板块构造与地幔温度和变质属性之间的关系

Timothy KUSKY^{1,2*}

1. 中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室, 中国地质大学(武汉)地球科学学院全球大地构造中心, 武汉 430074;

2. 中国地质大学(武汉)教育部三峡地质灾害研究中心, 武汉 430074

* 通讯作者, E-mail: tkusky@gmail.com

收稿日期: 2020-02-11; 收修改稿日期: 2020-02-28; 接受日期: 2020-03-03; 网络版发表日期: 2020-03-16

国家自然科学基金项目(批准号: 41572203、41890834、41961144020)、教育部111计划项目(编号: BP0719022)、中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室开放基金项目(编号: MSFGPMR02-3)和中国科学院基金项目(编号: QYZDY-SSW-DQC017)资助

摘要 板块构造的启动时间及其在地球历史时期的演化过程, 是地球科学的两大基本挑战. 通过一个整体研究方法来分析地球历史时期的构造范式, 可以解释自太古宙以来两种范式的板块构造. 在这些解释中, 早期的热俯冲与晚期的冷俯冲之间存在不同的变形和变质特征. 汇聚板块边缘不同特征的区域变质作用记录了这两种不同范式的板块构造, 这与太古宙和显生宙地幔温度的差异有关. 以蓝片岩相变质作用出现为特征的现代范式板块构造出现在新元古代. 这与表明古代范式的板块构造在太古宙早期已经启动的地质证据相吻合. 地幔在地球演化史上的不断冷却可解释幔源熔体地球化学特征随时间的演化规律, 而这个过程可能让无数小的板片数量逐渐减少并演变成更大的板片, 改变洋壳、增生-碰撞造山带中岩石圈的厚度和保留程度, 从而导致地球表面氧化作用, 为孕育生命提供合适环境.

关键词 板块构造, 前寒武纪, 增生造山带, 地幔温度, 变质相系

1 引言

如何更好地约束板块构造在地球上出现的时间, 以及地球历史时期的构造范式和全球热损失如何发生变化, 是当今地球科学面临的两个最基本的挑战(如 Bercovi等, 2015; Lenardic, 2018; Kusky等, 2018; Brown等, 2020). 不同的研究人员采取不同的方法试图解决这些基本问题, 这些问题也涉及生命是如何、何时、何地起源, 以及我们作为人类是如何到达现在的位置. 我们可以把解决这些问题的方法分为五大类: (1) 大数据, 涉及大量数据的统计评估, 如地质历史时

期玄武岩和花岗类岩石的地球化学数据, 或造山带变质作用P/T条件; (2) 数值模拟研究, 首先设置合理的假设的边界条件, 假定现实的地球物理属性、合理的驱动力, 看看可能有哪些机制导致地质历史时期产生和损失不同量级的热量; (3) 地质方法, 更传统的地质学家研究岩石记录, 并使用均变论(或其他)方法来解释构造、岩石类型, 以及在构造范式方面之间的关系, 然后进行全球对比; (4) 比较行星学方法, 将不同行星的热损失和构造范式与地球早期相比; (5) 不幸的是, 有一些“酒吧(bar room)”思想实验, 一些具有丰富想象力的科学家想出各种各样的假设替代地球模型, 没有

中文引用格式: Timothy KUSKY. 2020. 板块构造与地幔温度和变质属性之间的关系. 中国科学: 地球科学, 50: 635–644, doi: [10.1360/N072020-0039](https://doi.org/10.1360/N072020-0039)

英文引用格式: Kusky T. 2020. Plate tectonics in relation to mantle temperatures and metamorphic properties. Science China Earth Sciences, 63: 634–642, <https://doi.org/10.1007/s11430-020-9597-5>

真正的限制,但它们确实有助于引起热烈的讨论。

Zheng和Zhao(2020)通过综合上述前四种方法,阐述了这些争议里存在的问题和进展。他们将板块构造范式与汇聚板块边缘变质相的变化联系起来,认为现代范式板块构造之前存在太古宙和古元古代的古代范式板块构造,主要是由地幔温度的差异决定的。他们推断早期构造体制基本上也属于板块构造,但具有不同的边界条件以及俯冲和造山运动特征。这种差异主要是由于早期地幔温度更高引起的。因此,他们将地球历史上这两类板块构造范式与地幔温度在太古宙和显生宙的差别联系起来,通过强调汇聚板块边缘在性质上的变化,提出在不同时期板块构造的主导范式不同。由此他们将地球历史上板块构造的行为概括成两个主导时期。这个区分为研究大陆地质提供了一个大地构造上的参考格架。

对这两类板块构造的认识至少可以回溯到近50年前(Dewey和Spall, 1975)。以蓝片岩的首次出现作为标志, Dewey和Spall(1975)以及Stern(2005, 2007)提出现代板块构造是从新元古代开始的。另一方面, Brown(2006, 2007)以双峰式变质作用作为汇聚板块边缘热体制双重性的代理,提出双变质带作为自新太古代以来板块构造的标志。进一步, Brown(2007)区分了元古宙板块构造(大约在3.3~0.7Ga)和现代板块构造(700Ma之后)。Kusky(1989)、Kusky和Polat(1999)以及Komiya(2007)认识到,前寒武纪造山带主要为增生型造山带,与现今环太平洋造山带类似。Komiya(2007)进一步研究表明大量陆壳的出现集中在2.8~2.7和2.0~1.7Ga两个阶段,导致了显生宙型的威尔逊旋回构造。因此,他将板块构造划分成“前寒武型”与“显生宙型”,与Zheng和Zhao(2020)划分成古代和现代两种范式相似。在太古宙时期,地幔温度较高(高150~200°C),早期的俯冲可能是由于厚的玄武质地壳在部分熔融(生成英云闪长岩、奥长花岗岩和花岗闪长岩, TTG)转变为石榴辉石岩残余体后导致的密度差异所驱动的,对应于“前寒武型板块构造”。随后,地球以“显生宙型板块构造”为主,板片通常不发生熔融,且俯冲驱动力是玄武岩-榴辉岩转变导致的负浮力。这个划分也是Komiya(2007)通过集成太古宙地体的地质特征、幔源岩浆(MORB型绿岩)的化学组成、地幔温度与对流模型、俯冲动力学、陆壳生长以及地幔和大气氧化还原条件变化得到的,与Zheng和Zhao(2020)采用的方法相似。

