

地幔内板片俯冲运动模式及其大地构造意义

——俯冲的屏障与穿越机制

李江海^{1,2)}, 刘仲兰^{1,3)}

1) 造山带与地壳演化教育部重点实验室, 北京大学地球与空间科学学院, 中国北京, 100871;

2) 北京大学石油与天然气研究中心, 中国北京, 100871;

3) 德国海洋与环境研究中心(MARUM), 德国不来梅, 28334

内容提要: 地震层析成像揭示了地幔内存在俯冲板片的重要证据, 它们涉及多种几何形态和运动方式, 地幔过渡带为其下沉的重要屏障, 俯冲板片在这里发生停滞、变形和岩石圈物质积累。板片在个别地区可以俯冲到地核—地幔边界, 堆积形成板块墓地, 造成 D'' 层物质组成和热学的不均一性。高温高压实验以及流变学计算模拟, 对地幔组成及其物性提供了新的制约, 板片俯冲地幔过程中, 涉及矿物相变、黏度、密度、力学强度等因素的制约, 地幔过渡带为俯冲重要屏障和相变界面。围绕板片俯冲的研究, 提出地幔整体对流的新模式, 板块墓地与超级地幔柱具有成因联系, 成为全球地幔对流的重要环节, 有待深入研究。板片俯冲是浅表板块构造与深部超级地幔柱的联系纽带和重要驱动力。

关键词: 板片俯冲; 地幔过渡带; 板块墓地; 下地幔; 超级地幔柱; 地幔对流

深部地球的结构和动力学过程, 是困惑地质学家的重要前缘科学领域之一。自板块构造理论提出以来, 围绕地幔热对流, 提出了单层、双层、多层等对流模式(Tackley, 2008), 地球化学研究主张地幔分层对流, 而地球物理学观测则支持整个地幔对流模式(周晓亚等, 2014; Helffrich and Wood, 2001)。板片俯冲提供了板块运动和地幔对流的重要动力(Schellart et al., 2007), 它也是地表物质循环到地幔深部的重要途径(傅容珊等, 2005; Marquardt and Miyagi, 2015)。岩石圈如何通过板片俯冲、相变进入下地幔、外核表层, 实现不同层圈之间物质和热流循环, 正成为地球科学的前缘研究问题。板片俯冲动力学的探讨, 涉及地幔对流机制。21世纪以来, 随着地震层析成像技术、高温高压实验研究、板块运动数值模拟的迅速发展, 以及地幔深部矿物包体的新发现, 地幔深部板片俯冲的相关领域持续取得重大科学进展, 高分辨率的地震层析成像不断提供板片进入(或穿过)转换带的清晰图像, 包括:

(1) 亚洲大陆东北部(中国东北、蒙古、俄罗斯)、北极地区(北亚部分)的地幔过渡带内普遍发现停滞、平坦的太平洋俯冲板片(Torii and

Yoshioka, 2007), 并对中、新生代以来的构造—岩浆活动和沉积盆地发育产生深刻影响。地幔过渡带的流变性质对平坦板片的聚集具有重要作用。

(2) 在特提斯构造域的印度板块北缘、非洲北缘也发现下地幔浅部存在俯冲板片证据。伴随板块汇聚, 欧亚大陆南缘板片拆沉, 板片呈水滴式垂直下沉, 亚洲大陆之下形成冷地幔柱(Maruyama et al., 2007)。在帕米尔揭示了大陆板块俯冲到500 km以上, 是中亚大陆腹地次级板片俯冲的产物(Kufner et al., 2016)。

(3) 法拉龙板块(可可斯板块的残余部分)在中美洲之下可以持续俯冲可达下地幔深处, 沿着海沟走向, 在其南、北两端, 则在地幔过渡带附近停留和持续堆叠与累积。

(4) 全球地震层析成像不断刻画出了地核外层温度分布的差异, 圈定了地核外层大型剪切波低速区(LLSVB)分布范围。南太平洋和非洲之下的LLSVB的边缘, 至少控制全球中生代以来的热点和大火成岩省(LIPs)的形成, 并可能向前推到古生代。

