使用数值模型研究俯冲板块动力学的进展

冷伟^{1,2*}, 黄惊知^{1,2}

1. 中国科学技术大学地球和空间科学学院, 地震与地球内部物理实验室, 合肥 230026;

2. 蒙城地球物理国家野外科学观测研究站, 合肥 230026

* E-mail: wleng@ustc.edu.cn

收稿日期: 2017-12-30; 收修改稿日期: 2018-08-07; 接受日期: 2018-09-20; 网络版发表日期: 2018-11-23

国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2015CB856106)和川滇国家地震监测预报实验场项目(编号: 2017CESE0102)资助

摘要 板块构造理论的核心是俯冲板块的动力学问题, 可以通过地震学、矿物物理和岩石地球化学、地质构造和沉积学以及数值模拟对其进行多学科综合研究. 其中数值模拟通过建立理论模型并使用数值方法模拟俯冲板块的动力学效应, 直观地给出了定量化的俯冲板块的演化过程和地表响应, 并用以解释其他学科研究所得到的观测和实验结果. 因此使用数值模型进行定量模拟是研究俯冲板块动力学的重要手段之一. 文章综述了使用数值模型研究俯冲板块动力学多个方面在近期取得的进展, 包括板块构造的起源和俯冲板块的启动过程, 俯冲板块的热结构, 以及俯冲板块在上地幔、地幔过渡带和下地幔的主要动力学表现. 使用数值模型得到的结果是基于质量、动量和能量守恒方程的理论结果, 必须综合使用其他各学科的研究成果对模拟结果进行比对和验证, 以最终理解俯冲板块的动力学过程. 随着计算能力的大幅提升和模拟方法的不断进步, 数值模拟方法将为研究包括俯冲板块动力学在内的地球科学前沿问题提供更为准确和高效的手段.

关键词 俯冲板块, 动力学, 数值模拟

1 引言

俯冲板块是板块构造理论的最重要的组成部分. 新生板块产生于大洋中脊, 向两侧扩张的过程中不断冷却变老, 抵达被动大陆边缘或转换断层处俯冲进入地幔, 形成海沟和俯冲板块(Turcotte和Schubert, 2002). 板块俯冲的过程中对地表产生重要的影响(Stern, 2002; Zheng和Chen, 2016). 首先, 全球的主要大地震基本都在俯冲带处产生; 其次, 俯冲板块抵达一定深度后, 由于脱水作用会造成地幔的部分熔融, 产生弧岩浆作用; 此外, 板块俯冲的过程中, 会改变上覆板块的

水平和垂直应力状态, 造成板内变形活动和动力地形变化. 因此, 研究俯冲板块的动力学特征, 不仅有助于理解现今俯冲板块在地幔中的分布, 也对理解俯冲板块造成的地表的地质和地形演化具有重要的意义.

对俯冲板块的研究是多学科紧密结合的综合研究过程. 地震学研究能够通过地震定位、波形拟合和层析成像的方式, 对俯冲板块现今在地幔中的结构给出高分辨率的约束(如van der Hilst等, 1997; Huang和Zhao, 2006; Hayes等, 2012); 矿物物理和岩石地球化学研究通过实验室实验和理论计算, 约束板块俯冲过程中产生的矿物相变, 主要元素和示踪元素的分配和

中文引用格式: 冷伟, 黄惊知. 2018. 使用数值模型研究俯冲板块动力学的进展. 中国科学: 地球科学, 48: 1655–1669, doi: [10.1360/N072017-00460](https://doi.org/10.1360/N072017-00460)

英文引用格式: Leng W, Huang L. 2018. Progress in numerical modeling of subducting plate dynamics. Science China Earth Sciences, 61: 1761–1774, <https://doi.org/10.1007/s11430-017-9275-4>

迁移过程, 以及地幔熔融产生的地表火山岩的分布特征等(如Ulmer和Trommsdorff, 1995; Kirby等, 1996; Hermann等, 2006; Zheng, 2012; Deschamps等, 2013); 构造地质和沉积学基于构造结构和沉积过程的变化, 能够为约束地表的应力状态和地形变化提供直接证据(如Mueller等, 1992; Gurnis等, 1998; Flament等, 2013; Liu, 2015). 而使用动力学数值模拟研究, 则结合了以上各个学科的观测和实验结果, 通过建立理论模型并使用数值方法模拟俯冲板块的动力学过程, 直观地给出了定量化的俯冲板块的演化方式, 并用以解释通过地震学、矿物和岩石地球化学以及地质构造学和沉积学所得到的观测和实验结果(如Billen, 2008; 冷伟和毛伟, 2015; Goes等, 2017; Stern和Gerya, 2017). 因此使用数值模型进行量化模拟研究是研究俯冲板块动力学的最重要的手段之一. 数值模型的建立主要基于物质的质量、动量和能量守恒方程, 其基本方程如下:

$$-\frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j} + \frac{\partial p}{\partial x_i} = \alpha \rho g \delta_{i3} T, \quad (1)$$

$$\frac{\partial u_i}{\partial x_i} = 0, \quad (2)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u_i \frac{\partial T}{\partial x_i} = \kappa \frac{\partial^2 T}{\partial x_j^2}, \quad (3)$$

式中, τ_{ij} 为偏应力张量, x_i 为坐标矢量, p 为压力, α 为热膨胀系数, ρ 为密度, g 为重力加速度, δ_{i3} 为克罗内克函数, T 为温度, u_i 为速度矢量, t 为时间, κ 为热扩散系数, i 和 j 取1~3. 如果需要进一步考虑黏性生热、相变和流体等因素在俯冲过程中的作用, 还需要在公式中加入对应的项. 通过采用数值方法解质量、动量和能量守恒方程即可计算得到俯冲板块在俯冲过程中的热动力学演化方式. 本文通过对俯冲板块的启动过程和热结构, 以及俯冲板块在地幔不同区域的动力学表现进行综述, 给出数值模拟研究近期得到的主要进展.

2 俯冲板块的启动过程

板块运动的起源和演化是地球科学研究中的核心问题, 对理解地球的整体热平衡、大气和海洋环境变迁以及生物圈的演化都具有关键意义(Korenaga, 2013; Bercovici和Ricard, 2014). 对俯冲板块的启动过程的研究是该问题的重要组成部分, 主要包含两方面

的内容: 一方面是板块构造运动如何起源; 另一方面是板块构造运动起源后如何维持新的俯冲板块不断启动.

通过对沉积层和岩石地球化学的研究, 板块运动被推测为起源于太古代的早期(Condie和Pease, 2008; Nutman等, 2002; van Hunen和Moyen, 2012), 甚至是更早的冥古宙时期(Hopkins等, 2008). 然而, 对于板块运动起源机制的理解, 目前仍然存在着较大的不确定性. 比如, Rey等(2014)认为太古代时期的地幔温度较高, 相应的大洋地壳比现今要厚得多而且轻得多, 因此早期形成的大陆岩石圈能够在重力作用下产生足够大的内部应力驱动自身的扩张和垮塌, 进而在大陆边缘形成板块俯冲. 他们的数值模型结果能够很好地解释岩石圈的分层作用以及大陆下方岩石圈地幔的形成过程(图1, 左栏). 另一方面, Gerya等(2015)则提出当存在一个强度大并且重量轻的海洋岩石圈时, 大的地幔热柱的上升能够在岩石圈底部产生集中的岩浆活动, 使得岩石圈强度减弱并且厚度减薄. 如果这时在板块的交界面处存在含水的地壳, 将能够起到有效的润滑作用并形成板块俯冲(图1, 右栏).

