综述

俯冲带高压-超高压变质地体的抬升折返机制: 问题和探讨

张立飞^{*}, 王杨

北京大学造山带与地壳演化教育部重点实验室, 北京 100871

^{*} 通讯作者, E-mail: lfzhang@pku.edu.cn

收稿日期: 2020-01-05; 收修改稿日期: 2020-01-14; 接受日期: 2020-01-15; 网络版发表日期: 2020-04-02

国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2015CB856105)和国家自然科学基金项目(批准号: 91755206、41520104004)资助

摘要 在岩石学研究的基础上, 利用数值模拟分析方法和手段, 探讨高压-超高压变质岩石抬升折返的地球动力学过程是目前研究俯冲碰撞造山带演化的重要前沿领域. 文章在总结近年来高压-超高压变质地体岩石学和数值模拟研究进展的基础上, 将目前高压-超高压变质地体的折返机制归纳为10种模式: 俯冲隧道、底辟折返、俯冲隧道和底辟折返共存的模式、板片断离、多期次折返、汇聚板片之间的离散(包括板片后撤和上覆板片向远离海沟方向迁移)、逆掩推覆、构造增压、楔形俯冲通道内物质回旋、微板块旋转. 超高压变质高密度洋壳榴辉岩的折返机制是目前争议较大的问题, 文章介绍了近期利用数值模拟方法定量地确定洋壳深俯冲超高压变质榴辉岩抬升折返机制方面研究的一些进展: (1) 通过相平衡和密度计算的方法, 得到三类俯冲洋壳物质(洋中脊玄武岩、蛇纹岩、大洋俯冲沉积物)在 P - T 空间内的三维密度演化; (2) 依据变基性岩与围岩的密度差, 将折返的洋壳榴辉岩分为两类, 一类是具有自折返能力的洋壳榴辉岩($\rho_{\text{MORB}} < \rho_{\text{mantle}}$), 即岩石具有在自身浮力的驱动下发生折返的能力, 以西南天山含柯石英的洋壳榴辉岩为典型代表; 另一类是携带折返的洋壳榴辉岩($\rho_{\text{MORB}} > \rho_{\text{mantle}}$), 该类岩石具有负浮力, 只能依靠低密度的变沉积岩或蛇纹岩的携带作用发生折返, 以西阿尔卑斯Zermatt-Saas含柯石英的超高压洋壳榴辉岩为典型代表. 此外, 针对洋壳榴辉岩的极限折返深度、折返机制以及高压向超高压转变对洋壳榴辉岩折返的影响和空间展布关系等问题进行了深入探讨.

关键词 高压-超高压变质, 抬升折返机制, 榴辉岩, 密度, 俯冲带

1 引言

造山带中高压-超高压变质岩石记录了地壳(洋壳/陆壳)物质俯冲-折返的全过程, 是了解俯冲带物质循环、热结构演化、地球动力学过程及物理化学状态变化的重要窗口(Zheng等, 2012; Zheng和Chen, 2017). 自

Chopin(1984)和Smith(1984)首次在造山带区域变质岩中发现了柯石英以来, 已在世界范围内二十余条造山带中都发现了超高压变质岩石(Chopin, 2003; Liou等, 2009), 它们绝大多数都具有相似的大陆岩石的原岩组分特征, 洋壳经历超高压变质地体非常稀少. 目前已对各俯冲带的变质演化及年代学格架研究都取得了一系

中文引用格式: 张立飞, 王杨. 2020. 俯冲带高压-超高压变质地体的抬升折返机制: 问题和探讨. 中国科学: 地球科学, 50(12): 1727–1747, doi: 10.1360/SSTe-2020-0002

英文引用格式: Zhang L, Wang Y. 2020. The exhumation of high- and ultrahigh-pressure metamorphic terranes in subduction zone: Questions and discussions. Science China Earth Sciences, 63(12): 1884–1903, <https://doi.org/10.1007/s11430-020-9579-3>

列重要进展(Carswell和Compagnoni, 2003; Zheng等, 2012; Hermann和Rubatto, 2014), 而对于高压-超高压变质岩石的折返地球动力学过程及其机制方面的研究仍存在较多争议(Warren, 2012; Hacker和Gerya, 2013; 郑永飞等, 2013; Zheng等, 2018). 本文通过总结对比大洋型和大陆型高压-超高压变质地体的岩石学、地质学特征, 结合数值模拟方法分析, 对目前高压-超高压变质地体的抬升折返机制研究进展和存在问题进行了深入的分析和探讨.

2 高压-超高压变质地体基本特征

高压-超高压变质岩石出露在不同地质历史时期的俯冲碰撞造山带中(图1). 从分布的时代看, 全球最年轻的超高压岩石是位于巴布亚新几内亚的含柯石英榴辉岩, 距今仅4.3Ma(Baldwin等, 2004, 2008; Monteleone等, 2010; Little等, 2011). 而最老的超高压变质地体位于泛非造山带中西非的马里和巴西东南部, 距今约620~630Ma(Caby, 1994; Jahn等, 2001; Carlos等, 2014). 最老的确切的前寒武纪蓝片岩是位于新疆阿克苏地区的阿克苏蓝片岩, 距今约805~760Ma(张立飞等, 1998; Xia等, 2019). 此外, 到目前为止, 并未发现真正意义的太古代榴辉岩, 古元古代榴辉岩被认为是地质历史时期最老的榴辉岩, 其主要分布在古元古代(2.1~1.8Ga)的碰撞造山带中(Yu等, 2017; Xu等, 2018).

到目前为止, 不同的学者从不同的角度对全球高压-超高压地体进行了分类: (1) 依据岩石组合和构造背景将全球高压-超高压地体分为太平洋型和阿尔卑斯碰撞型两类(Maruyama等, 1996; Ernst, 2006). 太平洋型以现今环太平洋地区为典型代表, 出露一套典型的洋壳增生混杂岩, 包括洋壳榴辉岩、蓝片岩团块、蛇纹岩、变杂砂岩以及深海的燧石岩和碳酸盐. 阿尔卑斯碰撞型以丰富的正(副)片麻岩包裹极少量的榴辉岩和石榴辉石岩团块为特征, 其原岩为陆源物质, 包括陆源沉积物、花岗岩片麻岩基底、双峰式火山岩及大陆架碳酸盐等(Liou等, 2009). (2) 依据原岩成因将高压-超高压变质地体划分为大洋型和大陆型, 分别与太平洋型和阿尔卑斯碰撞型相对应(Song等, 2006)或者归为喜马拉雅型和阿尔卑斯型(Zheng和Chen, 2016). (3) 基于变质岩石学特征、峰期 P - T 条件及折返机制将高压-超高压地体划分为以下三种主要类型(Guillot等, 2009):

增生楔型、蛇纹岩型和大陆型, 俯冲带在演化过程中可能从一种模式转变为另一种模式, 两种不同的模式亦可同时存在于一个俯冲带地区. (4) 基于变质年龄、地体大小、折返持续时间将全球高压-超高压地体划分为两组(Zheng等, 2009; Kylander-Clark等, 2012; 郑永飞等, 2013): ① 小的、年轻的、薄的、快速折返的地体, 以西阿尔卑斯Dora Maira地区为典型代表; ② 大的、年老的、厚的、慢速折返的地体, 以苏鲁-大别造山带和挪威西片麻岩地区为典型代表(详见2.3).

下文将着重对全球高压-超高压地体的峰期温压条件、折返速度以及地体出露规模等特征进行总结归纳, 并结合数值模拟的研究结果来探讨它们对于高压-超高压变质地体抬升折返机制的控制和影响. 文中关于高压-超高压地体的相关数据主要来源于Guillot等(2009)、Agard等(2009)、Liou等(2009)、Kylander-Clark等(2012)、Chen等(2013)及Erdman和Lee(2014)的汇编及本文中收集的文献.

2.1 高压-超高压地体的峰期变质温压条件

高压-超高压变质地体的峰期温压条件是其地质形成过程中的最重要的控制因素. 近些年来, 随着变质岩石学在矿物学鉴定和温压条件计算方法上的不断发展和提高, 使得变质岩峰期温压条件的确定越来越接近地质过程的实际记录. 根据目前全球范围内出露的已获得较好峰期温压条件控制的大洋型(方形)和大陆型(圆形)变质地体的分布图(详见图1), 可以看出全球范围内出露有三十余处大洋型高压-超高压变质地体, 在中国境内以西南天山超高压变质带、北祁连高压变质带、柴北缘沙柳河高压变质地体为代表(Lü等, 2008, 2009; Song等, 2014; Zhang等, 2008). 几乎所有的洋壳榴辉岩都属于低温榴辉岩, 且绝大部分的峰期变质温度小于550℃. 因此, 洋壳榴辉岩中除石榴石和绿辉石外, 常可见丰富的低温含水矿物, 如硬柱石、蓝闪石、绿帘石等. 目前报道的洋壳榴辉岩中, 峰期温度最低的是位于多米尼加共和国Samana地区的硬柱石榴辉岩($T=360^{\circ}\text{C}$)(Zack等, 2004; Chen等, 2013); 峰期温度最高的是位于Izu Bonin海沟的Omachi地体($T=650^{\circ}\text{C}$)以及西班牙-摩洛哥的Betic-Rif-Tell地区($T=650^{\circ}\text{C}$)(Ueda等, 2004; Augier等, 2010; Guillot等, 2009). 绝大部分的洋壳榴辉岩的峰期压力位于1.5~2.5GPa, 只有中国的西南天山超高压变质带和西

图1 全球大洋型和大陆型高压-超高压变质地体的出露位置及峰期温压条件

图1中将榴辉岩分为低温榴辉岩($T < 600^{\circ}\text{C}$)、中温榴辉岩($T = 600 \sim 900^{\circ}\text{C}$)、高温榴辉岩($T > 900^{\circ}\text{C}$)三类(Carswell, 1990; 张立飞, 2007), 并以不同大小的图形进行表示; 此外用不同的色棒表示其峰期变质压力。底图修改自Liou等(2009); 高压-超高压岩石的温压数据依据Erdman和Lee (2014)补充修改

阿尔卑斯Zermatt-Saas洋壳榴辉岩中发现了柯石英包体, 其峰期压力达到了超高压范围。

对于大陆型变质地体, 其榴辉岩大多属于中温榴辉岩($T = 600 \sim 900^{\circ}\text{C}$)。但在某些大陆型超高压地体中, 榴辉岩的峰期温度可达到 900°C , 甚至 1000°C 以上, 属于高温榴辉岩, 典型地区包括: 波西米亚地块($T > 650 \sim 1100^{\circ}\text{C}$)、哈萨克斯坦的科可切塔夫地体($T = 800 \sim 1000^{\circ}\text{C}$)、德国境内的厄尔士山脉($T > 900^{\circ}\text{C}$)、东格陵兰地体($T = 970^{\circ}\text{C}$)以及多米尼加共和国中的库阿巴片麻岩($T = 950^{\circ}\text{C}$)等(Liou等, 2009及其所引文献; Hermann和Rubatto, 2014)。陆壳榴辉岩的峰期压力大多可达到超高压变质条件, 且目前已报道的含斯石英假象的超高压地体(如中国西部的阿尔金地区, Liu等, 2018)、含超硅石榴石的超高压地体(如中国的大别-苏鲁超高压带和柴达木北缘超高压地体)以及含金刚石的超高压地体(如中国的秦岭造山带)等具有更高压力标识的变质地体均属于大陆型(Liou等, 2009及其所引文献), 这说明相对于洋壳, 大陆岩石折返的深度