在阐述这两种范式的板块构造之前, Zheng和Zhao(2020)首先介绍了板块构造的定义,即刚性板块从扩张或伸展带(裂谷或洋中脊)运动至俯冲带,在俯冲带大洋板块循环进入地幔,然后概括了半个世纪以来所取得的最主要进展。在传统地质认知里,板块构造可以通过在古老岩石中识别板块边界构造以及其他特征性的俯冲标志来进行判断,如双变质带(可能有也可能没有蓝片岩和榴辉岩)、镁铁质火成岩的岛弧型地球化学特征、增生楔及同期的岩浆带,或走滑断裂系记录的大型平移运动等(参见Kusky等(2018)对该方法的最新综述)。Zheng和Zhao(2020)指出,其中一些特征有些模糊,例如岛弧型地球化学特征可以在适当的部分熔融条件下,从古俯冲带中继承而来。他们指出,通过阐述这些特征所支持的板块构造启动时间,在地质/大地构造/早期地球研究群体中存在非常活跃的争论,从最老岩石年龄的始太古宙(Harrison, 2009)到新元古代(Stern, 2005, 2007)。通过不同的方法, Kusky等(2018)提出,我们可以反过来思考问题,通过采取均变论的方法,我们可以问岩石记录——“什么时候是地球历史上最近的时间,在那时我们可以证明板块构造的热损失机制没有进行”。

在现代地球上,俯冲带变质作用以低T/P的冷地温梯度为特征(Brown和Johnson, 2019),俯冲板片脱水,对上覆地幔进行冷却,板片将壳源流体输送到上覆地幔楔,最终形成岛弧岩浆(Zheng, 2019)。汇聚板块边界的区域变质作用具有明显的双峰性,在岛弧/弧后和大陆裂谷中存在高T/P域(巴肯式),在增生楔内存在低T/P域(阿尔卑斯式)。这形成了由Miyashiro(1961)提出的双变质带的经典概念,或称双峰式变质作用(Brown和Johnson, 2019),这是现今俯冲作用的主要标志之一。自新元古代以来,俯冲带和碰撞造山带中蓝片岩和榴辉岩的广泛出现,被认为是现代范式或显生宙式板块构造活动的关键标志(Stern, 2005, 2007; Zheng和Zhao, 2020)。在这种情况下,低T/P阿尔卑斯式相系与高T/P巴肯式相系匹配形成双变质带。正如Zheng和Zhao(2020)所强调的,在增生和碰撞造山带中的高T/P巴肯式相系(不含蓝晶石的角闪石岩到麻粒岩相)岩石可能形成于大陆裂谷或伸展事件,其可以叠加在先前的阿尔卑斯式相系(蓝片岩相到榴辉岩相)或巴罗式相系(含蓝晶石的角闪岩相到麻粒岩相)的古俯冲带之上。

另一方面,在新元古代以前的造山带地质记录中

缺少蓝片岩和榴辉岩. 因此, 前寒武纪早期的双峰式变质作用以中等T/P巴罗式相系与高T/P巴肯式相系配对为特征(Brown和Johnson, 2019; Zheng和Zhao, 2020). 然而, 这并不是早前寒武纪造山带特有的, 因为这两个相系自新元古代以来也很常见. 此外, 一些现代俯冲带是热的, 可以发现许多极高T/P地热梯度的例子, 例如在阿拉斯加南部的弧前, 洋脊俯冲相关的地温梯度可达18至>40°C/km (Sisson等, 1989), 智利巴塔哥尼亚的阿尔马格罗岛的地温梯度为19°C/km (Angiboust等, 2017), 以及与双俯冲和洋脊俯冲相关的日本中部俯冲带的高度变化的热结构(Ji等, 2017; Nakamura等, 2019). 因此, 年轻(或年长)的研究人员必须回答的一个问题是, 如果我们今天的地球既有冷俯冲系统, 也有热俯冲系统, 如果我们把地幔温度(以及地热梯度)提高150~200°C(一个合理的估计; Herzberg等, 2010; Korenaga, 2013), 这是否意味着俯冲和板块构造没有以现代的方式进行, 还是意味着地球上热俯冲带和冷俯冲带的相对平衡在不同时期是不同的? 那么, 正如Zheng和Zhao(2020)所强调的, 研究人员需要验证的是, 地球上何时首次出现了双变质作用? 它是什么时候成为常态的, 而不仅仅是一个孤立的不寻常的热俯冲, 比如那些与洋脊俯冲有关的例子? 如果地幔温度升高, 也许所有的地热等温线都将向稍高的地方移动, 我们可能不会期待蓝片岩和榴辉岩的产生(图1), 但如果存在俯冲带, 我们仍然会看到在升高的地热梯度出现双变质作用.