(5) 高温高压实验及其相关的热力学数值模

注: 本文为国家重点研发计划课题(编号:2016YFC0503301)和国家科技重大专项项目(编号:2016ZX05033001-007)的成果。

收稿日期:2017-11-10; 改回日期:2019-02-01; 责任编辑:章雨旭。Doi: 10.16509/j.georeview.2019.02.015

作者简介: 李江海, 男, 1965年生, 教授, 博士生导师。主要从事全球构造研究, Email: jhlh@pku.edu.cn。

拟,不断提出和完善地幔成分结构模型和相关的矿物物理预测(矿物组成及其相变)。过渡带含水性的矿物学(OH⁻离子)存在的证据不断被揭示,直接影响到地幔流变性质(黏度降低、强度降低)及其岩浆活动(易熔组分富集)物理化学过程的认识(毛竹和李新阳,2016)。

地幔内板片俯冲面对的问题远比能给出的结论要多,存在的问题包括:①对地幔内板片俯冲的识别,除了地震波速异常,是否还要其他技术手段佐证?②如何区别地幔内的俯冲板片,还是地幔演化分异形成的不均匀成分、结构异常体?③如何刻画俯冲板片的三维形态及其组构特征?它们是否经历构造变形(板片肢解、拆离或和褶皱)?相变作用如何发生?④俯冲板片的运动过程如何发生?与岩石圈板块及构造联系是什么?是直接俯冲,还是先停滞后再沉入下地幔?⑤俯冲板片进入下地幔的控制因素是什么?地幔围岩的浮力、密度、黏度、强度、热力学(相变的 P 、 T 、克拉伯龙斜率[克拉伯龙(Clapeyron)斜率:指相变过程中,发生相变所需要的压力与温度之间的关系。比如,橄榄石的后尖晶石相变具有负的克拉伯龙斜率,随着温度升高,相变所需的压力会有所降低]如何突破下地幔的屏障?⑥俯冲板片如何进入核—幔边界、成为板块墓地?板块墓地与热边界层之间如何实现外核物质循环和热对流?

已经提出全球地幔柱和板块构造动力学的新模型,并探讨和模拟地史上超大陆与超级地幔柱的成因,持续整合并统一上述两种构造模型,形成了全新的全球大地构造理论(Burke et al., 2008)。由于全球数据资料的制约,对板片俯冲的理论分析和整合相对滞后,尚未融合到上述全球理论框架中,造成地幔对流模式中俯冲作用探讨的空缺。基于全球地震层析成像、力学—热力学数值模拟以及高温高压实验等多学科研究进展,本文整理相关的深部地幔俯冲板片的探测结果,并展开相关大地构造问题和进展的探讨。对于如何认识板块在地幔内的深俯冲过程具有重要意义。

1 全球地幔内板片俯冲的运动模式及其案例

依据地震波传播速度变化,可以划分地球内部不同的圈层结构。地壳与地幔的分界面为莫霍面,地幔又可分为上地幔(650 km 深处以上)及下地幔(650~2891 km 深处),下地幔与地核的边界通常称

为D'层。410 km 和 660 km 深处不连续面之间的地幔部分,称为过渡带。近年来,提出 1000 km 深处左右存在重要的地幔内部界面(Rudolph et al., 2015)。D'层位于地幔底部、核—幔边界以上厚度约 200~300 km。

地震波传播过程中,受岩石密度、温度、成分影响,速度发生变化。例如,通过地下含水层或岩浆时,地震波速度降低。利用地震层析成像(seismic tomography)方法,通过分析许多台站记录的大型天然地震观测数据(P波、S波),对地震反射波的解析,可以反演生成地球内部波速变化的三维图件,推测其结构和组成特征(和锐等,2007)。

