中国科学: 地球科学 2015 年 第 45 卷 第 7 期: 900 ~ 915
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

专题: 大陆俯冲带

论 文

大陆俯冲带两类壳幔相互作用

赵子福*, 戴立群, 郑永飞

中国科学院壳幔物质与环境重点实验室, 中国科学技术大学地球和空间科学学院, 合肥 230026
* E-mail: zfzhao@ustc.edu.cn

收稿日期: 2014-12-17; 接受日期: 2015-05-27; 网络版发表日期: 2015-06-17
国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2015CB856100)和国家自然科学基金项目(批准号: 41125012, 41221062)资助

摘要 板块俯冲作用是实现地壳与地幔之间物质和能量转换的重要机制, 俯冲带岩浆岩是研究地壳物质再循环及其壳幔相互作用的重要载体. 本文通过对红安-大别-苏鲁造山带和华北东南缘碰撞后镁铁质岩浆岩的同位素年代学和地球化学的系统总结, 概括出两种类型的大陆俯冲带壳幔相互作用, 对应于两类地球化学性质截然不同的镁铁质火成岩. 第一类岩石显示弧型微量元素分布特征(富集 LILE, LREE 和 Pb, 亏损 HFSE)和相对富集的放射成因 Sr-Nd 同位素组成, 而第二类具有 OIB 型微量元素分布特征(富集 LILE 和 LREE, HFSE 不亏损)和相对亏损的放射成因 Sr-Nd 同位素组成. 它们都具有变化的且不同于正常地幔的锆石 O 同位素组成, 含有残留的地壳锆石. 这些地球化学特征表明, 这两类镁铁质火成岩来源于不同地球化学性质的地幔源区, 其中第二类岩石的地幔源区是先前俯冲古洋壳来源的熔体与上覆新生岩石圈地幔反应形成的, 而第一类岩石的地幔源区是随后俯冲的华南陆壳来源的长英质熔体与上覆华北古老岩石圈地幔反应形成的. 因此, 在大陆俯冲带存在两种类型的壳幔相互作用, 碰撞后镁铁质岩浆岩为大陆碰撞造山带不同类型的板片-地幔相互作用提供了岩石学和地球化学记录.

关键词
地球化学
碰撞后镁铁质岩浆岩
壳幔相互作用
大陆俯冲带

地壳是地幔通过岩浆过程形成的. 另一方面, 地壳物质又可以通过俯冲和拆沉等地质过程再循环进入地幔并发生壳幔相互作用, 从而造成地幔地球化学和岩石学不均一性. 其中, 板块俯冲是地壳物质进入地幔的主要地球动力学机制, 同时又是造成地幔化学不均一性的最基本原因. 20 世纪后半叶开始的地幔地球化学研究已经建立, 大洋板片俯冲进入地幔是引起地幔化学不均一性的主要地质过程(Armstrong, 1968; Zindler 和 Hart, 1986; Hofmann, 1997; Anderson, 2007; O'Neill 和 Jenner, 2012; Rampone 和 Hofmann, 2012; Stracke, 2012). 深俯冲洋壳释放的流体交代上覆地幔楔橄榄岩并引发部分熔融形成大洋弧玄武岩或大陆弧安山岩, 从而导致地壳生长乃至大陆增生(Ringwood, 1974; Tatsumi 和 Eggins, 1995); 残留的板片将继续下沉进入地幔, 从而对地幔地球化学组成发生影响(Ringwood, 1982; Allegre 和 Turcotte, 1986; Hofmann, 1997; Anderson, 2006). 因此, 俯冲进入地幔的大洋地壳或者与地幔直接反应形成弧岩浆岩(例如, Gill, 1981; Allegre, 1982; Hofmann, 1997; Bebout, 2007, 2014; Spandler 和

中文引用格式: 赵子福, 戴立群, 郑永飞. 2015. 大陆俯冲带两类壳幔相互作用. 中国科学: 地球科学, 45: 900–915
英文引用格式: Zhao Z F, Dai L Q, Zheng Y F. 2015. Two types of the crust-mantle interaction in continental subduction zones. Science China: Earth Sciences, 58: 1269–1283, doi: 10.1007/s11430-015-5136-0

Pirard, 2013), 或者通过熔体-橄榄岩反应成为大陆玄武岩的地幔源区(例如, Zhang 等, 2009; Wang 等, 2011; Xu 等, 2012a, 2014a), 由此与在俯冲带开始的地壳物质再循环一起形成完整的过程.

除洋壳俯冲外, 大陆地壳也可以俯冲到地幔深度(Chopin, 2003). 按照传统的板块构造理论, 大陆地壳因为其密度低, 不可能俯冲到地幔深度(McKenzie, 1969; Le Pichon 等, 1973). 然而, 20 世纪末期随着柯石英和金刚石等超高压变质矿物在大陆表壳岩石中的发现(例如, Chopin, 1984; Smith, 1984; Sobolev 和 Shatsky, 1990; Xu 等, 1992), 证明大规模的低密度长英质陆壳岩石曾整体俯冲到大陆上地幔顶部并发生超高压变质, 然后又折返到浅部地壳. 传统板块构造学说认为, 只有洋壳俯冲带才是壳幔相互作用最为活跃的地区(例如, Allegre, 1982; Zindler 和 Hart, 1986; Ringwood, 1990; Tatsumi 和 Eggins, 1995). 鉴于大陆地壳物质与地幔物质之间在地球化学组成上的巨大差异, 大陆地壳的深俯冲和折返必然会对上覆大陆岩石圈和汇聚大陆板块边缘的结构、组成、变形和演化进程造成显著影响(Chopin, 2003; Zheng, 2012). 大陆深俯冲过程不但会产生超高压变质岩, 还会发生壳幔相互作用从而对地幔产生影响. 因此, 深俯冲大陆地壳也可能再循环进入地幔, 俯冲带壳幔相互作用目前已经从大洋俯冲带拓展到大陆俯冲带(Bebout, 2007; Zheng, 2012).

随着化学地球动力学研究的深入, 人们已不满足"地壳物质再循环引起地幔化学不均一性"这种框架性的认识, 对相关构造过程的深入和细化研究是目前俯冲带壳幔相互作用研究的发展趋势(Zheng 和 Hermann, 2014). 俯冲带幔源镁铁质火成岩携带了大量的地幔信息, 是研究地幔地球化学的重要载体. 尽管在大陆俯冲带之上缺乏与弧型火山岩相对应的同俯冲岩浆岩, 但是在大陆碰撞造山带内部和上覆陆块边缘普遍发育有大量的碰撞后岩浆岩(例如, Chung 等, 2005; Dilek 和 Altunkaynak, 2007; 赵子福和郑永飞, 2009; Eyal 等, 2010). 这些岩石, 特别是镁铁质火成岩, 为我们研究大陆碰撞过程中的壳幔相互作用提供了很好的研究对象. 对这些幔源岩石进行详细研究, 可以示踪大陆俯冲带深部不同类型壳幔相互作用, 认识古洋壳/大陆地壳在大陆碰撞造山带的地球化学传输和地壳物质再循环过程(Zheng, 2012; Spandler 和 Pirard, 2013). 本文系统总结了红安-大别-苏鲁造山带和华北东南缘碰撞后镁铁质火成岩的年代学和地球化学特征, 倡导对主要元素、微量元素和放射成因同位素地球化学数据进行综合解释才能限定造山带火成岩的地幔源区性质. 在此基础上我们识别出大陆俯冲带存在两种类型的壳幔相互作用.

1 俯冲隧道壳幔相互作用

壳幔相互作用可以以不同的方式进行, 并发生在不同的构造背景之中(Allegre 和 Turcotte, 1986; Ringwood, 1990; Anderson, 2007; Zheng, 2012). 板块俯冲是地壳物质进入地幔的重要地球动力学机制, 俯冲带是壳幔相互作用最强烈的地区之一. 俯冲带深部不同类型壳幔相互作用及其岩石学和地球化学记录是俯冲带化学地球动力学研究的核心问题之一. 前人在对大洋俯冲带研究的基础上提出了俯冲隧道这一概念(Cloos 和 Shreve, 1988a, 1988b), 为解释大洋俯冲带浅部到深部的构造地质提供了参考模型(Beaumont 等, 1999; Gerya 等, 2002; Guillot 等, 2009). 近年来大陆深俯冲的一个重要研究进展是将大洋俯冲隧道模型拓展到大陆俯冲带, 可以很好地解释大陆碰撞过程中发生构造变形、高压/超高压变质、壳幔物质物理混合和化学反应以及俯冲地壳的拆离解耦和差异折返等(Beaumont 等, 2009; Guillot 等, 2009; Zheng, 2012; 郑永飞等, 2013). 俯冲隧道是指汇聚板块边缘的上下板片之间的剪切带(Cloos 和 Shreve, 1988a, 1988b), 它是发生俯冲带壳幔相互作用的理想场所(Armstrong, 1981; Ringwood, 1990; Zheng, 2012). 在板块俯冲/折返过程中, 俯冲隧道内的岩石经历了变形、变质作用, 甚至发生部分熔融. 俯冲/折返的地壳岩石可以释放出富水流体或含水熔体甚至超临界流体, 蚀变或交代上覆地幔楔橄榄岩而形成富化的和富集的地幔交代岩(Zheng 和 Hermann, 2014), 成为俯冲带之上各种镁铁质岩浆岩的地幔源区. 对这些地幔交代岩及其衍生的镁铁质岩浆岩, 其岩石成因可以采用板片-地幔相互作用模型来解释(Zheng, 2012; Zhao 等, 2013; Chen 等, 2014; Dai 等, 2014, 2015a, 2015b).

俯冲隧道中的壳幔相互作用体系包括流体蚀变作用和熔体交代作用. 在洋壳俯冲过程中, 随着深度增加和温度/压力升高, 蚀变玄武岩及其上覆沉积物

发生脱水作用而形成富水流体、含水熔体甚至超临界流体. 在弧下深度(80~130 km)脱水形成的流体相对富集水溶性元素如大离子亲石元素(LILE)和轻稀土元素(LREE)、亏损水不溶性元素如高场强元素(HFSE). 这些流体交代上覆地幔楔形成蚀变橄榄岩(蛇纹石化和绿泥石化橄榄岩), 由该地幔源区部分熔融形成的大洋弧和大陆弧玄武岩就具有弧型的微量元素分布特征(例如, Hawkesworth 等, 1991; Peacock, 1993; Tatsumi 和 Eggins, 1995). 当洋壳俯冲到100~300 km 时, 变玄武岩和变沉积岩的部分熔融显著, 结果形成不同成分的长英质熔体(Ringwood, 1990; Zheng, 2012). 这些熔体在微量元素上通常表现为富集 LILE 和 LREE、不亏损 HFSE(如 Nb 和 Ta, 部分熔融过程中金红石不稳定分解), 具有 Pb 负异常(经历过弧前和弧下深度的脱水丢失); 在放射成因同位素特征上, 由玄武岩部分熔融形成的埃达克质熔体表现为相对亏损, 而由沉积物部分熔融产生的花岗质熔体表现为相对富集; 在稳定同位素组成上, 由于俯冲前不同温度条件下的水-岩相互作用, 洋壳玄武岩及其上覆海底沉积物均具有不同于正常地幔的H-O同位素组成, 加之变质脱水对H同位素组成的巨大影响, 这些熔体因此具有异常的 H-O 同位素组成. 这些熔体与上覆地幔楔橄榄岩发生反应, 就会形成富含辉石或者角闪石的地幔交代岩. 这些地幔交代岩可以在岩石圈地幔中经历长时间居留后才发生部分熔融, 形成微量元素分布上类似 OIB 的镁铁质岩浆岩, 它们在放射成因同位素组成上表现为相对亏损、在稳定同位素组成上则具有不同于正常地幔的 H-O 同位素组成(Zheng, 2012; Dai 等, 2014, 2015a, 2015b; Xu 等, 2014a, 2014b).