相对于板块运动的起源, 板块运动开始后如何不断诱发新的俯冲板块的启动并维持板块运动的运作也得到了很多的关注和研究. 根据威尔逊旋回的理论, 新的俯冲板块应该在被动大陆的边缘产生(Turcotte和Schubert, 2002). 然而, 尽管地质证据显示新生代以来俯冲板块的启动过程持续发生(Gurnis等, 2004), 这些俯冲板块却均不是形成于被动大陆的边缘, 而是主要形成于转换断层为代表的板块边界处. 力学分析也显示, 被动大陆边缘对俯冲板块的阻力一般情况下大于转换断层处的阻力(Mueller和Phillips, 1991). 俯冲板块克服阻力形成新的俯冲带的可能方式主要有两种: 自发启动和诱发启动(Stern, 2004). 自发启动是指当板块交界处相邻板块之间的密度差较大, 且板块交界处存在薄弱带时, 较重的板块可能在自身重力的驱动下俯冲进入地幔, 形成新的俯冲带(Nikolaeva等, 2010, 2011; Leng和Gurnis, 2015). 诱发启动是指板块只有在存在额外的驱动力的情况下才能启动俯冲过程, 这种驱动力包括洋中脊产生的推力以及远场板块运动导致的挤压应力等(Hall等, 2003; Leng和Gurnis, 2011).

在转换断层形成的板块边界处, Hall等(2003)发现持续的板块汇聚作用积累到一定程度时, 被挤压进入

图1 板块运动的两种可能起源模式

(A) 大陆岩石圈扩展垮塌造成的起源; (B) 地幔热柱上升侵蚀造成的起源. 据Rey等(2014)和Gerya等(2015)

地幔的冷板块的负浮力超过阻力, 能够造成突发的剧烈性的板块俯冲启动并伴随有强烈的弧后扩张过程. 进一步地, Leng和Gurnis(2011)发现在上覆板块较年轻的情况下, 俯冲板块的屈服强度能够显著影响俯冲启动过程的演化方式. 当板块的强度逐渐增大时, 俯冲板块的启动过程会从分段的模式转变为连续伴随弧后扩张的模式, 最终再转化为连续不伴随有弧后扩张的模式(图2). 不同的俯冲启动演化过程对应着不同的地表火山岩的分布和成分, 当把数值模型的结果应用于环太平洋新生代俯冲带时, 能够很好地解释不同俯冲带对应的不同的地质观测结果和火山岩分布特征(Leng等, 2012). 在被动大陆边缘, Nikolaeva等(2010)的数值模拟研究显示, 当大陆板块下地壳较弱并且板块交界面两侧大陆与海洋岩石圈的化学密度差异较大时, 被动大陆边缘能够从稳定状态自发地转化为俯冲启动过程. 如果可能的张裂作用或者热柱活动造成大陆板块减薄或者变热, 这种转化会更容易发生. Niko-

laeva等(2011)分析了大西洋两侧被动边缘的岩石圈结构, 发现巴西南部的边缘最有可能在接下来的10~20个百万年内产生自发地俯冲板块启动过程. 以上这些结果显示自发地俯冲启动过程可能在被动大陆边缘发生, 而Mueller和Phillips(1991)的力学分析结果则认为这一过程较难发生, 这可能主要是由于Mueller和Phillips(1991)的分析中没有考虑大陆中下地壳软弱层的作用. 事实上, 如果在转换断层边界处也存在由于残余岛弧地壳造成的中下地壳软弱层时, 数值模型结果显示自发地板块俯冲过程也能在转换断层处产生(Leng和Gurnis, 2015). 因此, 较年轻的上覆板块, 上覆板块软弱的下地壳层, 以及板块边界两侧存在较大的密度差异, 是促进板块俯冲启动过程形成的三个重要因素. 除此之外, 剪切生热也可能对板块俯冲的启动过程起到诱发的作用(Thielmann和Kaus, 2012).

综上, 对于俯冲板块启动过程的数值模拟研究已经给出了俯冲板块启动的主要诱发机制、控制因素和

图2 俯冲板块随板块强度增加而导致的启动过程的三种模式

修改自Leng和Gurnis(2011)

伴随的地表响应,但是对于该方向的研究目前仍然存在两个主要问题。第一个问题是为何在现今的地球表面,我们并没有清晰地观测到被动大陆的边缘能够产生新的板块俯冲。特别是对于大西洋两侧,自中生代大西洋开始开裂以来,两侧漫长的被动大陆边缘一直稳定至今。该问题能否得到解决直接决定了威尔逊循环理论是否完善。第二个问题是俯冲板块从开始启动如何演化过渡到自我维持的正常俯冲形态。当前的数值模拟研究一般将俯冲板块启动过程和俯冲板块自我维持过程作为独立的两方面问题进行分别研究。建立两者之间的联系是理解板块运动整体图像的重要步骤,需要在未来的数值模拟工作中得到解决。

3 俯冲板块的热结构

俯冲板块进入地幔后,其热温度结构对板块负浮力大小、地震活动性、矿物相变和脱水、以及岩浆和火山活动都有十分重要的影响,因此研究俯冲板块的热结构对理解俯冲板块动力学具有重要的意义。如果仅考虑主要控制因素,俯冲板块的温度结构仅受热传导和对流两种主要机制的影响,因此可以通过建立解析和数值模型分析其演化过程(冷伟和毛伟, 2015)。

前人很早就使用解析方法给出了俯冲板块的垂向速度和年龄是对俯冲板块的温度结构最主要的两个控制因素(McKenzie, 1969)。俯冲板块开始俯冲后,其自身温度逐渐被周围地幔加热,而周围地幔则不断冷却,该过程持续直至达到稳态的温度分布(Molnar和England, 1990, 1995)。通过设定俯冲板块与上覆板块之间边界层的厚度和黏性参数,解析模型也能对该边界层的温度分布进行约束(Davies, 1999; England和Wilkins, 2004)。研究还发现俯冲板块中的地震所能发生的最大深度与其温度结构密切相关(Molnar等, 1979; Kirby等, 1991; Hacker等, 2003),这很可能是由于地震的发生由屈服应力的大小控制,而屈服应力则受温度结构的直接影响(Jarrard, 1986)。然而,解析模型受方法本身限制,无法在模型中设定更多复杂的地幔参数,因此使用数值模型是研究俯冲板块热结构的主要方式。

典型的俯冲板块数值模型主要包括流进和流出的边界条件,俯冲板块本身的速度和初始温度场,地幔楔中由于板块俯冲诱发的流场,上覆板块的结构和流变参数,以及可能影响温度结构的剪切生热和黏性生热等(图3)。Kincaid和Sacks(1997)的模型考虑了板块自身的负浮力对俯冲的驱动作用,并且对俯冲板块和周围地幔使用了不同的化学组分来加以区别。他们发现对于俯冲速度较快和年龄较老的板块,俯冲板块上表面温度(SST)较低,反之则SST较高;同时SST会在俯冲开始后逐步冷却到稳态,这和之前解析模型得到的结果一致。Peacock和Wang(1999)在模型中给定了板块的俯冲速度和角度并限定地幔楔为常黏性系数,他们的结果显示由于日本西南部的俯冲带比东北部的俯冲板块年龄更轻并且速度更慢,所以俯冲的洋壳的温度要高300~500℃。这样的温度结构造成了西南部俯冲带在浅部就已经显著脱水,导致流体难以进入地幔深部,因此不能形成在东北部俯冲带观察到的俯冲带深部地震和岛弧火山作用。当地幔楔中的黏性系数由常数改变为随温度和压力变化时,地幔楔中的流场在拐角处产生了汇聚作用,造成地幔楔和俯冲板块表面的温度都有显著的提升(van Keken等, 2002)。在数值模型中,该拐角流点标志着俯冲板块与上覆板块的解耦位置,需要对其进行专门处理(图3)。不同的解耦深度以及上覆岩石圈厚度对弧前区域的热学和岩石学过程具有重要的影响(Wada等, 2008; Liu等, 2017)。使用地表观测热流作为主要约束条件,Wada和Wang(2009)发现对典

型的俯冲带该解耦点大多位于80km深度左右。Syra-cuse等(2010)综合了前人的研究结果,对全球56个主要俯冲带的温度结构都进行了数值模型,模型中包括各俯冲带的速度、年龄、上覆板块结构以及沉积层厚度等约束条件,并对俯冲板块与上覆板块解耦点的不同情况进行了讨论。模型的结果显示,对同一俯冲带,不同的解耦点设置对俯冲板块的Moho界面温度、在岛弧下方的表面温度以及地幔楔中的最大温度都影响不大。

