克拉通岩石圈减薄与破坏机制的动力学数值模拟

刘明启^{1,2}, 李忠海^{1*}

1. 计算地球动力学重点实验室, 中国科学院大学地球与行星科学学院, 北京 100049;

2. 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037

* 通讯作者, E-mail: li.zhonghai@ucas.ac.cn

收稿日期: 2017-06-28; 收修改稿日期: 2018-02-06; 接受日期: 2018-03-05; 网络版发表日期: 2018-04-23

国家自然科学基金项目(批准号: 41622404、41688103)、中国科学院战略性先导科技专项B项目(编号: XDB18000000)和国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2015CB856106)资助

摘要 大陆克拉通岩石圈的减薄是一种常见现象, 但是其破坏并不常见. 尽管前人针对这两种过程开展了不少研究, 但是对其动力学机制尚缺乏统一认识. 文章以大陆克拉通岩石圈, 尤其是华北克拉通作为研究对象, 基于前人的地质地球物理学观测以及动力学数值模拟研究, 对克拉通岩石圈减薄与破坏的过程和机制进行了系统的分析和总结. 其中, 华北克拉通减薄和破坏的动力学机制定为与大洋板块俯冲相关的两种主要模式, 分别是: (1) “自下而上”过程, 即俯冲板片扰动富水的地幔转换带, 使其中流体上涌, 软流圈物质受到扰动而发生对流, 对上覆岩石圈底部进行“烘烤”, 并可能伴随流体/熔体-岩石反应, 改变岩石圈地幔的矿物组成和流变学性质, 导致岩石圈底部物质混合进入软流圈而发生减薄乃至破坏. (2) “自上而下”过程, 强调大洋板片在克拉通岩石圈底部平俯冲并发生脱水, 水化蚀变上覆岩石圈地幔, 降低岩石圈地幔岩石流变特性; 随后平俯冲转变为陡俯冲, 伴随软流圈侧向上涌, 被弱化的岩石圈地幔由于热侵蚀作用而进入软流圈, 从而发生减薄乃至破坏. 这两大类过程都是比较复杂的、多过程耦合的模式, 都把大洋板块的俯冲及其流体活动作为上覆克拉通岩石圈减薄/破坏的主要驱动机制; 不同之处在于俯冲大洋板片的位置, 一种是在地幔转换带的平卧与滞留, 另一种是沿着克拉通岩石圈底部的平俯冲. 对于华北克拉通而言, 东部岩石圈在中生代时期受到古太平洋板片的俯冲, 板块俯冲带对华北克拉通之下的地幔和转换带物质的扰动及其伴随的流体活动, 很大程度上控制着华北克拉通岩石圈的改造. 为了更好的探讨和对比这两种模式, 其核心关键点在于大洋俯冲带中水的活动. 因此, 文章重点对含水矿物相变及俯冲带和地幔转换带中水的迁移过程进行了探讨, 分析了大洋俯冲带中可能的流体活动模型、各自存在的问题及其可行性. 此外, 为了全面认识克拉通岩石圈的减薄与破坏机制, 还对其他可能的机制进行了总结, 包含以下四组模式: 拉张减薄模型、挤压增厚拆沉模型、大尺度地幔对流侵蚀模型以及地幔柱侵蚀模型. 相对于前面介绍的两种大洋俯冲相关模型, 这四种模型主要是由相对简单的单一过程和机制所致(分别是拉张、挤压、对流和地幔柱), 可能是华北克拉通减薄与破坏的二级驱动机制.

关键词 岩石圈减薄, 克拉通破坏, 大地幔楔, 板块俯冲, 流体活动, 数值模拟

中文引用格式: 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, doi: [10.1360/N072017-00218](https://doi.org/10.1360/N072017-00218)
英文引用格式: Liu M Q, Li Z H. 2018. Dynamics of thinning and destruction of the continental cratonic lithosphere: Numerical modeling. Science China Earth Sciences, 61: 823–852, <https://doi.org/10.1007/s11430-017-9184-x>

1 引言

通常认为, 大陆岩石圈由地壳和上地幔的顶部组成, 是地球上部相对于软流圈而言比较坚硬的圈层. 岩石圈厚度变化范围比较大, 在活动裂谷区, 厚度最薄, 只有几十公里; 在古老克拉通地块较厚, 其厚度可达到200~300km(Griffin等, 1999a; McKenzie等, 2005; Artemieva, 2006). 相比活动裂谷区, 克拉通岩石圈由于其所具有的低密度、低含水量和巨厚的岩石圈根, 从而能够漂浮在对流的软流圈地幔之上, 是大陆地壳上长期稳定的构造单元(Rudnick和Fountain, 1995; Schubert等, 2001). 克拉通厚而干的岩石圈所具有的刚性特征使其能够在很大程度上抵御后期地质作用的改造而免于被破坏(Sleep, 2005; Peslier等, 2010; Lee等, 2011; 吴福元等, 2014). 除了少数来自地球深部的岩浆活动外, 克拉通基本不发生岩石圈或地壳内部的构造变形、岩浆活动和成矿作用(Fan和Menzies, 1992; Griffin, 1992; Menzies等, 1993, 2007; Xu, 1995, 2001; Menzies和Xu, 1998; Zheng等, 1998, 2007; Yang等, 2003; 张宏福等, 2004). 然而, 通过对全球前寒武纪克拉通岩石圈进行对比研究, 发现多个克拉通岩石圈发生过显著的减薄(图1). 华北克拉通从470Ma到新生代, 岩石圈从200km减薄到约100km, 表明华北克拉通自古生代以来发生了上百公里的减薄(路凤香等, 1991; Menzies等, 1993; Griffin等, 1998; Carlson等, 2005). 印度克拉通从1.1Ga~65Ma, 其岩石圈从200km减薄到80km, 发生了超过100km的减薄(Nehru和Reddy, 1989; Rao等, 2001, 2013; Dessai等, 2004; Kumar A等, 2007; Griffin等, 2009a; Karmalkar等, 2009; 吴福元等, 2014). 西伯利亚克拉通在360~220Ma, 岩石圈从200km减薄到150km, 发生了约50km的少量减薄(Griffin等, 1999b; Howarth等, 2014). 南美克拉通在90~70Ma, 岩石圈从200km减薄到125km, 发生了约75km的减薄(Read等, 2004).

从上述情况可以看出, 克拉通岩石圈减薄是克拉通演化过程中常见的一种地质现象. 但是, 相对克拉通稳定的特性, 为什么会出现克拉通岩石圈减薄现象呢? 针对克拉通岩石圈的减薄过程与机制, 目前还存在很大的争论(吴福元等, 2008). 在系统的地质-地球物理观测的基础上, 前人也从动力学数值模拟角度进行了分析和探讨, 提出了多种不同的模型, 例如, 拉张

减薄模型、挤压增厚拆沉模型、大尺度地幔对流侵蚀模型、地幔柱侵蚀模型、大地幔楔热对流侵蚀模型, 以及地幔转换带物质上涌脱水侵蚀模型等. Liao和Gerya(2014)通过数值模拟实验, 认为克拉通在机械拉伸作用下导致岩石圈发生巨量的减薄. Li等(2016)认为克拉通岩石圈在挤压环境下增厚, 增厚的岩石圈由于重力失稳而发生拆沉, 软流圈物质上涌, 从而导致克拉通岩石圈发生巨量减薄. Morency等(2002)和程华冬等(2016)认为, 地幔对流场能够对克拉通岩石圈的底部和侧面进行侵蚀而使其减薄; 并通过数值计算和理论分析的方法, 得到仅在地幔对流场的作用下, 克拉通岩石圈根移除时间与其大小、黏性参数和密度差异的关系. Yang和Leng(2014)认为, 由于地幔柱的温度很高, 在地幔柱与岩石圈相对运动的过程中, 对上覆克拉通岩石圈进行热侵蚀, 从而导致上覆岩石圈发生减薄. He(2014)认为, 由于俯冲板块平卧在地幔转换带, 与上覆克拉通岩石圈形成大地幔楔, 软流圈在地幔楔中发生对流, 对上覆岩石圈进行热侵蚀而导致其减薄. Wang等(2016a)认为, 地幔转换带可能富含水, 俯冲板块进入地幔转换带引起转换带中水上涌, 使本来“干”的克拉通岩石圈发生水化, 黏滞度降低, 在软流圈对流的作用下, 可以发生严重的减薄.

上述的不同观点, 都有一定的理论基础及适用条件, 在不同的地区可能是不同的模式占主导. 针对华北克拉通中生代的减薄和破坏, 上述模型是否可行? 我们首先需要思考不同数值模型的发生条件: 华北地区是否发生过主动的、大规模的伸展或挤压作用, 其动力来源是什么? 华北克拉通在中生代是否遭受过大规模的地幔柱活动? 华北克拉通之下的大地幔楔及地幔转换带是否富含水? 俯冲板块的扰动是否能够使地幔转换带中的水到达上覆岩石圈底部? 这些问题值得进一步探究.

基于这些问题和思考, 本文首先以华北克拉通为例, 综述其克拉通岩石圈减薄与破坏的地质背景. 而后, 针对克拉通岩石圈, 尤其是华北克拉通岩石圈, 依据动力学数值模型中岩石圈厚度变化(减薄)及内部物质成分演变(破坏), 对华北克拉通岩石圈减薄与破坏主要模型的动力学机制和数值实验结果进行分析和探讨, 并对其他模型进行简要地概括和总结. 继而, 针对这些动力学数值模型所需要的条件, 结合地质-地球物理观测和岩石物理实验进行讨论和分析. 最后, 从动力

图1 全球前寒武纪克拉通分布图

修改自Sengor(1999)和吴福元等(2014)

学的角度, 提出未来值得探索和进一步加强的研究方向。值得注意的是, 克拉通岩石圈减薄一般指岩石圈厚度发生的变化(物理变化); 岩石圈破坏指克拉通失去稳定性的过程, 伴随岩石圈性质和热状态的转变(化学变化)(吴福元等, 2008, 2014)。

2 克拉通岩石圈减薄的地质背景

2.1 华北克拉通

从全球前寒武纪克拉通分布图上来看, 华北克拉通的面积明显小于世界上其他主要的克拉通, 但却是破坏程度最高的(图1)。因此, 本文重点以发生显著克拉通岩石圈减薄和破坏的华北克拉通为研究对象, 主要从动力学数值模拟的视角, 分析及探讨克拉通岩石圈减薄的可能过程与动力学机制。

华北克拉通东部岩石圈的减薄过程及其破坏机制一直以来受到了国内外学者的广泛关注, 相关的研究成果在世纪之交取得了很大进展(Menzies等, 1993; Griffin等, 1998; Fan等, 2000; Xu, 2001; Zhang, 2002;

Yang等, 2003; Deng等, 2004; Gao等, 2004)。但是, 到目前为止, 针对华北东部岩石圈的减薄过程与破坏机制, 不同学者之间仍然存在重大分歧(郑永飞和吴福元, 2009; 朱日祥和郑天愉, 2009)。华北克拉通形成于1.85Ga之前(翟明国和彭澎, 2007), 保存有世界上老于3.8Ga的陆壳记录(Liu等, 1992; Zheng等, 2004)。自华北克拉通形成后至太古代, 一直保持相对稳定, 并存在巨厚的太古宙岩石圈根(包括下地壳和岩石圈地幔)。如图2所示, 华北克拉通以北的兴蒙造山带是古亚洲洋演化、闭合的产物, 是世界范围内显生宙大陆增生最显著的地区。华北克拉通以南的秦岭-大别-苏鲁造山带属于古特斯特构造域, 记录了古特斯特洋北支的发展演化, 发育世界上最大规模的超高压变质带。华北克拉通西部仍然保持着稳定克拉通的特点, 而东部遭受了严重的构造活化作用(Gao等, 2002; Zhang等, 2003; Zhai等, 2007; 翟明国等, 2004)。中生代以来, 华北克拉通及其南北相邻造山带的东段均遭受古太平洋板块(Izanagi板块)俯冲作用的叠加改造, 东部克拉通岩石圈受伸展作用, 热流值升高, 并产生大量的岩浆岩

图2 华北克拉通构造背景及岩石圈厚度分布图

灰色粗线为重力梯度带, 彩色细线为对应地区岩石圈厚度. 修改自Chen(2009)、Chen等(2006, 2008, 2009)、Li等(2012)、Wang等(2016b)和朱日祥等(2011, 2012)

(Griffin等, 1998; Menzies和Xu, 1998; Fan等, 2000; Xu, 2001; Zhou等, 2002; Wu等, 2005a).

古生代和新生代金伯利岩、玄武岩和其他火山岩及其中所含地幔岩包体所提供的信息表明, 古生代和新生代华北克拉通岩石圈地幔之间存在着巨大的差异(路凤香等, 1995; 郑建平和路凤香, 1999). 来自构造地质学、地幔包体、岩浆岩的岩石学和地球化学以及地球物理(包括地震和地热)证据也表明, 华北克拉通自中生代以来遭受了强烈的活化改造, 发生了大规模的构造变形和岩浆活动, 形成了多种类型的盆地, 原有的克拉通结构和性质遭到了明显的破坏(Menzies等, 1993, 2007; Griffin等, 1998, 2009b; Menzies和Xu, 1998; Fan等, 2000; Xu, 2001; Gao等, 2002, 2004, 2008; Wu等, 2003, 2006; Liu等, 2005; Zheng等, 2005a, 2005b, 2006b; Deng等, 2007; Zhai等, 2007; Foley, 2008; Yang等, 2008; Chen等, 2014; 范蔚茗和Menzies, 1992; 邓晋福等, 1994; 郑建平, 1999; 邱楠生等, 2004, 2006; 路凤香等, 2005; 翟明国等, 2005; 周新华, 2006).

华北地区克拉通岩石圈的构造分析表明, 侏罗纪对应于古太平洋板块相关的挤压环境, 而白垩纪是伸展构造背景(李三忠等, 2004; 翟明国等, 2004; 李忠等, 2007), 两者之间转换在145Ma左右, 这种转变与太平洋板块俯冲方向由NW向NWW的转变有关(Sun等, 2007; Müller等, 2016). 对其动力学过程, 可以总结为: 中侏罗世Izanagi板块开始以 4.7cm a^{-1} 的速度向东亚大陆正向俯冲(Maruyama等, 1997; 朱光等, 2004), 致使华北东部受到华南陆块和Izanagi板块、北部受到蒙古陆块的多重应力作用, 华北东部各区域处于不同的应力环境控制. 晚侏罗世, 北部西伯利亚陆块与华北-蒙古陆块碰撞(Zorin, 1999), 与此同时华北陆块表现为整体抬升. 早白垩世初期Izanagi板片突然改变运动方向和速度, 以较快的速度向正北斜向俯冲于东亚大陆之下(Maruyama等, 1997; 朱光等, 2004), 早白垩世(110~135Ma)正是华北东部构造转折的关键时刻, 形成广泛分布的断陷盆地, 燕山-辽西、渤海湾、阴山造山带附近出露大量的火山岩和火山碎屑岩, 大量的变

质核杂岩广泛发育(郭春丽等, 2004; Wu等, 2005b).

华北克拉通东部出露金伯利岩(山东蒙阴和辽宁复县)中的金刚石及其中的矿物包裹体资料显示, 早古生代华北东部岩石圈地幔具有典型的克拉通性质, 其厚度达200km(路凤香等, 1995; 池际尚和路凤香, 1996). 但是, 华北东部新生代玄武岩及其中的地幔橄榄岩捕虏体所获得的现今岩石圈厚度为60~80km左右(范蔚茗和Menzies, 1992; Menzies等, 1993; Griffin等, 1998; 郑建平, 1999; Fan等, 2000; Rudnick等, 2004), 与地球物理探测所获得的岩石圈厚度吻合(袁学诚, 1996; Chen等, 2006; Xu, 2007), 且岩石圈地幔的放射成因Nd同位素组成与现代大洋岩石圈地幔相似. 地热研究发现, 古生代时, 华北克拉通的地热情况与世界上典型的克拉通相似, 约为 40mW m^{-2} , 而新生代的地表热流上升至 80mW m^{-2} , 与裂谷构造带等现代大陆活动区类似(Griffin等, 1998; Hu等, 2001; Xu, 2001; 邱楠生等, 2004, 2006). 岩浆活动研究认为, 华北克拉通发生破坏的起始时间在晚石炭纪-三叠纪, 结束时间在晚白垩纪-早新生代, 其岩浆作用的峰期在120~130Ma(Wu等, 2005a; 徐义刚等, 2009). 郑永飞等(2018)对华北克拉通中生代镁铁质岩浆活动进行了总结, 发现尽管该地区在晚三叠世也出现过镁铁质岩浆作用, 但是在200~145Ma期间处于镁铁质岩浆作用的稀少期; 大约从145Ma开始, 镁铁质岩浆重新开始活动, 并且以早白垩世的~121Ma为分界点, 在此之前的镁铁质岩浆兼具岛弧玄武岩微量元素组成和明显富集Sr-Nd同位素组成的特点, 而在~121Ma之后才开始出现兼具洋岛玄武岩微量元素组成和亏损至弱富集Sr-Nd同位素组成的镁铁质岩浆. 这些观察显示, 华北克拉通自古生代以来, 岩石圈地幔的物理和化学性质发生了根本改变, 华北克拉通东部已经被改造甚至发生了破坏, 岩石圈发生了较大程度的减薄(吴福元等, 2008, 2014).