除洋壳俯冲外, 大规模的低密度大陆地壳也可以俯冲到至少 80 km, 甚至达到 200 km 的地幔深度(Ye 等, 2000; Liu 和 Liou, 2011). 与洋壳相对富水不同, 由上部沉积盖层和下部结晶基底组成的陆壳相对较“干”, 因此在陆壳俯冲过程中难以释放出充分的流体交代上覆地幔楔形成同俯冲弧型岩浆岩(Ernst 和 Liou, 1995; Liou 等, 1997; Zheng 等, 2003; Zheng, 2009). 但是近年来的研究发现, 大陆地壳俯冲/折返过程中存在显著的熔/流体活动(例如, Zheng 等, 2003, 2011; Zhang 等, 2008a; Chen 等, 2013a, 2013b; Hermann 等, 2013). 这意味着, 在这类“冷”的大陆俯冲带, 俯冲地壳岩石可能在浅部(<80 km)没有发生显著脱水, 而在深部(80~130 km)才发生显著脱水乃至部分熔融, 但是由于上覆大陆岩石圈地幔相对较冷也未能引发同俯冲弧火山作用(Zheng 和 Hermann, 2014). 不过, 这些熔/流体不仅在俯冲的大陆地壳内部流动引起角闪岩相退变质和形成各种成分的脉体, 而且可能交代上覆的地幔楔橄榄岩. 因此, 大陆深俯冲不但能够产生超高压变质作用, 而且会在大陆俯冲隧道内产生显著的壳幔相互作用(Zheng, 2012). 目前, 关于大陆俯冲隧道过程流体活动和壳幔相互作用, 正在成为国际地球科学界越来越关注的研究领域. 陆壳岩石俯冲到>100 km 的地幔深度时发生部分熔融产生的长英质熔体富集 LILE 和 LREE、亏损 HFSE(Zheng 等, 2011). 在大陆俯冲隧道中, 这些长英质熔体与上覆大陆岩石圈地幔楔橄榄岩发生反应, 可以形成富含辉石/角闪石的橄榄岩、贫橄榄石的辉石岩甚至是角闪石岩. 这些地幔交代岩可以成为大陆碰撞带同折返和碰撞后镁铁质火成岩的源区(Dai 等, 2012, 2015a; Zhao 等, 2012, 2013). 因为这些地幔交代岩是由相对古老的岩石圈地幔与陆壳来源的长英质熔体反应形成的, 所以所形成的镁铁质火成岩表现出弧型微量元素分布特征和相对富集的放射成因同位素组成. 它们的稳定同位素组成上(如 O 同位素)则主要继承了俯冲陆壳的特点.

由于大陆地壳密度较低, 难以直接俯冲进入地幔. 但是, 受到榴辉岩相变质的大洋地壳则密度较高, 能够牵引大陆地壳进入地幔深度发生超高压变质作用(Forsyth 和 Uyeda, 1975). 因此, 大陆地壳俯冲的前提是古洋壳俯冲(Zheng, 2012). 在这样一个连续俯冲过程中, 不仅出现了俯冲体制的转换, 而且发生了不同类型的壳幔相互作用. 一旦大洋和大陆地壳俯冲到地幔深度后, 不仅其中的含水矿物会发生分解, 而且局部富水流体聚集会引起俯冲的地壳表层岩石发生部分熔融. 这类俯冲隧道内部的部分熔融一般都具有很低的程度, 因此有利于熔体活动性不相容元素发生显著分异. 由此衍生的长英质熔体就会显著富集 LILE 和 LREE、亏损 HFSE 和 HREE. 如果俯冲地壳中的金红石、石榴石类副矿物发生分解, 所析出的熔体就会不亏损甚至富集 HFSE 和 HREE (Ringwood, 1990; Zheng, 2012; Dai 等, 2014, 2015b). 无论如何, 这些长英质熔体都会沿俯冲隧道交代上覆地幔楔, 形成俯冲带之上镁铁质火成岩的地幔源区. 在很多大陆俯冲带中发现高压/超高压洋壳和陆

壳岩石共存(Beltrando 等, 2010; Wu 和 Zheng, 2013; Song 等, 2014; Zhou 等, 2015), 同时碰撞后镁铁质岩浆岩中记录的既有再循环洋壳的信息, 也有再循环陆壳的信息(Dai 等, 2011, 2012, 2014, 2015a, 2015b; Zhao 等, 2012, 2013; Merle 等, 2014). 因此, 我们有必要识别大陆碰撞过程中不同地壳物质再循环及其壳幔相互作用的岩石学和地球化学纪录, 对比陆壳和古洋壳俯冲之间板片-地幔相互作用的异同点, 从而深化和完善大陆碰撞带中地壳物质再循环化学地球动力学演化规律的认识.

在 20 世纪的地幔地球化学研究中, 有的侧重微量元素, 有的侧重放射成因 Sr-Nd 同位素, 但往往忽视了这些地球化学变量之间以及它们与岩石化学组成(主要元素)之间的耦合关系. 在对大陆镁铁质火成岩的研究中, 典型的成因解释误区包括: (1) 将 Sr-Nd 同位素相对亏损的镁铁质火成岩解释为软流圈地幔来源, 忽视了正常软流圈地幔部分熔融产物洋中脊玄武岩(MORB)是以相对亏损 LILE 和 LREE 为特征(Hofmann, 1988), 而大陆镁铁质火成岩以相对富集 LILE 和 LREE 为特征; (2) 将 Sr-Nd 同位素相对富集的镁铁质火成岩解释为幔源岩浆的地壳混染, 忽视了大陆地壳在岩石化学上相对富集 SiO_2 和 K_2O(Rudnick 和 Gao, 2003), 而硅和钾是地壳岩石中最为活跃的组分(Zheng 和 Hermann, 2014), 结果地壳混染产物在$(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$比值上将与 SiO_2 或者 K_2O 含量之间表现出正相关性, 而在 $\varepsilon_{Nd}(t)$值上将与 SiO_2 或者 K_2O 表现出负相关性; (3) 将具平坦稀土配分模型的镁铁质火成岩解释为洋中脊玄武岩, 忽视了弧后盆地玄武岩通常是由两部分组成, 早期部分具有岛弧玄武岩地球化学组成, 晚期部分具有与洋中脊玄武岩相似的地球化学组成(例如, Lawton 和 McMillan, 1999; Taylor 和 Martinez, 2003; Pearce 和 Stern, 2006). 我们主张, 在大陆镁铁质火成岩成因解释时要综合考虑主量元素、微量元素、放射成因同位素这三个因素, 要从认识它们的地幔源区性质入手, 正确理解俯冲带壳幔相互作用的方式和过程.

2 红安-大别-苏鲁造山带和华北东南缘碰撞后镁铁质火成岩

秦岭-桐柏-红安-大别-苏鲁造山带, 又称中国中央造山带, 记录了华南陆块与华北陆块之间从古生代到中生代早期的拼合过程(Wu 和 Zheng, 2013; Zheng 等, 2013). 其中西部的秦岭-桐柏-红安造山带经历了从古生代洋壳俯冲和弧陆碰撞, 到中生代陆壳俯冲和陆陆碰撞等一系列地质过程(Wu 和 Zheng, 2013); 东部的大别-苏鲁造山带仅具有三叠纪陆壳俯冲的证据(例如, Cong, 1996; Li 等, 1999; Zheng, 2008), 迄今为止尚未发现古洋壳俯冲的记录. 红安造山带位于秦岭-桐柏-红安-大别-苏鲁造山带的中部, 它东部以商麻断裂为界与大别造山带相连, 西部以大悟断裂为界与桐柏造山带相接. 红安造山带高压榴辉岩的原岩既有俯冲的玄武质洋壳又有俯冲的大陆玄武质岩石(Zhou 等, 2015). 其中洋壳性质的榴辉岩的原岩时代为志留纪-泥盆纪, 榴辉岩相变质作用的时间为晚石炭世(Wu 等, 2009), 表明其是先前俯冲洋壳变质作用的产物; 陆壳性质的榴辉岩的原岩时代为新元古代中期, 变质时间为三叠纪(Zhou 等, 2015), 表明其是三叠纪华南陆壳物质俯冲变质作用的产物. 红安造山带两种不同类型的榴辉岩记录了从古特提斯洋壳俯冲到大陆碰撞的构造转变(Zhou 等, 2015). 大别-苏鲁造山带位于中国中东部, 是秦岭-红安-大别-苏鲁造山带的东侧部分. 该造山带是华南陆块与华北陆块在三叠纪时期俯冲碰撞所形成的陆陆碰撞造山带(例如, Li 等, 1999; Zheng, 2008). 大别-苏鲁造山带中出露有大量的超高压变质岩, 是世界上研究程度最高的超高压变质带之一(Liou 等, 2009; Zheng, 2012). 大别-苏鲁陆陆碰撞造山带不仅是世界上出露规模最大, 保存最好的超高压变质地体之一(Zheng, 2008), 而且也是陆-陆碰撞之后岩浆活动最为强烈的地区之一(赵子福和郑永飞, 2009).

大别-苏鲁造山带广泛出露中生代碰撞后岩浆岩(图 1), 包括大量的花岗岩和少量的镁铁质侵入岩, 火山岩仅在局部区域有出露, 如大别造山带北淮阳浅变质带和苏鲁造山带北部的莱阳盆地. 其中大别造山带出露的镁铁质岩浆岩主要包括辉石岩、辉长岩和角闪石岩侵入体以及基性岩墙/脉(辉绿岩、煌斑岩)和基性火山岩; 而苏鲁造山带出露的镁铁质岩浆岩相对较少, 主要是一些基性岩墙和少量的碱性辉长岩. 在华北陆块东南缘也发育有大量的中生代岩浆岩, 主体为花岗岩, 镁铁质岩浆岩出露规模较小但分布广泛, 主要岩石类型包括辉长岩、辉长闪长岩、基性岩墙/脉(辉绿岩、煌斑岩)和玄武岩. 同位素年代学(特别是锆石原位微区 U-Pb 定年)研究表明, 大别造

