综述

俯冲隧道研究: 进展、问题及其挑战

张建新^{*}

中国地质科学院地质研究所自然资源部深地动力学实验室, 北京 100037

^{*} 通讯作者, E-mail: zjx66@yeah.net

收稿日期: 2019-12-31; 收修改稿日期: 2020-04-17; 接受日期: 2020-05-06; 网络版发表日期: 2020-06-29

国家自然科学基金项目(批准号: 41572180和41630207)资助

摘要 俯冲隧道是指汇聚板块边界上下板片之间具有独立运动学特征的相对窄的薄弱带, 主要由低密度、低黏度、高度剪切变形的基质(沉积物或蛇纹岩)和少量相对能干的块体所组成, 具有典型混杂岩特征, 并可向下和向上流动(回流), 形成隧道环流。俯冲隧道模型最初是基于对现代大洋俯冲带的地质和地球物理观察及数值模拟而建立的, 当时模拟设计的最大深度为30km。随着数值模拟技术的发展和古俯冲带研究的深入, 一些学者把俯冲隧道模型延伸到俯冲带80~100km及更大深度, 并由此来探讨俯冲带深部动力学环境及古俯冲带高压-超高压岩石的折返机制。近年来, 俯冲隧道模型也应用到了大陆俯冲带中, 用于解释大陆俯冲带不同等级变质岩的折返机制以及大陆俯冲过程中的流体作用和壳幔相互作用等, 这是对俯冲隧道模型的拓展。虽然大陆俯冲带在物质组成、板片/地幔楔界面性质等方面与洋壳俯冲带不同, 但大陆俯冲隧道在结构和动力学特征等方面与大洋俯冲隧道有许多相似性。已有的研究使我们对俯冲隧道的结构和动力学特征有了基本的认识, 但仍有许多问题尚待解决和进一步澄清, 特别是通过数值模拟获得的俯冲隧道基本特征需要精细的古俯冲隧道地质解剖来证实或修正。

关键词 板块界面, 俯冲隧道, 混杂岩, 数值模拟, 高压-超高压变质岩, 折返机制

1 俯冲隧道的涵义

俯冲隧道(subduction channel)的概念模型是由 Shreve和Cloos(1986)基于对现代大洋俯冲带的地质和地球物理观察及地球动力学数值模拟而建立的。它最初是指汇聚大洋板块边界上覆板块与下伏板块之间的空间, 其中充填有高度剪切变形、富水且固结程度差的沉积物, 从而组成的一个相对薄弱的带(或剪切带), 厚度从几百米到几公里不等。在俯冲隧道内, 来自上下板块的物质混杂在一起, 并可向下和向上流动(回流), 形成隧道环流。这个模型可类比于滑动轴承

(Shreve和Cloos, 1986), 俯冲隧道的下伏板块和上覆板块相当于滑动轴承的轨道面和滑动块, 隧道内的含水沉积物相当于润滑剂。

在随后的研究中, 一些学者(例如, Cloos和Shreve, 1988a, 1988b; Clift和Vannucchi, 2004; Vannucchi等, 2008, 2012)又对俯冲隧道的结构和动力学特征作了较为详细的剖析, 强调了沉积物进入俯冲隧道的入口和控制点(CP)的重要性(图1)。入口控制了进入俯冲隧道物质的数量和流动性质, 俯冲隧道入口和边界是动态的, 随时间而发生迁移。假如通过入口进入俯冲隧道的物质超过隧道容量, 将被刮削、脱水并运移到上部

中文引用格式: 张建新. 2020. 俯冲隧道研究: 进展、问题及其挑战. 中国科学: 地球科学, 50(12): 1671–1691, doi: 10.1360/SSTe-2019-0312

英文引用格式: Zhang J. 2020. The study of subduction channels: Progress, controversies, and challenges. Science China Earth Sciences, 63(12): 1831–1851, <https://doi.org/10.1007/s11430-019-9626-5>

板块前缘形成增生楔, 即前缘增生(图2); 在俯冲隧道内, 沉积物也将发生变质脱水, 并可通过板底垫托作用进入到上盘底部, 即底部增生(图2). 与此相对应, 物质也可通过入口从增生楔顶端发生前缘构造剥蚀或从上部板块底部发生构造剥蚀进入俯冲隧道(Clift和Vannucchi, 2004; Vannucchi等, 2008).

控制点是俯冲隧道的宽度在深部变窄的地方. 当进入到俯冲隧道中的沉积物供给量超过了能通过隧道进入到地幔的沉积物量, 在控制点处就会形成反转流. 控制俯冲隧道内物质流动主要因素包括上盘的压力、隧道内物质与上下板片的相对浮力差和黏度差等.

由于最初的俯冲隧道模型是基于对现代汇聚板块边界的地震资料和深海钻探资料而建立的, 在进行数值模拟时

对模型设计的最大深度为30km, 在该深度范围是不能形成高压蓝片岩及榴辉岩的. 随着研究的不断深入, 特别是数值模拟技术的发展, 一些学者把俯冲隧道模型延伸到俯冲带80~100km的深度(Gerya等, 2002; Schwartz等, 2001; Guillot等, 2000, 2001, 2009; Butler等, 2013, 2014), 并由此来探讨俯冲带深部动力学环境及高压-超高压(HP-UHP)变质岩石的折返机制. 数值模拟和古俯冲带地质学的研究认为, 洋壳俯冲隧道物质的折返最大深度一般不超过80km(例如, Agard等, 2009). 但是, 相平衡热力学模拟计算提出大洋俯冲隧道中形成的超高压变质岩的折返最大深度为120km(例如, Ernst, 2001; Vannucchi等, 2012; Chen等, 2013). 在俯冲隧道的深部, 上盘为地幔岩石, 俯冲物质

图1 俯冲隧道模型的主要结构
据Cloos和Shreve(1988a)

图2 俯冲隧道的基本结构
改自Agard等(2018)

的脱水反应释放富水流体, 这些流体的向上流动引起上覆板块的地幔橄榄岩转换成蛇纹岩, 在上下板块之间形成了以蛇纹岩为主的韧性层(即蛇纹岩质的俯冲隧道), 数值模拟也预测蛇纹岩质的俯冲隧道存在向下、向上流动和对流作用(Gerya等, 2002). Guillot等(2009)在论述蛇纹岩为主组成的俯冲隧道时, 认为俯冲隧道的宽度可达10km以上.

地球物理资料已证实了现代汇聚板块边界俯冲隧道的存在(Collot等, 2011及相关参考文献). 然而, 既不能通过钻探也不能直接观察到现在正在活动的俯冲隧道深部的物质组成及结构. 到目前为止, 对现今大洋俯冲隧道也仅仅通过地震数据获得相对浅(约30km以浅)的俯冲隧道较清晰的特性, 如Calahorrano等(2008)根据地震数据对现今东太平洋俯冲带南厄瓜多尔俯冲隧道的研究. 地球物理资料主要根据俯冲隧道与上下板块的速度和密度差来确定俯冲隧道的结构和物质组成, 但隧道深度的加深, 地球物理方法的分辨率降低或俯冲隧道物质与上下板片物理性质差异减少, 对俯冲隧道深部结构的探测变得模糊, 更不能清晰地识别俯冲隧道深部物质的性质(如Vannucchi等, 2012). 因此, 除了地球物理探测和数值模拟, 一些地质学家也开始将俯冲隧道模型运用到不同造山带中古俯冲带的研究中, 从而来探讨古俯冲带深部结构、物质组成、变质变形作用和流体活动, 特别是高压-超高压变质岩的折返机制(Agard等, 2009; Bachmann等, 2009; Bousquet, 2008; Blanco-Quintero等, 2011; Malatesta等, 2012; Aoya等, 2013; Escuder-Viruet等, 2013; 郑永飞等, 2013).

野外地质和岩石学研究显示, 在许多古俯冲带中, 高压-超高压变质岩块分布在高度剪切变形的变沉积岩或蛇纹岩基质之中, 构成具有混杂岩特征的古俯冲隧道. 其中典型的例子有Franciscan杂岩、西阿尔卑斯(Ligurian Alps)和加勒比海地区的俯冲杂岩等. Franciscan杂岩中高压/低温蓝片岩和榴辉岩分布在变沉积岩(或蛇纹岩)为主的基质中, 其 P - T 轨迹具有夹类型特征, 岩石学和同位素年代学研究显示, 俯冲隧道内高压岩石的折返与俯冲作用同时发生(即同俯冲折返), 并可用低密度俯冲隧道的反转流来解释(Ernst, 1988). 在Ligurian Alps, 蛇纹岩基质包裹具有不同性质和起源的高压构造块体, 这些块体记录有不同的峰期变质条件, 经历了不同的 P - T 演化历史, 并在蓝片岩相条件下被耦合在

一起; 不同的块体记录的变质作用时代也存在差异, 具有穿时性特征(Federico等, 2007, 2009). 因此, 俯冲隧道中的高压构造块体具有独立的演化历史(Federico等, 2007, 2009), 这些特征与通过数值模拟所预见的俯冲隧道的特征基本一致(例如, Gerya等, 2002).

2 古俯冲隧道的物质组成及判别标志

综合数值模拟以及对不同造山带古俯冲隧道的研究, 俯冲隧道的基本物质组成及鉴别标志如下:

(1) 俯冲隧道内岩石类型的复杂性与多样性. 进入俯冲隧道中的岩石有多种来源, 可来自俯冲板片、上覆板片和增生楔. 来自俯冲板片的物质包括深海沉积物、洋壳玄武岩和辉长岩以及下部的岩石圈地幔橄榄岩; 来自上覆板片的物质主要为通过底部构造剥蚀作用进入俯冲隧道的岛弧或活动大陆边缘(弧、弧前等)物质, 在俯冲带的深部, 还可能有上盘地幔楔的物质进入俯冲隧道; 来自增生楔的物质主要通过前缘构造剥蚀进入俯冲隧道. 这些不同来源的物质在俯冲隧道中混杂在一起, 构成了典型的混杂岩带. 根据混杂岩基质的性质, 古俯冲隧道又可分为以蛇纹岩基质为主和变沉积岩基质两种类型. 正是这些富流体、低黏度和低密度物质的回流作用促使其携带的高压-超高压变质岩石(块体)的折返.

(2) 富含流体是俯冲隧道的基本特征. 俯冲隧道是流体-岩石相互作用和一些主量微量元素高度活动、运移及储存的场所(van der Straaten等, 2008; Massonne, 2012), 并可使进入俯冲隧道的相对“干”的榴辉岩发生水化作用, 向蓝片岩或其他富含水矿物所组成的岩石转变.