2 双变质作用

Brown和Johnson(2019)使用温压比值(°C/GPa)来表达变质热梯度, 而Zheng和Zhao(2020)将温压比转换成更为人们熟知的地热梯度(°C/km, 图2). 他们注意到高的地热梯度通常与巴肯式变质作用相关, 可能在大陆裂谷或俯冲体系上覆板片的弧后伸展区域形成, 后者通常由板片后撤导致; 而低地热梯度发生在典型的阿尔卑斯式构造体系, 以冷的俯冲板片和收缩的上覆板片为特征. 这与Komiya(2007)的模型吻合, 他提出在太古宙型或前寒武型俯冲带(或者显生宙年轻的岩石圈俯冲), 角度平缓的俯冲板片, 其较厚洋壳经历部分熔融产生TTG熔体, 富石榴石的残余体密度变得足够大, 从而产生驱动板片俯冲的拖拽力. 相反, 显生宙型

图1 变质相图展示在逐渐升高的热梯度过程中形成的阿尔卑斯式、巴罗式和巴肯式变质相系

改自Zheng和Zhao (2020). 如果地幔温度和热梯度升高, 阿尔卑斯变质相系将转变为更高温系列(见红色箭头), 蓝片岩和榴辉岩则可能难以在汇聚板块边缘形成

俯冲带(或古老的、冷的板片俯冲), 板片通常不会熔融, 但是会向地幔楔中释放流体, 形成岛弧岩浆岩, 并在增生楔中发生阿尔卑斯式变质作用.

Zheng和Zhao(2020)认为沿着汇聚板块边缘同时出现的阿尔卑斯式(低T/P)和巴肯式(高T/P)双变质相系表明全球性现代范式的板块构造在新元古代启动, 而巴罗式(中等T/P)和巴肯式变质相系的同时出现意味着全球性古代范式的板块构造在太古宙启动. 两种类型的板块构造与两种不同的双峰式变质作用联系起来, 阿尔卑斯相系中的蓝片岩通常被认为在新元古代地质记录里首先出现(如(Dewey和Spall, 1975; Stern, 2005, 2007), 表明现代板块构造在约750Ma前首次在地球上出现(Zheng和Zhao, 2020). 虽然如此, 自太古宙以来, 巴罗和巴肯式双峰式变质作用同时出现, 表明古代范式板块构造的出现.

如果研究早期地球的群体采用像Zheng和Zhao (2020)一样整体研究方法, 可能会比个人单独致力于上述五个方法中的某一个方法, 更快地推进科学发展. 例如, 如果太古宙双峰式变质作用能够被严谨的证明, 再结合构造、岩石学和地球化学分析, 若这些特征与弧后-岛弧-海沟体系一致, 那么将能够证明古代范式的板块构造在太古宙已经启动. 太古宙岛弧岩浆岩、海沟型岩石组合以及双峰式变质作用的识别, 将成为

图2 一个理想造山带复合模型

改自Kusky等, 2018. 包含所有时代造山带图面和剖面要素. 注意经典的构造分带, 从被动陆缘序列到前陆盆地、褶皱逆冲带、异地蛇绿岩和岛弧地体进入由片麻岩穹隆和相间的向斜构造(如Pilbara和Canadian Cordillera等)组成的造山带高级变质核. 这一模型可以应用于理解任何时代的造山带, 且造山带中发育的多数构造都展示在图中(在这一阶段没有展示变质核杂岩). 注意地质图和剖面中的不同位置与地球上所有时代的汇聚和碰撞带的真实位置一致, 包括Barberton (BB)、Shurugwi (SK)、Pilbara (PB)、North China Craton (NCC)、South China (Yangtze) Craton (SCC)、Superior Craton (SUP)、Himalaya (HM)和Transvaal (TR). 俯冲大洋岩石圈叠瓦状板片形成了克拉通根部, 穿过这些板片的金伯利岩将携带来自俯冲板片或富集地幔橄辉岩的太古宙榴辉岩捕虏体

钉在“板块构造在太古宙尚未启动”这一假想棺材上的最后一颗钉子. 然而, 较高的地幔温度会导致与现代范式的板块构造之间存在怎样的异同点? 太古宙较高的地幔温度形成的镁铁质岛弧岩浆岩与现今成分不同吗(参见Liu等, 2020)? 这个问题将通过Zheng和Zhao (2020)关于板块构造演化的整体模型中的方法1~4来进行回答.

Zheng和Zhao(2020)注意到前寒武纪造山带罕见榴辉岩, 在古元古代只有四个位置报道, 包括古元古代西非克拉通, 西格陵兰岛大约1.8Ga Nagssugtoqidian造山带, 古元古代加拿大Trans-Hudson造山带, 以及华北克拉通北缘内蒙古-河北北部造山带混杂岩中古元古代榴辉岩 (Zhang等, 2020). 他们认为, 这些有限出现的榴辉岩, 表明了在地热梯度下的“局部冷俯冲”, 而其他地方的俯冲可能发生在更高的地热梯度下. 虽然这确实是一个相当稀少的数据集, 但需要得注意的是,

在显生宙造山岩中, 榴辉岩相对于长英质片麻岩也相当稀少, 如果造山带再次活化, 榴辉岩很可能会退变质为角闪岩.