地震波速异常体是识别地幔内板片俯冲的基本依据。依据地震波速变化与地球内温度变化的关系,利用P波和S波的层析成像技术可以生成传播路径上地球内部结构图像,S波传播速度对温度变化尤其敏感,快速区对应温度较低物质,慢速区对应于温度较高的物质。由于俯冲板片比周围物质温度要低,俯冲大洋板片可以清晰地成像为上地幔内的高速带(Zhao Dapeng et al., 2013),由此可以探测大洋板片的俯冲和下沉过程。

目前在特提斯构造域、环太平洋(东北亚、中美洲)地幔过渡带—下地幔内均发现俯冲板片,并可将它们与地表海沟进行追踪和衔接。环太平洋俯冲带的地震层析成像显示,俯冲板片可以直接沉入下地幔或者停滞在地幔过渡带内(Goes et al., 2017)。还有一些俯冲板片似乎从停滞变为下插模式。板片俯冲的几何形态、底界深度及其运动方式等方面的巨大差异。

对比分析全球地幔内探测出的不同俯冲板片形态几何及其分布特征,可以将板片俯冲概括为以下几种几何形式:

1.1 板片俯冲—停滞模式

俯冲板片在地幔过渡带转折为平坦产状并停滞,有时可以穿过 660 km 界面下沉进入下地幔(Tibi et al., 2006)。相关的地震层析成像见于日本岛—千岛群岛、地中海—阿尔卑斯、爪哇海—班达海(Spakman and Hall, 2010)、北美胡安—德富卡等俯冲地区。板片俯冲脱水,造成上地幔部分熔融和局部热流上涌。在东北亚地区,太平洋俯冲板片停留在地幔过渡带内,未大范围穿越 660 km 不连续面(Huang Jinli and Zhao Dapeng, 2006),下地幔局部出现中高波速异常片体,代表下地幔不均一性或者已沉入下地幔的古板片(Zhao Dapeng et al., 2011)。

运用接收函数研究中国东北部地幔转换带结构,发现 660 km 界面下沉造成了地幔转换带增厚,认为一部分滞留在地幔转换带内的太平洋板块下沉至下地幔(Li Xueqing and Yuan Xiaohui, 2003)。

太平洋周缘俯冲板片几何形态分析表明,板片俯冲经历以下的一个和多个运动阶段(Yoshio and Masayuki, 2013): ① 俯冲板片在 660 km 之上停滞; ② 停滞的板片向下穿过 660 km 界面; ③ 穿过界面板片圈闭于下地幔顶部; ④ 圈闭的板片下沉到下地幔深处。上述四个阶段代表俯冲板片穿过过渡区的连续过程,有的俯冲板片可能停留在某个运动阶段。

1.2 下插式板片模式

地幔地震层析成像(Yoshio and Masayuki, 2013)表明,在中美洲(美国南部、加勒比地区)、东欧南部、东地中海、爪哇海—南中国海、马里亚纳海沟南段)等少数地区,板片呈板状穿过地幔过渡带,进入下地幔,但到达下地幔的深度有明显差异。

法拉龙板块在地幔过渡带停滞深度较大(660~1000 km),呈明显可辨的大型板状高速异常带(P波和S波均有显示)进入下地幔,向南部,法拉龙板块呈板状穿过下地幔俯冲到地幔底部(Manea et al., 2017; Rudolph et al., 2015),尽管在地幔过渡带也具有轻微的台阶式几何特征。向更南部,在秘鲁—智利海沟转折处,其北段的板片呈板状俯冲穿过 660 km 深处,进入下地幔,而在其南段,俯冲板片又在 660 km 以上停滞(Fukao et al., 2009)。上述结果表明,法拉龙板块在中美洲—南美洲最北端俯冲深度最大,沿着俯冲板片的南北两侧,俯冲深度变小,这也符合板片运动的常理。白垩纪以来,法拉龙板块向东持续俯冲,在加勒比地区形成中美洲火山弧,俯冲已达下地幔深处,代表已知俯冲最深的大洋板片,并可能引发了这里的强地震集中发育。俯冲板片在下地幔内形成深达地核表面的运动隧道,带来对地球深部地幔结构认识上的突破。