除了以上结果之外,还有一些数值模型研究对影响俯冲板块热结构的其他一些因素进行了探讨。首先,Peacock(2003)的研究发现,剪切生热对俯冲板块温度的影响不大,这与岛弧前观测到的热流结果一致。其次,当考虑俯冲板块的三维几何效应时,在相同的地表热流情况下俯冲板块表面温度可能会有100℃左右的差异(Morishige和van Keken, 2014)。再次,在俯冲板块的温度从俯冲开始到抵达稳态的过程中,表面温度可能会在100个百万年的时间尺度上下降100℃左右,因此稳态模型得到的温度场可能一定程度上低估了实际俯冲板块的表面温度(Hall, 2012)。最后,板块俯冲过程中伴随着矿物岩石的相变和脱水作用,这些作用也会对其温度结构产生较为显著的影响,可以通过数值模型结合矿物相变模型和流体输送模型进行研究(如Connolly, 2005; van Keken等, 2011)。除了影响温度结构,这些相变和流体作用也会对俯冲板块的密度分布和动力学效应产生影响(如Wilson等, 2014; Duesterhoeft等, 2014)。特别是,在脱水和熔融的综合作用下,俯冲板块上表面可能由于瑞利-泰勒不稳定性而产生温度低于周围地幔楔的上升冷柱(Gerya和Yuen, 2003; Hasenclever等, 2011)。但是由于矿物相变模型和流体输送模型中的不确定参数较多,未来还需要更多的工作以确定各种相变和流体过程对俯冲板块温度结构的具体影响。

综合来看,数值模拟研究能够全面探讨各种因素对俯冲板块热结构的影响。对俯冲板块表面温度起主要控制作用的是俯冲板块年龄和垂直俯冲速度。板块速度越慢,年龄越小,俯冲板块表面温度越高;速度越快,年龄越大,则表面温度越低。其他影响俯冲板块热结构的因素一般起到次要的作用,对其温度结构具有相对局部的影响。对俯冲板块热结构的数值模拟研究面临的一个关键问题是如何通过观测验证数值模拟得

到的温度结构。地表热流提供了对浅部俯冲板块的温度结构的一种直接约束(Wada和Wang, 2009),进一步的数值模拟研究应该更多地结合地震学层析成像给出的板块精细结构和岩石学研究给出的岩石的温度-压力路径曲线,对理论模拟结果提供更多的观测约束,以更好地理解俯冲板块的温度结构在地幔中的分布。此外,之前对俯冲带热结构的数值模拟研究和地表观测约束以针对大洋俯冲带为主(Wada和King, 2015)。随着对大陆俯冲带认识的不断深入(Zheng和Chen, 2016),对俯冲带热结构的研究开始扩展到研究大陆俯冲带与大洋俯冲带热结构的异同。大陆俯冲带相对于大洋俯冲带存在着显著不同:一方面,大陆俯冲板块的性质以及含水对板块热结构的影响更为复杂(Zheng和Chen, 2016; 郑永飞等, 2016);另一方面,大陆俯冲带区域所产生的高压和超高压(HP/UHP)变质岩的温压特征为约束大陆俯冲带的热结构提供了一种很好的约束(Penniston-Dorland等, 2015)。因此,对大陆俯冲带的研究为理解俯冲带热结构提供了新的挑战和机遇。

4 上地幔中的俯冲板块

板块俯冲下沉进入上地幔时,俯冲板块的形态在不同的俯冲带具有很大的不同,从接近垂直的陡俯冲到俯冲角度较缓的平板俯冲都有观测结果(Goes等, 2017)。俯冲板块的形态与俯冲倾角对地表地质和构造演化有重要的影响,其中一个典型的现象是板块的平板俯冲。数值模型显示,当俯冲板块携带着较轻的块体比如洋底高原俯冲时,由于该块体的浮力作用,俯冲板块的倾角会显著减小并形成平板俯冲(van Hunen等, 2002, 2004)。对于美国西南部,Coney和Reynolds(1977)发现地表的岛弧火山岩的位置在110个百万年内先从板块边界向内陆迁移了1000km以上,之后又回到板块的边界处。他们认为该过程的形成原因是由于该区域下方的俯冲板块的俯冲角度经历了从高角度俯冲到平板俯冲再到高角度俯冲的转化。基于该观点,Bird(1988)使用数值模型模拟了从中生代晚期到新生代早期北美岩石圈下方的平板低角度俯冲对地表地质构造演化的影响。模型结果能够很好地解释Laramide造山活动所产生的地壳在水平方向的缩短的方向和大小,以及与之伴随的沿西南向东北方向的大量下地壳物质的迁移过程。English等(2003)进一步的热动力学

图3 俯冲带热结构数值模型的主要控制因素

据van Keken等(2002)

模型研究发现, 北美下方的平板俯冲可能仅存在于美国的下方, 而在加拿大和墨西哥地区并不存在. Liu和Currie(2016)的模型结果则显示北美板块向西的运动加速可能是造成该区域平板俯冲的主要原因. 除了北美地区, 其他区域也发现了可能的平板俯冲. 比如对于南美洲的安第斯山脉, 地震活动性和层析成像结果显示上千公里宽的区域都受到平板俯冲的影响(Gutscher等, 2000). 三维数值俯冲模型的结果显示, 由于俯冲的Nazca板块的年龄沿海沟存在侧向变化, 造成了板块厚度的变化, 俯冲板块的厚度变化导致了局部区域形成平板俯冲, 是导致当前观测到的安第斯山脉地表形态分布的主要因素(图4; Capitanio等, 2011), 这是目前观测到的平板俯冲对地表形态影响的最典型例子之一. 在中国的华南区域, Li和Li(2007)使用地球化学和沉积学的数据认为250~190Ma期间该区域受到平板俯冲的影响, 造成了宽度达1300km的造山带从近海岸线向内陆的迁移, 并伴随着前海盆地和岩浆活动的产生. 但是对华南区域的平板俯冲演化目前缺乏详细的数值模型的研究结果.

上地幔中的俯冲板块形态的另一个特征表现是板块形态的张裂、断离和形态扭曲(Thorkelson, 1996; Schellart等, 2007; Andrews和Billen, 2009; Groome和Thorkelson, 2009). 其主要受板块的负浮力、地幔中大范围的流场, 以及板块自身的流变强度和板块边界处的耦合等因素的控制(Forsyth和Uyeda, 1975; Gurnis和

Hager, 1988; Billen和Hirth, 2007). 首先, 当大洋中脊随板块俯冲抵达海沟后, 进一步地俯冲会使得洋中脊两侧的板块进入上地幔后逐渐裂开, 形成俯冲板块窗口(Thorkelson, 1996). Groome和Thorkelson(2009)使用一系列三维数值模型探讨了洋脊俯冲和俯冲板块窗口形成的演化过程, 结果展示了俯冲板块窗口对地表的热流和板块内部应力具有重要影响. 其次, Andrews和Billen(2009)的二维模型结果显示, 当上地幔为非牛顿黏性流体时, 俯冲板块能够发生断离. 对屈服应力大的强板块, 断离缓慢发生在深部地幔; 而对屈服应力小的弱板块, 断离快速发生在浅部地幔. 再次, Schellart等(2007)发现俯冲板块自身的宽度对其后撤速度和板块俯冲形态有重要影响, 模型给出的不同俯冲板块对应的海沟曲度与板块的宽度相互关联并且与观测结果基本一致. 最后, 板块俯冲过程中如果遭遇了上升的地幔热柱, 其与地幔热柱发生相互作用, 会影响海沟的迁移速度, 并可能造成板块的撕裂和俯冲窗口的形成(Betts等, 2012).

