中国科学: 地球科学 2015 年 第 45 卷 第 6 期: 752 ~ 769
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

大陆俯冲碰撞带高温超高压变质岩的多阶段折返与部分熔融

刘贻灿*, 邓亮鹏, 古晓锋

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: liuyc@ustc.edu.cn

收稿日期: 2014-10-04; 接受日期: 2015-03-09; 网络版发表日期: 2015-05-14
国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2015CB856104)和国家自然科学基金项目(批准号: 41273036)资助

摘要 大陆碰撞造山带根部岩石经受高温(>850℃)变质作用, 特别是俯冲带超高压变质岩受到高温叠加变质, 对超高压岩片折返期间的元素和同位素行为、部分熔融作用及其地球动力学效应等具有重要意义. 本文简要介绍了世界上5个典型的发育高温超高压变质岩的大陆碰撞带, 包括中国大别山、哈萨克斯坦 Kokchetav 地块、格陵兰东加里东造山带、希腊罗多彼山以及德国厄尔士山, 分析了它们的高温超高压变质作用及演化特点, 讨论了高温超高压岩石的变质 *P-T-t* 轨迹和多阶段折返过程以及折返期间的部分熔融作用、超高压指示性矿物的保存和退变质作用等及其可能的机制. 在此基础之上, 提出了大陆俯冲隧道内高温超高压变质岩的未来研究方向和重点.

关键词
大陆俯冲碰撞带
高温超高压变质岩
P-T-t轨迹
多阶段折返
部分熔融

自20世纪60年代以来, 板块作用已经逐渐成为固体地球科学研究领域最重要的组成部分之一. 传统的板块构造学说认为, 大洋岩石圈密度大, 可以俯冲进入地幔, 而低密度的陆壳物质是不能进入地幔的. 然而, 自从陆壳岩石中发现典型的超高压变质矿物——柯石英(Chopin, 1984; Smith, 1984)和金刚石(Sobolev和Shatsky, 1990; Xu等, 1992)以来, 人们认识到, 陆壳物质可以俯冲到>120 km的地幔深度并发生超高压变质作用, 尔后再折返至地表. 截止到目前为止, 世界上已发现的超高压变质带有25条(Zheng, 2012), 大多位于大陆碰撞造山带内, 表明大陆俯冲和碰撞造山作用是相继发生于碰撞型造山带的不同构造演化阶段.

为了认识俯冲带板块界面的性质以及更好地理解大陆碰撞造山带的形成和演化过程, 人们提出了俯冲隧道模型(Shreve和Cloos, 1986; Cloos和Shreve, 1988a, 1988b; Guillot等, 2009; Zheng, 2012; 郑永飞等, 2013). 俯冲隧道包括大陆和大洋俯冲隧道两种, 是地壳俯冲和折返以及部分熔融作用的重要场所, 涉及一系列不同等级的变质作用和复杂的构造过程等. 其中, 俯冲板片的高压-超高压变质作用及其 *P-T-t*轨迹与折返机制, 是近30年来地球动力学领域广泛关注的热点问题(Chopin, 1984; Smith, 1984; Coleman和Wang, 1995; Hacker和Liou, 1998; Carswell和Compagnoni, 2003; Zheng等, 2003, 2009; Liu等, 2007b; 刘贻灿和李曙光, 2008; Gilotti等, 2014). 在大

中文引用格式: 刘贻灿, 邓亮鹏, 古晓锋. 2015. 大陆俯冲碰撞带高温超高压变质岩的多阶段折返与部分熔融. 中国科学: 地球科学, 45: 752–769
英文引用格式: Liu Y C, Deng L P, Gu X F. 2015. Multistage exhumation and partial melting of high-*T* ultrahigh-pressure metamorphic rocks in continental subduction-collision zones. Science China: Earth Sciences, 58: 1084–1099, doi: 10.1007/s11430-015-5067-9

洋俯冲过程中, 富水的洋壳在俯冲加热的过程中会发生脱水反应, 产生的流体交代地幔楔、使地幔楔发生部分熔融, 形成岛弧型火山岩(Sisson和Grove, 1993a, 1993b; Rüpke等, 2004; Grove等, 2006), 因而俯冲洋壳的峰期变质温度较低(通常<650℃). 而相对于洋壳俯冲来说, 大陆地壳由于缺水, 通常在俯冲过程中不会发生大规模的脱水反应, 因此一般没有对应的岛弧型火山岩(Zheng, 2012), 变质温度也可以高达800~900℃(通常>700℃). 本文将峰期变质温度>850℃者则称为高温变质作用, 如果是超高压变质岩, 则称为高温超高压变质岩. 然而, 无论是高温还是低温超高压变质岩, 它们都表现为发夹式的顺时针*P-T-t*轨迹(如, Chopin, 1984; Smith, 1984; Chopin等, 1991; Wang和Cong, 1999; Ernst和Liou, 2008; Gilotti, 2013).

目前, 已发现有高温超高压变质作用的大陆碰撞带有中国大别山(Liu等, 2011a, 2015)、哈萨克斯坦北部Kokchetav地块(Hermann等, 2001)、格陵兰东北部加里东山系(Gilotti和Ravna, 2002)、希腊北部罗多彼山(Rhodope)(Mposkos和Krohe, 2006)以及德国厄尔士山(Erzgebirge)(Massonne和O'Brien, 2003)等. 这些大陆碰撞带中的高温超高压变质岩普遍经历过较长时间的高温变质过程以及多阶段变质叠加与改造, 造成早期超高压矿物组合及标志性矿物发生了不同程度的转变/退变或减压分解(Liu等, 2011b), 这为它们的不同变质阶段温压条件估算、特别是峰期变质条件的限定带来了巨大困难(Liu等, 2015).

大陆俯冲碰撞带中高温变质作用之所以受到广泛关注和深入研究, 是因为它不仅对超高压岩石中矿物的稳定性和岩石的物理性质有重要影响, 还会引发超高压岩石的部分熔融(Zheng等, 2011), 而部分熔融则会明显影响岩石的流变学行为(Faure等, 1999; Hermann和Green, 2001; Zhong等, 2001; Labrousse等, 2002; Whittington和Treloar, 2002; Chopin, 2003), 从而对俯冲板片的拆离、折返过程与机制产生显著影响. 同时, 大陆俯冲板片的部分熔融也是地壳化学成分分异的重要机制, 对俯冲带的元素和同位素行为具有重要影响(Shatsky等, 1999; Zheng等, 2011), 其产生的熔体可能是壳源岩浆岩的重要物质来源(Brown等, 2011; Sawyer等, 2011; Zhao等, 2012). 另一方面, 高温超高压岩石因经历过深(>120 km)俯冲, 在折返时可能携带部分地幔物质, 如石榴橄榄岩和方辉橄榄岩等. 因此, 发育高温超高压变质岩的大陆碰撞带也是研究地幔性质的重要场所(如, Nakamura等, 2004).

关于大陆俯冲碰撞带高温变质作用及其效应, 尚存在一些关键科学问题, 如: (1) 高温变质作用温压条件的准确限定; (2) 高温变质作用中热的来源或发生的热力学条件; (3) 高温变质作用对地壳和地幔岩石的物理化学性质(包括矿物的稳定性、岩石的力学强度等)的影响; (4) 不同岩石成分及流体含量的陆壳岩石发生部分熔融的温压条件与机制; (5) 部分熔融过程中元素和同位素行为以及对岩石流变学性质的影响; (6) 影响高温超高压变质岩中峰期变质矿物保存的因素和条件等. 这些问题的深入研究和解决, 将对理解和查明大陆碰撞带中超高压岩石的高温变质作用特点及其地球动力学效应以及超高压岩石的折返机制等具有重要意义.

1 典型高温超高压变质带实例

1.1 中国大别山

位于中国中东部的大别-苏鲁造山带是三叠纪华南陆块向华北陆块俯冲形成的碰撞型造山带(Xu等, 1992; Li等, 1993; Zheng等, 2003; Liu等, 2005). 其中, 北大别杂岩带(简称北大别)是大别山造山带中3个含榴辉岩的岩石单位之一, 经历了三叠纪超高压变质作用及麻粒岩相变质叠加和角闪岩相退变质作用等多阶段演化(徐树桐等, 1999; 刘贻灿等, 2000, 2001; Liu等, 2005, 2007a, 2011a, 2011b; Xu等, 2005; Malaspina等, 2006; Groppo等, 2015), 而且, 在燕山期(~130 Ma)又遭受碰撞后造山带去根过程中因大规模岩浆作用和提供足够的热量而发生的加热部分熔融作用和大规模混合岩化作用(Liu等, 2007b, 2015; Wu等, 2007; Zhao等, 2008; 古晓锋等, 2013; 李曙光等, 2013; He等, 2013; Wang等, 2013). 北大别的峰期超高压变质时代为(226±2) Ma(古晓锋等, 2013). 该带主要岩石类型有英云闪长质和花岗质的正片麻岩、碰撞后的白垩纪侵入岩以及少量呈布丁状或透镜状包裹于片麻岩中的变质橄榄岩、石榴辉石岩、含石榴子石的角闪岩、麻粒岩及榴辉岩等(Liu等, 2005, 2011a, 2011b, 2015). 榴辉岩中的微粒金刚石表明北大别超高压岩石俯冲深度>120 km(徐树桐等, 2003;

Xu等, 2005). 榴辉岩的原岩主要为镁铁质下地壳成因的新元古代辉长岩(古晓锋等, 2013), 而其围岩主要为超高压变质的花岗质片麻岩(原岩为新元古代花岗岩)(Liu等, 2007b). 北大别榴辉岩及相关变质岩以经历了强烈的燕山期混合岩化作用和多期构造变形为特征, 榴辉岩多呈透镜状或团块状包裹于花岗质片麻岩中. 石榴子石-绿辉石Fe-Mg交换温度计及锆石中Ti和金红石中Zr温度计表明, 北大别的峰期超高压变质温度为960~1020℃并经历了>900℃的高压榴辉岩相退变质作用和麻粒岩相变质叠加过程(Liu等, 2015).

1.2 哈萨克斯坦 Kokchetav 地块

哈萨克斯坦北部的Kokchetav地块位于中亚造山带内部, 西伯利亚地台和东欧地台之间, 是由一个元古代微陆块与一个晚前寒武–早寒武岛弧系统, 在晚寒武世碰撞形成的大陆碰撞带的一部分, 可以分为7个岩石单位(Dobretsov等, 1995). 其中, Kumdy-Kol杂岩带(单位Ⅰ)被认为是变质等级最高的, 根据岩石类型可分为两个亚单元: 一为正片麻岩和榴辉岩; 二为含碳酸盐岩的副变质岩, 主要为含石榴子石的长英质片麻岩和黑云母片岩, 以及少量的物质来源为硅质大理岩的黑云母石榴子石辉石岩、金云母钙硅质大理岩、透镜状的玄武质成分的榴辉岩. 在Kumdy-Kol杂岩带中, 微粒金刚石以矿物包裹体形式广泛存在于副变质岩中的锆石、石榴子石和单斜辉石中, 而正片麻岩和榴辉岩中则未发现金刚石(Dobretsov等, 1995). 锆石U-Pb定年结果显示其副变质岩从超高压榴辉岩相到麻粒岩相变质作用的时代为(528±3) Ma(Hermann等, 2001). 根据石榴子石-单斜辉石地质温压计, Kumdy-Kol超高压变质岩的峰期变质温度为>1000℃(Okamoto等, 2000), 并经历了>900℃的高压榴辉岩相退变质作用和~800℃的麻粒岩相变质叠加, 而后经过近等压冷却至角闪岩相变质条件, 并经历两期角闪岩相退变质作用(Zhang等, 1997; Hermann等, 2001).

