

· 编者按 ·

Robert (Bob) J. Stern 是美国德克萨斯大学(达拉斯分校)地球科学系教授。他于 1974 年获得加州大学(戴维斯分校)地质学学士学位, 1979 年在加州大学(圣迭哥分校)Scripps 海洋研究院获得地球科学博士学位。1979~1982 年期间, 他在华盛顿卡内基研究院地磁系从事博士后研究工作。1982 年起, 他在德克萨斯大学(达拉斯分校)任教至今并曾担任该校地球科学系系主任一职长达 8 年(1997~2005)。他还兼斯坦福大学 Blaustein Fellow(2005)和加州理工学院 Tectonics Observatory Fellow(2006) 荣誉职位。Bob 被公认为是一个“传统的”地质学家, 他对地球科学的许多研究领域均有浓厚的兴趣。他尤其擅长运用遥感、岩石学 and 同位素地球化学等手段来研究局部的、区域性的和全球范围内的重要构造问题。他已在国际一流期刊发表了 140 多篇研究论文, 这些期刊包括 *Nature*, *Science*, *Geology*, *Earth and Planetary Science Letters*, *Journal of Geophysical Research*, *Journal of Petrology*, *Contributions to Petrology and Mineralogy*, *Chemical Geology*, *Precambrian Research* 等。

Bob 目前致力于现代和地质历史时期大陆地壳形成机制的研究。他的研究项目涉及埃及、阿拉伯和埃塞俄比亚等地, 其目的是为了解开新元古代大洋岩石圈俯冲如何在几亿年内形成加厚弧壳和原始大陆地壳之谜。在过去的数十年里, 他也一直在研究西太平洋现代俯冲带(尤其是马里亚纳岛弧地区)陆壳的形成机制。他的手段是用潜水艇、捕捞船和深海钻探等方式采集火山岩样品, 并寻找和归纳这些岩石的岩石学及地球化学组成在时间和空间上的变化规律。他还是美国自然科学基金资助的 MARGINS 研究计划的主要倡议者之一, 该计划主要研究俯冲带在岩石学、地球化学和地球物理等方面的特征。意识到“板块构造实际上是俯冲构造”这一基本思路, 我本人对俯冲带的成因兴趣极大(*Journal of Petrology*, 44, 851~866, 2003)。不过 Bob 想得更远, 提出了“地球上板块构造何时开始”这一具有重要意义的研究问题(*Geology*, 33, 557~560, 2005)。Bob 具有敏锐的观察力、宽阔的知识和善于分析的头脑, 这使他在地球学科领域里成为一个具有创新性思维的思想家。2006 年 6 月 13~18 日, Bob 和 Condie 及 Kröner 三人在美国怀俄明州 Lander 市共同组织了美国地质学会 Penrose 会议, 就“板块构造何时开始? 理论和经验探索”这一主题进行了专题讨论。多数人认为, 这次会议是一次史无前例的、触及了地学领域最重要问题之一的聚会。

我非常高兴 Bob Stern 接受了《科学通报》的约稿请求, 并提交了这篇涉及 Penrose 会议主题的重要论文。在这篇文章中, 他首先总结了依据观察和推论得到的板块构造各方面的认识, 然后就板块构造的地质判别标志进行了讨论, 最后提出了自己倾向性的观点。目前的许多观点认为, 板块构造在地球早期的太古代(甚至更早到地球形成后 100 Ma 内的 Hadean 期)就已出现。Bob 则提出了一个截然不同的观点。他认为地球构造形式是逐步演化的, 早期存在着太古代型构造活动, 在古元古代约 1.9 Ga 时开始出现一种与板块构造类似的构造类型, 在新元古代才开始出现具有现代风格的板块构造, 因为这时地球已经冷却到了一定程度, 板块构造可以持续不断地进行。作者强调, 要想全面认识板块构造启动的时间和机制, 必须要有多学科参与和交叉学科的研究。毫无疑问, 争论有助于提高人们对“板块构造启动的时间和机制”这一问题的认识。我希望这篇文章能起到抛砖引玉的作用, 促使中国的科学家(尤其是年轻学者)也加入到这场令人激动的争论之中。

(牛耀龄, 执行副主编, Department of Earth Sciences, Durham University, UK)

板块构造启动的时间和机制: 理论和经验探索

R. J. Stern

(Geosciences Department, University of Texas at Dallas, Box 830688, Richardson TX 75083-0688, USA. E-mail: rjstern@utdallas.edu)

摘要 板块构造是指位于对流地幔圈层之上的岩石圈的水平运动, 主要由岩石圈在俯冲带的下沉作用所致。板块构造是一个典型的、非平衡复杂体系的自组系统(self organizing, far from equilibrium complex system, SOFFECs), 其驱动力主要来自热边界层(岩石圈)的反向浮力, 同时又受控于变形岩石圈与下覆粘性软流圈地幔的耗散作用。在太阳系内侧 5 个硅酸盐行星中, 板块构造仅发育于地球, 这表明板块构造是硅酸盐行星不太常见的一种热散逸方式。目前还不清楚这种构造活动和热散逸方式在地球上是从何时开始的。所有的硅酸盐行星在形成初期可能都经历过一次短暂的岩浆海阶段。行星固结后, 静止盖层模式是行星冷却的共同途径, 即行星表面形成了一个不易活动的固化盖层, 此时内部的热量只能通过拆沉作用、热点火山作用和岩浆浅部侵位等方式进行逃逸。由于地球早期温度较高, 通过减压熔融形

成的岩石圈结构不同于现代岩石圈,即地球早期岩石圈由厚的洋壳和薄的岩石圈地幔构成。这种岩石圈要产生反向浮力需要非常长的时间,因此地球早期即便有板块构造存在,其规模也比较零星。只有当地球冷却到一定程度,扩张中脊下部减压熔融形成薄的洋壳且大洋岩石圈只需几十个百万年就可以产生反向浮力时,才能形成与现今风格相似的、可持续性的板块构造。板块构造启动时间的认识最终取决于人们对相关地质记录(事件)的研究成果。板块构造的判别依据包括蛇绿岩、蓝片岩、超高压变质带、榴辉岩、被动大陆边缘、转换断层、指示克拉通陆块移动轨迹的古地磁研究以及岩浆岩地球化学和同位素构造判别等等。对地质记录的解释必须综合各方面的信息。本人认为现存的地质事件记录了地球构造随时间演化的过程,即太古代时期构造和岩浆活动剧烈,大约在 1.9 Ga 时开始出现近似的板块构造,在新元古代才开始出现与现代相似的、可持续的、具有深俯冲和板片拖曳特性的板块构造。

关键词 板块构造 俯冲 前寒武纪 地球动力学

2006年6月,在美国怀俄明州 Lander 市召开的美国地质学会 Penrose 会议就板块构造的启动时间进行了专题讨论。这次会议作了如下论述:“地球是唯一存在着板块构造的行星,但地球为何发育板块构造以及板块构造何时开始等问题目前还存在着很大争议。一些学者提出板块构造开始于太古代,而另一些学者则坚持认为,其启动时间要远远晚于太古代。数值模拟实验表明,地幔对流主要受地球内部热圈层和岩石圈控制。目前,我们认为俯冲带高密度的岩石圈下沉是板块运动和洋底扩张的诱因,也是地球冷却的主要方式。地球早期较高的温度导致当时的岩石圈非常薄弱且密度低,因此地幔对流方式也可能与现代不同。此项成果对人们的经验认识(地质事件和实验数据的解释)至关重要。要证实地球某一时期存在板块构造,必须提供相关的板块俯冲以及用其他独立方法得到的板块移动和旋转等方面的证据。板块构造启动的时间和机制是地球科学中几个悬而未决的重大问题之一。解决这个问题需要创新性的思维和跨学科的研究——理论上的分析包括地球的热历史,板块运动的动力来源,以及地球持续冷却对地球演化的影响。经验上的认识包括一些指示板块运动、俯冲带和洋中脊存在的野外地质观察和实验室测试分析结果。板块构造的判别标志包括:古地磁,岩浆岩同位素和微量元素组成,变形方式,俯冲产物(如蛇绿岩、蓝片岩、榴辉岩、含柯石英和金刚石的超高压岩石组合)的时代分布,以及稳定存在的、与板块构造密切伴生的地质体(如被动边缘沉积序列和岛弧岩石组合)。”

来自 14 个国家的 61 位地球科学家就板块构造的启动时间作了广泛交流。关于会议的细节请参阅文

献[1,2]和会议论文¹⁾。我认为,具有现代形式的板块构造在地球历史上开始得很晚,可能在约 1 Ga 或更晚一些 [3]。只有少数人同意这种观点。与会的绝大多数地球科学家认为,板块构造在很早就已出现 [1,4],但随着地球的冷却,板块构造的形式也应该发生了变化。本文就板块构造何时开始这一问题展开更为详细客观的阐述。首先对现代板块构造/俯冲体系作一介绍,然后对比分析地球与相邻行星及月球在构造方面的不同之处和意义。最后,列举板块构造的一些地质判别证据并做初步探讨。

1 什么是板块构造? 板块运动的驱动力是什么?