俯冲板块在上地幔中的平板俯冲和板块断离对地表的动力地形和火山活动有显著影响. 比如, Liu等(2008)通过使用在时间域上反演的地幔对流模型模拟重建了自100个百万年以来Farallon板块的俯冲历史, 模型给出的动力地形与实际观测到的北美大陆地表沉积层指示的晚白垩纪沉积环境的演变基本一致. Flament等(2015)使用全球动力学演化模型研究了南美洲

图4 使用三维数值模型研究俯冲板块和上覆板块存在沿海沟的侧向厚度变化时对应的地表的地形(垂直应力)分布 (a) 俯冲板块存在厚度变化; (b) 上覆板块存在厚度变化; (c) 俯冲板块和上覆板块均存在厚度变化. 据Capitanio等(2011)

地表长波长地形随俯冲历史的演化. 他们发现板块的平板俯冲会造成海沟到俯冲前缘之间的地形隆升以及随俯冲前缘向内陆迁移的一波地形下降过程, 模型结果能够有效解释南美典型区域观测到的地表沉积层变迁和亚马孙河流域系统的转变. Liu和Stegman(2012)建立了Farallon板块断离过程的模型, 结果显示哥伦比亚河区域的大规模玄武岩喷发的时空分布与模型预测一致, 为该区域火山岩的成因提供了一种可能的新机制. 基于以上这些模型结果, 使用地表的地形变化和火山岩分布结合板块运动历史是发现和识别板块平板俯冲和断离的重要手段.

综合以上结果, 俯冲板块在上地幔的动力学演化已经得到了广泛的研究, 数值模拟的结果能够较好的解释通过地质和地球物理方法观测到的平板俯冲、板块扭曲和断离等板块形态的动力学成因及其地表响应. 目前研究中, 对于全球俯冲动力学模型, 尚未解决的一个关键问题是模型中如何在板块自身重力驱动下, 使得地表板块的运动速度与通过板块重构模型得到的板块运动历史相一致. 当前的动力学模型中, 如

果仅仅使用板块自身重力驱动模型, 可以大致吻合现今各板块的运动速度(Conrad和Lithgow-Bertelloni, 2002; Stadler等, 2010), 但是很难得到与板块重构模型结果相一致的地表板块运动历史. 进一步的研究应深入探讨如何提高板块边界处的分辨率和改进岩石圈的粘弹性设置以及断层模拟方法, 逐步解决这一问题.

5 俯冲板块与地幔过渡带的相互作用

当俯冲板块穿过上地幔进入410~660km深度的地幔过渡带时, 其俯冲形态会发生滞留和弯曲折叠(Fukao等, 2009). 地震学观测结果表明, 在全球多个俯冲带区域的地幔过渡带中, 俯冲板块存在着明显的停滞堆积的特征, 如西太平洋和东亚区域(van der Hilst等, 1991; Fukao等, 1992; Huang和Zhao, 2006)、欧洲中西部(Piromallo和Morelli, 2003)、墨西哥南部(Gorbatov和Fukao, 2005)以及美国的西南部(van der Lee和Nolet, 1997)等. 对于板块在过渡带停滞堆积的原因主要有矿物相变、黏性系数跳变和海沟后撤等几种解释(Torii

和Yoshioka, 2007).

在660km深度处存在后尖晶石的相变过程, 该相变面为吸热相变, 其克拉贝隆斜率为负(Turcotte和Schubert, 2002). Christensen和Yuen(1985)将该相变过程通过参数化的方法加入动力学模型, 研究发现在冷的俯冲板块区域该相变面下沉并对俯冲板块穿过该界面起阻碍作用(Christensen和Yuen, 1985). 在三维全球地幔对流模型中, 如果该相变面的克拉贝隆斜率被设置为较大的 -4MPa K^{-1} , 俯冲板块可以在地幔过渡带中堆积到一定程度后产生似雪崩的突然下沉进入下地幔, 这一现象在对流过程中可以重复的发生(Tackley等, 1993). 另一种相变过程也可能造成俯冲板块在过渡带的水平滞留: King等(2014)提出, 在俯冲板块内部的低温区域, 辉石到镁铁质石榴石的相变可能会被超慢速的扩散所阻止, 造成低温的俯冲板块相对于周围地幔要轻. 所以对于温度较低的俯冲板块, 如西太平洋俯冲区域, 板块可能更容易在过渡带水平滞留.

通过对大地水准面异常的研究得到, 下地幔的黏性系数相对于上地幔可能有数十倍的增加(Hager等, 1985), 这种黏性系数的增加也会导致俯冲板块在地幔过渡带的停滞. Gurnis和Hager(1988)的数值模型中将下地幔的黏性系数增大了30倍, 结果显示俯冲板块在660km处进入下地幔之前出现了显著的停滞和折叠. 在保持海沟的迁移速度较慢的情况下, Lee和King(2011)展示了下地幔黏性系数增大30倍以上会使得俯冲板块在过渡带区域普遍出现弯曲的现象. 此外, 在上下地幔存在黏性跳变的情况下, 数值模型的侧边界条件也会对俯冲板块在过渡带的形态产生影响(Enns等, 2005). 相对于开放性的周期性侧边界条件, 反射性侧边界条件由于限制了物质在侧边界的流进流出, 地幔的流动更加集中于俯冲板块附近, 因此俯冲板块在过渡带的折叠效应更为明显.

海沟的运动速度和方向是控制俯冲板块在过渡带形态的另一个主要因素. Christensen(1996)的模型结果显示, 如果海沟存在一个较快的后撤速度, 比如 $2\sim 4\text{cm a}^{-1}$, 俯冲板块会在660km相变面上方形成水平尺度很长的平躺形态. 这种形态会伴随着俯冲板块的弯曲, 而上下地幔之间的黏性系数跳变能够进一步增加其弯曲程度. 他们的结果还显示, 俯冲板块在660km的滞留只是暂时性现象, 其最终会下沉进入下地幔. Yoshioka等(2010)则提出, 海沟的前进和跳跃对过渡带

中的停滞板块下沉进入下地幔起到重要的作用. 只有当后续的俯冲板块持续不断进入过渡带, 才会显著促进停滞板块的下沉. Čížková和Bina(2013)在模型中使用了结合扩散蠕变、位错蠕变和屈服应力的黏性结构, 发现这种黏性结构能够使得大多数模型产生海沟后撤效应, 进而造成俯冲板块在660km处的弯曲平躺. 这一结果表明上地幔和俯冲板块的黏性性质可能对其动力学起到关键的控制作用.

联合以上各种因素, Garel等(2014)综合考虑了海沟运动、位错蠕变、黏性系数跳变以及上覆板块的影响以研究俯冲板块在地幔过渡带的形态变化, 发现根据选择的参数不同, 俯冲板块在过渡带可以有四种不同的主要形态: (1) 海沟静止的垂直折叠模式; (2) 海沟缓慢后撤的水平停滞模式; (3) 海沟快速后撤的陡俯冲模式; (4) 双阶段俯冲模式. 他们的结果可以解释地震学观测到的俯冲板块在过渡带展现出的多样性形态. Agrusta等(2017)的模型考虑了克拉贝隆斜率、黏性系数跳变、上覆板块的影响以及俯冲板块的年龄等因素, 发现热的年轻板块比冷的老板块更容易下沉进入下地幔(图5). 他们还发现可以通过改变上覆板块的活动性、克拉贝隆斜率或者俯冲板块的年龄使得停滞的板块状态转变为下沉进入下地幔的状态, 或者反之亦可. 这些结果显示俯冲板块与地幔过渡带的相互作用是一个受多个参数控制的复杂过程, 能够展现出多种不同的形态, 并且形态之间可以互相转化.