1.3 格陵兰东北部榴辉岩省

格陵兰东北部榴辉岩省位于劳伦古大陆边缘, 是加里东期劳伦古大陆与波罗的海板块碰撞形成的加里东造山带的一部分, 超高压岩石出露于其东部一座名为“兔耳朵”的小岛上(Gilotti和Ravna, 2002). 与其他大陆碰撞带中超高压变质岩仅代表俯冲板块发生变质形成不同的是, 该区超高压岩石被认为是仰冲板片(劳伦古大陆)的组成部分(Gilotti和McClelland, 2007). 其中, 高压变质的时代约为410~390 Ma, 对应于大陆碰撞造成的陆壳加厚(Gilotti等, 2004); 而超高压岩石在365~350 Ma经历峰期变质(McClelland等, 2006), 可能对应碰撞后期仰冲板块的陆内俯冲(Gilotti和McClelland, 2007). 主要岩石类型为长英质的正片麻岩和副片麻岩, 以及包裹于其中的直径为数米至数千米的榴辉岩透镜体(Kalsbeek等, 2008), 榴辉岩的原岩主要为层状的辉长质侵入岩(Gilotti等, 2008). 根据榴辉岩中的石榴子石+绿辉石+蓝晶石+石英/柯石英+多硅白云母矿物转换反应, 超高压变质岩的峰期变质条件为~972 ℃和3.6 GPa(Gilotti和McClelland, 2002), 并在350~330 Ma期间经历了麻粒岩相变质叠加和角闪岩相退变质作用(Gilotti等, 2014).

1.4 希腊罗多彼地块(Rhodope Massif)

罗多彼地块位于希腊北部罗多彼高压变质岩省, 形成于白垩纪到第三纪非洲大陆与欧洲大陆的碰撞(Mposkos和Wawrzenitz, 1995; Liati和Gebauer, 1999; Krohe和Mposkos, 2002). 它包含几个不同变质级别的构造岩片, 而其东部的Kimi杂岩带则是其中变质级别最高、也是构造上处于最上部的岩石单位, 经历了高温超高压变质作用及之后的麻粒岩相和角闪岩相退变质作用, 峰期超高压变质时代为≥148 Ma职(Mposkos和Krohe, 2006), 在65~63 Ma又经历了加厚下地壳部分熔融和混合岩化作用(Baziotis等, 2008). Kimi杂岩带的岩石主要可分为壳源岩石和幔源岩石, 前者包括角闪岩化的榴辉岩、正变质岩、大理岩及混合岩化的泥质片麻岩, 后者主要由尖晶石-石榴子石变质橄榄岩及尖晶石石榴辉石岩组成, 两者分别经历了不同的演化历史(Mposkos, 2002; Mposkos等, 2004; Mposkos和Krohe, 2006). 以包裹体形式存在于石榴子石中的微粒金刚石(Kostopoulos等, 2000; Mposkos和Kostopoulos, 2001; Perraki等, 2006)表明Kimi杂岩带中泥质片麻岩曾俯冲至>120 km深度, 超高压岩石的峰期变质温度为~1000 ℃, 并经历了>800℃的高压榴辉岩相退变质作用和~750℃的麻粒岩相变质叠加及随后的高角闪岩相退变质作用

(Mposkos 和 Kostopoulos, 2001; Mposkos, 2002; Mposkos和Krohe, 2006).

1.5 德国厄尔士山(Erzgebirge)

欧洲大陆中部波西米亚地块, 出露于晚古生代冈瓦纳与劳亚古大陆的碰撞形成的华力西造山带东北部, 而德国厄尔士山则位于波西米亚地块的西北部, 其中, 中-高级变质岩出露的地区分为3个亚单元: (1) 云母-片岩-榴辉岩单元, (2) 红色和灰色片麻岩单元, (3) 片麻岩-榴辉岩单元(Massonne和O'Brien, 2003; Massonne和Czambor, 2007). 这3个高级变质单元的周围是一个主要由低级变质的片岩组成的千枚岩单元. 片麻岩-榴辉岩单元位于厄尔士山的中部, 是超高压变质岩出露的主要地区, 主要岩石包括正片麻岩和副片麻岩, 以及包裹于其中的直径数米至数千米的榴辉岩透镜体(Massonne和O'Brien, 2003). 片麻岩中柯石英和金刚石包裹体(Nasdala和Massonne, 2000; Massonne, 2001; Hwang等, 2001)的发现表明岩石曾俯冲至地幔深度. 超高压岩石的峰期变质 条件为>4.23 GPa和~1000℃, 并经历了高压榴辉岩相退变质作用和麻粒岩相变质叠加(Hwang等, 2001; Massonne和O'Brien, 2003; Nakamura等, 2004). 超高压岩石中的绿辉石常被细粒的角闪石+斜长石后成合晶所替代(Massonne, 2003), 表明岩石又经历了角闪岩相退变质作用.

从上述典型实例中可以总结出高温超高压变质岩的特点: (1) 它们都含有变质的微粒金刚石和/或柯石英等标志性超高压矿物, 俯冲深度至少>120 km; (2) 它们的峰期超高压变质温度都大于900℃, 超过了岩石的"干"固相线温度(Hermann和Green, 2001; Patiño, 2005); (3) 在超高压变质之后, 都经历了从超高压榴辉岩相到高压榴辉岩相, 再到麻粒岩相变质叠加并始终保持750℃以上的高温条件; (4) 这些超高压岩石都发生了强烈的角闪岩相退变质作用. 因此, 大陆俯冲碰撞带高温超高压变质岩都经历了>900℃和>4.0 GPa(俯冲深度>120 km)的高温超高压变质作用. 然而, 不同地区的高温超高压变质岩的岩石组成和原岩性质却存在较大差异, 如北大别带超高压岩石主要为正变质岩(原岩为辉长岩和花岗岩), 而其他几个变质带(地体)中则大量发育超高压副变质岩, 包括泥质片麻岩和变质碳酸盐岩(原岩为硅质和钙-硅质沉积岩). 岩石组成和原岩性质的差异对超高压岩石的部分熔融、折返过程与速率以及*P-T-t*轨迹的重建等都可能产生影响(见后文讨论).

2 大陆高温超高压变质岩的 *P-T-t* 轨迹与多阶段折返

2.1 *P-T-t* 轨迹

根据前文所述, 高温超高压岩石在达到高温超高压变质峰期后, 先经历一个近等温降压的过程(包括高压榴辉岩相退变质作用和麻粒岩相变质叠加), 尔后又经历一个近等压降温的过程至压力和温度分别为0.5~1 GPa和(650±50)℃(图1). 对应于*P-T-t*轨迹, 超高压岩石在变质峰期后开始折返, 不同地区的超高压岩石的折返速率有很大差别, 快速的如Kokchetav中Kumdy-Kol超高压岩石(~18 mm a^{-1}; Hermann等, 2001), 慢速的如北大别超高压岩石(4~5 mm a^{-1}; Liu等, 2015). 当岩石折返到陆壳中下部后, 由于其密度与周围岩石相近(Ernst和Liou, 2008; Warren等, 2008), 因此会逐渐停滞并在此过程中进行较长时间的近等压冷却, 直至岩石达到热力学再平衡, 其平衡温压条件对应于陆壳的中部.

以北大别为例, 如图1所示, 超高压岩石经过一个相对高*P-T*的进变质阶段后, 在222~227 Ma达到变质峰期, 其温度>950℃、压力>4.5 GPa, 而后发生折返, 折返速率为4~5 mm a^{-1}. 在折返初期, 北大别超高压岩石的变质温度基本保持不变(900~1000℃), 并先后经历210~216 Ma期间的高压榴辉岩相和204~209 Ma期间的麻粒岩相变质叠加. 而在此之后, 板片从下地壳→中-上地壳折返, 经历一个~20 Ma的冷却过程至温度为(650±50)℃, 这个温度可能代表角闪岩相条件下再平衡的温度(Liu等, 2015).

哈萨克斯坦北部Kokchetav地块Kumdy-Kol杂岩带和希腊罗多彼山Kimi杂岩带中的泥质片麻岩具有类似于北大别超高压岩石的*PTt*轨迹(图1). 在从上地幔折返至地壳底部的过程中, 它们同样先经历一个较快的近等温的降压过程, 到达中下地壳部位以后, 则经历一个近等压的冷却过程, 最终再平衡温度同样为(650±50)℃(Hermann等, 2001; Mposkos和Krohe, 2006). 3个超高压变质带在这一阶段的压力略有差异, 这可能是由于地壳厚度的不同, 或者超高压岩石停

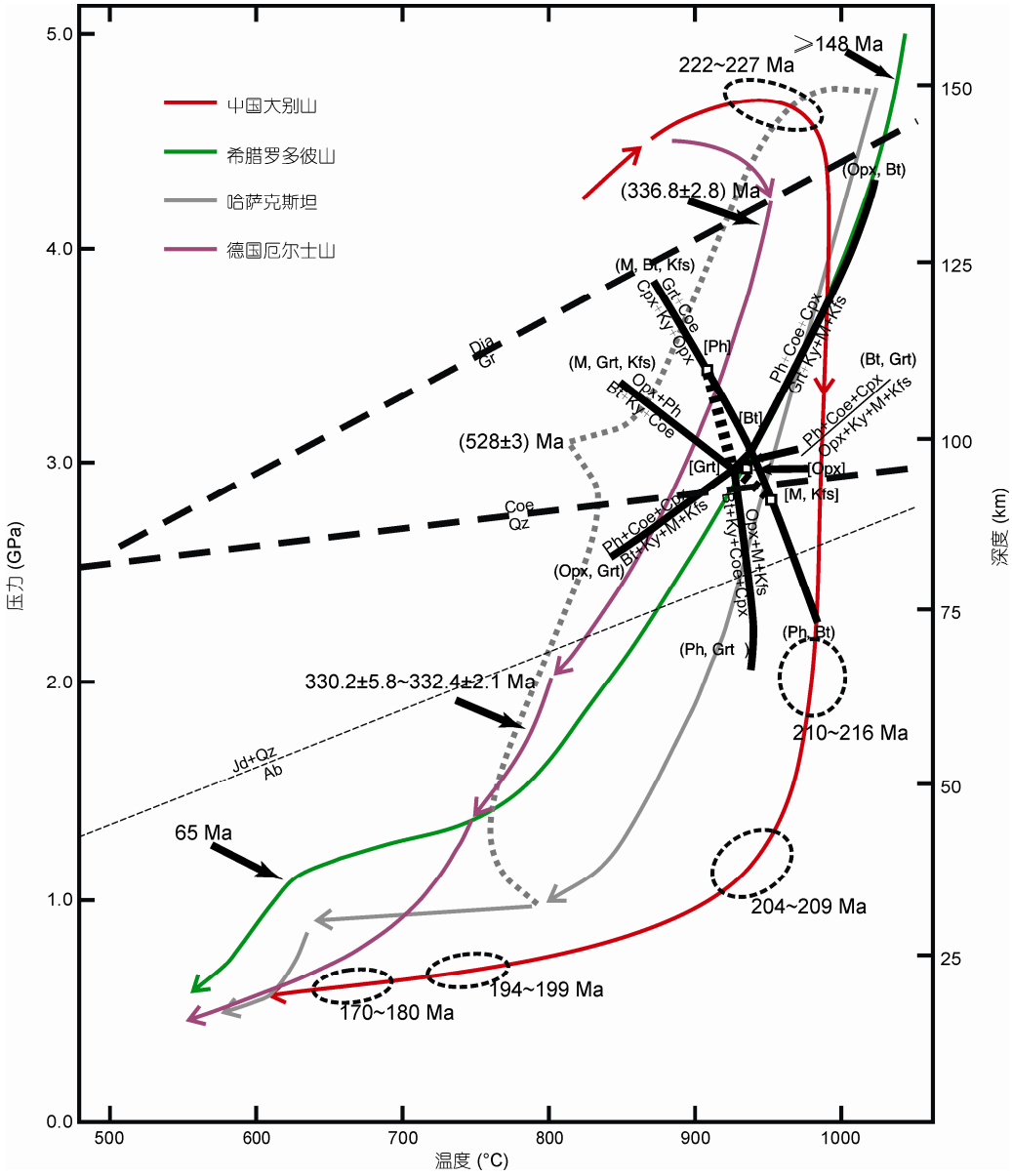

图 1　大陆碰撞带中典型高温超高压岩石的 *P-T-t* 轨迹

中国大别山(北大别)、希腊罗多彼、哈萨克斯坦和德国厄尔士山高温超高压岩石的 *P-T-t* 轨迹分别根据 Liu 等(2015)、Mposkos 和 Krohe(2006)、Hermann 等(2001)和 Rötzler 等(2012)修改. 金刚石-石墨反应曲线引自 Kennedy 等(1976), 柯石英-石英反应曲线引自 Hemingway 等(1998), 硬玉+石英-钠长石反应曲线引自 Holland(1980), 其他反应曲线引自 Hermann 和 Green(2001). M, 熔体; Bt, 黑云母; Kfs, 钾长石; Opx, 斜方辉石; Dia, 金刚石; Gr, 石墨; Grt, 石榴子石; Coe, 柯石英; Cpx, 单斜辉石; Ky, 蓝晶石; Ph, 多硅白云母; Jd, 硬玉; Qz, 石英; Ab, 钠长石