板块构造描述了岩石圈块体在近球形的地球表面如何运动及相互作用 [5]。板块运动常用绝对或相对参照系下的旋转轴和角速度的方式表达。板块构造是一种极其实用但也单纯的运动学描述。这种理论是在不清楚板块运动的动力来源时提出的。早期人们错误地认为这种动力来自于岩石圈下覆软流圈的对流和地幔的弱化(图 1(b))。这种思想根深蒂固,现在地质入门课程中仍这样讲授。一本很流行的教科书说板块运动的一种重要的驱动力是“软流圈对流施加于板块底部的牵引力”。这种想法如果是正确的,将导致这样一个结论:早期的地球温度很高,软流圈粘度低且能够快速混合,因而板块很多或板块运动速度很快。与之相反,如果目前的认识(即板块运动的驱动力主要来自大洋岩石圈在俯冲带的俯冲)是正确的话,那么只有当地球冷却到一定程度,洋盆的主体组成即大洋岩石圈出现重力不稳定时,板块构造才可能出现。

1) <http://utdallas.edu/~rjstern/PlateTectonicsStart/presentations.com>

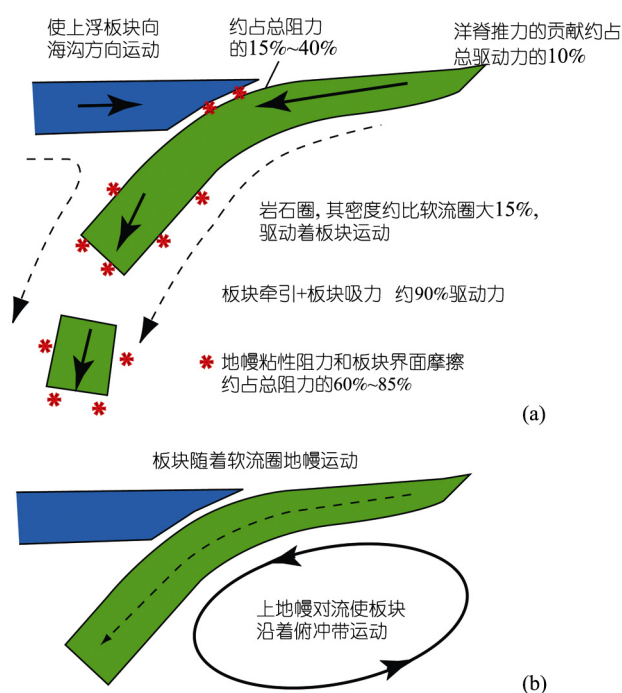


图1 板块构造驱动力示意图

(a) 板块构造驱动力的新见解; (b) 板块构造驱动力的陈旧观点。虽然新观点(a)目前已被广泛接受, 但许多地质学家仍然认为陈旧的观点(b)很重要。详细内容请见正文

软流圈对流驱使板块运动的假设既与现代地球动力学的研究认识不符, 也与软流圈对流和板块运动方向的实际观察结果不一致。首先, 软流圈与岩石圈的耦合很弱, 对岩石圈运动影响很小^[6]。软流圈的对流方向并不平行于上覆岩石圈的运动方向。在大洋板块下面, 软流圈向洋中脊运动^[7], 而在板块边缘它却流入或流出海盆, 这取决于洋盆是在扩张(大西洋型)还是在收缩(太平洋型)^[8]。一些人认为软流圈对流方向是向东^[9], 然而向东移动的板块运动速度并不比向西移动的板块快。软流圈对流虽然可以给增厚的大陆岩石圈底部施加一定的牵引力^[10-12], 但它同时也给含陆板块的整体运动带来了阻力。关于板块运动与软流圈对流互不相干的最突出的例子莫过于澳大利亚-南极不谐和带(AAD)。这里印度洋和太平洋软流圈地幔相遇, 然后沉入分割澳大利亚和南极两个板块的洋中脊下面的地幔中^[13]。

现已很清楚, 板块运动是板块自我驱动并控制地幔对流的总体格局^[14,15]。具有反向浮力的岩石圈在俯冲带发生下沉并进入地幔是板块运动驱动力的根本来源(图 1(a))^[6]。大洋岩石圈在洋中脊形成时仅

由基性地壳构成, 具有向上的浮力。虽然洋壳本身密度比软流圈轻, 但岩石圈地幔部分温度较低, 密度比软流圈大。自洋中脊向海沟方向, 随着岩石圈逐步变老和传导式热散逸的进行, 上地幔部分温度逐渐降低, 使得整个大洋岩石圈逐步增厚, 岩石圈的密度也逐渐变大(图 2)。这就会产生浮力转折点, 即当大洋岩石圈比软流圈密度大时, 向上的浮力作用小于向下的重力作用, 形成反向浮力。对目前的地球而言, 岩石圈形成反向浮力所需的时间相当短, 大概只需要 20~40 Ma^[16,17]。

年龄变老的岩石圈的反向浮力提供了板块构造所需的势能。这种势能由洋脊的推力和板块的牵引力与吸引力构成。洋脊推力的贡献约占总驱动力的 10%, 而俯冲带岩石圈的下沉提供了总驱动力的 90%。因此, 地球现代构造类型应称之为“俯冲构造”为宜^[3]。地震层析图像指示, 一些俯冲板片可能俯冲至 1100~1300 km 甚至 1700 km 地幔深度, 但目前仍不清楚它们是否可以持续俯冲到核-幔边界^[18]。俯冲带岩石圈的下沉对板块运动产生两种控制力: 一种是直接给板块施加牵引力(板片牵引力); 另一种是夹带周围的地幔与之一同下沉(板片吸引力)。拆离的俯冲板片甚至也有助于板块运动, 它同样能夹带部分地幔一起下沉, 这就是众所周知的“板片吸引”作用。如果板片牵引力和板片吸引力各占总驱动力的一半, 则可以很好地预判目前观测到的各板块运动方向^[19,20]。板块运动并不平行于 Wadati-Benioff 带, 但它也有竖直运动分量, 导致海沟后退, 正如太平洋的收缩所要求的^[21]。

岩石圈的能量耗散和软流圈的粘滞力均对俯冲带岩石圈的下沉施加了阻力(图 1(a))。岩石圈的阻力包括: 俯冲带板块俯冲时的板片变形弯曲(约占总耗散力的 40%)^[22]和海沟外侧增生体的断裂、走滑阻力变形等^[23]。软流圈的粘度和阻力都随深度增加而变大。驱动力和阻力之间的物理平衡关系要求板块运动有一个速度限制。比如, 新生代 60 Ma 时, 印度板块向北运动的速度 170 mm/a 可能是板块运动速度的上限。

总之, 地球动力学家们目前一致认为, 板块构造和俯冲作用引发了地幔对流, 总称为“从上到下的构造”(Top-down Tectonics)^[24]。这种共识促使人们有必要重新研究“随着地球冷却, 这些向下的驱动力是何时大于向上的阻力, 从而产生板块构造”这一问题。

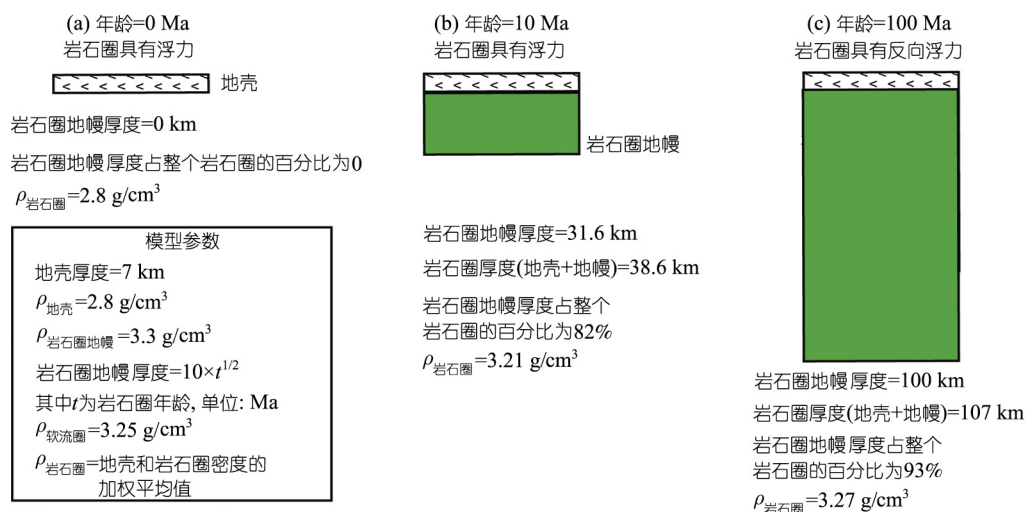


图2 现代大洋岩石圈随年龄增长产生反向浮力的过程示意图

首先, 简要分析其他硅酸质行星, 以突出地球板块构造在太空尺度上的特殊性。当然, 板块构造在时间维度上也可能有其特殊性。

2 板块构造——硅酸质行星冷却的一种独特方式

板块构造这一地球分支学科研究的是地球的外部热传导层即岩石圈的变形作用。变形作用可以在各个尺度上发生, 小至矿物颗粒, 大到山脉和洋中脊。构造类型实质上反映了行星释放内部热量的方式, 板块构造同样也是行星冷却的一种方式。在5个最大的硅酸质天体(水星、金星、地球、月球和火星)中, 只有地球上存在着俯冲作用和板块构造^[25,26]。因为构造类型从根本上反映了冷却方式, 而大行星保持其内部热量的时间要比小行星长久。所以, 地球作为最大的硅酸质行星, 具有与众不同的构造类型也就不难理解。然而, 对地球这一独特的冷却方式还需作更细致的研究。

