俯冲构造vs.地幔柱构造——板块运动驱动力探讨

陈凌^{1,2,3*}, 王旭^{1,3}, 梁晓峰^{1,4}, 万博^{1,3,4}, 刘丽军^{5,1}

1. 中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室, 北京 100029;

2. 中国科学院青藏高原地球科学卓越创新中心, 北京 100101;

3. 中国科学院大学地球与行星科学学院, 北京 100049;

4. 中国科学院地球科学研究院, 北京 100029;

5. Department of Geology, University of Illinois at Urbana-Champaign, Champaign 61820, USA

* 通讯作者, E-mail: lchen@mail.iggcas.ac.cn

收稿日期: 2019-05-20; 收修改稿日期: 2019-10-30; 接受日期: 2019-11-04; 网络版发表日期: 2020-01-02

国家自然科学基金项目(批准号: 91855207, 41688103)、中国科学院战略性先导科技专项A类项目子课题(编号: XDA20070302)和岩石圈演化国家重点实验室自主研究课题(编号: SKL-Z201704-11712180)资助

摘要 板块构造是指地球外壳岩石圈块体在地球表面的(水平)运动及其相互作用。自50年前板块构造理论建立以来, 对板块运动的动力来源这一问题一直存在争议。早期的观点认为是“自下而上”机制, 即板块运动受控于板块之下的地幔对流系统, 特别是起源于核幔边界的地幔柱作用于板块底部, 促使大陆裂解, 并驱动板块运动。而现今较为普遍接受的观点则是“自上而下”机制, 即认为板块运动的驱动力主要来源于板块自身的负浮力(即重力大于浮力), 板块构造和地幔对流均受控于板块的俯冲作用, 因此板块构造又被称为俯冲构造。这一观点得到了众多地质和地球物理观测的支持。进一步研究表明, 个别板块增速、减速与单一地幔柱活动在百万年时间尺度具有耦合关系; 多个板块内稳定克拉通地区地表隆升、沉积速率与地幔柱相关的岩浆活动在亿年时间尺度存在时空相关性; 而全球范围的超大陆聚合、裂解与超级地幔柱活动在二十亿年以来的地质历史时期表现为周期性耦合关系。这些不同时空尺度的耦合现象均表明, 板块构造与地幔柱构造在地球演化过程中是紧密联系、相互作用的, 地幔柱构造对板块运动产生了不可忽视的影响。因此, 需要将板块构造和地幔柱构造这两大地球构造体系加以联合, 开展综合分析与研究, 才能获得对板块构造和整个地球动力系统运行机制的全面认识。

关键词 板块运动驱动力, 板块负浮力, 俯冲构造, 地幔柱构造

1 引言

板块构造是地球区别于其他行星的最重要特征。板块构造的核心内容是, 组成地球外壳的岩石圈块体

在地球表面的运动能够用刚性板块球面运动规律所描述, 因此板块运动主要是指板块在地球表面的水平运动。现今板块运动的速率基本在 $1\sim 10\text{cm a}^{-1}$ 变化(图1a; Frisch等, 2011), 全球平均约为 4.8cm a^{-1} (Zahirovic等,

中文引用格式: 陈凌, 王旭, 梁晓峰, 万博, 刘丽军. 2020. 俯冲构造vs.地幔柱构造——板块运动驱动力探讨. 中国科学: 地球科学, 50: 501–514, doi: [10.1360/SSTe-2019-0106](https://doi.org/10.1360/SSTe-2019-0106)

英文引用格式: Chen L, Wang X, Liang X, Wan B, Liu L. 2020. Subduction tectonics vs. Plume tectonics—Discussion on driving forces for plate motion. Science China Earth Sciences, 63: 315–328, <https://doi.org/10.1007/s11430-019-9538-2>

图1 板块运动速度分布

(a) 现今板块运动速度(Frisch等, 2011). 跨板块边界的白色双箭头及数字代表相对运动速度, 板块内部的黄色箭头及数字代表绝对运动速度, 单位为 cm a^{-1} . 箭头长度与速率成正比; (b) 220Ma以来全球平均板块运动速率变化, 现今约为 4.8cm a^{-1} , 修改自Müller等(2016)

2015). 板块重构研究发现, 随着时间演化, 同一板块的运动速率、方向乃至全球板块运动的总体特征、平均速率等都会发生明显改变(图1b; Zahirovic等, 2015; Müller等, 2016). 那么板块运动为什么会发生变化? 其驱动力是什么?

板块运动的驱动力问题是板块构造的基本问题, 也是地球科学界一直关注和长期争论的焦点. 判别影响板块运动的作用力相对容易, 但确定单个作用力之间的相对重要性就困难得多(Wessel和Müller, 2015). 对于板块运动的驱动力问题主要存在两派观点. 一派是基于“自下而上(Bottom up)”的认识, 认为板块只是地幔对流环的外边界层, 板块运动受控于板块之下的地幔系统, 即地幔对流驱动板块运动(图2左半部分). 这一观点早在板块构造理论建立之前就已提出, 如20世纪30年代和60年代初, 英国地质学家Arthur Holmes和美国地质学家Harry Hammond Hess就在他们的著作中阐述了这一思想(Holmes, 1931; Hess, 1962). 板块构

造理论建立之初, 加拿大地球物理与地质学家John Tuzo Wilson和美国地球物理学家William Jason Morgan进一步发展了这一思想并提出, 作为地幔对流(如非特别说明, 本文中的地幔对流指全地幔对流)的上升流, 起源于核幔边界的地幔柱作用于板块底部, 促使大陆裂解、驱动板块运动(Wilson, 1963, 1973; Morgan, 1971). 另一派是目前较为普遍接受的“自上而下(Top down)”观点, 认为板块构造和地幔对流都取决于地球表壳, 即板块的性质状态(图2右半部分). 这派观点从最初以美国地球物理学家Don Lynn Anderson为代表的只考虑板块构造和上地幔对流情况(Anderson, 2001; Foulger和Natland, 2003), 发展为认为板块性质不仅控制板块构造本身, 而且决定全地幔对流, 包括地幔柱的形成(图2右半部分; Conrad和Lithgow-Bertelloni, 2004; Li和Zhong, 2009).

“自上而下”观点最核心的思想是板块构造的驱动力主要来源于板块自身的负浮力(Anderson, 2001;

图2 板块运动的“自下而上”和“自上而下”驱动机制
LLSVP, 大尺度低剪切波速异常区. 修改自Courtillet等(2003)

Stern, 2007). 在这一观点中, 由于俯冲板片(即俯冲至地幔深度的板块)对驱动板块运动起了决定性作用, 因而板块构造又被称为“俯冲构造”. “自上而下”之所以成为目前地球科学界较为普遍接受的观点, 是因为它已被不同类型的观测所验证或与多种观测相符合. 这些观测多来自显生宙, 特别是200Ma以来的地质学、地球物理研究证据和板块重构结果(如Zahirovic等, 2015; Müller等, 2016, 见第2部分). 那么“自上而下”观点是否能解释地球形成以来长期演化的所有现象呢? 这一问题与板块构造在地球上的起始、演化密切相关.