2.2 其他克拉通

前文对华北克拉通岩石圈演化的地质背景进行了概述; 作为对比, 下面针对其他克拉通可能的减薄与破坏进行简要介绍.

印度克拉通由北部Aravalli和Bundelkhand克拉通, 南部Dhawar、Bastar和Singhbhum克拉通及两者之间的中央构造带所组成(Zhao等, 2002). 该克拉通可能具有3.6Ga的古老地质记录(Rajesh等, 2009), 大约在

1.8Ga左右, 南北克拉通块体沿中央造山带发生拼合, 并被克拉通化, 这与我国华北克拉通的情况很相似(Zhao等, 2003). 根据金伯利岩和玄武岩包体证据表明, 印度克拉通从1.1Ga~65Ma, 其岩石圈发生了超过100km的减薄, 但是其克拉通自从形成后一直保持稳定, 元古代沉积岩系和德干玄武岩覆盖在克拉通的上部基本不显示任何变质-变形构造, 从而显示该克拉通只发生了减薄而未发生破坏, 这一点与华北克拉通截然不同(Dessai等, 2004; Karmalkar等, 2009; Kiselev等, 2008; Kumar P等, 2007; Roy和Rao, 2000; Shalivahan等, 2014).

南美克拉通东临大西洋, 西部为太平洋的俯冲活动大陆边缘. 在南大西洋张开之前, 南美克拉通与南非和南极克拉通连在一起. 从空间区域看, 南美克拉通由西部的Amazonas和东部的Sao Francisco克拉通组成, 具有复杂的地质演化历史, 并在经历了古元古代、中元古代、和泛非三次造山时间后完成克拉通化(de Almeida等, 2000). 根据年代学研究结果(de Oliveira Cordeiro等, 2011), 早期含金刚石的金伯利岩岩浆活动时间大约为90Ma; 而其他不含金刚石的岩石大约形成在70~90Ma, 从这些岩石中辉石捕虏晶的研究发现(Read等, 2004), 岩石圈在90~70Ma从200km减薄到125km.

怀俄明克拉通位于北美大陆的西部, 形成于1.8~1.9Ga(Duebendorfer和Houston, 1987; Frost等, 1998), 三面被元古代造山带包围: 北面为Great Fall构造带, 东部为Trans-Hudson造山带Dakota部分, 南部为Cheyenne构造带(Yuan等, 2010). 怀俄明克拉通东部及边缘形成含有Chicken Park(615Ma)和Iron Mountain(410Ma)金伯利岩(Heaman等, 2003)的非造山岩浆岩, 此类非造山的岩浆活动一直持续到新生代, 并形成碱性程度极高的碱性岩-煌斑岩(Carlson和Irving, 1994; O'Brien等, 1995; Downes等, 2004; 吴福元等, 2014), 显示稳定地块的岩石学特征. 太平洋板块俯冲期间, 整个北美大陆受到强烈的岩浆与变形作用改造, 形成Cordillera活动大陆边缘岩浆作用、科罗拉多高原及盆岭省等. 在构造作用上, 主要表现为多期次的构造挤压和伸展变形, 其中以盆岭省的伸展构造或变质核杂岩最为显著(Wernicke, 1981, 1985). 研究结果显示, 怀俄明克拉通及相邻区域从中生代以来发生过显著的岩石圈减薄(Dueker等, 2001). 对于减薄的原因, 主要存

在以下几种观点: 热侵蚀、拉伸作用和加厚地壳的拆沉作用(Bird, 1979; Lee等, 2000; Boyd等, 2004).

3 华北克拉通岩石圈破坏的两种主要动力学模式

华北克拉通岩石圈减薄和破坏机制一直以来都存在激烈的争论. 在20世纪末和21世纪初, 认为华北克拉通岩石圈减薄的机制主要有以下两个模型: (1) 热/化学侵蚀(Xu, 2001), 属于“自下而上”过程; (2) 下地壳拆沉(Gao等, 2004), 属于“自上而下”过程. 随着研究工作的日益深入, 古太平洋板块俯冲对华北克拉通减薄和破坏的控制作用逐渐得到接受, 对此又可分为两个模型: (1) “自下而上”的大地幔楔扰动侵蚀模型(朱日祥和郑天愉, 2009); (2) “自上而下”的板块平俯冲脱水侵蚀模型(郑永飞和吴福元, 2009). 前人已经对前两个模型分别进行了大量讨论, 本文聚焦于后两个模型.

3.1 “自下而上”——大地幔楔扰动侵蚀模型

自华北克拉通岩石圈减薄提出热/化学侵蚀模型以来就一直被众多研究者所青睐(Griffin等, 1998; Menzies和Xu, 1998; Zheng等, 1998, 1999, 2001, 2006a, 2006b, 2007; 徐义刚, 1999; Xu, 2001; Zhang等, 2003; Xu等, 2004, 2008; 张宏福等, 2004). 其基本涵义是, 上涌软流圈的热传导“烘烤”会导致岩石圈力学边界层(MBL)的初始熔融, 以及深部熔体以渗透性反应孔隙流的方式通过软流圈-岩石圈界面而进入岩石圈地幔, 改变岩石圈地幔的矿物组成、渗透率和流变学性质, 导致岩石圈底部的重力不稳定性, 使岩石圈底部物质发生软化, 在软流圈水平流动产生的切向剪切应力作用下, 这一部分物质就会转变成软流圈的一部分. 这样的剥蚀会加剧软流圈向上覆岩石圈传热度的程度, 从而进一步弱化岩石圈底部, 导致新一轮的剥蚀(吴福元等, 2008).

另外, 克拉通岩石圈之所以能够长期保持其属性不变, 与其低含水量有关. 含水量低造成了岩石圈地幔的高黏滞度, 从而使其能够抵抗软流圈地幔的侵蚀(朱日祥等, 2011). 但是, 通过对来自华北克拉通中生代-新生代玄武岩含水量分析, 表明中生代地幔含水量明显高于新生代和现今地幔的含水量(Xia等, 2010, 2013a, 2013b), 华北地区中生代岩石圈地幔黏滞度已

经接近于软流圈(Xia等, 2013a), 验证了华北克拉通的破坏与其被强烈水化导致岩石圈强度显著降低密切相关(Windley等, 2010). 前人研究表明, 地幔转换带(MTZ)中瓦兹利石(β 相)和林伍德石(γ 相)能够储存1wt.%~3wt.%的水, 而正常的上地幔和下地幔仅能储存0.1wt.%~0.2wt.%的水(Bercovici和Karato, 2003; Casanova等, 2006; Hirschmann, 2006). 数值模型结果也表明, 深俯冲板块释放的水有可能被储存在地幔转换带中(Hebert和Montési, 2013). 地幔转换带中水发生上涌, 降低了岩石圈黏滞度, 从而加速克拉通岩石圈的减薄(Windley等, 2010; 程华冬等, 2016).

接下来, 针对大地幔楔扰动侵蚀模型(朱日祥和郑天愉, 2009; 朱日祥等, 2012), 我们将从热对流侵蚀和地幔转换带脱水侵蚀两个方面进行总结.

3.1.1 大地幔楔热对流侵蚀模型

大地幔楔热对流侵蚀模型的主要支持证据有: (1) 克拉通岩石圈是低密度的, 它的破坏可能是自下而上, 抑或从侧向开始发展; (2) 华北地区中生代岩浆作用的发育年代大约为180~80Ma, 显示克拉通破坏的时间跨度较大, 也表明岩浆的产生不是一步到位的, 而是发展演化的结果; (3) 中生代岩浆岩既包含地壳来源, 也包含岩石圈地幔来源, 后者是软流圈上升情形下对岩石圈地幔侵蚀的结果(Xu, 2001; Morency等, 2002; 吴福元等, 2008). 但是也有一些学者提出反对该模型的证据: (1) 构造分析表明, 华北在侏罗纪期间主要以挤压和推覆变形为主, 到早白垩世才发育大规模的伸展构造(李三忠等, 2004; 翟明国等, 2004; 徐义刚等, 2009); (2) 软流圈能否达到比正常温度高约150℃, 从而对岩石圈进行有效侵蚀(Moore等, 1999).

针对热侵蚀模式, He(2014)通过二维数值模拟, 研究了大地幔楔中, 俯冲板块扰动软流圈物质上涌形成地幔对流场对上覆克拉通岩石圈的影响(图3). 模拟结果显示, 板块初始俯冲阶段, 俯冲板块对上覆岩石圈的影响作用较小, 但由于板片脱水, 引起软流圈黏滞系数降低; 板块继续俯冲, 扰动软流圈物质上涌形成地幔对流场, 降低大地幔楔黏滞系数, 并同时带动流体到达岩石圈底部, 引起岩石圈热传导层和软流圈热对流层之间流变边界层厚度减小, 增加了岩石圈基底温度; 橄榄石-熔融反应降低岩石圈底部熔融温度, 加速岩石圈减薄速率. 这些因素的共同作用下导致岩石圈发生了

图 3 大地幔楔热对流侵蚀模型

(a) 大地幔楔黏滞系数较低(10^{19} Pa s)时, 温度(左)和温度梯度(右)演化图; (b) 温度和温度梯度垂向剖面图(上)和岩石圈热流分布值(下); (c) 岩石圈基底深度随时间变化图; (d) 岩石圈平均厚度和减薄速率变化图; (e) 地表热流和岩石圈基底热流变化图. 修改自He(2014)

巨量的减薄. 岩石圈热流值(图3b和e)和岩石圈减薄速率(图3d)也显示俯冲板块降低大地幔楔软流圈黏滞系数; 在俯冲初始阶段, 岩石圈底部的侵蚀速率增加, 但随着岩石圈减薄程度增大, 岩石圈底部侵蚀速率逐渐减小, 最终趋近于0.

对于华北克拉通而言, 有学者根据板块重建和地球物理探测研究结果, 认为太平洋板块向华北克拉通快速俯冲, 并平卧在地幔转换带, 可能引起地幔转换带富含水(Komabayashi等, 2004; Müller等, 2016; Ohtani等, 2004; Omori等, 2004; Zhao等, 2009). 大洋板块俯冲形成大地幔楔(Lei和Zhao, 2005; Huang和Zhao, 2006), 俯冲板块所释放的流体降低地幔楔黏滞系数, 引起软流圈物质上涌, 形成地幔对流场(Hirth和Kohlstedt, 2003; Zhao等, 2007; Chen, 2010; Yang J等, 2017), 带动地幔转换带流体到达岩石圈底部, 对克拉通岩石圈底部进行侵蚀而发生减薄. He(2014)通过数值模拟研究了大地幔楔热对流侵蚀作用, 将华北克拉通的演化可以分为四个阶段: (1) 侏罗纪, Izanagi板块俯冲, 形成大地幔楔, 降低大地幔楔的黏滞系数; (2) 晚侏罗纪到早白垩纪, 地幔转换带处平卧大洋板块持续脱水, 发生水化作用, 降低大地幔楔软流圈黏滞系数; 岩石圈底部橄榄岩-熔融反应降低地幔橄榄岩熔融温度, 克拉通岩石圈受到快速侵蚀, 在较短时间内产生大量岩浆岩. 相对于古老冷而硬的克拉通岩石圈, 华北克拉通东部岩石圈热而弱, 容易发生变形, 并且地表热流值升高; (3) 晚白垩纪, 俯冲大洋板块后撤, 软流圈物质上涌, 华北克拉通东部由挤压环境转变为伸展环境, 产生大量岩浆岩(Sun等, 2008), 地表热流持续升高; (4) 晚中生代, 华北克拉通岩石圈逐渐冷却、增厚, 地表热流降低.

3.1.2 地幔转换带物质上涌脱水侵蚀模型

对地幔转换带含水物质上涌导致上覆岩石圈发生水化蚀变而减薄的解释, Wang等(2016a)设计了二维数值模型, 研究强烈水化的地幔转换带对上覆岩石圈的影响. 图4a根据岩石圈减薄速率的变化, 把模型演化结果划分为5个阶段, 并选取了5个关键时间点进行研究; 图4b展示了5个时间点所对应的黏滞系数场和水含量的变化. 从图中可以看出, 19Ma时, 俯冲板块进入地幔转换带, 引发地幔转换带中流体上涌(图4b); 25Ma时, 上涌地幔转换带流体到达克拉通岩石圈底

部, 岩石圈底部发生水化作用, 黏滞系数降低. 随着板块的继续俯冲, 平卧在地幔转换带上大洋板块的前缘引起远端地幔转换带流体上涌, 增加克拉通岩石圈被水化作用侵蚀的距离; 50Ma时, 克拉通岩石圈减薄距离已经达到上千公里, 减薄厚度也达到100km. 因此, Wang等(2016a)认为, 是地幔转换带中的流体而不是俯冲板块的流体引起克拉通岩石圈发生快速、大尺度的减薄. 至于地幔转换带中的流体是从何而来, 还需要进一步探讨. Wang等(2016a)还发现, 水化作用只是降低克拉通岩石圈的流变强度, 小尺度的对流和侵蚀才是使岩石圈发生减薄的关键因素. 对于华北克拉通而言, 减薄相关的岩浆作用主要有两期, 第一期是Izanagi板片俯冲扰动强烈水化地幔转换带中流体上涌, 引起克拉通破坏和岩石圈减薄产生岩浆岩(135~115Ma); 第二期板片后撤引起岩石圈伸展, 上涌软流圈引发部分熔融产生大量岩浆岩(80Ma至新生代).

3.2 “自上而下”——板片平俯冲脱水侵蚀模型

太平洋板块俯冲到东亚大陆之下地幔过渡带, 在东亚大陆之下形成大地幔楔, 这是地震层析成像给出的现今地幔结构(Huang和Zhao, 2006). 但是, 在中生代时期是否已经出现古太平洋板片俯冲到地幔过渡带, 目前还没有任何证据(郑永飞等, 2018). 因此, “自下而上”的大地幔楔扰动侵蚀模型受到了地质学思维的挑战.

根据对中国东部新生代玄武岩的地球化学研究, Zhang等(2009)认为这些玄武岩的地幔源区主要是不同成分的辉石岩, 而这些辉石岩是古太平洋板片俯冲到亚洲东部陆块之下时衍生的长英质熔体与上覆地幔橄榄岩之间的交代反应所产生. 通过对辉石岩地球化学特征的确定和熔体交代事件年龄的约束, Zhang等(2009)提出大洋板片平俯冲到克拉通岩石圈之下所引起的侧向侵蚀是华北古老岩石圈地幔减薄的一个有效机制. 最近, Wu等(2017)对华北地区大量的碱性大陆玄武岩进行研究后也发现, 华北地区白垩纪玄武岩活动是由于古太平洋板块的西向俯冲引起的; 对比板块重建和地球物理观测结果, 认为古太平洋板块和太平洋板块“消失”洋脊的平俯冲是控制白垩纪大陆玄武岩从“类岛弧型玄武岩”向“类洋岛型玄武岩”过渡的关键因素, 同时也是华北克拉通破坏的首要因素.

郑永飞等(2018)通过对华北中生代镁铁质岩浆岩

图 4 地幔转换带含水物质上涌侵蚀模型

(a) 地幔转换带含水量为1wt.%时, 岩石圈厚度和减薄速率变化图; (b) 模型黏滞系数场和水含量演化图. 修改自Wang等(2016a)

微量元素组成和Sr-Nd同位素特征研究得到, 镁铁质岩浆活动可分为三个阶段: ~201Ma前、145~121Ma以及~121Ma之后. 前两个阶段镁铁质岩浆岩具有古老岛弧

型地球化学成分, 其地幔源区中的地壳成分可能主要是俯冲华南陆壳衍生的物质, 地幔组分为华北克拉通岩石圈地幔. 第三个阶段镁铁质岩浆岩开始出现新生

洋岛型地球化学成分,并一直延续到晚新生代;这些新生洋岛型镁铁质岩浆岩地幔源区中的地壳组分主要为俯冲的古太平洋洋壳镁铁质岩石及其上覆的海底沉积物,地幔组分主要为亏损的软流圈地幔.该研究发现,~200Ma至~145Ma,华北克拉通岩石圈地幔出现镁铁质岩浆活动稀少期,指示这个时期俯冲的古太平洋板片可能与上覆岩石圈地幔之间处于耦合状态(平俯冲);~145Ma至~130Ma,俯冲板片开始回卷,并逐渐转变为正常角度或陡俯冲,克拉通岩石圈地幔发生减薄;130~120Ma,克拉通岩石圈发生大规模破坏;从~121Ma开始出现新生洋岛型镁铁质岩浆岩,标志华北克拉通岩石圈地幔在这个时间发生了突变;~108Ma,古老岛弧型镁铁质岩浆岩不再出现,限定了克拉通破坏结束的时间.