尽管行星内部放射性元素衰变可以产生热量, 但总体上讲行星是在逐步损失热量。行星内部热量一般通过传导和对流方式(浅成岩浆侵位、熔岩流和热液活动)进行逃逸。地球每年估计散失 $4.2 \times 10^{13} \text{ W}$ 的热量: 其中 32 TW 通过浅部热边界层(岩石圈)的热传导方式进行; 10 TW 可能通过洋中脊的热液活动方式逃逸^[27]。类似于地球这样构造活跃的行星由于散失的热量大于产生的热量, 因此总体呈逐渐冷却趋势。当然, 如果行星内部有高丰度的放射性元素且表

面有厚的热传导盖层, 行星内部也可能逐渐变热。

这些行星在形成初期都经过了部分或大部分的熔融(岩浆海阶段), 但该阶段延续时间很短^[28]。行星形成初期因为有巨量热源, 所以岩浆海是行星初期不可避免的一个阶段。这一时期的热源区包括: 行星增生、高含量的放射性元素U, Th和K, 灭绝核素(特别是 ^{26}Al)的存在、陨石的持续碰撞、成核作用、甚至还可能有太阳的光度变化(T-tauri phase)^[27~29]。岩浆海是炽热的行星进行热散逸的最有效途径。当行星固结并在表面形成热传导盖层时, 行星的冷却方式也将发生变化。静止盖层模式(即覆盖在整个星体表面的一个岩石圈板块)似乎是硅酸质行星进行热散逸的主要方式, 但也可以出现许多变化。目前对岩浆活跃的静止盖层模式知之甚少。该模式中岩浆不断活动并运移至行星表面, 这要求岩石圈必须下沉至行星深部(或许通过拆沉作用)^[30,31]。需要静止盖层模式的理由多种多样: 有时反映了漂浮的岩石圈, 有时是因为岩石圈太稳固, 有时是因为下覆软流圈的粘性太大, 有时是因为行星太小温度太低。既然静止盖层构造是目前行星的主要构造模式, 那么地球在 4.5 Ga 的演化过程中似乎也曾经历了一次或几次静止盖层阶段。地球的静止盖层构造几乎可以肯定会伴随有大量的构造和岩浆活动, 它们可能出现在板块构造形成之前或者出现在板块构造间歇期。

在行星冷却过程中, 热散失方式和构造类型可能经历了多次改变^[25], 但行星冷却的最终方式只可能是热传导这一种形式; 此时行星的构造和岩浆活

动都将暂时或永远停止,目前的水星和月球就处于这种状态中.它们只能通过表面热传导来散失热量,而热传导的散热效率很低.这些小天体的静止盖层不仅非常厚,而且也非常稳定.

如果静止盖层很厚又有大量的放射性元素,行星的内部也可能变热.在此情况下,地幔潜能温度(T_p)(绝热减压部分的地幔温度)会增加,甚至可能达到岩石的熔点.这样,原先不活动的静止盖层会通过岩浆作用再次活动,导致行星表面发生周期性再造,就如金星和月球的阴暗区那样.因此,静止盖层模式是行星热散逸的一个非常稳定的方式,对于不活动的天体(月亮和水星)和活动的行星(火星和金星)都是如此.

一般而言,通过静止盖层方式散失的热量随地幔潜能温度 T_p 的升高而变大,因为内部温度的升高会导致热传导盖层的厚度变薄.如果岩石圈减薄,行星在热传导方式冷却的基础上,还可能通过对流方式(如周期性的热点/热通道火山活动或岩石圈拆沉)进行热散逸.对有静止盖层的行星而言,较高的潜能温度 T_p 有利于热点火山活动或岩石圈拆沉作用的发生,因此大而热的行星(如金星)上的静止盖层一般都不太稳定.火星的静止盖层分布有Tharsis大火山群和Valles Marineris裂谷,因而具有中等不稳定性质.火星南半球古老高地的线性磁异常^[32]和类似安山岩岩石的出现^[33]均表明,板块构造在很早以前可能存在过,但目前已经消失.地球的姊妹星——金星也有一个非常不稳定的静止盖层,它的构造和岩浆活动要比火星剧烈得多,出现周期性的地表再造事件^[34].金星的地表再造事件可能反映了大规模的岩石圈拆沉事件,岩石圈底部的拆沉引发了金星表面大规模的火山活动.火星上类似的岩石圈拆沉可能是造成其南北半球不连续的原因,南半球保留了古老的岩石圈和密集的火山口,而北半球的岩石圈则年轻得多^[35].

根据文献[25]修改后的图3显示了行星的热散逸方式(即构造模式)与行星Urey比值(热产出量与热散逸量的比值)和地幔潜能温度 T_p 之间的关系.地球的Urey比值估计为0.16^[36]到0.65~0.85^[37],而大多数研究者采用的比值约为0.4^[38].图3只显示了简单的构造模式,这样可以更好地说明“板块构造只有在合适的地幔温度条件下才会出现”的观点.尽管对静止盖层模式的研究目前才刚刚开始,但相信岩浆海和

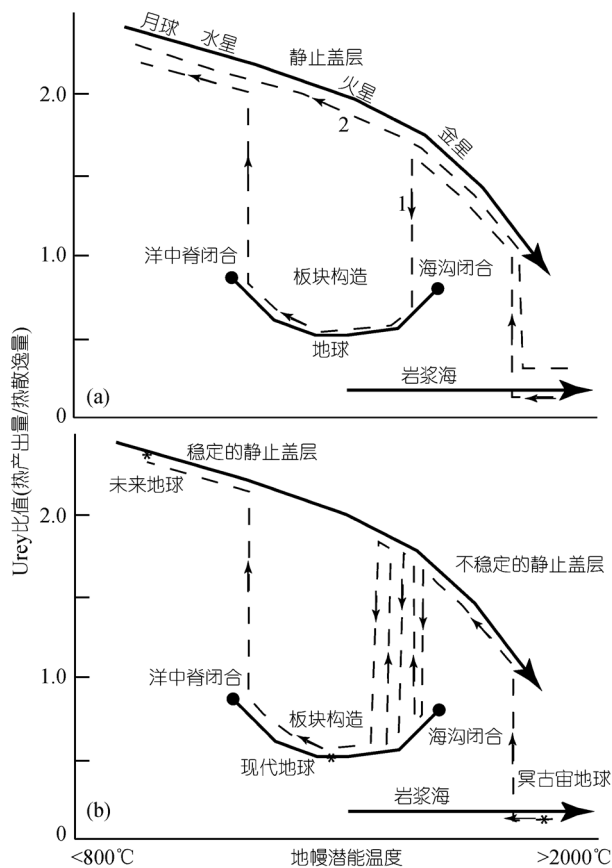


图3 逐渐冷却的硅酸盐行星三种热散逸方式(岩浆海-板块构造-静止盖层模式)与Urey比值和地幔潜能温度 T_p 的关系示意图(据文献[25]修改)

(a) 当行星只存在一个岩石圈层时,岩浆和构造活动主要通过静止盖层模式来进行.该模式既适用于“不活跃”天体如水星和月球(稳定的静止盖层模式),也适用于如(b)中显示的、岩浆和构造活跃的行星如金星(不稳定的静止盖层模式).带箭头的虚线指示硅酸盐行星两种热演化途径:(1)岩浆海→静止盖层→板块构造→静止盖层;(2)只存在静止盖层一种形式.(b)与(a)相似,但显示了类地行星和月球的相对热状态和构造形式.带箭头的虚线指示由不稳定的静止盖层构造向板块构造逐步转化时(如地球元古代时期)的热演化

静止盖层构造确实出现过.它们在具有稳定静止盖层和不稳定静止盖层的行星中都会存在.地幔柱、大火成岩省和岩石圈拆沉这三种基本的内生作用使得地球的构造形式更加复杂^[39].目前还不能确定,板块构造前的一些地球构造变形类型在图3中的合理位置,如榴辉岩水滴构造^[40]和地壳拆离-地幔置换构造旋回等等^[41];这些构造类型可能并不指示原始板块构造,而是反映了板块构造出现之前地球上非常不稳定的静止盖层模式.