板块构造是地球系统中的两大构造体系之一, 在地球内部主体表现为地球外壳自上而下运动的构造模式. 地球系统中的另一构造体系是地幔柱构造, 反映从核幔边界处起源、向上运动至地表的地幔构造模式. 板块构造与地幔柱构造的相互作用构成了超大陆-超大洋周期性旋回, 控制着地球系统演化(如Maruyama, 1994; Li和Zhong, 2009; Li等, 2019). 地幔柱是否对板块构造提供了驱动力? 板块构造与地幔柱构造究竟如何相互影响? 这些也一直是地球科学界探讨和争论的焦点问题(Maruyama等, 2007; Li和Zhong, 2009; Facenna等, 2013; Buitert和Torsvik, 2014; Hu等, 2018).

本文将首先从“自上而下”的观测证据出发, 综述板块构造各种驱动力及其相对大小. 再从地球系统动力学角度, 分析板块构造与地幔柱构造的相互关系和相互影响, 及其对地球长期演化的控制作用, 并进一步探讨板块构造驱动力的动态演变.

2 板块运动的驱动力——俯冲板片负浮力

根据“自上而下”构造观点, 板块构造和地幔对流都取决于地球表面的板块性质和状态. 其中, 大洋板块在自身的重力作用下发生俯冲, 俯冲板片密度大于周围地幔, 其受到的反向浮力(即负浮力)对地表的板块运动起了重要的驱动作用(如Anderson, 2001; Stern, 2007). 这一观点的产生, 来源于地球物理观测、板块运动学和力学分析及重构, 以及地球动力学模拟等多学科证据.

2.1 俯冲带中-深源地震震源机制证据

早在板块构造理论建立初期, 地震学研究结果就表明, 俯冲板片拖拽力(slab pull)是地表板块运动的重要驱动力(如Isacks等, 1968; Isacks和Molnar, 1969). 通过反演和分析发生在俯冲板片内的中(70~300km深度)、深源(300km深度之下)地震震源机制解, 地震学家们发现, 这些地震断层面机制解中两个可能的断层面与俯冲地震活动带——和达-贝尼奥夫带(Wadati-Benioff zone)的倾斜面成45°, 也就是压缩(P)轴或拉伸(T)轴平行于和达-贝尼奥夫带倾斜面(Isacks等, 1968). 这表明, 俯冲带中、深源地震并不是由于板片相对于周围地幔运动, 而是因板片自身受到应力作用而发震. 震源机制解进一步显示, 俯冲带区域大多数中源地震的T轴平行于和达-贝尼奥夫带倾斜面, 可能反映俯冲板片受到周围地幔的浮力小于其自身重力而被向下拉伸; 而深源地震则是P轴沿着和达-贝尼奥夫带倾斜面, 可能表明俯冲板片受到更深部地幔(下地幔)的阻挡而被压缩(Isacks等, 1968). 在中、深源地震交叉的深度(~300km), 可能由于拉伸和压缩应力交汇而使应力趋于最小, 或者板片发生断离, 该处地震显著减少甚至形成空区. 在个别区域(如汤加俯冲带), 各深度的地震均是P轴沿着和达-贝尼奥夫带倾斜面, 可能是由于板片俯冲速率大于重力作用直接拖拽导致的下沉速率,

图3 地震震源机制解约束的俯冲板片内部应力状态

实心圆圈代表下倾伸展机制, 空心圆圈代表下倾挤压机制, 浅部板块表面附近的伸展应力源自板块开始俯冲时的弯曲变形. 灰色圆形影区中白色和黑色箭头分别指示中、深源地震的P轴和T轴方向. 修改自Isacks和Molnar(1969)

使板片一直受到地幔阻挡应力(图3).

上述地震学研究获得的板片内部应力状态可以解释为: 密度较大的大洋板片在其自身重力作用下进行俯冲, 且对与其相连的地表板块产生可观的拖拽力, 使其运动甚至俯冲(Isacks和Molnar, 1969). 进一步研究表明, 俯冲板片在410km和660km相变面处由于差异相变分别获得额外的重力和浮力, 可使板片进一步拉伸和压缩, 而这两种作用可能对地表板块运动也起到促进或阻碍作用(如Quinteros和Sobolev, 2013). 不过对俯冲带中深源地震的具体力学成因, 目前仍存在不同认识. 比如有学者认为, 俯冲板片与周围地幔密度差异相对应的重力作用不足以产生深源地震, 而板片物质相变引起的体积收缩对深震发生起着主导作用(Guest等, 2003; Liu和Zhang, 2015).

2.2 板块运动学和力学统计分析证据

板片拖拽力对板块运动的重要驱动作用还反映在板块运动速率与俯冲带长度的相关性上. 无论是对现今板块运动速率(Forsyth和Uyeda, 1975)还是200Ma以来板块运动速率的全球统计结果(Zahirovic等, 2015)均表明, 板块运动速率与俯冲带长度存在正相关性, 即俯冲带长度越长, 俯冲板片的重力作用也越强, 对应的板块运动速率越大. 而板块其他特征, 包括板块大小、板块周长和洋中脊长度等, 却在统计意义上与板块运动速率不存在明显相关性(Forsyth和Uyeda, 1975). 这一观测进一步表明, 俯冲板片拖拽力对驱动板块运动起了重要作用.

除了上述地表观测到的板块特征之外, 板块(岩石

圈)厚度是板块的另一个重要特征参数. 通过分析板块厚度对板块运动速率的影响可以对板块构造的驱动模式提供约束. 与大洋板块相比, 大陆板块岩石圈更厚, 特别是在古老稳定的克拉通地区, 岩石圈可厚达200km以上(Gung等, 2003; Artemieva, 2009). 一方面, 大陆之下厚的岩石圈使板块与对流地幔的接触面积增大, 因此增强了两者的耦合, 增大了岩石圈-软流圈界面处的剪切牵引力(Conrad和Lithgow-Bertelloni, 2006). 而另一方面, 对全球板块运动的统计分析结果显示, 大陆所占比例越大的板块运动速率越低(Zahirovic等, 2015). 上述两方面结合表明, 岩石圈与软流圈耦合增强, 两者界面处剪切牵引力增大并不促进板块运动, 反而阻碍板块运动. 这一观测显然与地幔对流驱动板块运动, 即“自下而上”模式不符, 而为“自上而下”观点提供了证据.