关于榴辉岩的进一步证据来自于某些金伯利岩中的太古宙榴辉岩捕虏体(Richardson等, 2001), 其成分表明它们可能是克拉通地幔之下的残余俯冲洋壳, 形成了下大陆岩石圈地幔(SCLM) (Kusky, 1993; Shirey等, 2001). 应用这个模型, 图2显示了一个金伯利岩岩筒穿过叠瓦状的俯冲大洋地幔板片, 形成了SCLM, 在一些板片之间存在楔状富集地幔. 在这种情况下, 金伯利岩能圈闭并带出榴辉岩洋壳捕虏体, 或者富集的地幔橄辉岩. 如果这个假设是正确的, 那么为什么古老的大洋岩石圈没有沉入更深的地幔呢? 地幔温度、洋壳和大洋岩石圈的相对厚度(Sleep和Windley, 1982)是使俯冲板片浮于克拉通地幔之下的关键吗? 太古宙地幔比现代的地幔更热可能用来回答这些问题. 显然,

前寒武纪构造研究者需要采用Zheng和Zhao(2020)的整体研究方法, 将数值模拟学家、偏重大数据的地球化学家和地质学家的工作结合在一起, 然后再采用上述的方法5.

3 古代和现代板块构造

板块构造通常仅被简单地认为是刚性板块在地球表面的水平运动. Zheng和Zhao(2020)指出板块构造包括两种运动学模式, 一种是上文介绍的水平运动, 另一种是垂向运动. 板块的垂向运动包括俯冲板片进入地幔, 以及扩张洋脊、大陆裂谷和地幔柱(Maruyama等, 2007)下方的物质上涌. 这两种板块运动模式在板块边界处具有内在联系. 由于板片可以俯冲到440~660km处的地幔转换带, 甚至是2700km的D''层, 我们可能会认为地球是以垂向构造为主. 许多学者认为太古宙比现今更容易发生板片断离, 且板片仅能俯冲数百千米, 随后俯冲停止, 导致俯冲带后撤. 流行的观点认为太古宙以垂向运动为主, 很大程度上是基于对Pilbara片麻岩穹隆的误解(图3b, c), 并认为显生宙以水平运动为主. 实际情况上可能完全相反, 或者运动方向和时代本身就毫不相关, 因为软流圈地幔与岩石圈体系的相互作用一直都十分常见(Komiya, 2007).

在关于早期地球演化的整体模型中, Zheng和Zhao(2020)介绍了上述方法4——比较行星学. 他们讨论了金星上局部的褶皱及收缩带, 并指出其可能是“局部板块构造”的实例. 比较行星学对于研究其他星系是如何运行十分有效, 但我们现今所能研究到的天体(包括行星、巨型行星的卫星)都与地球存在本质的区别: 没有水就没有板块构造运动. 地球是我们已知的唯一富水的行星, 也是唯一发育板块构造的行星. 在金星和火星上, 我们仅仅能找到局部的汇聚带、离散带(成功或发育失败的裂谷?)和边界走滑断层(Yin, 2012), 认为其与地球上板块构造体系相似. 其他学者认为这些是局部的构造, 要想证明板块构造的存在就必须证明洋脊、转换断层以及海沟存在全球性且互相关联的体系, 否则只能称之为“局部板块构造”(Lenardic, 2018; Brown等, 2020). 然而, 我将其称之为一个只有两个板块的行星, 发育着一种特殊类型的板块构造.

一些学者认为只有证明存在“全球范围内相互联系的狭长板块边界体系, 包括洋脊、海沟和转换断层”

这一条件(Lenardic, 2018; Brown等, 2020), 才能说明板块构造的运行, 然而这对于太古宙来说是无法得到证实的, 因为我们没有保存在全球的记录来检验这个猜想. 克拉通仅仅保存了记录这个大难题的少量地壳残片, 我们甚至无法确定这些残片是随机保留的, 还是在特定环境下的偏向性保存, 比如具有低产热、高密度的较冷地区(Morgan, 1985), 或是高热流的热造山带(Zheng和Zhao, 2020). 因此, 想要证明早期地球存在现代板块构造, 这无疑是一个不幸的要求. 但是我们可以在保存下来的地壳残片中寻找板块边界构造的证据, 并研究这种构造是何时形成的. 很明显, 不同年龄的克拉通内都存在古代板块构造启动的一些证据, 最老可能追溯到3.8或者 4.0Ga (Komiya, 2007; Kusky等, 2018). 太古宙克拉通内各种构造都能在地球的现今造山带中找到与之相似的构造(图2), 比如Pilbara东部的片麻岩穹隆(所谓的穹隆-龙骨构造)(图3), 其通常作为支持早期地球“垂向地幔柱与静止层盖”构造模型的证据. 然而, 运用整体与比较地质学方法, 很明显可以看到, 片麻岩穹隆(穹隆-龙骨构造)几乎存在于任何时代的任何造山带中(图2), 而且它们的存在反映的是特定的构造环境, 而不是太古宙与众不同的垂向构造模式(Kusky等, 2016, 2018). 另一方面, 穹隆-龙骨构造有可能是沿着早前寒武俯冲带发生高T/P巴肯式变质作用而产生的, 与现今俯冲带的变质核杂岩的形成相似(Zheng和Chen, 2017). 只需查看任何时代造山带内的褶皱带, 就能看到相似的结构(Kusky等, 2016, 2018).