与此同时,沿大陆边缘出现大量中生代花岗岩也是中国东部的一个显著的特征(Meng, 2003; Wu等, 2005b).大多数这些花岗岩形成于侏罗纪-早白垩纪,可以划分为两期岩浆事件:一期岩浆事件发生在侏罗纪190~150Ma;另一期早白垩纪岩浆事件,时间比较短,130~120Ma,峰期约为125Ma(Wu等, 2005b及其参考文献).Zhang等(2010)通过地球化学方法分析这些花岗岩岩浆岩,认为这两期岩浆岩存在相反的空间趋势.侏罗纪岩浆岩年龄自东向西趋向于年轻,而白垩纪岩浆岩年龄自西向东趋向于年轻.另外,两期岩浆岩事件间隔期,在早大兴安岭西部小于10Ma,而在日本区域却为40Ma左右.该趋势可能是由于古太平洋板块西向平俯冲,以及后续向高角度俯冲的转换所引起的(Maruyama, 1997; Sagong等, 2005).古大洋板块在侏罗纪平俯冲引起地壳缩短、增厚,并且形成向西年龄变年轻的花岗岩;白垩纪,俯冲板块逐渐向高角度俯冲转换,并进而可能伴随着海沟后撤,构造背景由压缩环境转变为伸展环境,岩石圈减薄由西向东发生,软流圈上涌,形成由西向东逐渐变年轻的岩浆岩(Huang和Zhao, 2006; Wang F等, 2006; Wang Y等, 2006; Wu等, 2005a, 2007).

索艳慧等(2017)对中国东部沉降带在中新生代期间的演化进行了研究,发现各盆地内部反转构造表现为东强西弱、自东向西迁移的规律,反映了构造反转的动力来自东部,证实了反转构造是古太平洋板块或太平洋板块的俯冲效应;但反转构造总体又具有自西部沉降带向东部沉降带迁移的特征:西部沉降带以中

生代末期的挤压反转为主,而东部沉降带以渐新世末和中新世末的新生代反转最为典型.结合古地磁条带和最新的板块重建方案、太平洋海山K-Ar年龄等数据,她们也认为中生代期间古太平板块早期为平板俯冲,160Ma左右板块开始拆沉及岩石圈减薄,是西部沉降带的成盆机制.

不同的学者研究结果均揭示华北克拉通的破坏可能与Izanagi板块的低角度俯冲有关(Meng, 2003; Wu等, 2005b; Zhang等, 2009; Wu等, 2017; 索艳慧等, 2017; 郑永飞等, 2018).但是以上的研究结果都没有定量化的探讨板片在平俯冲过程中对上覆岩石圈的水化作用.根据前人研究结果,大洋俯冲板块含水量较高,并且克拉通岩石圈受水化作用的影响很大.在大洋板块平俯冲过程中,俯冲板块很可能对上覆岩石圈存在很强的水化作用,并会对岩石圈的变形和演化起到很重要的作用(李忠海等, 2015; 郑永飞等, 2016).因此,在本部分我们设计了二维热-动力学数值模型,模拟大洋板块平俯冲水化作用对上覆大陆岩石圈的影响,探讨华北岩石圈减薄与破坏的可能机制.

3.2.1 数值计算方法及模型设计

对于板块俯冲相关的动力学数值模型,一般对三组控制方程进行求解,包括斯托克斯流体动力学方程、物质守恒方程以及热量守恒方程.本文中,将采用I2ELVIS程序,对这些方程在不规则的欧拉网格节点上采用有限差分算法进行离散化和近似求解,具体的算法可见Gerya和Yuen(2007),以及李忠海(2014).数值模型中的流变学关系采用整合的黏-塑性本构关系(Li等, 2010);此外,数值模型中加入了脱水-水化作用,以及地壳和地幔岩石的部分熔融算法,详细算法参见李忠海等(2015)及Liu等(2017).

基于要研究的动力学背景,我们设计了一组大洋俯冲数值模型,模型空间宽度为5000km,深度为1400km.模型中的大洋地壳由厚度3km的上地壳玄武岩和5km的下地壳辉长岩所组成.大陆地壳由20km的上地壳和15km的下地壳组成.地壳表面之上,与自由滑动的模型顶界面之间,设计有一层相对高黏滞度的伪空气层,其与上地壳的接触面用以模拟地形起伏面,该地形起伏面包含了近似的剥蚀和沉积作用(例如, Li和Gerya, 2009).基于伪空气层理论(Schmeling等, 2008)及初始模型重力均衡的考虑,大陆地壳之上的伪

图5 初始数值模型设计

模型的空间尺度为5000km×1400km, 数值模型的网格节点采用不均一的空间分辨率, 俯冲核心区域的分辨率为1km×1km, 并向两端逐渐减小至10km×10km。白色线条是等温线, 单位是℃。模型中颜色代表不同的岩石组成, 岩性色标如下: 1, 空气; 2, 水; 3和4, 沉积物; 5, 部分熔融沉积物; 6, 大陆上地壳; 7, 部分熔融大陆上地壳; 8, 大陆下地壳; 9, 部分熔融大陆下地壳; 10, 大洋上地壳(玄武岩); 11, 大洋下地壳(辉长岩); 12, 部分熔融大洋地壳; 13, 岩石圈地幔; 14, 软流圈地幔; 15, 水化蚀变地幔; 16, 蛇纹石化地幔; 17, 部分熔融地幔

空气层厚度设计为10km, 大洋地壳之上为12km。具体的初始物质场和温度场设计如图5所示。

模型中所有边界均采用自由滑动的速度边界条件。模型自初始条件开始, 俯冲岩石圈受到一个向右的推力作用, 该推力主要通过俯冲板块的远端施加一个固定的速率(V_x)而实现(如图5)。对于热量守恒方程的边界条件, 模型顶部为固定温度(0℃), 两侧边界的水平方向温度梯度为零(即零热流)。底部边界采用的是外部边界固定温度条件, 即在模型底边界(1400km)之下的某一深度处, 假设一个固定的地幔温度, 这样就可以使得在1400km的模型底部渗透边界处, 温度和热流都可以据模型演化而动态调整。关于外部边界的讨论可见Li等(2016)。

3.2.2 代表性数值模型结果

这里我们选取了一个典型的大洋板块平俯冲模型, 来探讨板块平俯冲对上覆大陆岩石圈减薄和破坏的影响。模型中, 俯冲大洋板块的初始年龄为100Ma,

上覆大陆岩石圈初始厚度为200km, 初始俯冲角度约为20°, 俯冲速率为5cm a⁻¹。数值模型将随时间而演化, 选取数值模型的物质场(图6)、等效黏滞系数场(图7)两个方面来探讨大洋俯冲动力学演化过程及对上覆岩石圈的水化蚀变和减薄破坏。

初始阶段, 大洋板块沿着薄弱带俯冲进入地幔之中(图6a), 随大洋岩石圈俯冲而进入俯冲隧道的沉积物和大洋地壳发生脱水, 引起上覆地幔楔物质的水化蚀变, 导致其有效黏度降低(图7a)。俯冲过程中, 板块前缘温度高于后端, 发生蚀变地幔的部分熔融(图6a), 并且该部分熔融可伴随着平俯冲板块向远离海沟的方向拓展(图6a和b)。随着大洋俯冲的继续, 平俯冲样式基本形成。在平俯冲过程中, 由于板块脱水, 上覆岩石圈发生严重水化蚀变, 其厚度将近100km(图6b)。但由于板块脱水量的限制, 上覆岩石圈的水化蚀变主要发生在距离海沟600km的范围内, 更远的区域, 俯冲板块的脱水量很少, 上覆岩石圈的水化可忽略。

模型经历31Ma时, 平俯冲开始向陡俯冲转变, 俯

图 6 数值模型物质场演化图

颜色代表岩石类型, 色标同图5. 模型的演化时间如图左下角所示. 白色线是等温线, 分别为100、500、900和1300°C

冲角度变陡, 软流圈物质上涌, 发生水化蚀变的岩石圈地幔底界温度增高, 部分熔融作用增强, 从而产生了地表的岩浆岩. 这些岩浆岩既包含了俯冲的大洋上地壳和沉积物熔融所产生的中酸性岩浆岩, 也包含了地幔物质部分熔融所产生的基性岩浆岩(李忠海等, 2015). 在40.5Ma时, 平俯冲完全转变为陡俯冲; 发生水化的岩石圈地幔有效黏度显著降低(图7d), 上覆大陆岩石圈发生显著的水化蚀变, 厚度达几十至上百公里, 主要的蚀变区域距离海沟的距离达600km. 在板块平俯

冲向高角度俯冲的转换过程中, 热的软流圈物质上涌, 导致上覆岩石圈底部的温度升高, 从而使得水化的壳幔岩石发生部分熔融, 且该部分熔融将随着板块俯冲角度的逐渐增大向靠近海沟的方向延伸(图6d和e). 在大洋板块俯冲的后期, 由于上覆岩石圈显著的水化蚀变, 以及俯冲海沟的后撤所造成的上盘一定程度的伸展, 最终大洋俯冲隧道的流体-熔体可能穿过上覆地幔楔运移至地壳深度(图6e和7e), 并伴随着热的软流圈物质的上涌和上覆岩石圈的破坏. 值得注意的是, 在持续

图7 数值模型等效黏滞系数场演化图

颜色代表等效黏滞系数, 如右侧色标

的板块平俯冲阶段(图6c), 俯冲隧道中温度较低, 上覆地幔楔物质即使水化也难以部分熔融; 而当俯冲板块发生回卷, 并逐渐转变为正常角度或陡俯冲之后, 先前水化的地幔岩石将伴随着底部软流圈物质的上涌加热而部分熔融(图6d和e)。

值得注意的是, 这里只是采用一组典型的平俯冲数值模型来探讨相关的流体-熔体活动对上覆克拉通岩石圈的作用和影响。关于平俯冲的发生条件, 前人及我们课题组已经进行了系统的动力学模拟的研究(例如, 皇甫鹏等, 2016; Van Hunen等, 2002; Huangfu等, 2016; Yang S H等, 2017), 在此不再赘述。

4 克拉通岩石圈减薄与破坏的其他动力学模型

4.1 拉张减薄模型

拉张作用下导致的地壳和/或岩石圈的伸展作用是大陆岩石圈减薄最直截了当、也是最容易理解的方式。Liao和Gerya(2014)通过二维热-力学数值模型研究了拉伸作用对克拉通岩石圈的影响, 尤其是岩石圈中部不连续面(Mid-Lithospheric Discontinuity, MLD)的制约, 该不连续面在模型中假设为一个软弱层。数值模拟结果显示, 该软弱层通过促进其上部岩石圈和地

壳变形, 抑制下部岩石圈的变形, 使岩石圈不易断裂, 形成更宽的岩石圈减薄带(图 8a); 从应变率和应力分布图(图8b)上可以看出, 软弱层使岩石圈上部和下部发生解耦. 沿软弱层边缘, 左侧岩石圈上部形成剪切带, 促进岩石圈伸展减薄; 右侧岩石圈下部将会形成应变集中, 由于其脆性而容易使岩石圈脱离、软流圈上涌. 另外, 软弱层的深度和厚度对岩石圈的伸展减薄也具有相当的影响, 深度浅且厚度薄的软弱层促使岩石圈形成宽度较短的减薄带; 但深而厚的软弱层容易使岩石圈形成较长的减薄带. 研究还发现, 当有软弱层存在时, Moho面温度越高, 越容易形成较宽的减薄带(图8c). 与此同时, 剪切热和塑性形变弱化对岩石圈的变形也有重要的影响. 模拟结果显示(图8d~g), 岩石圈变形所产生剪切热使上部岩石圈沿软弱带位置的温度升高300℃左右, 促使岩石圈发生非对称变形(图8e); 塑性应变弱化通过降低岩石圈强度, 改变弱化速率, 也促使岩石圈形成非对称变形(图8f和g).

华北东部地区大量资料, 例如郯庐断裂带周边断陷盆地正断层擦痕反演应力场、断陷盆地构造与沉积格局、变质核杂岩、断层运动学、岩脉展布规律等(Zhang等, 2003; 张宏福, 2009; 朱日祥等, 2011), 支持其在晚中生代间处于伸展构造背景. 由于华北克拉通破坏在早白垩纪已经完成(徐义刚等, 2009), 可能在岩石圈中存在弱化或变质而形成的软弱层(Chen等, 2014; Chen, 2017), 在拉伸环境下, 软弱层降低了克拉通伸展所需的边界力, 从而使华北岩石圈发生厚达几十公里的减薄. 但是针对这个解释目前还存在以下争论: 伸展作用是否能够使刚性的克拉通岩石圈产生如此巨量的减薄; 究竟是伸展作用导致岩石圈减薄, 还是岩石圈减薄导致浅部的地壳拉伸?

4.2 挤压增厚拆沉模型

与伸展作用导致岩石圈的减薄相反, 挤压作用下也可能导致最终岩石圈的减薄. 这种减薄模式主要是由于岩石圈在挤压作用下发生增厚及重力失稳, 最终岩石圈中、下部的物质发生的拆沉或对流减薄(Bird, 1979; 高山等, 2009; 高山和金振民, 1998; 张旗等, 2006a, 2006b; 朱日祥等, 2012). Li等(2016)通过数值模拟的手段, 对大陆岩石圈在挤压作用下的拆沉作用进行了系统的研究.

如图9所示, 在挤压环境下, 大陆岩石圈出现增厚,

然后发生第一次拆沉和第二次拆沉作用, 使得大部分的岩石圈地幔向下坠入软流圈之中. 从物质场(图9a~d)、温度场(图9e)和黏滞系数场图(图9f)可以看出, 拆沉区域对应地壳厚度增加, 但岩石圈整体减薄; 软流圈上涌导致温度升高, 进而导致黏滞系数的降低. 系统的数值模型对比揭示, 大陆岩石圈的弱化是其挤压增厚及拆沉作用发生的重要前提, 这种弱化很可能由板块拼合过程中的流体-熔体活动而引发. 如果大陆岩石圈没有经历显著的弱化, 那么要将其挤压增厚, 将需要太大的、不切合实际的力源. 数值模拟结果还揭示, 在碰撞造山带中大陆岩石圈的增厚及由此产生的负浮力是引发岩石圈拆沉的驱动因素, 因此岩石圈与其之下软流圈的密度差是一个关键点. 一方面, 对于稳定的大陆克拉通, 由于其演化过程中岩浆的抽取及伴随的较重铁元素等的遗失, 其岩石圈地幔的参考密度一般低于其下的软流圈地幔的参考密度(同温同压下). 在这种情况下, 数值模型揭示, 拆沉作用的发生需要额外的机制(例如, 下地壳的榴辉岩化), 才能引起碰撞造山带的岩石圈拆沉. 另一方面, 密度较轻的大陆岩石圈地幔亦可以通过俯冲或地幔柱等引发的岩浆作用的侵入, 而改变其物质成分, 并进而增加其参考密度. 在此条件下, 数值模型揭示当汇聚大陆岩石圈地幔的参考密度大于或等于之下的软流圈地幔的参考密度时, 拆沉作用可伴随岩石圈的挤压增厚而自动发生, 不需要下地壳的榴辉岩化.

基于数值模拟结果, 华北克拉通东部岩石圈拆沉也可能由于一种或多种机制控制, 岩石圈挤压增厚, 下地壳发生榴辉岩化, 岩石圈密度大于软流圈密度. 程华冬和黄金水(2017)对下地壳榴辉岩化造成岩石圈发生拆沉的过程进行了详细地探讨, 并认为榴辉岩下地壳的规模和密度越大, 岩石圈越容易发生拆沉. 与此同时, 岩石圈中部不连续面(MLD)对于挤压增厚而引起的拆沉作用必将具有重要的作用(Chen等, 2014), 但目前尚缺乏定量化的数值模型的约束. 从地质观测的角度, Menzies和Xu(1998)提出华南和华北陆块之间的碰撞破坏了华北克拉通的整体性, 为后来岩石圈的减薄创造了有利条件. Gao等(2002)认为华南和华北陆块的碰撞导致了地壳加厚, 形成大量的榴辉岩, 从而发生拆沉作用导致华北岩石圈减薄. 拆沉模型又进一步分为大拆沉(Jull和Kelemen, 2001; Meissner和Mooney, 1998; Rudnick, 1995; 路孝平等, 2004; 吴福元等, 2000)

图8 伸展作用对岩石圈厚度的影响

(a) 150km深度处存在20km厚软弱层时, 岩石圈在拉张环境下变形结果; (b) 应变率和应力分布图, (a)图模型演化至17.9Ma时, 岩石圈上部沿软弱层位置的剪切带促使岩石圈发生减薄, 岩石圈下部沿软弱层位置产生应变集中, 使岩石圈容易发生断裂; (c) 当软弱层存在时, Moho面温度为750℃, 模型物质场及厚度变化演化图; (d)~(f) 剪切热和应变弱化存在与否对岩石圈变形影响。减薄因子 $= (d_0 - d) / d_0$, d_0 是岩石圈原始厚度, d 是岩石圈对应时间点的厚度; SH, 剪切热; SW, 应变弱化; 等温线间隔为200℃。修改自Liao和Gerya(2014)

图9 岩石圈挤压增厚拆沉作用演化图

(a)~(d) 挤压增厚, 岩石圈发生拆沉; (e) 模型演化至28.6Ma时, 对应黏滞系数场分布图; (f) 模型演化至28.6Ma时, 对应密度场分布图; (g) 初始模型x轴2000km处, 密度剖面图; (h) 初始模型x轴2000km处, 黏滞系数剖面图。修改自Li等(2016)

和小拆沉(张旗等, 2006a, 2006b). 大拆沉是指下地壳驱使整个岩石圈地幔一起拆沉; 相比大拆沉, 张旗等(2006b)认为榴辉岩相基性下地壳不太可能整体拆沉, 而可能是一块一块的坠入上地幔.