根据以上对地球Urey比值的描述可知,板块构

造是行星热散逸的一种非常有效的方式。这是因为洋中脊扩张能够将内部热量有效地运移至地表；与此同时，俯冲带将冷的地表物质带入深部地幔并使之冷却。然而，正是因为板块构造对行星的冷却如此有效，在行星的演化过程中，板块构造即便出现，也只是持续较短一段时间。展望未来，地球的板块构造将会随着洋中脊的闭合而中止，因为这时地幔温度太低，不足以发生绝热减压熔融，导致洋中脊无法成为板块的边界。在地球过去的某些时期，由于海沟闭合，板块构造也无法发生。这是因为地幔太热，形成的洋壳很厚，造成大洋岩石圈浮力太大不能俯冲(图3)。我们尚不清楚有利于地球板块构造的这些条件可以延续多长时间，但上述分析表明，在地球漫长的演化历史中，这些条件似乎不太可能持续存在。

3 板块构造——非平衡复杂体系的自组系统

板块构造是一个典型的、非平衡复杂体系的自组系统(self organizing, far from equilibrium complex system, 简称为SOFFECS)。SOFFECS的定义^[42]要求具备以下条件：一个物理或化学开放体系、一个巨大而稳定的外部物质或能量供给源、与体系中各组分的非线性关联、耗散作用、一个熵输出机制。Prigogine等人^[42]曾用置于炉上加热的平底锅中水的对流作为自组系统的例子，但它实际上是由上部表面张力引起的重组现象。Anderson^[43]注意到，板块构造满足自组系统要求的这些条件，因此是一个自组系统。板块构造是地球目前向外传递熵的一种方式，它是一个开放体系并提取地球内部巨大的能量，同时板块在俯冲带弯曲变形或遭遇地幔的粘滞阻力时 also 存在着耗散作用(图1)。板块构造是对镁硅质固相冷却调整时做出的一种非线性响应。地球的地幔潜能温度和浅部的温度差异很大，因而地球本质上是一个不稳定的非平衡态系统。由此可见，板块构造是地球上最大的SOFFECS。

SOFFECS 的概念促使我们要慎重应用均变论——“将今论古”原理。对这个原理的盲目应用可能不利于重建地球历史和动力学机制。白垩纪/第三纪碰撞和生物灭绝事件以及新元古代雪球地球事件等突变事件均显示了均变论的局限性。应把板块构造看作是一个独特行星上的特殊现象。板块构造是地球区别于其他行星的重要标志，地球在宇宙中的独特性表明，板块构造也只能局限在一定的时间段。板块构造是一个非平衡复杂体系中的自组系统，这种认

识强调了如下观点：SOFFECS 是一个非常不平衡的体系，它有开始便会有结束，自组过程是快速的且不可预测的。地球上目前这个巨型自组系统(即板块构造)似乎也应该经历了多期的演化阶段。

4 板块构造启动的条件

既然古老大洋岩石圈的反向浮力是现代板块运动的驱动力，为了研究板块构造的启动时间，必须要知道岩石圈密度在 4.5 Ga 的时间内是如何随地球冷却而变化的。板块构造只有在岩石圈的大部分出现重力不稳定时才会出现。岩石圈重力不稳定也只是一个必要条件，并非充分条件。因为板块构造还要求岩石圈必须薄弱到能够产生断裂、弯曲和下沉；同时岩石圈又不能太弱，在从洋中脊向俯冲带移动的过程中还得能够维持成一个完整体。

大洋岩石圈的密度主要受它的年龄控制(图2)。洋壳厚度和组分(以及洋壳密度)则取决于地幔潜能温度 T_p ，因为 T_p 决定了地幔上涌事件中的岩浆量^[44]。太古代的地幔潜能温度 T_p 要显著高于现在的相应值^[45]，可能高 300~500°C。太古代炽热地球的海底扩张和地幔减压熔融会产生厚的洋壳^[46]，这使得岩石圈浮力较大。这样的岩石圈要产生反向浮力需要经过非常长的时间，导致俯冲难以产生。

另一个问题是何时板块构造才能持续进行。因为传导性热散逸和洋壳增厚均受岩石圈年龄的控制(呈正相关关系)，所以大洋岩石圈最终肯定会出现重力不稳定。早期炽热地球产生重力不稳定的时间估计需要几十甚至几百个百万年，而现在却只需 20~40 Ma。如果岩石圈浮力转换时间远大于现在的相应值，那么具有反向浮力的岩石圈经俯冲消亡的速度会比它形成的速度快得多，从而使得俯冲停止或呈周期性。目前大洋岩石圈的平均年龄约为 100 Ma^[47]，远远大于浮力转化时间(20~40 Ma)，因而具有反向浮力的岩石圈不会枯竭，俯冲能够持续进行。早期的地球因为浮力转换时间很长，俯冲会使具有反向浮力的岩石圈消亡，所以俯冲不能持续进行。再经过一段时间，随着岩石圈进一步冷却，俯冲又可能周期性出现，但也有可能从此不再出现。

只考虑岩石圈密度还不能解决板块构造何时开始这一问题。岩石圈还必须能够断裂，产生软流圈上涌和岩石圈下沉。岩石圈强度一般随着年龄的增长(对应重力不稳定性的增加)而增强，因此岩石圈强度

是所有俯冲启动模型中遇到的最大问题^[48]。据此,多数研究者提出俯冲带只有在岩石圈曾经发生过断裂的部位出现,如转换断层或断裂带^[49,50]。由静止盖层构造向板块构造的转化,也要求岩石圈必须发生断裂来诱发俯冲,但目前仍不清楚这种构造转化的机制是什么。或许是一次陨石撞击事件或者是一次大规模的拆离事件导致岩石圈断裂,并最终演化形成最早的俯冲带。

水是另一个必须考虑的重要因素。事实上地球上多数活动板块边界都位于水下,这也许就是为什么只有地球存在板块构造的原因。水会减弱岩石的强度,降低熔点,所以会使得岩石圈的强度减弱,软流圈地幔的粘度降低^[51,52]。蛇纹石化是引起岩石圈地幔变弱的关键,但它同样要求有水的参与。显然,地球较高的水含量有利于板块构造的存在,但只有在岩石圈出现重力不稳定的情况下,板块构造才可能出现。

5 板块构造的地质判别标志

上面的理论分析有助于进一步查证那些保留至今且记录了最早板块构造信息的地质事件。为此,必须首先明确哪些是板块构造最可靠的判别标志,尤其是那些最有可能保存下来的判别标志。必须认识到,有些证据已被地表风化或俯冲带构造侵蚀抹去^[53],或者因为变形和变质作用而消失。地质事件(记录)显然是不完整的,而且永远也无法知道它们缺失的程度有多大。但是,能够为板块构造启动时间这一研究提供制约的地质记录至少可以部分被保留下来。鉴于这些不确定性,任何有关板块构造启动时间的判别依据都应该被视为最小制约;所能说的是,板块构造开始的时间不会晚于由可靠地质依据确定的时间。

在建立板块构造判别标志的工作中,必须持谨慎态度,以避免自我循环推论。尤其需要注意的是,不能将观察现象和解释混为一谈(例如,具有Nb亏损特征的枕状玄武岩是观察事实,它的弧后盆地成因是解释)。仅仅依据陆壳、岩浆岩或变质岩的存在和某一时期的变形事实,还不足以指示它们一定是板块构造的产物。众所周知,金星和火星上目前没有板块构造,但它们依然经历了火山活动和变形作用,板块构造出现之前的地球也理当如此。我们推测板块构造前的地球可能由不稳定的静止盖层构造所控制,构造和岩浆活动主要以热点岩浆作用和下地壳/岩石

圈地幔的拆沉为主^[39,41,54]。

在下面的论述中,只列举和探讨一些最可靠的板块/俯冲构造判别依据。这些依据包括:蛇绿岩、蓝片岩和超高压变质带、榴辉岩、被动板块边缘、转换断层、古地磁、岩浆岩地球化学和同位素特征。这些地质判别依据可以从很多角度来加以探讨,不仅要考虑它们的组合和性质何时第一次出现,而且又要考虑它们何时第一次占据主导地位。这些判别依据如图4所示。依据不同的判别标志推测出的板块构造启动时间有所不同,这也不足为怪。

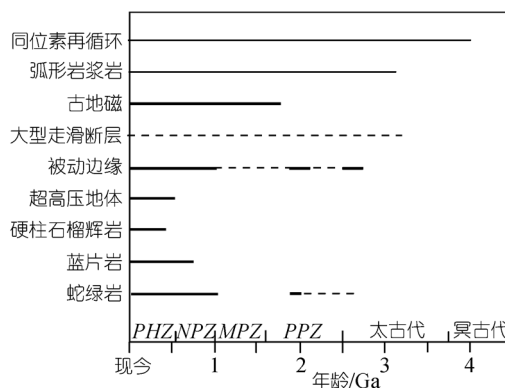


图4 由不同判别依据获得的板块构造活动时间示意图
粗线代表推断结果可信度较高且年代学数据精确;细线代表推断结果较模糊但年代学数据精确;虚线代表推断结果可信度低且/或年代学数据不精确