遵循Zheng和Zhao (2020)的整体分析方法, 我们可以使用现今保存的板块, 来检验Lenardic(2018)的假设, 即必须证明具有一个全球相连的狭长板块边界体系, 包括洋脊、海沟和转换断层, 以证明板块构造的启动. 如果我们看一看今天的太平洋(图3), 不管它周围的俯冲带和内部的大洋中脊, 我们可能会合理地得出结论, 地球没有板块构造, 地球像夏威夷一样通过地幔柱进行散热. 你可以从夏威夷向任何方向行进几千公里, 都不会遇到板块边界. 你可能会认为热量耗散似乎主要是通过热传导以及夏威夷地幔柱. 因此, 如果我们让三个蒙着眼睛的男性地质学家去抚摸一头大象(太平洋板块), 一个会说“热量通过地幔柱散失”, 另一个会说“没有板块边界”, 另一个会说“没有全球相连的板块体系”. 夏威夷的女火神Tūtū Pele可能会同意上述观点. 这是一张今天地球的局部缩影.

图3 太平洋简图

图中展示了太平洋周围的板块边界, 包括海沟、洋脊和转换断层。注意如果某人从夏威夷开始移动, 可以沿任意方向行进数千公里, 而不会遇到任何板块边界, 只会遇到夏威夷地幔柱和其他海山, 这可能导致一个合理的、但是不正确的解释, 即地球上不存在板块构造且热量损失的主要机制是地幔柱和热通道。澳大利亚西部Pilbara(皮尔巴拉)克拉通(b), (c)以相同的比例尺标记在太平洋地图上(a), 以与夏威夷群岛相应的比例尺展示。底图来自<https://earthhow.com/wp-content/uploads/2019/01/Pacific-Plate-Tectonic-Boundary.png>

很早就有人提出, 太古宙不存在大的大陆, 额外的热量是通过最有效的机制——大洋岩石圈的产生、变老和冷却而损失的(Abbott和Hoffman, 1984)。要排出更多的热量, 就要有更多的板块边界、更小的板块, 大洋板块的平均年龄也更年轻(形成后的前70Ma失去了大部分热量), 使得大洋岩石圈的岩浆岩序列更厚(Sleep和Windley, 1982), 并改变板块运动的速率。只要上述几种机制比例合适, 可以很容易地释放地球早期产生的额外热量, 而地幔温度不必这么高。这是一个非常可能的情况, 因为地幔温度被地幔黏度有效地缓冲(Komiya, 2007; Bercovi等, 2015)——温度的小幅上升会改变黏度, 有利于更强烈的对流, 导致更高效的热消散。因此, 如果有三位女地质学家站在太古宙板块的中间, 她们可能会说: “它在每个方向上距板块边界只有300公里”, 或者“火山灰和缺氧使这里呼吸困难”, 或者“为什么这里的变质作用的T/P梯度较高, 那里的T/P梯度较低, 且两者平行于排列?” 亚马逊河女王Penthesilea可能会回答: “因为太古宙更为活跃的板块构造帮助地球释放了早期产生的额外热量, Hippolyta。”

如果我们继续比较太平洋板块与一些太古宙克拉通(这些克拉通通常被用于证明地球早期没有现代类

似的板块构造)的大小, 由于两者规模差异过大, 肯定会让一些人印象深刻。图3a显示了太平洋板块和早太古代Pilbara克拉通(图3b, c)在相同比例尺下的大小对比。二者的尺度上的相似性非常明显。实际上, 所有早太古代克拉通都可以很容易地放入太平洋板块, 这并没有显示出任何明显的支持现代板块构造存在的局部证据。因此, 我们必须要小心, 不能失去我们观察问题的视角。换言之, 有多少始太古代克拉通能在现今太平洋板块大小的区域周围进行板块构造活动, 却没有被发现?

板块边缘的流变学特征受地幔温度的控制。Zheng和Zhao (2020)认为早期热造山带较宽, 沿塑性板块边界产生, 而较年轻的冷造山带较窄, 沿刚性板块边界产生。Zheng和Zhao (2020)概述了在各种地幔温度、岩石圈和地壳厚度、板块汇聚速度和材料性质下, 对冷、热造山带以及冷、热俯冲进行的大量地球动力学数值模拟研究。造山带通常在模拟中被设置为缓冲内部克拉通进一步变形的薄弱带(如Lenardic等, 2003; Wang等, 2016)。一些新的观点认为, 热的、宽的造山带可以转化为强硬带, 冷的、薄的造山带可以变为薄弱带, 打开了连接地质和模拟综合研究的大门(方法2和3)。冷

俯冲与热俯冲模型可能的结果范围也很有趣。有人认为, 早期的热俯冲只能在短时间内间歇性进行, 伴随着板片的浅部穿透和上覆板块的韧性变形 (Sizova等, 2015); 而其他人则认为, 热的地幔温度将提高深俯冲和地幔混合的效率 (Agrusta等, 2018)。还有人认为, 在热地幔条件下, 俯冲是完全不可能的。因此, 可以从数值模型中看到各种结果。很显然, 数值模型有助于判断基于自然数据创建的模型的物理可行性, 但必须受到自然数据的约束, 而不是回到上述的方法5。

我们可以采取上述第3种方法来检验太古宙或古元古代造山带相较于显生宙造山带是否更为宽阔, 是否会产生更多韧性边界。在Kusky等 (2016)的长篇综述中, 作者对比了华北克拉通的太古宙中部造山带和一些年轻的造山带(见文章中的地质图和剖面图<http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.09.002>), 如北美东部阿巴拉契亚古生代造山带。古老和年轻造山带皆为多期造山事件叠加的结果, 且有较为一致的造山带宽度和构造-变质带的分布范围。此外作者还将太古宙中部造山带和澳大利亚被动陆缘与Sumba岛弧之间正在进行的弧陆碰撞造山带进行对比, 并得出了类似结论。华北克拉通在太古宙末期完成了弧陆碰撞后, 一系列外围地体(如西部陆块)增生至原华北克拉通碰撞改造过的大陆边缘, 最终在增生地体的外围转换为新太古代安第斯型大陆弧。