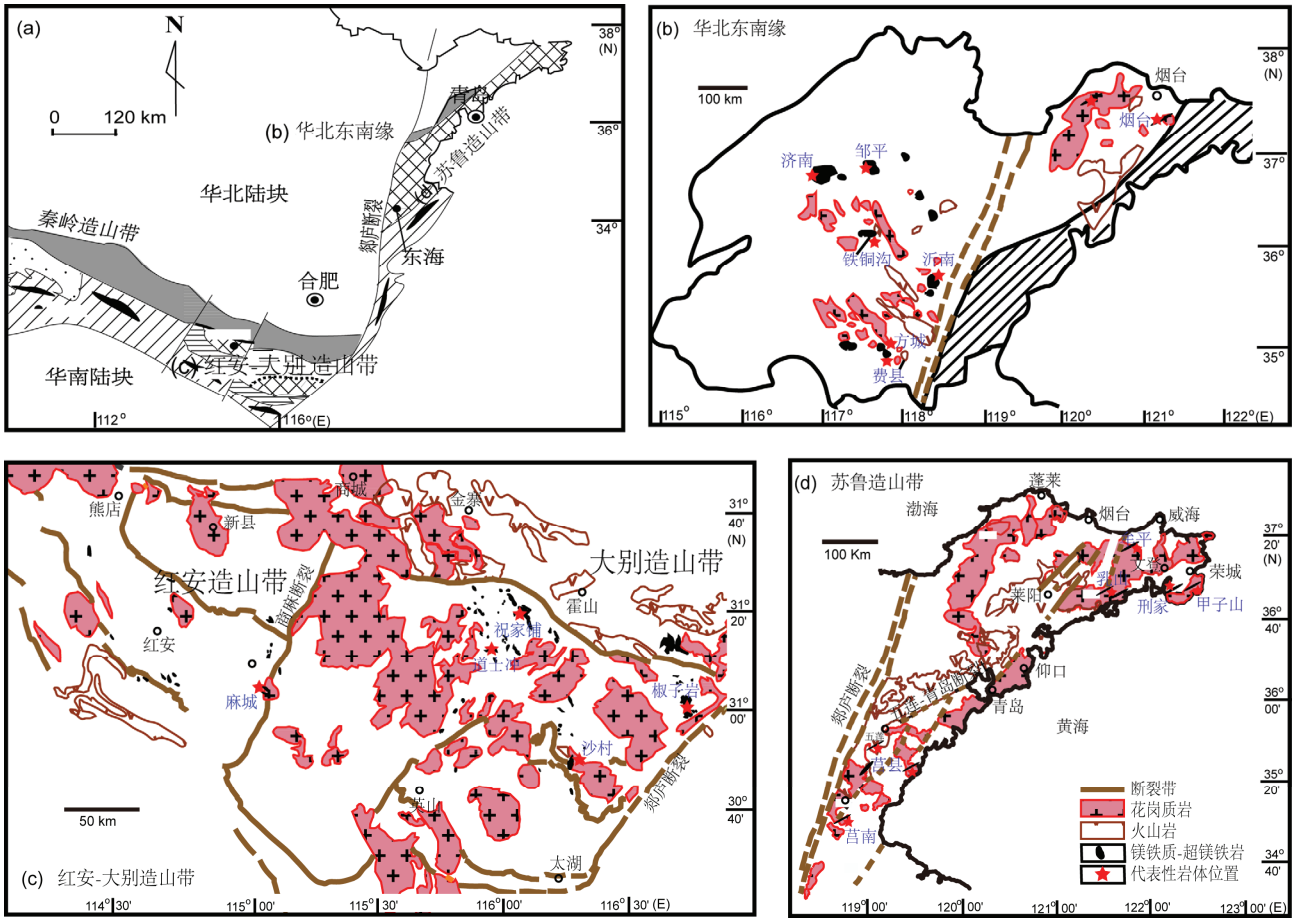

图 1 红安-大别-苏鲁造山带地质简图(a)和中生代岩浆岩分布图((b)~(d))

山带碰撞后镁铁质岩浆岩形成于 113~132 Ma(Jahn 等, 1999; Huang 等, 2007; 赵子福和郑永飞, 2009; Dai 等, 2011, 2012; Xu 等, 2012b); 苏鲁造山带同折返镁铁质岩浆岩形成于 201~213 Ma(Yang 等, 2005; Zhao 等, 2012), 碰撞后镁铁质岩浆岩形成于 111~129 Ma(Zhang 等, 2002, 2012; Xu 等, 2004; Gao 等, 2008; Yang 等, 2008; 赵子福和郑永飞, 2009; Guo 等, 2014); 华北东南缘的镁铁质岩浆岩主要形成于 113~136 Ma(Yang 等, 2012a, 2012b, 2012c; Guo 等, 2013a). 锆石 U-Pb 年龄结果表明, 在大别地区的部分镁铁质岩浆岩中存在老的残留锆石核, 年龄主要为新元古代中期以及三叠纪(Dai 等, 2011, 2012).

相对于大别-苏鲁造山带, 红安造山带碰撞后岩浆岩出露面积较小, 并且研究程度较低. 岩石类型主要包括早白垩世花岗岩和北部的火山岩(杨梅珍等, 2012; 高昕宇等, 2013), 以及零星分布的早白垩世晚期-晚白垩世镁铁质火成岩, 如麻城辉绿岩岩墙(Chen 等, 2011; Dai 等, 2015b)、黄石策湖、三家店和段家湾一线的玄武岩(路凤香等, 2006). 锆石 U-Pb 年龄表明, 麻城基性岩墙的形成时代为早白垩世(112~115 Ma), 并且这些镁铁质岩石含有丰富的残留锆石, 其年龄主要为新元古代和古生代(Chen 等, 2011; Dai 等, 2015b).

3 碰撞后镁铁质火成岩地球化学特征

与变化的岩石类型相对应, 大别-苏鲁造山带和华北东南缘碰撞后镁铁质岩浆岩主量元素成分变化范围较大, SiO_2 含量为 40.2%~57.3%, K_2O+Na_2O 含量为 0.3%~8.7%, $Mg^{\#}$为 42~87(Zhao 等, 2013, 及其中所

引参考文献). 在硅碱图上(TAS), 它们主要位于辉长岩、辉长闪长岩和二长闪长岩区域(图 2). 在微量元素组成上, 它们具有典型的弧型火山岩特点, 即富集 LILE, LREE 和 Pb, 亏损 HFSE(图 3). 这些碰撞后镁铁质火成岩具有富集的放射成因同位素组成: 较高的全岩初始 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 同位素比值(0.7040~0.7118)和低的全岩 $\varepsilon_{Nd}(t)$值(−21.2~−2.3) (图 4), 以及低的锆石 $\varepsilon_{Hf}(t)$值(−39.7~−0.7) (图 5(b)). 它们的锆石 O 同位素比值变化较大, $\delta^{18}O$ 值为 2.0~7.3‰ (图 5(a)), 大多数锆石具有与正常地幔锆石不同的 $\delta^{18}O$ 值((5.3±0.3)‰; Valley 等, 1998). 橄榄石也具有与正常地幔橄榄石不同的 $\delta^{18}O$ 值(Guo 等, 2013a, 2013b).

与大别-苏鲁造山带和华北东南缘碰撞后镁铁质火成岩不同, 红安造山带麻城基性岩墙主量元素成分变化相对较小, SiO_2 含量为 44.4%~50.3%, K_2O+Na_2O 含量为 4.2%~5.9%, $Mg^{\#}$为 52~59(Chen 等, 2011; Dai 等, 2015b). 在硅碱图上(TAS), 它们位于辉长岩、辉长闪长岩和二长闪长岩区域(图 2). 在稀土元素球粒陨石标准化图解上(图 3(a)), 这些镁铁质岩墙均富集 LREE, $(La/Yb)_N$ 为 9.5~12.3, 没有 Eu 的异常(Eu/Eu*=0.97~1.05). 在微量元素蛛网图上(图 3(b)), 它们具有类似于 OIB 的微量元素分布特征, 富集 LILE, HFSE(例如 Nb, Ta 和 Ti)不亏损. 但是它们的 Rb 和 Pb 含量略高于 OIB. 红安造山带麻城碰撞后镁铁质岩墙 OIB 型的微量元素分布特征, 明显不同于

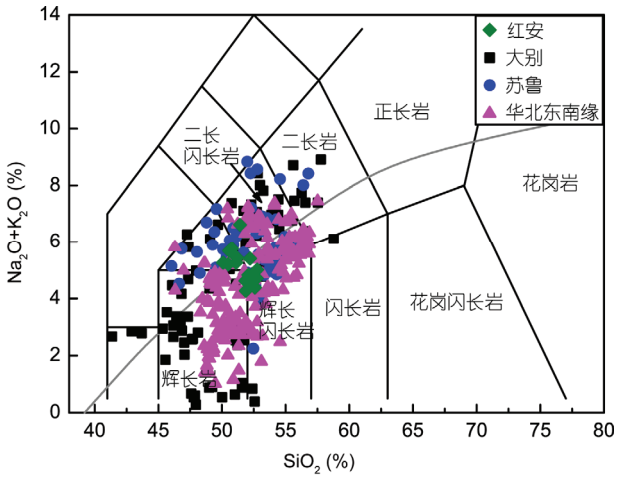

图 2　红安-大别-苏鲁造山带和华北东南缘碰撞后镁铁质岩浆岩全岩 Na_2O+K_2O-SiO_2(TAS)图

分类据 Middlemost(1994), Irvine 和 Baragar(1971). 数据来源: Zhao 等(2013)及其中所引参考文献; Chen 等(2011); Dai 等(2015b), 下同

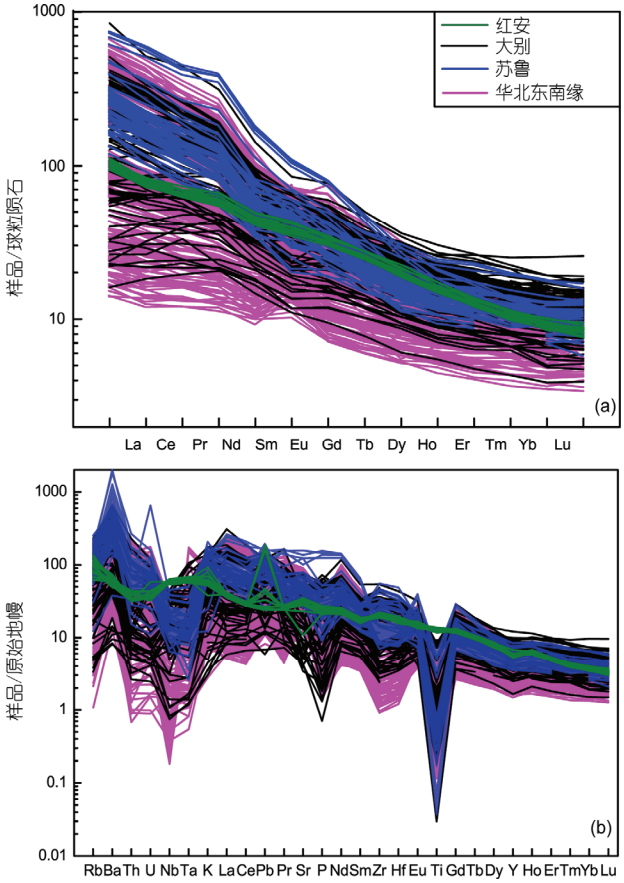

图 3　红安-大别-苏鲁造山带及华北东南缘碰撞后镁铁质岩浆岩稀土球粒陨石标准化分布图(a)和原始地幔标准化微量元素蛛网图(b)

球粒陨石和原始地幔微量元素含量据 McDonough 和 Sun (1995)