留在地壳中的位置有一定的差异, 如Kimi杂岩带中的泥质片麻岩在折返初期与大量的地幔岩石耦合在一起(Mposkos和Krohe, 2006), 因此造成折返的板片密度较一般的壳源超高压岩石更大, 以致停留的深度以及对应的压力也就更大. 另一方面, 与北大别不同的是, Kumdy-Kol杂岩带和Kimi杂岩带在折返初期, 伴随着压力的下降, 其温度也有一定的下降, 尤其Kimi杂岩带的变质温度下降更为明显(见后文).

2.2　多阶段折返

上述典型大陆碰撞带中高温超高压(俯冲深度>120 km、峰期变质温度>900℃)岩石的折返是阶段性

的(图1): 第一阶段的折返速率较快, 岩石经历一个近等温减压的过程折返至下地壳位置; 而后, 超高压岩石在此经历一个近等压降温的过程, 岩石中的矿物达到角闪岩相热力学再平衡; 最后的折返发生在中上地壳再平衡之后, 直至出露地表, 是一个降温降压的过程.

尽管上述大陆碰撞带中高温超高压岩石具有相似的*P-T*轨迹和阶段性折返特点, 但是它们的折返速率却有很大差别. 根据Gilotti等(2014)的建议, 折返速率>10 mm a^{-1}和<10 mm a^{-1}分别代表快速和慢速折返. 那么, 中国北大别超高压岩石的平均折返速率为4~5 mm a^{-1}(Liu等, 2015), 格陵兰加里东山系超高压岩石的平均折返速率为3~5 mm a^{-1}(Gilottti和McClelland, 2007), 希腊Kimi超高压岩石的平均折返速率为<2 mm a^{-1}(据Mposkos和Krohe, 2006), 它们都属于慢速折返; 而哈萨克斯坦Kumdy-Kol超高压岩石的平均折返速率为>18 mm a^{-1} (Hermann等, 2001), 德国厄尔士山脉超高压岩石的平均折返速率为>10 mm a^{-1}(Massonne和O'Brien, 2003), 二者属于快速折返. 造成超高压岩石折返速率差异的原因可能是多方面的, 例如板片俯冲的角度、俯冲板片的大小或规模、密度和岩石力学强度等等. Zheng等(2009)和Kylander-Clark等(2012)通过对比研究发现, 俯冲板块的大小与其俯冲和折返的速率有着明显的相关性: 大的俯冲板块的俯冲和折返速率较慢, 需要经历更长时间的高压-超高压变质; 而小的俯冲板块的俯冲和折返速率较快, 其高压-超高压变质持续的时间较短(图2). Kylander-Clark等(2012)认为这可能是由于在较小的板块中, 低密度的陆壳组分所占比例较小, 因此在俯冲时主要受前端高密度洋壳的拖曳, 俯冲角度陡峭, 俯冲速度快; 而对于较大的板块, 低密度的陆壳组分所占比例较大, 俯冲板片在浮力作用下沿着平缓的角度低速俯冲. 郑永飞等(2013)则认为, 在大陆俯冲隧道内部, 大的地壳岩片受到的阻力较大, 因此折返较慢; 而小岩片受到的阻力较小, 结果折返较快. 根据俯冲隧道模型, 当板片断离后, 超高压岩石沿着与俯冲时同样的路径折返(Ernst和Liou, 2008), 因此大的板块折返速率自然低于小的板块. 另一方面, 大的超高压变质带岩石厚度更大, 因此其内部被充分加热弱化, 进而与岩石圈地幔解耦也需要更长的时间(Warren等, 2008).

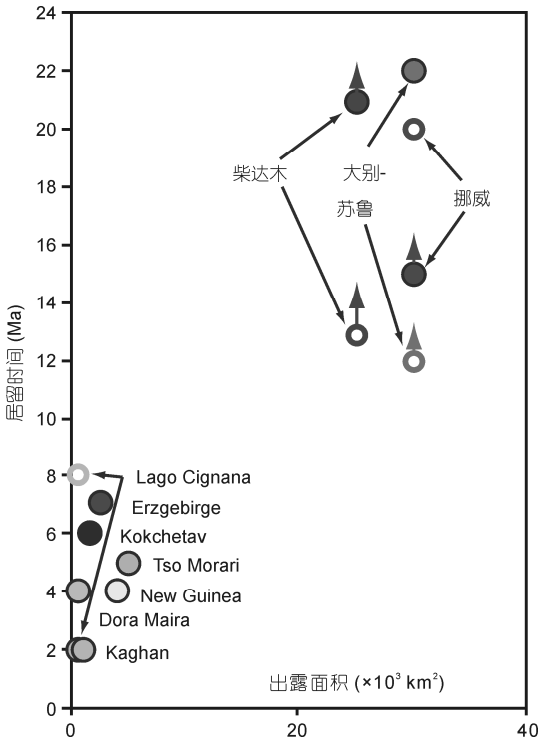

图 2　超高压变质带的大小与深部居留时间的关系

两类超高压地体: 大的和小的, 分别在深部居留时间长和短; 空心圆圈代表地体向下俯冲到最大深度经历的时间, 而实心圆圈代表向上折返至中地壳所经历的时间; 圆圈的颜色深浅代表变质带的峰期变质年龄, 颜色越黑的年龄越老. "大小"指的是高压-超高压榴辉岩相岩石出露的面积或规模. 据 Kylander-Clark 等(2012)

3　高温超高压变质岩中减压/退变质结构

高温超高压变质的俯冲陆壳岩石, 由于经历了较长时间的高温降压过程和多阶段变质演化, 广泛发育各种减压/退变质结构, 如高压-超高压矿物的相转变或减压分解、针状矿物出溶体以及后成合晶等. 在>2.5 GPa的超高压条件下, SiO_2以柯石英或斯石英形式稳定存在, 而在低压条件下的稳定矿物相则为石英, 因此, 超高压岩石中的柯石英在减压过程中常常转变为石英或多晶石英(柯石英假象). 矿物的化学成分也常随压力而变化, 如单斜辉石中Si和Na含量随压力增加而升高并形成超硅、富钠的单斜辉石, 但在减压过程中, 常形成针状石英出溶体; 另外, 超高压矿物组合在减压过程中也会发生反应或分解, 形成低压矿物组成的交生体或后成合晶, 如石榴子石和绿辉石反应生成紫苏辉石+透辉石+斜长石等的后成合晶(Liu等, 2007a). 因此, 多阶段的减压/退变质

作用不利于峰期或早期超高压矿物的保存, 并引起矿物之间的再平衡等, 从而为不同变质阶段温度、压力条件的恢复或重建带来了极大困难.

3.1 柯石英假象

柯石英是超高压变质作用的典型指示矿物之一, 然而在超高压岩石折返期间, 柯石英通常不易被保存而转变为石英, 对于经历长时间或多阶段高温降压过程的岩石来说, 这种表现尤为明显(Liu等, 2015). 虽然如此, 柯石英假象(发育放射状裂纹的主晶石榴子石或单斜辉石中单晶或多晶石英包裹体), 仍然可以指示早期的超高压变质作用(Mosenfelder和Bohlen, 1997; Massonne, 2001; Ghiribelli等, 2002; Liu等, 2011b). 在上述高温超高压变质带中, 柯石英假象广泛存在于榴辉岩及相关含石榴子石的岩石中, 如图3所示. 这些柯石英假象指示了峰期的超高压变质条件, 同时也反映了峰期之后的减压退变质过程.

3.2 针状矿物出溶体

针状矿物出溶体是超高压变质岩中常见的高温减压结构, 被认为是主晶矿物因冷却和减压的结果(Smith, 1984; Gayk等, 1995; Katayama等, 2000a; Ye等, 2000; Dobrzhinetskaya等, 2002; Malaspina等, 2006; Nakano等, 2007). 如, 北大别高温超高压榴辉岩的不同矿物中广泛发育不同类型的针状矿物出溶体(徐树桐等, 1999; Tsai和Liou, 2000; 刘贻灿等, 2001; Malaspina等, 2006; Liu等, 2007a, 2011b; Groppo等, 2015). 其中, 单斜辉石中石英+紫苏辉石(图4(a))或石英+磁铁矿或石英或石英+钠长石+钾长石或石英+斜长石+角闪石等针状矿物出溶体, 是早期的超Si、富Na绿辉石因后期减压而形成的; 低F的磷灰石中有大量针状磁黄铁矿出溶(图4(b)), 而高F的磷灰石(通常以矿物包体形式存在于石榴子石中)则没有针状矿物出溶体等, 都反映了减压过程.