(i) 蛇绿岩是大洋岩石圈的一部分,并构造侵位于陆壳当中,是板块构造的可靠判别标志。蛇绿岩反映了板块构造模式中岩石圈运动的两种方式:一种是海底扩张形成洋壳,另一种是板块汇聚使洋壳构造侵位于陆壳当中。虽然蛇绿岩的形成地点仍有争议,但这无关紧要,因为有关蛇绿岩形成和侵位的所有构造模式中均要求有俯冲作用的参与^[50]。完整的蛇绿岩套包括:远洋沉积物、枕状玄武岩、席状岩墙、辉长岩侵入体、和构造扰动过的超基性岩残留体(方辉橄榄岩和二辉橄榄岩),但保存完好的蛇绿岩套序列非常罕见。作为板块构造判别依据的蛇绿岩可以是蛇绿岩套的一部分,但蛇绿岩套的所有岩石类型必须全部出现,即便它们受到了构造扰动。如果想推测受到扰动的基性-超基性岩石组合是蛇绿岩套的一部分,最低也得满足两个条件:一是枕状拉斑玄武岩具有U型稀土分布特征;二是方辉橄榄质超基性岩含有富Cr尖晶石。蛇绿岩可能很容易被剥蚀搬运,因

为目前保存最好的例子出现在一个构造推覆体的最顶部。

华北 2.5 Ga 的 Dongwanzi 蛇绿岩曾被认为是迄今发现的最古老蛇绿岩 [55]，但是已经有人对此提出质疑 [1,56]。目前尚无争议的最古老的蛇绿岩分别是加拿大 Purtuniq 约 2.0 Ga 蛇绿岩 [57] 和芬兰 Jormua 1.96 Ga 蛇绿岩 [58]；这两个蛇绿岩的年龄相近，这可能具有重要意义。它们与更常见的新元古代和更年轻的蛇绿岩有一些不同之处，后者通常具有 SSZ 型(即俯冲带上盘的弧后裂谷)构造属性。Jormua 变玄武岩具有富集特征，而且没有 SSZ 型的特征，被认为形成于类似红海的小洋盆裂谷中。

(ii) 蓝片岩是一种含大量钠质角闪石的变基性岩，是高压低温变质作用的产物 [59]。它是“B 型”超高压地体的代名词 [59]，也是太平洋型造山带的一个主要特征 [60]。蓝片岩常与古老俯冲混杂岩共生，因而被认为只形成于俯冲带环境，对活动造山带的研究证实了这一观点 [61~63]。研究最充分的蓝片岩分别位于 Franciscan 和 Sanbagawa 地体，它们曾经俯冲到 15~70 km 深度，然后再折返回地表 [60]。

半个世纪以来，人们在非常古老的岩石中均没有发现蓝片岩 [64]。目前最老的蓝片岩时代为新元古代 700~800 Ma。它们的分布非常广泛，包括西非和印度 [59]。曾报道中国西部存在表面年龄为新元古代的蓝片岩 [59]，但是对其变质时代尚未得到证实(也可能形成于古生代)。据说在中国华南地区可能存在有更老一些的蓝片岩(约 940 Ma) [65]，但是对蓝片岩本身的存在与否尚未定论。目前还没发现新元古代之前的蓝片岩。这一现象似乎不是由于蓝片岩保存困难造成的。因为蓝片岩通常会保存在古俯冲带中，它们不太容易被剥蚀运移。在南非发现的 3.2 Ga 低温高压变质岩 [66] 表明，如果蓝片岩在新元古代之前的确产生和折返过，那么它们在古老俯冲带中也应该会有所保存。有人可能认为，新元古代之前蓝片岩缺失这一现象，可以作为“现代俯冲构造何时开始”的一个重要指示依据，但实际情况并非如此。与此相反，很多地球科学家认为，蓝片岩缺失反映了新元古代之前地球很热，导致俯冲带内无法形成蓝片岩。当然，早期地球有较高的地幔潜能温度，但这可能并不能影响到俯冲带的热结构和蓝片岩的形成与否。俯冲带的热结构主要反映了俯冲岩石圈的年龄和板块汇聚速率 [67]，而非地幔潜能温度。要想解决这一争论，只能寄希望于炽热地

球俯冲带地球动力学模型的研究进展。

(iii) 超高压变质地体是古俯冲带的重要指示标志。它们是陆壳俯冲到 >100 km 的深度并折返到地表后形成的。超高压地体中的变质指示矿物包括柯石英和/或金刚石，指示的变质温度为 700~900°C，变质压力为 3~4 GPa 或更高 [68]。与蓝片岩不同的是，蓝片岩的构造意义已经被关注了非常长的时间，而人们对超高压变质岩的认识只有 15 a 左右的时间，更多的超高压变质带肯定会在将来被发现。最古老且年代学数据可靠的超高压地体位于马里(Mali)，含柯石英片麻岩的变质年龄约为 620 Ma [69]。最古老的含金刚石超高压地体位于哈萨克斯坦，Kokchetav 地体中含金刚石和柯石英副片麻岩在大约 530 Ma 时会俯冲到 >120 km 的深度 [70]。因此，陆壳深俯冲的第一个证据发现于新元古代晚期和寒武纪早期变质地体中。

(iv) 榴辉岩通常被认为可以指示板块构造活动，但有很多种途径可以形成具有石榴石-单斜辉石矿物组合的变质岩和岩浆岩。含硬柱石榴辉岩的确指示了俯冲带变质作用，但这种岩石目前只在显生宙地体中产出 [71]。中温高压榴辉岩和麻粒岩的最老时代可追溯到晚太古代，但它们反映了比现代俯冲带更高的地热梯度 [72]。图 5 总结了地球演化历史过程中的变质类型，在新元古代之前的岩石中并未发现与

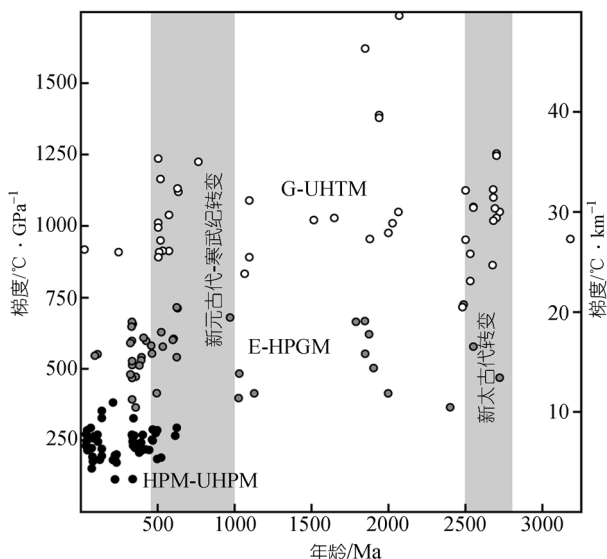


图5 地热梯度 vs. 三种主要变质带峰期温度-压力年龄的投影图

空心圆圈示超高温麻粒岩相变质带(G-UHTM); 灰色圆圈示中温榴辉

岩-高压麻粒岩相变质带(E-HPGM); 黑色圆圈示硬柱石蓝片岩-榴辉岩相和超高压变质带(HPM-UHPM)。数据来源于文献[72]
代俯冲带相似的低温高压变质作用。

(v) 被动边缘的地质纪录也是一个很重要的制约因素。与大西洋周边相似的被动大陆边缘是大陆通过裂谷拉张而解体,并在大陆边缘外侧发育一个长期稳定的洋盆时形成的。被动大陆边缘的形成需要几十至几百个百万年的时间,数百米的热沉降区提供了足够的空间来接纳沉积物质。由于与大陆河流或冰川碎屑源区距离较近,被动边缘往往可以形成巨厚沉积物。这些沉积物可以有不同的源区:陆壳源区、洋壳源区以及位于被动边缘下部的陆壳-洋壳过渡区域。因为被动边缘通常有厚层陆壳沉积物,它们很难整体俯冲,所以在古缝合线位置应该会部分残留。相关研究表明,最老的被动边缘可追溯到大约 2.7 Ga,但在 2.0 和 0.9 Ga 左右才普遍出现(与 Bradley 的单独交流, 2006)。

(vi) 转换断层——板块边界的走滑断裂,如San Andreas断裂,是板块边界的三种基本类型之一,古老的转换断层也是板块构造的可靠标志。Sleep^[73]认为,某个阶段的大型走滑断裂表明了刚性板块和弱板块边界,应作为板块构造的证据。研究程度较高的太古代走滑断裂位于澳大利亚Yilgarn和Pilbara克拉通内^[74]。Sleep^[74]认为,非洲南部Inyoka断裂是最古老的走滑断裂,形成年龄为 3200 Ma,但有些人认为它是逆冲断裂。由此可见,对走滑断裂的分析必须持谨慎态度。我们知道,并非所有的走滑断裂都是转换断层,只有长度和位移都很大时才有可能。洋壳中的转换断层长度可以较短,但陆壳中的走滑断裂长度一般可达数百至数千公里,走滑位移量一般达到数十至数百公里。长度短且位移小的走滑断裂在很多地质背景下都能出现,不能作为板块构造的证据。例如,据雷达成像推测,金星也有走滑断裂^[75,76],但这并非由板块构造活动引起,而是地幔下沉的应力作用结果,它和岩石圈一起导致金星的静止盖层产生水平挤压力和剪切力。

(vii) 古地磁测量也可能对地壳不同块体何时发生显著差异性运动提供制约。但是,时间越老,古地磁测量结果的误差越大,导致前寒武纪大陆运动的重建结果存在很大不确定性^[77]。这些不确定性源于地球磁场的变化。地球的磁极点可能并不总是与地理极点相接近,有可能产生磁极漂移;受蚀变和变质作用的叠加,原始磁性也有可能重新磁化。最近,有