4.3 大尺度地幔对流侵蚀模型

地球内部大尺度地幔对流场中, 软流圈物质上涌对克拉通岩石圈底部和侧面的侵蚀, 在克拉通岩石圈减薄过程中具有重要的影响. 研究大尺度地幔对流对克拉通岩石圈的作用一直是地球动力学所关心的话题(Buck和Toksöz, 1983; Davies, 1994; Houseman等, 1981; Huang等, 2003; Marotta等, 1999; Morency等, 2002; Olson等, 1988; Schott和Schmeling, 1998; Shapiro等, 1999; Yuen和Fleitout, 1985; 程华冬等, 2016; 乔彦超等, 2012, 2013). 动力学模型结果显示, 岩石圈减薄的过程和时间与模型参数密切相关. 由于不同模型关注的对象不同, 模型参数也各不相同, 导致得到的岩石圈减薄时间尺度变化很大, 从10Ma(Marotta等, 1999)到几百Ma(Buck和Toksöz, 1983; Houseman和Molnar, 1997; Wang Y等, 2015, 2016).

Morency等(2002)利用二维数值模型, 通过数值计算和理论分析的方法, 模拟加厚岩石圈根在对流地幔场中被移除的过程和时间(图10). 图10b~f温度场的演化显示, 加厚岩石圈的减薄过程包括加厚岩石圈根底部和侧面的侵蚀(图10e). 当加厚岩石圈宽度较小时, 以侧面侵蚀为主; 而当加厚岩石圈宽度很大时, 以底部侵蚀为主. 模拟结果还显示, 加厚岩石圈的移除时间与二维模型中加厚岩石圈根的厚度和宽度以及黏性参数相关. 程华冬等(2016)对增厚岩石圈和普通岩石圈之间可能存在的化学成分不同引起的密度和黏性差异而引起的减薄过程和时间进行了研究. 结果显示, 增厚岩石圈根的移除时间总体上随增厚岩石圈的厚度、宽度、密度差以及黏性变化呈正相关关系.

对华北克拉通而言, 根据一般克拉通具有高黏性、低密度的特点, 假定华北克拉通岩石圈的黏性是周围地幔黏性的10倍, 密度比周围地幔的密度低0.4%, 那么根据上述研究结果, 计算得到200km厚的华北克拉通岩石圈减薄到120km, 移除时间约为900Ma, 远大于研究得到华北克拉通140Ma减薄时间. 若仅发生密度的变化, 如交代作用使得华北克拉通岩石圈密度和周围地幔的密度相同, 则减薄的时间约为760Ma; 如果

克拉通岩石圈的密度比周围地幔高0.4%, 则减薄的时间约为692Ma. 这说明交代作用等仅使华北克拉通岩石圈密度增大, 很难使华北克拉通岩石圈在140Ma期间减薄到120km. 如果考虑交代、熔融或水化等作用减小华北克拉通岩石圈的组分黏性比, 假定华北克拉通岩石圈密度比周围地幔密度低0.4%, 当组分黏性比减小到3时, 对流减薄时间约为446Ma; 当组分黏性比减小到1时, 对流减薄时间约为227Ma; 当组分黏性比降到0.5时, 华北克拉通岩石圈减薄时间仅为145Ma. 这意味着, 只有当克拉通岩石圈经历显著弱化之后, 地幔对流场才能使其发生相对快速的减薄(程华冬等, 2016). Wang Y等(2015, 2016)通过大量数值模型实验, 依据华北克拉通地区地表热流和动力学地形观测结果, 认为华北克拉通软流圈地幔发生过较强烈的对流作用; 岩石圈地幔密度比正常软流圈地幔密度高30kg m⁻³左右, 并且岩石圈地幔由大约50%原始地幔和50%交代作用新生成地幔混合而成. 因此, 对于华北克拉通岩石圈而言, 可能由于(古)太平洋板块的俯冲, 俯冲板片经过脱水作用, 岩石圈经历了强烈的水化和交代作用, 大大降低了岩石圈的强度, 有利于其在地幔对流场中发生严重减薄(朱日祥等, 2012; Xia等, 2013b).

4.4 地幔柱侵蚀模型

地幔柱能够对上覆古老岩石圈产生巨大的影响(Yang和Leng, 2014; Gorczyk等, 2017), 其影响作用可以分为两个阶段: (1) 地幔柱头与上覆古老岩石圈发生相互作用, 形成大火成岩省; (2) 运动岩石圈板块与地幔柱持续相互作用, 形成随年龄变化的链状火山岛屿(Richards等, 1989; Campbell和Griffiths, 1990; Olson, 1990), 这些岛链对板块重建起着重要的作用. 但是由于缺乏地表响应, 一直以来都认为地幔柱对上覆古老岩石圈的影响作用相对较小.

最新的地震数据显示, 美国东部大陆岩石圈底部存在低速带, 并认为这个低速带是由于地幔柱与上覆岩石圈相对移动发生热侵蚀所形成的(Chu等, 2013, 2014). Yang和Leng(2014)、Gorczyk等(2017)利用数值模拟方法, 研究了地幔柱对上覆古老岩石圈的影响作用. Gorczyk等(2017)研究了地幔柱对古老岩石圈侧部边缘的侵蚀作用, 从图中可以看出(图11a), 由于地幔柱上升, 温度异常高的柱头进入浅部地幔, 软流圈产生部分熔融, 引起岩石圈底部边缘发生对流; 持续作

图 10 大尺度地幔对流侵蚀对岩石圈厚度影响

(a) 模型演化初始阶段等温线和速度场图. 岩石圈根增厚因子为无量纲数2.5, 白色实线为等温线, 相邻等温线间距为无量纲温度0.1, 带箭头黑色实线为速度矢量, 黑色长方形为岩石圈根温度演化放大区域; (b)~(f) 不同时刻温度场演化放大图; (g) 增厚岩石圈根移除过程中, 等温线(白色实线)和流线(黑色实线)图. 修改自Morency等(2002)

用下, 在岩石圈内部产生岩浆, 岩石圈底部被不断弱化, 最终边缘效应消失, 岩石圈减薄. 图11b是所对应的模式图, 从图中可以看出, 地幔柱上升, 岩石圈因地幔柱侧向边缘侵蚀作用而减薄, 使古老大陆岩石圈失去边缘效应. Yang和Leng(2014)在模型中设置地幔柱固定不动, 岩石圈板块向右运动, 研究地幔柱对运动大陆岩石圈的影响(图11c). 在岩石圈运动过程中, 地幔柱对上覆岩石圈持续进行热侵蚀, 岩石圈厚度在空间上发生减薄, 在地幔柱所经过的核心区域, 岩石圈厚度从200km减薄到150km, 减薄量达到了50km.

从上述数模拟结果可以看出, 地幔柱可以对上覆古老岩石圈产生弱化, 并导致岩石圈发生减薄. 其主要作用过程, 可以总结如下: 温度异常高的地幔柱扰

动软流圈物质上升至古老岩石圈底部, 导致古老岩石圈地温梯度升高, 并释放流体交代古老岩石圈; 古老岩石圈底部不断被“烘烤”, 物质发生弱化, 并在软流圈水平流动产生的水平方向剪切应力的作用下转变成软流圈的一部分. 对于华北克拉通岩石圈的减薄过程与机制, 地幔柱模型却是一个很少被提及的模型, 其主要原因是因为地幔热柱是否在华北地区存在尚缺乏证据. 目前主要存在以下几种观点: (1) 地幔柱引起软流圈上升至岩石圈底部, “烘烤”、侵蚀岩石圈而减薄(Davies, 1994; 袁学诚, 1996, 2007; 路凤香等, 2000; 徐义刚, 2002; 温常贵等, 2016); (2) 早白垩世, 西南太平洋发育以Ontong Java为代表的巨型地幔柱影响华北克拉通岩石圈的减薄(Zhao Z F等, 2004); (3) 晚中生代,

图 11 地幔柱对古老岩石圈影响的数值模型图

(a) 地幔柱对古老岩石圈侧部边缘影响作用演化图; (b) 对应概念模式图; (c) 地幔柱与古老岩石圈发生相对运动时演化结果图; (i) 模型设计, (ii) $Y=0$ 处剖面图, (iii) 和 (iv) 为 (ii) 图所示虚线位置在 YZ 面上剖面图。修改自 Gorczyk 等 (2017) 以及 Yang 和 Leng (2014)

冈瓦纳大陆受地幔柱活动发生裂解时期, 全球地幔柱活动导致了华北克拉通岩石圈的减薄 (洪大卫等, 2003; Wilde 等, 2003)。因此, 地幔柱导致华北克拉通岩

石圈减薄从理论上来说是可能存在的。但是, 地幔柱是否在华北地区存在还需要地质及地球物理的证据加以证实。

5 讨论

5.1 两种大洋板块俯冲相关模型对比及对华北克拉通破坏的启示

针对华北克拉通岩石圈的减薄机制, 前文基于数值模型进行了综述, 对与大洋板块俯冲有关的两种主要模型(“自下而上”的大地幔楔扰动侵蚀模型和“自上而下”的板块平俯冲脱水侵蚀模型)进行了总结. 这两种模型都认为大洋板块的俯冲及流体-熔体活动是上覆克拉通岩石圈减薄与破坏的控制机制, 但二者又存在显著的差异.

(1) “自下而上”模式——大地幔楔扰动侵蚀模型(图12a). 俯冲板块扰动上地幔, 尤其是富水地幔转换带, 促使流体上涌, 软流圈物质受到扰动而发生对流, 对上覆岩石圈底部进行“烘烤”, 并可能伴随流体/熔体-岩石反应, 改变岩石圈地幔的矿物组成和流变学性质, 导致岩石圈底部物质转变成软流圈的一部分, 从而导致克拉通减薄和破坏(朱日祥和郑天愉, 2009; 朱日祥等, 2012). 这一模型主要是基于地球动力学考虑, 在地热和构造环境分析上存在不足. 按照此模型, 华北地区岩石圈应该是热的, 但是地球物理资料表明, 在华北东部仅在上地幔浅部存在一些小的热异常, 整体上是相对稳定的(Zhao D等, 2004). 从构造环境来看, 华北在侏罗纪期间主要以挤压和推覆变形为主, 只是到早白垩世才发育大规模的伸展构造, 与数值模型具有一定的差异性. 此外, 尚有一系列机制性问题值得进一步探讨, 例如, 是否存在局域性的富水地幔转换带, 如果存在, 它是如何形成的? 地幔转换带中的水如何穿越软流圈到达岩石圈, 并进而驱动岩石圈减薄? 这些问题并没有得到很好的解答, 将在下一部分详细讨论.

(2) “自上而下”模式——板片平俯冲脱水侵蚀模型(图12b). 大洋板块发生平俯冲, 并在上覆克拉通岩石圈底部脱水, 进而对其进行侵蚀减薄乃至破坏(郑永飞和吴福元, 2009; 郑永飞等, 2018). 该模型能较好地解释了华北地区出露的岩浆岩空间分布及其时间序列(当然岩浆岩分布规律本身存在较大争议), 也符合先挤压后拉伸的构造环境. 但是该模型也存在以下问题, 值得进一步思考: 在中生代是否存在如此长距离大洋板块的平俯冲, 其驱动机制如何? 单个大洋板块所携带的水含量相对比较有限, 这意味着可能需要持续相当长一段时间的板块平俯冲, 是否可行?

综上所述, 这两种模型都有各自的优点, 可以用于华北地区岩石圈减薄和破坏的解释, 但是每种模型也都存在一定的局限. 这也正是华北克拉通的复杂性所决定. 它们都与大洋板块的俯冲相关, 与俯冲板块对地幔的扰动及流体/熔体活动相关, 都可以看作相对复杂的、多过程耦合的模式. 在该背景下, 板块俯冲带流体活动的定量化约束就是一个非常关键的问题, 接下来详细讨论之.

5.2 板块俯冲带的含水量及流体活动

在板块俯冲带, 上覆岩石圈底部可受到不同程度的热-流体侵蚀作用而降低岩石圈的流变特性, 地质学家将该过程分为热力侵蚀作用和化学侵蚀作用(徐义刚, 1999; Fan等, 2001; Xu, 2001; Zhang等, 2002; Xu等, 2003, 2004). 热力侵蚀作用是指大尺度对流的软流圈作用于岩石圈底部, 而产生水平剪切拖曳力造成的侵蚀(Schubert和Turcotte, 1972; Hager和O'Connell, 1981), 或软流圈物质局部小尺度对流造成岩石圈底部呈起伏不平的不规则曲面. 化学侵蚀作用是由于相对富集的地幔岩浆和挥发分对岩石圈地幔的侵入、渗透、反应, 从而导致岩石圈地幔主微量元素和同位素成分的变化、物理性质和流变强度的改变(郑建平, 1999; Gao等, 2002; 高山等, 2003). 无论何种侵蚀机制, 岩石圈的弱化是克拉通发生破坏和减薄的重要前提, 而俯冲带的流体和熔体活动对于上覆岩石圈的弱化具有关键作用(李忠海等, 2015及其中的参考文献). 同时, 俯冲带中岩石的部分熔融与俯冲板块的脱水作用息息相关, 因此俯冲板块和地幔中水的含量, 尤其是其水含量的变化(脱水或吸水), 是探讨该问题的关键.

对于华北克拉通岩石圈减薄而言, 厘定岩浆岩源区和不同时代岩石圈地幔中水含量对验证华北地区岩石圈减薄主要动力学因素具有重要意义. Xia等(2013a)对华北地区岩石圈地幔含水量测定结果表明, 约125Ma, 地幔具有较高的含水量, 可能意味着华北克拉通被强烈水化而达到破坏的高峰期; 40Ma左右, 地幔含水量很低, 克拉通岩石圈经历强烈脱水而导致的高强度保持其岩石圈属性不变. 另外, 根据华北克拉通东部新生代玄武岩中橄榄岩包体矿物羟基含量, 揭示其岩石圈地幔曾经受到过俯冲洋壳流体的影响. 由此可见, 板块俯冲导致的脱水和水化作用对华北克拉通岩石圈弱化很可能具有重要的作用.