此外, Kusky等 (2016)还将现代安第斯汇聚板块边缘和2.3~1.9Ga的华北克拉通北缘进行对比, 认为后者在该时间范围内属于安第斯型汇聚板块边缘。Kusky等 (2016)采取与Zheng和Zhao (2020)相似的整体分析方法, 认为古老的华北克拉通与现代安第斯在变形、岩浆作用、沉积作用和地壳结构方面具有相似的尺度和特征。在1.85Ga, 华北克拉通北缘再次活化, 并与西伯利亚克拉通碰撞, 成为Nuna (Columbia)超大陆的一部分, Kusky等 (2016)进一步将华北克拉通1.85Ga的变形、变质、岩浆和沉积作用与现代印度-亚洲碰撞带进行对比。华北克拉通古元古代的碰撞造山带与新生代喜马拉雅造山带均具有沿着造山带走向长达上千公里尺度的变形, 且该新生代变形延伸到了亚洲的很多区域(Yin和Harrison, 2000)。不过新生代早期喜马拉雅碰撞造山带被晚期伸展造山事件叠加 (Zheng和Wu, 2018), 发生大规模抬升与沉降、地壳深部部分熔融、麻粒岩相变质作用以及不同地区出现的大陆逃逸

过程。

因此, 至少有一些古老造山带是狭窄而脆弱的, 而一些现代造山带显得又宽阔又薄弱。这种差异可以用板块边缘流变性质的差异来解释, 热造山作用形成坚固的造山带, 而冷造山作用形成脆弱的造山带 (Zheng和Zhao, 2020)。事实上, 一些前寒武纪造山带, 例如连接Kaapvaal克拉通和Zimbabwe克拉通的Limpopo造山带, 或北美太古宙Hearne-Rae、Wyoming克拉通和Superior克拉通之间的Trans-Hudson造山带, 可能具有原本坚硬的、宽阔而柔软的热造山带属性, 而其他造山带则没有。同样, 许多年轻的造山带又窄又冷, 例如中国中东部的大别-苏鲁造山带和南亚的喜马拉雅造山带。喜马拉雅-青藏高原很宽阔, 但它是由早古生代至晚古生代到中生代的增生造山作用和新生代的碰撞造山作用共同形成的复合造山带 (Zheng等, 2013)。喜马拉雅造山带的部分熔融发生在碰撞晚期或碰撞后阶段, 而不是碰撞早期或同碰撞阶段 (Zheng和Wu, 2018)。因此, 使用上述方法2的数值模拟学家需要使用Zheng和Zhao (2020)的整体方法, 并更多地与使用方法3的地质学家合作, 以确定热造山带和冷造山带之间的时序。从以上比较中可以看出, 未来值得去测试沿着冷的、硬的板块边界的挤压造山作用是否倾向于形成具有阿尔卑斯式变质相系窄而薄的造山带, 而沿热的、韧性边界的拉张造山作用是否倾向于形成具有巴肯式变质相系的宽阔造山带。

这促使了考虑第三种类型的造山带, 即增生型造山带 (Windley, 1992)。增生造山带形成于洋内或大陆边缘俯冲带之上, 诸如大洋板块地层序列、岛弧、蛇绿质残片、海山等其他物质从俯冲板块上刮削下来并增生到上覆板块 (Kusky等, 2013)。增生造山带不同于碰撞形成的汇聚边界, 且这一概念长期以来已应用于前寒武纪和显生宙造山带的大陆地壳生长中 (Kusky, 1989; Windley, 1992; Şengör和Natalin'in, 1996; Kusky和Polat, 1999)。其中一些增生造山带宽达数百公里, 如南阿拉斯加增生造山带、Makran或Arabian/Nubian地盾, 而其他的一些增生造山带可能经历了一定的俯冲侵蚀(如中美和南美的部分海沟), 具有狭窄的弧前, 但上覆板片发生广阔的变形 (Cawood等, 2009)。这涉及岛弧地体是否在形成之后增生到大陆边缘, 以及大陆岛弧岩浆作用在增生造山过程中是否会产生。据推测, 大多数太古宙造山带都是增生型的, 在大规模的大陆

出现之前, 在克拉通产生了许多岛弧类型的新生地壳物质(Kusky和Polat, 1999; Komiya, 2007), 导致了现代范式板块构造的出现并支配着威尔逊旋回和超大陆演化. 2.8~2.7和2.0~1.7Ga的大陆生长峰期被认为与沿地幔转换带板片堆积引发的大规模地幔翻转事件有关, 导致上下地幔物质交换, 超级地幔柱上涌, 以及上地幔氧化状态的变化和地表环境的氧化作用(Maruyama等, 2007; Komiya, 2007). Zheng和Zhao(2020)做了一个很好地综合, 展示了整体模型如何推进这些领域的科学研究, 通过变质热梯度比较不同类型的造山带, 去刻画不同时期的相同类型造山带之间的异同, 而不是将老的苹果和年轻的桔子做比较.