对板块受到的各种作用力进行定量化估计和分析, 可以为认识板块运动驱动力及其相对贡献提供更为精确的约束信息. 这一工作最早是由美国布朗大学的Donald Forsyth和日本学者Uyeda完成的(Forsyth和Uyeda, 1975). 他们基于现今观测的板块运动特征和板块几何形状, 反演了板块上各种作用力的相对大小, 包括洋中脊推力、俯冲板片拖拽力、板块与软流圈地幔界面处的剪切牵引力、使上覆板块向海沟运动的吸力, 以及各种阻碍板块运动的作用力(图4). 他们的研究发现, 俯冲板片拖拽力比洋中脊推力、地幔对流施加的牵引力等作用力大一个量级, 对板块运动起了决定作用(Forsyth和Uyeda, 1975). 后续研究通过三维物理实验对俯冲板片拖拽力做了进一步分析, 发现俯冲

图 4 作用在板块上的各种作用力

F_{RP} , 洋中脊推力; F_{SP} , 俯冲板片拖拽力; R_{DO} , R_{DC} , 大洋板块和大陆板块与软流圈地幔界面处的剪切牵引力; F_{SU} , 使上覆板块向海沟运动的吸力; R_S , 板片俯冲阻力; R_{CR} , 碰撞阻力; R_{TF} , 转换断层阻力. 修改自 Forsyth 和 Uyeda (1975)

板块越老(即密度越大)、俯冲角度越大、俯冲板片长度越长, 板片净拖拽力(去除抵消板块俯冲阻力后的净驱动力)就越强, 并以此来解释目前年龄最老的太平洋板块运动速率高于其他板块的现象(Schellart, 2004).

2.3 板片拖拽力 vs. 板片吸力

基于上述板块自身特征决定俯冲板片拖拽力大小的认识, 一般认为, 俯冲板片形态、俯冲过程及其作用取决于俯冲板块自身特征和性质. 比如, 老而重的大洋板块会发生高角度快速俯冲, 俯冲板块与上覆板块弱耦合, 上覆板块以伸展变形为主, 发育(海)沟-(岛)弧-(弧后)盆(地)体系; 而年龄小于 20~30Ma 的年轻大洋板块则发生平或低角度俯冲, 甚至难以自发俯冲, 俯冲板块与上覆板块强烈耦合, 上覆板块表现为显著的挤压变形, 只形成海沟和岛弧, 不发育弧后盆地(如 Jarrard, 1986; Stern, 2002). 然而, 新的观测(图 5)对这一认识提出了挑战. 板块汇聚速率与大洋板块年龄(密度)的对比显示, 两者之间似乎并无明显对应关系. 如在洋壳年龄超过 180Ma 的伊豆-小笠原-马里亚纳俯冲带与洋壳年龄约 20~30Ma 的危地马拉-尼加拉瓜-哥斯达黎加俯冲带, 板块汇聚速率相差不大; 西太平洋板块汇聚速率沿海沟走向变化显著, 但与大洋板块年龄并不成正比; 环太平洋俯冲带的俯冲板片形态和俯冲角度变化复杂, 与大洋板块年龄(密度)也无明显对应关系(图 5). 这些现象表明, 除板块自身的性质特征之外, 可能还存在控制或影响俯冲角度、过程和作用的其他因素.

从力学分析和动力学模拟研究结果可知, 俯冲板片不仅直接对与之相连的板块施加拖拽力, 使其发生水平运动, 而且通过与地幔的黏滞耦合作用带动地幔对流, 并进一步由对流地幔产生的剪切牵引力带动上覆板块运动(图 6). 后者被称为板片吸力(slab suction), 它是板片以对流地幔为中介间接施加于地表板块的作用力. 板片拖拽力主要来自与地表板块直接相连的上地幔板片, 而板片吸力则以在黏滞度更大的下地幔中的板片贡献为主, 两者的相对大小及其驱动板块运动的作用不仅取决于俯冲板片本身, 而且依赖于周围地幔的流变性质(Billen, 2008). 另外, 在俯冲带区域, 板片拖拽力和吸力对上覆板块的影响不同. 当只考虑简单(如黏滞度无横向变化或二维)情况时, 板片拖拽力使上覆板块向背离海沟的方向发生水平运动, 而板片吸力则使上覆板块产生朝向海沟方向的水平运动(图 6 中红色箭头, Conrad 和 Lithgow-Bertelloni, 2004). 理论计算与观测的对比分析发现, 板片拖拽力和板片吸力单独均无法解释现今全球板块运动速率, 而两者结合则贡献了 90% 以上的板块运动驱动力, 既能较好解释全球板块运动绝对速率, 又符合俯冲带区域上覆板块以较慢速率向海沟运动的现象, 而且由此得到的发育俯冲带的板块比不发育俯冲带的板块运动速率平均快 3~4 倍的计算结果也与目前观测一致(Lithgow-Bertelloni 和 Richards, 1998; Conrad 和 Lithgow-Bertelloni, 2002, 2004).

俯冲板片拖拽力和吸力以及影响板块运动的其他

图5 大洋板块年龄与板块汇聚速率及沿四条地震层析成像剖面的高速(蓝色)俯冲板片形态

层析成像剖面中的白色圆圈为距剖面50km以内4级以上的地震分布(1964~2008的ISC地震目录)。据Nishikawa和Ide(2014)、Fukao和Obayashi (2013)

图6 板片拖拽力和板片吸力示意图

修改自Conrad和Lithgow-Bertelloni(2004)

作用力并不是一成不变的,而是具有强烈的时空变化特征。研究表明,现今俯冲板片拖拽力和吸力分别对板块运动的贡献可能与新生代早期存在明显差异,反映出时间演化性(Conrad和Lithgow-Bertelloni, 2004)。另外,有学者提出,在板块汇聚造山带,这两种板片作用力的相对强弱可能控制了浅表造山模式,并以此来解释喜马拉雅-青藏高原、安第斯科迪勒拉、地中海等不同区域造山特征的空间差异性(Faccenna等, 2013)。比如,对于板片拖拽力起主导作用的造山带,俯

冲板块与上覆板块在水平方向上同向运动,海沟后撤使上覆板块发育伸展变形,地壳加厚不显著(如地中海地区);而在以板片吸力为主的造山带,俯冲板块与上覆板块在水平方向上相向运动,上覆板块发育挤压变形,地壳明显加厚(如喜马拉雅-青藏高原、中安第斯等)。这一观点将深部俯冲过程与浅表造山构造相联系,为认识深浅耦合关系及其动力学机制提供了新的思路。

除上述俯冲板片的两种作用力之外,洋中脊推

力、地形差异/地壳厚度变化引起的重力势能等其他作用力对现今板块运动也有贡献, 但许多研究指出这些作用力比俯冲板片的贡献低一个量级(如Forsyth和Uyeda, 1975; Lithgow-Bertelloni和Richards, 1998; Stern, 2007).