图 12 与大洋板块俯冲相关的两种上覆克拉通岩石圈减薄与破坏模式图

(a) “自下而上”大地幔楔扰动侵蚀模型; (b) “自上而下”板块平俯冲脱水侵蚀模型, 大洋板块平俯冲脱水侵蚀上覆岩石圈(浅色), 然后平俯冲大洋板块转变为陡俯冲, 平卧在地幔转换带

5.2.1 含水矿物相变及俯冲带水的迁移

图12所示的两组模型都涉及到俯冲带中水的活动, 不同的是这些水是由地幔转换带上来的(图12a), 还是平俯冲板块在上覆岩石圈底部的脱水而导致(图12b). 无论哪种方式, 都需要了解俯冲板块和地幔的含水能力和含水量(Faccenda等, 2012; Faccenda, 2014;

Wang X C等, 2015; Nakao等, 2016). 一般认为, 洋中脊玄武岩(MORB)是俯冲洋壳中最重要的岩石类型之一, 也是将水带到地幔深部的主要载体. 实验岩石学对它在俯冲过程中的变质行为已经有了很好的研究. 图13a显示了水饱和的洋中脊玄武岩体系中含水矿物的稳定性. 虽然在洋壳俯冲的早期阶段, 其大部分孔隙都因为压实作用而消失, 孔隙流体在最浅的深度就被排

出了(Peacock, 1993). 但是水却可以保存在含水矿物中, 进而随着俯冲板块进入地幔深部. 对于玄武岩-水体系在2.5GPa内的变质相反应, 前人进行了大量的工作(例如, Thompson等, 1982), 证实该体系中多种含水矿物是稳定存在的, 例如黝帘石、绿泥石、硬柱石等(Poli和Schmidt, 1995; 郑永飞等, 2016). 其中, 绿泥石的水含量很高(达12%), 在绿片岩相阶段非常普遍, 但在经过温度>600℃、压力>2.0GPa条件下的变质反应后就完全分解了(图13a). 硬柱石水含量也很高(达11%), 并且当温度低于900℃时, 硬柱石的稳定域可达10GPa, 这相当于俯冲带中300km的深度(Poli和Schmidt, 1995; Okamoto和Maruyama, 1999). 硬柱石在较大压力下的稳定性及其较高的含水量对水通过俯冲板块进入地幔深部具有非常重要的意义, 但是根据洋壳玄武岩含水矿物的相变条件, 它们也只能把足量的水带到300km的深度处, 这距离地幔转换带乃至下地幔还有相当的距离. 在图12所示的两组模型中, 板块的平俯冲模型是没问题的, 由于平俯冲往往意味着上、下板块接触带的温度和压力都相对较低(例如, Liu等, 2017), 主要的脱水反应都在300km以上(如图12b). 但对于另外一组模型(图12a), 水的向上运移都是始于地幔转换带深度, 要么来自俯冲板块脱水, 要么来自富水的地幔转换带. 在这种条件下, 就需要大量的水能够被俯冲板块带到地幔转换带的深度, 既然洋壳玄武岩带不下去, 那么地幔橄榄岩呢?

接下来我们就考虑橄榄岩-水体系的含水矿物相变情况, 图13b给出了水饱和橄榄岩体系的相图, 但是其压力仅到8GPa, 约250km深度以内(Schmidt和Poli, 2014; 郑永飞等, 2016). 该图中给出了蛇纹石、绿泥石、角闪石和其他含水矿物(如相A)的相平衡关系. 虽然角闪石、绿泥石和蛇纹石在200km深度以内都是稳定的, 但是它们的稳定域是不同的(图13b). 角闪石的稳定域在3GPa和1000℃以内, 属于高温低压, 含水量相对较少. 绿泥石在5GPa和800℃以内, 蛇纹石(叶蛇纹石)在6.5GPa和680℃以内, 这二者属于相对的低温高压矿物, 含水量很高. 随着压力升高到6.5GPa, 含水矿物的最高稳定温度从1000℃降低到500~600℃(图13b). 这是一个非常低的温度, 仅可能存在于快速俯冲板块的内部.

如果压力继续升高(>6.5GPa), 可能形成一些高压下密度较大的含水镁硅酸盐矿物(DHMS), 诸如相A和

相E等, 并且其稳定域温度会随着压力的升高而增大(图13b和14a). 这样就会在6GPa左右形成一个含水矿物稳定域的温度最低值(choke point)(例如, Kawamoto等, 1996; Kawamoto, 2004). 随着压力继续增大, 我们借助岩石物理实验的结果(图14), 来探讨饱和水条件下地幔深部岩石的含水能力; 值得注意的是, 含水能力并不等于地幔中的含水量. 从图中可以看出, 超过6GPa之后, 地幔矿物的含水稳定域温度随着压力的增大而升高, 譬如这些相的最大稳定域从6.5GPa的600℃升高到13GPa(约400km)的1500℃. 随着压力继续增大, 就进入地幔转换带之中, 这里的矿物主要是名义上无水矿物(NAMs), 诸如瓦兹利石(β 橄榄石)和林伍德石(γ 橄榄石), 其含水的温度范围更大, 甚至接近2000℃, 仍然具有相当的含水能力(图14b).

上述结果表明, 含水矿物(或含水的名义上的无水矿物, NAMs)的稳定域在相对较低的温度条件下可以达到异常高的压力. 这意味着, 如果俯冲带的温度很低, 那么沿着非常冷的 P - T 轨迹向下迁移的含水橄榄岩有可能一直俯冲到地幔转换带, 甚至下地幔, 从而将水带到地幔深部(例如, Ohtani, 2005; 郑永飞等, 2016). 这有可能解释古太平洋板块在东亚大陆之下的俯冲及其在地幔转换带的平卧, 进而脱水熔融并上涌, 从而对华北克拉通的减薄和破坏产生影响(大地幔楔模型, 图12a). 但值得注意的是, 由于初始俯冲板块的水主要集中在洋壳中, 伴随着俯冲的进行, 它们将很容易被加热进而脱水. 要想能够保持比较冷的温度条件, 一方面需要非常高的俯冲速率, 但这还远远不够; 更重要的是, 这些水需要向俯冲板块中比较冷的内部迁移(例如, Faccenda等, 2012), 进而可以由含水橄榄岩携带进入深部地幔. 总之, 基于我们现在的认知, 大量的水由俯冲板块携带向地幔转换带深度的运移并不容易, 一些新的传输过程和机制值得进一步探究.

5.2.2 地幔转换带的含水量及水的迁移

对于前人提出的地幔转换带含水物质上涌模型(图12a), 值得进一步探讨的是地幔转换带是否含有这么多的水(例如, 1wt.%量级)? 这种高含水量是全球普遍的呢, 还是局域现象? 基于矿物物理实验(Iwamori, 2004, 2007; Ohtani等, 2004), 即使在正常的地幔温度梯度下(地幔转换带温度1600℃左右), 其含水能力仍然比较可观(图14b). 但是再次强调, 含水能力并不意

图 13 玄武岩和橄榄岩-水体系中主要矿物相的稳定域

(a) 玄武岩-水体系中主要矿物相的稳定域。数字给出了含水矿物所储存的水含量(wt.%)。黄色区域代表Arcay等(2007)的平均冷俯冲和暖俯冲的P-T轨迹, 橙色区域代表Syracuse等(2010)的暖W1300模型。虚线对应的俯冲带地温梯度分别为5和10°C km⁻¹。(b) 橄榄岩-水体系中主要矿物相的稳定域。数字表示方辉橄榄岩和二辉橄榄岩中含水矿物储存的水含量(wt.%)。红色曲线代表不同研究给出的湿固相线, 绿线代表角闪石稳定限, 粉色线代表绿泥石稳定限。虚线对应的俯冲带地温梯度分别为5和10°C km⁻¹。修改自Schmidt和Polì (2014)、郑永飞等(2016)。数据来源: F09, Fumagalli等(2009); G06, Grove等(2006); G73, Green(1973); G10, Green等(2010); K68, Kushiro等(1968); K70, Kushiro(1970); KH97, Kawamoto和Holloway(1997); M74, Millhollen等(1974); MB75, Mysen和Boettcher(1975); NG99, Niida和Green(1999); T12, Till等(2012)

意味着地幔转换带就含有这么多的水, 这是两个不同的概念。

首先, 我们假设地幔转换带具有如此高的含水量, 并且是全球普适现象。那么需要回答的问题是, 在地幔尺度的对流中, 上、下地幔的物质不断循环, 但由于上、下地幔的含水量都明显低于地幔转换带, 那么地幔转换带的水何去何从? 针对该问题, Bercovici和Karato(2003)提出了地幔转换带的水过滤器假说, 认为板块俯冲把地球上部的物质向地幔转换带以及下地幔迁移的同时, 地幔转换带的物质会发生向上的运移, 由于地幔转换带的含水量明显高于上地幔的含水能力, 从而会发生脱水熔融, 进而在地幔转换带之上的400~410km处形成一个部分熔融的薄层。根据高温高压实验, 该含水部分熔融物质的密度高于上地幔的密度, 从而不会发生向上运动, 如此以来就把地幔转换带的水控制在地幔转换带之中。这只是一个假说, 但具有一定的应用性, 一方面可以解释地幔转换带相对稳定的高含水量, 当然前提条件是如果它存在的话; 另一方面能够在一个统一的模型中解释MORB型和OIB型岩浆岩的岩石地球化学差异性。值得注意的是, 该模型中, 地幔转换带的水很难向上运移, 从而难于对上覆大陆岩石圈产生改造。

回到前文中的地幔转换带含水物质上涌模型(图12a), 假设地幔转换带的高含水量只是局部存在, 譬如恰好在中生代的华北克拉通之下存在这么一个局部高含水量的地幔转换带, 而后俯冲板块在地幔转换带的平卧导致其上涌, 并进而使上覆大陆岩石圈发生破坏。针对该模式, 需要回答的问题是, 这种局部高含水量的地幔转换带的水是从哪里来的? 自然而然想到的就是先前的俯冲板块带下去的, 这就回到我们前文讨论的问题, 即俯冲板块如何把大量的水带入地幔转换带深度, 并在此存储起来。总体来说, 该模型是讲的通的, 但无论从上述的何种角度来讲, 都需要比较苛刻的条件。

如果前文与大洋板块俯冲相关的两组模型(图12), 大地幔楔扰动侵蚀模型和板片平俯冲脱水侵蚀模型)做一个总结, 那就是它们都是围绕板块俯冲带的流体/熔体活动及其对上覆大陆岩石圈的作用而展开, 具有很大的相关性, 而且也是紧密联系在一起的。其主要差异性体现在不同对象脱水, 或相同对象在不同位置

图 14 地球深部的矿物相及含水橄榄岩相关系图

(a) 典型冷俯冲板片中, 含 2wt.% 水的橄榄岩系统可能存在的含水相图(阴影部分), 修改自 Ohtani(2005); (b) 地幔物质含水区域随温度和压力的分布图, 修改自 Ohtani 等(2004)。展示了冷板块(A)、热板块(B)及地幔柱温度轨迹(Peacock, 1990; Litasov 和 Ohtani, 2003), 以及地幔转换带含水量(Litasov 和 Ohtani, 2003), Gt-out 表示压力增加时, 石榴石向下地幔组合的过渡; Gt-in 表示石榴石从熔体中结晶。图中相关矿物名称缩写对应如下: Ol=橄榄石; Cpx=单斜辉石; Gt=石榴石; Serp=蛇纹石; Chl=绿泥石; Cen=斜顽火石; Wd=瓦兹利石; Rw=林伍德石; Cpv=钙钛矿; Mpv=镁钙钛矿; Pc=方镁石; A=相 A; Sb(C)=超含水相 C; D(G)=相 D(相 G); E=相 E; L=液体; fl=流体; 10Å, 10Å 相

脱水。要更好的厘定这些模型, 需要与地质学、岩石学、地球化学数据进行更加系统的对比研究。另外, 近年来逐渐有研究表明, 俯冲板块的脱碳行为可以对上覆地幔和岩石圈造成非常大的影响, 因此这也是一个值得关注的研究方向(Kerrick 和 Connolly, 2001; Behn 等, 2011)。

5.3 其他模型在华北克拉通岩石圈减薄中的局限性

对于第四部分介绍的 4 种模式, 总结和对比如下:

(1) 拉张减薄模型。克拉通岩石圈在伸展作用下, 由于软弱层的存在, 岩石圈发生巨量的减薄。华北地区东部在晚中生代期间地壳确实存在大量伸展构造,

但是没有证据说明其地幔也经历过类似地壳一样的伸展作用。同时, 这种大尺度的伸展作用是主动的, 还是被动的, 这也是一个难以确定的问题。另外, 拉张减薄模型与地表岩浆岩的时空分布也存在一定的差异性。

(2) 挤压增厚拆沉模型。岩石圈在挤压环境下, 发生地壳和岩石圈地幔整体增厚, 从而重力失稳, 进而可能发生拆沉而减薄。Gao等(2002)认为, 华南陆块与华北陆块之间的碰撞导致了地壳的加厚, 形成大量的榴辉岩, 是华北岩石圈发生拆沉作用而减薄的原因。这与数值模型演化理论几乎一致, 但是却与华北克拉通岩石圈减薄的时空分布有偏差。如果华北克拉通破坏发生在晚中生代, 那么需要解释华北与华南陆块碰撞时(220~240Ma左右)加厚的岩石圈却在约100Ma以后才发生拆沉, 这个过程时间有点过长。从空间分布上来看, 大别-苏鲁造山带及其西延的秦岭造山带, 整体上呈近东西向分布, 只是在苏鲁地区才呈NNE向, 它们是华南与华北碰撞而形成的造山带。因此, 如果其后发生岩石圈拆沉的话, 其展布方向应呈东西向, 且应力集中在华北克拉通的东缘和南缘。但是, 地震层析成像检测到的华北克拉通岩石圈减薄区域是在其东部(Chen, 2010), 与上述模型具有一定的矛盾。

(3) 大尺度地幔对流侵蚀模型。地幔对流场中, 软流圈物质上涌发生对流, 对上覆克拉通岩石圈持续进行热侵蚀而发生减薄。从数值模拟的角度来看, 这种减薄机制可能存在, 但是在时间尺度却存在很大的缺陷(Morency等, 2002; 程华冬等, 2016)。单纯的地幔对流作用很难使华北克拉通岩石圈在较短的时间内完成减薄, 可能在减薄之前需要流体交代等弱化作用, 对应于郑永飞等(2018)提出的软流圈地幔东向流动侵蚀机制。一般来说, 大尺度地幔对流场的侵蚀是缓慢的、连续的过程, 而华北克拉通减薄和破坏是相对快速的, 如何解决这个矛盾还有待研究。

(4) 地幔柱侵蚀模型。热地幔柱上升对克拉通岩石圈底部“烘烤”, 岩石圈在热侵蚀作用下发生减薄。从数值模拟的角度来看, 这种减薄机制可能存在; 但是从岩石学、地球化学和地球物理学的角度出发, 目前还缺乏可信的能够证明华北地区在古生代以来存在过地幔柱的资料(吴福元等, 2008)。

对于这些模型(拉张减薄模型、挤压增厚拆沉模型、大尺度地幔对流侵蚀模型、地幔柱侵蚀模型), 岩石圈的最终减薄与破坏可以看作由单一过程所致, 相

对简单明了; 然而越是简单的模型, 往往需要的条件越苛刻, 实现的难度越大。换个思路, 这些模型作为岩石圈破坏方式或者组合方式却可以伴随两种主要模型而发生。例如, 在大地幔楔扰动侵蚀模型中, 地幔柱侵蚀可以类似大地幔楔中的对流侵蚀效应; 而在板块平俯冲脱水侵蚀模型中, 挤压增厚拆沉可以伴随着板块前进平俯冲向板块回卷的转换而发生, 拉张减薄可以是俯冲板片后撤的结果, 地幔对流侵蚀可以导致俯冲加厚的造山带岩石圈发生减薄。另外, 这些破坏方式并不是完全相互排斥的, 也可能在不同时间阶段发生。总之, 在这些模型(拉张减薄模型、挤压增厚拆沉模型、大尺度地幔对流侵蚀模型、地幔柱侵蚀模型)中哪一个华北克拉通岩石圈破坏的一级控制机制, 还有待进一步研究。但是, 它们可以作为组合的破坏方式发生在与俯冲有关的两种主要模型(大地幔楔扰动侵蚀模型、板块平俯冲脱水侵蚀模型)之中, 从而导致岩石圈发生严重的减薄直至破坏。

6 总结与展望

大陆克拉通岩石圈的减薄和破坏是特定动力学背景下大陆岩石圈演化的产物, 它不仅仅表现在岩石圈厚度的大规模减薄, 更重要的是表现在岩石圈的组成、性质和结构的巨大改变以及广泛发育的构造-岩浆作用(破坏)。在系统的地质学、地球物理学、地球化学观测数据的基础上, 数值模拟是一种探讨其动力学过程和机制的有效手段。本文基于数值模型, 将华北克拉通岩石圈的减薄与破坏总结成与大洋板块俯冲有关的两种主要模式: “自下而上”的大地幔楔扰动侵蚀模型和“自上而下”的板块平俯冲脱水侵蚀模型。二者都是相对复杂的、多过程耦合的模式, 都与俯冲带中大洋板片对地幔的扰动及流体/熔体活动相关。华北克拉通东部中生代时期经历显著的古太平洋板片的俯冲, 并且其减薄特征与板块俯冲带的演化具有一定的相关性。因此板块俯冲带及其对华北克拉通之下的地幔和转换带物质的扰动及其伴随的流体活动, 很可能是华北克拉通岩石圈减薄与破坏的首要驱动力。我们还总结了与克拉通岩石圈减薄相关的另外4种动力学模式: 拉张减薄模型、挤压增厚拆沉模型、大尺度地幔对流侵蚀模型以及地幔柱侵蚀模型。它们主要是由相对简单的单一过程和机制所致(分别是拉张、挤

压、大尺度地幔对流和地幔柱), 但是这种简单的模型需要的条件更加苛刻, 对于华北克拉通减薄和破坏而言, 也许是二级控制因素.