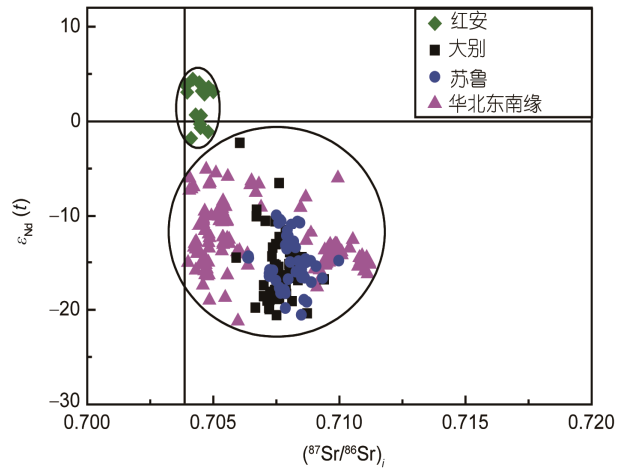

图 4　红安-大别-苏鲁造山带及华北东南缘碰撞后镁铁质岩浆岩 Sr-Nd 同位素组成

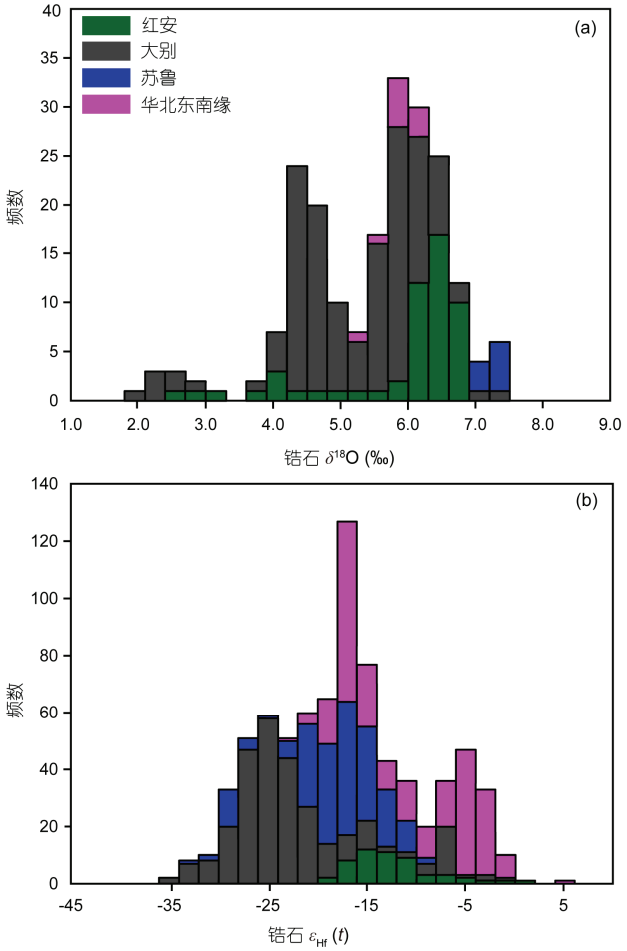

图 5　红安-大别-苏鲁造山带及华北东南缘碰撞后镁铁质岩浆岩锆石 O(a)和 Hf(b)同位素统计图

大别-苏鲁造山带和华北东南缘碰撞后镁铁质火成岩弧型的微量元素分布特征(图 3(b)). 它们具有相对低的全岩初始 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值(0.7039~0.7050)和相对高的全岩 $\varepsilon_{Nd}(t)$值(−1.8~4.5), 明显不同于大别-苏鲁造山带和华北东南缘碰撞后镁铁质岩浆岩富集的 Sr-Nd 同位素组成(图 4). 同时, 这些镁铁质岩墙具有高的全岩 $\varepsilon_{Hf}(t)$值(8.3~10.3)(Dai 等, 2015b)和变化的锆石 $\varepsilon_{Hf}(t)$值(−19.7~0.4)(图 5(b)). 它们也具有变化的锆石 δ^{18}O 值 2.4‰~6.8‰(图 5(a)), 类似于大别造山带碰撞后镁铁质岩的锆石 δ^{18}O 值 2.0‰~7.3‰, 但明显不同于正常地幔锆石值(5.3±0.3)‰ (Valley 等, 1998). 这些镁铁质岩墙中残留的继承锆石核也具有变化的 Hf-O 同位素, 其中 $\varepsilon_{Hf}(t)$值为−40.7~10.7, δ^{18}O 值为 −6.3‰~6.9‰ (Dai 等, 2015b).

4　讨论

4.1　地幔源区性质

根据红安-大别-苏鲁造山带和华北东南缘碰撞后镁铁质岩浆岩的地球化学组成, 可将它们划分成两种类型. 第一类显示出弧型微量元素分布特征(富集 LILE, LREE 和 Pb, 亏损 HFSE)和相对富集的放射成因同位素组成, 出露在大别-苏鲁造山带和华北东南缘. 第二类具有 OIB 型微量元素分布特征(富集 LILE 和 LREE, HFSE 不亏损)和相对亏损的放射成因同位素组成, 出露在红安造山带. 这两类镁铁质岩浆岩在地球化学组成上存在显著差别, 表明它们来源于不同地球化学性质的地幔源区.

在岩石化学成分特征上, 红安-大别-苏鲁造山带和华北东南缘中生代碰撞后镁铁质火成岩具有较高的 MgO 和较低的 SiO_2 含量, 表明它们来自于超镁铁质地幔源区的部分熔融. 地幔通常可分为正常软流圈地幔和大陆岩石圈地幔. 其中正常软流圈地幔是正常洋中脊玄武岩(MORB)的源区, 又称亏损的 MORB 型地幔, 不仅亏损放射性成因同位素而且亏损熔体活动性不相容微量元素(例如, Zindler 和 Hart, 1986; Hofmann, 1988; Salters 和 Stracke, 2004; Workman 和 Hart, 2005). 大陆岩石圈地幔的成分变化很大, 在主量元素特征上可以表现为富化的或贫瘠的, 不相容元素可以是富集的或亏损的, 放射性成因同位素特征可以表现为古老的和年轻的(例如, Griffin 等, 2009; Zheng, 2012). 因此, 识别镁铁质岩浆岩地幔源区的具体性质就显得十分重要.

前人大量的元素和同位素地球化学研究表明, 红安-大别-苏鲁造山带和华北东南缘中生代碰撞后镁铁质岩浆岩在岩浆上升过程中未受到显著的陆壳物质混染, 它们的地球化学特征可以用来确定其地幔源区的性质(Chen 等, 2011; Dai 等, 2012, 2015a, 2015b; Zhao 等, 2013, 及其中所引参考文献). 就大别-苏鲁造山带和华北东南缘中生代镁铁质火成岩来说, 尽管岩浆结晶分异导致它们具有较大的化学成分变化和不同的岩石类型, 但是其微量元素和同位素地球化学组成都显示出陆壳组分的存在, 例如富集 LILE 和 LREE、亏损 HFSE(图 3), 具有高的全岩初始 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 同位素比值和低的全岩 $\varepsilon_{Nd}(t)$值(图 4)以及低的锆石 $\varepsilon_{Hf}(t)$值(图 5(b)). 因此它们的源区不是亏损的 MORB 型地幔, 而是富集的大陆岩石圈地幔. 特别地,

这些镁铁质岩浆岩中含有新元古代和三叠纪 U-Pb 年龄的残留锆石(Dai 等, 2011, 2012, 2015a), 部分样品具有明显低的锆石 δ^{18}O 值(图 5(a)). 这些都是俯冲华南陆壳物质鉴定性的同位素年代学和地球化学特征(例如, Zheng 等, 2004; Tang 等, 2008). 因此, 俯冲的华南陆壳物质在三叠纪大陆碰撞过程中再循环进入了这些碰撞后镁铁质岩浆岩的地幔源区. 俯冲华南陆壳物质在陆下岩石圈底部发生部分熔融产生长英质熔体, 这些熔体与上覆华北岩石圈地幔橄榄岩反应, 就可以在造山带岩石圈地幔底部形成相对富化和富集的超镁铁质交代岩. 大陆俯冲隧道中再循环进入地幔的地壳组分既有大陆结晶基底也有上覆的沉积盖层(Zhao 等, 2013).

与大别-苏鲁造山带和华北东南缘碰撞后镁铁质岩浆岩不同, 红安造山带麻城镁铁质岩墙富集不相容元素, 如 LILE 和 LREE, 不亏损 HFSE, 具有类似于 OIB 的微量元素分布特征(图 3). 这明显不同于亏损 LILE 和 LREE 的正常洋中脊玄武岩, 因此正常软流圈地幔不可能是红安镁铁质岩浆岩的地幔源区. 考虑到这些碰撞后镁铁质岩浆岩所处的大地构造位置和岩浆形成时间(碰撞后时期), 造山带岩石圈地幔中的一种特殊交代岩最有可能作为它们的地幔源区. 华北克拉通中生代岩石圈地幔的 $\varepsilon_{Nd}(t)$值大概在–5 左右(张宏福和杨岳衡, 2007), 表明其是相对古老的岩石圈地幔. 而红安镁铁质岩具有相对亏损的全岩 Sr-Nd-Hf 同位素组成(图 4), 表明其来源于放射成因同位素组成相对亏损的地幔源区. 这些镁铁质岩全岩的 Hf 模式年龄为 400~500 Ma(Dai 等, 2015b), 表明其地幔源区为新生的大陆岩石圈地幔. 红安镁铁质岩具有变化的全岩 $\varepsilon_{Nd}(t)$值、锆石 $\varepsilon_{Hf}(t)$值和锆石 δ^{18}O 值(图 4 和 5), 表明其地幔源区在稳定同位素和放射性成因同位素组成上都具有明显的不均一性. 因此, 这些镁铁质岩的地幔源区可能是俯冲的洋壳与上覆新生岩石圈地幔相互作用形成的不均一的造山带岩石圈地幔(Dai 等, 2015b).

红安造山带属于增生型的弧陆和陆陆碰撞造山带(Wu 和 Zheng, 2013). 华南陆块北缘的古特提斯洋壳玄武岩和上覆沉积物是再循环进入红安镁铁质岩地幔源区中最有可能的地壳物质端员. 俯冲的洋壳物质与地幔楔橄榄岩发生相互作用的时间可能发生在石炭纪古特提斯洋壳俯冲过程中. 红安造山带镁铁质岩墙中的岩浆锆石既有低的 δ^{18}O 值, 也有高的 δ^{18}O 值(图 5(a)). 相对于正常地幔的氧同位组成, 经历过高温水岩相互作用的大洋玄武质岩石具有偏低的 δ^{18}O 值, 而经历过低温水岩相互作用的大洋玄武岩则具有偏高的 δ^{18}O 值(Gregory 和 Taylor, 1981; Hart 等, 1999). 另一方面, 上覆沉积物与大洋玄武岩相比, 具有更高的 δ^{18}O 值. 因此, 这些镁铁质岩墙的地幔源区既含有俯冲的玄武质洋壳组分, 也含有上覆的沉积物组分. 事实上, 在洋壳俯冲带, 具有不同 δ^{18}O 值的洋壳物质均有可能再循环进入地幔, 最终成为某些具有类似 OIB 型地球化学特征的大陆玄武岩的地幔源区(Zhang 等, 2009; Wang 等, 2011; Xu 等, 2012a). 红安镁铁质岩墙中残留锆石的 U-Pb 年龄主要为古生代和新元古代(Dai 等, 2015b), 其中志留纪-泥盆纪年龄((399±6)和(427±6) Ma)与红安造山带洋壳性质榴辉岩的原岩年龄一致(Cheng 等, 2009; Wu 等, 2009); 石炭纪年龄((303±5) Ma)则与这些榴辉岩的变质时间一致. 残留锆石的新元古代 U-Pb 年龄表明, 上覆沉积物的物源来自华南陆壳. 锆石 Hf-O 同位素组成表明红安镁铁质岩的地幔源区可以通过三端元混合形成(Dai 等, 2015b). 亏损地幔端元是新生的岩石圈地幔, 可能是俯冲板片之上软流圈地幔冷却形成的; 地壳物质端元既有俯冲的玄武质洋壳, 又有上覆的陆源沉积物.

4.2 大陆俯冲带两种类型壳幔相互作用

汇聚板块边缘镁铁质岩浆岩的地幔源区通常认为是受到板片来源熔/流体的交代作用形成的地幔楔(例如, McCulloch 和 Gamble, 1991; Stolper 和 Newman, 1994; Marschall 和 Schumacher, 2012). 其中涉及一系列的地质过程, 包括俯冲板片的变质脱水和部分熔融、地幔楔中熔/流体的交代作用、岩石圈-软流圈地幔边界富化和富集地幔源区的存储, 镁铁质岩浆在上升过程中的演化等(Zheng, 2012). 俯冲隧道中板片-地幔相互作用的性质直接关系到地幔源区的性质. 在现今和古老的板块边界, 地幔源区在不同时期部分熔融形成的镁铁质熔体具有不同的地球化学特征, 其主要受控于地幔源区中地幔和再循环地壳物质的元素和同位素特征(郑永飞等, 2013).