3.3 后成合晶

超高压岩石在经历长时间演化, 特别是折返期间多阶段退变质过程之后, 早期高压-超高压矿物往往发生减压分解或退变质反应, 并为晚期低压矿物所取代, 而且以包裹体形式存在于石榴子石和锆石中矿物也往往因为裂隙和流体的渗入而发生退变或减压分解(如, 金刚石有石墨的边、柯石英被多晶石英

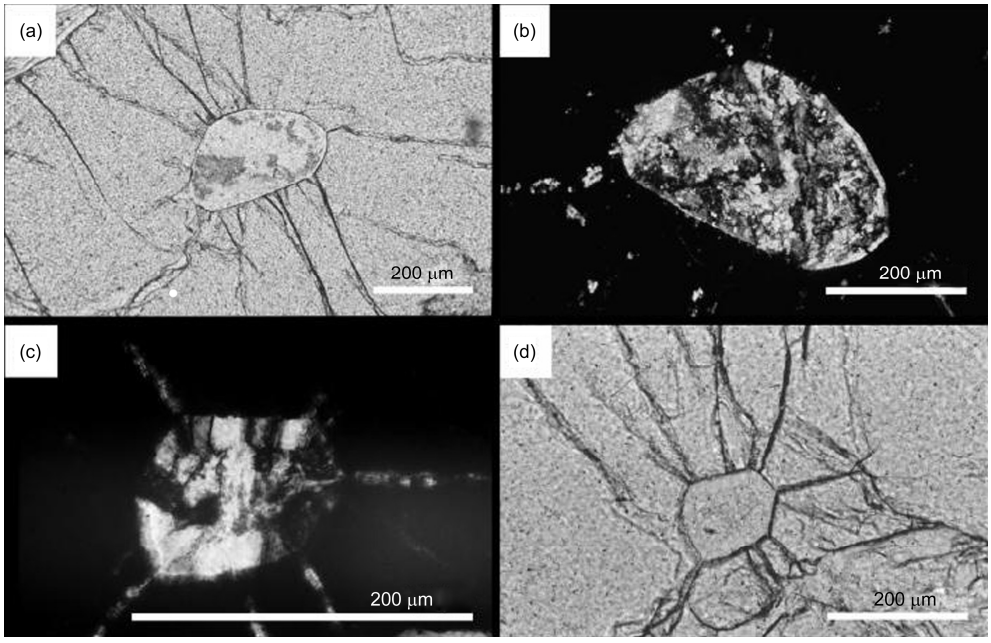

图 3 格陵兰加里东山系的蓝晶石榴辉岩显微照片

(a) 石榴子石中石英包裹体及其周围的放射状裂纹; (b) A在正交偏光下的照片, 显示多晶石英伴随10 μm厚栅栏状石英边; (c) 多晶石英伴随20 μm厚栅栏状石英边; (d) (c) 中显示的多晶石英包裹于石榴子石中, 周围发育放射状裂纹. 据Gilotti等(2002)

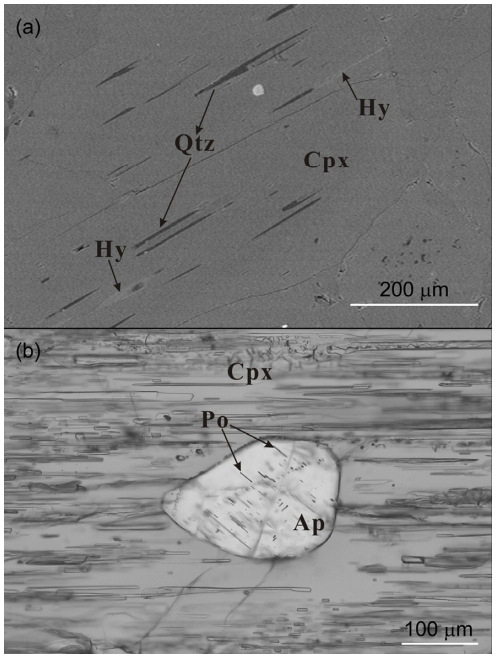

图 4　北大别榴辉岩中针状矿物出溶体

(a) 单斜辉石中石英和紫苏辉石出溶体; (b) 磷灰石中磁黄铁矿出溶体和单斜辉石中石英出溶体. Cpx, 单斜辉石; Po, 磁黄铁矿; Ap, 磷灰石; H, 紫苏辉石; Qtz, 石英; Cpx, 单斜辉石. 据 Liu 等(2011b)

所环绕、金红石转变为钛铁矿等)(Katayama等, 2000b; Liu等, 2007b, 2015). 但由于深俯冲陆壳岩石相对缺乏含水流体(尤其是在峰期及峰期稍后), 因涉及反应动力学等方面原因, 早期或峰期矿物不一定能完全转变为晚期(低压)矿物, 因此在超高压岩石中, 退变质过程各个阶段的矿物组合通常都有一定保留; 另一方面, 由于超高压岩石相对缺乏流体, 退变质反应的产物往往难以发生重结晶, 因此形成蠕虫状/栅栏状后成合晶, 如图5所示. 根据后成合晶, 可以追溯岩石发生过的退变质反应, 以及这些退变质反应发生的阶段和期次. 以北大别榴辉岩为例, 石榴子石周围发育两期后成合晶, 第一期紫苏辉石+透辉石+斜长石等矿物组合代表麻粒岩相退变质作用, 第二期角闪石+斜长石等矿物组合代表角闪岩相退变质作用.

4　部分熔融作用及其效应

部分熔融作用是大陆俯冲碰撞带中重要的地质过程之一(Groppo等, 2012). 深俯冲陆壳岩石相对缺乏(含水)流体, 但是, 即便是"干"的超高压岩石在高温(>850℃)变质条件下也可以发生部分熔融(Hermann和Green, 2001; Sawyer等, 2011; Zheng等, 2011), 而且, 折返期间少量含水矿物的降压脱水, 以及名义上无水矿物的结构水和分子水的释放, 导致超高压岩石在折返期间发生部分熔融, 形成相对较小规模的长英质熔体并以浅色脉体形式存在于榴辉岩和相关岩石中(Braun等, 1996; Skjerlie和Patiño Douce, 2002; Brown, 2004; Wallis等, 2005; Gilotti和McClelland, 2011; Zheng等, 2011; Liu等, 2012; Kunz等, 2014; 刘贻灿等, 2014). 因此, 减压熔融是大陆碰撞带高压-超高压岩石折返期间深熔作用(Anatexis)的主要表现形式(Whittington和Treloar, 2002; Zheng等, 2011; Groppo等, 2012; Liu等, 2012). 这也与实验结果(Hermann和Green, 2001; Auzanneau等, 2006)一致. 此外, 超高压岩石的脱水熔融不仅对俯冲带超临界流体的形成

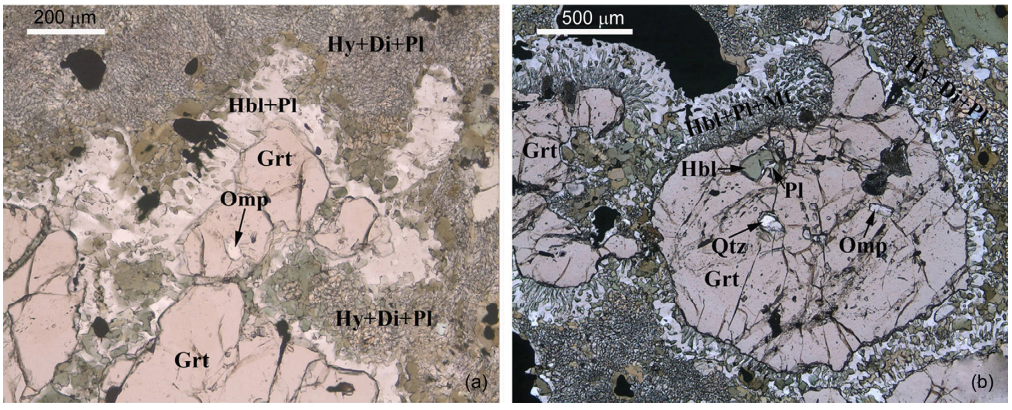

图 5　北大别榴辉岩中两期后成合晶

Hy, 紫苏辉石; Di, 透辉石; Pl, 斜长石; Hbl, 角闪石; Grt, 石榴子石; Omp, 绿辉石; Qtz, 石英. 据 Liu 等(2011b)

产生影响, 而且对元素和同位素迁移及富钾岩浆作用的发生起到一定的作用(Zheng等, 2011; Zheng和Hermann, 2014).

多硅白云母是陆壳超高压岩石中常见的含水矿物之一, 在减压时可以发生分解并产生熔体(Groppo等, 2012). 岩相学观察表明, 高温超高压岩石在折返过程中常因减压而发生了多硅白云母的减压分解, 形成黑云母和斜长石的交生体或后成合晶以及熔体(Groppo等, 2010). 北大别(刘贻灿等, 2014)和格陵兰东北部加里东造山带(Gilotti和Ravna, 2002)榴辉岩中都发现黑云母和斜长石交互生长构成的多硅白云母假象(如图6所示), 以及榴辉岩中岩浆锆石被折返初期形成的熔体所交代(刘贻灿等, 2014), 证明这些高温超高压岩石都不同程度地经历过减压熔融.

为了确定减压熔融发生的阶段, 作者将Hermann和Green(2001)根据实验绘制的多硅白云母及黑云母熔融的温压曲线投射到北大别杂岩带、Kimi杂岩带及Kumdy-Kol杂岩带的*P-T*轨迹图上, 如图1所示, 3个超高压岩片的*P-T*轨迹都穿过了多硅白云母减压熔融的曲线, 表明高温超高压岩石的部分熔融始于变质峰期后, 折返的初期, 其温压条件处于柯石英的稳定域, 属于超高压熔融. 然而, 不同地区超高压岩石部分熔融的年龄记录却有所不同: 如榴辉岩中Sm-Nd等时线年龄和熔体结晶锆石的特点与年龄显示, 北大别超高压岩石折返初期的减压熔融发生在麻粒岩相变质作用阶段(古晓锋等, 2013); 混合岩中锆石U-Pb定年结果表明, Kumdy-Kol地区超高压岩石从地幔深度折返至中地壳的整个过程中都有部分熔融作用的发生(Ragozin等, 2009); 而Kimi杂岩带中切穿榴辉岩的长英质脉体的年龄则反映了加厚下地壳阶段的部分熔融(Baziotis等, 2008).

部分熔融不仅可以显著降低超高压岩石的力学强度, 从而促使俯冲陆壳内部的拆离和超高压岩石的折返(Faure等, 1999; Hermann和Green, 2001; Vanderhaeghe和Teyssier, 2001; Zhong等, 2001; Wallis等, 2005; Labrousse等, 2011; Chopin, 2003; Whitney等, 2009; Brown, 2010), 而且还对超高压岩石的元素和同位素行为有着重要的影响(Shatsky等, 1999). 在高温超高压岩石的折返过程中, 部分熔融产生的长英质熔体通常具有富Si, K, Na以及大离子亲石元素(LILE)和轻稀土元素(LREE)的特征并常常导致Sm和Nd的分馏(Stasky等, 1999; Hermann等, 2001; Zhao等, 2007; Xia等, 2008). 北大别杂岩带和Kumdy-Kol杂岩带中部分榴辉岩样品亏损LILEs和LREEs, 以及Sm-Nd同位素年龄与折返初期麻粒岩相变质时代在误差范围内一致的特征(古晓锋等, 2013; Shatsky等, 1999), 正是部分熔融产生的长英质熔体萃取的结果. 除此以外, 部分熔融还会影响高温超高压岩石*P-T*轨迹的重建: 高温超高压岩石在折返过程中, 常常会发生减压熔融, 而熔融是吸热反应, 会导致超高压岩石的温度降低, 如果熔体的量足够多, 熔体与岩石之间就可能达到热力学平衡, 从而使岩石的*P-T*轨迹与熔融反应曲线重合; 而如果由于反应时间和/或岩石水含量等因素制约, 熔体的量不足以与岩石达到热力学平衡, 岩石的温度虽然仍会有所下降, 但其*P-T*轨迹不会与熔融反应曲线重合(见后文讨论).

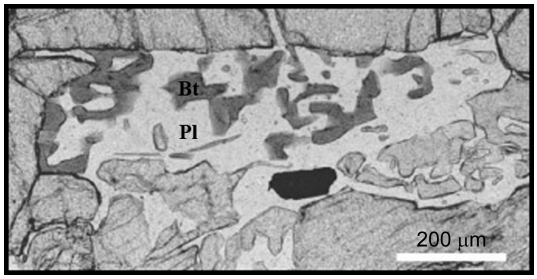

图 6　黑云母和斜长石交互共生组成的多硅白云母假象(修改自 Gilotti 等, 2002)

5　讨论

5.1　影响高温超高压变质岩部分熔融和 *P-T* 轨迹的主要因素

大陆碰撞带中高温超高压岩石在折返期间的部分熔融作用可能是多期的和表现形式的多样性(如减压熔融、脱水熔融和碰撞后去山根过程中加热熔融等)并涉及多种因素的影响(Whittington和Treloar, 2002; Liu等, 2012; 刘贻灿等, 2014). 如图1所示, 北大别杂岩带和Kumdy-Kol杂岩带在折返期间的*P-T*轨迹直接穿过多硅白云母的脱水熔融曲线, 而Kimi杂岩带的*P-T*轨迹则与熔融曲线近乎重合, 与北大别和Kumdy-Kol的有明显区别. 由于北大别和Kimi杂岩带超高压岩片的折返速率都较慢(Liu等, 2015; Mposkos和Krohe, 2006), 而Kumdy-Kol的折返速率快(Hermann

等, 2001; Hacker等, 2003), 因此折返速率不是影响超高压岩石*P-T*轨迹的唯一因素. 通过对比上述超高压岩石的特征, 推测超高压岩石的岩石组成和原岩性质的不同可能是造成上述*P-T*轨迹差异的主要原因.

