2 值的准确度还有待提高, 这需要更多新的可靠的探测资料对现有计算结果进行改正与提高。

表 4 由不同数据计算得到的 k_2 值的比较

数据组	k_2 值	备注	来源
MGS	0.055 ± 0.008		[42]
MGS(part)+ODY	0.120 ± 0.003	MGS:2002-2006	[43]
MGS(part)	0.050 ± 0.015	MGS:2002-2006	[43]
ODY	0.117 ± 0.004		[43]
MGS	0.153 ± 0.017	MGS:1999-April 2002	[29]
MGS	0.130 ± 0.003	MGS:1999-March 2005	[44]
MGS+ODY	0.140 ± 0.009	Official MGS95J value	[40]
MGS	0.173 ± 0.009		[41]

图 4 给出在给定两种幔内温度模型条件下, 火星核的大小与 k_2 值的关系。这里选取了现有的火星幔内温度模型中整体幔温度最高和最低的两个模型, 以这两个极端情况来代表火星幔内温度分布, 并基于此研究火星核的大小可能的取值范围。如图, 红色代表的是高温模型, 蓝色代表低温模型, 由图可以看出, k_2 值越大, 火星核越大; 这是由于 k_2 值较大时说明火星对于固体潮的响应较大, 而核较大时火星对于固体潮的响应较大。

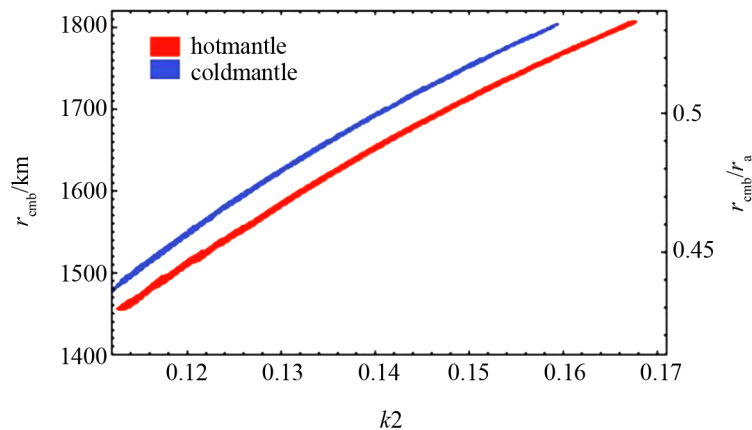


图 4 火星核的大小与 k_2 值的关系^[43]

多伦多大学地球科学中心的 Pithawala 和 Ghent 等人^[45]在 2011 年的第 42 届月球和行星科学年会会议集中, 发表了一篇关于利用本征模弛豫理论建立火星内部结构模型的文章。该文主要集中于探讨火星内部结构中存在的非弹性结构部分。他们通过弛豫理论来计算给定火星模型的二阶潮汐 LOVE 数 k_2 , 以 Phobos 引起的潮汐力作为扰动力, 研究球对称分层粘弹

性模型, 将火星划分为核、幔、薄弱层和弹性岩石圈四层, 用麦克斯韦弛豫时间 τ 来表示每一层的粘滞性 η :

$$\tau = \frac{\eta}{\mu}, \quad (38)$$

其中, μ 是弹性 Lamé 参数中表征刚度的常数。结果发现, 由于所观测到火星上的潮汐能为 3.2 MW, 若要耗散此潮汐能, 则火星内部必须存在一个弛豫时间约为 $10^3 \sim 10^5$ s 的软质层, 并进一步针对此软质层的位置做出两种假设, 如图 5 所示。

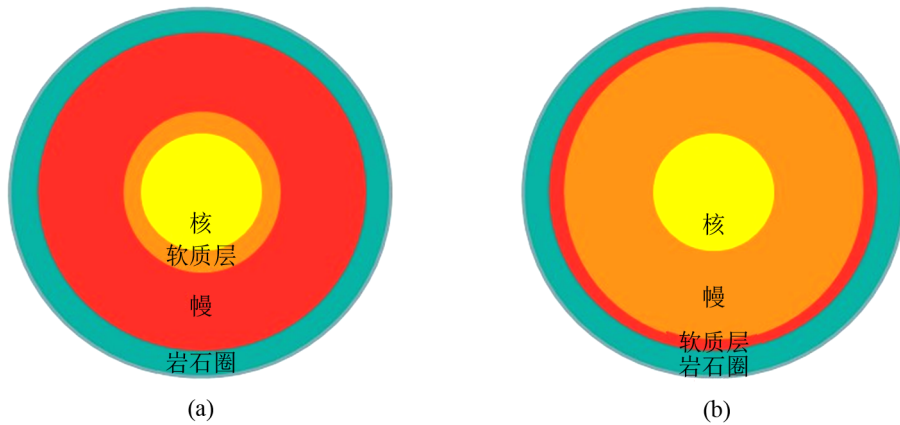


图 5 软质层位置假设^[45]