更深。

2.2 高压-超高压变质地体的抬升折返速率

从岩石学的角度, 俯冲带中高压-超高压变质岩石的折返速度可以由它们不同变质阶段的变质温压条件和相应变质年龄来大致地限定。结合Guillot等(2009)对折返速率的汇编以及本文所引文献中的数据, 将具有良好折返速度约束的岩石分为三类: 陆壳高压-超高压变质岩石、增生楔通道中的高压-超高压洋壳岩石、蛇纹岩通道中的高压-超高压洋壳岩石, 并做出其 P - T - $V_{\text{exhumation}}$ 的分布图(图2)。

如图2所示, 大多数的陆壳高压-超高压岩石分布在超高压-中高温区域(橙色区)且折返速度大于 10mm a^{-1} , 其中喜马拉雅造山带中巴基斯坦境内的Kaghan地体($V_{\text{exhumation}} = 30 \sim 80\text{mm a}^{-1}$)是目前已报道折返速度最快的陆壳超高压地体(O'Brien等, 2001; Treloar等, 2003; Parrish等, 2006)。此外, 位于巴布亚新几内亚的最年轻的超高压地体($V_{\text{exhumation}} = 25\text{mm a}^{-1}$)以及西阿尔

图2 具有良好折返速度约束的高压-超高压岩石的 P - T - $V_{\text{exhumation}}$ 分布图

变质相底图修改自Brown(2007); 高压-超高压岩石的温压条件及折返速度数据依据Guillot等(2009)补充修改

卑斯Dora Maira地体($V_{\text{exhumation}} > 20 \text{ mm a}^{-1}$)也具有较快的折返速度。这些快速折返的陆壳超高压地体的共同特点是地体出露面积小、厚度薄、年龄偏年轻(Kylander-Clark等, 2012; 郑永飞等, 2013), 而对于一些古老的、出露规模较大的陆壳高压-超高压地体, 其折返速度相对较小, 如中国境内的大别-苏鲁高压-超高压带, 其出露面积达 30000 km^2 , 其中超高压带出露面积达 10000 km^2 , 其折返速度则相对较小($V_{\text{exhumation}} = 6 \sim 8 \text{ mm a}^{-1}$)(Hacker等, 2000, 2006; Kylander-Clark等, 2012)。

相对于大陆型变质地体, 大洋型高压-超高压地体的折返速率要慢得多, 分布在高压-低温区域(蓝色区)且折返速度在 $1 \sim 10 \text{ mm a}^{-1}$ 范围内变化, 大多集中在 $1 \sim 5 \text{ mm a}^{-1}$ (图2)。如图2插图所示, 增生楔型的洋壳高压-超高压岩石的折返速率相对较慢, 多集中在 $1 \sim 5 \text{ mm a}^{-1}$, 以中国西南天山变质带为代表($V_{\text{exhumation}} \approx 2.5 \text{ mm a}^{-1}$)(Tan等, 2017); 而以蛇纹岩为主体的通道中岩石的折返速度则相对较高, 多集中在 $4 \sim 10 \text{ mm a}^{-1}$, 以西阿尔卑斯的Zermatt-Saas和Monviso地区为典型代表, 该地区的蛇纹岩在野外的出露面积要远大于变沉

积岩, 由于蛇纹岩在低温条件下($T < 650^{\circ}\text{C}$)相对变沉积岩具有更低的密度, 故蛇纹岩通道的折返速度要稍大于增生楔通道. 目前已报道的折返速度最快的大洋型地体亦是西阿尔卑斯Zermatt-Saas和Monviso地区, 可达 10mm a^{-1} (Agard等, 2009).

从数值模拟的角度, 俯冲通道内岩石的速度主要受向下的库艾特(俯冲)流以及向上的泊肃叶(折返)流的共同控制, 其中库艾特流与俯冲岩石圈向下拖拽力相关, 泊肃叶流与通道内低密度低黏度的地壳物质的浮力相关. 通过润滑层理论进行分析, 俯冲通道内岩石的速度可表达为(Raimbourg等, 2007; Warren等, 2008b; Beaumont等, 2009; 李忠海, 2014及其所引文献):

$$V_{\text{channel}}(x, y) = -\left(\frac{1}{2\eta}\right)\left(\frac{\partial P}{\partial x}\right)(yh - y^2) + U\left(1 - \frac{y}{h}\right), \quad (1)$$

式中, V_{channel} 是岩石沿俯冲通道的速度, η 是俯冲通道内假定的一致性的黏滞系数, $\partial P/\partial x$ 是沿俯冲通道向下的有效压力梯度, x 方向代表沿俯冲通道向下的方向, y 方向代表垂直俯冲通道方向, θ 代表俯冲角度, h 代表俯冲通道厚度, U 代表板片向下的俯冲速度. 其中, 俯冲通道内向下的有效压力梯度与通道内岩石与地幔围岩的密度差成正相关:

$$\frac{\partial P}{\partial x} = (\rho_{\text{mantle}} - \rho_{\text{channel}})g\sin\theta = \Delta\rho_{\text{channel}}g\sin\theta, \quad (2)$$

式中, ρ_{mantle} 、 ρ_{channel} 分别代表围岩地幔的密度以及通道内岩石的密度, g 代表重力加速度. 在这种情况下, $V_{\text{channel}}(x, y)$ 可表达为

$$V_{\text{channel}}(x, y) = -\Delta\rho_{\text{channel}}g\sin\theta\left(\frac{1}{2\eta}\right)(yh - y^2) + U\left(1 - \frac{y}{h}\right). \quad (3)$$

此外, Erdman和Lee(2014)以及Horodyskyj等(2009)、Raimbourg等(2007)、Guillot等(2001)假定通道内的流体接近牛顿流体来进行简化, 俯冲通道内岩石速度可表达为

$$V_{\text{channel}} \approx \frac{\Delta\rho_{\text{channel}}g\sin\theta h^2}{\eta}. \quad (4)$$

由公式(3)和(4)可知俯冲通道内岩石的速度受多参数共同控制, 包括密度差 $\Delta\rho_{\text{channel}}$ 、俯冲角度 θ 、通道厚度 h 、俯冲通道内假定的一致性的黏滞系数 η 以及岩石的空间位置 (x, y) . 当 θ 、 h 、 η 为某一固定值时, 俯

冲通道内岩石的折返速度随着岩石与围岩的密度差的增大而增大. 这较好地解释了为什么自然界中大部分的洋壳物质的折返速度要显著低于陆壳, 主要原因在于洋壳通道内岩石主要由高密度的洋壳榴辉岩组成, 而陆壳通道内岩石主要由低密度的长英质的正(副)片麻岩组成, 故洋壳通道内岩石与地幔围岩的密度差要显著低于陆壳. 并且一般而言, 大陆俯冲通道的厚度要大于洋壳通道, 因此绝大部分的陆壳物质的折返速度要显著大于洋壳物质. 但值得注意的是, 有的大陆俯冲通道折返速率也很低, 这可能是受俯冲通道的厚度(平方项)及其黏滞系数的影响; 通常对于不同的俯冲通道而言, 其厚度(平方项)及其黏滞系数 η 的变化较大($\eta = 10^{16} \sim 10^{20} \text{Pa s}$, $h = 0.3 \sim 10 \text{km}$; Erdman和Lee, 2014), 它们对俯冲通道内岩石的折返速度的影响是显著的.

2.3 高压-超高压变质地体的出露规模

高压-超高压变质地体的规模及厚度的变化范围极大. Kylander-Clark等(2012)对全球研究程度较高的超高压变质地体(主要是大陆型)的规模进行了汇总, 结合本文对西南天山变质带和西阿尔卑斯Zermatt-Saas两个大洋型地体的资料收集, 我们不难发现, 大洋型超高压地体的规模要显著小于大陆型. 张立飞等(2013)在西南天山蓝片岩-榴辉岩带中确定了长约80km、宽约10km的超高压变质带, 该变质带被认为是全球出露规模最大的洋壳深俯冲变质带, 是西阿尔卑斯Zermatt-Saas地体规模的4~5倍. 规模最大的大陆型高压变质地体位于格陵兰(Gilotti和Krogh Ravna, 2002; Gilotti等, 2004; McClelland等, 2006), 其面积可达40000km². 规模最大的大陆型超高压地体则是大别-苏鲁造山带中的超高压带, 超高压块体面积可达100000km²(Zheng等, 2009).

大陆型高压-超高压变质地体的规模明显可分为两个端元(Kylander-Clark等, 2012; 郑永飞等, 2013): 大的地体可达几万平方公里, 如格陵兰地体(40000km²)、大别-苏鲁地体(100000km²)、挪威西片麻岩地区(30000km²)、柴达木(25000km²)等; 小地体的规模则不足5000km², 以巴基斯坦的Kaghan地体(<1000km²)、西阿尔卑斯Dora Maira地体(500km²)、哈萨克斯坦的科可切塔夫地体(<1500km²)以及德国境内的厄尔士山(2500km²)等为代表. Kylander-Clark等(2012)认为, 超高压地体在规模和折返速度上的差异

主要因为其形成于不同的造山阶段: 小、年轻、薄、快速折返的地体主要形成于造山作用初期, 而大、古老、厚、慢速折返的地体主要形成于造山作用的成熟期. 这是由于造山作用的早期阶段, 俯冲带中主要受高密度的洋壳的拖曳力为主, 陆壳物质进入较少, 因此俯冲通道只能折返相对较小的超高压块体, 且俯冲角度较陡; 随着造山作用发展到成熟期, 由于大量的陆壳物质持续俯冲导致俯冲角度变缓, 且产生较大的浮力, 故可以导致较大规模的高压-超高压地体的折返. 对于折返速率和持续时间而言, 由于大而厚的超高压地体连接着相对更厚的高密度的岩石圈, 因此会显著降低其折返速率, 但小而薄的超高压地体则连接着相对较薄的岩石圈, 因而折返速度会相对更快. 在造山作用的成熟阶段, 会产生加厚地壳, 阻碍超高压地体的折返; 并且大而厚的超高压地体在峰期深度时需要用更长的时间来加热和弱化整个地体, 因而其会在峰期深度滞留更长时间. 此外, Kylander-Clark等(2012)假设超高压地体沿着俯冲时相同的角度和路径发生折返, 那么当平行俯冲板片方向的折返速率相同时, 小的超高压地体沿高角度路径折返, 具有高的垂向折返速率, 而大的超高压地体沿低角度路径折返, 具有相对较低的垂向折返速率. 以上的诸多因素导致了大而厚的超高压地体具有更慢的折返速度和更长的折返周期; 小而薄的超高压地体具有更快的折返速度和更短的折返周期. 不过, Zheng等(2012)根据这些超高压榴辉岩的地球化学成分提出, 变质前原岩性质支配了碰撞造山带的类型、超高压变质地体的大小和超高压变质的持续时间. 进一步, 郑永飞等(2013)则依据大陆碰撞时发生的俯冲隧道过程来解释这些相关性, 小的地体在俯冲隧道内易于运动, 而大的地体在俯冲隧道内难以运动.

3 高压-超高压地体折返过程的主要控制因素及折返机制

3.1 主要控制因素

深俯冲岩石的折返是一个受多因素共同控制的复杂地质过程, 本文将主要的控制因素分为以下三类.