人根据现有的古地磁数据库分析认为,新元古代之前的几个大陆运动存在着差异^[4]。Cawood等人^[4]指出,对比同时代的古极点会产生不太准确的经度和极化方向,但古地磁数据的确表明,澳大利亚和波罗的海地块在 1500~1770 Ma期间均发生独自漂移,这要求板块运动和板块构造的存在。新元古代之前大陆地块差异性运动的其他实例请参阅文献[78~80]。显然,深入的古地磁研究有助于解决“板块构造何时开始”这一难题,但前面提到的误差和不确定性等问题必须克服。

(viii) 岩浆岩的化学成分也能用来推测构造背景。与现代岛弧岩浆化学成分相似的古岩浆岩被认为是俯冲和板块构造存在的重要依据。现代洋弧中的玄武岩流体活动性元素相对相邻元素具有显著富集特征(如K, Sr, Pb),出现一个个尖峰。这些尖峰的出现还伴随着不相容高场强(HFS)元素的强烈亏损,尤其是Nb和Ta的亏损^[81]。这些地球化学特征在微量元素标准化图解(蛛网图)中可以很好地显示,也是构建微量元素构造判别图解的依据,并被广泛用于推测古老岩浆岩的形成构造背景^[82,83]。运用这种方法来分析古老玄武岩成因也有助于推测俯冲带岩浆弧是否存在。这方面的工作在许多文献中均有报道(Cawood等人^[4]举了一些例子)。Kerrick等人^[84]提供了太古代汇聚板块边缘的一些太古代岩浆岩研究实例,主要讨论了玻安岩、镁质安山岩和埃达克岩。

如推断板块构造存在的其他证据一样,必须注意这些重要的地球化学特征不是后期蚀变、地壳混染或继承了岩石圈地幔特征的结果,就像许多显生宙溢流玄武岩那样。这种研究方法对古老岩石中具有原始特征的玄武岩最有效,因为它们受到古老陆壳混染的程度最小,而且陆壳混染还可以通过同位素和年代学研究来加以识别。但还得注意,古老岩石在蛛网图中流体活动性元素尖峰不能是后期蚀变的结果;鉴于此,不活动微量元素尤其是高场强元素的地球化学特征应该更可靠一些。在古老岩浆岩俯冲带成因的一些判别依据中,最让人信服的依据是岩浆岩Th/Yb和Ba/Yb vs Nb/Yb或Ta/Yb(x-轴)图解。在这些图解中,弧岩浆变化趋势线平行但显著高于由MORB和OIB定义的地幔演化线^[85]。这些图解特别有用,因为这些元素不易受到扰动,除非岩石遭受强烈蚀变。同时,数据点沿垂向上的变化趋势通常指示地壳混染。为了达到作图要求,微量元素数据必须要有

较高的分析精度, 由于ICP-MS分析设备的广泛应用, 这似乎不成问题。对地球不同年代的岩浆岩作类似的系统研究, 有助于确定具有弧岩浆对角线演化趋势的古岩浆岩出现的最早时间。

(ix) 同位素组成是研究壳幔分异时间和地表物质再循环的有力工具。包括MORB和OIB的Pb-Pb演化线在内的很多研究表明, 陆壳和沉积物进入地幔再循环的时间可追溯到太古代早期。Nd同位素组成分析也表明, 地球早期就有亏损地幔的存在, 表明很早就有了壳幔分异^[86]。对来自太古代克拉通幔源榴辉岩内金刚石中的包裹体研究表明, 它们具有与表壳岩相似的O, Sr和Pb同位素组成。对这些特征的最好解释是, 其原岩曾在地表遭受过洋底蚀变, 然后再循环进入地幔^[87,88]。金刚石中非质量分馏³³S同位素异常也是“物质在地表出露过再循环进入地幔”的重要证据^[89]。这些同位素记录清楚地表明, 地幔分异和地壳物质再循环均很早就已经开始。但目前仍不清楚, 这是否需要俯冲作用, 或者用某种对流模型也能解释。

以上对板块构造地质判别标志的论述还只是个初步认识, 这些标志也有待于进一步的评估和完善。同样地, 依据不同判据得到的板块构造开始时间也应该不断更新。不论怎样, 提出板块构造判据和开始时间表是推动相关探讨深入进行的一个很好途径。如何最好地解释图4列举的板块构造判据和开始时间? 同位素依据清楚地表明, 表壳物质可以再循环进入地幔并与地幔发生混合; 但这不一定要求俯冲作用和板块构造的存在。弧岩浆地球化学特征也追溯到了地球早期, 指示地球早期存在俯冲和板块构造。古地磁数据表明, 至少在前元古代板块就有差异性运动, 而最古老的蛇绿岩也产生在这一时期。变质岩是一个非常重要的线索, 因为它指示了深俯冲的存在。在新元古代之前没有发现深俯冲的地质记录(如蓝片岩、超高压地体和硬柱石榴辉岩), 因此, 认识到这一观察事实非常重要。

解决这一问题的另一途径是, 在地质记录中寻找和识别板块构造前地球岩浆和构造活动的独特标志。但目前面临的困难是, 还无法预见地球非板块构造环境下的岩浆和构造活动会有哪些特征。除了寻找板块构造出现的直接证据, 还应该开阔思路, 研究板块构造启动事件对地球各系统的次级效应。构造形式的巨转也应该对气候产生很大影响(可能诱发了

“雪球地球事件”这样的冰期^[90])。板块构造启动事件对地球运动惯量和自转等方面也可能产生一定的影响(或许诱发了磁极漂移^[91]), 对地球其他系统也会产生一些影响。

6 结束语

板块构造启动的时间和机制这一重大问题为固体地球学科领域内交叉学科的发展提供了很好的机遇。它不仅可以促进地球科学各分支学科的相互联系, 而且还能深化对地球历史的认识。因为这一课题涉及到时间维度, 所以均变论只适用于物理和化学过程, 它并不能指示像板块构造这样的非平衡复杂体系的自组系统必须一直存在。不仅要有充分的想象力, 而且需要有多学科的参与。还得研究其他硅酸盐行星, 为充分认识地球冷却和分异过程中可能的构造模式提供借鉴。地球上板块构造可能开始得很早, 或许早至地球形成后 100 Ma^[92]并无间断地延续至今。板块构造也可能出现得相对比较晚些, 类似于文献[3, 93]的结论, 在此之前发育活动的静止盖层构造模式。最后一种可能性(也是我比较倾向的)是, 地球构造演化历史可能比目前的研究认识要复杂得多。地球动力学研究和地质证据支持这样一种解释: 在太古代存在着一种与板块构造类似的构造形式, 它可以将地表物质深循环至地幔并产生相似的弧岩浆, 但它的驱动力不是来自岩石圈反向浮力, 也与俯冲构造无关。蛇绿岩的产出(依据古地磁得到的)和板块独立运动的结论均表明, 在前元古代(约 1.8~2.0 Ga)期间存在着一期短暂但强烈的“原始”板块构造活动, 可能源于古洋盆的垮塌。虽然洋盆垮塌是由岩石圈产生反向浮力造成的, 但没有引发深俯冲作用。前元古代时期的“原始”板块构造可能没有深俯冲, 持续时间也很短暂, 因为岩石圈发生浮力转换所需的时间太长, 俯冲作用会导致具有反向浮力的大洋岩石圈很快耗尽。前元古代脉动式“原始”板块构造停止后, 经过数百个百万年的间隔, 在新元古代出现了具有现代风格的板块构造。可持续进行的俯冲和板块构造运动表明, 地球已经冷却到了一定程度, 岩石圈发生浮力转换所需的时间变得相对较短, 大洋岩石圈在不到数十个百万年后就能产生反向浮力。很明显, 最早的深俯冲和蛇绿岩的相关地质记录均是在新元古代。

综上所述, 板块构造的启动可能经历了一个漫

长的演化过程。这种解释也和晚太古代-古元古代几次主要的陆壳增生事件相一致 [94,95]。陆壳增生通常认为主要来自于俯冲带上部岛弧的形成 [96]，当板块构造是陆壳形成的主要机制时，陆壳的增生速率应基本不变 [97]。因此，陆壳的幕式或脉动式增生事件与板块构造持续存在这一观点不相符，而与短期脉动式的板块构造模式一致，因为这时有大量水和沉积物进入炽热的地幔，导致短时间内爆发大规模的岩浆活动。

在研究板块构造启动的时间和机制的直接证据时，还需要考虑可能的次级效应并寻找相关的记录。这包括构造巨变对地球气候和自转的影响。新元古代气候的巨变和磁极漂移均给我留下了深刻的印象，我怀疑这些变化可能与新元古代现代板块构造的启动有关 [98,99]。然而，必须强调的一点是，要想成功解决板块构造启动时间问题必须进行多学科交叉研究。全方位的努力，包括深入分析前寒武纪地质记录和建立更精细的地球动力学模型，必将大大提高对固体地球系统的认识。这样的努力或许会在将来找到“板块构造启动的时间和机制”这一问题的明确答案。