除了以上这些因素, 最近的研究还发现, 俯冲板块在首次进入地幔过渡带时的角度以及地幔中水的输送都对俯冲板块在过渡带中的形态具有重要影响(Nakao等, 2016; Goes等, 2017). 一方面, 半解析模型展示了俯冲板块进入过渡带的初始角度能够控制俯冲板块前端的流场分布, 进而决定俯冲板块进入过渡带中的形态(Li和Ribe, 2012). 动力学数值模型的研究进一步地展示了该角度与俯冲板块在过渡带中的形态选择存在着强相关性(Shi等, 2018). 另一方面, 由于俯冲板块和地幔过渡带中含有的水会大幅改变矿物的物理性质(毛竹和李新阳, 2016), 含水对俯冲板块在过渡带中形态的影响也得到越来越多研究的关注. Nakao等(2016)的结果显示, 含水一方面降低俯冲板块的密度从而减缓俯冲, 另一方面降低地幔的黏性系数从而增强俯冲; 两种作用相互制约, 使得含水对俯冲板块的形态控制展现出十分复杂的影响. 板块中水的释放还有可能在

图 5 俯冲板块的年龄对其是否容易穿过660km界面起到重要作用

(a) 年轻的热板块易于穿过660km界面; (b) 年老的俯冲板块倾向于在过渡带滞留. 其中的 μ 为黏滞系数, Myr指百万年. 据Agrusta等(2017)

过渡带中滞留的俯冲板块的表面产生上升的热柱, 进而在地表产生火山活动(He, 2017).

综合以上结果, 俯冲板块在过渡带中的形态分布和演化受相变、黏性系数跳变、海沟运动、板块蠕变特性、板块初始下沉角度和含水等多种因素的综合影响. 各因素的联合作用能够产生板块在过渡带中的穿透、停滞或弯曲折叠等多种形态模式, 并且不同的模式之间可能发生相互转化. 这些研究结果带来的一个问题是, 难以确定在特定区域观察到的过渡带中的俯冲板块形态究竟是由哪种因素起到主要的控制作用. 比如对于中国华北区域下方地幔过渡带中板块的大范围水平停滞现象, 目前尚未确定其主要控制因素, 未来需要使用动力学模型结合更多的地震学、地质学和岩石地球化学等领域的结果进行进一步深入的研究.

6 下地幔中的俯冲板块

全球地震层析成像结果表明, 俯冲板块能够穿过地幔过渡带, 继续下沉直到抵达核幔边界处(van der Hilst等, 1997). 动力学模型通过研究俯冲板块对地表

板块的拉力也发现, 下地幔中的俯冲板块对地表板块运动同样有重要的驱动作用(Conrad和Lithgow-Bertelloni, 2002). 在从地幔过渡带下沉到核幔边界的过程中, 俯冲板块与下地幔中的多种界面相互作用, 产生了丰富的动力学表现.

首先, 660km处如果存在黏性系数的跳变, 其不仅影响俯冲板块在过渡带的形态, 还对整体地幔对流的状态有决定性的影响. Bunge等(1996)使用三维数值模型发现, 如果从上地幔到下地幔黏性系数增大30倍, 会大幅增加对流模型中对流环的波长, 在地幔中产生水平尺度很大的线状俯冲板块. 如果在模型中进一步将岩石圈的黏性系数也增大为上地幔的数百倍以上, 整体地幔对流展现出一度对流特征, 即全球地幔中仅存在一个俯冲区域和一个对应的上升热柱区域(Zhong等, 2007). 这种一度对流特征的形成很可能是地表超级大陆聚合的主要驱动机制.

其次, 俯冲板块在下沉过程中, 会与下地幔中的化学异常体发生相互作用, 如非洲和太平洋下方观测到的大尺度低剪切波速异常体(LLSVP)(Grand等, 1997). Kellogg等(1999)在二维数值模型的底部加入一层化学

密度比周围地幔高的物质, 发现俯冲的下降流能够推动化学物质并在核幔边界上形成地形很高的化学堆积层. McNamara和Zhong(2005)将过去120个百万年的板块运动速度模型作为全球地幔对流模型的地表边界条件, 发现古板块运动带来的俯冲能够动态的改变LLSVP的形态和分布, 并且在模型中产生和地震学观测基本一致的LLSVP的形态和位置分布. Tan等(2011)使用带自由滑移地表边界条件的球域对流模型, 发现俯冲板块在核幔边界处不仅会推动LLSVP的形成和迁移, 还显著影响地幔热柱的起源位置. 图6很好的展示了俯冲板块对LLSVP的挤压变形作用和对起源于核幔边界的热柱形成的促进作用. 图6还展示了由于俯冲板块的推挤作用, 地幔热柱倾向于在LLSVP的边缘产生. 地质学结合古板块运动重构得到, 由地幔热柱形成的大火成岩的位置基本位于LLSVP的边缘(Torsvik等, 2010), 与数值模型的结果相一致.

最后, 当俯冲板块抵达核幔边界处, 其中的布里基曼石(Tschauner等, 2014)还可能发生从钙钛矿相到后钙钛矿相的相变过程(Murakami等, 2004; Oganov和Ono, 2005). 动力学模型分析发现, 当俯冲板块靠近核幔边界时, 由于其较冷的温度, 会发生钙钛矿相到后钙钛矿相的相变; 但是由于在核幔边界处温度会快速上升到地核温度, 后钙钛矿相又会发生返回到钙钛矿相的相变(Hernlund等, 2005). 因此, 在核幔边界上方的俯冲板块区域, 会产生一个由后钙钛矿相构成的凸透镜状的结构(Hernlund等, 2005). 该结构体能够很好的解释地震学观测到的D''层的形态和分布(van der Hilst等, 2007). 当把后钙钛矿相变应用于地球动力学模型中, 研究发现该相变能够增大对流效率, 使得地幔对流的底部边界层变得更为不稳定(Nakagawa和Tackley, 2004). 动力学模型还显示核幔边界的温度, 相变的克拉贝隆斜率以及地幔的内部生热效率都能对后钙钛矿区域的形状产生重要的影响(Monnereau和Yuen, 2007). 如果在模型的底部同时加入化学异常层, 后钙钛矿的效应使得俯冲板块更容易穿过该化学层, 并将后钙钛矿相变区域隔离为相互不连接的块体(Nakagawa和Tackley, 2005). 除了动力学模型研究, 矿物物理方法基于第一性原理计算得到, 后钙钛矿相变能够大幅降低布里基曼石的黏性系数, 进而显著影响核幔边界处俯冲板块的动力学演化(Ammann等, 2010).

综合以上结果, 俯冲板块到达下地幔中会与

LLSVP相互作用, 对LLSVP的形态演化和位置分布, 以及地幔热柱的形成位置产生重要的影响. 到达核幔边界处的俯冲板块还能够发生布里基曼石的后钙钛矿相变, 对整体地幔对流的效率产生重要影响. 目前对俯冲板块在下地幔中演化存在的一个重要争议是关于俯冲板块与LLSVP的形成之间的关系, 即LLSVP究竟是由俯冲板块的物质形成的还是由地幔的原始分异形成的. 该问题直接关系着如何理解地幔的整体演化过程, 未来的动力学模型应在此方面进行进一步的探讨.

7 总结

本文从俯冲板块的启动开始, 依次探讨了俯冲板块从地表到核幔边界的各个阶段的演化过程. 作为板块构造理论最核心的一个部分, 俯冲板块一直是地球科学的研究重点. 相对于其他地球物理和地球化学方法, 使用数值模型是研究俯冲板块动力学的十分有效的手段. 数值模型的研究结果显示: 板块运动的起源可能由古老岩石圈的垮塌或大的地幔热柱活动所诱发, 之后在转换断层或被动大陆边缘等板块边界处, 由于两侧存在密度差和外部应力作用, 不断产生新的俯冲板块的启动过程以维持板块运动; 板块俯冲进入地幔后, 由于地幔对其进行加热, 板块的温度逐渐升高, 俯冲速度较慢的年轻板块的表面温度要大于俯冲速度较快的年老板块; 俯冲板块进入上地幔后可能出现平板俯冲或板块的扭曲和断离等形态变化, 这些形态变化对地表的地形和火山活动起到重要的影响; 当俯冲板块下沉进入地幔过渡带时, 相变、黏性系数跳变、海沟运动、板块蠕变特性、板块初始下沉角度和含水等多种因素都能对其形态产生作用, 造成俯冲板块的平躺和停滞等现象; 当俯冲板块进入下地幔并最终抵达核幔边界时, 其能够影响LLSVP的形态和位置分布以及地幔热柱的形成位置, 俯冲板块中的布里基曼石还能够发生后钙钛矿相变并影响整体地幔对流的效率. 需要注意的是, 使用数值模型得到的结果是基于质量、动量和能量守恒方程的理论结果, 还必须综合使用地震学、矿物物理和岩石学的实验和计算、以及构造地质和沉积学等方面的研究成果对模拟结果进行比对和验证, 以最终理解俯冲板块的动力学过程.