图 5 (a) 中由内至外分别是火星核、软质层、火星幔、弹性岩石圈, 这里假定的是此软质薄层存在于核幔交界处; (b) 中由内至外分别是火星核、火星幔、软质薄层、弹性岩石圈, 这里假定软质薄层在火星幔与外部弹性岩石圈层的交界处。计算发现若火星的 k_2 值大于 0.1, 则它有可能是由软质层包裹弹性核组成, 如图 5 (a) 中所示, 且此软质层较薄, 约为 200 km。

Zuber 等人^[46]曾根据 MGS 所获得的火星地形和全球重力场数据估算出火星壳厚度。从重力场信号中剔除地形的影响, 得到布格重力分布异常, 同时假定火星壳的密度不变 (壳密度为 2.9 g/cm^3 , 壳幔边界的密度差 0.6 g/cm^3), 则引起布格重力分布异常的原因为壳厚度的变化, 由此计算出的火星的平均壳厚度约为 50 km。图 6 即为 Zuber 根据 MGS 数据所估算出的火星壳厚度分布图, 由图可以看出, 火星壳的厚度也有明显的两极分化, 北半球普遍较薄, 南半球壳较厚。他们得到的结果中, 火星壳的最薄处在 Isidis 撞击盆地, 厚度约为几 km; 最厚处在塔尔西斯高地中心, 厚度约为 90 km。

4 总结与讨论

虽然现已有多个关于火星内部结构的约束条件, 但类地行星的内部结构仍存在较大的不确定性。仅就核而言, 其大小及内部物质状态迄今为止仍旧未知。Yoder 等人^[29]依据 MGS 的轨道资料算得 k_2 的值约为 0.153 ± 0.017 , 并据此推断火星必定存在液态核。虽自此之后的文

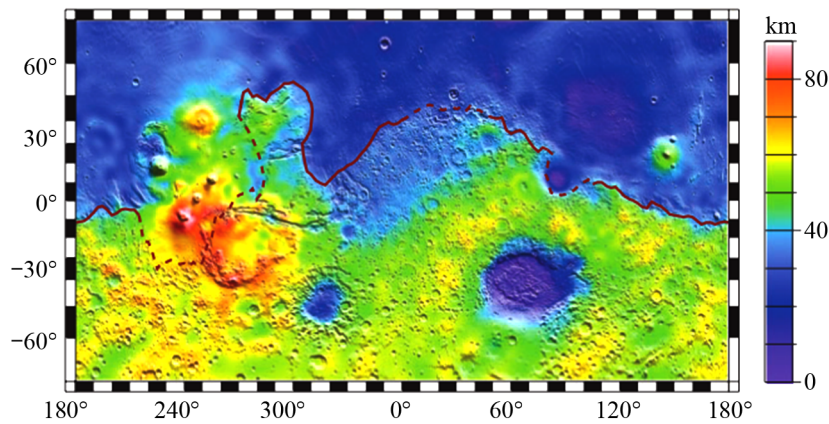


图 6 由 MGS 数据估算出的火星壳厚度分布图 (70° S 和 70° N)^[46]

章中也都认为火星存在液态核, 但此结论是建立在一系列假设条件下得到的, 况且, 如之前所讨论的, 现有资料的可靠性还有待商榷, 由此算得的 k_2 值的准确性也还不确定; 因此, 火星的核究竟是液态还是固态, 或是液态外核包围固态内核还未能确定, 这需要依据更多的关于内部物质组成 (主要是火星核内轻元素的含量)、内部温度分布等信息予以约束。至于火星幔, 其不确定性更多, 如幔内温度分布就是一个悬而未定的参数, 它受到火星的热演化过程、幔内物质分布等多个条件的影响, 而现有的探测资料不足以确定幔内温度分布情况, 故现在常用的做法是选取一个符合火星热演化历史的幔内温度分布模型。即便是火星壳, 关于壳厚度与密度也没有统一的说法, Zuber 和 Smith^[42] 曾根据 MGS 所获得的重力场资料和地形资料, 计算出火星壳的厚度, 他们假定火星壳密度不变, 但真实情况往往比这个复杂得多, 火星壳的厚度究竟为多少也难有定论。