1.3 多重板片俯冲模式

板片俯冲进入地幔过渡带后肢解为多个不同倾角的板片相互叠置,之后产状再变陡进入下地幔,板片叠置使地幔过渡带内保存大量的俯冲岩石圈物质。实例如汤加—克马德克海沟,这里的俯冲板片最大俯冲深度达 1600 km,在 600~800 km 深处破裂变形。震源机制解及地震层析表明(Chen Wangping and Brudzinski, 2001),在南纬 15°S 以南,马克德克海沟出现两个不同倾角的俯冲板片,近水平俯冲残

片已运动停滞,而陡倾俯冲板片尚在构造活动(图 1、图 2),拆离残片可能来自 5~8Ma 前沿着 Vitiiaz 化石海沟俯冲的产物。

1.4 回卷式板片俯冲

在印度板块—青藏高原之下的地幔过渡带和下地幔(450~1600 km 深处),已经识别出多个拆离的俯冲板片(地震波速正异常),它们对应不同时期特提斯洋及印度板块北缘俯冲的产物(Guillot et al., 2013)。分析表明,印度板块北缘向北俯冲过程中,在地幔内回卷运动并被拆离,指示印度板块向北大运动及欧亚大陆阻挡作用(Kufner et al., 2016)(图 2d)。接收函数研究发现,印度岩石圈向北俯冲至接近青藏高原中部下方约 250 km 深度;亚洲岩石圈向南俯冲至青藏下方约 200 km 深度;青藏中北部岩石圈较薄且相对独立厚度约 100 km(Zhao Wenjin et al., 2011)。

上述不同地区的板片层析成像研究表明,太平洋板片在阿拉斯加、白令海、欧亚大陆东部的地幔过渡带停滞。俯冲板片在鄂霍茨克海、马里亚纳海沟、印尼和中南美洲之下俯冲进入下地幔。年轻板片如菲律宾海、胡安德富卡板片仍在上地幔和地幔过渡带内俯冲,而古老板片则在地幔过渡带内停滞,或者俯冲进入下地幔。下地幔深层“S 波高速物质带”见于太平洋周缘的东亚、南亚及中美洲(Hilst et al., 1997; Voo et al., 1999)。大洋岩石圈俯冲板片在下地幔浅层停滞加宽(Marquardt and Miyagi, 2015),一些板片甚至可以俯冲到核—幔边界(2900 km 深处)(如东亚和中美洲之下的法拉龙板块),堆积形成“俯冲板片墓地”(Tackley, 2008),它们以地震波正异常和大地水准面负异常为特征。千岛—日本俯冲板片在 670 km 深处停滞并弯曲,证实了 Ringwood (1998)对地幔过渡带界面的预测。在一些地区,俯冲板片并未在地幔过渡带停滞,表明停滞只是暂时现象,最终将以板片崩塌方式(a slab avalanche)沉入下地幔(Fukao et al., 2009)。

板片俯冲提供了板块运动重要驱动力(Schellart and Strak, 2016),并对地幔流动产生深刻影响,有待进一步深入研究。运动学分析表明,板片俯冲是板块快速运动(太平洋、菲律宾、纳兹卡、可可斯、印度等)的结果或者表现方式,俯冲板块年龄变老及其海沟长度增长,有利于板片俯冲。板状俯冲的板片,可以造成相邻板块运动减速而具有抛锚效应,使岩石圈发生缩短构造变形,实例如中、南美洲板块西缘。而回卷式俯冲的板片,有利于邻近板