这使我们回到了Zheng和Zhao(2020)关于地质历史时期两种板块构造范式的整体模型这一主要目标上. 板块构造是什么时候开始的? 回到地球早期我们或许能够从中看出一些端倪, 在大约45亿年前形成月球的Titaness Theia巨大撞击之后, 地球出现了早期的岩浆海阶段. 现今地球上与之类似的就是在破火山口的熔岩湖, 比如夏威夷的基拉韦厄(Kilauea)火山(Duffield, 1972). 在这些熔岩湖中, 当地表通过对大气的传导冷却而形成硬壳时, 下方的对流在扩张中心将地壳撕裂, 并促使它们沿着转换带移动, 继而将它们推回下方沸腾的岩浆海深处. 当地球在这个阶段出现时, 它遭受到外界猛烈的轰击, Gerya(2014)、Sizova等(2015)和O'Neill等(2020)的数值模拟研究表明, 大的撞击也可有利于俯冲初始. 因此, 关于板块构造何时启动这一问题, 从逻辑上讲, 一个貌似可信的回答是(方法2), 只要岩浆海通过传导形成地壳, 并开始下沉、重熔和混合, 板块构造就可以启动. 在某个时候, 地壳或岩石圈会下沉到它可能经历第二次分异的深度, 并产生埃达克质或TTG岩浆, 开始生成我们今天生活的大陆.

采用Zheng和Zhao(2020)成功的整体方法仍有许多问题需要等待回答. 为什么一些岩石(如, 科马提岩)只存在于太古宙? 为什么太古宙的TTG片麻岩多于显生宙? 变质P-T-t-D轨迹还能告诉我们关于岩石圈和地幔地球动力学更多的信息吗? 我们能更好的量化早前寒武纪板块构造和显生宙型板块构造的异同吗? 地幔动力学、氧化还原状态、地表的氧化作用, 构造体制以及地球上生命起源之间有什么联系? 地球的演化和其他行星, 卫星和遥远的系外行星是否有一定联系? 这些大量的科学问题将留给下一代

研究早期地球的地质学家、地球化学家、数值模拟学家、大数据科学家和思想家来解决, 通过合作和系统研究方法来解决复杂的固体地球科学问题可能是最好的办法.

致谢 感谢郑永飞院士邀请我撰写这篇进展论文. 感谢黄波、钟亚婷、宁文斌和付冬在绘图和中文翻译中的帮助.

参考文献

- Abbott D H, Hoffman S E. 1984. Archean plate tectonics revisited 1. Heat flow, spreading rate, and the age of subducting oceanic lithosphere and their effects on the origin and evolution of continents. *Tectonics*, 3: 429–448
- Agrusta R, van Hunen J, Goes S. 2018. Strong plates enhance mantle mixing in early Earth. *Nat Commun*, 9: 2708
- Angiboust S, Hyppolito T, Glodny J, Cambeses A, Garcia-Casco A, Calderón M, Juliani C. 2017. Hot subduction in the middle Jurassic and partial melting of oceanic crust in Chilean Patagonia. *Gondwana Res*, 42: 104–125
- Bercovici D, Tackley P, Ricard, Y. 2015. The generation of plate tectonics from mantle dynamics. In: Bercovici D, Schubert G, eds. *Treatise on Geophysics*. New York, NY: Elsevier. 271–318
- Brown M. 2006. Duality of thermal regimes is the distinctive characteristic of plate tectonics since the Neoproterozoic. *Geology*, 34: 961–964
- Brown M. 2007. Metamorphic conditions in orogenic belts: A record of secular change. *Int Geol Rev*, 49: 193–234
- Brown M, Johnson T. 2019. Metamorphism and the evolution of subduction on Earth. *Am Miner*, 104: 1065–1082
- Brown M, Johnson T, Gardiner N J. 2020. Plate tectonics and the Archean Earth. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 48: 12
- Cawood P A, Kroner A, Collins W J, Kusky T M, Mooney W D, Windley B F. 2009. Accretionary orogens through Earth history. *Geol Soc London Spec Publ*, 318: 1–36
- Dewey J, Spall H. 1975. Pre-Mesozoic plate tectonics: How far back in Earth history can the Wilson Cycle be extended? *Geology*, 3: 422–424
- Duffield WA. 1972. A naturally occurring model of global plate tectonics. *J Geophys Res*, 77: 2453–2555
- Gerya T. 2014. Precambrian geodynamics: Concepts and models. *Gondwana Res*, 25: 442–463
- Harrison T M. 2009. The Hadean crust: evidence from >4 Ga zircons. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 37: 479–505
- Herzberg C, Condie K, Korenaga J. 2010. Thermal history of the