在大陆碰撞造山带, 俯冲的洋壳和陆壳均有可能先后再循环进入俯冲带之上的地幔楔. 洋壳在俯冲到>120 km 的地幔深度时, 部分熔融产生的熔体由于金红石发生分解通常具有 OIB 型微量元素特征和

相对亏损的 Sr-Nd-Hf 同位素组成(Ringwood, 1990; Zheng, 2012; Dai 等, 2014), 上覆地幔楔主要是软流圈冷却形成的新生大陆岩石圈地幔(图 6). 相反, 大陆地壳部分熔融产生的熔体通常具有弧型微量元素特征和富集的 Sr-Nd-Hf 同位素组成(Zhao 等, 2013), 其上覆地幔楔一般是古老的克拉通岩石圈地幔(图 7). 俯冲地壳和上覆地幔楔在岩石学和地球化学组成上存在一系列差异(Zheng, 2012; 郑永飞等, 2013), 这些差异就会导致俯冲带之上交代成因地幔源区在岩石学和地球化学性质上的差异, 最终反映到碰撞后镁铁质火成岩中.

地壳岩石在深部俯冲带发生低程度部分熔融形成长英质熔体, 引起第一次元素地球化学分异; 长英质熔体相对富集 LILE 和 LREE, 将这些地壳地球化学信息传递到地幔交代岩. 陆壳岩石相对富集 Pb、亏损 HFSE, 部分熔融产物也继承了这个特点; 洋壳岩石在发生部分熔融之前经历了脱水作用, 其中的 Pb 发生了不同程度的丢失; 洋壳岩石部分熔融时金红石发生分解, 结果熔体相对富集 HFSE. 正是地壳衍生熔体将这些微量元素地球化学信息传递到地幔源区, 而超镁铁质交代岩在岩石化学上主要继承自地幔楔橄榄岩. 超镁铁质交代岩发生高程度部分熔融形成镁铁质熔体, 发生第二次元素地球化学分异; 镁铁质熔体继承了地幔交代岩相对富集 LILE 和 LREE

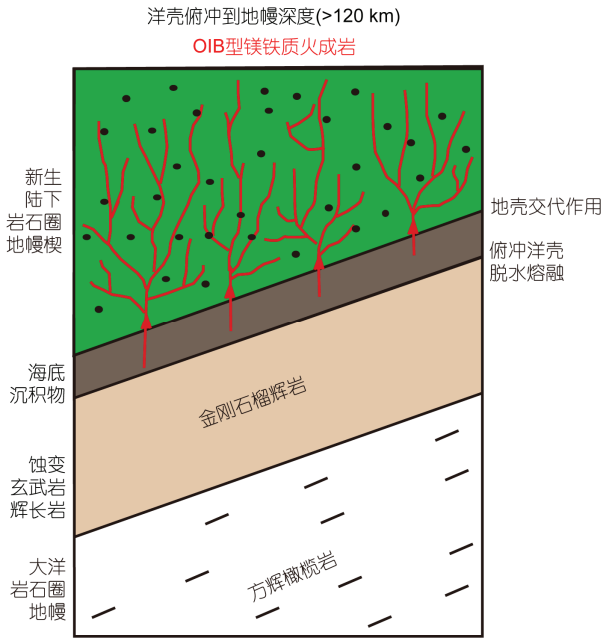

图 6　古大洋俯冲带壳幔相互作用示意图

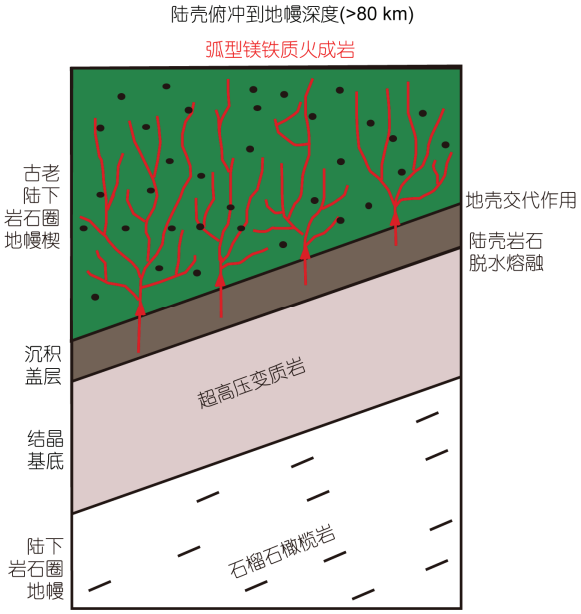

图 7　大陆俯冲带壳幔相互作用示意图

的特点, 将这些地球化学信息传递到镁铁质火成岩. 如果镁铁质熔体从地幔源区将 Pb 相对富集、HFSE 相对亏损的特点继承过来, 就形成第一类具有弧型微量元素分布特征的镁铁质火成岩. 如果镁铁质熔体从地幔源区将 Pb 相对亏损、HFSE 相对富集的特点继承过来, 就形成第二类具有 OIB 型微量元素分布特征的镁铁质火成岩. 镁铁质火成岩的放射成因 Sr-Nd 同位素组成不仅取决于地壳衍生熔体的 Sr 和 Nd 含量及其同位素组成, 而且取决于地幔楔橄榄岩的 Sr 和 Nd 含量及其同位素组成. 而镁铁质火成岩的岩石化学组成则是主要决定于地幔交代岩. 因此, 俯冲隧道壳幔相互作用是通过不同类型的两组分混合作用来实现的.

红安镁铁质岩墙具有 OIB 型的微量元素特征(图 3), 相对亏损的 Sr-Nd-Hf 同位素组成(图 4), 它们的地幔源区可能是俯冲洋壳来源的长英质熔体与新生大陆岩石圈地幔反应形成的(Dai 等, 2015b). 因此, 它们是石炭纪先前俯冲洋壳与地幔之间相互作用的产物. 而大别-苏鲁造山带和华北东南缘碰撞后镁铁质岩浆岩的地球化学特征明显不同于红安镁铁质岩浆岩, 它们具有弧型微量元素特征和富集的 Sr-Nd-Hf 同位素组成(图 3~5). 它们同时具有俯冲华南陆壳物质的鉴定性年代学和地球化学特征(如新元古代 U-Pb 年龄残留锆石和 ^{18}O 亏损)(图 5(a)). 因此,

这些镁铁质岩的地幔源区是俯冲华南陆壳来源的熔体与古老华北克拉通岩石圈地幔楔橄榄岩反应形成的, 是三叠纪俯冲大陆隧道内板片-地幔相互作用的产物(Zhao 等, 2013). 这些碰撞后镁铁质岩浆岩呈现出截然不同的地球化学特征, 表明大陆俯冲带存在两种不同类型的板片-地幔相互作用. 一种是先前俯冲古洋壳来源的长英质熔体与新生岩石圈地幔橄榄岩反应, 另一种是随后俯冲陆壳来源的长英质熔体与上覆古老岩石圈地幔橄榄岩反应. 两类熔体-橄榄岩反应形成了造山带岩石圈地幔不同地球化学特征的超镁铁质交代岩, 由这些交代岩部分熔融就可以形成不同地球化学特征的碰撞后镁铁质岩浆岩. 近年来, 在苏鲁造山带和华北东南缘也陆续发现一些零星分布的早白垩世晚期-晚白垩世具有 OIB 型微量元素特征和相对亏损的放射成因同位素组成的镁铁质岩浆岩(闫峻等, 2005; 孟繁聪等, 2006; Zhang 等, 2008b; Cai 等, 2013; Ma 等, 2014), 它们的成因是否与西太平洋俯冲有关还值得进一步研究.

4.3 从洋壳俯冲到大陆碰撞

从最初的洋壳俯冲到最后的大陆俯冲和碰撞, 包括了不同地质过程. 岛弧岩浆作用是洋壳俯冲的典型产物, 超高压榴辉岩相变质岩石是大陆俯冲的典型产物. 从洋壳俯冲到大陆碰撞的构造转变体现在以下两个方面: (1) 在同一造山带中同时出现陆壳和洋壳两种不同原岩性质的变质岩; (2) 在同一造山带中出露两种不同性质的碰撞后镁铁质岩浆岩, 分别记录了先前俯冲洋壳和随后俯冲陆壳的再循环及其壳幔相互作用.

红安-大别-苏鲁造山带和华北东南缘碰撞后镁铁质岩浆岩的地幔源区正是由两种不同类型的板片-地幔相互作用形成的. 在洋壳和陆壳俯冲隧道中的板片-地幔界面中均存在不同类型的三端元混合过程. 在洋壳俯冲过程中, 其地幔端元是新生的岩石圈地幔, 地壳端元包括洋壳玄武岩和陆源沉积物. 洋壳玄武岩和沉积物以不同比例再循环进入到新生岩石圈地幔, 形成红安造山带碰撞后镁铁质岩浆岩不均一的地幔源区. 在大陆俯冲过程中, 地幔端元是古老大陆岩石圈地幔, 地壳端元包括大陆结晶基底和沉积盖层. 不同性质陆壳以不同比例再循环进入古老大陆岩石圈地幔, 形成大别-苏鲁造山带和华北东南缘碰撞后镁铁质岩浆岩不均一的地幔源区.

对于古洋壳俯冲带之上壳幔相互作用及其衍生的 OIB 型镁铁质岩浆作用, 同样涉及到古大洋俯冲隧道过程的不同阶段和表现形式. 这个过程可以用 SARSH 模型予以概括: (1) 俯冲(subduction), 大洋地壳俯冲到>120 km 的大陆岩石圈地幔深度, 在浅部(<60~80 km)受到变质脱水的影响; (2) 深熔(anatexis), 俯冲洋壳岩石受上覆地幔楔加热发生部分熔融, 其中的金红石发生分解, 形成富集 LILE 和 LREE、不亏损 HFSE 的长英质熔体; (3) 反应(reaction), 这些长英质熔体在大洋俯冲隧道中与上覆地幔楔橄榄岩发生化学反应, 形成俯冲带之上岩石圈地幔内部超镁铁质交代岩, 主要由富辉石橄榄岩和富角闪石橄榄岩以及辉石岩和角闪石岩等组成; (4) 储存(storage), 这些富化、富集的地幔交代岩储存在岩石圈地幔之中保持稳定, 储存时间长度可以从几十个百万年到几百个百万年; (5) 加热(heating), 造山带根部受到加热引起地幔交代岩部分熔融, 形成造山带内部及其上覆板块边缘具有 OIB 型微量元素特征的镁铁质岩浆作用. 因此, 深俯冲洋壳衍生熔体对上覆地幔楔的交代作用, 也是大陆俯冲带壳幔相互作用的重要组成部分.

红安-大别-苏鲁造山带和华北东南缘碰撞后镁铁质岩浆作用可以通过以下几个阶段的过程来实现(图 8). 石炭纪时期, 古特提斯洋向北俯冲, 形成了 310~320 Ma 的高压榴辉岩相变质作用(Wu 等, 2009; Zhou 等, 2015). 由于这些榴辉岩的原岩是俯冲的玄武质洋壳, 其在金红石分解时发生部分熔融, 可以形成高场强元素(如 Nb, Ta)相对富集和放射性成因同位素相对亏损的长英质熔体. 这些长英质熔体与上覆新生岩石圈地幔橄榄岩发生反应形成红安造山带岩石圈地幔中富化富集的地幔交代岩(图 8(a)). 低密度大陆地壳的俯冲和碰撞通常被认为是受到了先前高密度俯冲洋壳的重力牵引. 华南陆壳俯冲发生在早中生代, 形成了大别造山带 240~225 Ma 超高压变质岩(Zheng 等, 2009; Liu 和 Liou, 2011). 红安造山带同样经历了这一期的构造作用(Wu 等, 2009; Cheng 等, 2010a, 2010b; Zhou 等, 2015). 最终, 随着古特提斯洋的消失, 华南华北陆块发生碰撞并完全闭合(Wu 和 Zheng, 2013; Zhou 等, 2015). 俯冲华南陆壳来源的长英质熔体与上覆古老华北克拉通岩石圈地幔橄榄岩反应可以形成大别-苏鲁造山带和华北东南缘岩石圈地幔中富化富集的地幔交代岩(图 8(b)). 大陆地壳来

源的熔体具有弧型微量元素特征和相对富集的Sr-Nd-Hf同位素组成. 在碰撞后阶段, 由这些地幔交代岩部分熔融就可以形成红安-大别-苏鲁造山带和华北东南缘碰撞后镁铁质岩浆岩(图 8(c)).