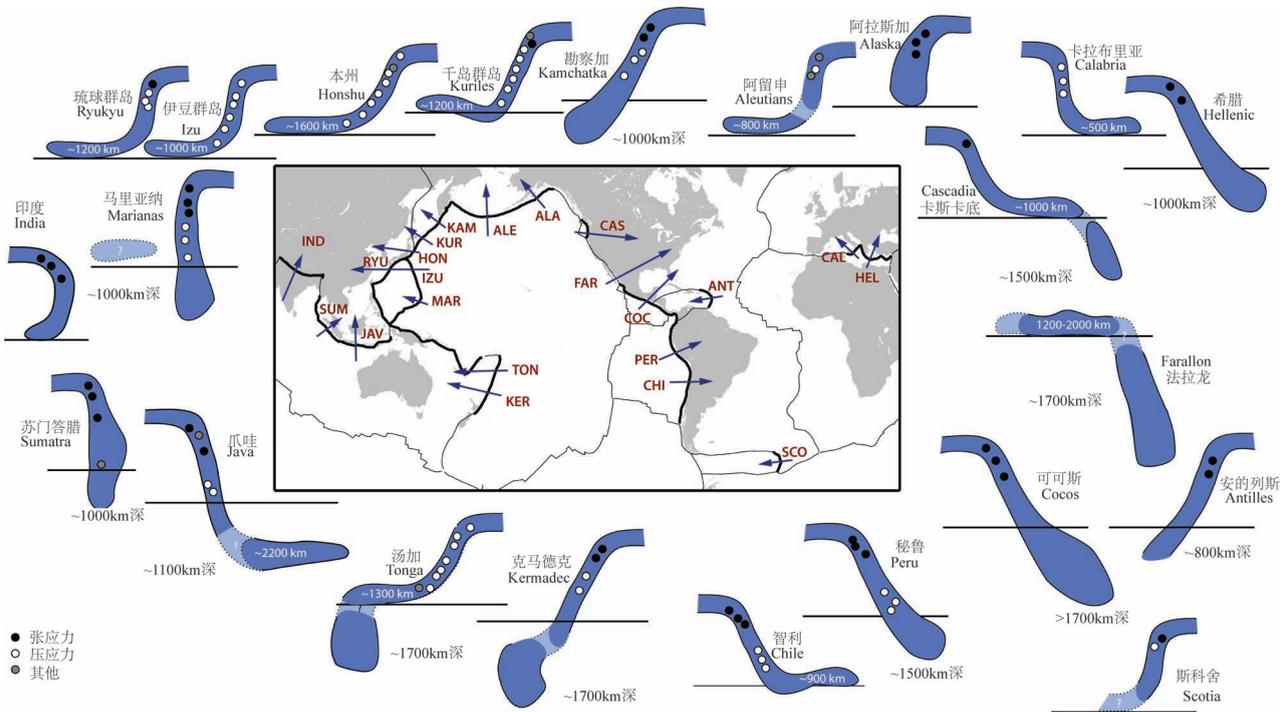


图 1 地震层析成像揭示的过渡带俯冲板片几何形态特征 (蓝色) 及其毕尼奥夫带应力状态, 据 (Goes et al., 2017) 修改
Fig 1. Summary of morphologies of transition-zone slabs as imaged by tomographic studies and their Benioff stress state (after Goes et al., 2017)

图中箭头指示横剖面位置及其下倾方向。蓝色几何图形代表板片形态 (依据快速的地震波异常范围)。水平黑线代表地幔过渡带底界 (~660 km 深处)。对于平坦板片, 标明了平坦段的长度 (白色数字); 对于下插板片, 标明了连续板片的深度 (黑色数字)。板片内圆圈指示中层 (100~350 km) 和深层 (350~700 km) 震源机制和 主要为下倾伸展 (黑色) 或挤压 (白色)