- Earth and its petrological expression. *Earth Planet Sci Lett*, 292: 79–88
- Ji Y, Yoshioka S, Manea V C, Manea M. 2017. Seismogenesis of dual subduction beneath Kanto, central Japan controlled by fluid release. *Sci Rep*, 7: 16864
- Komiya T. 2007. Material circulation through time: Chemical differentiation within the mantle and secular variation of temperature and composition of the mantle. In: Yuen D, Maruyama S, Karoto S, Windley B F. eds. *Superplumes: Beyond Plate Tectonics*. Springer. 187–234
- Korenaga J. 2013. Initiation and Evolution of Plate Tectonics on Earth: Theories and Observations. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 41: 117–151
- Kusky T M. 1989. Accretion of the Archean Slave Province. *Geology*, 17: 63–67
- Kusky T M. 1993. Collapse of Archean orogens and the generation of late- to postkinematic granitoids. *Geology*, 21: 925–928
- Kusky T M, Polat A. 1999. Growth of granite-greenstone terranes at convergent margins, and stabilization of Archean cratons. *Tectonophysics*, 305: 43–73
- Kusky T M, Polat A, Windley B F, Burke K C, Dewey J F, Kidd W S F, Maruyama S, Wang J P, Deng H, Wang Z S, Wang C, Fu D, Li X W, Peng H T. 2016. Insights into the tectonic evolution of the North China Craton through comparative tectonic analysis: A record of outward growth of Precambrian continents. *Earth-Sci Rev*, 162: 387–432
- Kusky T M, Windley B F, Polat A. 2018. Geological evidence for the operation of plate tectonics throughout the Archean: Records from Archean paleo-plate boundaries. *J Earth Sci*, 29: 1291–1303
- Kusky T M, Windley B F, Safonova I, Wakita K, Wakabayashi J, Polat A, Santosh M. 2013. Recognition of ocean plate stratigraphy in accretionary orogens through Earth history: A record of 3.8 billion years of sea floor spreading, subduction, and accretion. *Gondwana Res*, 24: 501–547
- Lenardic A. 2018. The diversity of tectonic modes and thoughts about transitions between them. *Phil Trans R Soc A*, 376: 20170416
- Lenardic A, Moresi L N, Mühlhaus H. 2003. Longevity and stability of cratonic lithosphere: Insights from numerical simulations of coupled mantle convection and continental tectonics. *J Geophys Res*, 108: 2303
- Liu H, Sun W D, Deng J H. 2020. Statistical analysis on secular records of igneous geochemistry: Implication for the early Archean plate tectonics. *Geol J*, 55: 994–1002
- Maruyama S, Yuen D, Windley B F. 2007. Dynamics of plumes and Superplumes through time. In: Yuen D, Maruyama S, Karoto S, Windley B F. eds. *Superplumes: Beyond Plate Tectonics*. Springer. 441–502
- Miyashiro A. 1961. Evolution of metamorphic belts. *J Petrol*, 2: 277–311
- Morgan P. 1985. Crustal radiogenic heat production and the selective survival of ancient continental crust. *J Geophys Res*, 90: C561
- Nakamura H, Iwamori H, Nakagawa M, Shibata T, Kimura J I, Miyazaki T, Chang Q, Vaglarov B S, Takahashi T, Hirahara Y. 2019. Geochemical mapping of slab-derived fluid and source mantle along Japan arcs. *Gondwana Res*, 70: 36–49
- O'Neill C, Marchi S, Bottke W, Fu R. 2020. The role of impacts on Archean tectonics. *Geology*, 48: 174–178
- Richardson S H, Shirey S B, Harris J W, Carlson R W. 2001. Archean subduction recorded by Re-Os isotopes in eclogitic sulfide inclusions in Kimberley diamonds. *Earth Planet Sci Lett*, 191: 257–266
- Sengör A M C, Natal'in B A. 1996. Turkic-type orogeny and its role in the making of the continental crust. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 24: 263–337
- Shirey S B, Carlson R W, Richardson S H, Menzies A, Gurney J J, Pearson D G, Harris J W, Wiechert U. 2001. Archean emplacement of eclogitic components into the lithospheric mantle during formation of the Kaapvaal craton. *Geophys Res Lett*, 28: 2509–2512
- Sisson V B, Hollister L S, Onstott T C. 1989. Petrologic and age constraints on the origin of a low-pressure/high-temperature metamorphic complex, southern Alaska. *J Geophys Res*, 94: 4392–4410
- Sizova E, Gerya T, Stüwe K, Brown M. 2015. Generation of felsic crust in the Archean: A geodynamic modeling perspective. *Precambrian Res*, 271: 198–224
- Sleep N H, Windley B F. 1982. Archean Plate Tectonics: Constraints and inferences. *J Geol*, 90: 363–379
- Stern R J. 2005. Evidence from ophiolites, blueschists, and ultrahigh-pressure metamorphic terranes that the modern episode of subduction tectonics began in Neoproterozoic time. *Geology*, 33: 557–560
- Stern R J. 2007. When and how did plate tectonics begin? Theoretical and empirical considerations. *Chin Sci Bull*, 52: 578–591
- Wang X, Zhu P, Kusky T M, Zhao N, Li X, Wang Z. 2016. Dynamic cause of marginal lithospheric thinning and implications for craton destruction: A comparison of the North China, Superior, and Yilgarn cratons. *Can J Earth Sci*, 53: 1121–1141
- Windley B F. 1992. Proterozoic collisional and accretionary orogens. In: Condie K C. ed. *Proterozoic Crustal Evolution*. Developments Precamb Geol, 10: 419–446
- Yin A. 2012. An episodic slab-rollback model for the origin of the Tharsis rise on Mars: Implications for initiation of local plate subduction and final unification of a kinematically linked global

- plate-tectonic network on Earth. [Lithosphere](#), 4: 553–593
- Yin A, Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan Orogen. [Annu Rev Earth Planet Sci](#), 28: 211–280
- Zhang Y, Wei C, Chu H. 2020. Paleoproterozoic oceanic subduction in the North China craton: Insights from the metamorphic P-T-t paths of the Chicheng mélange in the Hongqiyingsi Complex. *Precamb Res*, <http://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105671>
- Zheng Y F, Xiao W J, Zhao G. 2013. Introduction to tectonics of China. [Gondwana Res](#), 23: 1189–1206
- Zheng Y F, Chen R X. 2017. Regional metamorphism at extreme conditions: Implications for orogeny at convergent plate margins. [J Asian Earth Sci](#), 145: 46–73
- Zheng Y, Wu F. 2018. The timing of continental collision between India and Asia. [Sci Bull](#), 63: 1649–1654
- Zheng Y F. 2019. Subduction zone geochemistry. [Geo Sci Front](#), 10: 1223–1254
- Zheng Y F, Zhao G. 2020. Two Styles of plate tectonics in Earth's history. [Sci Bull](#), 65: 329–334

(责任编辑: 郑永飞)