(1) 俯冲带的常规控制因素, 主要包括岩石的密度、俯冲板片的有效黏滞系数、俯冲板片的厚度、俯冲板片内压力梯度、俯冲板片的年龄、俯冲角度以及俯冲速度等, 其中通道内岩石的折返速度与岩石的密

度、俯冲通道的厚度、俯冲板片内压力梯度呈正比, 与俯冲板片的有效黏滞系数呈反比(公式(1)、(3)、(4)). 尽管Agard等(2009)依据已有的岩石学约束的相关数据, 对折返速度与俯冲速度、板片年龄做了相关性分析, 其结果显示折返速度与俯冲速度、板片年龄之间并不存在明显的关联, 但对于大洋板片而言, 俯冲板片的汇聚速度、角度及其年龄对俯冲通道的热演化具有重要的影响(冷伟和毛伟, 2015), 进而会影响板片内岩石的相变, 改变岩石的密度并对折返产生影响, 因而俯冲板片的汇聚速度、角度及其年龄对折返过程的影响仍待进一步的研究.

(2) 俯冲带动态演化过程的影响, 主要包括俯冲板片的弱化作用、俯冲带的热结构演化、俯冲板片内矿物的相变过程等. 在板片俯冲-折返的过程中会受到不同程度的弱化作用, Warren(2012)提出了多种弱化机制, 应力弱化、熔融弱化、水化弱化、矿物粒度降低、剪切面理的发育等, 这些弱化作用会显著降低俯冲板片的强度, 导致岩石从板片中拆离到俯冲通道内并促进岩石的折返. 俯冲带的热结构以及俯冲板片内矿物的相变过程也是随着俯冲作用的动态变化过程, 特别是对于大洋板片而言, 热的俯冲带热结构会导致低密度含水矿物大量脱水分解, 显著增加洋壳的密度, 进而阻碍洋壳物质的折返, 而洋壳物质在冷的俯冲带热结构下则相对较轻更易抬升折返(Chen等, 2013).

(3) 构造环境的显著变化, 主要包括板片断离、板片回卷、海沟后撤、大尺度的俯冲反转等过程, 以上构造环境的突变多发生在俯冲事件的后期阶段, 会导致俯冲带的挤压汇聚效果减弱, 上覆板块伸展作用增强, 这对深俯冲岩石的折返具有促进作用(详见3.2).

3.2 高压-超高压地体主要的折返机制

高压-超高压变质地体抬升折返机制一直是超高压变质作用研究的关键科学问题之一, 可以说自从超高压变质岩石发现以来比较大的困惑问题就是俯冲到上地幔以上深度的岩石是如何抬升折返到地表的? 高压-超高压变质岩石抬升折返机制是理解俯冲碰撞造山带的地球动力学演化的关键. 在过去20年里, 前人基于地质学的综合研究提出了十余种超高压变质地体的折返模型, 尤其是数值模拟方法越来越成为研究俯冲带动力学过程的重要手段之一. 本文在地质学观察研究基础上, 利用数值模拟的方法进行量化地分析和

探讨高压-超高压变质地体抬升折返的运动学过程, 将重点讨论以下10种模式(图3).

(1) 俯冲隧道模型(图3a). 所谓的俯冲隧道是指在汇聚板块边缘, 下伏俯冲板片与上覆板片之间由较软物质组成的强变形区域(郑永飞等, 2015), 地壳物质在刮削和弱化作用下会从俯冲板片中拆离进入俯冲隧道, 俯冲隧道内的岩石的运动状态主要受向下的库艾特流和向上的泊肃叶流控制, 当泊肃叶(折返)流占据主导地位时, 俯冲隧道内的岩石沿着通道界面发生折返(Cloos和Shreve, 1988a, 1988b; Burov等, 2001; Gerya等, 2002). 该模型最早是针对大洋俯冲隧道而提出的, 解释Franciscan杂岩中具有发卡状 P - T 轨迹蓝片岩的抬升折返过程(Shreve和Cloos, 1986; Cloos和Shreve, 1988a, 1988b). 后来Gerya等(2002)及Yamato等(2007)又进一步以大洋俯冲带为对象, 研究俯冲隧道内高压-超高压岩石的埋藏和折返过程. 近年来俯冲隧道流的概念被扩展到了大陆俯冲带研究领域(郑永飞等, 2013), 得到了大量数值模型的验证(Gerya和Stöckhert, 2005; Warren等, 2008a; Beaumont等, 2009; Liu等, 2017). 值得注意的是, 俯冲隧道模型特别适合于解释俯冲变质程度较浅的蓝片岩等高压变质带的抬升折返过程, 特别是具有发卡状的 P - T 轨迹特征(即温度和压力同时达到峰期)的蓝片岩等. Zhang等(2009)及Lin等(2010)根据对北祁连山硬柱石蓝片岩相平衡计算获得的 P - T 轨迹和 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 定年, 利用俯冲隧道较好地解释了北祁连硬柱石蓝片岩的抬升折返过程.

(2) 底辟模式(图3b). 在俯冲的过程中, 由板片脱水和部分熔融产生的熔/流体会对上覆地幔楔造成强烈弱化并在地幔楔中形成底辟折返通道, 俯冲的地壳物质及熔流体会以底辟柱体的形式沿底辟通道折返到地表, 在上覆板块一侧形成高压-超高压混杂岩(Hall和Kincaid, 2001; Gerya和Stöckhert, 2005; Sizova等, 2012; Liu等, 2017). Hacker和Gerya(2013)总结了底辟折返的超高压地体的典型特点, 包括: ① 在上覆板块呈穹窿状展布; ② 不存在基底断层; ③ 上覆板块有同时期的岩浆活动; ④ 显著的部分熔融. Yin等(2007)曾用底辟折返模型来解释早古生代柴北缘超高压变质地体的折返. 此外, 巴布亚新几内亚Woodlark裂谷地区目前保留着全球最年轻的超高压变质地体, 该地体的快速折返($V_{\text{exhumation}} > 20 \text{ mm a}^{-1}$)可能是由于与俯冲地壳物质发生部分熔融, 降低了其黏滞系数, 增加其浮力, 在瑞利-泰

勒不稳定下发生底辟折返相关(Ellis等, 2011; Little等, 2011). 该模式的重要特征是高压-超高压变质岩石产出在上覆岩石圈中, 并与其他岩石之间为构造混杂关系.

(3) 俯冲隧道和底辟折返共存的模式(图3c). Liu等(2017)对这两类超高压岩石上升模式形成的动力学条件进行了探讨, 其模拟结果(图3b)显示俯冲带的热结构会强烈控制俯冲带壳幔界面的热演化和熔(流)体活动, 进而影响俯冲带物质的运输和折返机制. 厚的上覆板块及年轻的俯冲洋壳触发的低角度俯冲会导致俯冲通道形成较冷的热结构, 在该种情况下, 高压-超高压变质岩石通常以俯冲隧道的模式发生折返; 而薄的上覆板块以及年老的俯冲洋壳触发的高角度俯冲会形成热的俯冲通道热结构, 因而导致上覆板片水化、交代、熔融, 显著弱化上覆地幔楔, 俯冲物质以底辟的样式折返; 而在两者之间存在的俯冲隧道折返和底辟折返两种模式共存的情况, 但目前并未发现某些高压-超高压地体与该模式相对应.

(4) 板片断离模型(图3d). 板片断离模型最早由Davies和von Blanckenburg(1995)提出用于解释阿尔卑斯和大别-苏鲁超高压地体的折返. 其主要原理在于, 在大洋俯冲向陆陆碰撞的转换阶段, 榴辉岩化的洋壳具有巨大的向下的拖曳力, 而俯冲的大陆岩石圈具有较大向上的浮力, 当这两种力超过板片的强度时, 重的俯冲洋壳从大陆岩石圈断离并俯冲进入深部地幔, 轻的陆壳物质则发生折返. 但是, 许多已折返的超高压地区并不存在板片断离现象, 因而板片断离尽管可以为超高压地体的整体折返提供了有利条件, 但并非是深俯冲地壳物质折返的必要条件(Warren等, 2008b), 目前在阿尔卑斯进行的地球物理探测也没有发现板片断离的有力证据(Zhao等, 2015). Duretz等(2011, 2012)利用热动力学模拟对板片断离后的物质折返进行了研究, 模拟结果(图3d)显示板片断离后, 俯冲岩石圈发生回撤导致大陆板片垂向折返近60km, 而后在地壳层次的折返则单纯的依赖于其自身的浮力, 折返的物质形成典型的穹窿构造.

(5) 多期次折返模型(图3f). 在同一个高压-超高压地体中, 可以发现不同类型的超高压岩石, 它们的变质年龄可能在一定的范围内发生变化; 甚至在同一个榴辉岩样品中也可能存在不同期次超高压矿物. 前者说明在高压-超高压变质地体可能存在多期次的幕式折返, 后者说明俯冲物质可能发生多期次的深俯冲作用

图 3 高压-超高压变质地体的折返机制图

(a) 俯冲隧道模型, 修改自Liu等(2017); (b) 底辟折返模型, 修改自Liu等(2017); (c) 俯冲隧道和底辟折返共存的模式, 修改自Liu等(2017); (d) 板片断离模型, 修改自Duretz等(2012); (e) 逆掩推覆, 修改自Li等(2011); (f) 多期次折返模型, 修改自Li和Gerya (2009); (g) 构造增压折返模型, 修改自Li等(2010); (h) 楔形隧道中物质回旋折返, 修改自Warren等(2008a); (i) 汇聚板片之间的离散, 包括海沟后撤及上覆板片向远离海沟方向迁移, 修改自Liao等(2018); (j) 微板块旋转模型, 修改自Hacker和Gerya(2013)

(Rubatto等, 2011), 即已形成的高压-超高压岩石在折返过程中可能会被俯冲物质再次携带到深部再次发生高压-超高压变质作用和再次折返. Rubatto等(2011)在西阿尔卑斯Sesia地区的榴辉岩相的岩石中发现白云母、石榴石、褐帘石以及锆石均存在多期次生长的特点, 尤其是两期高硅含量的多硅白云母(形成压力较高)被一期低硅含量的白云母(形成压力较低)所切割, 并且锆石和褐帘石的微量元素数据也揭示了两期次的高压变质事件, 表明该岩石可能经历了多期次的俯冲-折返过程. 近期数值模拟的研究结果也表明, 俯冲板片可以经历多期次的拆离和折返作用, 这与岩石学的观察是相吻合的(Burov等, 2001; Warren等, 2008a; Li和Gerya, 2009; Burov等, 2014).

(6) 汇聚板片之间的离散(图3i). 汇聚板片之间的离散(包括板片后撤以及上覆板片向远离海沟方向迁移)有利于形成拉张环境, 促进物质的折返. 其中板片后撤模式是指在俯冲过程中, 板片自身的重力作用或微陆块的加入会导致俯冲角度变陡、俯冲板片发生回卷、海沟后撤. 板片后撤不仅为高压-超高压物质的折返提供了充足的空间, 并且可能会造成俯冲带上覆板片产生局部拉张的环境形成弧后盆地促进折返(Brun和Faccenna, 2008; Husson等, 2010). 此外, Malusà等(2011, 2015)认为上覆板片的剥蚀作用对高压-超高压岩石的折返的贡献是较小的, 并提出上覆板片向远离海沟方向迁移会形成有利于折返的拉伸环境, 该理论也得到了数值模拟的验证(Liao等, 2018).

除以上模式, 超高压地体的折返机制还包括: (7) 逆掩掩覆(图3e)(Jolivet等, 1994; Chemenda等, 1995; Li等, 2011); (8) 构造增压模式(图3g)(Mancktelow, 1995, 2008; Li等, 2010); (9) 楔形俯冲通道内物质回旋折返(图3h)(Gerya和Stöckhert, 2005; Yamato等, 2007; Warren等, 2008a; Li等, 2010); (10) 微板块旋转模型(图3j)(Wallace等, 2004; Webb等, 2008; Bottrill等, 2014; Hacker和Gerya, 2013)等, 在本文中不再作展开, 详见表1.