北大别超高压岩石主要是正变质岩, 其中榴辉岩的原岩为新元古代的镁铁质下地壳岩石(Liu等, 2007a; 古晓锋等, 2013), 岩石中(特别是变质峰期和折返初期)缺乏含水矿物或流体(Liu等, 2011b, 2015), 因此在折返降压期间, 部分熔融的比例很小, 熔体与固体岩石之间很难达到热力学平衡, 故部分熔融反应可能没有对岩石的*P-T*轨迹产生明显的影响; 而Kimi杂岩带超高压岩石主要是副变质岩, 原岩为沉积岩(Mposkos, 2002; Mposkos等, 2004; Mposkos和Krohe, 2006), 有较多的含水矿物, 因此在折返降压期间, 部分熔融的比例较大, 熔体足以与岩石达到热力学平衡, 故部分熔融反应能够对岩石的*P-T*轨迹产生显著的影响, 使冷却曲线与熔融反应曲线近乎重合. 这一解释与Kimi杂岩带超高压岩石中普遍发育长英质脉体(Mposkos和Wawrzenitz, 1995; Liati等, 2002; Baziotis等, 2008), 而北大别超高压榴辉岩中折返期间的部分熔融证据却鲜有报导的事实是吻合的. 这也与原岩为镁铁质岩石在高温变质条件下产生很少量长英质熔体(Skjerlie和Patiño Douce, 2002)有关.

除了岩石组成和原岩性质之外, 折返速率也是影响高温超高压岩石部分熔融和P-T轨迹的重要因素之一. 例如, Kumdy-Kol杂岩带超高压岩石主要为泥质片麻岩, 原岩为沉积岩(Dobretsov等, 1995), 水含量较高, 在岩石组成和原岩性质上与Kimi杂岩带相似, 但由于其折返速率快(Hermann等, 2001; Hacker等, 2003), 导致熔融比例较小(Shatsky等, 1999; Ragozin等, 2009), 熔体与岩石不能达到热力学平衡, *P-T*轨迹因此偏离熔融曲线. 而在岩石组成及原岩性质和折返速率这两方面都相似的Kumdy-Kol和厄尔士山, 超高压岩石的*P-T*轨迹则几乎平行, 这说明高温超高压岩石部分熔融和*P-T*轨迹的差异, 主要受超高压岩石的原岩性质和折返速率两个因素的控制.

5.2 影响高温超高压岩石退变质程度和超高压矿物保存的因素

多期减压退变质结构在高温超高压岩石中广泛发育. 然而, 不同地区超高压岩石的退变质程度和超高压变质矿物的保存情况却有所差异. 其中Kumdy-Kol和厄尔士山超高压岩石中金刚石、柯石英等超高压矿物相对保存得较好(Sobolev和Shatsky, 1990; Zhang等, 1997; Okamoto等, 2000; Ogasawara等, 2002; Massonne, 2001; Nasdala和Massonne, 2000; Hwang等, 2001), 而其他几个变质带, 如北大别超高压榴辉岩及相关岩石中的超高压矿物则大多发生了减压退变而很少保留(刘贻灿等, 2001; Liu等, 2005, 2007a, 2011a, 2011b, 2015; Xu等, 2005).

超高压岩石发生退变质, 一方面是因为高压-超高压矿物在低压条件下处于热力学不稳定状态, 因而转变为更加稳定的低压矿物, 而这种转变反应受到动力学因素的制约. 而熔/流体和时间是转变反应的关键动力学因素(Lathe等, 2005; Mosenfelder等, 2005; Zheng, 2012), 充足的熔/流体和足够的时间是反应达到热力学平衡的必要条件. 另一方面, 原岩性质(正变质岩、还是副变质岩, 基性岩、还是花岗质或长英质岩石等)决定了超高压岩石中流体的含量, 而退变质反应时间则受折返速率等因素控制, 因此, 原岩性质和折返速率可能是影响高温超高压岩石退变质程度和超高压变质矿物保存的主要因素. 岩石中水含量高的, 折返速率慢的, 退变质程度则较高, 超高压变质矿物不易保存; 而岩石中水含量低的, 折返速率快的, 退变质程度则较低, 超高压变质矿物相对更容易保存.

北大别超高压岩石主要是正变质岩, 水含量较低; Kumdy-Kol和厄尔士山超高压岩石主要是副变质岩, 水含量较高. 然而, 如前文所述, 北大别超高压岩石的退变质却比Kumdy-Kol和厄尔士山更加强烈, 似乎与上述解释相矛盾. 通过对比三个超高压变质带的情况, 推测折返速率对岩石减压退变质程度和峰期变质矿物保存的影响更大: 北大别具有相对慢的折返速率(4~5 mm a^{-1}), 并经历一个长期/多阶段的高温减压过程(Liu等, 2015), 故其超高压矿物有足够的时间发生减压退变或变质分解; 而Kumdy-Kol和厄尔士山超高压岩石折返速率快(Hermann等, 2001; Hacker等, 2003; Massonne和O'Brien, 2003), 岩石在一个很短的时间内折返至中下地壳, 而后在超高压岩石与周围岩石高的温度梯度下进行快速冷却, 故减压退变受到动力学因素的制约, 而超高压矿物则较多地被保存了下来. Kimi杂岩带和格陵兰东北部榴

辉岩省中超高压岩石同样具有与北大别相似的慢的折返速率(Mposkos和Krohe, 2006; Gilotti和McClelland, 2007; Liu等, 2015), 其超高压矿物同样发生了显著的减压退变质而很少保留.

5.3 大陆碰撞带中超高压岩石的高温变质作用和折返的动力学机制

俯冲带陆壳岩石发生高温变质的原因及部分熔融的热源, 一直存在争议(Stüwe, 1998; Babeyko等, 2002; Whittington和Treloar, 2002; Burg和Gerya, 2005; Brown, 2010; Sawyer等, 2011). 对大陆俯冲碰撞带中超高压岩石而言, 放射性元素衰变产热、(因俯冲到地幔深度)来自地幔的热(包括热传导和幔源岩浆作用)以及岩石剪切变形加热(Shear heating)可能是高温变质并引发部分熔融作用的主要热源(Whittington和Treloar, 2002).

已有的研究(England和Thompson, 1986; Zen, 1988)表明, 经过几十个百万年的埋藏后, 陆壳岩石的放射成因热量的积累可以非常可观, 而在俯冲陆壳之中, 这个累积过程甚至可能更快(Huerta等, 1998). 高温超高压岩石由于经历了深俯冲至地幔(>120 km)的过程, 因此地幔可能为高温变质提供了一定的热量. 前文提到的几个高温超高压变质带中, 基性岩石多呈布丁状或透镜状包裹于不同类型的围岩中, 表明岩石发生了强烈的韧性剪切变形, 因此剪切变形产生的热量也可能是超高压岩石发生高温变质的热源之一. 对于超高压岩石来说, 岩石中U, Th和K等元素的含量越高, 岩片/板的厚度越大, 深部居留时间越长, 则放射性热量越多; 周围地幔物质的温度越高, 岩石的热导率越高、在地幔中居留的时间越长, 地幔提供的热量就越多; 而剪切变形产生的热量则主要与岩石的应力和应变速率成正比(Kincaid和Silver, 1996; Leloup等, 1999; Babeyko等, 2002; Burg和Gerya, 2005). 因此, 超高压岩石中U, Th和K等元素的含量越高, 深部(包括地幔)居留时间越长, 变形越强烈(应力大、应变速率高), 就越容易发生高温变质. 岩石的厚度大有利于放射性热量的累积, 却不利于岩石被地幔物质充分加热, 因此岩石的厚度与高温变质可能并没有必然的联系, 如文中提到的几个高温变质带中, 超高压岩片的厚度就有很大的差别(Kylander-Clark等, 2012).

除了上述因素或情况之外, 可能更为重要的影响是俯冲板片的原岩性质和俯冲深度. 例如, 北大别超高压岩石从峰期超高压变质作用→高压麻粒岩相变质作用的高温变质可能与其原岩性质(下地壳成因)及长时间处于地壳深部有关(Liu等, 2007a, 2015; 古晓锋等, 2013). 就原岩性质而言, 北大别高温超高压榴辉岩中新元古代岩浆锆石和麻粒岩相变质锆石都给出900~1100℃的结晶/变质温度(Liu等, 2015), 证明其原岩形成于下地壳底部的超高温条件下, 这种高温可能是新元古代罗迪尼亚超大陆裂解对应的地幔柱或软流圈上涌作用于华南板块造成的(Rowley等, 1997; Li等, 2003). 根据实验研究发现, 下地壳岩石的热导率在高温条件下很低(Whittington等, 2009), 有利于长期保持高的温度. 另一方面, 北大别俯冲到最大地幔深度并相对较长时间位于深部, 易与地幔物质发生热力学再平衡, 以及在快速折返至下地壳深度时仍处于高温状态, 从而导致岩石发生高温/超高温变质作用(Liu等, 2015). 因此, 根据北大别超高压岩石原岩性质(下地壳成因)、形成于地幔深度以及长期埋藏于地壳深部和岩石发育多期强烈的构造变形等, 地幔热、放射成因热量和剪切变形产生的热量都可能对北大别超高压岩石的高温变质作用有重要贡献.

大陆俯冲板片折返的动力学机制是变质岩石学和地球动力学研究领域的前沿和热点问题. 自Chopin(1984)和Smith(1984)分别在西阿尔卑斯和挪威的变质岩中发现超高压矿物柯石英以及Sobolev等(1990)和Xu等(1992)分别在哈萨克斯坦副变质岩和大别山陆壳成因榴辉岩中发现金刚石, 并从此开创大陆深俯冲和超高压变质作用研究以来, 陆续有许多不同的俯冲和折返模型被提出, 如构造挤出模型(Maruyama等, 1994, 1996)、板片断离模型(Davies和Blankenburg, 1995; Blankenburg和Davies, 1995)、俯冲隧道模型(郑永飞等, 2013)、多层次地壳拆离与多板片差异折返模型(李曙光等, 2005; Zheng等, 2005; Liu等, 2007b, 2011a; 刘贻灿和李曙光, 2008)等.

大陆板块的俯冲和折返主要受浮力作用控制, 在榴辉岩相条件下, 基性岩石的密度大于上地幔岩石, 而长英质岩石的密度则比上地幔岩石小(Ernst和Liou, 2008; Warren等, 2008). 因此, 以长英质岩石为主的陆壳俯冲进入超高压深度是受高密度基性岩石

的拖曳, 而其折返则需要与俯冲板片解耦, 而高的温度正是弱化岩石强度, 促使板片内部解耦的重要因素(Warren等, 2008). 另外, 如前文所述, 高温变质作用会引发俯冲陆壳的部分熔融, 而部分熔融会进一步降低岩石的黏滞度和有利于俯冲板片内部的拆离解耦, 且熔体还能对超高压岩石的折返起到润滑剂的作用, 从而引发或加速俯冲板片内部的拆离、解耦和折返(Faure等, 1999; Hermann等, 2001; Zhong等, 2001; Labrousse等, 2002, 2011; Chopin, 2003; Brown, 2010; Whitney等, 2009).