对俯冲板块动力学的研究还存在着一些重要的问题和争议: (1) 对于大西洋两侧的被动边缘为何没能形

图 6 俯冲板块对LLSVP和地幔热柱的影响

蓝色的为俯冲板块, 红色为LLSVP, 橙色为地幔热柱. 据Tan等(2011)

成俯冲带目前尚未清晰理解, 俯冲板块从启动到形成自我维持的成熟俯冲带的完整过程也还没有通过数值模型进行很好的展现. (2) 对数值模型得到的俯冲板块的热结构还没有通过其他多种观测手段进行很好的验证. (3) 如果使用俯冲板块自身的负浮力作为主驱动力, 数值模型还未能准确重现地表的板块运动速度历史. (4) 对特定区域观测到的俯冲板块在过渡带中平躺堆积的主要控制因素尚未厘定清楚. (5) 对俯冲板块进入下地幔之后与LLSVP的形成之间的关系需要进一步深入的研究. 除了这些关键问题, 俯冲板块动力学还有其他的一些研究方向值得关注(如Gerya, 2011), 未来的数值模型研究需要对这些重点问题进行进一步的深入探讨. 随着计算能力的大幅提升和建模技术的不断进步, 数值模拟方法将为研究包括俯冲板块动力学在内的地球科学前沿问题提供更为准确和高效的手段.

致谢 感谢郑永飞院士在本文写作过程中给予的帮助. 李忠海教授和三位匿名评审专家的意见对提高本文帮助很大.

参考文献

- 郑永飞, 陈仁旭, 徐峥, 张少兵. 2016. 俯冲带中的水迁移. 中国科学: 地球科学, 46: 253–286
- 冷伟, 毛伟. 2015. 俯冲带热结构的动力学模型研究. 中国科学: 地球科学, 45: 736–751
- 毛竹, 李新阳. 2016. 水对地幔矿物弹性性质的影响及其地球物理意义. 中国科学: 地球科学, 46: 411–429
- Agrusta R, Goes S, van Hunen J. 2017. Subducting-slab transition-zone

- interaction: Stagnation, penetration and mode switches. *Earth Planet Sci Lett*, 464: 10–23
- Ammann M W, Brodholt J P, Wookey J, Dobson D P. 2010. First-principles constraints on diffusion in lower-mantle minerals and a weak D'' layer. *Nature*, 465: 462–465
- Andrews E R, Billen M I. 2009. Rheologic controls on the dynamics of slab detachment. *Tectonophysics*, 464: 60–69
- Bercovici D, Ricard Y. 2014. Plate tectonics, damage and inheritance. *Nature*, 508: 513–516
- Betts P G, Mason W G, Moresi L. 2012. The influence of a mantle plume head on the dynamics of a retreating subduction zone. *Geology*, 40: 739–742
- Billen M I. 2008. Modeling the dynamics of subducting slabs. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 36: 325–356
- Billen M I, Hirth G. 2007. Rheologic controls on slab dynamics. *Geochem Geophys Geosyst*, 8: Q08012
- Bird P. 1988. Formation of the Rocky Mountains, western United States: A continuum computer model. *Science*, 239: 1501–1507
- Bunge H P, Richards M A, Baumgardner J R. 1996. Effect of depth-dependent viscosity on the planform of mantle convection. *Nature*, 379: 436–438
- Capitanio F A, Faccenna C, Zlotnik S, Stegman D R. 2011. Subduction dynamics and the origin of Andean orogeny and the Bolivian orocline. *Nature*, 480: 83–86
- Christensen U R. 1996. The influence of trench migration on slab penetration into the lower mantle. *Earth Planet Sci Lett*, 140: 27–39
- Christensen U R, Yuen D A. 1985. Layered convection induced by phase transitions. *J Geophys Res*, 90: 10291–10300
- Čížková H, Bina C R. 2013. Effects of mantle and subduction-interface rheologies on slab stagnation and trench rollback. *Earth Planet Sci Lett*, 379: 95–103
- Condie K C, Pease V. 2008. When did Plate Tectonics Begin on Planet Earth? Boulder: Geological Society of America. 294

- Coney P J, Reynolds S J. 1977. Cordilleran Benioff zones. *Nature*, 270: 403–406
- Connolly J A D. 2005. Computation of phase equilibria by linear programming: A tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation. *Earth Planet Sci Lett*, 236: 524–541
- Conrad C P, Lithgow-Bertelloni C. 2002. How mantle slabs drive plate tectonics. *Science*, 298: 207–209
- Davies J H. 1999. Simple analytic model for subduction zone thermal structure. *Geophys J Int*, 139: 823–828
- Deschamps F, Godard M, Guillot S, Hattori K. 2013. Geochemistry of subduction zone serpentinites: A review. *Lithos*, 178: 96–127
- Duesterhoeft E, Quinteros J, Oberhänsli R, Bousquet R, de Capitani C. 2014. Relative impact of mantle densification and eclogitization of slabs on subduction dynamics: A numerical thermodynamic/thermokinematic investigation of metamorphic density evolution. *Tectonophysics*, 637: 20–29
- England P, Wilkins C. 2004. A simple analytical approximation to the temperature structure in subduction zones. *Geophys J Int*, 159: 1138–1154
- English J M, Johnston S T, Wang K. 2003. Thermal modelling of the Laramide orogeny: Testing the flat-slab subduction hypothesis. *Earth Planet Sci Lett*, 214: 619–632
- Enns A, Becker T W, Schmeling H. 2005. The dynamics of subduction and trench migration for viscosity stratification. *Geophys J Int*, 160: 761–775
- Flament N, Gurnis M, Müller R D, Bower D J, Husson L. 2015. Influence of subduction history on South American topography. *Earth Planet Sci Lett*, 430: 9–18
- Flament N, Gurnis M, Muller R D. 2013. A review of observations and models of dynamic topography. *Lithosphere*, 5: 189–210
- Forsyth D, Uyeda S. 1975. On the relative importance of the driving forces of plate motion. *Geophys J Int*, 43: 163–200
- Fukao Y, Obayashi M, Inoue H, Nenbai M. 1992. Subducting slabs stagnant in the mantle transition zone. *J Geophys Res*, 97: 4809–4822
- Fukao Y, Obayashi M, Nakakuki T. 2009. Stagnant slab: A review. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 37: 19–46
- Garel F, Goes S, Davies D R, Davies J H, Kramer S C, Wilson C R. 2014. Interaction of subducted slabs with the mantle transition-zone: A regime diagram from 2-D thermo-mechanical models with a mobile trench and an overriding plate. *Geochem Geophys Geosyst*, 15: 1739–1765
- Gerya T. 2011. Future directions in subduction modeling. *J Geodyn*, 52: 344–378
- Gerya T V, Yuen D A. 2003. Rayleigh-Taylor instabilities from hydration and melting propel ‘cold plumes’ at subduction zones. *Earth Planet Sci Lett*, 212: 47–62
- Gerya T V, Stern R J, Baes M, Sobolev S V, Whattam S A. 2015. Plate tectonics on the Earth triggered by plume-induced subduction initiation. *Nature*, 527: 221–225
- Goes S, Agrusta R, van Hunen J, Garel F. 2017. Subduction-transition zone interaction: A review. *Geosphere*, 13: 644–664
- Gorbatov A, Fukao Y. 2005. Tomographic search for missing link between the ancient Farallon subduction and the present Cocos subduction. *Geophys J Int*, 160: 849–854
- Grand S P, van der Hilst R D, Widiyantoro S. 1997. Global seismic tomography: A snapshot of convection in the Earth. *GSA Today*, 7: 1–7
- Groome W G, Thorkelson D J. 2009. The three-dimensional thermo-mechanical signature of ridge subduction and slab window migration. *Tectonophysics*, 464: 70–83
- Gurnis M, Hager B H. 1988. Controls of the structure of subducted slabs. *Nature*, 335: 317–321
- Gurnis M, Hall C, Lavier L. 2004. Evolving force balance during incipient subduction. *Geochem Geophys Geosyst*, 5: Q07001
- Gurnis M, Dietmar Meller R, Moresi L. 1998. Cretaceous vertical motion of Australia and the Australian-Antarctic discordance. *Science*, 279: 1499–1504
- Gutscher M A, Spakman W, Bijwaard H, Engdahl E R. 2000. Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. *Tectonics*, 19: 814–833
- Hacker B R, Peacock S M, Abers G A, Holloway S D. 2003. Subduction factory 2. Are intermediate-depth earthquakes in subducting slabs linked to metamorphic dehydration reactions? *J Geophys Res*, 108: 2030
- Hager B H, Clayton R W, Richards M A, Comer R P, Dziewonski A M. 1985. Lower mantle heterogeneity, dynamic topography and the geoid. *Nature*, 313: 541–545
- Hall P S. 2012. On the thermal evolution of the mantle wedge at subduction zones. *Phys Earth Planet Inter*, 198–199: 9–27
- Hall C E, Gurnis M, Sdrolias M, Lavier L L, Müller R D. 2003. Catastrophic initiation of subduction following forced convergence across fracture zones. *Earth Planet Sci Lett*, 212: 15–30
- Hasenclever J, Morgan J P, Hort M, Rüpke L H. 2011. 2D and 3D numerical models on compositionally buoyant diapirs in the mantle wedge. *Earth Planet Sci Lett*, 311: 53–68
- Hayes G P, Wald D J, Johnson R L. 2012. Slab1.0: A three-dimensional model of global subduction zone geometries. *J Geophys Res*, 117: B01302
- He L J. 2017. Wet plume atop of the flattening slab: Insight into intraplate volcanism in East Asia. *Phys Earth Planet Inter*, 269: 29–