值得注意的是, 以上折返机制大多是以大陆深俯冲为模拟对象或者在大陆型超高压地体的研究过程中提出的, 而针对于大洋物质深俯冲折返过程的数值模拟则相对较少(例如, Gerya等, 2002; Yamato等, 2007). 尽管以上模型中有部分也适用于解释大洋超高压岩石的折返, 如俯冲隧道、多期次折返、板块后撤模型等,

但切不可不加选择的套用, 比如底辟模型并不适用于解释俯冲的大洋物质的折返(Erdman和Lee, 2014). 此外, 理论与实际存在一个相互检验的问题. 有些折返机制是在地质学的研究观察基础上提出的, 目前仍需要进一步的利用数值模拟方法定量地再现和评估这些机制下高压-超高压变质地体的抬升折返过程, 如微板块旋转、板片后撤等. 同理, 有些折返机制只是根据数值模拟结果提出的, 需要深入的地质学研究和野外工作的验证, 如板片断离等.

4 洋壳高压-超高压榴辉岩的特征及折返机制

目前, 对于大陆型高压-超高压变质地体的抬升折返机制通常认为是由于大陆地壳密度较低可以浮力折返, 即深俯冲的低密度的长英质陆壳岩石可在自身浮力作用下折返到地壳层次(Ernst等, 1997; Ernst, 2001, 2005, 2006; Chen等, 2013; 郑永飞等, 2013). 而俯冲洋壳主要由高密度的洋壳榴辉岩组成, 其折返过程及机制一直是存在很大争议的问题, 如变基性岩在整个 P - T 空间内的密度演化是怎样的? 为何超高压洋壳榴辉岩如此稀少? 高压-超高压的转变对洋壳榴辉岩的密度演化和折返究竟有多大的影响? 如何量化的模拟和评价变沉积岩及蛇纹岩对洋壳榴辉岩的携带折返能力? 洋壳榴辉岩的极限折返深度是多少? 下文将通过我们近期研究工作(Wang等, 2019)对以上问题进行较深入的探讨.

4.1 洋壳高压-超高压岩石的密度演化

在影响俯冲物质折返的众多因素中, 密度演化无疑是一个重要的控制因素(Ernst等, 1997; Massonne等, 2007; Guillot等, 2009; Chen等, 2013). 岩石的密度是温度 T 、压力 P 、全岩成分 C 的函数 $\rho=f(P, T, C)$. 当岩石的全岩成分给定时, 可以通过Perple_X、THERMOCALC、Domino等主流热力学软件计算出任意温压条件下该岩石的矿物组合、成分及其含量, 则岩石密度可表达为

$$\begin{aligned}\rho_{(P,T)} &= \sum_{i=1}^n \frac{\rho_{(P,T)}^i V_{(P,T)}^i}{n} \\ &= \sum_{i=1}^n \frac{\left\{ \left[\rho_{(P)}^i / \rho_0^i \right] p_{(T)}^i \right\} V_{(P,T)}^i}{n},\end{aligned}\quad (5)$$

表 1 不同折返机制下形成的高压-超高压变质地体的地质特征^{a)}

折返机制	构造特征	岩石学特征	年代学特征	地体规模	可能的例子	代表性工作
俯冲隧道	推覆体或强烈混合	不同类型的变质岩石混合	在几到几十个百万年以内折返	几米至几公里的推覆体	Franciscan 杂岩 大别-苏鲁	Cloos和Shreve, 1988a, 1988b; Gerya等, 2002; 郑永飞等, 2013
底辟折返	(1) 径向对称构造; (2) 在上覆板块呈穹窿状展布; (3) 不存在基底断层	(1) 显著的部分熔融现象; (2) 不同变质压力的岩石混合; (3) 存在同时期的岩浆作用	快速(<1Myr)地底辟折返	10~20km的底辟穹窿	柴北缘	Hall和Kincaid, 2001; Yin等, 2007; Ellis等, 2011; Little等, 2011
俯冲隧道 + 底辟折返	(1) 在靠近俯冲板片一侧呈推覆体或强烈混合; (2) 在上覆板块呈径向对称的穹窿状展布, 不存在基底断层	(1) 在靠近俯冲板片一侧呈现不同类型的变质岩石混合; (2) 在上覆板块呈现显著的部分熔融现象、不同变质压力的岩石混合、同时期的岩浆作用	(1) 在靠近俯冲板片一侧岩石在几到几十个百万年以内折返; (2) 在上覆板块岩石快速(<1Myr)地底辟折返	(1) 在靠近俯冲板片一侧呈几米-几公里的推覆体; (2) 在上覆板块呈10~20km的底辟穹窿	/	Liu等, 2017
板片脱离	相对一致的板片	(1) 峰期温压具有单调变化的特点; (2) 软流圈上涌, 幔源物质混染; (3) 同碰撞或碰撞后的双峰式岩浆作用	在浮力作用下快速折返	地壳尺度	天山	Davies和von Blanckenburg, 1995; Duretz等, 2011, 2012
逆掩推覆	(1) 相对一致的板片; (2) 通常在另一个地壳单元之上存在逆冲断层	峰期温压具有单调变化的特点	(1) 在模型可达到20Myr; (2) 变质年龄具有单调变化的特点	地壳尺度	Dora Maira	Jolivet等, 1994; Chemenda等, 1995; Li等, 2011
多期次折返	强烈混合	(1) 不同变质压力的岩石混合; (2) 同一块岩石的变质压力可能记录多期次的俯冲-折返旋回	(1) 几到几十个百万年; (2) 不同变质年龄的岩石混合	几米至几公里的推覆体	西阿尔卑斯 Sesia地区	Li和Gerya, 2009; Rubatto等, 2011
构造增压折返	推覆体或强烈混合	(1) 不同类型的变质岩石混合; (2) 构造增压使岩石记录的变质压力高于静岩压力大约0.3GPa; (3) 在岩石记录中确定构造增压造成的压力偏差是一件困难的事	在几到几十个百万年以内折返	几米至几公里的推覆体	/	Mancktelow, 1995, 2008; Li等, 2010
俯冲隧道内物质回旋折返	推覆体或强烈混合	不同类型的变质岩石混合	在几到几十个百万年以内折返	几米至几公里的推覆体	/	Gerya和Stöckhert, 2005; Yamato等, 2007; Warren等, 2008a
汇聚板片之间的离散	(1) 折返的(U)HP岩石呈穹窿状展布; (2) 如果上覆板片为大陆, 变形在分布在整个上覆板块, 如为大洋, 变形集中在(U)HP穹窿	(1) 不同变质压力的岩石混合在折返的(U)HP穹窿中产出; (2) 部分地幔楔蛇纹岩可出露于穹窿下的浅部层; (3) 软流圈物质上涌	在几到几十个百万年以内折返	(1) 靠近俯冲板片呈几十公里的低级变质楔; (2) 靠近上覆板块呈10~20km的折返(U)HP穹窿	西阿尔卑斯东巴布亚新几内亚	Brun和Faccenna, 2008; Husson等, 2010; Malusà等, 2011, 2015; Liao等, 2018
微板块旋转	(1) 线理在时间、空间上具有明显发生旋转的特征; (2) 可能在基底存在逆冲推覆断层, 且其断距离旋转轴越远越大	峰期温压相对旋转轴呈梯度变化	变质年龄相对旋转轴呈梯度变化	旋转微板块的厚度	巴布亚新几内亚	Wallace等, 2004; Webb等, 2008; Bottrill等, 2014;

a) 修改自Hacker和Gerya(2013)

式中, i 代表该岩石中某一单矿物, ρ_0^i 代表单矿物 i 在标准温压条件下的密度, n 代表岩石中所有的矿物数, $\rho(P, T)$ 、 $\rho_{(P, T)}^i$ 、 $V_{(P, T)}^i$ 分别代表在某一温压条件下, 该岩石的密度、单矿物 i 的密度、单矿物 i 的体积百分比, $\rho_{(T)}^i$ 、 $\rho_{(P)}^i$ 分别代表单矿物密度随温度和压力的变化, 具体计算方法见 Hacker 等(2003).

大洋俯冲通道主要由变基性岩、变沉积物和蛇纹岩三类岩石组成(Liou 等, 2009; Erdman 和 Lee, 2014). Wang 等(2019)选定了典型洋中脊玄武岩(MORB)、蛇纹岩及全球俯冲沉积物平均成分(GLOSS)利用 Per-

ple_X 软件在 5~40 kbar 和 400~900 °C 的温压范围内对其进行相平衡模拟, 首次计算出三类岩石在整个 P - T 空间内的 3D 密度演化图 P - T - $\rho(P, T)$ (图 4). 模拟结果表明, 在选定的温压范围内, 变基性岩的密度在 2906.64~3571.17 kg m⁻³ 变化(图 4a); 且变基性岩的 3D 密度演化图 P - T - $\rho(P, T)$ 与岩石中石榴石的 3D 含量演化图 P - T -Gt_(mol.%) 具有良好的相关性, 这表明榴辉岩的密度主要受岩石中高密度石榴石($\rho \approx 4060$ kg m⁻³)的含量控制. 此外, 绿帘石(chl)、硬柱石(law)、滑石(ta)、蓝闪石(gl)、绿帘石(ep)、角闪石(hb)是洋壳榴辉岩中最主要的低密度含水矿物, 他们的稳定存在会显著降低榴辉岩的密度、促

图 4 俯冲洋壳物质的 P - T - ρ 3D 密度演化图

(a) MORB 成分的 3D 密度演化图; (b) GLOSS 成分的 3D 密度演化图; (c) 蛇纹岩成分的 3D 密度演化图. 修改自 Wang 等(2019)

进岩石折返(Chen等, 2013; Wang等, 2019).

关于榴辉岩的密度与含水矿物之间的联系还存在一些尚未探明的问题, 在不同的俯冲带热结构下, 有哪些、有多少比例的含水矿物发生了脱水? 这些含水矿物分解究竟对榴辉岩密度的影响有多大? 为了解决以上问题, Wang等(2019)设计了6、7、8、9、10℃ km⁻¹等多条俯冲 P - T 路径, 并提取出各路径下榴辉岩密度的演化剖面和含水矿物的含量变化, 建立起了榴辉岩密度演化与含水矿物变化的内在联系. 模拟结果显示, 在不同的俯冲 P - T 路径下, 变基性岩经历不同的脱水序列, 这导致洋壳榴辉岩具有不同样式的密度增长, 当板片沿着冷的 P - T 路径(6、7℃ km⁻¹)俯冲时, 榴辉岩主要经历chl-gl-ta-law的脱水序列. 在这种情况下, 大量低密度的矿物chl、gl、ta、law在2.0GPa仍稳定存在, 这导致在2.8GPa前冷俯冲洋壳的密度都比围岩地幔的密度低. 随着地热梯度增加, 蓝闪石和滑石逐渐从脱水序列中消失, 如chl-ta-law(8℃ km⁻¹)、chl-law(9℃ km⁻¹), 且含水矿物的丰度也相应降低, 大部分的chl、ta、law在2.0GPa前就被大量消耗, 这导致变基性岩密度显著增加. 当沿8℃ km⁻¹地热梯度俯冲时, 洋壳榴辉岩在2.2GPa时密度就要大于围岩; 当沿9℃ km⁻¹俯冲时, 其在1.9GPa时密度就要大于围岩; 当俯冲带热结构相对较热(10℃ km⁻¹)时, 绿帘石加入脱水序列(chl-law-ep), 所有的含水矿物在1.7GPa前都全部消失, 洋壳榴辉岩在较浅层次(59km)的密度便显著高于围岩地幔的密度.