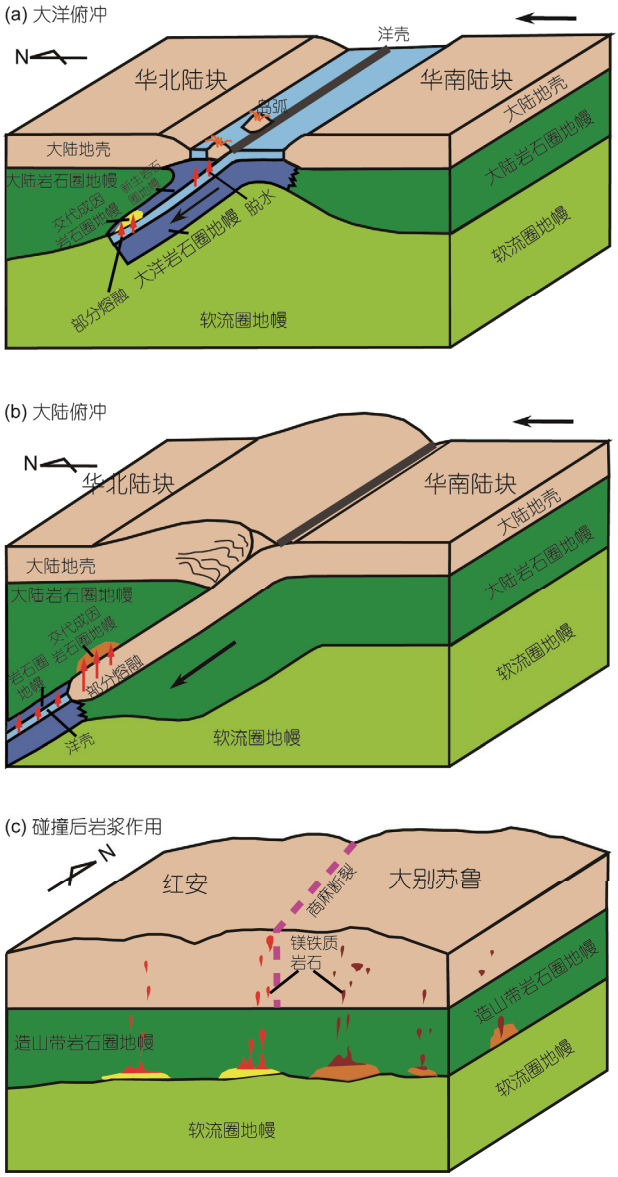

图 8　大陆碰撞造山带俯冲洋壳和陆壳物质与上覆岩石圈地幔楔相互作用以及碰撞后镁铁质岩浆作用示意图

据 Dai 等(2015b)修改. (a) 石炭纪俯冲洋壳来源的长英质熔体与上覆新生岩石圈地幔橄榄岩反应形成富化富集的地幔交代岩(具有OIB型的微量元素特征和相对亏损的放射成因同位素组成); (b) 三叠纪俯冲陆壳来源的长英质熔体与上覆古老岩石圈地幔楔橄榄岩反应形成富化富集的地幔交代岩(具有弧型的微量元素特征和相对富集的放射成因同位素组成); (c) 早白垩世, 不同性质地幔交代岩部分熔融形成地球化学特征不同的碰撞后镁铁质岩浆岩

就红安造山带高压榴辉岩的形成来说, 古洋壳俯冲发生在石炭纪(Wu 和 Zheng, 2013), 大洋俯冲隧道中通过壳源熔体与橄榄岩之间反应来实现的壳幔相互作用也发生在这个时期. 另一方面, 红安造山带的碰撞后镁铁质岩浆作用发生在早白垩世(Dai 等, 2015b), 在这两个构造事件之间的时间差异达~200 Myr. 如何解释这个时间差异, 关键在于理解地幔源区的储存性质(Zhao 等, 2013). 出现这一时间差异的主要原因可能是, 由于受到深俯冲大洋地壳衍生熔体交代所形成的富化、富集岩石圈地幔物质处于软流圈热边界层之上, 在二叠纪-三叠纪-侏罗纪期间没有受到对流软流圈地幔的显著热扰动, 因此没有发生部分熔融. 但是在早白垩世, 古太平洋板块西向俯冲引起中国东部大陆岩石圈减薄(Zheng 和 Wu, 2009; Zhang 等, 2009; Xu 等, 2012a), 导致这些石炭纪地幔交代岩发生部分熔融, 这样就引起了早白垩世碰撞后镁铁质岩浆作用(Zhao 等, 2013). 因此, 地幔交代岩会在造山带岩石圈内部储存多长时间后得以部分熔融, 取决于引发造山带根部发生垮塌或者拆沉的地球动力学事件.

5　结论

大陆俯冲带存在两种类型的壳幔相互作用, 碰撞后镁铁质火成岩为这两种类型的板片-地幔相互作用提供了岩石学和地球化学记录. 第一类是俯冲陆壳来源长英质熔体与上覆古老岩石圈地幔反应形成相对富化富集的超镁铁质交代岩, 其中微量元素组成具有弧型分布特征, 放射成因 Sr-Nd 同位素组成上相对富集. 第二类是先前俯冲古洋壳来源长英质熔体与上覆新生岩石圈地幔反应形成富化富集的超镁铁质交代岩, 其中微量元素组成具有 OIB 型分布特征, 放射成因 Sr-Nd 同位素组成上相对亏损. 正是地壳衍生熔体将这些地球化学信息传递到地幔源区, 而超镁铁质交代岩在岩石化学上主要继承自地幔楔橄榄岩. 如果镁铁质熔体从地幔源区将 Pb 相对富集、HFSE 相对亏损的特点继承过来, 就形成第一类具有弧型微量元素分布特征的镁铁质火成岩. 如果镁铁质熔体从地幔源区将 Pb 相对亏损、HFSE 相对富集的特点继承过来, 就形成第二类具有 OIB 型微量元素分布特征的镁铁质火成岩. 镁铁质火成岩的放射成因 Sr-Nd 同位素组成不仅取决于地壳衍生熔体的

Sr 和 Nd 含量及其同位素组成, 而且取决于地幔楔橄榄岩的 Sr 和 Nd 含量及其同位素组成. 而镁铁质火成岩的岩石化学组成则是主要决定于地幔交代岩. 因此, 俯冲隧道壳幔相互作用是通过不同类型的两组分混合作用来实现的.

红安-大别-苏鲁造山带和华北东南缘碰撞后镁铁质岩浆岩表现出明显不同的地球化学性质, 指示它们来源于两种不同类型的地幔源区. 红安造山带碰撞后镁铁质岩浆岩具有 OIB 型微量元素特征、相对亏损的放射性成因同位素组成和变化的锆石 Hf-O 同位素组成, 表明它们来源于新生的、不均一的大陆岩石圈地幔. 这种地幔源区是俯冲洋壳衍生的长英质熔体与新生大陆岩石圈地幔橄榄岩反应形成的. 另一方面, 大别-苏鲁造山带和华北东南缘碰撞后镁铁质岩浆岩具有弧型微量元素特征和富集的放射性成因同位组成, 表明它们的地幔源区是俯冲华南陆壳衍生的长英质熔体与上覆古老华北岩石圈地幔橄榄岩反应形成的. 因此, 在大陆汇聚过程中的不同阶段, 俯冲洋壳和陆壳物质均再循环进入了地幔. 造山带碰撞后镁铁质岩浆岩的地球化学特征可以通过两种类型的板片-地幔相互作用来解释. 红安-大别-苏鲁造山带和华北东南缘碰撞后镁铁质岩浆岩为大陆碰撞造山带中从洋壳俯冲到大陆碰撞的构造转变提供了岩石学和地球化学记录.

参考文献

高昕宇, 赵太平, 施小斌, 张忠慧, 包志伟. 2013. 大别山北麓早白垩世商城和达权店岩体的地球化学特征与成因. 地球化学, 42: 307–339

路凤香, 张本仁, 韩吟文, 钟增球, 凌文黎, 张宏飞, 郑建平, 侯青叶. 2006. 秦岭-大别-苏鲁地区岩石圈三维化学结构特征. 北京: 地质出版社. 238

孟繁聪, 李天福, 薛怀民, 刘福来, 许志琴. 2006. 胶来盆地晚白垩世不同地幔源区的两种基性岩浆-诸城玄武岩和胶州玄武岩的对比. 岩石学报, 22: 1644–1656

闫峻, 陈江峰, 谢智, 高天山, Foland K A, 张希道, 刘明伟. 2005. 鲁东晚白垩世玄武岩及其中幔源包体的岩石学和地球化学研究. 岩石学报, 21: 99–112

杨梅珍, 曾键年, 任爱琴, 陆建培, 覃永军, 李法岭. 2012. 大别山北缘西段双桥中生代火山岩地球化学及锆石 U-Pb 同位素年代学. 岩石矿物学杂志, 31: 133–144

张宏福, 杨岳衡. 2007. 华北克拉通东部含金刚石金伯利岩的侵位年龄和 Sr-Nd-Hf 同位素地球化学特征. 岩石学报, 23: 285–294

赵子福, 郑永飞. 2009. 俯冲大陆岩石圈重熔: 大别-苏鲁造山带中生代岩浆岩成因. 中国科学 D 辑: 地球科学, 39: 888–909

郑永飞, 赵子福, 陈伊翔. 2013. 大陆俯冲隧道过程: 大陆碰撞过程中的板块界面相互作用. 科学通报, 58: 2233–2239

Allegre C J. 1982. Chemical geodynamics. Tectonophysics, 81: 109–132

Allegre C J, Turcotte D L. 1986. Implications of a two-component marble-cake mantle. Nature, 323: 123–127

Anderson D L. 2006. Speculations on the nature and cause of mantle heterogeneity. Tectonophys, 416: 7–22

Anderson D L. 2007. The eclogite engine: Chemical geodynamics as a Galileo thermometer. In: Foulger G R, Jurdy D M, eds. Plates, Plumes and Planetary Processes. Boulder, Colorado, USA: Geological Society of America Special Papers, 430: 47–64

Armstrong R L. 1968. A model for Sr and Pb isotope evolution in a dynamic Earth. Rev Geophys, 6: 175–199

Armstrong R L. 1981. Radiogenic isotopes-the case for crustal recycling on a near steady-state no-continental-growth earth. Philos Trans R Soc, A301: 443–472

Beaumont C, Ellis S, Pfiffner A. 1999. Dynamics of sediment subduction-accretion at convergent margins: Short-term modes, long-term deformation, and tectonic implications. J Geophys Res, B104: 17573–17601

Beaumont C, Jamieson R A, Butler J P, Warren C J. 2009. Crustal structure: A key constraint on the mechanism of ultra-high-pressure rock exhumation. Earth Planet Sci Lett, 287: 116–129