NASA 的“好奇号”探测器 2012 年 8 月 6 日成功在火星表面着陆, 使人们对火星土壤成分和地形地貌特征等方面有了更全面和科学的认识, 特别是火星表层水冰含量的探测和确定有望取得新突破; 但有关的科学测量数据还没有正式对外释放。ESA 在 2012 年提出与 NASA 合作, 从 2016 年开始展开一系列关于火星的联合探测计划, 其中有一项便是火星网络科学研究任务 (Mars Network Science Mission, 简称 MNSM)^[48], 它实质上是 ESA 在 21 世纪初立项但后来夭折的 Netlander 计划^[47]的复活。该任务计划在火星表面建立 3~6 个台站以研究火星内部结构、自转参数和火星大气动力学。拟议的 MNSM 将专注于探讨早期的火星, 为火星演化的地球物理模型、地球化学模型、地质学模型提供至关重要的约束。而对于火星测地学的相关测量和火星地震、磁场、表面热通量等相关量的测量能进一步揭示火星内部物质组成和结构、火星热结构和磁演化等。若能成功实施, 则人类有望第一次以可靠的证据揭示火星的内部深层结构。在“好奇号”探测器成功着陆后两星期, NASA 就正式宣布 2016 年将发射另一个登陆器“Insight”, 配备地震仪、热流量记录仪和大地测量设备, 它实质上是上述 MNSM 的缩水版。与此同时, ESA 将于 2013 年发射针对水星探测的 BepiColombo, 预计于 2022 年到达水星, 其后将对水星的地形和重力场展开高精度的观测, 同时也将给出水星的潮

汐 LOVE 数结果。

随着这一系列深空探测计划的展开, 观测资料日益增多, 太阳系内类地行星的内部结构模型有望得到进一步的优化, 如何结合各种观测资料以及现有约束条件对类地行星进行精细化的研究是值得思考的问题, 也是我们开展下一步工作的方向。随着类地行星重力场模型精度的提高 (40 阶的重力场模型已有较高的精度), 可利用贝叶斯反演将重力场作为直接约束加入模型求解过程中, 同时, 类地行星的章动和扁率等物理参数也可作为其内部深层结构的约束条件加入模型求解过程中。另外, 之前求解类地行星内部结构的过程中设定了一系列的假设条件, 如假定行星无自转、球对称分布, 在计算核内温度时假定核内的热交换模式均为热对流, 这些假设条件在一定程度上简化了模型, 便于求解, 但也制约了模型的合理性或可靠性; 在后续工作中, 将在求解过程中考虑行星自转, 同时行星外部形状也将作为一个重要约束条件进入模型解算过程, 以期获得更合理的类地行星内部结构模型。

参考文献:

- [1] Barlow N G. 火星: 关于其内部、表面和大气的引论. 吴季, 赵华译. 北京: 科学出版社, 2010: 25
- [2] Barriot J P, Dehant V, Folkner W, et al. *Adv. Space Res*, 2001, 28: 1237
- [3] Dehant V, Maistre S L, Rivoldini A, et al. *Planet Space Sci*, 2011, 59: 1069
- [4] Rivoldini A. Dissertation. Brussels: Royal Observatory of Belgium, 2011: 15
- [5] 晋升, 季江徽. *天文学进展*, 2009, 27: 301
- [6] 张鸿, 张承志. *天文学进展*, 2002, 20: 223
- [7] Stacey F D, Davis P M. *Physics of Earth*. Cambridge: Cambridge University Press, 2008: 294
- [8] Rivoldini A, Hoolst T V, Verhoeven O. *Icarus*, 2009, 201: 12
- [9] Fegley B, Cameron A G W. *Earth Planet Sci Lett*, 1987, 82: 207
- [10] Morgan J W, Anders E. *Proc Natl Acad Sci*, 1980, 77: 6973
- [11] Krot A N, Meibom A, Russell S S, et al. *Sci*, 2001, 291: 1776
- [12] Fegley B, Cameron A G W. *Earth Planet Sci Lett*, 1987, 77: 6973
- [13] Taylor G I, Scott E R F. *Elsevier*, 2005, 1: 477
- [14] Wasson J T, Chapman C R, Matthews M S, Vilas F. *Mercury*. Tucson: University of Arizona Press, 1988: 622
- [15] Ulrych T J, Sacchi M D, Woodbury A. *Geophys*, 2001, 66: 55
- [16] Besag J, Green P, Higdon D, et al. *Statistical Science*, 1995, 10: 3
- [17] Xu Y S, Poe B T, Shankland T J, et al. *Sci*, 1998, 280: 1415
- [18] Acuña M H, Connerney J E P, Wasilewski P, et al. *Science*, 1998, 279: 1676
- [19] Mitchell D L, Lin R P, Rème H, et al. *Bull Am Astron Soc*, 1999, 31: 1584
- [20] Dreibus G, Wänke H. *Meteoritics*, 1985, 20: 367
- [21] Lodders K, Fegley B. *Icarus*, 1997, 126: 373
- [22] Sanloup C, Jambon A, Gillet P, et al. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1999, 112: 43
- [23] Zharkov V N, Gudkova T V. *Solar System Research*, 2005, 39(5): 343
- [24] Zharkov V N, Koshlyakov E M, Marchenkov K I, et al. *Astron Vestn*, 1991, 25: 515
- [25] Mocquet A, Vacher P, Grasset O, et al. *Planet Space Sci*, 1996, 44(11): 1251
- [26] Sohl F, Spohn T. *JGR*, 1997, 102(17): 1613
- [27] Yoder C F, Standish E M. *JGR*, 1997, 102: 4065
- [28] Folkner W M, Yoder C F, Yuan D N. *Sci*, 1997, 278(5344): 1749
- [29] Yoder C F, Konopliv A S, Yuan D N. *Sci*, 2003, 300(5617): 299