(3) 俯冲隧道中岩石变质作用的独立性、多期(阶段)性和穿时性. 不同来源与性质的物质在不同深度从俯冲板块拆离或通过俯冲剥蚀从上覆板块刮削进入俯冲隧道, 并经历了不同的温度、压力和流体作用条件, 保留各自独立的峰期变质矿物组合(尽管在折返过程中可能会共同经历低级变质作用的叠加), 反映了俯冲隧道中不同岩石可能经历了不同 P - T 演化历史. 在俯冲隧道中, 一些岩石还可能经历了多阶段复杂的变质演化历史, 如在加勒比海地区蛇纹岩质古俯冲隧道中, 对石榴角闪岩中石榴石振荡环带的热力学模拟研究表明, 其变质作用经历了从增温增压→降温

降压→再增温增压→降温降压的复杂的反时针 P - T 演化历史, 反映了俯冲隧道中物质复杂的流动作用(如大规模对流)(Blanco-Quintero等, 2011). 李继磊等对西南天山榴辉岩的研究也得出类似的结论(Li等, 2016). 同时, 在俯冲隧道中, 不同类型岩石的峰期变质作用时代具有差异, 具有穿时性特征(例如, Federico等, 2007).

(4) 变形作用的不均匀性、多期(阶段)性和叠加性. 在俯冲隧道中, 不同岩石(高压变质块体和基质)变形作用强度、变形样式等具有明显不均匀性和变形分解的特征(Ganne等, 2006). 分布在蛇纹岩或变沉积岩基质中的榴辉岩和基性蓝片岩(块体)变形作用相对较弱, 而蛇纹岩和变沉积岩则经历了强烈的剪切变形; 同时, 不同性质的块体(榴辉岩或基性蓝片岩等)和块体的内部和边部变形作用也存在明显差异. 与变质作用相对应, 变形作用也存在多阶段及叠加作用的特征(Ring等, 2020).

总体上, 古俯冲隧道的物质是由不同来源、不同时代、经历不同变质变形历史的岩石单元所组成, 以相对低黏度、低密度、富含流体的基质和能干性相对较强的构造块体构成为特征, 具有典型块体-基质构造的混杂岩带特征. 某种意义上讲, 俯冲隧道是由构造混杂岩组成, 这种混杂岩属于广义断层岩的范畴, 即沿俯冲边界(板块界面)分布的断层岩.

3 俯冲隧道的几何学、运动学及动力学

正如前面所提到, 虽然地球物理资料已显示现今板块边界俯冲隧道的存在(通常地球物理学家把上下板片之间的类似隧道的窄的低速层看作为俯冲隧道), 但由于俯冲隧道普遍较窄并具有复杂的内部组成及结构, 且受地球物理方法(地震成像)的分辨率所限, 对于几公里以深的俯冲隧道的构成、几何学及运动学性质, 仍不能通过地球物理方法来精确确定(Sage等, 2006; Calahorrano等, 2008). 保存在造山带中的古俯冲隧道, 由于后期构造作用的改造, 其几何学结构及运动学特征也难以完整保存. 因此, 数值模拟的正演方法仍是探究俯冲隧道几何学、运动学及动力学的重要方法. 综合数值模拟、地球物理和对造山带中残留的古俯冲隧道的恢复, 俯冲隧道的几何学、运动学及动力学具有以下特征.

3.1 俯冲隧道的结构

在几何学上, 俯冲隧道等同于上下板片之间具有一定宽度的界面, 是上下板片之间复杂的剪切带, 可具有多条次级剪切带(图2), 包括俯冲隧道与上部板片接触的顶板剪切带(或顶板滑脱带)、与下部板片接触的底板剪切带(或底板滑脱带)(Vannucchi等, 2012; Agard等, 2018). 在一些俯冲隧道内部, 也可发育多条剪切带(Hässig等, 2016).

3.2 俯冲隧道的宽度

不同俯冲带俯冲隧道的宽度可存在明显差异, 同一俯冲隧道的宽度也随深度和时间演化而发生变化, 俯冲隧道的宽度还与俯冲的速率、上下板片的物质成分等多种因素有关; 大洋和大陆俯冲隧道的宽度也存在差异(见后面). 对于大洋俯冲隧道, 在俯冲带浅部(1~15km), 俯冲隧道的宽度大约在100~350m(Rowe等, 2013); 在15km以下, 隧道宽度可能变宽, 大约在1~5km(Agard等, 2018); 在更深处, 俯冲隧道向下又逐渐变窄, 直到俯冲隧道消失(宽度为零, 达到俯冲隧道的最大深度)(Gerya等, 2002). 但最小的宽度应大于具有块体-基质构造混杂岩中块体的最大直径(Grigull等, 2012).

3.3 俯冲隧道的深度

在地球动力学数值模拟中, 一些研究将俯冲隧道看成俯冲板片与上部板片之间在物质黏滞度、运动学或力学上解耦的板片界面区域(Furukawa, 1993; Wada和Wang, 2009; Arcay, 2017; Aygül和Oberhänsli, 2017及相关文献), 将俯冲板片与上覆地幔楔之间的最大解耦深度视为可模拟的俯冲隧道最大深度(图3). 当大于这个深度, 俯冲板片和上覆地幔楔之间黏滞度最小(图3), 两者耦合在一起, 代表了俯冲隧道消失, 与软流圈一起发生热对流, 即俯冲板片的运动速率与软流圈的运动速率一致(Wada和Wang, 2009; Abers等, 2017). 这个以物质黏滞度来定义的板片耦合程度与以力学强度为参照系的地质学定义是有差别的. 就大洋俯冲带蓝片岩和榴辉岩的产出来看, 俯冲板片与上覆板块在弧前深度(<60~80km)已经处于一定程度的力学耦合状态, 否则就不会产生这些高压变质岩. 在俯冲板片进入弧下深度(80~160km)后, 板片与上覆地幔之间在早期阶段也是处于一定程度的力学耦合状态, 这样俯冲地壳才

图3 俯冲带示意图

显示板片-地幔解耦最大深度随板片后退、上覆岩石圈减薄而变化。MDD即代表俯冲隧道的最大深度。改自Aygül和Oberhänsli(2017)、Arcay(2017)

能发生超高压变质作用,由此脱水交代弧下地幔楔。但是,由于板片-地幔楔界面温度太低($<750^{\circ}\text{C}$),不可能发生弧岩浆作用(郑永飞等, 2016)。要使地幔楔熔融引起弧岩浆作用,俯冲板片必须与上覆板块解耦,这样软流圈地幔才能侧向流动将热传导到地幔楔底部引发部分熔融(图3),结果板片与上覆地幔之间在晚期阶段处于解耦状态(Zheng, 2019)。因此,根据俯冲带变质作用和岩浆作用所定义的力学耦合和解耦与数值模拟所定义的黏滞度耦合与解耦不是一一对应的,需要具体时段具体分析。

俯冲隧道的深度决定于隧道物质与上覆地幔楔物质之间的强度差,而地幔楔的强度与温度有关。无论是大洋岩石圈还是大陆岩石圈,其平均厚度都在100km左右,因此在弧前深度地幔楔具有刚性性质,与俯冲板片之间耦合程度较低。总体来说,在地幔楔浅部温度低,强度高;当深度增加到岩石圈/软流圈边界之下时,温度升高,地幔楔相对较弱。随着俯冲板片进入弧下深度,俯冲隧道物质与地幔楔物质之间的强度差逐渐减小,最终可能导致两者之间的充分耦合。但是,这并不意味着上覆刚性的地幔楔与刚性的俯冲板片一起向下运动,两者之间的俯冲隧道并未消失,只是数值模拟如此假定而已。就数值模拟来说,一般假定在大洋俯冲带的解耦深度大约在70~80km(例如, Syracuse等, 2010),大致与一些地质学家通过折返的洋壳榴辉岩的岩石学研究所提出的榴辉岩“不归点”一致(Agard等, 2009; Whitney等, 2014)。在 $>70\sim 80\text{km}$ 的弧下深度,俯冲的大洋地壳即使受到刮削进入俯冲隧道,但是由于

其自身密度的增加已经不能在隧道流的作用力下向上折返了。

从地质学来看,俯冲隧道应该延伸到板块俯冲所达到的深度。然而,就地球动力学上可模拟的深度而言,不同俯冲带其俯冲隧道深度可有明显差异,可随上下板片性质、俯冲带热结构等的变化而发生改变。例如,板片回卷引起的弧后岩石圈伸展和减薄,板片-地幔楔解耦深度变浅,俯冲隧道深度减小(图3)。另一方面,在洋内俯冲带,由于上覆板块相对年轻和热,下伏板片与地幔楔之间的耦合可在相对浅的深度发生,即在洋壳得以形成榴辉岩之前,这解释了在洋内俯冲带中极少出现榴辉岩的现象(Aygül和Oberhänsli, 2017)。这些认识也与对古俯冲带的研究结果相符,在全球古俯冲带中,除了西阿尔卑斯的Zermatt-Saas和西南天山之外,折返洋壳的最大深度均不超过80km,即峰期变质条件在超高压条件之下,除非有大量低密度长英质超高压变质岩裹带高密度镁铁质超高压变质岩一起在浮力驱动下沿俯冲隧道折返(例如中国西南天山)。就西阿尔卑斯Zermatt-Saas超高压变质洋壳的折返来说,也有认为与紧接着的大陆深俯冲有关(例如, Angiboust和Agard, 2010)。

3.4 俯冲隧道的运动学及动力学

俯冲隧道也可随俯冲作用的进行而发生垂向和侧向迁移。由于俯冲的沉积物的板底垫托作用和增生可促使俯冲隧道向下迁移(Collot等, 2008, 2011; Angiboust等, 2014),而上覆板块长期的底部剥蚀作用可引起俯冲隧道的向上迁移(Ranero和von Huene, 2000; Clift等, 2003; Vannucchi等, 2003, 2008)。沉积物的前缘增生可使俯冲隧道向大洋方向迁移,增生楔的前缘构造剥蚀可使俯冲隧道向大陆(或岛弧)方向迁移(Vannucchi等, 2012)。

俯冲隧道物质的运移以平行隧道的运动为主,但也可能存在垂直向上的运动。例如,由于浮力等因素,俯冲隧道物质可发生底辟,穿过有张性裂隙的地幔楔(例如, Gerya等, 2008; Liu等, 2017)。数值模拟表明,慢速会聚导致上覆岩石圈的变形不大,俯冲隧道中物质的折返主要是以沿隧道平行的回流为特征,不发生俯冲隧道混杂岩沿着地幔楔的薄弱带向上运动。而在快速会聚中,俯冲阶段所产生的俯冲隧道混杂岩沿着上覆地幔楔中由于流体的弱化作用所产生的薄弱带上侵

至地壳深度, 并且伴随强烈部分熔融(李忠海等, 2015 及相关文献). 这种穿切俯冲隧道之上地幔楔的地壳上侵(relemination)已用于解释大陆俯冲过程中高温/超高压岩石的折返(例如, Hacker等, 2011). 但是, 超高压变质岩主要出露在汇聚板块边缘的增生楔位置, 而不是弧后位置. 大陆俯冲隧道主要由大陆上地壳物质组成, 具有明显低的密度, 在数值模拟中假设由于放射性生热和黏滞加热(是指俯冲隧道内轻的正浮力岩石抵抗向下的俯冲拖曳所产生的热)等因素, 可发生部分熔融, 形成暖(热)的俯冲隧道; 这些高温部分熔融且具有正浮力的超高压/高温岩石有可能打破俯冲隧道的平衡, 可向上穿切上覆地幔楔(Gerya等, 2008; Gerya, 2011; Hacker等, 2011), 底辟或上侵到上覆岩石圈的中下地壳. 此外, 数值模拟还显示, 俯冲隧道的物质运移路径除了受到俯冲板块性质和俯冲速度控制之外, 还受上覆板块厚度的制约, 厚的上覆岩石圈板块有利于俯冲物质沿俯冲隧道折返, 而薄的上覆岩石圈板块有利于俯冲隧道物质的底辟上侵(Liu等, 2017). 对造山带的古俯冲带研究还表明, 在三维空间上, 斜向汇聚边界的俯冲隧道内的物质可发生斜向运动, 即在运动学上具有走滑分量(Díez Fernández等, 2011).