无论是“自下而上”的大地幔楔扰动侵蚀模型, 还是“自上而下”的板块俯冲脱水侵蚀模型, 它们都是一个大的、复杂的概念模型, 是否能够完全解决克拉通减薄乃至破坏这个问题还有待检验. 如前文所述, 俯冲带的含水矿物相变及水的迁移过程相对比较复杂, 并且越往深部越复杂. 在地幔转换带的温压条件下, 含水矿物的特征及含水量难以精确刻画, 名义上的无水矿物的含水特征更加难以确定. 我们可以依赖于两种数据(当然二者在某种意义上是耦合的): 一是高温高压实验数据, 其特点是比较离散化且偏差较大; 二是矿物相平衡计算, 因缺乏高温高压下相应的、成熟的矿物活度模型, 这种计算相对比较困难. 动力学数值模拟是一个平台, 要探讨该问题, 就不得不需要调用上述的、相对难以确定的热力学数据, 这是消极的方面. 那么积极的方面在于, 也正是动力学模拟这个平台, 可以将高温高压实验数据、矿物相平衡计算数据等整合进一个系统的、可视化的地质过程之中, 其结果可以通过地质、地球物理、岩石地球化学的观测数据进行约束, 从而将各个学科的数据、模型和思路连接起来, 相信这对于揭示华北克拉通减薄和破坏的核心驱动力问题具有积极的意义, 也是值得我们去继续推进和探索的研究方向.

致谢 感谢朱日祥院士的约稿; 感谢郑永飞院士以及三位审稿人富有建设性的审稿意见, 使本文质量有了很大的提高; 另外, 感谢陈凌研究员、李娟研究员等对稿件提出的宝贵意见.

参考文献

- 程华冬, 黄金水. 2017. 榴辉岩下地壳拆沉的数值模拟. 中国科学: 地球科学, 47: 82–94
- 程华冬, 黄金水, 傅容珊. 2016. 克拉通岩石圈对流减薄的数值模拟. 地球物理学报, 59: 1293–1308
- 池际尚, 路凤香. 1996. 华北地台金伯利岩及古生代岩石圈地幔特征. 北京: 科学出版社
- 邓晋福, 莫宣学, 赵海玲, 罗照华, 杜杨松. 1994. 中国东部岩石圈根/去根作用与大陆“活化”——东亚型大陆动力学模式研究计划. 现代地质, 3: 349–356
- 范蔚茗, Menzies M. 1992. 中国东部古老岩石圈下部的破坏和软流圈地幔的增生. 大地构造与成矿学, 16: 171–180
- 高山, 金振民. 1998. 下地壳拆沉作用及大陆地壳演化. 高校地质学报, 16: 41–249
- 高山, Rudnick R L, Carlson R W, McDonough W F, 刘勇胜. 2003. 华北克拉通岩石圈地幔置换作用和壳幔生长耦合的Re-Os同位素证据. 地学前缘, 10: 61–67
- 高山, 章军峰, 许文良, 刘勇胜. 2009. 拆沉作用与华北克拉通破坏. 科学通报, 54: 1962–1973
- 郭春丽, 吴福元, 杨进辉, 林景仟, 孙德有. 2004. 中国东部早白垩世岩浆作用的伸展构造性质——以辽东半岛南部饮马湾山岩体为例. 岩石学报, 20: 193–1204
- 洪大卫, 王涛, 童英, 王晓霞. 2003. 华北地台和秦岭-大别-苏鲁造山带的中生代花岗岩与深部地球动力学过程. 地学前缘, 10: 231–256
- 皇甫鹏鹏, 王岳军, 范蔚茗, 李忠海, 王喻鸣, 周永智. 2016. 大洋平板俯冲的数值模拟再现: 洋-陆汇聚速率影响. 大地构造与成矿学, 40: 429–445
- 李三忠, 刘建忠, 赵国春, 吴福元, 韩宗珠, 杨中柱. 2004. 华北克拉通东部地块中生代变形的关键时限及其对构造的制约——以胶辽地区为例. 岩石学报, 20: 633–646
- 李忠, 董仁国, 郑建平. 2007. 华北克拉通东部南北缘中生代火山沉积格局及其构造转折过程. 古地理学报, 9: 227–242
- 李忠海. 2014. 大陆俯冲-碰撞-折返的动力学数值模拟研究综述. 中国科学: 地球科学, 44: 817–841
- 李忠海, 刘明启, Gerya T. 2015. 俯冲隧道中物质运移和流体-熔体活动的动力学数值模拟. 中国科学: 地球科学, 45: 881–899
- 路凤香, 韩柱国, 郑建平, 任迎新. 1991. 辽宁复县地区古生代岩石圈地幔特征. 地质科技情报, 10: 2–20
- 路凤香, 赵磊, 邓晋福, 郑建平. 1995. 华北地台金伯利岩岩浆活动时代讨论. 岩石学报, 11: 365–374
- 路凤香, 郑建平, 李伍平, 陈美华, 成中梅. 2000. 中国东部显生宙地幔演化的主要样式: “蘑菇云”模型. 地学前缘, 7: 97–108
- 路凤香, 郑建平, 张瑞生, 陈美华. 2005. 华北克拉通东部显生宙地幔演化. 地学前缘, 12: 61–67
- 路孝平, 吴福元, 林景仟, 孙德有, 张艳斌, 郭春丽. 2004. 辽东半岛南部早前寒武纪花岗岩岩浆作用的年代学格架. 地质科学, 39: 123–138
- 乔彦超, 郭子祺, 石耀霖. 2012. 数值模拟华北克拉通岩石圈减薄的一种可能机制——下地壳榴辉岩重力失稳引起的拆沉. 地球物理学报, 55: 4249–4256
- 乔彦超, 郭子祺, 石耀霖. 2013. 数值模拟华北克拉通岩石圈热对流侵蚀减薄机制. 中国科学: 地球科学, 43: 642–652
- 邱楠生, 李善鹏, 曾溅辉. 2004. 渤海湾盆地济阳拗陷热历史及构造-热演化特征. 地质学报, 78: 263–269
- 邱楠生, 苏向光, 李兆影, 柳忠泉, 李政. 2006. 济阳拗陷新生代构造-热演化历史研究. 地球物理学报, 49: 1127–1135

- 索艳慧, 李三忠, 曹现志, 李玺瑶, 刘鑫, 曹花花. 2017. 中国东部中生代反转构造及其记录的大洋板块俯冲过程. *地学前缘*, 24: 249–267
- 温常贵, 真允庆, 刁谦, 陈中, 宋涛, 张艳军, 乔红. 2016. 华北克拉通东部岩石圈破坏与幔柱的成因. *地质找矿论丛*, 31: 1–17
- 吴福元, 孙德有, 张广良, 任向文. 2000. 论燕山运动的深部地球动力学本质. *高校地质学报*, 6: 379–388
- 吴福元, 徐义刚, 高山, 郑建平. 2008. 华北岩石圈减薄与克拉通破坏研究的主要学术争论. *岩石学报*, 24: 1145–1174
- 吴福元, 徐义刚, 朱日祥, 张国伟. 2014. 克拉通岩石圈减薄与破坏. *中国科学: 地球科学*, 44: 2358–2372
- 徐义刚. 1999. 岩石圈的热-机械侵蚀和化学侵蚀与岩石圈减薄. *矿物岩石地球化学通报*, 18: 3–7
- 徐义刚. 2002. 地幔柱构造、大火成岩省及其地质效应. *地学前缘*, 9: 341–352
- 徐义刚, 李洪颜, 庞崇进, 何斌. 2009. 论华北克拉通破坏的时限. *科学通报*, 14: 1974–1989
- 袁学诚. 1996. 秦岭岩石圈速度结构与蘑菇云构造模型. *中国科学: 地球科学*, 3: 209–215
- 袁学诚. 2007. 再论岩石圈地幔蘑菇云构造及其深部成因. *中国地质*, 34: 737–758
- 翟明国, 樊祺诚, 张宏福, 隋建立. 2005. 华北东部岩石圈减薄中的下地壳过程: 岩浆底侵、置换与拆沉作用. *岩石学报*, 21: 1509–1526
- 翟明国, 孟庆任, 刘建明, 侯泉林, 胡圣标, 李忠, 张宏福, 刘伟, 邵济安, 朱日祥. 2004. 华北东部中生代构造体制转折峰期的主要地质效应和形成动力学探讨. *地学前缘*, 3: 285–297
- 翟明国, 彭澎. 2007. 华北克拉通古元古代构造事件. *岩石学报*, 23: 2665–2682
- 张宏福. 2009. 橄榄岩-熔体相互作用: 克拉通型岩石圈地幔能够被破坏之关键. *科学通报*, 54: 2008–2026
- 张宏福, 英基丰, 徐平, 王玉光. 2004. 华北中生代玄武岩中地幔橄榄石捕虏晶: 对岩石圈地幔置换过程的启示. *科学通报*, 49: 784–789
- 张旗, 金惟俊, 王元龙, 李承东, 王焰, 贾秀勤. 2006a. 大陆下地壳拆沉模式初探. *岩石学报*, 22: 265–276
- 张旗, 金惟俊, 王元龙, 李承东, 王焰, 贾秀勤. 2006b. 大洋岩石圈拆沉与大陆下地壳拆沉: 不同的机制及意义——兼评“下地壳+岩石圈地幔拆沉模式”. *岩石学报*, 22: 2631–2638
- 郑建平. 1999. 中国东部地幔置换作用与中生代岩石圈减薄. 武汉: 中国地质大学出版社
- 郑建平, 路凤香. 1999. 胶辽半岛金伯利岩中地幔捕虏体岩石学特征: 古生代岩石圈地幔及其不均一性. *岩石学报*, 15: 65–74
- 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
- 郑永飞, 吴福元. 2009. 克拉通岩石圈的生长和再造. *科学通报*, 54: 1945–1949
- 郑永飞, 徐峥, 赵子福, 戴立群. 2018. 华北中生代镁铁质岩浆作用与克拉通减薄和破坏. *中国科学: 地球科学*, 48: 379–414
- 周新华. 2006. 中国东部中, 新生代岩石圈转型与减薄研究若干问题. *地学前缘*, 13: 50–64
- 朱光, 王道轩, 刘国生, 牛漫兰, 宋传中. 2004. 郯庐断裂带的演化及其对西太平洋板块运动的响应. *地质科学*, 39: 36–49
- 朱日祥, 郑天愉. 2009. 华北克拉通破坏机制与古元古代板块构造体系. *科学通报*, 54: 1950–1961
- 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
- 朱日祥, 徐义刚, 朱光, 张宏福, 夏群科, 郑天愉. 2012. 华北克拉通破坏. *中国科学: 地球科学*, 42: 1135–1159
- Arcay D, Tric E, Doin M P. 2007. Slab surface temperature in subduction zones: Influence of the interplate decoupling depth and upper plate thinning processes. *Earth Planet Sci Lett*, 255: 324–338
- Artemieva I M. 2006. Global $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ thermal model TC1 for the continental lithosphere: Implications for lithosphere secular evolution. *Tectonophysics*, 416: 245–277
- Behn M D, Kelemen P B, Hirth G, Hacker B R, Massonne H J. 2011. Diapirs as the source of the sediment signature in arc lavas. *Nat Geosci*, 4: 641–646
- Bercovici D, Karato S I. 2003. Whole-mantle convection and the transition-zone water filter. *Nature*, 425: 39–44
- Bird P. 1979. Continental delamination and the colorado plateau. *J Geophys Res*, 84: 7561–7571
- Boyd O S, Jones C H, Sheehan A F. 2004. Foundering lithosphere imaged beneath the southern Sierra Nevada, California, USA. *Science*, 305: 660–662
- Buck W R, Toksöz M N. 1983. Thermal effects of continental collisions: Thickening a variable viscosity lithosphere. *Tectonophysics*, 100: 53–69
- Campbell I H, Griffiths R W. 1990. Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts. *Earth Planet Sci Lett*, 99: 79–93
- Carlson R W, Irving A J. 1994. Depletion and enrichment history of subcontinental lithospheric mantle: An Os, Sr, Nd and Pb isotopic study of ultramafic xenoliths from the northwestern Wyoming Craton. *Earth Planet Sci Lett*, 126: 457–472
- Carlson R W, Pearson D G, James D E. 2005. Physical, chemical, and chronological characteristics of continental mantle. *Rev Geophys*, 43: 353–377
- Casanova N, McCammon C A, Mackwell S J. 2006. Water in transition zone and lower mantle minerals. In: Jacobsen S D, Van Der Lee S, eds. *Earth's Deep Water Cycle*, 168: 57–68
- Chen L. 2009. Lithospheric structure variations between the eastern and

- central North China Craton from *S*- and *P*-receiver function migration. *Phys Earth Planet Inter*, 173: 216–227
- Chen L. 2010. Concordant structural variations from the surface to the base of the upper mantle in the North China Craton and its tectonic implications. *Lithos*, 120: 96–115
- Chen L. 2017. Layering of subcontinental lithospheric mantle. *Chin Sci Bull*, 62: 1030–1034
- Chen L, Cheng C, Wei Z. 2009. Seismic evidence for significant lateral variations in lithospheric thickness beneath the central and western North China Craton. *Earth Planet Sci Lett*, 286: 171–183
- Chen L, Jiang M, Yang J, Wei Z, Liu C, Ling Y. 2014. Presence of an intralithospheric discontinuity in the central and western North China Craton: Implications for destruction of the craton. *Geology*, 42: 223–226
- Chen L, Tao W, Zhao L, Zheng T. 2008. Distinct lateral variation of lithospheric thickness in the Northeastern North China Craton. *Earth Planet Sci Lett*, 267: 56–68
- Chen L, Zheng T, Xu W. 2006. A thinned lithospheric image of the Tanlu Fault Zone, eastern China: Constructed from wave equation based receiver function migration. *J Geophys Res*, 111: B09312
- Chu R, Helmberger D, Gurnis M. 2014. Upper mantle surprises derived from the recent Virginia earthquake waveform data. *Earth Planet Sci Lett*, 402: 167–175
- Chu R, Leng W, Helmberger D V, Gurnis M. 2013. Hidden hotspot track beneath the eastern United States. *Nat Geosci*, 6: 963–966
- Davies G F. 1994. Thermomechanical erosion of the lithosphere by mantle plumes. *J Geophys Res*, 99: 15709–15722
- de Almeida F F M, Brito Neves B B, Dal Ré Carneiro C. 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Sci Rev*, 50: 77–111
- de Oliveira Cordeiro P F, Brod J A, Palmieri M, de Oliveira Cordeiro G, Barbosa E S R, Santos R V, Gaspar J C, Assis L C. 2011. The Catalão I niobium deposit, central Brazil: Resources, geology and pyrochlore chemistry. *Ore Geol Rev*, 41: 112–121
- Deng J, Su S, Niu Y, Liu C, Zhao G, Zhao X, Zhou S, Wu Z. 2007. A possible model for the lithospheric thinning of North China Craton: Evidence from the Yanshanian (Jura-Cretaceous) magmatism and tectonism. *Lithos*, 96: 22–35
- Dessai A G, Markwick A, Vaselli O, Downes H. 2004. Granulite and pyroxenite xenoliths from the Deccan Trap: Insight into the nature and composition of the lower lithosphere beneath cratonic India. *Lithos*, 78: 263–290
- Deng J F, Su S G, Mo X X, Zhao G C, Xiao Q H, Ji G Y, Qiu R Z, Zhao H L, Luo Z H, Wang Y, Liu C. 2004. The sequence of magmatic-tectonic events and orogenic processes of the Yanshan belt, North China. *Acta Geol Sin-Engl Ed*, 78: 260–266
- Downes H, Macdonald R, Upton B G, Cox K G, Bodinier J, Mason P R, James D, Hill P G, Hearn B C. 2004. Ultramafic xenoliths from the Bearpaw Mountains, Montana, USA: Evidence for multiple metasomatic events in the lithospheric mantle beneath the Wyoming Craton. *J Petrol*, 45: 1631–1662
- Duebendorfer E M, Houston R S. 1987. Proterozoic accretionary tectonics at the southern margin of the Archean Wyoming Craton. *Geol Soc Am Bull*, 98: 554–568
- Dueker K, Yuan H, Zurek B. 2001. Thick-structured proterozoic lithosphere of the Rocky Mountain Region. *Gsa Today*, 11: 4–9
- Faccenda M. 2014. Mid mantle seismic anisotropy around subduction zones. *Phys Earth Planet Inter*, 227: 1–19
- Faccenda M, Gerya T V, Mancktelow N S, Moresi L. 2012. Fluid flow during slab unbending and dehydration: Implications for intermediate-depth seismicity, slab weakening and deep water recycling. *Geochem Geophys Geosyst*, 13: Q01010
- Fan W M, Guo F, Wang Y J, Lin G, Zhang M. 2001. Post-orogenic bimodal volcanism along the Sulu orogenic belt in Eastern China. *Phys Chem Earth Part A-Solid Earth Geodesy*, 26: 733–746
- Fan W, Menzies M. 1992. Destruction of aged lower lithosphere and accretion of asthenosphere mantle beneath eastern China. *Geotect Metal*, 16: 171–180
- Fan W M, Zhang H F, Baker J, Jarvis K E, Mason P R D, Menzies M A. 2000. On and off the North China Craton: Where is the Archean keel? *J Petrol*, 41: 933–950
- Foley S F. 2008. Rejuvenation and erosion of the cratonic lithosphere. *Nat Geosci*, 1: 394–397
- Frost C D, Frost B R, Chamberlain K R, Hulsebosch T P. 1998. The Late Archean history of the Wyoming province as recorded by granitic magmatism in the Wind River Range, Wyoming. *Precambrian Res*, 89: 145–173
- Fumagalli P, Zanchetta S, Poli S. 2009. Alkali in phlogopite and amphibole and their effects on phase relations in metasomatized peridotites: A high-pressure study. *Contrib Mineral Petrol*, 158: 723–737
- Gao S, Rudnick R L, Carlson R W, McDonough W F, Liu Y S. 2002. Re-Os evidence for replacement of ancient mantle lithosphere beneath the North China Craton. *Earth Planet Sci Lett*, 198: 307–322
- Gao S, Rudnick R L, Yuan H L, Liu X M, Liu Y S, Xu W L, Ling W L, Ayers J, Wang X C, Wang Q H. 2004. Recycling lower continental crust in the North China craton. *Nature*, 432: 892–897
- Gao S, Rudnick R L, Xu W L, Yuan H L, Liu Y S, Walker R J, Puchtel I S, Liu X, Huang H, Wang X R, Yang J. 2008. Recycling deep cratonic lithosphere and generation of intraplate magmatism in the North China Craton. *Earth Planet Sci Lett*, 270: 41–53