无论是对俯冲板片的作用力还是对其他作用力的研究, 过去大多是基于简单模型, 特别是只考虑密度结构和流变学性质沿径向变化的地球圈层模型来开展的. 近年来的动力学模拟研究指出, 地球圈层横向流变学性质的变化会显著影响各种作用力的相对强度及其对板块运动的贡献(Billen, 2008; Li和Ribe, 2012). 比如, 由于考虑不同的板块和地幔黏滞度模型, 不同研究会将对俯冲板片作用力, 尤其是对板片吸力的认识差异及其驱动板块运动作用的争议(如Goes等, 2008; Stadler等, 2010). 又如, 当考虑全球岩石圈(200km深度以上)黏滞度的横向差异时, 相对于板片作用力, 地表地形伴随的重力势能对现今板块运动的作用将不能被忽视(Ghosh和Holt, 2012). 因此, 对各种作用力的研究和对板块运动驱动力的深入认识, 还有待于对地球圈层结构和性质观测的进一步积累和更量化的细致分析对比.

3 板块构造vs.地幔柱构造

如前所述, 现今观测表明, 大洋板块在其自身负浮力的作用下发生俯冲, 而俯冲板片的拖拽力和吸力对地表的板块运动起了决定性作用, 贡献了绝大部分的驱动力(Forsyth和Uyeda, 1975; Conrad和Lithgow-Bertelloni, 2002; Stadler等, 2010). 这也是将板块构造称为“俯冲构造”的原因, 表明现今以“自上而下”构造为主导的特征. 然而, 地球系统经历了45亿年的演化, 从太古代早期到现今浅表和深部结构与性质都发生了强烈改变, 板块构造自形成以来也经历了显著时间演变, 包括超大陆-超级地幔柱的周期性特征变化(Maruyama, 1994; Li和Zhong, 2009; Li等, 2019). 那么, 现今的“自上而下”构造体制是否能解释过去地球长期的演化历史, 尤其是板块构造的时间变化特征? 另外, 作为地球系统两大构造体系之一, “自下而上”(近似为地幔柱构造)与“自上而下”板块构造之间究竟有怎样的相互关系和相互作用? 这些问题是深入认识板块构造和地球系统演化的基本问题. 下面将围绕这些问题进行分析

讨论.

3.1 不同时期板块构造与地幔柱的相互作用

板块重构研究显示, 无论是全球板块的平均运动还是单个板块的运动, 都具有随时间变化的特征(Zahirovic等, 2015; Müller等, 2016), 有些变化难以用俯冲板片拖拽力和吸力来解释, 而与地幔柱活动关系密切.

比如, 在新生代初期约67~65Ma, 印度板块的运动速率突然提高($>15\text{cm a}^{-1}$), 并一直保持 10cm a^{-1} 以上的速率直至~52Ma才明显降低, 而印度板块运动速率的提高和降低都伴随着非洲板块运动速率的相反改变(Cande和Stegman, 2011; Müller, 2011). 对这种板块运动速率突然变化的现象, 目前尚未从俯冲板片或俯冲过程的变化中获得认识. 仅考虑俯冲板片的负浮力作用, 无论是动力学模拟还是现今观测, 均显示板块运动所能达到的最大速率一般在 $8\sim9\text{cm a}^{-1}$ 左右(Conrad和Hager, 1999; Goes等, 2008). 因此, 仅俯冲过程似乎难以造成印度板块 10cm a^{-1} 以上的短期加速现象, 更无法合理解释非洲板块运动速率的同时改变(Müller, 2011).

通过对印度洋地球物理数据的分析, 美国Scripps海洋研究所的学者提出, 印度板块在67~52Ma异常快速的运动以及非洲板块同时期的减速可能与约67Ma到达岩石圈底部的Reunion地幔柱头的作用有关(Cande和Stegman, 2011). 这一模型提出后, 有学者采用动力学模拟进行验证, 发现Reunion地幔柱头的作用的确能够使印度板块加速运动, 但其速率难以达到 10cm a^{-1} 以上(van Hinsbergen等, 2011). 另一方面, 该地幔柱头作用及相关岩浆活动和热异常只有约3Myr的短时效应(Chenet等, 2007; Armitage等, 2011), 对解释印度板块持续~15Myr的快速运动也存在困难(Müller, 2011). 虽然如此, Cande和Stegman的研究将地幔柱活动与板块运动相联系, 成为探索两者之间的相互关系和相互作用、深入认识板块运动驱动力的新的突破口.

从全球尺度来看, 早白垩纪(约140~120Ma)是全球板块运动最快的时期, 平均速率 $9\sim10\text{cm a}^{-1}$, 约为现今的2倍(图1b、图7a). 而全球洋壳平均年龄在这一时期迅速减小, 由140Ma时的约50Myr降至120Ma时显生宙以来的最低值不足40Myr(图7b, Müller等, 2016). 这一

图7 200Ma以来全球板块平均运动速率(a)、洋壳平均年龄(b)和大陆裂谷长度随时间的变化(c)

(a), (b)来自Müller等(2016); (c)来自Brune等(2017), 粗红线为大陆尺度裂谷(彩色)和地质记录裂谷(灰色)的总长度随时间的变化。裂谷缩写为: CATl, 中大西洋; NATl, 东北大西洋; NAmIbr, 北美/伊比利亚; GoM, 墨西哥湾; EWGo, 东冈瓦纳和西冈瓦纳; NAmGre, 北美/格林兰; IndMad, 印度/马达加斯加; WAnt, 西南极洲; AusAnt, 澳大利亚/南极洲; IndAus, 印度/澳大利亚和南极洲; SATl, 南大西洋; WCARS, 西部和中部非洲; AusZea, 澳大利亚/新西兰; SCS, 南中国海; GoC, 加利福尼亚湾; GoA, 亚丁湾; RedS, 红海; EARS, 东非裂谷系

时期年轻化的全球洋壳平均年龄对应较低的俯冲板片密度, 似乎难以解释同期板块运动速率的显著增加。另一方面, 早白垩纪对应于地幔柱的强烈活动, 全球发育众多大火成岩省, 如Gascoyne(136Ma)、Paraná-Etendeka(135Ma)、Piñón(123Ma)、Manihiki(123Ma)、Ontong Java 和 Hikurangi(122Ma)、Kerguelen(118Ma)等(Dodd等, 2015; Prokoph等, 2013)。其中发育在西南太平洋的Ontong Java-Manihiki-Hikurangi大洋高原可能

是200Ma以来地球历史上最大一次地幔柱事件的产物(Taylor, 2006), 玄武岩喷发面积可覆盖地球表面的1%。研究表明, 超级地幔柱活动期间, 众多地幔柱头与板块相互作用强烈, 能够显著减薄和弱化岩石圈、减弱岩石圈与软流圈之间的耦合关系, 从而减小板块运动的阻力, 使板块加速运动(Kumar等, 2007)。这一机制可以解释140~120Ma全球板块运动平均速率的明显增加。早白垩纪全球大陆裂谷长度显著大于其他时段(图