数值模拟也显示, 俯冲隧道中的黏滞性流体运移可以近似地通过润滑层理论进行分析(如Warren等, 2008及相关参考文献). 根据润滑层理论, 俯冲隧道中的基本运动学和动力学特征受控于向下的Couette流动与向上的Poiseuille流动之间的竞争关系(图4). 其中Couette流动是由俯冲板块的牵引力而驱动, Poiseuille流动则由俯冲隧道中低密度地壳物质的浮力所导致(Warren等, 2008; 李忠海, 2014及相关文献); 俯冲板片向下的运动驱动俯冲隧道中的物质进入比较深的位置, 俯冲的低密度物质产生向上的浮力作用. 当俯冲隧道中低密度的物质不断积累, 浮力作用(及势能)不断增加. 当俯冲隧道中物质的强度不足以承受其浮力所导致的差异应力时, 就会发生应变集中并发生拆离和折返, 结果在地壳浅部形成逆冲断层和褶皱构造(郑永飞等, 2013).

俯冲隧道中物质回流速率取决于俯冲速率和隧道的流变学性质. 热力学计算和二维数值模拟显示, 对于牛顿流变学和幂律通道流变学, 大洋俯冲隧道中物质的回流速率大约分别是俯冲速率的1/3和1/6(Gerya和Stöckhert, 2002), 或俯冲隧道物质回流是板块俯冲速

率的20~25%(Gerya等, 2002). 大陆俯冲隧道物质折返速率比洋壳物质更高(Yamato等, 2008; Agard等, 2009及相关文献), 至少在折返初期是这样. 例如, 在西阿尔卑斯和喜马拉雅西构造结, 超高压大陆岩石的折返速率与板块的俯冲速率相当(Rubatto和Hermann, 2001; O'Brien等, 2001; 见下文).

此外, 数值模拟显示俯冲隧道中低黏度物质可发生对流(Gerya等, 2002). 这也被近年来对古俯冲隧道高压榴辉岩的岩石学研究所验证. 例如, 通过对古俯冲隧道榴辉岩中具有振荡环带的石榴子石等矿物的相平衡模拟, 有学者提出俯冲隧道物质可在隧道内做重复的上下运动从而记录了非常复杂的 P - T 轨迹及压力循环. 这些证据反映了俯冲隧道内多期俯冲-折返循环, 即环流的运动学特征(Blanco-Quintero等, 2011; Li等, 2016; 李继磊等, 2017).

4 大洋与大陆俯冲隧道之比较

前面所述显示, 俯冲隧道模型主要是基于大洋板块俯冲带的研究建立起来的. 近年来, 也有学者将俯冲隧道模型应用到大陆俯冲带研究中(例如, Zheng, 2012; Zheng等, 2012; 郑永飞等, 2013; Butler等, 2013, 2014), 用于探讨大陆俯冲过程中不同等级变质岩的折返机制以及流体作用和壳幔相互作用等, 透视大陆俯冲带构造过程及其产物(郑永飞等, 2013; Butler等, 2013, 2014). 大陆俯冲隧道模型是对大洋俯冲隧道模型的拓展, 两者之间有许多相似之处. 无论是大洋俯冲隧道还是大陆俯冲隧道, 它们均是板块俯冲界面相互作用的场所, 板块界面物质在俯冲和折返过程中必然发生拆离并进入俯冲隧道, 并在俯冲隧道内发生混合, 经历不同程度的变质、变形作用(郑永飞等, 2013; Zheng和Chen, 2016; Zheng, 2019). 然而, 由于俯冲带物质组成、上下板块性质及俯冲界面性质等方面与洋壳俯冲的不同, 大陆俯冲隧道在组成、结构及动力学特征等方面也与大洋俯冲隧道存在一定差异.

4.1 物质组成

综合全球古大洋俯冲隧道的研究, 大洋俯冲隧道物质主要由占主导地位的沉积岩和洋壳块体组成. 在大洋古俯冲隧道深部, 以蛇纹岩和变沉积岩夹小的榴

图 4 俯冲隧道物质流动的理论模型

(a) 模型的基本框架。(b) 类型 I: 向下流动(Couette flow)为主导, 所有物质向下运动, 隧道宽度保持不变。(c) 类型 II: 在俯冲隧道内向下流动(Couette flow)和折回流(Poiseuille 流动)近平衡, 物质停滞在隧道下部, 并使隧道变窄, 停滞带向上扩展且折返开始, 或者物质从隧道下部移除。(d) 类型 III: 俯冲隧道折返(Poiseuille 流动)占主导, 浮力驱使的折返在隧道下部开始, 并向上扩展。(e) 类型 IV: 由于强地壳物质进入使俯冲隧道宽度明显变窄, 在隧道顶板物质停滞, 而沿隧道底物质向下流动。据 Warren 等(2008)

辉岩、基性蓝片岩块体为特征(图 5a 和 5b)(例如, Blanco-Quintero 等, 2011)。大陆俯冲隧道主要由卷入俯冲隧道的陆壳的结晶基底(侵入体和深变质岩)以及表壳岩石(沉积层或火山岩)所组成, 在深部以正副片麻岩为主, 夹榴辉岩和石榴橄榄岩(图 5c 和 5d)(Zheng 和 Chen, 2016 及相关参考文献)。虽然解析模型和数值模拟显示, 来自地幔楔的蛇纹岩可能在大陆俯冲隧道中起重要作用, 但是目前没有明确报道蛇纹岩型大陆俯冲隧道的地质实例。

4.2 热结构、流体性质及含量

尽管大洋和大陆俯冲带在上下板块性质(如板块厚度、板块形成年龄等), 特别是上覆地幔楔的性质差异、俯冲(会聚)速率、俯冲角度等因素上存在许多差别, 但是大洋俯冲隧道与大陆俯冲隧道在热结构上并无显著差异(Zheng 和 Chen, 2016; Zheng, 2019)。

在数值模拟中, 考虑到俯冲大陆地壳物质的放射性生热和粘滞加热等因素, 模拟结果显示大陆深俯冲

图 5 古大洋和大陆俯冲隧道的典型岩石组成

(a) 基性蓝片岩(BS)呈透镜状分布在强变形的浅变质沉积岩(MS)中(弗朗西斯科(Franciscan)杂岩); (b) 榴辉岩-蓝片岩块体分布在强变形的蛇纹岩中(新喀里多尼亚(New Caledonian)高压混杂岩); (c) 榴辉岩透镜体(Ecl)分布在强剪切变形副片麻岩(PG)中(鱼卡, 柴北缘UHP变质带); (d) 榴辉岩透镜体(Ecl)分布在正片麻岩(OG)中(都兰, 柴北缘UHP变质带)

可形成暖(热)的俯冲隧道, 并发生部分熔融(Gerya等, 2008及相关参考文献)。但是地质观察表明, 大陆俯冲隧道以低的热梯度为特征, 形成了阿尔卑斯式高压-超高压榴辉岩相变质岩(Zheng和Chen, 2016)。需要注意的是, 这些高压-超高压榴辉岩相变质岩由于汇聚板块边缘出现拉张才得以折返, 结果在中等热梯度下发生巴罗式角闪岩相乃至麻粒岩相叠加, 这个现象属于“冷俯冲+暖折返”, 不是暖俯冲(Zheng等, 2019)。与此相比, 现代大洋俯冲隧道也是主要以低的热梯度为特征(Syracuse等, 2010), 形成了蓝片岩和榴辉岩相变质岩(Agard等, 2009)。但是, 也有少数古大洋俯冲带没有记录低的热梯度条件, 如美国西部Santa Catalina片岩记录了角闪岩相的变质条件, 其峰期变质条件为 $T=640\sim750^{\circ}\text{C}$ 和 $P=0.8\sim1.1\text{GPa}$, 代表了白垩纪相对温暖的古俯冲隧道(Penniston-Dorland等, 2018及相关参考文献)。热模拟显示, 这种温暖的俯冲隧道形成于大洋俯冲的初始阶段, 随时间演化有可能逐渐变冷(例如, Peacock等, 1994)。

俯冲隧道的性质决定其富流体的特征, 流体的萃取和循环也制约了俯冲隧道的流变学性质、物质拆离及地震活动等。但相对来说, 大洋俯冲隧道在浅部更富

流体。在进入蓝片岩相高压变质条件之后, 俯冲地壳中的水主要赋存在含水矿物之中, 这样在更深俯冲隧道位置, 大洋和大陆俯冲隧道中物质流体含量可能差别不大(例如, 郑永飞等, 2016)。

4.3 俯冲隧道的深度和宽度

正如前面提到的那样, 除了西阿尔卑斯的Zermatt-Saas和中国西天山的古俯冲隧道外, 由高压变质岩记录的大洋俯冲隧道的最大深度一般不超过80km。从地质上来看, 板片俯冲到多深, 俯冲隧道就有多深。但是, 在数值模拟时必须假定俯冲隧道的深度。当俯冲板片超过MDD后, 它与地幔楔(弧下地幔)之间的界面是何性质? 在自然界存在弧下深度的俯冲隧道, 但是在数值模拟上如何将更大深度的俯冲隧道考虑进去? 这仍需要进一步的研究来解决。此外, 目前的这些认识主要是针对洋壳俯冲条件下的模拟, 对大陆俯冲隧道能够模拟的最大深度是多少? Gerya等(2008)的数值模拟显示, 大陆俯冲隧道可延伸到150km, 即上覆大陆岩石圈的底部深度。大陆俯冲隧道的最大宽度可达10km以上。但是在自然界, 大陆俯冲隧道宽度可达30km以上(郑永飞等, 2013), 而大洋俯冲隧道的最大宽度一般小于

5km(Guillot等, 2009).

4.4 折返速率和路径

洋壳俯冲隧道物质折返速率多在 $1\sim 5\text{mm a}^{-1}$ (Yamato等, 2008; Agard等, 2009及相关文献). 仅有西阿尔卑斯Zermatt-Saas等少数例子发生了快速折返($>5\sim 10\text{mm a}^{-1}$). 大陆俯冲隧道物质折返速率比洋壳物质更高(Yamato等, 2008; Agard等, 2009及相关文献), 至少在折返初期是这样, 其折返速率多为 $>10\text{mm a}^{-1}$. 如西阿尔卑斯的Dora Maira单元的折返速率为 34mm a^{-1} (Rubatto和Hermann, 2001). 挪威超高压地体的折返速率为 $10\sim 11\text{mm a}^{-1}$ (Carswell和Cuthbert, 2003), 喜马拉雅UHP榴辉岩相的折返速率为 $30\sim 80\text{mm a}^{-1}$ (O'Brien等, 2001), 巴布亚新几内亚UHP榴辉岩的折返速率 $>17\text{mm a}^{-1}$ (Baldwin等, 2004).