- Gerya T V, Yuen D A. 2007. Robust characteristics method for modelling multiphase visco-elasto-plastic thermo-mechanical problems. *Phys Earth Planet Inter*, 163: 83–105
- Gorczyk W, Mole D R, Barnes S J. 2017. Plume-lithosphere interaction at craton margins throughout Earth history. *Tectonophysics*, doi: 10.1016/j.tecto.2017.04.002
- Green D H. 1973. Experimental melting studies on a model upper mantle composition at high pressure under water-saturated and water-undersaturated conditions. *Earth Planet Sci Lett*, 19: 37–53
- Green D H, Hibberson W O, Kovács I, Rosenthal A. 2010. Water and its influence on the lithosphere-aesthenosphere boundary. *Nature*, 467: 448–451
- Griffin W. 1992. Composition and thermal structure of the lithosphere beneath South Africa, Siberia and China: Proton microprobe studies. In: Inter Symp on Cenozoic Volcanic Rocks and Deep-Seated Xenoliths in China and Its Environs. 65–66
- Griffin W, Andi Z, O'reilly S, Ryan C. 1998. Phanerozoic evolution of the lithosphere beneath the Sino-Korean craton. In: Flower M F J, Chung S L, Lo C H, Lee T Y, eds. *Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia*. 107–126
- Griffin W L, Doyle B J, Ryan C G, Pearson N J, Suzanne Y O, Davies R, Kivi K, Van Achterbergh E, Natapov L M. 1999a. Layered mantle lithosphere in the Lac de Gras area, Slave craton: Composition, structure and origin. *J Petrol*, 40: 705–727
- Griffin W L, Ryan C G, Kaminsky F V, O'Reilly S Y, Natapov L M, Win T T, Kinny P D, Ilupin I P. 1999b. The Siberian lithosphere traverse: Mantle terranes and the assembly of the Siberian Craton. *Tectonophysics*, 310: 1–35
- Griffin W L, Kobussen A F, Babu E V S S K, O'Reilly S Y, Norris R, Sengupta P. 2009a. A trans lithospheric suture in the vanished 1 Ga lithospheric root of South India: Evidence from contrasting lithosphere sections in the Dharwar Craton. *Lithos*, 112: 1109–1119
- Griffin W L, O'Reilly S Y, Afonso J C, Begg G C. 2009b. The composition and evolution of lithospheric mantle: A re-evaluation and its tectonic implications. *J Petrol*, 50: 1185–1204
- Grove T L, Chatterjee N, Parman S W, Medard E. 2006. The influence of H₂O on mantle wedge melting. *Earth Planet Sci Lett*, 249: 74–89
- Hager B H, O'Connell R J. 1981. A simple global model of plate dynamics and mantle convection. *J Geophys Res*, 86: 4843–4867
- He L. 2014. Numerical modeling of convective erosion and peridotite-melt interaction in big mantle wedge: Implications for the destruction of the North China Craton. *J Geophys Res-Solid Earth*, 119: 3662–3677
- Heaman L M, Kjarsgaard B A, Creaser R A. 2003. The timing of kimberlite magmatism in North America: Implications for global kimberlite genesis and diamond exploration. *Lithos*, 71: 153–184
- Hebert L B, Montési L G J. 2013. Hydration adjacent to a deeply subducting slab: The roles of nominally anhydrous minerals and migrating fluids. *J Geophys Res-Solid Earth*, 118: 5753–5770
- Hirschmann M M. 2006. Water, Melting, and the deep earth H₂O cycle. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 34: 54629–54653
- Hirth G, Kohlstedt D. 2003. Rheology of the upper mantle and the mantle wedge: A view from the experimentalists. *Geophys Monograph Series*, 138: 83–105
- Houseman G A, McKenzie D P, Molnar P. 1981. Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of continental convergent belts. *J Geophys Res*, 86: 6115–6132
- Howarth G H, Barry P H, Pernet-Fisher J F, Baziotis I P, Pokhilenko N P, Pokhilenko L N, Bodnar R J, Taylor L A, Agashev A M. 2014. Superplume metasomatism: Evidence from Siberian mantle xenoliths. *Lithos*, 184-187: 209–224
- Hu S, O'Sullivan P B, Raza A, Kohn B P. 2001. Thermal history and tectonic subsidence of the Bohai Basin, northern China: A Cenozoic rifted and local pull-apart basin. *Phys Earth Planet Inter*, 126: 221–235
- Huang J, Zhao D. 2006. High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions. *J Geophys Res*, 111: B09305
- Huang J, Zhong S, Jeroen V H. 2003. Controls on sublithospheric small-scale convection. *J Geophys Res*, 108: 2405
- Huangfu P, Wang Y, Cawood P A, Li Z H, Fan W, Gerya T V. 2016. Thermo-mechanical controls of flat subduction: Insights from numerical modeling. *Gondwana Res*, 40: 170–183
- Iwamori H. 2004. Phase relations of peridotites under H₂O-saturated conditions and ability of subducting plates for transportation of H₂O. *Earth Planet Sci Lett*, 227: 57–71
- Iwamori H. 2007. Transportation of H₂O beneath the Japan arcs and its implications for global water circulation. *Chem Geol*, 239: 182–198
- Jull M, Kelemen P B. 2001. On the conditions for lower crustal convective instability. *J Geophys Res*, 106: 6423–6446
- Karmalkar N R, Duraiswami R A, Chalapathi Rao N V, Paul D K. 2009. Mantle-derived mafic-ultramafic xenoliths and the nature of Indian sub-continental lithosphere. *J Geol Soc India*, 73: 657–679
- Kawamoto T. 2004. Hydrous phase stability and partial melt chemistry in H₂O-saturated KLB-1 peridotite up to the uppermost lower mantle conditions. *Phys Earth Planet Inter*, 143-144: 387–395
- Kawamoto T, Hervig R L, Holloway J R. 1996. Experimental evidence for a hydrous transition zone in the early Earth's mantle. *Earth Planet Sci Lett*, 142: 587–592
- Kawamoto T, Holloway J R. 1997. Melting temperature and partial melt chemistry of H₂O-saturated mantle peridotite to 11 igapascals. *Science*, 276: 240–243

- Kerrick D M, Connolly J A D. 2001. Metamorphic devolatilization of subducted oceanic metabasalts: Implications for seismicity, arc magmatism and volatile recycling. *Earth Planet Sci Lett*, 189: 19–29
- Kiselev S, Vinnik L, Oreshin S, Gupta S, Rai S S, Singh A, Kumar M R, Mohan G. 2008. Lithosphere of the Dharwar craton by joint inversion of *P* and *S* receiver functions. *Geophys J Int*, 173: 1106–1118
- Komabayashi T, Omori S, Maruyama S. 2004. Petrogenetic grid in the system MgO-SiO₂-H₂O up to 30 GPa, 1600°C: Applications to hydrous peridotite subducting into the Earth's deep interior. *J Geophys Res*, 109: B03206
- Kumar A, Heaman L M, Manikyamba C. 2007. Mesoproterozoic kimberlites in south India: A possible link to ~1.1 Ga global magmatism. *Precambrian Res*, 154: 192–204
- 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
- Kushiro I. 1970. Stability of amphibole and phlogopite in the upper mantle. *Carnegie Inst Washington Yearb*, 68: 245–247
- Kushiro I, Syono Y, Akimoto S I. 1968. Melting of a peridotite nodule at high pressures and high water pressures. *J Geophys Res*, 73: 6023–6029
- Lee C T, Yin Q, Rudnick R L, Chesley J T, Jacobsen S B. 2000. Osmium isotopic evidence for Mesozoic removal of lithospheric mantle beneath the Sierra Nevada, California. *Science*, 289: 1912–1916
- Lee C T A, Luffi P, Chin E J. 2011. Building and destroying continental mantle. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 39: 59–90
- Lei J, Zhao D. 2005. *P*-wave tomography and origin of the Changbai intraplate volcano in Northeast Asia. *Tectonophysics*, 397: 281–295
- Li J W, Bi S J, Selby D, Chen L, Vasconcelos P, Thiede D, Zhou M F, Zhao X F, Li Z K, Qiu H N. 2012. Giant Mesozoic gold provinces related to the destruction of the North China craton. *Earth Planet Sci Lett*, 349–350: 26–37
- Li Z, Gerya T V. 2009. Polyphase formation and exhumation of high- to ultrahigh-pressure rocks in continental subduction zone: Numerical modeling and application to the Sulu ultrahigh-pressure terrane in eastern China. *J Geophys Res*, 114: B09406
- Li Z H, Gerya T V, Burg J P. 2010. Influence of tectonic overpressure on *P-T* paths of HP-UHP rocks in continental collision zones: Thermomechanical modelling. *J Metamorph Geol*, 28: 227–247
- Li Z H, Liu M, Gerya T. 2016. Lithosphere delamination in continental collisional orogens: A systematic numerical study. *J Geophys Res-Solid Earth*, 121: 5186–5211
- Liao J, Gerya T. 2014. Influence of lithospheric mantle stratification on craton extension: Insight from two-dimensional thermo-mechanical modeling. *Tectonophysics*, 631: 50–64
- Litasov K, Ohtani E. 2003. Stability of various hydrous phases in CMAS pyrolite-H₂O system up to 25 GPa. *Phys Chem Miner*, 30: 147–156
- Liu D Y, Nutman A P, Compston W, Wu J S, Shen Q H. 1992. Remnants of ≥3800 Ma crust in the Chinese part of the Sino-Korean craton. *Geology*, 20: 339
- Liu Y, Gao S, Lee C T A, Hu S, Liu X, Yuan H. 2005. Melt-peridotite interactions: Links between garnet pyroxenite and high-Mg[#] signature of continental crust. *Earth Planet Sci Lett*, 234: 39–57
- 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
- Marotta A M, Fernandez M, Sabadini R. 1999. The onset of extension during lithospheric shortening: A two-dimensional thermomechanical model for lithospheric unrooting. *Geophys J Int*, 139: 98–114
- Maruyama S. 1997. Pacific-type orogeny revisited: Miyashiro-type orogeny proposed. *Isl Arc*, 6: 91–120
- Maruyama S, Isozaki Y, Kimura G, Terabayashi M. 1997. Paleogeographic maps of the Japanese Islands: Plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present. *Isl Arc*, 6: 121–142
- McKenzie D, Jackson J, Priestley K. 2005. Thermal structure of oceanic and continental lithosphere. *Earth Planet Sci Lett*, 233: 337–349
- Meissner R, Mooney W. 1998. Weakness of the lower continental crust: A condition for delamination, uplift, and escape. *Tectonophysics*, 296: 47–60
- Meng Q R. 2003. What drove late Mesozoic extension of the northern China-Mongolia tract? *Tectonophysics*, 369: 155–174
- Menzies M A, Fan W, Zhang M. 1993. Palaeozoic and Cenozoic lithoprobes and the loss of >120 km of Archaean lithosphere, Sino-Korean craton, China. *Geol Soc London Spec Publ*, 76: 71–81
- Menzies M A, Xu Y. 1998. Geodynamics of the North China craton. In: Flower M F J, Chung S L, Lo C H, Lee T Y, eds. *Mantle dynamics and plate interactions in East Asia*, 155–165
- Menzies M, Xu Y, Zhang H, Fan W. 2007. Integration of geology, geophysics and geochemistry: A key to understanding the North China Craton. *Lithos*, 96: 1–21
- Millhollen G L, Irving A J, Wyllie P J. 1974. Melting interval of peridotite with 5.7 percent water to 30 kilobars. *J Geol*, 82: 575–587
- Moore W B, Schubert G, Tackley P J. 1999. The role of rheology in lithospheric thinning by mantle plumes. *Geophys Res Lett*, 26: 1073–1076
- Morency C, Doin M P, Dumoulin C. 2002. Convective destabilization of a thickened continental lithosphere. *Earth Planet Sci Lett*, 202: 303–320
- 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
- Mysen B R O, Boettcher A L. 1975. Melting of a hydrous mantle: I. Phase relations of natural peridotite at high pressures and temperatures with controlled activities of water, carbon dioxide, and hydrogen. *J Petrol*, 16: 520–548
- 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
- Nehru C, Reddy A. 1989. Ultramafic xenoliths from Wajrakarur kimberlites, India. *Geol Soc Aust Spec Publ*, 14: 745–758
- Niida K, Green D H. 1999. Stability and chemical composition of pargasitic amphibole in MORB pyrolite under upper mantle conditions. *Contrib Mineral Petrol*, 135: 18–40
- O'Brien H E, Irving A J, McCallum I S, Thirlwall M F. 1995. Strontium, neodymium, and lead isotopic evidence for the interaction of post-subduction asthenospheric potassic mafic magmas of the Highwood Mountains, Montana, USA, with ancient Wyoming craton lithospheric mantle. *Geochim Cosmochim Acta*, 59: 4539–4556
- Ohtani E. 2005. Water in the mantle. *Elements*, 1: 25–30
- Ohtani E, Litasov K, Hosoya T, Kubo T, Kondo T. 2004. Water transport into the deep mantle and formation of a hydrous transition zone. *Phys Earth Planet Inter*, 143–144: 255–269
- Okamoto K, Maruyama S. 1999. The high-pressure synthesis of lawsonite in the MORB+H₂O system. *Am Miner*, 84: 362–373
- Olson P, Schubert G, Anderson C, Goldman P. 1988. Plume formation and lithosphere erosion: A comparison of laboratory and numerical experiments. *J Geophys Res*, 93: 15065–15084
- Olson P. 1990. Hot spots, swells and mantle plumes. In: Ryan M P, ed. *Magma Transport and Storage*. Hoboken: Wiley. 33–51
- Omori S, Komabayashi T, Maruyama S. 2004. Dehydration and earthquakes in the subducting slab: Empirical link in intermediate and deep seismic zones. *Phys Earth Planet Inter*, 146: 297–311
- Peacock S M. 1990. Fluid processes in subduction zones. *Science*, 248: 329–337
- Peacock S M. 1993. The importance of blueschist-eclogite dehydration reactions in subducting oceanic crust. *Geol Soc Am Bull*, 105: 684–694
- Peslier A H, Woodland A B, Bell D R, Lazarov M. 2010. Olivine water contents in the continental lithosphere and the longevity of cratons. *Nature*, 467: 78–81
- Poli S, Schmidt M W. 1995. H₂O transport and release in subduction zones: Experimental constraints on basaltic and andesitic systems. *J Geophys Res*, 100: 22299–22314
- Rajesh H M, Mukhopadhyay J, Beukes N J, Gutzmer J, Belyanin G A, Armstrong R A. 2009. Evidence for an early Archaean granite from Bastar craton, India. *J Geol Soc*, 166: 193–196
- Rao K, Rao K, Dhakate M, Nayak S. 2001. Petrology and mineralogy of mantle xenoliths of Wajrakarur and Narayanpet kimberlite fields, Andhra Pradesh, India. *Geol Surv India Spec Publ*, 58: 577–591
- Rao N V C, Wu F Y, Mitchell R H, Li Q L, Lehmann B. 2013. Mesoproterozoic U-Pb ages, trace element and Sr-Nd isotopic composition of perovskite from kimberlites of the Eastern Dharwar craton, southern India: Distinct mantle sources and a widespread 1.1 Ga tectonomagmatic event. *Chem Geol*, 353: 48–64
- Read G, Grutter H, Winter S, Luckman N, Gaunt F, Thomsen F. 2004. Stratigraphic relations, kimberlite emplacement and lithospheric thermal evolution, Quiricó Basin, Minas Gerais State, Brazil. *Lithos*, 77: 803–818
- Richards M A, Duncan R A, Courtillot V E. 1989. Flood basalts and hot-spot tracks: Plume heads and tails. *Science*, 246: 103–107
- Roy S, Rao R U M. 2000. Heat flow in the Indian shield. *J Geophys Res*, 105: 25587–25604
- Rudnick R L. 1995. Making continental crust. *Nature*, 378: 571–578
- Rudnick R L, Fountain D M. 1995. Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective. *Rev Geophys*, 33: 267–309
- Rudnick R L, Gao S, Ling W L, Liu Y S, McDonough W F. 2004. Petrology and geochemistry of spinel peridotite xenoliths from Hannuoba and Qixia, North China craton. *Lithos*, 77: 609–637
- Sagong H, Kwon S T, Ree J H. 2005. Mesozoic episodic magmatism in South Korea and its tectonic implication. *Tectonics*, 24: TC5002
- Schmeling H, Babeyko A Y, Enns A, Faccenna C, Funicello F, Gerya T, Golabek G J, Grigull S, Kaus B J P, Morra G, Schmalholz S M, van Hunen J. 2008. A benchmark comparison of spontaneous subduction models—Towards a free surface. *Phys Earth Planet Inter*, 171: 198–223
- Schmidt M, Poli S. 2014. Devolatilization during subduction. *Treat Geochem*, 4: 669–701
- Schott B, Schmeling H. 1998. Delamination and detachment of a lithospheric root. *Tectonophysics*, 296: 225–247
- Schubert G, Turcotte D L. 1972. One-dimensional model of shallow-mantle convection. *J Geophys Res*, 77: 945–951
- Schubert G, Turcotte D L, Olson P. 2001. *Mantle Convection in the Earth and Planets*. Cambridge: Cambridge University Press
- Sengor A M C. 1999. Continental interiors and cratons: Any relation? *Tectonophysics*, 305: 1–42
- Shalivahan , Bhattacharya B B, Rao N V C, Maurya V P. 2014. Thin lithosphere-asthenosphere boundary beneath Eastern Indian craton. *Tectonophysics*, 612–613: 128–133