Bebout G E. 2007. Metamorphic chemical geodynamics of subduction zones. Earth Planet Sci Lett, 260: 373–393

Bebout G E. 2014. Chemical and isotopic cycling in subduction zones. In: Holland H D, Turekian K K, eds. Treatise on Geochemistry. 2nd. Amsterdam: Elsevier, 4: 703–747

Beltrando M, Rubatto D, Manatschal G. 2010. From passive margins to orogens: The link between ocean-continent transition zones and (ultra)high-pressure metamorphism. Geology, 38: 559–562

Cai Y C, Fan H R, Santosh M, Liu X, Hu F F, Yang K F, Lan T G, Yang Y H, Liu Y. 2013. Evolution of the lithospheric mantle beneath the southeastern North China Craton: Constraints from mafic dikes in the Jiaobei terrain. Gondwana Res, 24: 601–621

Chen L, Ma C Q, Zhang J Y, Mason R, Zhang C. 2011. Mafic dykes derived from Early Cretaceous depleted mantle beneath the Dabie orogenic

belt: Implications for changing lithosphere mantle beneath Eastern China. Geol J, 46: 333–343
Chen Y X, Zheng Y F, Hu Z C. 2013a. Petrological and zircon evidence for anatexis of UHP quartzite during continental collision in the Sulu orogen. J Metamorph Geol, 31: 389–413
Chen Y X, Zheng Y F, Hu, Z C. 2013b. Synexhumation anatexis of ultrahigh-pressure metamorphic rocks: Petrological evidence from granitic gneiss in the Sulu orogen. Lithos, 156-159: 69–96
Chen L, Zhao Z F, Zheng Y F. 2014. Origin of andesitic rocks: geochemical constraints from Mesozoic volcanics in the Luzong basin, South China. Lithos, 190: 220–239
Cheng H, King R L, Nakamura E, Vervoort J D, Zheng Y F, Ota T, Wu Y B, Kobayashi K, Zhou Z Y. 2009. Transitional time of oceanic to continental subduction in the Dabie orogen: Constraints from U-Pb, Lu-Hf, Sm-Nd and Ar-Ar multichronometric dating. Lithos, 110: 327–342
Cheng H, DuFrane S A, Vervoort J D, Zheng Y F, Ota T, Wu Y B, Kobayashi K, Zhou Z Y. 2010a. Protracted oceanic subduction prior to continental subduction: New Lu-Hf and Sm-Nd geochronology of oceanic-type high-pressure eclogite in the western Dabie orogen. Am Mineral, 95: 1214–1223
Cheng H, DuFrane S A, Vervoort J D, Nakamura E, Li Q L, Zhou Z Y. 2010b. The Triassic age for oceanic eclogites in the Dabie orogen: Entrainment of oceanic fragments in the continental subduction. Lithos, 117: 82–98
Chopin C. 1984. Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the western Alps: A first record and some consequence. Contrib Mineral Petrol, 86: 107–118
Chopin C. 2003. Ultrahigh-pressure metamorphism: Tracing continental crust into the mantle. Earth Planet Sci Lett, 212: 1–14
Chung S L, Chu M F, Zhang Y, Xie Y, Lo C, Lee T, Lan C, Li X, Zhang Q, Wang Y. 2005. Tibetan tectonic evolution inferred from spatial and temporal variations in post-collisional magmatism. Earth-Sci Rev, 68: 173–196
Cloos M, Shreve R L. 1988a. Subduction-channel model of prism accretion, mélange formation, sediment subduction, and subduction erosion at convergent plate margins: 1. Background and description. Pure Appl Geophys, 128: 456–500
Cloos M, Shreve R L. 1988b. Subduction-channel model of prism accretion, mélange formation, sediment subduction, and subduction erosion at convergent plate margins: 2. Implications and discussion. Pure Appl Geophys, 128: 501–505
Cong B L. 1996. Ultrahigh-Pressure Metamorphic Rocks in the Dabieshan-Sulu Region of China. Beijing: Science Press. 224
Dai L Q, Zhao Z F, Zheng Y F, Li Q, Yang Y, Dai M. 2011. Zircon Hf-O isotope evidence for crust-mantle interaction during continental deep subduction. Earth Planet Sci Lett, 308: 224–244
Dai L Q, Zhao Z F, Zheng Y F, Zhang J. 2012. The nature of orogenic lithospheric mantle: Geochemical constraints from postcollisional mafic-ultramafic rocks in the Dabie orogen. Chem Geol, 334: 99–121
Dai L Q, Zhao Z F, Zheng Y F. 2014. Geochemical insights into the role of metasomatic hornblendite in generating alkali basalts. Geochem Geophys Geosyst, 15: 3762–3779
Dai L Q, Zhao Z F, Zheng Y F, Zhang J. 2015a. Source and magma mixing processes in continental subduction factory: Geochemical evidence from postcollisional mafic igneous rocks in the Dabie orogen. Geochem Geophys Geosyst, 16, doi: 10.1002/2014GC005620
Dai L Q, Zhao Z F, Zheng Y F. 2015b. Tectonic development from oceanic subduction to continental collision: Geochemical evidence from postcollisional mafic rocks in the Hong'an-Dabie orogens. Gondwana Res, 27: 1236–1254
Dilek Y, Altunkaynak S. 2007. Cenozoic crustal evolution and mantle dynamics of postcollisional magmatism in western Anatolia. Int Geol Rev, 49: 431–453
Ernst W G, Liou J G. 1995. Contrasting plate-tectonic styles of the Qinling-Dabie-Sulu and Franciscan metamorphic belts. Geology, 23: 253–256
Eyal M, Litvinovsky B, Jahn B M, Zanvilevich A, Katzir Y. 2010. Origin and evolution of post-collisional magmatism: Coeval Neoproterozoic calc-alkaline and alkaline suites of the Sinai Peninsula. Chem Geol, 269: 153–179
Forsyth D, Uyeda S. 1975. On the relative importance of the driving forces of plate motion. Geophys J R Astr Soc, 43: 163–200
Gao S, Rudnick R L, Xu W L, Yuan H L, Liu Y S, Puchtel I, Liu X, Huang H, Wang X R. 2008. Recycling deep cratonic lithosphere and generation of intraplate magmatism. Earth Planet Sci Lett, 270: 41–53
Gerya T V, Stöckhert B, Perchuk A L. 2002. Exhumation of high-pressure metamorphic rocks in a subduction channel: A numerical simulation. Tectonics, 21: 1056, doi:10.1029/2002TC001406
Gill J B. 1981. Orogenic Andesites and Plate Tectonics. New York: Springer-Verlag Berlin. 390
Gregory R T, Taylor H P Jr. 1981. An oxygen isotope profile in a section of Cretaceous oceanic crust, Samail Ophiolite, Oman: Evidence for ^{18}O buffering of the oceans by deep (>5 km) seawater-hydrothermal circulation at mid-ocean ridges. J Geophys Res, B86: 2737–2755
Griffin W L, O'Reilly S Y, Afonso J C, Begg G C. 2009. The composition and evolution of lithospheric mantle: A re-evaluation and its tectonic implications. J Petrol, 50: 1185–1204

Guillot S, Hattori K, Agard P, Schwartz S, Vidal O. 2009. Exhumation processes in oceanic and continental subduction contexts: A review. In: Lallemand S, Funiciello F, eds. Subduction Zone Geodynamics. Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag. 175–205

Guo F, Guo J, Wang C Y, Fan W M, Li C W, Zhao L, Li H X, Li J Y. 2013a. Formation of mafic magmas through lower crustal AFC processes-an example from the Jinan gabbroic intrusion in the North China Block. Lithos, 179: 157–174

Guo J T, Guo F, Wang C Y, Li C W. 2013b. Crustal recycling processes in generating the early Cretaceous Fangcheng basalts, North China Craton, New constraints from mineral chemistry, oxygen isotopes of olivine and whole-rock geochemistry. Lithos, 170-171: 1–16

Guo F, Fan W, Li C, Wang C Y, Li H, Zhao L, Li J. 2014. Hf-Nd-O isotopic evidence for melting of recycled sediments beneath the Sulu Orogen, North China. Chem Geol, 381: 243–258

Hart S R, Blusztajn J, Dick H J B, Meyer P S, Muehlenbachs K. 1999. The fingerprint of seawater circulation in a 500-meter section of ocean crust gabbros. Geochim Cosmochim Acta, 63: 4059–4080

Hawkesworth C J, Hergt J M, Ellam R M, McDermott F. 1991. Element fluxes associated with subduction related magmatism. Philos Trans R Soc, A335: 393–405

Hermann J, Zheng Y F, Rubatto D. 2013. Deep Fluids in Subducted Continental Crust. Elements, 9: 281–287

Huang F, Li S G, Dong F, Li Q L, Chen F, Wang Y, Yang W. 2007. Recycling of deeply subducted continental crust in the Dabie Mountains, central China. Lithos, 96: 151–169

Hofmann A W. 1988. Chemical differentiation of the Earth: The relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. Earth Planet Sci Lett, 90: 297–314

Hoffmann A W. 1997. Mantle geochemistry: The message from oceanic volcanism. Nature, 385: 219–229

Irvine T N, Baragar W R A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Can J Earth Sci, 8: 523–548

Jahn B M, Wu F Y, Lo C H, Tsai C H. 1999. Crustal-mantle interaction induced by deep subduction of the continental crust: Geochemical and Sr-Nd isotopic evidence from post-collisional mafic-ultramafic intrusions of the northern Dabie complex, central China. Chem Geol, 157: 119–146

Lawton T F, McMillan N J. 1999. Arc abandonment as a cause for passive continental rifting: Comparison of the Jurassic Mexican Borderland rift and the Cenozoic Rio Grande rift. Geology, 27: 779–782

Le Pichon X, Francheteau J, Bonnin J. 1973. Plate Tectonics. Amsterdam, New York, London: Elsevier. 300

Li S G, Jagoutz E, Lo C H, Chen Y Z, Li Q L. 1999. Sm/Nd, Rb/Sr, and $^{40}Ar/^{39}Ar$ isotopic systematics of the ultrahigh-pressure metamorphic rocks in the Dabie-Sulu belt, Central China: A retrospective view. Int Geol Rev, 41: 1114–1124

Liou J G, Zhang R Y, Ernst W G. 1997. Lack of fluid during ultrahigh-P metamorphism in the Dabie-Sulu region, Eastern China. Proc Inter Geol Congress, 30, 17: 141–155

Liou J G, Ernst W G, Zhang R Y, Tsujimori T, Jahn B M. 2009. Ultrahigh-pressure minerals and metamorphic terranes—The view from China. J Asian Earth Sci, 35: 199–231

Liu F L, Liou J G. 2011. Zircon as the best mineral for *P-T*-time history of UHP metamorphism: A review on mineral inclusions and U-Pb SHRIMP ages of zircons from the Dabie-Sulu UHP rocks. J Asian Earth Sci, 40: 1–39

Ma L, Jiang S Y, Hofmann A W, Dai B Z, Hou M L, Zhao K D, Chen L H, Li J W, Jiang Y H. 2014. Lithospheric and asthenospheric sources of lamprophyres in the Jiaodong Peninsula: A consequence of rapid lithospheric thinning beneath the North China Craton? Geochim Cosmochim Acta, 124: 250–271

Marschall H R, Schumacher J C. 2012. Arc magmas sourced from mélange diapirs in subduction zones. Nature Geosci, 5: 862–867

McCulloch M T, Gamble J A. 1991. Geochemical and geodynamical constraints on subduction. Earth Planet Sci Lett, 102: 358–374

McDonough W F, Sun S S. 1995. The composition of the Earth. Chem Geol, 120: 223–253

McKenzie D P. 1969. Speculations on the consequences and causes of plate motions. Geophys J R Astr Soc, 18: 1–32