对于大洋俯冲隧道, 其物质的折返路径以平行于隧道的反转流为特征. 在大陆俯冲隧道中, 高压-超高压变质岩也是沿着俯冲隧道折返(郑永飞等, 2013), 其中所发生的部分熔融属于折返过程的降压加热产物(Zheng等, 2019). 这些高温部分熔融超高压岩石可产生正浮力, 增加俯冲隧道折返的速率. 尽管数值模拟结果显示俯冲地壳物质可垂直穿切上覆地幔楔, 发生底辟上侵(Gerya等, 2008; Hacker等, 2011), 但是在大陆俯冲带尚未发现位于弧后位置的超高压变质岩. 近年的一些数值模拟研究显示, 洋壳俯冲隧道的混杂岩也可垂直底辟抬升进入地幔楔, 运移到弧岩浆的源区, 发生部分熔融形成弧岩浆岩(Codillo等, 2018), 并因此提出了不同于传统的流体交代地幔楔部分熔融的弧岩浆形成模式(Nielsen和Marschall, 2017; Marschall和Schumacher, 2012). 但是, 这要求弧下地幔楔由刚性变成韧性乃至出现裂隙带, 这个转变还需要俯冲带热结构发生相应的变化才能实现(Zheng, 2019). 不过, 在西太平洋的马里亚纳俯冲带, 大洋俯冲隧道中的蓝片岩已通过蛇纹石泥火山带到弧前地区的表面(Tamblyn等, 2019).

4.5 部分熔融及壳幔相互作用

章军锋等(2015)对与大陆俯冲隧道有关的部分熔融和壳幔相互作用进行了总结, 提出洋壳和陆壳物质组成上的差异必然造成陆壳和洋壳物质与地幔之间在相互作用性质上的差异. 由于大陆地壳物质组成与地

幔物质组成之间的巨大差异, 大陆地壳的深俯冲和折返必然会对上覆岩石圈地幔性质和大陆板块汇聚边界的结构、组成、变形和演化进程造成巨大影响(Zheng, 2012; Yang等, 2012; 郑永飞等, 2013; Zheng和Chen, 2016).

如前面提到的那样, 大洋俯冲隧道的部分熔融发生在热的年轻的洋壳俯冲条件下, 常常发生在初始俯冲的高热流俯冲环境(Peacock和Wang, 1999; Hacker等, 2003), 并可形成埃达克岩浆(例如, Rossetti等, 2014; Angiboust等, 2017). 大陆俯冲隧道的部分熔融主要发生在超高压变质岩折返的早期, 形成相对温暖的俯冲隧道. 含水矿物的脱水熔融及名义上无水矿物中羟基出溶可能是俯冲隧道中超高压变质岩发生部分熔融的关键(Hermann等, 2013; Hermann和Rubatto, 2014; Zheng和Hermann, 2014). Zheng(2019)指出, 无论是大洋板块俯冲隧道还是大陆板块隧道, 随着俯冲的进行, 板块间的应力状态可由挤压向拉张转换, 早期冷俯冲形成的阿尔卑斯式蓝片岩-榴辉岩均可能受到后期巴罗式变质作用的叠加, 并可发生部分熔融.

虽然大洋和大陆俯冲隧道在物质组成、热结构及上覆地幔楔性质等方面存在一系列异同点, 但是两类俯冲隧道中地壳物质与地幔楔之间的相互作用在本质上是类似的(赵子福等, 2015; 章军锋等, 2015; 李忠海等, 2015; Zheng和Chen, 2016). 但严格地说, 对于大洋和大陆俯冲隧道, 壳幔相互作用不是发生在俯冲隧道内部靠俯冲板片的一侧, 而是在发生在隧道物质与地幔楔的边界, 在那里俯冲隧道物质发生变质脱水和部分熔融, 析出富水流体和含水熔体向上进入地幔楔内部, 与地幔楔物质发生化学相互作用.

5 古大洋俯冲隧道研究实例: 北祁连早古生代俯冲隧道

俯冲隧道模型已广泛用于解释一些古洋壳俯冲带高压/低温变质岩石的折返. 反之, 对这些折返到地表的高压/低温变质岩石进行直接观察和解剖, 是完善俯冲隧道模型的重要手段. 按高压/低温混杂岩中基质的类型, 可将古俯冲隧道分为蛇纹岩型和变沉积岩型. 前者的典型研究实例有西阿尔卑斯Ligurian地区的新生代古俯冲隧道(Federico等, 2007)、加勒比地区的晚中生代俯冲隧道(Blanco-Quintero等, 2011; Escuder-Vir-

uete等, 2011)、南太平洋New Caledonia地区新生代俯冲隧道等(Fitzherbert等, 2004; Brovarone等, 2018); 后者的典型研究实例有Franciscan杂岩(例如, Ukar, 2012及相关文献)、西南天山晚古生代俯冲隧道等(Klemm等, 2011; Li等, 2016; 李继磊等, 2017)。而更多的古大洋俯冲隧道为两种类型的混合。要进一步了解两种基质的古大洋俯冲隧道的特征, 可参考相关文献。本文在此以北祁连早古生代高压/低温变质岩为例(图6和7), 简要展示我们对古大洋俯冲隧道的研究进展。

5.1 北祁连早古生代俯冲隧道组成及结构

北祁连被认为是早古生代的大洋俯冲形成的缝合带, 具有典型的与洋壳俯冲增生有关的物质组成。在北祁连中段, 分布有典型的高压/低温变质带, 主要由蓝片岩、榴辉岩、变沉积岩(云母片岩、变硅质岩和钙质片岩等)和超基性岩(蛇纹岩)组成, 构成了3个近平行的高压/低温变质岩片, 它们先前被认为是俯冲增生杂岩的组成部分或增生楔的深部物质(张建新等, 1997, 1998)。考虑到其主要由变基性岩块体及强变形的沉积岩基质(部分基质可能为蛇纹岩)组成, 具有混杂岩的特征, 我们在此称之为高压/低温变质混杂岩片。3个近平行混杂岩片的岩石组成和变形特征相似, 已有的同位素年代学研究显示, 其变质时代为460~490Ma, 3个岩片之间没有明显差异(Song等, 2006; Zhang等, 2007)。虽然早期的研究显示3个高压/低温变质混杂岩片为古祁连洋向北俯冲过程中海沟后撤引起的俯冲带迁移的结果(许志琴等, 1994)。但根据新的研究资料, 我们更倾向于多个高压/低温变质混杂岩片为同一岩片被后期构造肢解的结果(张建新等, 未发表资料)。在此, 我们以保存最完整的清水沟-香子沟高压/低温变质混杂岩片为例(图6a), 来简要阐述北祁连早古生代俯冲隧道的组成及结构。

清水沟-香子沟高压/低温混杂岩片宽1~3km、长20~30km, 呈NWW-SEE向分布在浅变质的火山-沉积岩之间(图6a)。高压/低温混杂岩片主要由变硅质岩(石英岩)、(含蓝闪石)多硅白云母石英片岩、钙质片岩、大理岩、蓝片岩、榴辉岩和蛇纹岩组成, 两侧均为低级变质岩(图6a和6b)。高压/低温混杂带显示出块体(透镜体)-基质构造特征(图7a), 块体(透镜体)主要由榴辉岩、基性蓝片岩组成, 局部具有弱变形的大理岩、超基性岩和硅质岩块体, 基质以含蓝闪石白云母石英片

岩(含蓝闪石的变质沉积岩)和无蓝闪石的多硅白云母片岩为主, 在清水沟剖面中, 局部也可见榴辉岩和基性蓝片岩分布在强变形的蛇纹岩中。

已有的资料显示, 该高压/低温变质混杂岩片中不同类型岩石的原岩形成环境多样, 其中变质基性岩(榴辉岩和基性蓝片岩)的原岩既有形成于洋中脊(MOR)环境, 也有岛弧或弧前环境(于胜尧等, 2007; Song等, 2006; Zhang等, 2012; Ker等, 2015); 变沉积岩的原岩既有来自俯冲板片上部岛弧或大陆边缘环境的沉积岩(Zhang等, 2012), 也有来自俯冲板块的远洋环境的沉积岩(如富锰红帘石变硅质岩等)(图7c和7e)。对其中的蛇纹岩详细研究几乎还没有, 虽然一些学者推测其可能为蛇绿岩的组成部分, 但不能排除来源于地幔楔的可能性。最近, 我们在蛇纹岩中钙质片岩中, 发现有含钠铬辉石质绿辉石(ureyitic omphacite)和钙铬榴石脉体的存在(张建新等, 未发表资料), 可能是从高压流体中直接结晶或流体交代的产物, 反映了俯冲隧道中高压/低温条件下的流体活动。

5.2 北祁连早古生代俯冲隧道岩石的变质 P - T 演化

前人对其中榴辉岩的 P - T 估算和相平衡模拟已有较多研究(Zhang等, 2007; 张建新和孟繁聪, 2006; Wei和Song, 2008; Wei等, 2009a)。喻星星(2017)针对研究较少且传统温压计难以确定 P - T 条件的蓝片岩和多硅白云母片岩进行 P - T 视剖面模拟计算, 采用电子探针和面扫描结果, 用石榴子石的元素成分环带来模拟变质温压变化过程。模拟结果显示, 在基性蓝片岩的石榴子石生长过程中, 从核部到核幔过渡带, 温度和压力都略有上升, 但变化幅度不大; 从核幔过渡带到幔部, 温度和压力略有下降; 从幔部到边部, 温压和压力都有上升, 上升幅度也不大, 其峰期温压条件为1.9Ga和520℃。总体上, 岩石变质过程中温度和压力经历了上升→下降→上升→下降的复杂过程(图8), 充分证明了岩石在俯冲隧道中运动轨迹的复杂性。对于俯冲隧道中占主导地位的含蓝闪石的变沉积岩(含蓝闪石的石榴云母石英片岩), 相平衡模拟结果显示, 随着压力和温度的上升, 石榴子石逐渐生长, 钠云母和硬玉消失, 钠长石出现。在核幔过渡带, 压力有明显的升高, 温度变化不明显。幔部的压力相比核部和核幔过渡带有明显的降低, 而温度有一定的上升。从边部开始, 压力又逐渐上升(最大压力为1.65Ga)。至最边部, 温度从核部

图 6 北祁连清水沟-香子沟HP/LT变质岩片地质图(a)及剖面(b)

改自喻星星(2017)

的500℃上升到570℃左右. 由 P - T 视剖面计算得到的 P - T 轨迹具有先升温升压, 然后降压升温再升温升压的复杂变质过程(图8).

同样, 初步研究资料显示, 高压/低温混杂岩带中占主体的不同类型的变质沉积岩也可能经历了不同峰期变质条件. 一些变质沉积岩经历了榴辉岩相变质作用(Song等, 2007; Wei和Song, 2008; Zhang等, 2012),

而一些变质沉积岩可能仅仅经历了蓝片岩相变质条件(如清水沟-香子沟一带含红帘石硅质岩、钙质片岩等).