Wang等(2019)将MORB成分模拟的密度减去围岩的密度给出了 P - T - $\Delta\rho_{\text{MORB}}$ 的演化图解(图5), 其中围岩的密度结构参照PREM模型(Dziewonski和Anderson, 1981), 并将全球目前研究程度较高的洋壳榴辉岩投影在 P - T - $\Delta\rho_{\text{MORB}}$ 图解上(数据源自Chen等, 2013). 依据 $\Delta\rho_{\text{MORB}}=0$ 的密度差等值线, Wang等(2019)将现今折返到地表的洋壳榴辉岩分为两类: 一类是具有自折返能力的洋壳榴辉岩(位于 $\Delta\rho_{\text{MORB}}<0$ 的区域), 岩石具有在自身浮力的驱动下发生折返的能力, 以西南天山含柯石英的洋壳榴辉岩为典型代表; 另一类是携带折返的洋壳榴辉岩(位于 $\Delta\rho_{\text{MORB}}>0$ 的区域), 岩石具有负浮力, 只能依靠在低密度的变沉积岩和蛇纹岩的携带作用下发生折返, 以西阿尔卑斯Zermatt-Saas的含柯石英的超高压洋壳榴辉岩为典型代表. 图5表明, 几乎所有的硬柱石榴辉岩都属于具有自折返能力的洋壳榴辉岩,

而绝大部分的绿帘石榴辉岩都属于携带折返的洋壳榴辉岩, 这种现象可能是由于低密度的硬柱石($\rho\approx 3101\text{kg m}^{-3}$, Abers和Hacker(2016))向高密度的绿帘石($\rho\approx 3498\text{kg m}^{-3}$)的转变过程中密度增加所导致的(Wang等, 2019).

Wang等(2019)发现洋壳榴辉岩的密度差等值线在莫霍面处由-200kg m⁻³快速变化到+200kg m⁻³, 在康拉德面处快速由+200kg m⁻³变化到+500kg m⁻³(图5). 这表明, 莫霍面和康拉德面是折返过程的阻碍面, 洋壳榴辉岩折返到这两个界面处会出现明显的折返速度下降, 甚至发生折返停滞(即“莫霍/康拉德折返停滞”现象); 折返的高压-超高压岩石会在中下地壳层次发生堆叠, 这将导致折返岩石发生大规模的角闪岩相或麻粒岩相的退变质叠加, 并造成地表地形隆升. 此外, 高压-超高压岩石在地壳层次折返只能依靠后期的构造作用和剥蚀作用, 但存在一部分的高压-超高压岩石并未折返到地表, 而是在下地壳层次发生底部增生(Relamination), 成为了大陆基底的一部分(Hacker等, 2011; Hacker和Gerya, 2013). 这一认识来自于数值模型(Hacker等, 2011; Maunder等, 2016), 但是在自然界是否的确出现还有待检验.

在过去的20年里, 蛇纹岩对洋壳榴辉岩折返的重要性已经得到大家的广泛认同(Hermann等, 2000; Guillot等, 2000; Schwartz等, 2001; Pilchin, 2005; Yamato等, 2007; Agard等, 2009; Jabaloy-Sánchez等, 2015). 蛇纹岩具有低密度(可低达2620kg m⁻³, Connolly(2005))、低黏度(Hilaret等, 2007; Hilaret和Reynard, 2008)、高含水量(12~13wt.%)、易变形的特点. 故蛇纹岩在大洋俯冲带中扮演着水的携带者、深部变形的记录者、俯冲通道的润滑剂、折返的促进者等多重角色(Wang等, 2019). 因此探明蛇纹岩在整个 P - T 空间内的密度演化对理解蛇纹岩在洋壳榴辉岩的携带折返过程中所扮演的角色具有重要的意义.

Wang等(2019)研究表明, 蛇纹岩的密度在2700.31~3364.02kg m⁻³范围内变化, 且蛇纹岩的3D密度演化图 P - T - $\rho_{(P, T)}$ 与岩石中橄榄石的3D含量演化图 P - T - $\text{Ol}_{(\text{mol.}\%)}$ 具有良好的相关性, 这表明蛇纹岩的密度主要受岩石中高密度橄榄石的含量控制. 蛇纹岩的密度演化图(图4)表明, 蛇纹岩的密度在整个 P - T 空间内存在3次显著的密度增长: 第一次密度突增发生在400~500℃, 密度增幅约300~305kg m⁻³, 主要受氢氧

图 5 洋壳榴辉岩的 P - T - $\Delta\rho_{\text{MORB}}$ 演化图解(以 PREM 模型作为围岩的密度)

蓝色的方框代表硬柱石榴辉岩, 绿色的方框代表绿帘石榴辉岩, 左侧红色方框代表西南天山含柯石英榴辉岩, 右侧红色方框代表 Zermatt-Saas 地区含柯石英榴辉岩, 全球洋壳榴辉岩温压数据及编号源自 Chen 等(2013); 红色粗实线、黑色粗虚线分别代表 Wang 等(2019)、Chen 等(2013) 中 $\Delta\rho_{\text{MORB}}=0$ 的密度差等值线(俯冲榴辉岩的密度与其周围岩石的密度差). 修改自 Wang 等(2019)

镁石、蛇纹石、绿泥石共同脱水控制; 第二次密度突增(约 $100\sim105\text{ kg m}^{-3}$)发生在 $600\sim650^\circ\text{C}$, 此次密度增长仅受蛇纹岩的脱水控制; 第三次密度突增(约 $100\sim110\text{ kg m}^{-3}$)发生在 $750\sim820^\circ\text{C}$, 这次密度增长主要受控于绿泥石的分解控制. 此外, 为了定量化的衡量蛇纹岩对洋壳榴辉岩的携带折返能力, Wang 等(2019)定义了携带折返参数 $K_{\text{Serp}} = \frac{\alpha}{\beta} = \frac{\Delta\rho_{\text{Serp}}}{\Delta\rho_{\text{MORB}}}$, 其中 $\Delta\rho_{\text{Serp}}$ 、 $\Delta\rho_{\text{MORB}}$ 代表蛇纹岩与变基性岩与围岩的密度差, α 、 β 代表俯冲通道内榴辉岩和蛇纹岩的体积百分比, K_{Serp} 的物理意义是 1 体积的蛇纹岩能够携带多少体积的榴辉岩发生折返. Wang 等(2019)给出了整个 P - T 空间内的

K_{Serp} 变化图解, 结果表明蛇纹岩的携带折返能力 K_{Serp} 主要集中在 $0\sim10$, 其变化主要受温度控制, 当 $T>650^\circ\text{C}$ 时 $K_{\text{Serp}}<2$ 表明蛇纹石完全分解后, 蛇纹岩几乎丧失了携带榴辉岩折返的能力.

在许多洋壳高压-超高压变质地体中, 往往变沉积岩的含量要高于蛇纹岩, 因此 Wang 等(2019)选择了全球俯冲沉积物的平均成分 GLOSS (Plank 和 Langmuir, 1998) 并对其相关性和密度演化进行模拟, 结果表明在选定的温压范围内, 变沉积岩的密度在 $2757.02\sim3267.55\text{ kg m}^{-3}$ 变化, 变沉积岩的携带折返能力 K_{GLOSS} 主要集中在 $0\sim10$, 且相对于温度, K_{GLOSS} 的变化受压力影响更大. 最为显著的是高压向超高压的转变阶段, 变

沉积岩的密度存在一个显著的突增, 增幅约 $100\sim 150\text{kg m}^{-3}$, 这主要是由于变沉积岩中的高石英含量($23.85\text{mol.}\%\sim 38.71\text{mol.}\%$)所致. 变沉积岩的携带折返能力也迅速降低到 $K_{\text{Gloss}} < 1$ 的区域, 与此同时柯石英的进入导致洋壳榴辉岩也发生大约 50kg m^{-3} 的密度增长. 因此, 高压向超高压的转变不仅增加了洋壳榴辉岩的密度, 也显著降低了洋壳沉积物的携带折返能力, 这双重的影响严重阻碍了洋壳榴辉岩的折返, 这也很好地解释为什么目前全球的洋壳超高压榴辉岩如此稀少.

4.2 洋壳高压-超高压岩石的极限折返深度

洋壳榴辉岩的最大折返深度是多少一直是岩石学家们关心的问题. Yamato等(2007)及Agard等(2009)认为, 洋壳榴辉岩折返的极限深度为 $\sim 70\text{km}$. Chen等(2013)通过计算几条不同地热梯度下(5°C km^{-1} 、 6°C km^{-1} 、 10°C km^{-1})洋壳榴辉岩的密度, 给出洋壳榴辉岩折返的最大深度为 $< 120\text{km}$. Wang等(2019)通过 P - T - $\Delta\rho_{\text{MORB}}$ 演化图解(以PREM模型作为围岩的密度), 将某一地热梯度下洋壳榴辉岩在自身浮力驱动下发生折返的深度定义为洋壳榴辉岩的自折返深度, 即图5中 $\Delta\rho_{\text{MORB}}=0$ 的密度差等值线与各俯冲 P - T 路径之间交点所对应的深度, 例如, 板片沿着 10°C km^{-1} 的地热梯度俯冲时, 其自折返深度为 59km (图5), 而所谓洋壳榴辉岩的“极限自折返深度”是指洋壳榴辉岩在自身浮力下发生折返的极限深度, 即 $\Delta\rho_{\text{MORB}}=0$ 的密度差等值线与最低 5°C km^{-1} 的俯冲地热梯度线(一般认为 5°C km^{-1} 以上的区域为变质作用禁区)的交点所对应的深度. 图5表明, 当俯冲带的热结构越冷, 洋壳榴辉岩的自折返深度越深; 洋壳榴辉岩的极限自折返深度为 107km ($\sim 3.2\text{GPa}$), 但在低密度的变沉积物和蛇纹岩的协助下, 洋壳榴辉岩折返的最大深度可能要大于 107km , 这解释了为什么在已折返的岩石中发现部分榴辉岩的峰期压力要高于 3.2GPa , 如西南天山的超高压洋壳榴辉岩(Zhang等, 2002, 2005, 2019; Du等, 2014). 同时也说明硬柱石榴辉岩峰期变质达到超高压条件后容易自折返, 而报道的大部分帘石榴辉岩自折返深度浅, 却没有经历超高压变质的主要原因.

4.3 洋壳高压-超高压岩石的折返机制

通过相平衡和动力学模拟研究, Wang等(2019)提

出了洋壳榴辉岩的两阶段折返模型, 即在地幔层次依靠浮力作用的快速折返和在地壳层次依靠后期剥蚀和构造作用的慢速折返, 并着重强调了变沉积岩和蛇纹岩在榴辉岩折返过程中的携带作用.

在俯冲的早期阶段, 洋底的大洋沉积物和蛇纹岩随着基性洋壳一同俯冲, 大量的低密度的洋底沉积物、蛇纹岩和变基性岩在铲刮作用下拆离进入俯冲通道. 在俯冲通道的中下部, 库艾特流占主导作用($V_{\text{Couette}} > V_{\text{Poiseuille}}$), 物质沿俯冲界面继续俯冲, 而在俯冲隧道中上部泊肃叶(折返)流占主导作用($V_{\text{Poiseuille}} > V_{\text{Couette}}$), 物质沿俯冲界面发生折返. 此外, 由于沉积物层或蛇纹岩层具有低密度低黏度的特点, 进一步促进了俯冲洋壳和上覆板片之间解耦, 有利于洋壳物质的折返, 因此重的洋壳榴辉岩在低密度的蛇纹岩和变沉积岩的携带下在地幔层次发生相对快速的折返. 当折返到莫霍面时, 由于变沉积岩和蛇纹岩的密度都显著的高于地壳岩石, 物质在莫霍面处出现折返停滞堆叠现象, 这显著降低了洋壳物质的折返速率、延长其折返周期; 洋壳榴辉岩在地壳层次的折返只能依靠后期的构造作用和剥蚀作用. 并以西南天山为例, 提出了洋壳超高压变质榴辉岩2阶段折返机制(Zhang等, 2019).