- [30] Bertka C M, Fei Y. *Earth and Planetary Science Letters*, 1998, 157(1): 79
- [31] Zharkov V N, Gudkova T V. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2000, 117: 407
- [32] Kavner A, Duffy T S, Shen G. *Earth and Planetary Science Letters*, 2001, 185: 25
- [33] Gudkova T V, Zharkov V N. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2004, 142(1): 1
- [34] 何志洲, 黄乘利, 张冕. *天文学进展*. 2012, 30(2): 220
- [35] Smith D E, Lerch F J, Nerem R S, et al. *JGR*, 1993, 98: 20871
- [36] Konopliv A S, Sjogern W L. *JPL Publication*, 1995, 95: 5
- [37] Yuan D N, Sjogern W L, Konopliv A S, et al. *JGR*, 2001, 106: 23377
- [38] Zharkov V N, Gudkova T V, Molodensky S M. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2009, 172(3): 324
- [39] Lemoine F G, Smith D E, Rowlands D D, et al. *JGR*, 2001, 106: 23359
- [40] Konopliv A S, Yoder C F, Standish E M, et al. *Icarus*, 2006, 182: 23
- [41] Konopliv A S, Sami W A, William M F, et al. *Icarus*, 2011, 211: 401
- [42] Smith D E, Zuber M T, Neumann G A. *Science*, 2001, 294(5549): 2141
- [43] Marty J C, Balmino G, Duron J, et al. *Planet Space Sci*, 2009, 57(3): 350
- [44] Balmino G, Marty J C. *Dynamic Planet*. Tregoning P, Rizos C, eds. Cairns, IAGS, 2005, 130: 895
- [45] Pithawala T M, Ghent R R, Bills B G. *Lunar and Planetary Science conference*, 2011, 42: 1549
- [46] Zuber M T, Solomon S C, Phillips R J, et al. *Science*, 2000, 287: 1788
- [47] Chicarro A F. *Geophysical Research Abstracts*, 2012, 14: 23
- [48] 黄乘利. *天文学进展*, 2007, 25(2): 114

On the Study of the Interior Structure of Terrestrial Planets in Solar System

GONG Sheng-xia^{1,2}, HUANG Cheng-li^{1,3}

(1. *Shanghai Astronomical Observatory, Chinese Academy of Sciences, Shanghai 200030, China*; 2. *University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China*; 3. *Key Laboratory of Planetary Sciences, Chinese Academy of Sciences, Shanghai 200030, China*)

Abstract: The interior structure of terrestrial planets is fundamental to the understanding of the solar system and for the comprehension of the formation and evolution of those planets. Furthermore, knowledge about terrestrial planets provides important insights to the understanding of the future evolution of the Earth. Here two methods, forward method and Bayesian Inversion, which construct interior structure models applicable to terrestrial planets are introduced. In order to get the detail interior structure model, planets are divided into three parts: crust, mantle and core, and each part has its own composition. And then, the study of the Martian interior structure is reviewed as an example. In particular the geodesy data of the Mars, such as Love number, gravity field, and their constraints on the models are also introduced in detail in this paper. At the end of this paper, the prospect of the study of the interior structure of the terrestrial planets is presented.

Key words: interior structure; terrestrial planets; Mars; geodesy data