致谢 本文的许多认识得益于 2005 年秋季在 Stanford 大学从事 Blaustein fellow 研究工作和 2006 年春季在加州理工学院从事 Tectonics Observatory fellow 研究工作期间与多位同事的广泛交流，尤其感谢 Stanford 大学的 G. Ernst, J. G. Liou, S. Klemperer, D. Scholl, T. Tsujimori 和加州理工学院的 D. Anderson, M. Gurnis, P. Asimow, R. Workman。非常感谢 2006 年 Penrose 会议期间诸多与会者提出的见解。感谢 D. Anderson 和 M. Brown 对本文的评审意见，也感谢牛耀龄的约稿建议。中文稿由唐俊翻译，牛耀龄校对，在此一并致谢。

参 考 文 献

- Witze A. The start of the world as we know it. *Nature*, 2006, 442: 128—131[DOI]
- Condie K C, Kröner A, Stern R J. Penrose Conference Report: When did plate tectonics begin? *GSA Today*, 2006, 16(10): 40—41
- Stern R J. Evidence from ophiolites, blueschists, and ultra-high pressure metamorphic terranes that the modern episode of subduction tectonics began in Neoproterozoic time. *Geology*, 2005, 33: 557—560[DOI]
- Cawood P A, Kröner A, Pisarevsky S. Precambrian plate tectonics: Criteria and evidence. *GSA Today*, 2006, 16(7): 4—11[DOI]
- Cox A. *Plate Tectonics*. Oxford: Blackwell, 1986
- Forsyth D, Uyeda S. On the relative importance of the driving forces of plate motions. *Geophys J R Astr Soc*, 1975, 43: 163—200
- MELT-Seismic-Team. Imaging the deep seismic structure of a mid-ocean ridge. *Science*, 1998, 280: 1215—1218[DOI]
- Alvarez W. Geologic evidence for the plate-driving mechanism: The continental undertow hypothesis and the Australian-Antarctic Discordance. *Tectonics*, 1990, 9: 1213—1220
- Doglioni C, Carminati E, Cuffaro M. Simple kinematics of subduction zones. *Int Geol Rev*, 2006, 48: 479—493
- Bird P. Testing hypotheses on plate-driving mechanisms with global lithosphere models including topography, thermal structure, and faults. *J Geophys Res*, 1998, 103(B5): 10115—10129[DOI]
- Bokelmann G H R. Which forces drive North America? *Geology*, 2002, 30: 1027—1030[DOI]
- Liu Z, Bird P. North America plate is driven westward by lower mantle flow. *Geophys Res Lett*, 2002, 29(24): doi: 10.1029/2002GL016002[DOI]
- Gurnis M, Mueller R D. The origin of the Australian Antarctic Discordance from an ancient slab and mantle wedge. In: Hillis R R, Mueller R D, eds. *The Evolution and Dynamics of the Australian Plate*. Boulder: Geological Society of America, 2003
- Davies G F, Richards M A. Mantle convection. *J Geol*, 1992, 100: 151—206
- Lithgow-Bertelloni C, Richards M A. The dynamics of Cenozoic and Mesozoic plate motions. *Rev Geophys*, 1998, 36: 27—78[DOI]
- Hynes A. Buoyancy of the oceanic lithosphere and subduction initiation. *Int Geol Rev*, 2005, 47: 938—951
- Oxburgh E R, Parmentier E M. Compositional and density stratification in oceanic lithosphere—Causes and consequences. *J Geol Soc London*, 1977, 133: 343—355
- van der Hilst R, Engdahl R, Spakman W, et al. Tomographic imaging of subducted lithosphere below northwest Pacific island arcs. *Nature*, 1991, 353: 37—43[DOI]
- Conrad C P, Lithgow-Bertelloni C. How mantle slabs drive plate tectonics. *Science*, 2002, 298(5591): 207—209[DOI]
- Conrad C P, Lithgow-Bertelloni C. The temporal evolution of plate driving forces: Importance of “slab suction” versus “slab pull” during the Cenozoic. *J Geophys Res*, 2004, 109(B10407): doi: 10.1029/2004JB002291
- Garfunkel Z, Anderson C A, Schubert G. Mantle circulation and the lateral migration of subducted slabs. *J Geophys Res*, 1986, 91(B7): 7205—7223
- Buffett B A, Rowley D B. Plate bending at subduction zones: Consequences for the direction of plate motions. *Earth Planet Sci Lett*, 2006, 245: 359—364[DOI]
- Ranero C R, Phipps M J, McIntosh K, et al. Bending-related faulting and mantle serpentinization at the Middle America trench. *Nature*, 2003, 425: 367—373[DOI]
- Anderson D L. Top-Down Tectonics? *Science*, 2001, 293: 2016—2018[DOI]
- Sleep N L. Evolution of the mode of convection within terrestrial planets. *J Geophys Res*, 2000, 105(E7): 17563—17578[DOI]
- Stevenson D J. Styles of mantle convection and their influence on planetary evolution. *C R Geosci*, 2003, 335: 99—111[DOI]
- Anderson D L. *Theory of the Earth*. Oxford: Blackwell, 1989
- Abe Y. Thermal and chemical evolution of the terrestrial magma ocean. *Phys Earth Planet Int*, 1997, 100: 27—39[DOI]
- Tonks W B, Melosh H J. Magma ocean formation due to giant impacts. *J Geophys Res*, 1993, 98(E3): 5319—5333
- Solomatov V S, Moresi L N. Stagnant lid convection on Venus. *J*

- Geophys Res, 1996, 101(E2): 4737—4754[DOI]
- 31 Phillips R J, Hansen V L. Geological evolution of venus: Rises, plains, plumes, and plateaus. *Science*, 1998, 279: 1492—1497[DOI]
 - 32 Connerney J E P, Acuña M H, Wasilewski P J, et al. Magnetic lineations in the ancient crust of Mars. *Science*, 1999, 284: 794—798[DOI]
 - 33 Rieder R, Economou T, Wanke H, et al. The Chemical composition of Martian soil and rocks returned by the mobile alpha proton X-ray spectrometer: preliminary results from the X-ray mode. *Science*, 1997, 278(5344): 1771—1774[DOI]
 - 34 Strom R G, Schaber G G, Dawson D D. The global resurfacing of Venus. *J Geophys Res*, 1995, 99: 10899—10926[DOI]
 - 35 Nimmo F. Tectonic consequences of Martian dichotomy modification by lower-crustal flow and erosion. *Geology*, 2005, 33(7): 533—536[DOI]
 - 36 Korenaga J. Archean geodynamics and the thermal evolution of Earth, in *Archean Geodynamic Processes*. In: Benn K, Mareschal J C, Condie K, eds. *Geophysical Monograph 164*. Washington D C: AGU, 2006. 7—32
 - 37 Schubert G D, Stevenson D, Cassen P. Whole planet cooling and the radiogenic heat source contents of the Earth and Moon. *J Geophys Res*, 1980, 85: 2531—2538
 - 38 Butler S L, Peltier W R. Thermal evolution of Earth: Models with time-dependent layering of mantle convection which satisfy the Urey ratio constraint. *J Geophys Res*, 2002, 107(B6): doi: 10.1029/2000JB000018
 - 39 Anderson D L. Large igneous provinces, delamination, and fertile mantle. *Elements*, 2005, 1: 271—275
 - 40 Davies G F. Conjectures on the thermal and tectonic evolution of the Earth. *Lithos*, 1993, 30: 281—289[DOI]
 - 41 Bédard J H. A catalytic delamination-driven model for coupled genesis of Archean crust and sub-continental lithospheric mantle. *Geochim Cosmochim Acta*, 2006, 70: 1188—1214[DOI]
 - 42 Prigogine I, Stengers I. *Order Out of Chaos*. New York: Bantam, 1984. 349
 - 43 Anderson D L. Plate tectonics as a far-from-equilibrium self-organized system. In: Stein S, Freymueller J T, eds. *Plate Boundary Zones*. Washington D C: American Geophysical Union, 2002. 411—425
 - 44 McKenzie D, Bickle M J. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *J Petrol*, 1988, 29: 625—679
 - 45 Nisbet E G, Cheadle M J, Arndt N T, et al. Constraining the potential temperature of the Archean mantle: A review of the evidence from komatiites. *Lithos*, 1993, 30: 291—307[DOI]
 - 46 Davies G F. On the emergence of plate tectonics. *Geology*, 1992, 20: 963—966[DOI]
 - 47 Parsons B. Causes and consequences of the relation between area and age of the sea floor. *J Geophys Res*, 1982, 87: 289—302
 - 48 Gurnis M, Hall C, Lavier L. Evolving force balance during incipient subduction. *Geochem Geophys Geosyst*, 2004, 5(Q07001): doi: 10.1029/2003GC000681
 - 49 Toth J, Gurnis M. Dynamics of subduction initiation at preexisting fault zones. *J Geophys Res*, 1998, 103(B8): 18053—18067[DOI]
 - 50 Stern R J. Subduction initiation: Spontaneous and induced. *Earth Planet Sci Lett*, 2004, 226: 275—292[DOI]
 - 51 Mei S, Kohlstedt D L. Influence of water on plastic deformation of olivine aggregates, I. Diffusion creep regime. *J Geophys Res*, 2000, 105(B9): 21457—21470[DOI]
 - 52 Regenauer-Lieb K, Yuen D A, Branlund J. The initiation of subduction: criticality by addition of water? *Science*, 2001, 294(5542): 578—580[DOI]
 - 53 Clift P, Vannucchi P. Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: Implications for the origins and recycling of the continental crust. *Rev Geophys*, 2004, 42: doi: 10.1029/2003RG000127[DOI]
 - 54 Jull M, Kelemen P B. On the conditions for lower crustal convective instability. *J Geophys Res*, 2001, 106(B4): 6423—6446[DOI]
 - 55 Kusky T M, Li J H, Tucker R T. The Dongwanzi ophiolite: complete Archean ophiolite with extensive sheeted dike complex, North China craton. *Science*, 2001, 292: 1142—1145[DOI]
 - 56 Zhai M, Zhao G, Zhang Q, et al. Is the Dongwanzi Complex an Archean ophiolite? *Science*, 2002, 295: 923—923[DOI]
 - 57 Scott D J, Helmstaedt H, Bickle M J. Purtuniqu ophiolite, Cape Smith Belt, northern Quebec, Canada: A reconstructed section of early Proterozoic oceanic crust. *Geology*, 1992, 20: 173—176[DOI]
 - 58 Peltonen P, Kontinen A, Huhma H. Petrology and geochemistry of metabasalts from the 1.95 Ga Jormua ophiolite, northeastern Finland. *J Petrol*, 1996, 37(6): 1359—1383[DOI]
 - 59 Maruyama S, Liou J G, Terabayashi M. Blueschists and eclogites of the world and their exhumation. *Int Geol Rev*, 1996, 38: 490—596
 - 60 Ernst W G. High-pressure and ultrahigh-pressure metamorphic belts-Subduction, recrystallization, exhumation, and significance for ophiolite studies. In: Dilek Y, Newcombe S, eds. *Ophiolite Concept and Evolution of Geological Thought*. Boulder: Geological Society of America. Special Paper 373, 2003. 365—384
 - 61 Abers G A, Van Keken P E, Kneller E A, et al. The thermal structure of subduction zones constrained by seismic imaging: Implications for slab dehydration and wedge flow. *Earth Planet Sci Lett*, 2006, 241: 387—397[DOI]
 - 62 Maekawa H, Fryer P, Ozaki A. Incipient Blueschist-facies metamorphism in the active subduction zone beneath the Mariana Forearc. In: Taylor B, Natland J, eds. *Active Margins and Marginal Basins of the Western Pacific*. Washington D C: American Geophysical Union, 1995. 281—289
 - 63 Zhang H, Thurber C H, Shelly D, et al. High-resolution subducting-slab structure beneath northern Honshu, revealed by double-difference tomography. *Geology*, 2004, 32(4): 361—364[DOI]
 - 64 Roever W P d. On the cause of the preferential distribution of certain metamorphic minerals in orogenic belts of different age. *Geol Rundsch*, 1964, 54: 933—941
 - 65 Shu L, Charvet J. Kinematics and geochronology of the Proterozoic Dongxiang-Shexian ductile shear zone: With HP metamorphism and ophiolitic melange (Jiangnan Region, South China). *Tectonophysics*, 1996, 267: 291—302[DOI]
 - 66 Moyen J F, Stevens G, Kisters A. Record of mid-Archean subduction from metamorphism in the Barberton terrain, South Africa. *Nature*, 2006, 442(3): 559—562[DOI]
 - 67 Peacock S M. Thermal structure and metamorphic evolution of subducting slabs. In: Eiler J, eds. *Inside the Subduction Factory*, *Geophysical Monograph 138*. Washington D C: AGU, 2002. 7—22
 - 68 Liou J G, Tsujimori T, Zhang R Y, et al. Global UHP metamorphism and continental subduction/collision: The Himalayan model.