结合已有研究资料和对蓝片岩及石榴多硅白云母石英片岩的 P - T 相平衡模拟计算结果可以发现, 在清水沟-香子沟高压/低温岩片中, 不同类型岩石的变质 P - T 轨迹是明显不同的, 同一种类型岩石的变质 P - T 轨迹也

图 7 北祁连清水沟-香子沟HP/LT混杂岩的露头及显微照片

(a) 榴辉岩透镜体(EC)分布在白云母片岩(MS)中(上香子沟); (b) 含蓝闪石多硅白云母片岩的不对称褶皱, 显示从北向南的剪切变形(石头沟); 变硅质岩(c)和云母石英片岩(d)中的不对称褶皱, 显示从北向南的剪切方向(清水沟); (e) 含红帘石变硅质岩的显微照片(Pie, 红帘石; Ep, 绿帘石; Qz, 石英)(清水沟); (f) 石榴多硅白云母片岩中的显微照片, 显示从北向南的剪切方向(下香子沟)

有明显的差别。虽然我们不能排除部分基性蓝片岩可能也经历了榴辉岩相变质作用, 只是由于成分或退变质作用的因素, 没有保留榴辉岩相组合, 但相平衡模拟显示一些基性成分的蓝片岩仅仅经历了蓝片岩相的峰期变质条件, 与榴辉岩的峰期变质条件和 P - T 轨迹不同。这些结果表明, 在清水沟-香子沟高压/低温混杂带中, 不同的岩石可能经历了不同的峰期变质条件和 P - T 演化历史, 它们在俯冲隧道浅部被构造混杂在一起。

5.3 北祁连早古生代俯冲隧道岩石的变形及运动学特征

在北祁连高压/低温混杂岩中, 变形构造主要保存在变沉积岩(含蓝闪石云母片岩、石榴多硅白云母片

岩、钙质片岩和硅质岩)和蛇纹岩中, 相对于弱变形的榴辉岩和基性蓝片岩块体, 变沉积岩基质表现出强烈的韧性变形。其宏观变形构造主要以同斜的不对称褶皱和与剪切变形有关的布丁构造为特征(图7b~7d, 7f), 主体面理向北倾斜, 线理向北西、北或北东倾伏, 表现为蓝闪石、绿帘石、多硅白云母等矿物的定向分布, 反映蓝片岩相条件下的变形作用。野外宏观变形和显微构造均显示由北向南的剪切运动方向, 代表了古俯冲隧道的折返流(图9)。几乎所有的透入性宏观及微观构造都显示与折返有关, 而与俯冲有关的变形构造主要保存在基性蓝片岩和榴辉岩石榴子石的核部, 以“S”型或雪球状分布的蓝闪石、绿帘石、多硅白云母和少量硬柱石包体为特征(Zhang等, 2019), 代表了俯冲过

图 8 北祁连清水沟-香子沟HP/LT混杂岩中不同类型高压/低温岩石变质 P - T 轨迹

紫色实线为基性蓝片岩, 蓝色实线为含蓝闪石变沉积岩, 橘黄色实线为不含蓝闪石变沉积岩. Lws-Ec, 硬柱石榴辉岩; Ep-Ec, 绿帘石榴辉岩; AM-Ec, 角闪石榴辉岩; BS, 蓝片岩; EA, 绿帘角闪岩; AM, 角闪岩; GS, 绿片岩

程中进变质阶段的非共轴剪切变形, 可能与俯冲隧道中物质向下流动有关. 但由于后期变形的叠加, 其运动学方向难以准确判定. 部分石榴子石内部榴辉岩相矿物包体行迹与基质连续分布, 且榴辉岩还保留有峰期榴辉岩相的变形构造, 以绿辉石、多硅白云母等矿物定向分布构成的面理和线理为特征(张建新等, 2015; Zhang等, 2019). 这些构造特征可能反映了折返初期俯冲隧道深部发生的折返流(例如, Ring等, 2020; Rosa等, 2020).

总体上, 北祁连高压/低温变质岩片可能是由经历了不同变质条件及 P - T 演化历史的岩石所组成, 结果构成了一个表面上不相干的高压/低温变质单元, 具有混杂岩性质, 并遭受强烈的剪切变形和流体活动, 通过构造作用在某一阶段在俯冲隧道内被耦合(混杂)在一起(如它们普遍经历了晚期蓝片岩到绿片岩阶段的变质变形历史), 显示出古俯冲隧道的基本特征(图9).

6 古大陆俯冲隧道研究实例

大陆俯冲隧道的研究实例相对较少, 从目前所掌

图 9 北祁连早古生代大洋俯冲隧道形成模式

改自喻星星(2017)

握的资料看, 造山带中古大陆俯冲隧道较为详细的研究实例为大别造山带中早中生代超高压变质俯冲隧道和欧洲华力西造山带的晚古生代古俯冲隧道. 对于大别造山带大陆深俯冲的古俯冲隧道, 目前主要的研究是从不同等级变质岩折返机制和俯冲带化学地球动力学两个方面入手(如Zheng等, 2012, 2019; 郑永飞等, 2013; 赵子福等, 2015), 对俯冲隧道内部的物质运动和流体活动、地壳部分熔融与壳幔相互作用等进行解剖. 在岩石折返机制上, 郑永飞等(2013)强调, 在大陆俯冲过程中地壳岩石在不同深度受到上覆板块底部的刮削发生拆离, 与此同时经受不同程度的变形和变质作用; 在折返顺序上, 低压变质岩最早, 高压变质岩随后, 超高压变质岩最后, 从而形成大陆俯冲带所特有的叠瓦状构造推覆体(郑永飞等, 2013; Zheng等, 2019), 不同于Chemenda等(1995)提出的深俯冲大陆地壳以楔形逆冲方式沿俯冲隧道整体折返. 在经受碰撞后风化剥蚀和俯冲带破坏之后, 碰撞造山带显示出从前陆折冲带→高压/低温变质带→超高压/中温变质带→超高压/高温变质带→低级变质带的空间分布(郑永飞等, 2013; Zheng等, 2019). 其中上地壳原岩的超高压/中温

变质岩在大陆碰撞过程中沿俯冲隧道发生逆冲折返, 而下地壳原岩的超高压/高温变质岩在大陆碰撞过程中只是沿俯冲隧道逆冲折返到莫霍面附近, 到碰撞后阶段才通过构造侵出隆升到上地壳层位(Zheng等, 2019).

对于欧洲华力西造山带的古俯冲隧道, 岩石学研究显示, 在大陆俯冲过程中, 来自冈瓦纳大陆边缘的不同原岩性质的岩石在俯冲隧道中混杂并遭受了截然不同的 P - T 演化轨迹, 解释为在俯冲隧道中经历了差异向上流动并混杂在一起(Li等, 2017及相关文献). 除了岩石学和地球化学工作, 也有从构造地质学入手, 来探讨大陆俯冲带的结构、运动学和动力学特征, 如对华力西造山带北利比亚地区的晚古生代古俯冲隧道的研究(Diez Fernández等, 2011). 该俯冲隧道在俯冲的冈瓦纳大陆边缘和上盘的劳亚大陆之间, 俯冲隧道主要由经历蓝片岩-榴辉岩相变质的冈瓦纳大陆边缘的沉积岩和基底岩石组成. 通过详细的变形构造分析, 认为俯冲隧道中物质的顺时针“回流”和早期折返与隧道内的逆冲作用或褶皱有关, 造成隧道物质的相互叠置(图10). 而连续的汇聚作用形成新的逆冲构造和一系列平卧褶皱, 改造了早期的俯冲隧道结构, 这些逆冲构造代表了更厚和更轻的大陆岩石圈的增生和下冲. 作为对地壳增厚和构造挤出的补偿, 在其上部伴随着伸展作用和正断层的发生.

7 俯冲隧道研究的科学问题及面临的挑战

虽然数值模拟和古俯冲带的研究使我们对俯冲隧道的结构和动力学特征有了基本的认识, 但仍有许多问题尚待解决和进一步澄清. 特别是一些通过数值模拟所获得的俯冲隧道的基本特征还有待于造山带中古俯冲隧道的研究实例来进一步验证. 如高压-超高压变质岩石是如何、在多大深度从俯冲板片拆离进入俯冲隧道的? 数值模拟预计, 俯冲隧道中不同岩石块体具有独立演化历史. 但考虑到俯冲隧道内岩石经历多阶段复杂的演化历史及叠加变质作用, 要识别出不同岩石(块体)的变质演化历史, 需要大量详细的岩石学等方面的工作. 数值模拟显示, 俯冲隧道中存在向下和向上的物质流动(对流), 这需要通过古俯冲隧道产生的大量变形构造、岩石学及流变学等方面的研究来证实. 总体上, 俯冲隧道研究所面临的科学问题及挑战主

要有以下几方面.

7.1 俯冲隧道的结构随深度的变化如何?

如前面所述, 由于受到分辨率所限, 地球物理方法(反射地震观测)对现代俯冲带数公里以下的俯冲界面的结构还不能准确识别(例如, Sage等, 2006; Calahorra等, 2008). 同样, 由于目前的方法所限, 数值模拟也不能精确地模拟俯冲隧道更细微的结构特征, 已有的数值模拟可能给出了更宽的俯冲隧道(Warren等, 2008; 李忠海等, 2015). 由于后期的叠加改造和俯冲隧道随时间的演化(如前面提到的俯冲隧道可发生迁移), 古俯冲隧道的研究也难以确定其宽度. 因此, 现有的资料还不能详细解剖俯冲隧道的几何结构. 理论上, 两个汇聚板块之间的空间构成俯冲隧道, 但是在自然界俯冲隧道中充填的物质从海沟到深部俯冲隧道是连续(贯通)还是间断的? 其宽度是否有变化? 数值模拟假定大洋俯冲隧道的最大深度在80km左右. 但是, 在西阿尔卑斯和西天山, 洋壳原岩性质的榴辉岩是从大于100km的深度折返的(例如, Lü等, 2008). 这意味着, 古大洋俯冲隧道的深度可能大于100km. 这里需要区分的是地壳俯冲/折返深度与俯冲隧道深度之间的关系. 俯冲进入弧下深度的大洋地壳折返甚少, 但是不等于说大洋板片不会俯冲到弧下深度乃至更深到地幔过渡带甚至下地幔. 只要板片-地幔界面依然存在薄弱层, 大洋俯冲隧道就会延伸到深部地幔.

7.2 俯冲隧道的变形机制及流变学性质如何?