7c; Brune等, 2017), 与板块快速运动时代相对应, 也可能是地幔柱作用增强的反映。

板块与地幔柱相互作用、地幔柱活动对板块构造的显著影响不仅仅表现在上述离现今较近的某些特定时段, 而且体现在板块构造形成以来地球系统的长期演化中。最典型的例子是以 $(600\pm 100)\text{Myr}$ 为周期的超大陆的聚合与裂解, 反映全球尺度俯冲系统与超级地幔柱活动的周期性耦合演化关系(图8; Li和Zhong, 2009)。在超大陆聚合过程中, 俯冲构造起主导作用, 导致大陆汇聚; 而在超大陆裂解过程中, 超级地幔柱构造活跃, 促进超大陆弱化和裂解。最新研究进一步提出, 受俯冲与地幔柱两大构造体系相互作用模式控制, 地球系统可能还存在两倍于超大陆演化时间尺度的构造周期, 即 $1000\sim 1400\text{Myr}$ 的超大洋(superocean)演化周期(Li等, 2019)。如果进一步得到证实, 这将表明, 俯冲构造与地幔柱构造的相互作用具有多时间尺度的复杂性, 这种特征决定了地球系统的复杂时间演化。

3.2 不同深度板块构造与地幔柱的相互作用

俯冲板片与地幔柱构成了地幔对流的下陷流和上升流。事实上, 两者在地幔的不同深度和不同空间尺度上均发生相互作用, 进而影响地幔对流模式和动力运行过程, 以及地球浅表的板块运动方式。

在核幔边界区域, 下沉到达这里的俯冲板片物质发生水平运动, 推挤两个大尺度低速异常区(LLSVP)-即地幔柱源区, 改变其形状, 促进地幔柱在其边界处发育, 甚至可能为LLSVP提供物质(见Garnero等, 2016综述)。有研究显示, 环太平洋俯冲带的长期板片俯冲作用使核幔边界处太平洋LLSVP的北边界在 $100\sim 50\text{Ma}$ 期间明显向南迁移, 造成夏威夷地幔柱源区

位置的改变, 在约 50Ma 左右向南迁移减弱。这种地幔柱源区位置的时空变化能够解释夏威夷-皇帝火山岛链在 $\sim 50\text{Ma}$ 时的突然转向(Hassan等, 2016), 而非如前人认为的完全由地表板块运动速率和方向的改变造成(Sharp和Clague, 2006)。对该岛链转向和整体形态的全面认识, 可能需要将核幔边界处地幔柱源区位置与地表板块运动的时空变化进行综合考虑(Torsvik等, 2017)。新的研究和解释对地幔柱源区相对固定的传统观点提出了挑战。最新结合地球化学观测的动力学模拟研究进一步提出, 夏威夷-皇帝火山岛链玄武岩地球化学特征截然分带的现象, 可能是俯冲板片与LLSVP边界相互作用造成地幔柱源区成分分带, 并在特定的地表板块运动条件下得以保存所致(Dannberg和Gassmüller, 2018)。虽然上述解释和模型还需要更多观测验证, 但为认识板块构造与地幔柱源区复杂的相互作用及其地表响应提供了新见解和新思路。

在俯冲板片下沉和地幔柱上升过程中, 两者在地幔内部不同环境下的相互作用可能产生截然不同的结果。比如, 巴西Juina地区晚白垩纪金伯利岩中的金刚石包裹体岩石-地球化学资料指示, 该地区 $95\sim 92\text{Ma}$ 时俯冲至下地幔顶部的板片与地幔柱发生相互作用, 板片中的洋壳物质被地幔柱携带至地表(Walter等, 2011), 即俯冲板片未能阻止地幔柱上涌。而最近针对北美西部新生代火山成因的动力学模拟研究表明, 俯冲的Farallon板片很大程度上阻挡了黄石地幔柱上升, 北美西部火山, 包括黄石热点火山链的形成可能主要与Farallon板片俯冲引起的浅部地幔流动有关(Leonard和Liu, 2016; Zhou等, 2018)。俯冲板片与地幔柱相互作用特征和结果的差异与两者各自的形态、流变性质, 相对空间位置和作用深度等密切相关。虽然上述研究

图8 地球历史时期超大陆时间演化与大火成岩省事件概率分布的对比

大火成岩省较为集中的时期对应地幔柱强烈活动、俯冲作用较弱的超大陆裂解期; 大火成岩省较少发育的时期对应地幔柱活动弱、俯冲作用强的超大陆聚合期。修改自Li和Zhong(2009)

为约束俯冲板片与地幔柱在地幔内部相互作用过程和机制提供了重要线索和依据,但目前对关键参数和性质尚约束不足,还未形成全面、系统的认识。

在上地幔浅部,地幔柱达到岩石圈底部后与上覆板块发生相互作用。这一过程涉及大陆/超大陆裂解、大洋张开等威尔逊循环基本过程以及大陆改造与破坏等重大地质问题,是板块构造和大陆动力学的重要研究内容。自板块构造理论建立之初,就有学者将大陆/超大陆裂解与大规模地幔上涌相联系,但对于是构造作用产生裂解、形成地幔柱上升通道,还是地幔柱对裂解起决定性作用,亦或者两者兼有,仍存在很大争论(如Burke和Dewey, 1973; Storey, 1995; Courtillot等, 1999; Buiter和Torsvik, 2014; Zhang等, 2018)。在多数情况下,大陆裂解与大火成岩省具有时空相关性。对其分析表明,即使是在主要受构造作用(如板块俯冲)控制情况下,地幔柱也至少对大陆裂解起了促进和加速作用(图9a; Buiter和Torsvik, 2014; 万博等, 2019)。

在现今“自上而下”构造主导下,大洋扩张中脊是受控于板块俯冲的地幔被动上涌之处。然而,当地幔柱与洋中脊直接作用时,会对洋中脊特征产生重要影响。比如,两者作用可使洋中脊的位置长期趋于固定(图9b,如西南印度洋、南大西洋南段、东太平洋洋中脊局部),明显不同于其他多数洋中脊随时间迁移的特征;在两者相互作用区域还会重复形成大火成岩省,进而改变上地幔物质组成(Rowley等, 2016; Whittaker等, 2015)。此外,地幔柱与洋中脊相互作用还能够促使(陆或洋)微块体形成,并强烈影响洋底形貌(Li等, 2018)。

最新的地球动力学研究进一步显示,在稳定克拉通地区,其厚的岩石圈下部可能会在地幔柱自下而上的强烈作用下发生拆沉,同时伴随地表隆升(图9c)。随着地幔柱作用减弱,克拉通岩石圈在冷却过程中会发生垂向增生、再次增厚(Hu等, 2018)。与克拉通岩石圈在大洋板块俯冲作用下改变性质、丧失稳定性的克拉通破坏机制(朱日祥等, 2011; 刘明启和李忠海, 2018; Wu等, 2019)相比,该模型强调在稳定克拉通岩石圈本身结构和性质具有横向和垂向不均匀条件下,地幔柱对其产生的减薄和改造作用。这为认识大陆长期演化开辟了一个新的视角。