- Int Geol Rev, 2004, 46: 1—27
- 69 Jahn B M, Caby R, Monie P. The oldest UHP eclogites of the world: Age of UHP metamorphism, nature of protoliths and tectonic implications. *Chem Geol*, 2001, 178: 143—158[DOI]
- 70 Maruyama S, Liou J G. Ultrahigh-pressure metamorphism and its significance on the Proterozoic-Phanerozoic boundary. *The Island Arc*, 1998, 7: 6—35[DOI]
- 71 Tsujimori T, Sisson V B, Liou J G, et al. Very-low-temperature record of the subduction process: A review of worldwide lawsonite eclogites. *Lithos*, 2006, 92: 609—624[DOI]
- 72 Brown M. A duality of thermal regimes is the hallmark of plate tectonics since the Neoproterozoic. *Geology*, 2006, 34: 961—964[DOI]
- 73 Sleep N H. Archean plate-tectonics: What can be learned from continental geology? *Can J Earth Sci*, 1992, 29: 2066—2071
- 74 Sleep N H. Evolution of the continental lithosphere. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 2005, 33: 360—393[DOI]
- 75 Koenig E, Aydin A. Evidence for large-scale strike-slip faulting on Venus. *Geology*, 1998, 26(6): 511—554[DOI]
- 76 Tuckwell G W, Ghail R C. A 400-km-scale strike-slip zone near the boundary of Thetis Regio, Venus. *Earth Planet Sci Lett*, 2003, 211: 45—55[DOI]
- 77 Scotese C R. A continental drift flipbook. *J Geol*, 2004, 112: 729—741[DOI]
- 78 Pesonen L J, Elming S A, Mertanen S, et al. Palaeomagnetic configuration of continents during the Proterozoic. *Tectonophysics*, 2003, 375: 289—324[DOI]
- 79 Pisarevsky S A, McElhinny M W. Global paleomagnetic data base developed into its visual form. *EOS, Trans Am Geophys Union*, 2003, 84: 192
- 80 Powell C M, Jones D L, Pisarevsky S, et al. Paleomagnetic constraints on the position of the Kalahari craton in Rodinia. *Precambrian Res*, 2001, 110: 33—46[DOI]
- 81 Stern R J. Subduction zones. *Rev Geophys*, 2002, 40: 1012, doi: 10.1029/2001RG000108[DOI]
- 82 Pearce J A, Cann J R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet Sci Lett*, 1973, 19: 290—300
- 83 Shervais J W. T-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth Planet Sci Lett*, 1982, 59: 101—118[DOI]
- 84 Kerrich R, Polat A. Archean greenstone-tonalite duality: Thermochemical mantle convection models or plate tectonics in the early Earth global dynamics? *Tectonophysics*, 2006, 415: 141—164[DOI]
- 85 Pearce J A, Peate D W. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 1995, 23: 251—285[DOI]
- 86 Boyet M, Carlson R W. ^{142}Nd evidence for early (> 4.53 Ga) global differentiation of the silicate Earth. *Science*, 2005, 309: 576—581[DOI]
- 87 MacGregor I D, Manton W I. Roberts Victor eclogites: Ancient oceanic crust. *J Geophys Res*, 1986, B91: 14063—14079
- 88 Schulze D E, Harte B, Valley J W, et al. Extreme crustal oxygen isotope signatures preserved in coesite in diamond. *Nature*, 2003, 423: 68—70[DOI]
- 89 Farquhar J, Wing B A, McKeegan K D, et al. Mass-independent sulfur of inclusions in diamond and sulfur recycling on the early Earth. *Science*, 2002, 298: 2369—2372[DOI]
- 90 Hoffman P F, Schrag D P. The snowball Earth hypothesis: Testing the limits of global change. *Terra Nova*, 2002, 14: 129—155[DOI]
- 91 Goldreich P, Toomre A. Some remarks on polar wandering. *J Geophys Res*, 1969, 74(10): 2555—2567
- 92 Harrison T M, Blichert-Toft J, Muller W, et al. Heterogeneous Hadean hafnium: Evidence for continental crust at 4.4 to 4.5 Ga. *Science*, 2005, 310: 1947—1950[DOI]
- 93 Hamilton W. An alternative Earth. *GSA Today*, 2003, 13(11): 4—12[DOI]
- 94 Condie K C. Episodic continental growth models: Afterthoughts and Extensions. *Tectonophysics*, 2000, 322: 153—162[DOI]
- 95 Balashov Y A, Glaznev V N. Endogenic cycles and the problem of crustal growth. *Geochem Int*, 2006, 44(2): 131—140
- 96 Tatsumi Y. The subduction factory: How it operates in the evolving Earth. *GSA Today*, 2005, 15(7): 4—10[DOI]
- 97 Scholl D W, Huene R V. Crustal recycling at modern subduction zones applied to the past - issues of growth and preservation of continental basement, mantle geochemistry, and supercontinent reconstruction. In: Hatcher J R D, et al, eds. *The 4D Framework of Continental Crust*. Boulder: Geological Society of America, Special Paper, 2007
- 98 Allen P A. Snowball Earth on trial. *EOS Trans Am Geophys Union*, 2006, 87(45): 495
- 99 Maloof A C, Halverson G P, Kirschvink J L, et al. Combined paleomagnetic, isotopic, and stratigraphic evidence for true polar wander from the Neoproterozoic Akademikerbreen Group, Svalbard, Norway. *Geol Soc Am Bull*, 2006, 118: 1099—1124[DOI]