6 展望

近30年来, 人们对大陆俯冲和超高压变质的研究越来越深入, 而超高压岩石的变质*P-T-t*轨迹、折返机制、部分熔融作用以及在俯冲和折返过程中元素和同位素行为等关键科学问题尚存在许多争议或有待于进一步查明. 大陆俯冲隧道内陆壳成因的高温超高压岩石俯冲深度大(>120 km)和变质温度高(>850℃), 且在折返过程中往往伴随着部分熔融以及多期退变质作用和构造变形等, 因而是大陆俯冲带和超高压变质研究的重要对象, 是研究俯冲地壳岩石的部分熔融作用及其矿物学和元素/同位素效应或行为、高温条件下岩石流变学性质和矿物的物理化学特性以及大陆俯冲带的壳幔相互作用等的极其重要天然样品.

然而, 高温超高压岩石的峰期及折返初期的变质温度(>850℃)高于许多传统矿物对Fe-Mg交换地质温压计的适用范围, 也就是说, 大多数Fe-Mg交换地质温压计记录的温度范围是600~750℃(Baldwin等, 2007; Kelsey和Hand, 2015及所引参考文献); 而且, 这些高温岩石经历了多阶段减压分解、退变质与再平衡和部分熔融作用等, 高压-超高压变质矿物及相关岩石学证据不易于保存, 这为不同变质阶段温压条件的估算与时代的限定以及*P-T-t*轨迹的重建带来了巨大困难. 因此, 目前流行的微量元素温度计(锆石中Ti和金红石中Zr温度计)为经历了高温变质作用和复杂变质演化的岩石的*P-T*轨迹限定以及与年代学数据之间关系的建立提供了重要途径和可能性(Watson和Harrison, 2005; Watson等, 2006; Ferry和Watson, 2007; Tomkins等, 2007; Kooijman等, 2011; Timms等, 2011; Liu等, 2015). 此外, 相平衡模拟包括测定视剖面(Pseudosection)(魏春景和周喜文, 2003)被认为是一种确定变质温度、压力的重要手段, 并且已经用于限定高温超高压岩石的P-T演化轨迹(Massonne, 2013; Groppo等, 2015). 同时, 为了更好地理解大陆碰撞带中的高温变质作用, 我们还必须对制约板块俯冲和折返的动力学因素, 如浮力因素和熔/流体活动对俯冲板片力学性质的影响机制有更加深入而系统的认识, 对于高温变质发生的条件以及元素和同位素在熔/流体中的行为尚需要进一步查明. 而且, 熔/流体活动已发现明显影响俯冲地壳内部的拆离与折返(Miller等, 2002; Whittington等, 2009; Zong等, 2010), 因此, 开展俯冲隧道内不同地壳层次的熔/流体活动研究, 还将有助于查明俯冲地壳内部的多层次拆离、折返过程与机制等.

此外, 目前对岩浆分异、地表风化和中低温变质作用等地质过程中Mg同位素分馏行为的研究已经取得了一些重要进展, 如在岩浆结晶分异过程和中-低温变质过程中全岩Mg同位素基本不分异、地表风化过程是造成Mg同位素显著分馏的重要原因等(Galy等, 2002; Tipper等, 2006; Teng等, 2007; Bourdon等, 2010; Li等, 2011). 而且, 从玄武岩到中温榴辉岩的进变质过程中全岩Mg同位素分馏不明显, 但榴辉岩中石榴子石和绿辉石/多硅白云母以及退变质矿物(角闪石)之间存在着显著的Mg同位素分馏(Li等, 2011). 那么, 高温变质条件下, 特别是高温部分熔融条件下, Mg同位素是否发生分馏? 为此, 开展高温超高压变质岩及其部分熔融过程中Mg同位素行为方面研究已迫在眉睫, 并将有助于完整理解和查明不同条件下的Mg同位素体系.

总之, 高温高压模拟实验、理论模型计算以及自然样品的变质岩石学方面(特别是不同地壳层次或条件下部分熔融作用的岩石学和矿物学证据及其效应)综合研究以及元素/同位素(重点是Sr, Nd, Pb, Mg, Hf同位素等)地球化学方面系统研究工作还有待于进一步开展和加强, 从而有助于查明大陆俯冲隧道内高温变质过程与特点以及部分熔融过程中的元素和同位素行为.

致谢 感谢郑永飞主编和审稿人对本文提出了很多建设性修改建议和意见.

参考文献

古晓锋, 刘贻灿, 邓亮鹏. 2013. 北大别罗田榴辉岩的同位素年代学和岩石成因及其在折返过程中的元素和同位素行为. 科学通报, 22: 2132–2137

李曙光, 李秋立, 侯振辉, 等. 2005. 大别山超高压变质岩的冷却史及折返机制. 岩石学报, 21: 1117–1124

李曙光, 何永胜, 王水炯. 2013. 大别造山带的去山根过程与机制: 碰撞后岩浆岩的年代学和地球化学制约. 科学通报, 58: 2316–2322

刘贻灿, 邓亮鹏, 古晓锋, 等. 2014. 北大别的多阶段高温变质作用与部分熔融及其地球动力学过程和大地构造意义. 地质科学, 49: 355–367

刘贻灿, 李曙光, 徐树桐, 等. 2000. 大别山北部榴辉岩和英云闪长质片麻岩锆石U-Pb年龄及多期变质增生. 高校地质学报, 6: 417–423

刘贻灿, 徐树桐, 李曙光, 等. 2001. 大别山北部镁铁-超镁铁质岩带中榴辉岩的分布与变质温压条件. 地质学报, 75: 385–395

刘贻灿, 李曙光. 2008. 俯冲陆壳内部的拆离和超高压岩石的多板片差异折返: 以大别-苏鲁造山带为例. 科学通报, 53: 2153–2165

魏春景, 周喜文. 2003. 变质相平衡的研究进展. 地学前缘, 10: 341–351

徐树桐, 苏文, 刘贻灿, 等. 1999. 大别山北部榴辉岩的发现及其岩相学特征. 科学通报, 44: 1452–1456

徐树桐, 刘贻灿, 陈冠宝, 等. 2003. 大别山、苏鲁地区榴辉岩中新发现的微粒金刚石. 科学通报, 48: 1069–1075

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

Auzanneau E, Vielzeuf D, Schmidt M W. 2006. Experimental evidence of decompression melting during exhumation of subducted continental crust. Contrib Mineral Petrol, 152: 125–148

Babeyko A Y, Sobolev S V, Trumbull R B, et al. 2002. Numerical models of crustal scale convection and partial melting beneath the Altiplano-Puna plateau. Earth Planet Sci Lett, 199: 373–388

Baldwin J A, Brown M, Schmitz M D. 2007. First application of titanium-in-zircon thermometry to ultrahigh-temperature metamorphism. Geology, 35: 295–298

Baziotis I, Mposkos E, Perdikatsis V. 2008. Geochemistry of amphibolitized eclogites and cross-cutting tonalitic-trondhjemitic dykes in the metamorphic kimi complex in East Rhodope (N.E. Greece): Implications for partial melting at the base of a thickened crust. Int J Earth Sci, 97: 459–477

Bourdon B, Tipper E T, Fitoussi C, et al. 2010. Chondritic Mg isotope composition of the Earth. Geochim Cosmochim Acta, 74: 5069–5083

Braun I, Raith M, Kumar G R R. 1996. Dehydration-melting phenomena in leptynitic gneisses and the generation of leucogranites: A case study from the Kerala Khondalite belt, southern India. J Petrol, 37: 1285–1305

Brown M. 2004. The mechanism of melt extraction from lower continental crust of orogens. Trans R Soc Edinb-Earth Sci, 95: 35–48

Brown M. 2010. Melting of the continental crust during orogenesis: The thermal, rheological, and compositional consequences of melt transport from lower to upper continental crust. Can J Earth Sci, 47: 655–694

Brown M, Korhonen F J, Siddoway C S. 2011. Organizing melt flow through the crust. Element, 7: 261–266

Burg J P, Gerya T V. 2005. The role of viscous heating in Barrovian metamorphism of collisional orogens: Thermomechanical models and application to the Lepontine Dome in the Central Alps. J Metamorphic Geol, 23: 75–95

Carswell D A, Compagnoni R. 2003. Ultra-high pressure metamorphism. Eur Mineral Union Notes Mineral, 5: 1–508

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

Chopin C, Henry C, Michard A. 1991. Geology and petrology of the coesite-bearing terrane, Dora Maira massif, Western Alps. Eur J Mineral, 3: 263–291

Coleman R G, Wang X M. 1995. Ultrahigh Pressure Metamorphism. Cambridge: Cambridge University Press. 1–528

Cloos M, Shreve R. 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: 455–500

Cloos M, Shreve R. 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: 501–544

Davies J, von Blankenburg F. 1995. Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. Earth Planet Sci Lett, 129: 85–102

Dobrzhinetskaya L, Schweinehage R, Massonne H J, et al. 2002. Silica precipitates in omphacite from eclogite at Alpe Arami, Switzerland: Evidence of deep subduction. J Metamorph Geol, 20: 481–492

Dobretsov N L, Sobolev N V, Shatsky V S, et al. 1995. Geotectonic evolution of diamondiferous paragneisses, Kokchetav Complex, northern