综上所述,“自上而下”板块/俯冲构造与“自下而上”地幔柱构造的相互作用充斥着地球演化的不同时间尺度和空间范围,地球系统的整体演化受两者共同

控制。即便是在俯冲构造主导、俯冲板片为板块运动提供90%以上驱动力的现今,地幔柱也显著影响着从浅部到核幔边界、甚至地核的地球整体行为和动力运行过程。在地质历史时期不同的时间演化阶段或不同的空间范围,板块构造与地幔柱构造作用的相对强弱可能发生改变,对板块运动提供的驱动力、在整个地球系统中扮演的角色也会相应变化。前人在这一方面已经做了很多探索研究,提出了不同的认识。除前述超大陆-超大洋-超级地幔柱的多周期耦合演化模式(Li等, 2019)外,还包括将俯冲构造(主要指下地幔冷柱, cold plume)与地幔柱构造合二为一的广义地幔柱构造(Maruyama, 1994)以及其他各种模型(如McNamara (2019)中Figure 1所示)。对这些模式、模型的深入理解、准确评估和判断,就成为从时空四维角度认识板块构造驱动力、板块构造与地幔柱构造相互关系和作用的重要步骤。

4 结语

板块构造理论自20世纪60年代末提出以来,地球科学家们一直在探讨板块运动的驱动力问题,不断争论是地幔对流驱动的“自下而上”模式,还是板块本身性质决定的“自上而下”俯冲驱动模式,以及两者在地球动态演化过程中的相互关系和相互作用。这种争论涉及对板块及板块构造本身的认识和对板块构造与地球系统关系的认识。未来关于板块运动驱动力的研究仍需要围绕这两个方面来展开。

首先,对板块自身性质,特别是流变性质的认识是未来板块运动驱动力研究的重要突破口。由板块密度决定的俯冲板片负浮力是板块运动驱动力的重要来源,而板块的流变性质则控制着在驱动力作用下板块的运动速率、变形特征,板块俯冲的方式、过程及其与地幔的相互作用等(Billen, 2008; Stadler等, 2010; Li和Ribe, 2012)。经典板块构造理论以刚性板块模型为基础,认为变形只集中在狭窄的板块边界,但实际却观测到大陆甚至大洋板块内部的明显变形(如Tapponnier和Molnar, 1977; Gordon和Stein, 1992; Yin, 2010)。然而,目前对俯冲模型约束的大洋板块强度(屈服应力约100~200MPa)与实验室测量结果(~1GPa)存在巨大差别的原因仍存在争议(如Kumamoto等, 2017; Karato和Barbot, 2018),对板块俯冲后其流变性质随深度的变化

图9 地幔柱与上覆岩石圈相互作用的三种模式

(a) 地幔柱对由构造作用产生的大陆裂谷起促进和加速作用(Buiter和Torsvik, 2014)。 (b) 地幔柱与洋中脊的相互作用(Whittaker等, 2015), 左图: 当地幔柱正位于洋中脊下方时, 两者相互作用使洋中脊的位置趋于长期固定, 当地幔柱位置偏离洋中脊时, 洋中脊的位置随时间发生偏移, 两者距离越远, 偏移越显著; 右图: 重构的不同时代洋中脊绝对位置(彩色曲线)和热点(圆圈)附近的大火成岩省(LIP)分布(紫色区域)。黑粗线为核幔边界处两个LLSVP的轮廓线。CATL, 中大西洋, EPAC, 东太平洋, NATL, 北大西洋, NWIR, 西北印度洋洋中脊, SEIR, 东南印度洋洋中脊, sSATL, 南大西洋南段, SWIR, 西北印度洋洋中脊。 (c) 地幔柱沿稳定克拉通岩石圈中的薄弱带上升, 使其内部薄弱层之下的部分发生拆沉, 同时伴随地表隆升, 未拆沉区则地表沉降(Hu等, 2018)

及与周围地幔的差异还缺乏共识(Stadler等, 2010; Liu和Stegman, 2011; Ghosh和Holt, 2012), 而对大陆板块的密度和流变学的认知更是处于初级阶段(Flesch等, 2000; Lee等, 2011; Liu和Hasterok, 2016; Hu等, 2018)。

因此, 亟待将地震学、重力、形变等多学科观测与动力学模拟和实验相结合, 对不同时空尺度的板块变形进行综合约束, 深入开展板块流变性质研究, 为进一步厘定板块运动驱动力、理解和认识板块构造本质提

供基础依据。

此外, 板块运动的驱动力问题不只涉及板块自身性质和板块构造模式, 更涉及整个地球系统的演化。这一问题与地球浅表-深部动力学耦合和物质与能量交换方式(Braun, 2010; 李三忠等, 2010)、地幔柱起源和地幔对流效应(McNamara, 2019)、地表过程和超大陆-超级地幔柱周期性演化及相互关系(Maruyama, 1994; Li和Zhong, 2009; 万博等, 2019)等问题紧密相关, 其实质是地球系统的动力运行过程和机制问题。这些问题已成为板块构造和大陆动力学、地球系统研究的科学前沿和挑战(国家自然科学基金委员会和中国科学院, 2017)。正如地质学家Peter Molnar在《Plate Tectonics: An Insider's History of the Modern Theory of the Earth》一书中所说的: 问题不只是“什么驱动板块构造?”, 更应该是“何种过程和性质控制着板块构造和地幔对流的方式和范围?” 因此, 对板块构造驱动力及地球整体动力学演化问题的全面认识, 必须将板块构造置于地球系统之中, 作为其不可分割的一部分, 将浅部与深部、自上而下与自下而上的构造过程紧密结合, 从地球整体角度来开展系统深入的研究。

致谢 衷心感谢编委和三位评审专家对本文提出的建设性意见和建议, 感谢众多同事在中国科学院地质与地球物理研究所Coffice 442的有益讨论。

参考文献

- 李三忠, 张国伟, 刘保华, 郝天珩, 戴黎明, 刘鑫, 刘丽萍. 2010. 新世构造地质学的纵深发展: 深海、深部、深空、深时四领域成就及关键技术. *地学前缘*, 17: 27–43
- 刘明启, 李忠海. 2018. 克拉通岩石圈减薄与破坏机制的动力学数值模拟. *中国科学: 地球科学*, 48: 844–877
- 万博, 吴福元, 陈凌, 赵亮, 梁晓峰, 肖文交, 朱日祥. 2019. 重力驱动的特提斯单向裂解-聚合动力学. *中国科学: 地球科学*, 49: 2004–2017
- 国家自然科学基金委员会, 中国科学院, 编. 2017. 中国学科发展战略-板块构造与大陆动力学. 北京: 科学出版社
- 朱日祥, 陈凌, 吴福元, 刘俊来. 2011. 华北克拉通破坏的时间、范围与机制. *中国科学: 地球科学*, 41: 583–592
- Anderson D L. 2001. Top-down tectonics. *Science*, 293: 2016–2018
- Armitage J J, Collier J S, Minshull T A, Henstock T J. 2011. Thin oceanic crust and flood basalts: India-Seychelles breakup. *Geochem Geophys Geosyst*, 12: Q0AB07