5 高压-超高压变质地体的空间展布与抬升折返机制的关系

Hacker和Gerya(2013)指出, 不同的折返机制会造成折返的超高压变质地体具有典型的、可识别的地质特征, 并从构造地质特征、岩石学、年代学、地体规模四个角度对六种折返体制下形成变质地体的地质特征进行了归纳和对比. 在本文中, 我们着重强调的是不同的折返过程也会造成折返的高压-超高压岩石在空间展布和地表分带序列上存在区别. 本文将结合Gerya和Stöckhert(2005)、Beaumont等(2009)、Liu等(2017)以及Wang等(2019)的研究工作(图6a~6d), 从数值模拟的角度对模型中四类典型的高压-超高压岩石的空间展布进行总结归纳(图6e~6h).

Gerya和Stöckhert(2005)利用二维有限差分热力学模型对活动大陆边缘的构造演化进行模拟. 在所有的模型中, 其最终演化的构造样式是相似的, 即从海沟到岛弧地区以A~D四个不同的分布带为特征(图6a):

(1) 区域A主要是经历低级变质的增生楔物质, 其原岩

图 6 高压-超高压变质地体的空间展布和地表分带序列图

(a)~(d)分别修改自Gerya和Stöckhert(2005)、Beaumont等(2009)、Wang等(2019)以及Liu等(2017)的研究工作, (e)~(h)是结合(a)~(d)的数值模拟结果及传统地质总结的示意图; 图(a)中A~D分别代表低级变质的增生楔物质、中高压变质岩石、超高压变质岩石、上覆大陆板片; 图(b)中1: UHP穹窿, 2: 上覆的低压变质岩石, 3: 蛇绿岩, 4: 中高压变质岩石, 5: 同折返逆冲断层, 6: 同折返正断层

主要来自于海沟的沉积物以及从俯冲板片铲刮下的洋壳物质; (2) 区域B由经历了中高压变质作用的岩石组

成, 其俯冲-折返轨迹如图6e所示, 其原岩主要为来源于受俯冲侵蚀作用被带入到俯冲隧道的上覆大陆板片

的物质以及铲刮的俯冲大洋板片的物质; (3) 区域C是经历了超高压变质作用的岩石沿俯冲隧道折返到地表后形成的(U)HP地体, 其俯冲-折返轨迹如图6c所示, 其原岩来自俯冲变质的大洋和大陆地壳物质以及水化的上覆地幔楔; (4) 区域D属于上覆大陆板片, 其可能并未经历同俯冲时期的变质作用, 亦或会受到与弧岩浆作用同期的低压-高温的变质作用的叠加. 他们的结果与都城秋穗提出的变质双带的模型基本是一致的(Miyashiro, 1973); 其在地壳层次的空间展布和地表的分带序列可以总结为: 低级变质的增生楔—高压地体—超高压地体—低压高温变质的上覆板片. 这种变质地体单元的分带性也进一步阐释了俯冲极性的地质意义.

Beaumont等(2009)对超高压岩石折返到地壳层次的结构进行模拟, 结果表明(图6b), 沿俯冲隧道折返到地壳层次的岩石形成构造穹窿的样式, 其中超高压地体构成了穹窿的核部, 两侧主要由中压-高压的变质岩石组成, 与超高压地体之间存在着显著的压力分带; 低级变质的增生楔岩石及缝合带蛇绿岩覆盖在高压-超高压地体的上部, 并广泛发育有同时期的前陆逆冲断层和同折返正断层. 该动力学模型很好地解释了喜马拉雅造山带中西构造结的Tso Moriri地区超高压地体在岩石学和构造上的特征, 因而引起了学者们的广泛关注. 该模型中高压-超高压地体在地壳层次的空间展布和地表分带序列可总结为: 低级变质的增生楔—高压变质带—超高压穹窿—高压变质带—蛇绿岩—低级变质的增生楔(图6f). 这个区域的不同等级变质岩的分布与大别山造山带类似, 可以用Zheng等(2013)的大陆俯冲隧道模型来解释.

Wang等(2019)开展了一系列的二维数值模拟, 系统研究了俯冲大洋沉积物和洋底蛇纹岩对洋壳榴辉岩折返的影响. 模拟结果显示, 洋底存在一定厚度的低密度、低黏度的俯冲沉积物层或蛇纹岩层是洋壳榴辉岩发生折返的前提条件. 在这些数值模型中, 变基性岩、俯冲大洋沉积物和蛇纹岩在上覆板块的铲刮作用下从俯冲板片拆离下来进入大洋俯冲隧道中, 当大洋俯冲板片内岩石的整体密度低于围岩的密度时, 低密度的变沉积岩和蛇纹岩夹持着高密度的洋壳榴辉岩一同发生折返, 并以混杂岩的样式产出地表(图6c). 该模型中折返的地体在地壳层次的空间展布和地表分带序列可总结为: 低级变质的增生楔—高压-超高压混杂岩—

蛇绿岩—低级变质的增生楔(图6g). 在高压-超高压混杂岩中, 高压榴辉岩、超高压榴辉岩、蓝片岩以及受俯冲侵蚀进入俯冲隧道的上覆板片的物质成透镜体的样式混杂无序地产出在变沉积岩基质或蛇纹岩基质中(图6g), 各类岩石具有变化显著的峰期温压条件以及有序分布的变质年龄(郑永飞等, 2013). 而本文中我们想强调的是, 如果折返的洋壳物质仅仅在岩性上表现为混杂堆积, 而在峰期温压条件及变质年龄上存在明显的规律性或分带性, 那么这类混杂堆积的岩石属于“假混杂岩”, 其本质应理解为不同俯冲深度混杂堆积的俯冲洋壳物质分阶段折返, 在地表以带状形式展布, 在目前很多洋壳高压-超高压变质地体中也观察到良好的高压-超高压的分带的特点(Lü等, 2009).

Yin等(2007)对柴北缘UHP变质带开展了详细的构造填图、岩石学和年代学的研究, 发现该区域的高压-超高压混杂岩带和弧岩浆作用无论在时间还是空间上都存在大量的重叠, 并通过解析计算提出洋底若存在200~400m厚的俯冲沉积物层, 便可以形成一个直径20~40km的底辟体, 沿着贯穿上覆地幔楔中的底辟通道折返至地表, 并用该底辟折返模型来解释柴北缘超高压地体的形成. 此外, 全球最年轻的超高压地体(巴布亚新几内亚)也被认为是通道底辟折返形成的(Ellis等, 2011; Little等, 2011). Liu等(2017)系统研究了汇聚速度、上覆岩石圈厚度、俯冲板片年龄对底辟折返的影响, 在该模型中折返的地体在地壳层次的空间展布和地表分带序列可总结为: 上覆板片—(超)高压底辟穹窿—上覆板片(图6d和6h), 其中超高压底辟穹窿主体岩石为花岗质片麻岩, 包裹着极少量的高压榴辉岩、超高压榴辉岩、大理岩、地幔楔橄榄岩, 有可能存在俯冲洋壳的残余物质和同时期的弧岩浆作用产生的岩石.

综合以上研究, 不同的折返机制会导致高压-超高压地体在空间分布上存在显著的差异, 因此通过细致的构造填图和岩石学研究, 厘清某一变质地体的地表分带序列对于理解该高压-超高压地体的折返机制和折返过程具有重要的意义.

6 结语

本文从温压条件、折返速度、地体规模三个方面对全球折返的高压-超高压变质地体的特征进行了总

结和归纳. 基于数值模拟结果, 本文将控制高压-超高压地体折返的主要因素分成三类: 俯冲带的常规控制因素、俯冲带动态演化过程的影响、构造环境的显著变化. 与此同时, 依据高压-超高压岩石折返的运动学特征和动力学机制将超高压地体的折返机制归纳为10种模式, 并将数值模型中折返的高压-超高压地体的空间展布总结为4类样式. 此外, 结合我们近期的研究工作, 从密度演化和热结构演化的角度对俯冲板片折返过程中几个相关问题进行探讨, 结果表明: 高压向超高压的转变不仅显著地增加了洋壳榴辉岩的密度, 也显著的降低了变沉积物的携带折返能力, 同时在其折返到地壳层次出现了“莫霍面停滞”, 这些因素是导致洋壳超高压榴辉岩在自然界极少初露的主要原因, 洋壳榴辉岩的极限折返深度在100~110km.

高压-超高压变质地体的折返是一个受多因素影响的复杂过程, 目前仍存在诸多尚未解决的问题. 本文对高压-超高压地体折返过程中相关问题的讨论可能还是初步的, 有些问题仍无法定量化的解答. 若要更深入的理解大洋和大陆俯冲带岩石的俯冲-折返过程, 仍需要从地质学和数值模拟结合的角度开展更深入的研究. 虽然目前数值模拟方法本身还存在很多不确定因素, 但随着地质学研究观察的不断深入, 岩石学和地球化学数据的不断增加, 利用数值模拟方法定量地再现和评估高压-超高压变质地体抬升折返的地球动力学过程势在必行, 将为我们深入理解俯冲碰撞造山带形成演化过程提供重要依据.

致谢 感谢郑永飞院士、吴福元院士的约稿. 中国科学院大学李忠海研究员对初稿的审议和有益讨论和其他3位匿名评审人对初稿的认真评语和建设性修改意见提升了文章质量, 张丽娟、余黄露、李清云、段站站、李韵秀、胡晗博士等在文章撰写过程给予帮助, 在此一并致谢.