位于板块界面的俯冲隧道是经历强烈变形作用的高应变带, 俯冲隧道中物质的弱化是俯冲地壳拆离和折返的先决条件. 俯冲隧道物质具有典型块体-基质构造的混杂岩特征, 其中弱化的基质控制了隧道的流变学特征(Grigull等, 2012). 然而, 起主导作用的弱化机制是变形还是流体, 仍然没有得到解决或存在争议. 俯冲隧道物质的流变学是以位错蠕变为主还是以溶解-沉淀蠕变或扩散蠕变为主? 其变形是在低应力条件下的高速率应变还是在高应力条件下? Wassmann和Stöckhert(2012)通过对Franciscan杂岩的微构造研究, 提出在俯冲隧道深部低温/高压条件下(300~450℃和1~1.4GPa, 深度约30~45km), 俯冲隧道中物质的变形机制是以扩散蠕变为主, 以低的流动强度、低差应力

图 10 利比里亚华力西大陆俯冲隧道的构造演化

(a) 冈瓦纳大陆俯冲到劳亚大陆之下的总体架构; (b) 俯冲隧道中物质(蓝片岩-榴辉岩相岩石)开始发生逆冲构造(Fervenza thrust)和褶皱构造, 构成顺时针“回流”和早期折返; (c) 第二阶段逆冲构造(Lalín-Forcarei thrust)和褶皱构造形成, 隧道物质相互叠置; (d) 俯冲上盘(劳亚大陆)反序列逆冲断层, 并伴随着伸展作用和正断层的发生, 促使俯冲隧道物质的进一步折返. 据Díez Fernández等(2011)

和高应变速率为特征, 缺乏晶内塑性变形. 然而, Kepler等(2016)通过对阿尔卑斯造山带Tauern Window的变质岩研究认为, 古俯冲隧道中榴辉岩相岩石的变形是在高构造应力条件下, 以矿物塑性变形的晶格位错蠕变为主, 而扩散蠕变占次要地位.

俯冲隧道的变形是非常复杂和不均匀的, 受俯冲隧道的部位(所处深度及与上下板块之间的距离等)、热状态(如温度/压力比值变化)、块体-基质组成和比例、矿物相变以及变形分解作用等多种因素制约, 并随俯冲隧道的时空演变而发生变化. 如能干性相对强的块体(如榴辉岩、变辉长岩)和相对弱的基质(变沉积岩和蛇纹岩)变形机制存在明显差异; 随俯冲深度变化, 一些层状硅酸盐矿物(绿泥石、滑石、蛇纹石等)向链状硅酸盐矿物(角闪石、辉石等)转变, 物质流变学强度增加, 从而也影响了整个俯冲隧道混杂岩的流变学性质和流动规模(Penniston-Dorland等, 2018). 无论如何, 对从古俯冲隧道折返的高压变质岩进行直接的微构造研究, 无疑是确定其变形机制、古应力状态和流变学性质最有效的手段.

7.3 俯冲隧道与地震

汇聚板块边界的俯冲带是地球上地震活动的主要地带. 正如前面提到的那样, 对于俯冲带深部, 在靠近俯冲界面位置, 由于分辨率所限, 地球物理观测难以精确确定地震活动是发生在上下板块之间的俯冲隧道还是在上下板块内部. 因此, 对出露在造山带的变质岩进行直接观察是研究俯冲带古地震活动的重要手段. 从理论上讲, 地震活动主要不应发生在俯冲隧道内, 以低黏度变沉积岩和蛇纹岩为特征的俯冲隧道的性质决定了其内部以无震蠕变为主. 俯冲带地震主要发生在俯冲隧道之上流体聚集的弧前部位(例如, Tsuji等, 2008), 或者发生在俯冲板片的表层和深部的脱水部位, 即所谓的双地震带(例如, Hacker等, 2003). 然而, 一些折返的古俯冲带岩石保留有古地震的重要标志, 如高压角砾岩(breccias)和榴辉岩相假玄武玻璃(Angiboust等, 2012; Yang等, 2014; Austrheim等, 2017; Locatelli等, 2018; Menant等, 2018). 这些古地震发生在古俯冲隧道内部还是在俯冲的大洋(或大陆)板片内部? 怎样区分它们? 角砾岩和假玄武玻璃所代表的中等深度地震产生机制是什么?

虽然一些俯冲带大地震不发生在俯冲隧道内部,

但大地震活动可促使物质从俯冲板片中拆离, 并进入俯冲隧道(Monié和Agard, 2009; Angiboust和Agard, 2010). 另外, 一些研究显示, 俯冲隧道内地震样式主要取决于隧道内混杂岩块体的大小及所含比例. 隧道内地震与相对能干的块体的脆性变形有关, 而基质则表现为无震的流动, 俯冲隧道中混杂岩的变形分解为无震和地震滑动(Fagereng和Sibson, 2010; Yin等, 2018). 正是由于俯冲隧道流变学的不均匀性, 隧道内物质的变形可同时表现为脆性破裂和黏滞剪切, 显示出重复性的摩擦和黏滞应变循环, 这与地球物理观察和模拟计算所获得的俯冲带中慢地震特征一致, 即幕式震颤与慢滑移(Shelly等, 2006; Gao和Wang, 2017; Kotowski和Behr, 2019及相关参考文献). 总之, 考虑到俯冲隧道的复杂性及不均匀性, 其地震特征需要更多的野外观察和模拟实验来确定.

7.4 俯冲隧道与高压-超高压岩石折返

俯冲隧道模型可以很好地解释一些古俯冲带特别是大洋俯冲带中高压-超高压变质岩的折返. 然而, 是否俯冲隧道模型适合所有高压-超高压变质岩的折返? 或者说是否所有高压-超高压岩石的折返都与俯冲隧道有关? 正如前面所述, 俯冲隧道岩石具有典型混杂岩特征, 隧道内块体和基质以及块体之间的变质峰期条件及 P - T 轨迹存在明显差异, 并表现出不连续性. 但是在一些古俯冲带中, 高压-超高压变质岩石显示出几公里-数十公里均匀或连续的变质作用特征, 特别是一些巨大规模并经历了超深俯冲(>120km)的大陆型超高压变质带. 总体上, 俯冲隧道能合理解释具有混杂岩特征的高压-超高压变质地体的折返, 但难以解释大的、相干的且规模巨大的高压-超高压地体的折返, 后者似乎采用Chemenda等(1995)提出的楔形逆冲模型更易解释. 然而, 后期的改造使这一问题更加复杂(例如, Bousquet, 2008). 关于中国西南天山高压-超高压变质岩的折返就存在很大争议. 一些学者提出, 折返是以大而连续的块体逆冲挤出为特征, 即高压-超高压岩片呈整体折返(Wei等, 2009b; Lü和Bucher, 2018; Bayet等, 2020; Tan等, 2020). 而另一些学者认为, 西南天山高压-超高压变质岩具有混杂岩特征, 采用俯冲隧道模型来解释其折返更为合理(Li等, 2016; 李继磊等, 2017及相关参考文献).

8 未来研究方向建议

已有的研究显示, 在中国大陆造山带中保留的众多不同时代和性质的汇聚板块边界及古俯冲带中, 西南天山晚古生代大洋俯冲带、北祁连早古生代俯冲带及大别-苏鲁大陆早中生代俯冲带可能保留有古俯冲隧道的物质组成并记录了其演化过程。但到目前为止, 其他古俯冲带中还鲜有报道古俯冲隧道过程产物的保存, 需要进一步明确其他古俯冲带是否保存有古俯冲隧道痕迹。对出露在造山带的古俯冲隧道的直接观察和解剖对进一步揭示俯冲隧道性质、结构、运动学和动力学具有重要科学价值。

对于俯冲隧道的研究, 目前所采用的方法是地球物理观测、数值模拟及保留在造山带中古俯冲隧道的直接地质观察。然而, 正如前面所述, 由于分辨率的限制, 对俯冲隧道特别是隧道深部的地球物理探测有其局限性; 古俯冲隧道的直接地质观察无疑非常关键, 但由于折返过程和后期构造叠加的影响, 古俯冲隧道的结构、几何学特征难以完整保存, 其动力学过程的恢复存在不确定性。数值模拟仍然是确定俯冲隧道结构、运动学及动力学过程的重要手段, 国际上大量文献的发表也说明了这一点。因此, 数值模拟、现今俯冲带地球物理观察和古俯冲隧道地质研究必须相互结合, 特别是通过数值模拟获得的俯冲隧道基本特征需要精细的古俯冲隧道地质解剖来证实或加以修正。

致谢 本文为“板块俯冲带学科发展战略项目”所撰写, 感谢郑永飞院士的邀请。喻星星和周桂生参与了部分资料收集和图件绘制工作。感谢郑永飞院士对文章的仔细修改和建议, 也感谢3位审稿人建设性的修改意见。

参考文献

- 李继磊, 高俊, 王信水. 2017. 西南天山洋壳高压-超高压变质岩石的俯冲隧道折返机制. *中国科学: 地球科学*, 47: 23–39
- 李忠海. 2014. 大陆俯冲-碰撞-折返的动力学数值模拟研究综述. *中国科学: 地球科学*, 44: 817–841
- 李忠海, 刘明启, Gerya A. 2015. 俯冲隧道中物质运移和流体-熔体活动的动力学数值模拟. *中国科学: 地球科学*, 45: 881–899
- 许志琴, 徐惠芬, 张建新, 李海兵, 朱志直, 曲景川, 陈代璋, 陈金禄, 杨开春. 1994. 北祁连走廊南山加里东俯冲杂岩增生地体及其动力学. *地质学报*, 68: 1–15
- 于胜尧, 张建新, 孟繁聪, 戚学祥. 2007. 北祁连俯冲-增生杂岩带中低温榴辉岩的地球化学特征. *岩石矿物学杂志*, 26: 101–108

- 喻星星. 2017. 北祁连早古生代大洋俯冲隧道中的变质与变形. 博士学位论文. 北京: 北京大学. 1–192
- 张建新, 许志琴, 陈文, 徐惠芬. 1997. 北祁连中段俯冲-增生杂岩/火山弧的时代探讨. *岩石矿物学杂志*, 16: 112–119
- 张建新, 许志琴, 徐惠芬, 李海兵. 1998. 北祁连加里东期俯冲-增生楔结构及动力学. *地质科学*, 33: 290–299
- 张建新, 孟繁聪. 2006. 北祁连和北阿尔金含硬柱石榴辉岩: 冷洋壳俯冲作用的证据. *科学通报*, 51: 1683–1688
- 张建新, 于胜尧, 李云帅, 喻星星, 林宜慧, 毛小红. 2015. 原特提斯洋的俯冲、增生及闭合: 阿尔金-祁连-柴北缘造山系早古生代增生/碰撞造山作用. *岩石学报*, 31: 3531–3554
- 章军锋, 王春光, 续海金, 王超, 许文良. 2015. 俯冲隧道中的部分熔融和壳幔相互作用: 实验岩石学制约. *中国科学: 地球科学*, 45: 1270–1285
- 赵子福, 戴立群, 郑永飞. 2015. 大陆俯冲带两类壳幔相互作用. *中国科学: 地球科学*, 45: 900–915
- 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, 陈仁旭, 徐峥, 张少兵. 2016. 俯冲带中的水迁移. *中国科学: 地球科学*, 46: 253–286
- Abers G A, van Keken P E, Hacker B R. 2017. The cold and relatively dry nature of mantle forearcs in subduction zones. *Nat Geosci*, 10: 333–337
- 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
- Agard P, Plunder A, Angiboust S, Bonnet G, Ruh J. 2018. The subduction plate interface: Rock record and mechanical coupling (from long to short timescales). *Lithos*, 320–321: 537–566
- Angiboust S, Agard P. 2010. Initial water budget: The key to detaching large volumes of eclogitized oceanic crust along the subduction channel? *Lithos*, 120: 453–474
- Angiboust S, Agard P, Yamato P, Raimbourg H. 2012. Eclogite breccias in a subducted ophiolite: A record of intermediate-depth earthquakes? *Geology*, 40: 707–710
- Angiboust S, Hyppolito T, Glodny J, Cambeses A, Garcia-Casco A, Calderón M, Juliani C. 2017. Hot subduction in the middle Jurassic and partial melting of oceanic crust in Chilean Patagonia. *Gondwana Res*, 42: 104–125
- Angiboust S, Glodny J, Oncken O, Chopin C. 2014. In search of transient subduction interfaces in the Dent Blanche-Sesia Tectonic System (W. Alps). *Lithos*, 205: 298–321
- Arcay D. 2017. Modelling the interplate domain in thermo-mechanical simulations of subduction: Critical effects of resolution and rheology, and consequences on wet mantle melting. *Phys Earth Planet Inter*, 269: 112–132