Merle R, Marzoli A, Reisberg L, Bertrand H, Nemchin A, Chiaradia M, Callegaro S, Jourdan F, Bellieni G, Kontak D, Puffer J, McHone J G. 2014. Sr, Nd, Pb and Os isotope systematics of CAMP tholeiites from eastern North America (ENA): Evidence of a subduction-enriched mantle source. J Petrol, 55: 133–180

Middlemost E A K. 1994. Naming materials in magma/igneous rock system. Earth-Sci Rev, 37: 215–224

O'Neill H St C, Jenner F E. 2012. The global pattern of trace-element distributions in ocean floor basalts. Nature, 491: 698–704

Peacock S M. 1993. The importance of blueschist-ecologite dehydration reactions in subducting oceanic crust. Geol Soc Am Bull, 105: 684–694

Pearce J A, Stern R J. 2006. The origin of back-arc basin magmas: Trace element and isotope perspectives. In: Christie D M, Fisher C R, Lee S M, Givens S, eds. Back-Arc Spreading Systems: Geological, Biological, Chemical, and Physical Interactions. Washington DC: American Geophysical Union, 166: 63–86

Rampone E, Hofmann A W. 2012. A global overview of isotopic heterogeneities in the oceanic mantle. Lithos, 148: 247–261

Ringwood A E. 1974. Petrologic evolution of island arc systems. J Geol Soc London, 130: 183–204

Ringwood A E. 1982. Phase transformations and differentiation in subducted lithosphere: Implications for mantle dynamics, basalt petrogenesis and crustal evolution. J Geol, 90: 611–643

Ringwood A E. 1990. Slab-mantle interactions: 3. Petrogenesis of intraplate magmas and structure of the upper mantle. Chem Geol, 82: 187–207

Rudnick R L, Gao S. 2003. Composition of the continental crust. In: Holland H D, Turekian K K, eds. Treatise on Geochemistry. 2nd. Amsterdam: Elsevier. 3: 1–64

Salters V J M, Stracke A. 2004. Composition of the depleted mantle. Geochem Geophys Geosys, 5: Q05004, doi: 10.1029/2003GC000597

Smith D C. 1984. Coesite in clinopyroxene in the Caledonides and its implications for geodynamics. Nature, 310: 641–644

Sobolev N V, Shatsky V S. 1990. Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks: A new environment of diamond formation. Nature, 343: 742–746

Song S G, Niu Y L, Su L, Zhang C, Zhang L F. 2014. Continental orogenesis from ocean subduction, continent collision/subduction, to orogen collapse, and orogen recycling: The example of the North Qaidam UHPM belt, NW China. Earth-Sci Rev, 129: 59–84

Spandler C, Pirard C. 2013. Element recycling from subducting slabs to arc crust: A review. Lithos, 170-171: 208–223

Stolper E, Newman S. 1994. The role of water in the petrogenesis of Mariana Trough magmas. Earth Planet Sci Lett, 121: 293–325

Stracke A. 2012. Earth's heterogeneous mantle: A product of convection-driven interaction between crust and mantle. Chem Geol, 330-331: 274–299

Tang J, Zheng Y F, Gong B, Wu Y B, Gao T S, Yuan H L, Wu F Y. 2008. Extreme oxygen isotope signature of meteoric water in magmatic zircon from metagranite in the Sulu orogen, China: Implications for Neoproterozoic rift magmatism. Geochim Cosmochim Acta, 72: 3139–3169

Tatsumi Y, Eggins S. 1995. Subduction Zone Magmatism. Oxford: Blackwell Science. 211

Taylor B, Martinez F. 2003. Back-arc basin basalt systematics. Earth Planet Sci Lett, 210: 481–497

Valley J W, Kinny P D, Schulze D J, Spicuzza M J. 1998. Zircon megacrysts from kimberlite: Oxygen isotope variability among mantle melts. Contrib Mineral Petrol, 133: 1–11

Wang Y, Zhao Z F, Zheng Y F, Zhang J J. 2011. Geochemical constraints on the nature of mantle source for Cenozoic continental basalts in east-central China. Lithos, 125: 940–955

Workman R K, Hart S R. 2005. Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). Earth Planet Sci Lett, 231: 53–72

Wu Y B, Hanchar J M, Gao S, Sylvester P J, Tubrett M, Qiu H N, Wijbrans J R, Brouwer F M, Yang S H, Yang Q J, Liu Y S, Yuan H L. 2009. Age and nature of eclogites in the Huwan shear zone, and the multi-stage evolution of the Qinling-Dabie-Sulu orogen, central China. Earth Planet Sci Lett, 277: 345–354

Wu Y B, Zheng Y F. 2013. Tectonic evolution of a composite collision orogen: An overview on the Qinling-Tongbai-Hong'an-Dabie-Sulu orogenic belt in central China. Gondwana Res, 23: 1402–1428

Xu S T, Okay A I, Ji S Y, Sengor A M C, Wen S, Liu Y C, Jiang L L. 1992. Diamond from the Dabie Shan metamorphic rocks and its implication for tectonic setting. Science, 256: 80–82

Xu Y G, Ma J L, Huang X L, Iizuka Y, Chung S L, Wang Y B, Wu X Y. 2004. Early Cretaceous gabbrioc complex from Yinan, Shandong Province: Petrogenesis and mantle domains beneath the North China Craton. Inter J Earth Sci, 93: 1025–1041

Xu Z, Zhao Z F, Zheng Y F. 2012a. Slab-mantle interaction for thinning of cratonic lithospheric mantle in North China: Geochemical evidence from Cenozoic continental basalts in central Shandong. Lithos, 146-147: 202–217

Xu H J, Ma C Q, Song Y R, Zhang J F, Ye K. 2012b. Early Cretaceous intermediate-mafic dykes in the Dabie orogen, eastern China: Petrogenesis and implications for crust-mantle interaction. Lithos, 154: 83–99

Xu Z, Zheng Y F, He H Y, Zhao Z F. 2014a. Phenocryst He-Ar isotopic and whole-rock geochemical constraints on the origin of crustal components in the mantle source of Cenozoic continental basalt in eastern China. J Volcano Geothermal Res, 272: 99–110

Xu Z, Zheng Y F, Zhao Z F, Gong B. 2014b. The hydrous properties of subcontinental lithospheric mantle: Constraints from water content and hydrogen isotope composition of phenocrysts from Cenozoic continental basalt in North China. Geochim Cosmochim Acta, 143: 285–302

Yang J H, Chung S L, Wilde S A, Wu F Y, Chu M F, Lo Q H, Fan H R. 2005. Petrogenesis of post-orogenic syenites in the Sulu Orogenic Belt, East China: Geochronological, geochemical and Nd-Sr isotopic evidence. Chem Geol, 214: 99–125

Yang C H, Xu W L, Yang D B, Wang W, Wang W D, Liu J M. 2008. Petrogenesis of Shangyu gabbro-diorites in western Shandong: Geochronological and geochemical evidence. Sci China Ser D-Earth Sci, 51: 481–492

Yang Q L, Zhao Z F, Zheng Y F. 2012a. Modification of subcontinental lithospheric mantle above continental subduction zone: Constraints from

geochemistry of Mesozoic gabbroic rocks in southeastern North China. Lithos, 146-147: 164–182
Yang Q L, Zhao Z F, Zheng Y F. 2012b. Slab-mantle interaction in continental subduction channel: Geochemical evidence from Mesozoic gabbroic intrusives in southeastern North China. Lithos, 155: 442–460
Yang D B, Xu W L, Pei F P, Yang C H, Wang Q H. 2012c. Spatial extent of the influence of the deeply subducted South China Block on the southeastern North China Block: Constraints from Sr-Nd-Pb isotopes in Mesozoic mafic igneous rocks. Lithos, 136-139: 246–260
Ye K, Cong B L, Ye D N. 2000. The possible subduction of continental material to depths greater than 200 km. Nature, 407: 734–736
Zhang H F, Sun M, Zhou X H, Fan W M, Zhai M G, Ying 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: 241–253
Zhang Z M, Shen K, Sun W D, Liu Y S, Liou J G, Shi C, Wang J L. 2008a. Fluids in deeply subducted continental crust: Petrology, mineral chemistry and fluid inclusion of UHP metamorphic veins from the Sulu orogen, eastern China. Geochim Cosmochim Acta, 72: 3200–3228
Zhang J, Zhang H F, Ying J F, Tang Y J, Niu L F. 2008b. Contribution of subducted Pacific slab to late Cretaceous magmatism in Qingdao region, China: A petrological record. Island Arc, 17: 231–241
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, Zhao Z F, Zheng Y F, Liu X, Xie L. 2012. Zircon Hf-O isotope and whole-rock geochemical constraints on origin of postcollisional mafic to felsic dykes in the Sulu orogen. Lithos, 136-139: 225–245
Zhao Z F, Zheng Y F, Zhang J, Dai L Q, Li Q, Liu X. 2012. Syn-exhumation magmatism during continental collision: Evidence from alkaline intrusives of Triassic age in the Sulu orogen. Chem Geol, 328: 70–88
Zhao Z F, Dai L Q, Zheng Y F. 2013. Postcollisional mafic igneous rocks record crust-mantle interaction during continental deep subduction. Scientific Reports, 3: 3413, doi: 10.1038/srep03413
Zheng Y F. 2009. Fluid regime in continental subduction zones: Petrological insights from ultrahigh-pressure metamorphic rocks. J Geol Soc, 166: 763–782
Zheng Y F, Fu B, Gong B, Li L. 2003. Stable isotope geochemistry of ultrahigh pressure metamorphic rocks from the Dabie-Sulu orogen in China: Implications for geodynamics and fluid regime. Earth-Sci Rev, 62: 105–161
Zheng Y F, Wu Y B, Chen F K, Gong B, Li L, Zhao Z F. 2004. Zircon U-Pb and oxygen isotope evidence for a large-scale ^{18}O depletion event in igneous rocks during the Neoproterozoic. Geochim Cosmochim Acta, 68: 4145–4165
Zheng Y F. 2008. A perspective view on ultrahigh-pressure metamorphism and continental collision in the Dabie-Sulu orogenic belt. Chin Sci Bull, 53: 3081–3104
Zheng Y F, Wu F Y. 2009. Growth and reworking of cratonic lithosphere. Chin Sci Bull, 54: 3347–3353
Zheng Y F, Chen R X, Zhao Z F. 2009. Chemical geodynamics of continental subduction-zone metamorphism: Insight from studies of the Chinese Scientific Drilling (CCSD) core samples. Tectonophys, 475: 327–358
Zheng Y F, Xia Q X, Chen R X, Gao X Y. 2011. Partial melting, fluid supercriticality and element mobility in ultrahigh-pressure metamorphic rocks during continental collision. Earth-Sci Rev, 107: 342–374
Zheng Y F. 2012. Metamorphic chemical geodynamics in continental subduction zones. Chem Geol, 328: 5–48
Zheng Y F, Xiao W J, Zhao G C. 2013. Introduction to tectonics of China. Gondwana Res, 23: 1189–1206
Zheng Y F, Hermann J. 2014. Geochemistry of continental subduction-zone fluids. Earth Planets Space, 66: 93, doi: 10.1186/1880-5981-66-93
Zindler A, Hart S. 1986. Chemical geodynamics. Annual Rev Earth Planet Sci, 14: 493–571
Zhou L G, Xia Q X, Zheng Y F, Chen R X, Hu Z C, Yang Y H. 2015. Tectonic evolution from oceanic subduction to continental collision during the closure of Paleotethyan ocean: Geochronological and geochemical constraints from metamorphic rocks in the Hong'an orogen. Gondwana Res, 28: 348–370