参考文献

- 李忠海. 2014. 大陆俯冲-碰撞-折返的动力学数值模拟研究综述. 中国科学: 地球科学, 44: 817–841
- 冷伟, 毛伟. 2015. 俯冲带热结构的动力学模型研究. 中国科学: 地球科学 45: 736–751
- 张立飞. 2007. 极端条件下的变质作用——变质地质学研究的前沿. 地学前缘, 14: 33–42
- 张立飞, 姜文波, 魏春景, 董申保. 1998. 新疆阿克苏前寒武纪蓝片岩

- 地体中迪尔闪石的发现及其地质意义. 中国科学D辑: 地球科学, 28: 539–545
- 张立飞, 杜瑾雪, 吕增, 杨鑫, 苟龙龙, 夏彬, 陈振宇, 魏春景, 宋述光. 2013. 新疆西南天山超高压变质带的空间分布、峰期变质时代和 P - T 轨迹特征. 科学通报, 58: 2107–2112
- 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
- 郑永飞, 陈伊翔, 戴立群, 赵子福. 2015. 发展板块构造理论: 从洋壳俯冲带到碰撞造山带. 中国科学: 地球科学, 45: 711–735
- Abers G A, Hacker B R. 2016. A MATLAB toolbox and EXCEL workbook for calculating the densities, seismic wave speeds, and major element composition of minerals and rocks at pressure and temperature. *Geochem Geophys Geosyst*, 17: 616–624
- Agard P, Yamato P, Jolivet L, Burov E. 2009. Exhumation of oceanic blueschists and eclogites in subduction zones: Timing and mechanisms. *Earth-Sci Rev*, 92: 53–79
- Augier R, Agard P, Monie P, Jolivet L, Robin C, Booth-Rea G. 2010. Exhumation, doming and slab retreat in the Betic Cordillera (SE Spain): *In situ* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages and P - T - d - t paths for the Nevado-Filabride complex. *J Metamorph Geol*, 23: 357–381
- Baldwin S L, Monteleone B D, Webb L E, Fitzgerald P G, Grove M, June Hill E. 2004. Pliocene eclogite exhumation at plate tectonic rates in eastern Papua New Guinea. *Nature*, 431: 263–267
- Baldwin S L, Webb L E, Monteleone B D. 2008. Late Miocene coesite-eclogite exhumed in the Woodlark Rift. *Geology*, 36: 735–738
- 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
- Bottrill A D, van Hunen J, Cuthbert S J, Brueckner H K, Allen M B. 2014. Plate rotation during continental collision and its relationship with the exhumation of UHP metamorphic terranes: Application to the Norwegian Caledonides. *Geochem Geophys Geosyst*, 15: 1766–1782
- Brown M. 2007. Metamorphic conditions in orogenic belts: A record of secular change. *Int Geol Rev*, 49: 193–234
- Brun J P, Faccenna C. 2008. Exhumation of high-pressure rocks driven by slab rollback. *Earth Planet Sci Lett*, 272: 1–7
- Burov E, Francois T, Yamato P, Wolf S. 2014. Mechanisms of continental subduction and exhumation of HP and UHP rocks. *Gondwana Res*, 25: 464–493
- Burov E, Jolivet L, Le Pourhiet L, Poliakov A. 2001. A thermo-mechanical model of exhumation of high pressure (HP) and ultra-high pressure (UHP) metamorphic rocks in Alpine-type collision belts. *Tectonophysics*, 342: 113–136
- Caby R. 1994. Precambrian coesite from northern Mali: First record and implications for plate tectonics in the trans-Saharan segment of the

- Pan-African belt. *Eur J Mineral*, 6: 235–244
- Carlos E, de A G, Rubatto D, Hermann J, Cordani U, Caby R, Basei M. 2014. Ediacaran 2500-km-long synchronous deep continental subduction in the West Gondwana Orogen. *Nat Commun*, 5: 5198
- Carswell D A. 1990. Eclogites and the eclogite facies: Definitions and classification. In: Carswell D A, ed. *Eclogite Facies Rocks*. Glasgow: Blackie. 1–13
- Carswell D A, Compagnoni R. 2003. Ultra-High Pressure Metamorphism. *EMU Notes Mineral*, 5: 1–508
- Chemenda A I, Mattauer M, Malavieille J, Bokun A N. 1995. A mechanism for syn-collisional rock exhumation and associated normal faulting: Results from physical modelling. *Earth Planet Sci Lett*, 132: 225–232
- Chen Y, Ye K, Wu T F, Guo S. 2013. Exhumation of oceanic eclogites: Thermodynamic constraints on pressure, temperature, bulk composition and density. *J Metamorph Geol*, 31: 549–570
- Chopin C. 1984. Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps: A first record and some consequences. *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
- Cloos M, Shreve R L. 1988a. Subduction-channel model of prism accretion, melange formation, sediment subduction, and subduction erosion at convergent plate margins: 1. Background and description. *Pure Appl Geophys*, 128: 455–500
- Cloos M, Shreve R L. 1988b. Subduction-channel model of prism accretion, melange formation, sediment subduction, and subduction erosion at convergent plate margins: 2. Implications and discussion. *Pure Appl Geophys*, 128: 501–545
- Connolly J A D. 2005. Computation of phase equilibria by linear programming: A tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation. *Earth Planet Sci Lett*, 236: 524–541
- Davies J H, von Blanckenburg 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
- Du J X, Zhang L F, Bader T, Shen T T. 2014. Metamorphic evolution of ultrahigh-pressure rocks from Chinese southwestern Tianshan and a possible indicator of UHP metamorphism using garnet composition in low-T eclogites. *J Asian Earth Sci*, 91: 69–88
- Duretz T, Gerya T V, May D A. 2011. Numerical modelling of spontaneous slab breakoff and subsequent topographic response. *Tectonophysics*, 502: 244–256
- Duretz T, Gerya T V, Kaus B J P, Andersen T B. 2012. Thermomechanical modeling of slab exhumation. *J Geophys Res*, 117: B08411
- Dziewonski A M, Anderson D L. 1981. Preliminary reference Earth Model. *Phys Earth Planet Inter*, 25: 297–356
- Ellis S M, Little T A, Wallace L M, Hacker B R, Buiter S J H. 2011. Feedback between rifting and diapirism can exhume ultrahigh-pressure rocks. *Earth Planet Sci Lett*, 311: 427–438
- Erdman M E, Lee C T A. 2014. Oceanic- and continental-type metamorphic terranes: Occurrence and exhumation mechanisms. *Earth-Sci Rev*, 139: 33–46
- Ernst W G, Maruyama S, Wallis S. 1997. Buoyancy-driven, rapid exhumation of ultrahigh-pressure metamorphosed continental crust. *Proc Natl Acad Sci USA*, 94: 9532–9537
- Ernst W G. 2001. Subduction, ultrahigh-pressure metamorphism, and regurgitation of buoyant crustal slices—Implications for arcs and continental growth. *Phys Earth Planet Inter*, 127: 253–275
- Ernst W G. 2005. Alpine and Pacific styles of Phanerozoic mountain building: Subduction-zone petrogenesis of continental crust. *Terra Nova*, 17: 165–188
- Ernst W G. 2006. Preservation/exhumation of ultrahigh-pressure subduction complexes. *Lithos*, 92: 321–335
- Gerya T V, Stöckhert B, Perchuk A L. 2002. Exhumation of high-pressure metamorphic rocks in a subduction channel: A numerical simulation. *Tectonics*, 21: 6–1–6–19
- Gerya T, Stöckhert B. 2005. Two-dimensional numerical modeling of tectonic and metamorphic histories at active continental margins. *Int J Earth Sci-Geol Rundsch*, 95: 250–274
- Guillot S, Hattori K H, de Sigoyer J. 2000. Mantle wedge serpentinization and exhumation of eclogites: Insights from eastern Ladakh, northwest Himalaya. *Geology*, 28: 199–202
- Guillot S, Hattori K H, de Sigoyer J, Nägler T, Auzende A L. 2001. Evidence of hydration of the mantle wedge and its role in the exhumation of eclogites. *Earth Planet Sci Lett*, 193: 115–127
- Guillot S, Hattori K, Agard P, Schwartz S, Vidal O. 2009. Exhumation processes in oceanic and continental subduction contexts: A review. In: Lallemand S, Funicello F, eds. *Subduction Zone Geodynamics*. Springer Berlin Heidelberg. 175–205
- Gilotti J A, Krogh Ravna E J. 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
- Hacker B R, Ratschbacher L, Webb L, McWilliams M O, Ireland T, Calvert A, Dong S, Wenk H R, Chateigner D. 2000. Exhumation of ultrahigh-pressure continental crust in east central China: Late

- Triassic-Early Jurassic tectonic unroofing. *J Geophys Res*, 105: 13339–13364
- Hacker B R, Abers G A, Peacock S M. 2003. Subduction factory 1. Theoretical mineralogy, densities, seismic wave speeds, and H₂O contents. *J Geophys Res*, 108: 2029
- Hacker B R, Wallis S R, Ratschbacher L, Grove M, Gehrels G. 2006. High-temperature geochronology constraints on the tectonic history and architecture of the ultrahigh-pressure Dabie-Sulu Orogen. *Tectonics*, 25: TC5006
- Hacker B R, Kelemen P B, Behn M D. 2011. Differentiation of the continental crust by relamination. *Earth Planet Sci Lett*, 307: 501–516
- Hacker B R, Gerya T V. 2013. Paradigms, new and old, for ultrahigh-pressure tectonism. *Tectonophysics*, 603: 79–88
- Hall P S, Kincaid C. 2001. Diapiric flow at subduction zones: A recipe for rapid transport. *Science*, 292: 2472–2475
- Hermann J, Müntener O, Scambelluri M. 2000. The importance of serpentinite mylonites for subduction and exhumation of oceanic crust. *Tectonophysics*, 327: 225–238
- Hermann J, Rubatto D. 2014. Subduction of continental crust to mantle depth: Geochemistry of ultrahigh-pressure rocks. In: Turekian K, Holland H, eds. *Treatise on Geochemistry*. 2nd ed. Amsterdam: Elsevier. 340–341
- Hilaret N, Reynard B, Wang Y, Daniel I, Merkel S, Nishiyama N, Petitgirard S. 2007. High-pressure creep of serpentine, interseismic deformation, and initiation of subduction. *Science*, 318: 1910–1913
- Hilaret N, Reynard B. 2008. Stability and dynamics of serpentinite layer in subduction zone. *Tectonophysics*, 465: 24–29
- Horodyskyj U, Lee C T A, Luffi P. 2009. Geochemical evidence for exhumation of eclogite via serpentinite channels in ocean-continent subduction zones. *Geosphere*, 5: 426–438
- Husson L, Brun J P, Yamato P, Faccenna C. 2010. Episodic slab rollback fosters exhumation of HP-UHP rocks. *Geophys J Int*, 179: 1292–1300
- Jabaloy-Sánchez A, Gómez-Pugnaire M T, Padrón-Navarta J A, López Sánchez-Vizcaino V, Garrido C J. 2015. Subduction- and exhumation-related structures preserved in metaserpentinites and associated metasediments from the Nevado-Filábride Complex (Betic Cordillera, SE Spain). *Tectonophysics*, 644–645: 40–57
- Jahn B, Cabry R, Monie P. 2001. The oldest UHP eclogites of the world: Age of UHP metamorphism, nature of protoliths and tectonic implications. *Chem Geol*, 178: 143–158
- Jolivet L, Daniel J M, Truffert C, Goffé B. 1994. Exhumation of deep crustal metamorphic rocks and crustal extension in arc and back-arc regions. *Lithos*, 33: 3–30
- 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
- Li Z H, Gerya T V. 2009. Polyphase formation and exhumation of high-to ultrahigh-pressure rocks in continental subduction zone: Numerical modeling and application to the Sulu ultrahigh-pressure terrane in eastern China. *J Geophys Res*, 114: B09406
- Li Z H, Gerya T V, Burg J P. 2010. Influence of tectonic overpressure on *P-T* paths of HP-UHP rocks in continental collision zones: Thermomechanical modelling. *J Metamorph Geol*, 28: 227–247
- Li Z H, Xu Z Q, Gerya T V. 2011. Flat versus steep subduction: Contrasting modes for the formation and exhumation of high- to ultrahigh-pressure rocks in continental collision zones. *Earth Planet Sci Lett*, 301: 65–77
- Liao J, Malusà M G, Zhao L, Baldwin S L, Fitzgerald P G, Gerya T. 2018. Divergent plate motion drives rapid exhumation of (ultra)high pressure rocks. *Earth Planet Sci Lett*, 491: 67–80
- Lin Y H, Zhang L F, Ji J Q, Wang Q J, Song S G. 2010. ⁴⁰Ar/³⁹Ar isochron ages of lawsonite blueschists from Jiuquan in the northern Qilian Mountain, NW China, and their tectonic implications. *Chin Sci Bull*, 55: 2021–2027
- 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
- Little T A, Hacker B R, Gordon S M, Baldwin S L, Fitzgerald P G, Ellis S, Korchinski M. 2011. Diapiric exhumation of Earth's youngest (UHP) eclogites in the gneiss domes of the D'Entrecasteaux Islands, Papua New Guinea. *Tectonophysics*, 510: 39–68
- Liu M Q, Li Z H, Yang S H. 2017. Diapir versus along-channel ascent of crustal material during plate convergence: Constrained by the thermal structure of subduction zones. *J Asian Earth Sci*, 145: 16–36
- Liu L, Zhang J F, Cao Y T, Green I H W, Yang W Q, Xu H J, Liao X Y, Kang L. 2018. Evidence of former stishovite in UHP eclogite from the South Altyn Tagh, western China. *Earth Planet Sci Lett*, 484: 353–362
- Lü Z, Zhang L F, Du J X, Bucher K. 2008. Coesite inclusions in garnet from eclogitic rocks in western Tianshan, northwest China: Convincing proof of UHP metamorphism. *Am Miner*, 93: 1845–1850
- Lü Z, Zhang L F, Du J X, Bucher K. 2009. Petrology of coesite-bearing eclogite from Habutengsu Valley, western Tianshan, NW China and its tectonometamorphic implication. *J Metamorph Geol*, 27: 773–787
- Malusà M G, Faccenna C, Baldwin S L, Fitzgerald P G, Rossetti F, Balestrieri M L, Danišik M, Ellero A, Ottria G, Piromallo C. 2015. Contrasting styles of (U)HP rock exhumation along the Cenozoic Adria-Europe plate boundary (western Alps, Calabria, Corsica).