- Aoya M, Endo S, Mizukami T, Wallis S R. 2013. Paleo-mantle wedge preserved in the Sambagawa high-pressure metamorphic belt and the thickness of forearc continental crust. *Geology*, 41: 451–454
- Austrheim H, Dunkel K G, Plümpner O, Ildefonse B, Liu Y, Jamtveit B. 2017. Fragmentation of wall rock garnets during deep crustal earthquakes. *Sci Adv*, 3: e1602067
- Aygül M, Oberhänsli R. 2017. Tectonic stacking of HP/LT metamorphic rocks in accretionary wedges and the role of shallowing slab-mantle decoupling. *Tectonics*, 36: 2332–2346
- Bachmann R, Glodny J, Oncken O, Seifert W. 2009. Abandonment of the South Penninic-Austroalpine palaeosubduction zone, Central Alps, and shift from subduction erosion to accretion: Constraints from Rb/Sr geochronology. *J Geol Soc*, 166: 217–231
- 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
- Bayet L, Agard P, John T, Menneken M, Tan Z, Gao J. 2020. Tectonic evolution of the Tianshan Akeyazi metamorphic complex (NW China). *Lithos*, 354–355: 105273
- Blanco-Quintero I F, Garcia-Casco A, Gerya T V. 2011. Tectonic blocks in serpentinite mélangé (eastern Cuba) reveal large-scale convective flow of the subduction channel. *Geology*, 39: 79–82
- Bousquet R. 2008. Metamorphic heterogeneities within a single HP unit: Overprint effect or metamorphic mix? *Lithos*, 103: 46–69
- Brovarone A V, Agard P, Monié P, Chauvet A, Rabaute A. 2018. Tectonic and metamorphic architecture of the HP belt of New Caledonia. *Earth-Sci Rev*, 178: 48–67
- Butler J P, Beaumont C, Jamieson R A. 2013. The Alps 1: A working geodynamic model for burial and exhumation of (ultra)high-pressure rocks in Alpine-type orogens. *Earth Planet Sci Lett*, 377–378: 114–131
- Butler J P, Beaumont C, Jamieson R A. 2014. The Alps 2: Controls on crustal subduction and (ultra)high-pressure rock exhumation in Alpine-type orogens. *J Geophys Res-Solid Earth*, 119: 5987–6022
- Calahorrano A, Sallares V, Collot J, Sage F, Ranero C. 2008. Nonlinear variations of the physical properties along the southern Ecuador subduction channel: Results from depth-migrated seismic data. *Earth Planet Sci Lett*, 267: 453–467
- Carswell D A, Cuthbert S J. 2003. Ultrahigh pressure metamorphism in the Western Gneiss Region of Norway. *EMU Notes in Mineralogy*, 5, Chapter 3: 51–73
- 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
- Clift P D, Pecher I, Kukowski N, Hampel A. 2003. Tectonic erosion of the Peruvian forearc, Lima Basin, by subduction and Nazca Ridge collision. *Tectonics*, 22: 1023
- Clift P, Vannucchi P. 2004. Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: Implications for the origin and recycling of the continental crust. *Rev Geophys*, 42: RG2001
- Cloos M, Shreve R L. 1988a. Subduction-channel model of prism accretion, mélange formation, sediment subduction, and subduction erosion at convergent plate margins: 1. Background and description. *Pure Appl Geophys*, 128: 455–500
- Cloos M, Shreve R L. 1988b. Subduction-channel model of prism accretion, mélange formation, sediment subduction, and subduction erosion at convergent plate margins: 2. Implications and discussion. *Pure Appl Geophys*, 128: 501–545
- Codillo E A, Le Roux V, Marschall H R. 2018. Arc-like magmas generated by mélange-peridotite interaction in the mantle wedge. *Nat Commun*, 9: 2864
- Collot J Y, Agudelo W, Ribodetti A, Marcaillou B. 2008. Origin of a crustal splay fault and its relation to the seismogenic zone and underplating at the erosional north Ecuador-south Colombia oceanic margin. *J Geophys Res*, 113: B12102
- Collot J Y, Ribodetti A, Agudelo W, Sage F. 2011. The South Ecuador subduction channel: Evidence for a dynamic mega-shear zone from 2D fine-scale seismic reflection imaging and implications for material transfer. *J Geophys Res*, 116: B11102
- Diez Fernández R, Martínez Catalán J R, Arenas Martín R, Abati Gómez J. 2011. Tectonic evolution of a continental subduction-exhumation channel: Variscan structure of the basal allochthonous units in NW Spain. *Tectonics*, 30: TC3009
- Ernst W G. 1988. Tectonic history of subduction zones inferred from retrograde blueschist *P-T* paths. *Geology*, 16: 1081–1084
- 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
- Escuder-Virue J, Friedman R, Castillo-Carrión M, Gabites J, Pérez-Estaún A. 2011. Origin and significance of the ophiolitic high-P mélanges in the northern Caribbean convergent margin: Insights from the geochemistry and large-scale structure of the Río San Juan metamorphic complex. *Lithos*, 127: 483–504
- Escuder-Virue J, Valverde-Vaquero P, Rojas-Agramonte Y, Gabites J, Castillo-Carrión M, Pérez-Estaún A. 2013. Timing of deformational events in the Río San Juan complex: Implications for the tectonic controls on the exhumation of high-P rocks in the northern Caribbean subduction-accretionary prism. *Lithos*, 177: 416–435

- Fagereng A, Sibson R H. 2010. Mélange rheology and seismic style. *Geology*, 38: 751–754
- Federico L, Crispini L, Scambelluri M, Capponi G. 2007. Ophiolite mélange zone records exhumation in a fossil subduction channel. *Geology*, 35: 499–502
- Federico L, Crispini L, Scambelluri M, Capponi G. 2009. Exhumation in a fossil subduction channel: An example from the Ligurian Alps. *Italian J Geosci*, 128: 455–465
- Fitzherbert J A, Clarke G L, Marmo B, Powell R. 2004. The origin and P-T evolution of peridotites and serpentinites of NE New Caledonia: Prograde interaction between continental margin and the mantle wedge. *J Metamorph Geol*, 22: 327–344
- Furukawa Y. 1993. Depth of the decoupling plate interface and thermal structure under arcs. *J Geophys Res*, 98: 20005–20013
- Ganne J, Marquer D, Rosenbaum G, Bertrand J M, Fudral S. 2006. Partitioning of deformation within a subduction channel during exhumation of high-pressure rocks: A case study from the Western Alps. *J Struct Geol*, 28: 1193–1207
- Gao X, Wang K L. 2017. Rheological separation of the megathrust seismogenic zone and episodic tremor and slip. *Nature*, 543: 416–419
- Gerya T. 2011. Future directions in subduction modeling. *J Geodyn*, 52: 344–378
- Gerya T V, Stöckhert B. 2002. Exhumation rates of high pressure metamorphic rocks in subduction channels: The effect of Rheology. *Geophys Res Lett*, 29: 1261
- Gerya T V, Stöckhert B, Perchuk A L. 2002. Exhumation of high-pressure metamorphic rocks in a subduction channel: A numerical simulation. *Tectonics*, 21: 1056
- Gerya T V, Perchuk L L, Burg J P. 2008. Transient hot channels: Perpetrating and regurgitating ultrahigh-pressure, high-temperature crust-mantle associations in collision belts. *Lithos*, 103: 236–256
- 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 H, Agard P, Schwartz S, Vidal O. 2009. Exhumation processes in oceanic and continental subduction contexts: A review. In: Lallemand S, Funiciello F, eds. *Subduction Zone Geodynamics: Frontiers in Earth Sciences*. Springer. 175–205
- Grigull S, Krohe A, Moos C, Wassmann S, Stöckhert B. 2012. “Order from chaos”: A field-based estimate on bulk rheology of tectonic mélanges formed in subduction zones. *Tectonophysics*, 568–569: 86–101
- Hacker B R, Peacock S M, Abers G A, Holloway S D. 2003. Subduction factory 2. Are intermediate-depth earthquakes in subducting slabs linked to metamorphic dehydration reactions? *J Geophys Res*, 108: 2030
- Hacker B R, Kelemen P B, Behn M D. 2011. Differentiation of the continental crust by relamination. *Earth Planet Sci Lett*, 307: 501–516
- Hässig M, Rolland Y, Sosson M, Avagyan A. 2016. Lithological nature of the subduction channel: Insights from the Karabakh suture zone (Lesser Caucasus) and general comparisons. *J Geodyn*, 96: 19–34
- Hermann J, Zheng Y F, Rubatto D. 2013. Deep fluids in subducted continental crust. *Elements*, 9: 281–287
- Hermann J, Rubatto D. 2014. Subduction of continental crust to mantle depth. In: Holland H D, Turekian K K, eds. *Treatise on Geochemistry: Geochemistry of Ultrahigh-Pressure Rocks*. Amsterdam: Elsevier. 309–340
- Keppler R, Stipp M, Behrmann J H, Ullemeyer K, Heidelberg F. 2016. Deformation inside a paleosubduction channel—Insights from microstructures and crystallographic preferred orientations of eclogites and metasediments from the Tauern Window, Austria. *J Struct Geol*, 82: 60–79
- Ker C M, Yang H J, Zhang J, Shau Y H, Chieh C J, Meng F, Takazawa E, You C F. 2015. Compositional and Sr-Nd-Hf isotopic variations of Baijingsi eclogites from the North Qilian orogen, China: Causes, protolith origins, and tectonic implications. *Gondwana Res*, 28: 721–734
- Klemd R, John T, Scherer E E, Rondenay S, Gao J. 2011. Changes in dip of subducted slabs at depth: Petrological and geochronological evidence from HP-UHP rocks (Tianshan, NW-China). *Earth Planet Sci Lett*, 310: 9–20
- Kotowski A J, Behr W M. 2019. Length scales and types of heterogeneities along the deep subduction interface: Insights from exhumed rocks on Syros Island, Greece. *Geosphere*, 15: 1038–1065
- Li B T, Massonne H J, Opitz J. 2017. Clockwise and anticlockwise P-T paths of high-pressure rocks from the “La Pioza” eclogite body of the Malpica-Tuy Complex, NW Spain. *J Petrol*, 58: 1363–1392
- Li J L, Klemd R, Gao J, John T. 2016. Poly-cyclic metamorphic evolution of eclogite: Evidence for multistage burial-exhumation cycling in a subduction channel. *J Petrol*, 57: 119–146
- 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
- Locatelli M, Verlaquet A, Agard P, Federico L, Angiboust S. 2018. Intermediate-depth brecciation along the subduction plate interface (Monviso eclogite, W. Alps). *Lithos*, 320–321: 378–402
- Lü Z, Bucher K. 2018. The coherent ultrahigh-pressure terrane of the