Kazakhstan: The geologic enigma of ultrahigh-pressure crustal rocks within a Paleozoic foldbelt. Island Arc, 4: 267–279
England P C, Thompson A. 1986. Some thermal and tectonic models for crustal melting in continental collision zones. In: Coward M P, Ries A C, eds. Collision Tectonics. Geol Soc Spec Publ, 19: 83–94
Ernst W G, Liou J G. 2008. High- and ultrahigh-pressure metamorphism: Past results and future prospects. Am Mineral, 93: 1771–1786
Faure M, Lin W, Shu L, et al. 1999. Tectonics of the Dabieshan (Eastern China) and possible exhumation mechanism of ultra high-pressure rocks. Terra Nova, 11: 251–258
Ferry J M, Watson E B. 2007. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. Contrib Mineral Petrol, 154: 429–437
Galy A, Bar-Matthews M, Halicz L, et al. 2002. Mg isotope composition of carbonate: Insight from speleothem formation. Earth Planet Sci Lett, 201: 105–115
Gayk T, Kleinschrodt R, Langosch A, et al. 1995. Quartz exsolution in clinopyroxene of high-pressure granulite from the Munchberg Massif. Eur J Mineral, 7: 1217–1220
Ghiribelli B, Frezzotti M L, Palmeri R. 2002. Coesite in eclogites of the Lanterman range (Antarctica): Evidence from textural and Raman studies. Eur J Mineral, 14: 355–360
Gilotti J A, Ravna E K. 2002. First evidence for ultrahigh-pressure metamorphism in the North-East Greenland Caledonides. Geology, 30: 551–554
Gilotti J A, Nutman A P, Brueckner H K. 2004. Devonian to Carboniferous collision in the Greenland Caledonides: U-Pb zircon and Sm-Nd ages of high-pressure and ultrahigh-pressure metamorphism. Contrib Mineral Petrol, 148: 216–235
Gilotti J A, McClelland W C. 2007. Characteristics of, and a Tectonic Model for, Ultrahigh-pressure metamorphism in the Overriding Plate of the Caledonian Orogen. Int Geol Rev, 47: 777–797
Gilotti J A, Jones K A, Elvevold S. 2008. Caledonian metamorphic patterns in Greenland. In: Higgins A K, Gilotti J A, Smith M P, eds. The Greenland Caledonides: Evolution of the Northeast Margin of Laurentia. Geol Soc Am Mem, 202: 201–225
Gilotti J A, McClelland W C. 2011. Geochemical and geochronological evidence that the North-East Greenland ultrahigh-pressure terrane is Laurentian crust. J Geol, 119: 439–456
Gilotti J A. 2013. The Realm of Ultrahigh-Pressure Metamorphism. Elements, 9: 255–260
Gilotti J A, McClelland W C, Wooden J L. 2014. Zircon captures exhumation of an ultrahigh-pressure terrane, North-East Greenland Caledonides. Gondwana Res, 25: 235–256
Groppo C, Rubatto D, Rolfo F, et al. 2010. Early Oligocene partial melting in the Main Central Thrust Zone (ArunValley, eastern Nepal Himalaya). Lithos, 118: 287–301
Groppo C, Rolfo F, Indares A. 2012. Partial melting in the Higher Himalayan Crystallines of Eastern Nepal: The effect of decompression and implications for the ‘channel flow’ model. J Petrol, 53: 1057–1088
Groppo C, Rolfo F, Liu Y C, et al. 2015. *P-T* evolution of elusive UHP eclogites from the Luotian dome (North Dabie Zone, China): How far can the thermodynamic modeling lead us? Lithos, doi: 10.1016/j.lithos.2014.11.013
Grove T L, Chatterjee N, Parman S W, et al. 2006. The influence of H_2O on mantle wedge melting. Earth Plan Sci Lett, 249: 74–89
Guillot S, Hattori K, Agard P, et al. 2009. Exhumation processes in oceanic and continental subduction contexts: A review. In: Lallemand S, Funiciello F, eds. Subduction Zone Geodynamics. Heidelberg: Springer-Verlag. 175–205
Hacker B R, Liou J G. 1998. When Continent Collide: Geodynamics and Geochemistry of Ultrahigh-Pressure Rocks. Dordrecht: Kluw Acad Publ. 1–323
Hacker B R, Calvert A, Zhang R Y, et al. 2003. Ultrarapid exhumation of ultrahigh-pressure diamond-bearing metasedimentary rocks of the Kokchetav Massif, Kazakhstan? Lithos, 70: 61–75
He Y S, Li S G, Jochen Hoefs, et al. 2013. Sr-Nd-Pb isotopic compositions of Early Cretaceous granitoids from the Dabie orogen: Constraints on the recycled lower continental crust. Lithos, 156-159: 204–217
Hemingway B S, Bohlen S R, Hankins W B, et al. 1998. Heat capacity and thermodynamic properties for coesite and jadeite: Reexamination of the quartz-coesite equilibrium boundary. Am Mineral, 83: 409–418
Hermann J, Green D H. 2001. Experimental constraints on high pressure melting in subducted crust. Earth Planet Sci Lett, 188: 149–168
Hermann J, Rubatto D, Korsakov A V, et al. 2001. Multiple zircon growth during fast exhumation of diamondiferous, deeply subducted continental crust (Kokchetav Massif, Kazakhstan). Contrib Mineral Petrol, 141: 66–82
Holland T J B. 1980. The reaction albite=jadeite + quartz determined experimentally in the range 600–1200℃. Am Mineral, 65: 129–134
Huerta A D, Royden L H, Hodges K V. 1998. The thermal structure of collisional orogens as a response to accretion, erosion, and radiogenic heating. J Geophys Res, 103: 15287–15302

Hwang S L, Shen P, Chu H T, et al. 2001. Genesis of microdiamonds from melt and associated multiphase inclusions in garnet of ultrahigh-pressure gneiss from Erzgebirge, Germany. Earth Planet Sci Lett, 188: 9–15

Kalsbeek F, Thrane K, Higgins A K, et al. 2008. Polyorogenic history of the East Greenland Caledonides. In: Higgins A K, Gilotti J A, Smith M P, eds. The Greenland Caledonides—Evolution of the Northeast Margin of Laurentia. Geol Soc Am Mem, 202: 55–72

Katayama I, Parkinson C D, Okamoto K, et al. 2000a. Supersilicic clinopyroxene and silica exsolution in UHPM eclogite and politic gneiss from the Kokchetav massif, Kazakhstan. Am Mineral, 85: 1368–1374

Katayama I, Zayachkovsky A A, Maruyama S. 2000b. Prograde pressure-temperature records from inclusions in zircons from ultrahigh-pressure-high-temperature rocks of the Kokchetav Massif, northern Kazakhstan. Island Arc, 9: 417–427

Kelsey D E, Hand M. 2015. On ultrahigh temperature crustal metamorphism: Phase equilibria, trace element thermometry, bulk composition, heat sources, timescales and tectonic settings. Geosci Front, doi: 10.1016/j.gsf.2014.09.006

Kennedy C S, Kennedy G G. 1976. The equilibrium boundary between graphite and diamond. J Geophys Res, 81: 2467–2470

Kincaid C, Silver P. 1996. The role of viscous dissipation in the orogenic process. Earth Planet Sci Lett, 142: 271–288

Kooijman E, Upadhyay D, Mezger K, et al. 2011. Response of the U-Pb chronometer and trace elements in zircon to ultrahigh-temperature metamorphism: The Kadavur anorthosite complex, southern India. Chem Geol, 290: 177–188

Kostopoulos D K, Ioannidis N M, Sklavounos S A. 2000. A new occurrence of ultrahigh-pressure metamorphism, central Macedonia, Norther Greece: Evidence from graphitized diamonds? Int Geol Rev, 42: 545–554

Krohe A, Mposkos E. 2002. Multiple generations of extensional detachments in the Rhodope Mountains (northern Greece): Evidence of episodic exhumation of high-pressure rocks. In: Blundell D J, Neubauer F, Von Quadt A, eds. The Timing and Location of Major Ore Deposits in an Evolving Orogen. London Geol Soc Spec Pub, 204: 151–178

Kunz B E, Johnson T E, White R W, et al. 2014. Partial melting of metabasic rocks in Val Strona di Omegna, Ivrea Zone, northern Italy. Lithos, 190-191: 1–12

Kylander-Clark A R C, Hacker B R, Mattinson C G. 2012. Size and exhumation rate of ultrahigh-pressure terranes linked to orogenic stage. Earth Planet Sci Lett, 321-322: 115–120

Labrousse L, Jolivet L, Agard P, et al. 2002. Crustal-scale boudinage and migmatization of gneiss during their exhumation in the UHP province of western Norway. Terra Nova, 14: 263–270

Labrousse L, Prouteau G, Ganzhorn A C. 2011. Continental exhumation triggered by partial melting at ultrahigh pressure. Geology, 39: 1171–1174

Lathe C, Koch-Müller M, Wirth R, et al. 2005. The influence of OH in coesite on the kinetics of the coesite-quartz phase transition. Am Mineral, 90: 36–43

Leloup P H, Ricard Y, Battaglia J, et al. 1999. Shear heating in continental strike-slip zones: Model and field examples. Geophys J Int, 136: 19–40

Li S G, Xiao Y, Liu D, et al. 1993. Collision of the North China and Yangtze blocks and formation of coesite-bearing eclogites: Timing and processes. Chem Geol, 109: 89–111

Li W Y, Teng F Z, Xiao Y L, et al. 2011. High-temperature inter-mineral magnesium isotope fractionation in eclogite from the Dabie orogen, China. Earth Planet Sci Lett, 304: 224–230

Li Z X, Li X H, Kinny P D, et al. 2003. Geochronology of Neoproterozoic syn-rift magmatism in the Yangtze Craton, South China and correlations with other continents: Evidence for a mantle superplume that broke up Rodinia. Precambrian Res, 122: 85–109

Liati A, Gebauer D. 1999. Constraining the prograde and retrograde *P-T-t* path of Eocene HP rocks by SHRIMP dating of different zircon domains: Inferred rates of heating, burial, cooling and exhumation for central Rhodope, northern Greece. Contrib Mineral Petrol, 135: 340–354

Liati A, Gebauer D, Wysoczanski R. 2002. U-Pb SHRIMP-dating of zircon domains from UHP garnet-rich mafic rocks and late pegmatoids in the Rhodope zone (N Greece): Evidence for Early Cretaceous crystallization and Late Cretaceous metamorphism. Chem Geol, 184: 281–299

Liu F L, Robinson P T, Liu P H. 2012. Multiple partial melting events in the Sulu UHP terrane: Zircon U-Pb dating of granitic leucosomes within amphibolite and gneiss. J Metamorph Geol, 30: 887–906

Liu Y C, Li S, Xu S, et al. 2005. Geochemistry and geochronology of eclogites from the northern Dabie Mountains, central China. J Asian Earth Sci, 25: 431–443

Liu Y C, Li S G, Gu X F, et al. 2007a. Ultrahigh-pressure eclogite transformed from mafic granulite in the Dabie orogen, east-central China. J Metamorph Geol, 25: 975–989

Liu Y C, Li S G, Xu S T. 2007b. Zircon SHRIMP U-Pb dating for gneiss in northern Dabie high *T*/*P* metamorphic zone, central China: Implication for decoupling within subducted continental crust. Lithos, 96: 170–185

Liu Y C, Gu X F, Li S G, et al. 2011a. Multistage metamorphic events in granulitized eclogites from the North Dabie complex zone, central China: Evidence from zircon U-Pb age, trace element and mineral inclusion. Lithos, 122: 107–121

Liu Y C, Gu X F, Rolfo F, et al. 2011b. Ultrahigh-pressure metamorphism and multistage exhumation of eclogite of the Luotian dome, North Dabie Complex Zone (central China): Evidence from mineral inclusions and decompression textures. J Asian Earth Sci, 42: 607–617

Liu Y C, Deng L P, Gu X F, et al. 2015. Application of Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers to constrain high-temperature metamorphism in eclogites from the Dabie orogen, central China. Gondwana Res, 27: 410–423

Malaspina N, Hermann J, Scambelluri M, et al. 2006. Multistage metasomatism in ultrahigh-pressure mafic rocks from the North Dabie Complex (China). Lithos, 90: 19–42

Maruyama S, Liou J G, Zhang R. 1994. Tectonic evolution of the ultrahigh-pressure (UHP) and high-pressure (HP) metamorphic belts from central China. Island Arc, 3: 112–121

Maruyama S, Liou J G, Terabayashi M. 1996. Blueschists and eclogites of the world, and their exhumation. Int Geol Rev, 38: 485–594

Maruyama S, Parkinson C D. 2000. Overview of the geology, petrology and tectonic framework of the high-pressure-ultrahigh-pressure metamorphic belt of the Kokchetav Massif, Kazakhstan. Island Arc, 9: 439–455

Massonne H J. 2001. First find of coesite in the ultrahighpressure metamorphic region of the Central Erzgebirge, Germany. Eur J Mineral, 13: 565–570

Massonne H J. 2003. A comparison of the evolution of diamondiferous quartz-rich rocks from the Saxonian Erzgebirge and the Kokchetav Massif: Are so-called diamondiferous gneisses magmatic rocks? Earth Planet Sci Lett, 216: 347–364

Massonne H J, O'Brien P J. 2003. The Bohemian Massif and the NW Himalaya. In: Carswell D A, Compagnoni R, eds. Ultrahigh Pressure Metamorphism. EMU Notes Mineral, 5: 145–187

Massonne H J, Czambor A. 2007. Geochemical signatures of Variscan eclogites from the Saxonian Erzgebirge, central Europe. Chem der Erde Geochem, 67: 69–83

Massonne H J. 2013. Constructing the pressure-temperature path of ultrahigh-pressure rocks. Elements, 9: 267–272

McClelland W C, Power S E, Gilotti J A, et al. 2006. U-Pb SHRIMP geochronology and trace element geochemistry of coesite-bearing zircons, North-East Greenland Caledonides. In: Hacker B R, McClelland W C, Liou J G, eds. Ultrahigh-Pressure Metamorphism: Deep Continental Subduction. Geol Soc Am Spec Pap, 403: 23–43