- Geochem Geophys Geosyst*, 16: 1786–1824
- Malusà M G, Faccenna C, Garzanti E, Polino R. 2011. Divergence in subduction zones and exhumation of high pressure rocks (Eocene western Alps). *Earth Planet Sci Lett*, 310: 21–32
- Mancktelow N S. 1995. Nonlithostatic pressure during sediment subduction and the development and exhumation of high pressure metamorphic rocks. *J Geophys Res*, 100: 571–583
- Mancktelow N S. 2008. Tectonic pressure: Theoretical concepts and modelled examples. *Lithos*, 103: 149–177
- Maruyama S, Liou J G, Terabayashi M. 1996. Blueschists and eclogites of the world and their exhumation. *Int Geol Rev*, 38: 485–594
- Massonne H J, Willner A P, Gerya T. 2007. Densities of metapelitic rocks at high to ultrahigh pressure conditions: What are the geodynamic consequences? *Earth Planet Sci Lett*, 256: 12–27
- Maunder B, van Hunen J, Magni V, Bouilhol P. 2016. Relamination of mafic subducting crust throughout Earth's history. *Earth Planet Sci Lett*, 449: 206–216
- McClelland W C, Power S E, Gilotti J A, Mazdab F K, Wopenka B. 2006. U-Pb SHRIMP geochronology and trace-element geochemistry of coesite-bearing zircons, North-East Greenland Caledonides. *Spec Pap Geol Soc Am*, 403: 23–43
- Miyashiro A. 1973. Paired and unpaired metamorphic belts. *Tectonophysics*, 17: 241–254
- Monteleone B D, Baldwin S L, Webb L E, Fitzgerald P G, Grove M, Schmitt A K. 2010. Late Miocene-Pliocene eclogite facies metamorphism, D'Entrecasteaux Islands, SE Papua New Guinea. *J Metamorph Geol*, 25: 245–265
- O'Brien P J, Zotov N, Law R, Khan M A, Jan M Q. 2001. Coesite in Himalayan eclogite and implications for models of India-Asia collision. *Geology*, 29: 435
- Parrish R R, Gough S J, Searle M P, Waters D J. 2006. Plate velocity exhumation of ultrahigh-pressure eclogites in the Pakistan Himalaya. *Geology*, 34: 989–992
- Pilchin A. 2005. The role of serpentinization in exhumation of high- to ultra-high-pressure metamorphic rocks. *Earth Planet Sci Lett*, 237: 815–828
- Plank T, Langmuir C H. 1998. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chem Geol*, 145: 325–394
- Raimbourg H, Jolivet L, Leroy Y. 2007. Consequences of progressive eclogitization on crustal exhumation, a mechanical study. *Geophys J Int*, 168: 379–401
- Rubatto D, Regis D, Hermann J, Boston K, Engi M, Beltrando M, McAlpine S R B. 2011. Yo-yo subduction recorded by accessory minerals in the Italian Western Alps. *Nat Geosci*, 4: 338–342
- Schwartz S, Allemand P, Guillot S. 2001. Numerical model of the effect of serpentinites on the exhumation of eclogitic rocks: Insights from the Monviso ophiolitic massif (Western Alps). *Tectonophysics*, 342: 193–206
- Shreve R L, Cloos M. 1986. Dynamics of sediment subduction, melange formation, and prism accretion. *J Geophys Res*, 91: 10229–10,245
- Sizova E, Gerya T, Brown M. 2012. Exhumation mechanisms of melt-bearing ultrahigh pressure crustal rocks during collision of spontaneously moving plates. *J Metamorph Geol*, 30: 927–955
- Smith D C. 1984. Coesite in clinopyroxene in the caledonides and its implications for geodynamics. *Nature*, 310: 641–644
- Song S G, Zhang L F, Niu Y L, Su L, Song B, Liu D. 2006. Evolution from oceanic subduction to continental collision: A case study from the northern Tibetan Plateau based on geochemical and geochronological data. *J Petrol*, 47: 435–455
- Song S, Niu Y, Su L, Wei C, Zhang L. 2014. Adakitic (tonalitic-trondhjemitic) magmas resulting from eclogite decompression and dehydration melting during exhumation in response to continental collision. *Geochim Cosmochim Acta*, 130: 42–62
- Tan Z, Agard P, Gao J, John T, Li J L, Jiang T, Bayet L, Wang X S, Zhang X. 2017. *P-T-time-isotopic* evolution of coesite-bearing eclogites: Implications for exhumation processes in SW Tianshan. *Lithos*, 278–281: 1–25
- Treloar P J, O'Brien P J, Parrish R R, Khan M A. 2003. Exhumation of early tertiary, coesite-bearing eclogites from the Pakistan Himalaya. *J Geol Soc*, 160: 367–376
- Ueda H, Usuki T, Kuramoto Y. 2004. Intraoceanic unroofing of eclogite facies rocks in the Omachi Seamount, Izu-Bonin frontal arc. *Geology*, 32: 849–852
- Wallace L M, Stevens C, Silver E, McCaffrey R, Lorantung W, Hasiata S, Stanaway R, Curley R, Rosa R, Taugaloidi J. 2004. GPS and seismological constraints on active tectonics and arc-continent collision in Papua New Guinea: Implications for mechanics of microplate rotations in a plate boundary zone. *J Geophys Res*, 109: 219–240
- Wang Y, Zhang L F, Li Z H, Li Q Y, Bader T. 2019. The exhumation of subducted oceanic eclogite: Insights from phase equilibrium and thermomechanical modeling. *Tectonics*, 38: 1764–1797
- Warren C J. 2012. Up the down escalator: The exhumation of (ultra)-high pressure terranes during on-going subduction. *Solid Earth Discuss*, 4: 745–781
- Warren C J, Beaumont C, Jamieson R A. 2008a. Modelling tectonic styles and ultra-high pressure (UHP) rock exhumation during the transition from oceanic subduction to continental collision. *Earth Planet Sci Lett*, 267: 129–145
- Warren C J, Beaumont C, Jamieson R A. 2008b. Formation and

- exhumation of ultra-high-pressure rocks during continental collision: Role of detachment in the subduction channel. *Geochem Geophys Geosyst*, 9: Q04019
- Webb L E, Baldwin S L, Little T A, Fitzgerald P G. 2008. Can microplate rotation drive subduction inversion. *Geology*, 36: 823–826
- Xia B, Zhang L F, Du Z, Xu B. 2019. Petrology and age of Precambrian Aksu blueschist, NW China. *Precambrian Res*, 326: 295–311
- Xu C, Kynický J, Song W, Tao R, Lü Z, Li Y, Yang Y, Pohanka M, Galiova M V, Zhang L, Fei Y. 2018. Cold deep subduction recorded by remnants of a paleoproterozoic carbonated slab. *Nat Commun*, 9: 2790
- Yamato P, Agard P, Burov E, Le Pourhiet L, Jolivet L, Tiberi C. 2007. Burial and exhumation in a subduction wedge: Mutual constraints from thermomechanical modeling and natural P - T - t data (Schistes Lustrés, western Alps). *J Geophys Res*, 112: B07410
- Yin A, Manning C E, Lovera O, Menold C A, Chen X, Gehrels G E. 2007. Early paleozoic tectonic and thermomechanical evolution of ultrahigh-pressure (UHP) metamorphic rocks in the northern Tibetan Plateau, Northwest China. *Int Geol Rev*, 49: 681–716
- Yu H L, Zhang L F, Wei C J, Li X L, Guo J H. 2017. Age and P - T conditions of the Gridino-type eclogite in the Belomorian Province, Russia. *J Metamorph Geol*, 35: 855–869
- Zack T, Rivers T, Brumm R, Kronz A. 2004. Cold subduction of oceanic crust: Implications from a lawsonite eclogite from the Dominican Republic. *Eur J Mineral*, 16: 909–916
- Zhang L F, Ellis D J, Williams S, Jiang W B. 2002. Ultra-high pressure metamorphism in western Tianshan, China: Part II. Evidence from magnesite in eclogite. *Am Miner*, 87: 861–866
- Zhang G B, Song S G, Zhang L F, Niu Y L. 2008. The subducted oceanic crust within continental-type UHP metamorphic belt in the North Qaidam, NW China: Evidence from petrology, geochemistry and geochronology. *Lithos*, 104: 99–118
- Zhang L F, Wang Q J, Song S G. 2009. Lawsonite blueschist in Northern Qilian, NW China: P - T pseudosections and petrologic implications. *J Asian Earth Sci*, 35: 354–366
- Zhang L F, Wang Y, Zhang L J, Lü Z. 2019. Ultrahigh pressure metamorphism and tectonic evolution of Southwestern Tianshan orogenic belt, China: A comprehensive review. *Geol Soc Lond Spec Publ*, 474: 133–152
- Zhang L F, Song S G, Liou J G, Ai Y L, Li X P. 2005. Relict coesite exsolution in omphacite from Western Tianshan eclogites, China. *Am Miner*, 90: 181–186
- Zhao L, Paul A, Guillot S, Solarino S, Malusà M G, Zheng T, Aubert C, Salimbeni S, Dumont T, Schwartz S, Zhu R, Wang Q. 2015. First seismic evidence for continental subduction beneath the Western Alps. *Geology*, 43: 815–818
- 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, Zhang L, McClelland W C, Cuthbert S. 2012. Processes in continental collision zones: Preface. *Lithos*, 136–139: 1–9
- Zheng Y F, Chen Y X. 2016. Continental versus oceanic subduction zones. *Natl Sci Rev*, 3: 495–519
- Zheng Y F, Chen R X. 2017. Regional metamorphism at extreme conditions: Implications for orogeny at convergent plate margins. *J Asian Earth Sci*, 145: 46–73
- Zheng Y F, Zhao Z F, Chen R X. 2018. Ultrahigh-pressure metamorphic rocks in the Dabie-Sulu orogenic belt: Compositional inheritance and metamorphic modification. *Geol Soc Lond Spec Publ*, 474: 89–132
- Zheng Y F, Zhao Z F, Chen Y X. 2013. Continental subduction channel processes: Plate interface interaction during continental collision. *Sci Bull*, 58: 4371–4377

(责任编辑: 郑永飞)