- Tianshan meta-ophiolite belt, NW China. *Lithos*, 314-315: 260–273
- 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 Mineral*, 93: 1845–1850
- Malatesta C, Crispini L, Federico L, Capponi G, Scambelluri M. 2012. The exhumation of high pressure ophiolites (Voltri Massif, Western Alps): Insights from structural and petrologic data on metagabbro bodies. *Tectonophysics*, 568-569: 102–123
- Massonne H J. 2012. Formation of amphibole and clinozoisite-epidote in eclogite owing to fluid infiltration during exhumation in a subduction channel. *J Petrol*, 53: 1969–1998
- Marschall H R, Schumacher J C. 2012. Arc magmas sourced from mélange diapirs in subduction zones. *Nat Geosci*, 5: 862–867
- Menant A, Angiboust S, Monié P, Oncken O, Guigner J M. 2018. Brittle deformation during Alpine basal accretion and the origin of seismicity nests above the subduction interface. *Earth Planet Sci Lett*, 487: 84–93
- Monié P, Agard P. 2009. Coeval blueschist exhumation along thousands of kilometers: Implications for subduction channel processes. *Geochem Geophys Geosyst*, 10: Q07002
- Nielsen S G, Marschall H R. 2017. Geochemical evidence for mélange melting in global arcs. *Sci Adv*, 3: e1602402
- 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: 435–438
- Penniston-Dorland S C, Kohn M J, Piccoli P M. 2018. A mélange of subduction temperatures: Evidence from Zr-in-rutile thermometry for strengthening of the subduction interface. *Earth Planet Sci Lett*, 482: 525–535
- Peacock S M, Rushmer T, Thompson A B. 1994. Partial melting of subducting oceanic crust. *Earth Planet Sci Lett*, 121: 227–244
- Peacock S M, Wang K. 1999. Seismic consequences of warm versus cool subduction zone metamorphism: Examples from northeast and southwest Japan. *Science*, 286: 937–939
- Ranero C R, von Huene R. 2000. Subduction erosion along the Middle America convergent margin. *Nature*, 404: 748–752
- Ring U, Pantazides H, Glodny J, Skelton A. 2020. Forced return flow deep in the subduction channel, Syros, Greece. *Tectonics*, 39: e05768
- Rosa M D, Meneghini F, Marroni M, Frassi C, Pandolfi L. 2020. The coupling of high-pressure oceanic and continental units in Alpine Corsica: Evidence for syn-exhumation tectonic erosion at the roof of the plate interface. *Lithos*, 354-355: 105328
- Rossetti F, Nasrabad M, Theye T, Gerdes A, Monie P, Lucci F, Vignaroli G. 2014. Adakite differentiation and emplacement in a subduction channel: The late Paleocene Sabzevar magmatism (NE Iran). *Geol Soc Am Bull*, 126: 317–343
- Rowe C D, Moore J C, Remitti F. 2013. The thickness of subduction plate boundary faults from the seafloor into the seismogenic zone. *Geology*, 41: 991–994
- Rubatto D, Hermann J. 2001. Exhumation as fast as subduction? *Geology*, 29: 3–6
- Sage F, Collot J Y, Ranero C R. 2006. Interplate patchiness and subduction-erosion mechanisms: Evidence from depth-migrated seismic images at the central Ecuador convergent margin. *Geology*, 34: 997–1000
- 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
- Shelly D R, Beroza G C, Ide S, Nakamura S. 2006. Low-frequency earthquakes in Shikoku, Japan, and their relationship to episodic tremor and slip. *Nature*, 442: 188–191
- Shreve R L, Cloos M. 1986. Dynamics of sediment subduction, mélange formation, and prism accretion. *J Geophys Res*, 91: 10229–10245
- Song S, Zhang L, Niu Y, Su L, Song B, Liu D. 2006. Evolution from oceanic subduction to continental collision: A case of the Northern Tibetan Plateau inferred from geochemical and geochronological data. *J Petrol*, 47: 435–455
- Song S G, Zhang L F, Niu Y, Wei C J, Liou J G, Shu G M. 2007. Eclogite and carpholite-bearing metasedimentary rocks in the North Qilian suture zone, NW China: Implications for Early Palaeozoic cold oceanic subduction and water transport into mantle. *J Metamorph Geol*, 25: 547–563
- Syracuse E M, van Keken P E, Abers G A, Suetsugu D, Bina C, Inoue T, Wiens D, Jellinek M. 2010. The global range of subduction zone thermal models. *Phys Earth Planet Inter*, 183: 73–90
- Tamblyn R, Zack T, Schmitt A K, Hand M, Kelsey D, Morrissey L, Pabst S, Savov I P. 2019. Blueschist from the Mariana forearc records long-lived residence of material in the subduction channel. *Earth Planet Sci Lett*, 519: 171–181
- Tan Z, Agard P, Gao J, Hong T, Wan B. 2020. Concordant pulse in Mn, Y and HREEs concentrations during UHP eclogitic garnet growth: Transient rock dynamics along a cold subduction plate interface. *Earth Planet Sci Lett*, 530: 115908
- Tsuji Y, Nakajima J, Hasegawa A. 2008. Tomographic evidence for hydrated oceanic crust of the Pacific slab beneath northeastern Japan: Implications for water transportation in subduction zones. *Geophys Res Lett*, 35: L14308
- Ukar E. 2012. Tectonic significance of low-temperature blueschist

- blocks in the Franciscan mélange at San Simeon, California. *Tectonophysics*, 568-569: 154–169
- van der Straaten F, Schenk V, John T, Gao J. 2008. Blueschist-facies rehydration of eclogites (Tian Shan, NW-China): Implications for fluid-rock interaction in the subduction channel. *Chem Geol*, 255: 195–219
- Vannucchi P, Ranero C R, Galeotti S, Straub S M, Scholl D, McDougall-Ried K. 2003. Fast rates of subduction erosion along the Costa Rica Pacific margin: Implications for nonsteady rates of crustal recycling at subduction zones. *J Geophys Res*, 108: 2511
- Vannucchi P, Remitti F, Bettelli G. 2008. Geological record of fluid flow and seismogenesis along an erosive subducting plate boundary. *Nature*, 451: 699–703
- Vannucchi P, Sage F, Phipps Morgan J, Remitti F, Collot J Y. 2012. Toward a dynamic concept of the subduction channel at erosive convergent margins with implications for interplate material transfer. *Geochem Geophys Geosyst*, 13: Q02003
- Wada I, Wang K. 2009. Common depth of slab-mantle decoupling: Reconciling diversity and uniformity of subduction zones. *Geochem Geophys Geosyst*, 10: Q10009
- Warren C J, Beaumont C, Jamieson R A. 2008. Formation and exhumation of ultra-high-pressure rocks during continental collision: Role of detachment in the subduction channel. *Geochem Geophys Geosyst*, 9: Q04019
- Wassmann S, Stöckhert B. 2012. Matrix deformation mechanisms in HP-LT tectonic mélanges—Microstructural record of jadeite blueschist from the Franciscan Complex, California. *Tectonophysics*, 568-569: 135–153
- Wei C J, Song S G. 2008. Chloritoid-glaucophane schist in the north Qilian orogen, NW China: Phase equilibria and P - T path from garnet zonation. *J Metamorph Geol*, 26: 301–316
- Wei C J, Yang Y, Su X L, Song S G, Zhang L F. 2009a. Metamorphic evolution of low- T eclogite from the North Qilian orogen, NW China: Evidence from petrology and calculated phase equilibria in the system NCKFMASHO. *J Metamorph Geol*, 27: 55–70
- Wei C J, Wang W, Clarke G L, Zhang L F, Song S G. 2009b. Metamorphism of high/ultrahigh-pressure pelitic-felsic schist in the South Tianshan orogen, NW China: Phase equilibria and P - T path. *J Petrol*, 50: 1973–1991
- Whitney D L, Teyssier C, Seaton N C A, Fornash K F. 2014. Petrofabrics of high-pressure rocks exhumed at the slab-mantle interface from the “point of no return” in a subduction zone (Sivrihisar, Turkey). *Tectonics*, 33: 2315–2341
- Yamato P, Burov E, Agard P, Le Pourhiet L, Jolivet L. 2008. HP-UHP exhumation during slow continental subduction: Self-consistent thermodynamically and thermomechanically coupled model with application to the Western Alps. *Earth Planet Sci Lett*, 271: 63–74
- Yang J J, Huang M X, Wu Q Y, Zhang H R. 2014. Coesite-bearing eclogite breccia: Implication for coseismic ultrahigh-pressure metamorphism and the rate of the process. *Contrib Mineral Petrol*, 167: 1013–1030
- Yang Q L, Zhao Z F, Zheng Y F. 2012. Slab-mantle interaction in continental subduction channel: Geochemical evidence from Mesozoic gabbroic intrusives in southeastern North China. *Lithos*, 155: 442–460
- Yin A, Xie Z M, Meng L S. 2018. A viscoplastic shear-zone model for deep (15–50 km) slow-slip events at plate convergent margins. *Earth Planet Sci Lett*, 491: 81–94
- Zhang J X, Li J P, Yu S Y, Meng F C, Mattinson C G, Yang H J, Ker C M. 2012. Provenance of eclogitic metasediments in the north Qilian HP/LT metamorphic terrane, western China: Geodynamic implications for early Paleozoic subduction-erosion. *Tectonophysics*, 570-571: 78–101
- Zhang J X, Meng F C, Wan Y S. 2007. A cold Early Palaeozoic subduction zone in the North Qilian Mountains, NW China: Petrological and U-Pb geochronological constraints. *J Metamorph Geol*, 25: 285–304
- Zhang J X, Mattinson C G, Yu S Y, Li Y S, Yu X X, Mao X H, Lu Z L, Peng Y B. 2019. Two contrasting accretion v. collision orogenies: Insights from Early Paleozoic polyphase metamorphism in the Altun-Qilian-North Qaidam orogenic system, NW China. *Geol Soc Lond Spec Publ*, 474: 153–181
- Zheng Y F. 2012. Metamorphic chemical geodynamics in continental subduction zones. *Chem Geol*, 328: 5–48
- Zheng Y F. 2019. Subduction zone geochemistry. *Geosci Front*, 10: 1223–1254
- Zheng Y F, Chen Y X. 2016. Continental versus oceanic subduction zones. *Natl Sci Rev*, 3: 495–519
- Zheng Y F, Hermann J. 2014. Geochemistry of continental subduction-zone fluids. *Earth Planet Space*, 66: 93
- 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, Zhao Z F, Chen R X. 2019. Ultrahigh-pressure metamorphic rocks in the Dabie-Sulu orogenic belt: Compositional inheritance and metamorphic modification. *Geol Soc Lond Spec Publ*, 474: 89–132

(责任编辑: 郑永飞)