- Artemieva I M. 2009. The continental lithosphere: Reconciling thermal, seismic, and petrologic data. *Lithos*, 109: 23–46
- Billen M I. 2008. Modeling the dynamics of subducting slabs. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 36: 325–356
- Braun J. 2010. the many surface expressions of mantle dynamics. *Nat Geosci*, 3: 825–833
- Brune S, Williams S E, Müller R D. 2017. Potential links between continental rifting, CO₂ degassing and climate change through time. *Nat Geosci*, 10: 941–946
- Buiter S J H, Torsvik T H. 2014. A review of Wilson Cycle plate margins: A role for mantle plumes in continental break-up along sutures? *Gondwana Res*, 26: 627–653
- Burke K, Dewey J F. 1973. Plume-generated triple junctions: Key indicators in applying plate tectonics to old rocks. *J Geol*, 81: 406–433
- Cande S C, Stegman D R. 2011. Indian and African plate motions driven by the push force of the Réunion plume head. *Nature*, 475: 47–52
- Chenet A L, Quidelleur X, Fluteau F, Courtillot V, Bajpai S. 2007. ⁴⁰K-⁴⁰Ar dating of the Main Deccan large igneous province: Further evidence of KTB age and short duration. *Earth Planet Sci Lett*, 263: 1–15
- Conrad C P, Hager B H. 1999. The thermal evolution of an Earth with strong subduction zones. *Geophys Res Lett*, 26: 3041–3044
- Conrad C P, Lithgow-Bertelloni C. 2002. How mantle slabs drive plate tectonics. *Science*, 298: 207–209
- Conrad C P, Lithgow-Bertelloni C. 2004. The temporal evolution of plate driving forces: Importance of “slab suction” versus “slab pull” during the Cenozoic. *J Geophys Res*, 109: B10407
- Conrad C P, Lithgow-Bertelloni C. 2006. Influence of continental roots and asthenosphere on plate-mantle coupling. *Geophys Res Lett*, 33: L05312
- Courtillot V, Davaille A, Besse J, Stock J. 2003. Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle. *Earth Planet Sci Lett*, 205: 295–308
- Courtillot V, Jaupart C, Manighetti I, Tapponnier P, Besse J. 1999. On causal links between flood basalts and continental breakup. *Earth Planet Sci Lett*, 166: 177–195
- Dannberg J, Gassmöller R. 2018. Chemical trends in ocean islands explained by plume-slab interaction. *Proc Natl Acad Sci USA*, 115: 4351–4356
- Dodd S C, Mac Niocaill C, Muxworthy A R. 2015. Long duration (>4 Ma) and steady-state volcanic activity in the early Cretaceous Paraná-Etendeka Large Igneous Province: New palaeomagnetic data from Namibia. *Earth Planet Sci Lett*, 414: 16–29
- Faccenna C, Becker T W, Conrad C P, Husson L. 2013. Mountain building and mantle dynamics. *Tectonics*, 32: 80–93

- Flesch J, Holt A, Haines A, Shen-Tu T. 2000. Dynamics of the Pacific-North American plate boundary in the Western United States. *Science*, 287: 834–836
- Forsyth D, Uyeda S. 1975. On the relative importance of the driving forces of plate motion. *Geophys J Int*, 43: 163–200
- Foulger G R, Natland J H. 2003. Is “Hotspot” volcanism a consequence of plate tectonics? *Science*, 300: 921–922
- Frisch W, Blakey R, Meschede M. 2011. Plate Tectonics-Continental Drift and Mountain Building. Heidelberg: Springer. Chapter 1, 5
- Fukao Y, Obayashi M. 2013. Subducted slabs stagnant above, penetrating through, and trapped below the 660 km discontinuity. *J Geophys Res-Solid Earth*, 118: 5920–5938
- Garnero E J, McNamara A K, Shim S H. 2016. Continent-sized anomalous zones with low seismic velocity at the base of Earth’s mantle. *Nat Geosci*, 9: 481–489
- Ghosh A, Holt W E. 2012. Plate motions and stresses from global dynamic models. *Science*, 335: 838–843
- Goes S, Capitanio F A, Morra G. 2008. Evidence of lower-mantle slab penetration phases in plate motions. *Nature*, 451: 981–984
- Gordon R G, Stein S. 1992. Global tectonics and space geodesy. *Science*, 256: 333–342
- Guest A, Schubert G, Gable C W. 2003. Stress field in the subducting lithosphere and comparison with deep earthquakes in Tonga. *J Geophys Res*, 108: 2288
- Gung Y, Panning M, Romanowicz B. 2003. Global anisotropy and the thickness of continents. *Nature*, 422: 707–711
- Hassan R, Müller R D, Gurnis M, Williams S E, Flament N. 2016. A rapid burst in hotspot motion through the interaction of tectonics and deep mantle flow. *Nature*, 533: 239–242
- Hess H H. 1962. History of Ocean Basins. In: Engel A E J, James H L, Leonard B F, eds. *Petrologic Studies: A Volume in Honor of A. F. Buddington*. Boulder, CO: Geological Society of America. 599–620
- Holmes A. 1931. Radioactivity and earth movements. *Trans Geol Soc Glasgow*, 18: 559–606
- Hu J, Liu L, Faccenda M, Zhou Q, Fischer K M, Marshak S, Lundstrom C. 2018. Modification of the Western Gondwana craton by plume-lithosphere interaction. *Nat Geosci*, 11: 203–210
- Isacks B, Molnar P. 1969. Mantle earthquake mechanisms and the sinking of the lithosphere. *Nature*, 223: 1121–1124
- Isacks B, Oliver J, Sykes L R. 1968. Seismology and the new global tectonics. *J Geophys Res*, 73: 5855–5899
- Jarrard R D. 1986. Relations among subduction parameters. *Rev Geophys*, 24: 217–284
- Karato S I, Barbot S. 2018. Dynamics of fault motion and the origin of contrasting tectonic style between Earth and Venus. *Sci Rep*, 8: 11884
- Kumamoto K M, Thom C A, Wallis D, Hansen L N, Armstrong D E J, Warren J M, Goldsby D L, Wilkinson A J. 2017. Size effects resolve discrepancies in 40 years of work on low-temperature plasticity in olivine. *Sci Adv*, 3: e1701338
- Kumar P, Yuan X, Kumar M R, Kind R, Li X, Chadha R K. 2007. The rapid drift of the Indian tectonic plate. *Nature*, 449: 894–897
- Lee C T A, Luffi P, Chin E J. 2011. Building and destroying continental mantle. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 39: 59–90
- Leonard T, Liu L. 2016. The role of a mantle plume in the formation of Yellowstone volcanism. *Geophys Res Lett*, 43: 1132–1139
- Li S, Suo Y, Li X, Liu B, Dai L, Wang G, Zhou J, Li Y, Liu Y, Cao X, Somerville I, Mu D, Zhao S, Liu J, Meng F, Zhen L, Zhao L, Zhu J, Yu S, Liu Y, Zhang G. 2018. Microplate tectonics: New insights from micro-blocks in the global oceans, continental margins and deep mantle. *Earth-Sci Rev*, 185: 1029–1064
- 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, Zhong S. 2009. Supercontinent-superplume coupling, true polar wander and plume mobility: Plate dominance in whole-mantle tectonics. *Phys Earth Planet Inter*, 176: 143–156
- Li Z X, Mitchell R N, Spencer C J, Ernst R, Pisarevsky S, Kirscher U, Murphy J B. 2019. Decoding Earth’s rhythms: Modulation of supercontinent cycles by longer superocean episodes. *Precambrian Res*, 323: 1–5
- Lithgow-Bertelloni C, Richards M A. 1998. The dynamics of Cenozoic and Mesozoic plate motions. *Rev Geophys*, 36: 27–78
- Liu L, Hasterok D. 2016. High-resolution lithosphere viscosity and dynamics revealed by magnetotelluric imaging. *Science*, 353: 1515–1519
- Liu L, Stegman D R. 2011. Segmentation of the Farallon slab. *Earth Planet Sci Lett*, 311: 1–10
- Liu L, Zhang J S. 2015. Differential contraction of subducted lithosphere layers generates deep earthquakes. *Earth Planet Sci Lett*, 421: 98–106
- Maruyama S, Yuen D A, Windley B F. 2007. Dynamics of plumes and superplumes through time. In: Yuen D A, Maruyama S, Karato S I, Windley B F, eds. *Superplumes: Beyond Plate Tectonics*. Dordrecht: Springer Netherlands. 441–502
- Maruyama S. 1994. Plume tectonics. *J Geol Soc Jpn*, 100: 24–49
- McNamara A K. 2019. A review of large low shear velocity provinces and ultra low velocity zones. *Tectonophysics*, 760: 199–220
- Morgan W J. 1971. Convection plumes in the lower mantle. *Nature*, 230: 42–43
- Müller R D. 2011. Plate motion and mantle plumes. *Nature*, 475: 40–41
- Müller R D, Seton M, Zahirovic S, Williams S E, Matthews K J, Wright N M, Shephard G E, Maloney K T, Barnett-Moore N, Hosseinpour