Miller J A, Buick I S, Cartwright I, et al. 2002. Fluid processes during the exhumation of high-*P* metamorphic belts. Mineral Mag, 66: 93–119

Mosenfelder J L, Bohlen S R. 1997. Kinetics of the coesite to quartz transformation. Earth Planet Sci Lett, 153: 133–147

Mosenfelder J L, Schertl H P, Smyth J R, et al. 2005. Factors in the preservation of coesite: The importance of fluid infiltration. Am Mineral, 90: 779–789

Mposkos E D. 2002. Petrology of the ultra-high pressure metamorphic Kimi complex in Rhodope (N.E. Greece): A new insight into the Alpine geodynamic evolution of the Rhodope. Bull Geol Soc Greece, 34: 2169–2188

Mposkos E D, Baziotis I, Palikari S et al. 2004. Alpine UHP metamorphism in the Kimi complex of the Rhodope HP province N.E. Greece: Mineralogical and textural indicators. In: Proceedings of the 32rd International Geological Congress. Florence. 18–28: 108

Mposkos E D, Kostopoulos D K. 2001. Diamond, former coesite and supersilicic garnet in metasedimentary rocks from the Greek Rhodope: A new ultrahigh-pressure metamorphic province established. Earth Planet Sci Lett, 192: 497–506

Mposkos E D, Krohe A. 2006. Pressure-temperature-deformation paths of closely associated ultra-high-pressure (diamond-bearing) crustal and mantle rocks of the Kimi complex: Implications for the tectonic history of the Rhodope Mountains, northern Greece. Can J Earth Sci, 43: 1755–1776

Mposkos E D, Wawrzenitz N. 1995. Metapegmatites and pegmatites bracketing the time of HP-metamorphism in polymetamorphic rocks of the E-Rhodope: Petrological and geochronological constraints. Geol Soc Grec Spec Publ, 2: 602–608

Nakamura D, Svojtka M, Naemura K, et al. 2004. Very high-pressure (>4 GPa) eclogite associated with the Moldanubian Zone garnet peridotite (Nové Dvory, Czech Republic). J metamorph Geol, 22: 593–603

Nakano N, Osanai Y, Owada M. 2007. Multiple breakdown and chemical equilibrium of silicic clinopyroxene under extreme metamorphic conditions in the Kontum Massif, central Vietnam. Am Mineral, 92: 1844–1855

Nasdala L, Massonne H J. 2000. Microdiamonds from the Saxonian Erzgebirge, Germany: *In situ* micro-Raman characterisation. Eur J Mineral, 12: 495–498

Ogasawara Y, Fukasawa K, Maruyama S. 2002. Coesite exsolution from supersilicic titanite in UHP marble from the Kokchetav Massif, northern Kazakhstan. Am Mineral, 87: 454–461

Okamoto K, Liou J G, Ogasawara Y. 2000. Petrology of the diamond-grade eclogite in the Kokchetav Massif, northern Kazakhstan. Island Arc, 9: 379–399

Patiño Douce A E. 2005. Vapor-absent melting of tonalite at 15–32 kbar. J Petrol, 46: 275–290

Perraki M, Proyer A, Mposkos E, et al. 2006. Raman micro-spectroscopy on diamond, graphite and other carbon polymorphs from the ultrahigh-pressure metamorphic Kimi Complex of the Rhodope Metamorphic Province, NE Greece. Earth Planet Sci Lett, 241: 672–685

Ragozin A L, Liou J G, Shatsky V S, et al. 2009. The timing of the retrograde partial melting in the Kumdy-Kol region (Kokchetav Massif, Northern Kazakhstan). Lithos, 109: 274–284

Rötzler J, Kroner U. 2012. The Erzgebirge. In: Romer R L, Förster H J, Kroner U, et al., eds. Granites of the Erzgebirge: Relation of Magmatism to the Metamorphic and Tectonic Evolution of the Variscan Orogen. Chapter 4, 53–71. Scientific Technical Report 12/15, GFZ German Research Centre for Geosciences

Rowley D B, Xue F, Tucker R D, et al. 1997. Ages of ultrahigh pressure metamorphism and protolith orthogneisses from the eastern Dabie Shan: U/Pb zircon geochronology. Earth Planet Sci Lett, 151: 191–203

Rüpke L H, Morgan J P, Hort M, et al. 2004. Serpentine and the subduction zone water cycle. Earth Planet Sci Lett, 223: 17–34

Sawyer E W, Cesare B, Brown M. 2011. When the continental crust melts. Elements, 7: 229–234

Shatsky V S, Jagoutz E, Sobolev N V, et al. 1999. Geochemistry and age of ultrahigh pressure metamorphic rocks from the Kokchetav massif (Northern Kazakhstan). Contrib Mineral Petrol, 137: 185–205

Shreve R L, Cloos M. 1986. Dynamics of sediment subduction, melánge formation, and prism accretion. J Geophys Res, 91: 10229–10245

Sisson T W, Grove T L. 1993a. Experimental investigations of the role of H_2O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism. Contrib Mineral Petrol, 113: 143–166

Sisson T W, Grove T L. 1993b. Temperatures and H_2O contents of low-MgO high-alumina basalts. Contrib Mineral Petrol, 113: 167–184

Skjerlie K P, Patiño Douce A E. 2002. The fluid-absent partialmelting of a zoisite-bearing quartz eclogite from 1.0 to 3.2 GPa: Implications formelting in thickened continental crust and for subduction-zone processes. J Petrol, 43: 291–314

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 garnet from metamorphic rocks: A new environment for diamond formation. Nature, 343: 742–746

Stüwe K. 1998. Heat sources of Cretaceous metamorphism in the Eastern Alps-a discussion. Tectonophisics, 287: 251–269

Teng F Z, Wadhwa M, Helz R T. 2007. Investigation of magnesium isotope fractionation during basalt differentiation: Implications for a chondritic composition of the terrestrial mantle. Earth Planet Sci Lett, 261: 84–92

Timms N E, Kinny P D, Reddy S M, et al. 2011. Relationship among titanium, rare earth elements, U-Pb ages and deformation microstructures in zircon: Implications for Ti-in-zircon thermometry. Chem Geol, 280: 33–46

Tipper E T, Galy A, Bickle M J. 2006. Riverine evidence for a fractionated reservoir of Ca and Mg on the continents: Implications for the oceanic Ca cycle. Earth Planet Sci Lett, 247: 267–279

Tomkins H S, Powell R, Ellis D J. 2007. The pressure dependence of the zirconium-in-rutile thermometer. J metamorph Geol, 25: 703–713

Tsai C H, Liou J G. 2000. Eclogite-facies relics and inferred ultrahigh-pressure metamorphism in the North Dabie complex, central China. Am Mineral, 85: 1–8

Vanderhaeghe O, Teyssier C. 2001. Partial melting and flow of orogens. Tectonophysics, 342: 451–472

von Blankenburg F, Davies J. 1995. Slab breakoff: A model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps. Tectonics, 14: 120–131

Wallis S, Tsuboi M, Suzuki K, et al. 2005. Role of partial melting in the evolution of the Sulu (eastern China) ultrahigh-pressure terrane. Geology, 33: 129–132

Wang Q, Cong B. 1999. Exhumation of UHP Terranes: A case study from the Dabie Mountains, eastern China. Int Geol Rev, 41: 994–1004

Wang S J, Li S G, Chen L J, et al. 2013. Geochronology and geochemistry of leucosomes in the North Dabie Terrane, East China: Implication for post-UHPM crustal melting during exhumation. Contrib Mineral Petrol, 165: 1009–1029

Warren C J, Beaumont C, Jamieson R A. 2008. Deep subduction and rapid exhumation: Role of crustal strength and strain weakening in continental subduction and ultrahigh-pressure rock exhumation. Tectonics, 27, doi: 10.1029/2008TC002292

Watson E B, Harrison T M. 2005. Zircon thermometer reveals minimum melting conditions on earliest earth. Science, 308: 841–844

Watson E B, Wark D A, Thomas J B. 2006. Crystallization thermometers for zircon and rutile. Contrib Mineral Petrol, 151: 413–433

Whitney D L, Teyssier C, Rey P F. 2009. The consequences of crustal melting in continental subduction. Lithosphere, 1: 323–327

Whittington A G, Treloar P J. 2002. Crustal anatexis and its relation to the exhumation of collisional orogenic belts, with particular reference to the Himalaya. Mineral Mag, 66: 53–91

Whittington A G, Hofmeister A M, Nabelek P I. 2009. Temperature-dependent thermal diffusivity of the Earth's crust and implications for magmatism. Nature, 458: 319–321

Wu Y B, Zheng Y F, Zhang S, et al. 2007. Zircon U-Pb ages and Hf isotope compositions of migmatite from the North Dabie terrane in China: Constraints on partial melting. J Metamorph Geol, 25: 991–1009

Xia Q X, Zheng Y F, Zhou L G. 2008. Dehydration and melting during continental collision: Constraints from element and isotope geochemistry of low-*T*/UHP granitic gneiss in the Dabie orogen. Chem Geol, 247: 36–65

Xu S T, Liu Y C, Chen G B, et al. 2005. Microdiamonds, their classification and tectonic implications for the host eclogites from the Dabie and Su-Lu regions in central eastern China. Mineral Mag, 69: 509–520

Xu S T, Okay A I, Ji S C, et al. 1992. Diamonds from the Dabie Shan metamorphic rocks and its implication for tectonic setting. Science, 256: 80–82

Ye K, Cong B, Ye D. 2000. The possible subduction of continental material to depths greater than 200 km. Nature, 407: 734–736

Zen E. 1988. Thermal modelling of stepwise anatexis in a thrust-thickened sialic crust. Trans R Soc Edinb-Earth Sci, 79: 223–235

Zhang R Y, Liou J G, Ernst W G, et al. 1997. Metamorphic evolution of diamond-bearing and associated rocks from the Kokchetav Massif, Northern Kazakhstan. J Metamorph Geol, 15: 479–496

Zhao Z F, Zheng Y F, Chen R X, et al. 2007. Element mobility in mafic and felsic ultrahigh-pressure metamorphic rocks during continental collision. Geochim Cosmochim Acta, 71: 5244–5266

Zhao Z F, Zheng Y F, Wei C S, et al. 2008. Zircon U-Pb ages, Hf and O isotopes constrain the crustal architecture of the ultrahigh-pressure Dabie orogen in China. Chem Geol, 253: 222–242

Zhao Z F, Zheng Y F, Zhang J, et al. 2012. Syn-exhumation magmatism during continental collision: Evidence from alkaline intrusives of Triassic age in the Sulu orogen. Chem Geol, 328: 70–88

Zheng Y F, Fu B, Gong B, et al. 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, Zhou J B, Wu Y B, et al. 2005. Low-grade metamorphic rocks in the Dabie-Sulu orogenic belt: A passive-margin accretionary wedge deformed during continent subduction. Int Geol Rev, 47: 851–871

Zheng Y F, Chen R X, Zhao Z F. 2009. Chemical geodynamics of continental subduction-zone metamorphism: Insights from studies of the Chinese Continental Scientific Drilling (CCSD) core samples. Tectonophysics, 475: 327–358

Zheng Y F, Xia Q X, Chen R X, et al. 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, Hermann J. 2014. Geochemistry of continental subduction-zone fluids. Earth Planet Space, 66: 93

Zhong Z, Suo S, You Z, et al. 2001. Major constituents of the Dabie collisional orogenic belt and partial melting in the ultrahigh-pressure unit. Int Geol Rev, 43: 226–236

Zong K, LiuY, Hu Z, et al. 2010. Melting-induced fluid flow during exhumation of gneisses of the Sulu ultrahigh-pressure terrane. Lithos, 120: 490–510