- Hermann J, Spandler C, Hack A, Korsakov A V. 2006. Aqueous fluids and hydrous melts in high-pressure and ultra-high pressure rocks: Implications for element transfer in subduction zones. *Lithos*, 92: 399–417
- Hernlund J W, Thomas C, Tackley P J. 2005. A doubling of the post-perovskite phase boundary and structure of the Earth's lowermost mantle. *Nature*, 434: 882–886
- Hopkins M, Harrison T M, Manning C E. 2008. Low heat flow inferred from >4 Gyr zircons suggests Hadean plate boundary interactions. *Nature*, 456: 493–496
- Huang J, Zhao D. 2006. High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions. *J Geophys Res*, 111: B09305
- Jarrard R D. 1986. Relations among subduction parameters. *Rev Geophys*, 24: 217–284
- Kellogg L H, Hager B H, van der Hilst R D. 1999. Compositional stratification in the deep mantle. *Science*, 283: 1881–1884
- Kincaid C, Sacks I S. 1997. Thermal and dynamical evolution of the upper mantle in subduction zones. *J Geophys Res*, 102: 12295–12315
- King S D, Frost D J, Rubie D C. 2014. Why cold slabs stagnate in the transition zone. *Geology*, 43: 231–234
- Kirby S H, Durham W B, Stern L A. 1991. Mantle phase changes and deep-earthquake faulting in subducting lithosphere. *Science*, 252: 216–225
- Kirby S H, Stein S, Okal E A, Rubie D C. 1996. Metastable mantle phase transformations and deep earthquakes in subducting oceanic lithosphere. *Rev Geophys*, 34: 261–306
- Korenaga J. 2013. Initiation and evolution of plate tectonics on Earth: Theories and observations. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 41: 117–151
- Lee C, King S D. 2011. Dynamic buckling of subducting slabs reconciles geological and geophysical observations. *Earth Planet Sci Lett*, 312: 360–370
- Leng W, Gurnis M, Asimow P. 2012. From basalts to boninites: The geodynamics of volcanic expression during induced subduction initiation. *Lithosphere*, 4: 511–523
- Leng W, Gurnis M. 2011. Dynamics of subduction initiation with different evolutionary pathways. *Geochem Geophys Geosyst*, 12: Q12018
- Leng W, Gurnis M. 2015. Subduction initiation at relic arcs. *Geophys Res Lett*, 42: 7014–7021
- Li Z H, Ribe N M. 2012. Dynamics of free subduction from 3-D boundary element modeling. *J Geophys Res*, 117: B06408
- Li Z X, Li X H. 2007. Formation of the 1300-km-wide intracontinental orogen and postorogenic magmatic province in Mesozoic South China: A flat-slab subduction model. *Geology*, 35: 179–182
- Liu L. 2015. The ups and downs of North America: Evaluating the role of mantle dynamic topography since the Mesozoic. *Rev Geophys*, 53: 1022–1049
- Liu L, Spasojevic S, Gurnis M. 2008. Reconstructing Farallon plate subduction beneath North America back to the late Cretaceous. *Science*, 322: 934–938
- Liu L, Stegman D R. 2012. Origin of Columbia River flood basalt controlled by propagating rupture of the Farallon slab. *Nature*, 482: 386–389
- Liu M Q, Li Z H, Yang S H. 2017. Diapir versus along-channel ascent of crustal material during plate convergence: Constrained by the thermal structure of subduction zones. *J Asian Earth Sci*, 145: 16–36
- Liu S, Currie C A. 2016. Farallon plate dynamics prior to the Laramide orogeny: Numerical models of flat subduction. *Tectonophysics*, 666: 33–47
- McKenzie D P. 1969. Speculations on the consequences and causes of plate motions. *Geophys J Int*, 18: 1–32
- McNamara A K, Zhong S. 2005. Thermochemical structures beneath Africa and the Pacific Ocean. *Nature*, 437: 1136–1139
- Molnar P, England P. 1990. Temperatures, heat flux, and frictional stress near major thrust faults. *J Geophys Res*, 95: 4833–4856
- Molnar P, England P. 1995. Temperatures in zones of steady-state underthrusting of young oceanic lithosphere. *Earth Planet Sci Lett*, 131: 57–70
- Molnar P, Freedman D, Shih J S F. 1979. Lengths of intermediate and deep seismic zones and temperatures in downgoing slabs of lithosphere. *Geophys J Int*, 56: 41–54
- Monnereau M, Yuen D A. 2007. Topology of the postperovskite phase transition and mantle dynamics. *Proc Natl Acad Sci USA*, 104: 9156–9161
- Morishige M, van Keken P E. 2014. Along-arc variation in the 3-D thermal structure around the junction between the Japan and Kurile arcs. *Geochem Geophys Geosyst*, 15: 2225–2240
- Mueller S, Phillips R J. 1991. On the initiation of subduction. *J Geophys Res*, 96: 651–665
- Mueller B, Zoback M L, Fuchs K, Mastin L, Gregersen S, Pavoni N, Stephansson O, Ljunggren C. 1992. Regional patterns of tectonic stress in Europe. *J Geophys Res*, 97: 11783–11803
- Murakami M, Hirose K, Kawamura K, Sata N, Ohishi Y. 2004. Post-perovskite phase transition in MgSiO_3 . *Science*, 304: 855–858
- Nakagawa T, Tackley P J. 2004. Effects of a perovskite-post perovskite phase change near core-mantle boundary in compressible mantle convection. *Geophys Res Lett*, 31: L16611
- Nakagawa T, Tackley P J. 2005. The interaction between the post-perovskite phase change and a thermo-chemical boundary layer near the core-mantle boundary. *Earth Planet Sci Lett*, 238: 204–216