- M, Bower D J, Cannon J. 2016. Ocean basin evolution and global-scale plate reorganization events since Pangea breakup. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 44: 107–138
- Nishikawa T, Ide S. 2014. Earthquake size distribution in subduction zones linked to slab buoyancy. *Nat Geosci*, 7: 904–908
- Prokoph A, El Bilali H, Ernst R. 2013. Periodicities in the emplacement of large igneous provinces through the Phanerozoic: Relations to ocean chemistry and marine biodiversity evolution. *Geosci Front*, 4: 263–276
- Quinteros J, Sobolev S V. 2013. Why has the Nazca plate slowed since the Neogene? *Geology*, 41: 31–34
- Rowley D B, Forte A M, Rowan C J, Glišović P, Moucha R, Grand S P, Simmons N A. 2016. Kinematics and dynamics of the East Pacific Rise linked to a stable, deep-mantle upwelling. *Sci Adv*, 2: e1601107
- Schellart W P. 2004. Quantifying the net slab pull force as a driving mechanism for plate tectonics. *Geophys Res Lett*, 31: L07611
- Seton M, Müller R D, Zahirovic S, Gaina C, Torsvik T, Shephard G, Talsma A, Gurnis M, Turner M, Maus S, Chandler M. 2012. Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma. *Earth-Sci Rev*, 113: 212–270
- Sharp W D, Clague D A. 2006. 50-Ma Initiation of Hawaiian-Emperor Bend records major change in Pacific plate motion. *Science*, 313: 1281–1284
- 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: 1012
- Stern R J. 2007. When and how did plate tectonics begin? Theoretical and empirical considerations. *Chin Sci Bull*, 52: 578–591
- Storey B C. 1995. The role of mantle plumes in continental breakup: Case histories from Gondwanaland. *Nature*, 377: 301–308
- Tapponnier P, Molnar P. 1977. Active faulting and tectonics in China. *J Geophys Res*, 82: 2905–2930
- Taylor B. 2006. The single largest oceanic plateau: Ontong Java-Manihiki-Hikurangi. *Earth Planet Sci Lett*, 241: 372–380
- Torsvik T H, Doubrovine P V, Steinberger B, Gaina C, Spakman W, Domeier M. 2017. Pacific plate motion change caused the Hawaiian-Emperor Bend. *Nat Commun*, 8: 15660
- van Hinsbergen D J J, Steinberger B, Doubrovine P V, Gassmüller R. 2011. Acceleration and deceleration of India-Asia convergence since the Cretaceous: Roles of mantle plumes and continental collision. *J Geophys Res*, 116: B06101
- Walter M J, Kohn S C, Araujo D, Bulanova G P, Smith C B, Gaillou E, Wang J, Steele A, Shirey S B. 2011. Deep mantle cycling of oceanic crust: Evidence from diamonds and their mineral inclusions. *Science*, 334: 54–57
- Wessel P, Müller R D. 2015. Plate tectonics. In: Schubert G, ed. *Treatise on Geophysics*. Amsterdam: Elsevier. 6: 45–93
- Whittaker J M, Afonso J C, Masterton S, Müller R D, Wessel P, Williams S E, Seton M. 2015. Long-term interaction between mid-ocean ridges and mantle plumes. *Nat Geosci*, 8: 479–483
- Wilson J T. 1963. Evidence from islands on the spreading of ocean floors. *Nature*, 197: 536–538
- Wilson J T. 1973. Mantle plumes and plate motions. *Tectonophysics*, 19: 149–164
- Wu F Y, Yang J H, Xu Y G, Wilde S A, Walker R J. 2019. Destruction of the North China craton in the Mesozoic. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 47: 173–195
- Yin A. 2010. Cenozoic tectonic evolution of Asia: A preliminary synthesis. *Tectonophysics*, 488: 293–325
- Zahirovic S, Müller R D, Seton M, Flament N. 2015. Tectonic speed limits from plate kinematic reconstructions. *Earth Planet Sci Lett*, 418: 40–52
- Zhang N, Dang Z, Huang C, Li Z X. 2018. The dominant driving force for supercontinent breakup: Plume push or subduction retreat? *Geosci Front*, 9: 997–1007
- Zhou Q, Liu L, Hu J. 2018. Western US volcanism due to intruding oceanic mantle driven by ancient Farallon slabs. *Nat Geosci*, 11: 70–76

(责任编辑: 熊熊)