俯冲带代号如下: RYU—琉球群岛, IZU—伊豆群岛, HON—本州, KUR—千岛群岛, KAM—勘察加, ALE—阿留申, ALA—阿拉斯加, CAL—卡拉布里亚, HEL—希腊, IND—印度, MAR—马里亚纳, CAS—卡斯卡底, FAR—法拉龙, SUM—苏门答腊, JAV—爪哇, COC—可可斯, ANT—安的列斯, TON—汤加, KER—克马德克, CHI—智利, PER—秘鲁, SCO—斯科舍

Arrows on the map indicate the approximate locations of the cross sections shown around the map, with their points in down-dip direction. Blue shapes are schematic representations of slab morphologies (based on the extent of fast seismic anomalies that were topographically resolvable from the references listed). Horizontal black lines indicate the base of the transition zone (~660 km depth). For flattened slabs, the approximate length of the flat section is given in white text inside the shapes. For penetrating slabs, the approximate depth to which the slabs are continuous is given in black text next to the slabs. Circles inside the slabs indicate whether the mechanisms of earthquakes at intermediate (100~350 km) and deep (350~700 km) are predominantly down-dip extensional (black) or compressional (white)

块聚敛运动, 如亚洲大陆东缘的弧后盆地系统及青藏高原。

系列的地震层析成像表明, 东亚板片俯冲具有水滴式不连续特征、中美洲为板状俯冲、其他地区板片俯冲难以到达地幔下部。在亚洲大陆之下可以识别出太平洋、鄂霍茨克、特提斯等俯冲板片 (Voo et al., 1999), 它们在地幔过渡带停滞和堆积, 形成巨型冷地幔柱, 驱动亚洲不同陆块和地体聚合。全球地震层析结果显示 (Goes et al., 2017), 下地幔从浅层到底层, 展示出了板块俯冲—碰撞边界 (特提斯

造山带、东太平洋、西南太平洋) 格局向超级地幔柱格局转换。下地幔浅层板片 (高速带) 见于上述俯冲边界上。对上地幔与核幔边界的俯冲板片之间的运动关系尚待深入研究。