- Nakao A, Iwamori H, Nakakuki T. 2016. Effects of water transportation on subduction dynamics: Roles of viscosity and density reduction. *Earth Planet Sci Lett*, 454: 178–191
- Nikolaeva K, Gerya T V, Marques F O. 2010. Subduction initiation at passive margins: Numerical modeling. *J Geophys Res*, 115: B03406
- Nikolaeva K, Gerya T V, Marques F O. 2011. Numerical analysis of subduction initiation risk along the Atlantic American passive margins. *Geology*, 39: 463–466
- Nutman A P, Friend C R L, Bennett V C. 2002. Evidence for 3650–3600 Ma assembly of the northern end of the Itsaq Gneiss Complex, Greenland: Implication for early Archaean tectonics. *Tectonics*, 21: 5-1–5-28
- Oganov A R, Ono S. 2005. Theoretical and experimental evidence for a post-perovskite phase of MgSiO_3 in Earth's D" layer. *Nature*, 430: 445–448
- Peacock S M, Wang K. 1999. Seismic consequences of warm versus cool subduction metamorphism: Examples from southwest and northeast Japan. *Science*, 286: 937–939
- Peacock S M. 2003. Thermal Structure and Metamorphic Evolution of Subducting Slabs. Washington D C: Geophysical Monograph-American Geophysical Union. 7–22
- Penniston-Dorland S C, Kohn M J, Manning C E. 2015. The global range of subduction zone thermal structures from exhumed blueschists and eclogites: Rocks are hotter than models. *Earth Planet Sci Lett*, 428: 243–254
- Piomallo C, Morelli A. 2003. P wave tomography of the mantle under the Alpine-Mediterranean area. *J Geophys Res*, 108: 2065
- Rey P F, Coltice N, Flament N. 2014. Spreading continents kick-started plate tectonics. *Nature*, 513: 405–408
- Schellart W P, Freeman J, Stegman D R, Moresi L, May D. 2007. Evolution and diversity of subduction zones controlled by slab width. *Nature*, 446: 308–311
- Shi Y, Wei D, Li Z H, Liu M Q, Liu M. 2018. Subduction mode selection during slab and mantle transition zone interaction: Numerical modeling. *Pure Appl Geophys*, 175: 529–548
- Stadler G, Gurnis M, Burstedde C, Wilcox L C, Alisic L, Ghattas O. 2010. The dynamics of plate tectonics and mantle flow: From local to global scales. *Science*, 329: 1033–1038
- Stern R J. 2002. Subduction zones. *Rev Geophys*, 40, doi: 10.1029/2001RG000108
- Stern R. 2004. Subduction initiation: Spontaneous and induced. *Earth Planet Sci Lett*, 226: 275–292
- Stern R J, Gerya T. 2017. Subduction initiation in nature and models: A review. *Tectonophysics*, doi: 10.1016/j.tecto.2017.10.014
- Syracuse E M, van Keken P E, Abers G A, Suetsugu D, Bina C, Inoue T, Wiens D, Jellinek M. 2010. The global range of subduction zone thermal models. *Phys Earth Planet Inter*, 183: 73–90
- Tackley P J, Stevenson D J, Glatzmaier G A, Schubert G. 1993. Effects of an endothermic phase transition at 670 km depth in a spherical model of convection in the Earth's mantle. *Nature*, 361: 699–704
- Tan E, Leng W, Zhong S, Gurnis M. 2011. On the location of plumes and lateral movement of thermochemical structures with high bulk modulus in the 3-D compressible mantle. *Geochem Geophys Geosyst*, 12: Q07005
- Thielmann M, Kaus B J P. 2012. Shear heating induced lithospheric-scale localization: Does it result in subduction? *Earth Planet Sci Lett*, 359-360: 1–13
- Thorkelson D J. 1996. Subduction of diverging plates and the principles of slab window formation. *Tectonophysics*, 255: 47–63
- Torii Y, Yoshioka S. 2007. Physical conditions producing slab stagnation: Constraints of the Clapeyron slope, mantle viscosity, trench retreat, and dip angles. *Tectonophysics*, 445: 200–209
- Torsvik T H, Burke K, Steinberger B, Webb S J, Ashwal L D. 2010. Diamonds sampled by plumes from the core-mantle boundary. *Nature*, 466: 352–355
- Tschauner O, Ma C, Beckett J R, Prescher C, Prakapenka V B, Rossman G R. 2014. Discovery of bridgmanite, the most abundant mineral in Earth, in a shocked meteorite. *Science*, 346: 1100–1102
- Turcotte D L, Schubert G. 2002. Geodynamics. 2nd ed. New York: Cambridge University Press. 456
- Ulmer P, Trommsdorff V. 1995. Serpentine stability to mantle depths and subduction-related magmatism. *Science*, 268: 858–861
- van der Hilst R D, de Hoop M V, Wang P, Shim S H, Ma P, Tenorio L. 2007. Seismostratigraphy and thermal structure of Earth's core-mantle boundary region. *Science*, 315: 1813–1817
- van der Hilst R, Engdahl R, Spakman W, Nolet G. 1991. Tomographic imaging of subducted lithosphere below northwest Pacific island arcs. *Nature*, 353: 37–43
- van der Hilst R D, Widiyantoro S, Engdahl E R. 1997. Evidence for deep mantle circulation from global tomography. *Nature*, 386: 578–584
- van der Lee S, Nolet G. 1997. Seismic image of the subducted trailing fragments of the Farallon plate. *Nature*, 386: 266–269
- van Hunen J, Moyen J F. 2012. Archean subduction: Fact or fiction? *Annu Rev Earth Planet Sci*, 40: 195–219
- van Hunen J, van den Berg A P, Vlaar N J. 2002. On the role of subducting oceanic plateaus in the development of shallow flat subduction. *Tectonophysics*, 352: 317–333
- van Hunen J, van den Berg A P, Vlaar N J. 2004. Various mechanisms to induce present-day shallow flat subduction and implications for the younger Earth: A numerical parameter study. *Phys Earth Planet Inter*, 146: 179–194

- van Keken P E, Hacker B R, Syracuse E M, Abers G A. 2011. Subduction factory: 4. Depth-dependent flux of H₂O from subducting slabs worldwide. *J Geophys Res*, 116: B01401
- van Keken P E, Kiefer B, Peacock S M. 2002. High-resolution models of subduction zones: Implications for mineral dehydration reactions and the transport of water into the deep mantle. *Geochem-Geophys-Geosyst*, 3: 1056
- Wada I W, King S. 2015. Dynamics of subducting slabs: Numerical modeling and constraints from seismology, geoid, topography, geochemistry and petrology. *Treatise Geophys*, 7: 339–391
- Wada I, Wang K, He J, Hyndman R D. 2008. Weakening of the subduction interface and its effects on surface heat flow, slab dehydration, and mantle wedge serpentinization. *J Geophys Res*, 113: B04402
- Wada I, Wang K. 2009. Common depth of slab-mantle decoupling: Reconciling diversity and uniformity of subduction zones. *Geochem Geophys Geosyst*, 10: Q10009
- Wilson C R, Spiegelman M, van Keken P E, Hacker B R. 2014. Fluid flow in subduction zones: The role of solid rheology and compaction pressure. *Earth Planet Sci Lett*, 401: 261–274
- Yoshioka S, Naganoda A, Suetsugu D, Bina C, Inoue T, Wiens D, Jellinek M. 2010. Effects of trench migration on fall of stagnant slabs into the lower mantle. *Phys Earth Planet Inter*, 183: 321–329
- Zheng Y F. 2012. Metamorphic chemical geodynamics in continental subduction zones. *Chem Geol*, 328: 5–48
- Zheng Y F, Chen Y X. 2016. Continental versus oceanic subduction zones. *Nat Sci Rev*, 3: 495–519
- Zhong S J, Zhang N, Li Z X, Roberts J H. 2007. Supercontinent cycles, true polar wander, and very long-wavelength mantle convection. *Earth Planet Sci Lett*, 261: 551–564

(责任编辑: 郑永飞)