- Shapiro S S, Hager B H, Jordan T H. 1999. Stability and dynamics of the continental tectosphere. *Lithos*, 48: 115–133
- Sleep N H. 2005. Evolution of the continental lithosphere. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 33: 369–393
- Sun W, Ding X, Hu Y H, Li X H. 2007. The golden transformation of the Cretaceous plate subduction in the west Pacific. *Earth Planet Sci Lett*, 262: 533–542
- Sun W, Ling M, Wang F, Ding X, Hu Y, Zhou J, Yang X. 2008. Pacific plate subduction and Mesozoic geological event in eastern China. *Bull Mineral Petrol Geochem*, 27: 218–225
- Syracuse E M, Keken P E V, 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
- Thompson J B, Laird J, Thompson A B. 1982. Reactions in amphibolite, greenschist and blueschist. *J Petrol*, 23: 1–27
- Till C B, Grove T L, Withers A C. 2012. The beginnings of hydrous mantle wedge melting. *Contrib Mineral Petrol*, 163: 669–688
- Van Hunen J, Berg A P V D, Vlaar N J. 2002. On the role of subducting oceanic plateaus in the development of shallow flat subduction. *Tectonophysics*, 352: 317–333
- Wang F, Zhou X H, Zhang L C, Ying J F, Zhang Y T, Wu F Y, Zhu R X. 2006. Late Mesozoic volcanism in the Great Xing'an Range (NE China): Timing and implications for the dynamic setting of NE Asia. *Earth Planet Sci Lett*, 251: 179–198
- Wang Y, Huang J, Zhong S. 2015. Episodic and multistaged gravitational instability of cratonic lithosphere and its implications for reactivation of the North China Craton. *Geochem Geophys Geosyst*, 16: 815–833
- Wang Y, Huang J, Zhong S, Chen J. 2016. Heat flux and topography constraints on thermochemical structure below North China Craton regions and implications for evolution of cratonic lithosphere. *J Geophys Res-Solid Earth*, 121: 3081–3098
- Wang Y, Zhang F Q, Zhang D W, Miao L C, Li T S, Xie H Q, Meng Q R, Liu D Y. 2006. Zircon SHRIMP U-Pb dating of meta-diorite from the basement of the Songliao Basin and its geological significance. *Chin Sci Bull*, 51: 1877–1883
- Wang Z, Kusky T M, Capitanio F A. 2016a. Lithosphere thinning induced by slab penetration into a hydrous mantle transition zone. *Geophys Res Lett*, 43: 11567–11577
- Wang Z, Kusky T M, Fu J, Yuan Y, Zhu P. 2016b. Review of lithospheric destruction in the North China, North Atlantic, and Tanzanian Cratons. *J Geol*, 124: 699–721
- Wang X C, Wilde S A, Li Q L, Yang Y N. 2015. Continental flood basalts derived from the hydrous mantle transition zone. *Nat Commun*, 6: 7700
- Wernicke B. 1981. Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: Nappe tectonics in an extending orogen. *Nature*, 291: 645–648
- Wernicke B. 1985. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Can J Earth Sci*, 22: 108–125
- Wilde S A, Zhou X, Nemchin A A, Sun M. 2003. Mesozoic crust-mantle interaction beneath the North China craton: A consequence of the dispersal of Gondwanaland and accretion of Asia. *Geology*, 31: 817–820
- Windley B F, Maruyama S, Xiao W J. 2010. Delamination/thinning of sub-continental lithospheric mantle under Eastern China: The role of water and multiple subduction. *Am J Sci*, 310: 1250–1293
- Wu F, Walker R J, Ren X, Sun D, Zhou X. 2003. Osmium isotopic constraints on the age of lithospheric mantle beneath northeastern China. *Chem Geol*, 196: 107–129
- Wu F Y, Lin J Q, Wilde S A, Zhang X, Yang J H. 2005a. Nature and significance of the Early Cretaceous giant igneous event in eastern China. *Earth Planet Sci Lett*, 233: 103–119
- Wu F Y, Yang J H, Wilde S A, Zhang X O. 2005b. Geochronology, petrogenesis and tectonic implications of Jurassic granites in the Liaodong Peninsula, NE China. *Chem Geol*, 221: 127–156
- Wu F Y, Walker R J, Yang Y H, Yuan H L, Yang J H. 2006. The chemical-temporal evolution of lithospheric mantle underlying the North China Craton. *Geochim Cosmochim Acta*, 70: 5013–5034
- Wu F Y, Han R H, Yang J H, Wilde S A, Zhai M G, Park S C. 2007. Initial constraints on the timing of granitic magmatism in North Korea using U-Pb zircon geochronology. *Chem Geol*, 238: 232–248
- Wu K, Ling M X, Sun W, Guo J, Zhang C C. 2017. Major transition of continental basalts in the Early Cretaceous: Implications for the destruction of the North China Craton. *Chem Geol*, 470: 93–106
- Xia Q K, Hao Y, Li P, Deloule E, Coltorti M, Dallai L, Yang X, Feng M. 2010. Low water content of the Cenozoic lithospheric mantle beneath the eastern part of the North China Craton. *J Geophys Res*, 115: B07207
- Xia Q K, Hao Y T, Liu S C, Gu X Y, Feng M. 2013a. Water contents of the Cenozoic lithospheric mantle beneath the western part of the North China Craton: Peridotite xenolith constraints. *Gondwana Res*, 23: 108–118
- Xia Q K, Liu J, Liu S C, Kovács I, Feng M, Dang L. 2013b. High water content in Mesozoic primitive basalts of the North China Craton and implications on the destruction of cratonic mantle lithosphere. *Earth Planet Sci Lett*, 361: 85–97
- Xu Y. 1995. Lithosphere-asthenosphere interaction: A comparative study on Cenozoic and Mesozoic basalts around Bohai Area. *Geotect Metal*, 19: 1–13
- Xu Y G. 2001. Thermo-tectonic destruction of the archaean lithospheric keel beneath the sino-korean craton in china: Evidence, timing and

- mechanism. *Phys Chem Earth Part A-Solid Earth Geodesy*, 26: 747–757
- Xu Y G. 2007. Diachronous lithospheric thinning of the North China Craton and formation of the Daxin'anling-Taihangshan gravity lineament. *Lithos*, 96: 281–298
- Xu Y G, Menzies M A, Thirlwall M F, Huang X L, Liu Y, Chen X M. 2003. "Reactive" harzburgites from Huinan, NE China: Products of the lithosphere-asthenosphere interaction during lithospheric thinning? *Geochim Cosmochim Acta*, 67: 487–505
- Xu Y G, Huang X L, Ma J L, Wang Y B, Iizuka Y, Xu J F, Wang Q, Wu X Y. 2004. Crust-mantle interaction during the tectono-thermal reactivation of the North China Craton: Constraints from SHRIMP zircon U-Pb chronology and geochemistry of Mesozoic plutons from western Shandong. *Contrib Mineral Petrol*, 147: 750–767
- Xu Y G, Blusztajn J, Ma J L, Suzuki K, Liu J F, Hart S R. 2008. Late Archean to Early Proterozoic lithospheric mantle beneath the western North China craton: Sr-Nd-Os isotopes of peridotite xenoliths from Yangyuan and Fansi. *Lithos*, 102: 25–42
- Yang J H, Wu F Y, Wilde S A. 2003. A review of the geodynamic setting of large-scale Late Mesozoic gold mineralization in the North China Craton: An association with lithospheric thinning. *Ore Geol Rev*, 23: 125–152
- Yang J, Zhao L, Kaus B J P, Lu G, Wang K, Zhu R. 2017. Slab-triggered wet upwellings produce large volumes of melt: Insights into the destruction of the North China Craton. *Tectonophysics*, doi: org/10.1016/j.tecto.2017.04.009
- Yang S H, Li Z H, Gerya T, Xu Z Q, Shi Y L. 2017. Dynamics of terrane accretion during seaward continental drifting and oceanic subduction: Numerical modeling and implications for the Jurassic crustal growth of the Lhasa Terrane, Tibet. *Tectonophysics*, doi: 10.1016/j.tecto.2017.07.018
- Yang J H, Wu F Y, Wilde S A, Belousova E, Griffin W L. 2008. Mesozoic decratonization of the North China block. *Geology*, 36: 467–470
- Yang T, Leng W. 2014. Dynamics of hidden hotspot tracks beneath the continental lithosphere. *Earth Planet Sci Lett*, 401: 294–300
- Yuen D A, Fleitout L. 1985. Thinning of the lithosphere by small-scale convective destabilization. *Nature*, 313: 125–128
- Yuan H, Dueker K, Stachnik J. 2010. Crustal structure and thickness along the Yellowstone hot spot track: Evidence for lower crustal outflow from beneath the eastern Snake River Plain. *Geochem Geophys Geosyst*, 11: Q03009
- Zhai M, Fan Q, Zhang H, Sui J, Shao J. 2007. Lower crustal processes leading to Mesozoic lithospheric thinning beneath eastern North China: Underplating, replacement and delamination. *Lithos*, 96: 36–54
- Zhang H F, Sun M, Zhou X H, Fan W M, Zhai M G, Yin J F. 2002. Mesozoic lithosphere destruction beneath the North China Craton: Evidence from major-, trace-element and Sr-Nd-Pb isotope studies of Fangcheng basalts. *Contrib Mineral Petrol*, 144: 241–254
- Zhang H F, Sun M, Zhou X H, Zhou M F, Fan W M, Zheng J P. 2003. Secular evolution of the lithosphere beneath the eastern North China Craton: Evidence from Mesozoic basalts and high-Mg andesites. *Geochim Cosmochim Acta*, 67: 4373–4387
- Zhang J J, Zheng Y F, Zhao Z F. 2009. Geochemical evidence for interaction between oceanic crust and lithospheric mantle in the origin of Cenozoic continental basalts in east-central China. *Lithos*, 110: 305–326
- Zhang J H, Gao S, Ge W C, Wu F Y, Yang J H, Wilde S A, Li M. 2010. Geochronology of the Mesozoic volcanic rocks in the Great Xing'an Range, northeastern China: Implications for subduction-induced delamination. *Chem Geol*, 276: 144–165
- Zhang K J. 2002. Escape hypothesis for North and South China collision and tectonic evolution of the Qinling Orogen, eastern Asia. *Eclogae Geol Helv*, 95: 237–248
- Zhao G, Cawood P A, Wilde S A, Sun M. 2002. Review of global 2.1–1.8 Ga orogens: Implications for a pre-Rodinia supercontinent. *Earth-Sci Rev*, 59: 125–162
- Zhao G, Sun M, Wilde S A. 2003. Correlations between the eastern block of the North China Craton and the South Indian Block of the Indian shield: An Archean to Palaeoproterozoic link. *Precambrian Res*, 122: 201–233
- Zhao D, Lei J, Tang R. 2004. Origin of the Changbai intraplate volcanism in Northeast China: Evidence from seismic tomography. *Chin Sci Bull*, 49: 1401–1408
- Zhao Z F, Zheng Y F, Wei C S, Wu Y B. 2004. Zircon isotope evidence for recycling of subducted continental crust in post-collisional granitoids from the Dabie terrane in China. *Geophys Res Lett*, 31: L22602
- Zhao D, Maruyama S, Omori S. 2007. Mantle dynamics of Western Pacific and East Asia: Insight from seismic tomography and mineral physics. *Gondwana Res*, 11: 120–131
- Zhao D, Tian Y, Lei J, Liu L, Zheng S. 2009. Seismic image and origin of the Changbai intraplate volcano in East Asia: Role of big mantle wedge above the stagnant Pacific slab. *Phys Earth Planet Inter*, 173: 197–206
- Zheng J, O'reilly S Y, Griffin W L, Lu F, Zhang M. 1998. Nature and evolution of Cenozoic lithospheric mantle beneath Shandong peninsula, Sino-Korean craton, eastern China. *Int Geol Rev*, 40: 471–499
- Zheng J P, Lu F X, O'Reilly S, Griffin W, Zhang M. 1999. Comparison between Palaeozoic and Cenozoic lithospheric mantle in the eastern

- part of the North China Block-with a discussion of mantle evolution. *Acta Geol Sin*, 73: 47–56
- Zheng J, O'Reilly S Y, Griffin W L, Lu F, Zhang M, Pearson N J. 2001. Relict refractory mantle beneath the eastern North China block: Significance for lithosphere evolution. *Lithos*, 57: 43–66
- Zheng J, Griffin W L, O'Reilly S Y, Lu F, Wang C, Zhang M, Wang F, Li H. 2004. 3.6 Ga lower crust in central China: New evidence on the assembly of the North China craton. *Geology*, 32: 229–232
- Zheng J, Griffin W L, O'Reilly S Y, Liou J G, Zhang R Y, Lu F. 2005a. Late mesozoic-eocene mantle replacement beneath the eastern North China craton: Evidence from the Paleozoic and Cenozoic peridotite xenoliths. *Int Geol Rev*, 47: 457–472
- Zheng J, Sun M, Zhou M F, Robinson P. 2005b. Trace elemental and PGE geochemical constraints of Mesozoic and Cenozoic peridotitic xenoliths on lithospheric evolution of the North China Craton. *Geochim Cosmochim Acta*, 69: 3401–3418
- Zheng J P, Lu F X, Griffin W, Yu C M, Zhang R S, Yuan X P, Wu X L. 2006a. Lithospheric thinning accompanying mantle lateral spreading, erosion and replacement beneath the eastern part of North China: Evidence from peridotites. *Earth Sci Front*, 13: 76–85
- Zheng J, Griffin W L, O'Reilly S Y, Yang J, Li T, Zhang M, Zhang R Y, Liou J G. 2006b. Mineral chemistry of peridotites from Paleozoic, Mesozoic and Cenozoic lithosphere: Constraints on mantle evolution beneath eastern China. *J Petrol*, 47: 2233–2256
- Zheng J P, Griffin W L, O'Reilly S Y, Yu C M, Zhang H F, Pearson N, Zhang M. 2007. Mechanism and timing of lithospheric modification and replacement beneath the eastern North China Craton: Peridotitic xenoliths from the 100 Ma Fuxin basalts and a regional synthesis. *Geochim Cosmochim Acta*, 71: 5203–5225
- Zhou X, Sun M, Zhang G, Chen S. 2002. Continental crust and lithospheric mantle interaction beneath North China: Isotopic evidence from granulite xenoliths in Hannuoba, Sino-Korean craton. *Lithos*, 62: 111–124
- Zorin Y A. 1999. Geodynamics of the western part of the Mongolia-Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia. *Tectonophysics*, 306: 33–56

(责任编辑: 郑永飞)