2 地幔过渡带和下地幔内岩石圈板片的俯冲运动模式

2.1 岩石圈板片俯冲的流变学制约

地幔具有成分分层特点, 660 km 深处被认为是地幔内重要成分界面, 分隔上、下地幔。地幔过渡带

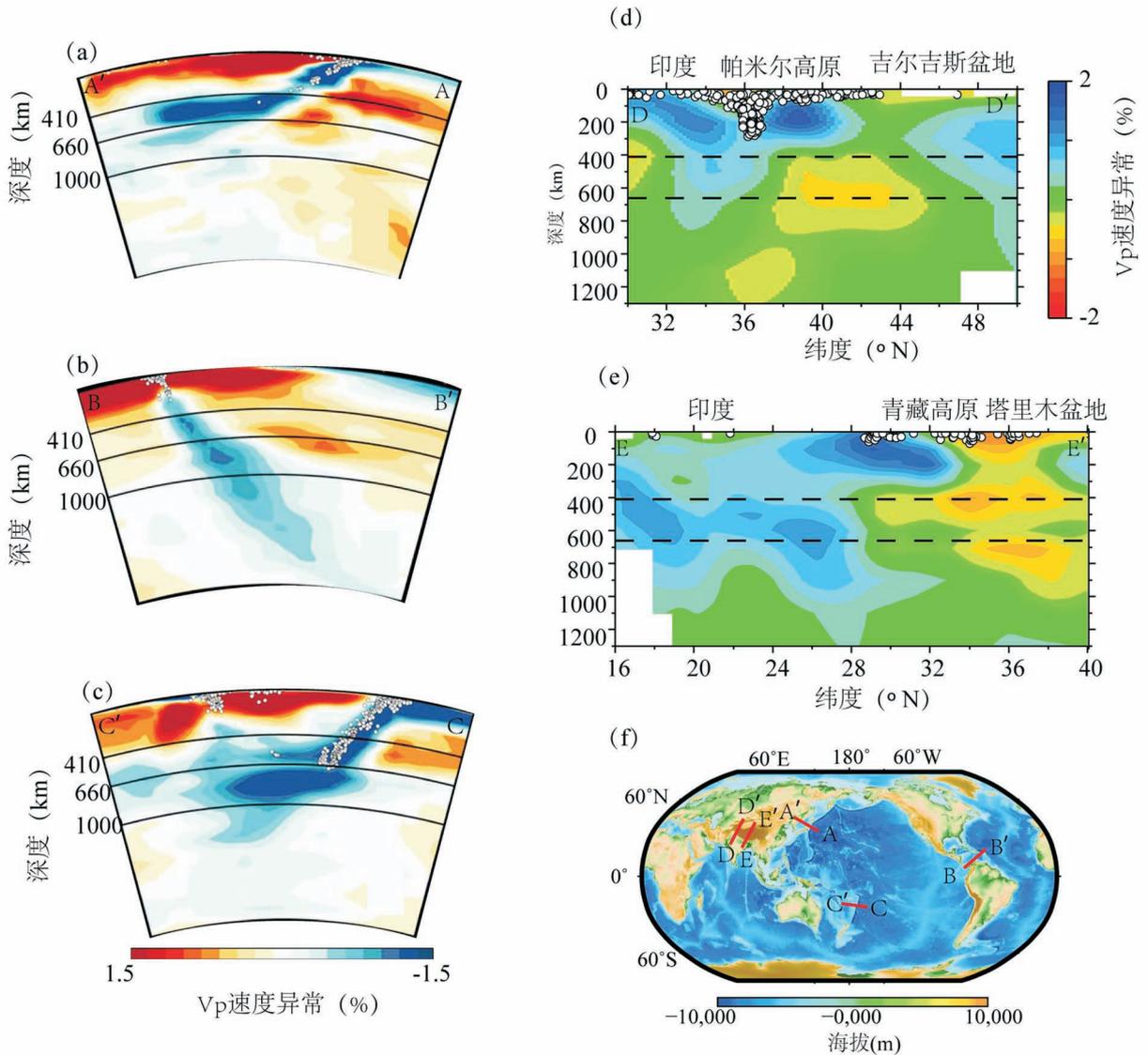


图 2 不同俯冲板片模式及实例: (a) 板片俯冲—停滞模式, 如本州俯冲带; (b) 下插式板片模式, 如中美洲俯冲带; (c) 多重板片俯冲模式, 如汤加俯冲。层析成像结果来自 (Yoshio and Masayuki, 2013); (d)、(e) 回卷式板片俯冲, 如印度—青藏高原碰撞带, 地震层析结果来自 (Huang Jinli and Zhao Dapeng, 2006); 地震层析剖面中白点表示地震震中; (f) 表示剖面位置

Fig. 2 Examples show different Subduction Patterns: (a) stagnant-slab mode, example from the middle part of the northern Honshu arc along profiles A shown in the right bottom map (b) penetrating-slab mode, example from the middle part of the Central America arc along profiles B shown in the right bottom map; (c) Multiple-slab subduction mode, example from the Tonga arc along profiles C shown in the right bottom map (Yoshio and Masayuki, 2013); (d), (e), Rewind-slab subduction mode, examples from the Tibetan Plateau along profiles D—E shown in the right bottom map (Huang Jinli and Zhao Dapeng, 2006); (f) Locations map

位于 410~660 km 深处, 未受到岩石圈和熔融过程的影响, 易于开展岩相与地震波速之间的对比研究。地幔过渡带发育多个地震波速跳跃的界面, 一般认为是由于矿物相变和温度变化引起 (Guillot et al., 2013), 地幔过渡带顶部低速层被认为是由于部分

熔融造成 (周晓亚等, 2014)。也有人认为 660 km 深处的黏度也变化分层。为此, 660 km 深处的界面成为岩石圈板片插入下地幔的重要屏障 (Burke et al., 2008), 不仅造成俯冲板片运动停滞和形态弯曲, 还可能阻挡下伏地幔柱上涌 (图 3)。也有观点

认为,上地幔顶部并不存在板片俯冲的岩层,停滞的俯冲板片只是暂时的地质现象,最终以板片崩塌方式沉入下地幔,板片呈幕式插入下地幔(图3)。

根据卫星重力异常的观测数据,由大地水准面异常可以推断地幔黏度结构分层及其分布特征,计算表明(Rudolph et al., 2015), 1000 km深处地幔黏度显著增加(过去认为是670 km深处),对应于俯冲板片停滞的深度范围。上述670 km和1000 km深处的地幔黏度变化,均可能对大洋俯冲板片和地幔柱上涌有显著影响,造成这一深度上俯冲板片偏转变形和停滞,难以插入下地幔,地幔柱上升过程中也发生偏转(图3)。

2.2 板片俯冲运动学的数值模拟

围绕俯冲板片构造和运动建模,涉及海沟边界性质、板片强度、受力方式、地幔热力学和流变学作用等方面。对板片浮力、沉降粘滞阻力及板片强度研究表明,在缺少海沟俯冲运动的条件下,难以改变初始陡倾板片的运动行为。随着板片在上地幔内俯冲加长,板片产状趋于变陡,为此,要使俯冲板片在地幔过渡带内停留,需要通过其他方式使其倾角变缓。

目前提出了板片停滞的两种运动模式(Billen, 2010),它们取决于俯冲阶段(短期或长期)以及上覆俯冲板块的稳定性。第一种模式(新生俯冲带或不稳定的俯冲带环境):俯冲板片到达过渡带底界之前发生海沟回卷(trench rollback)。第二种模式(长期稳定的俯冲带环境):俯冲深部板片相对海沟位置侧向迁移,造成板片倾角减小。运动学计算模拟也表明(Goes et al., 2008):较年轻岩石圈受海沟后撤—驱动俯冲作用不明显,更易于变形、弯曲加厚。而海沟后撤—古老的俯冲板片倾向于在高黏度下地幔的过渡带之上平坦停滞。板片加厚增强负向浮力,下沉速率增大,有利于向下地幔快速穿插。俯冲带的地震层析成像结果支持上述运动学解释。

热力学模拟表明(Agrusta

et al., 2017),易浮的强度较弱的板片(年轻大洋板块)比致密而强度大的板片(古老大洋板块)更易于俯冲—刺穿地幔。对于两种俯冲板片构造模式而言,克拉伯龙相变斜率增高,有利于板片停滞;克拉伯龙相变斜率降低,有利于不同年龄的板片沉入下地幔。下地幔黏度增加5~30倍本身不足以使板片停滞。海沟迁移明显影响板片在地幔过渡带内停滞,上部板块作用力从自由向固定转变,可以触发板块在地幔内由停滞向下沉转换。为此,大规模的全球板块重组可以触发板片运动模式转变。

地震(P波、S波)层析成像表明,部分板片可以下沉到下地幔深处,而有的俯冲板片在地幔过渡带停滞长达几十百万年。660 km深度以浅的俯冲板片停滞,可以解释为吸热相变和密度增大共同作用的结果,特别是海沟后退和板片回卷(roll back)产物,由此造成俯冲板片倾角变小、俯冲板片与660 km深处界面的作用面积加大。其他俯冲板片穿过660 km深处的“屏障”,但在略大深度上变平坦(例如秘鲁、墨西哥、巽它群岛、千岛群岛和克马德克群岛等地)。与660 km深度界面上板片变停滞不同的是,下地幔顶部板片变平坦并发生重大相变,原因

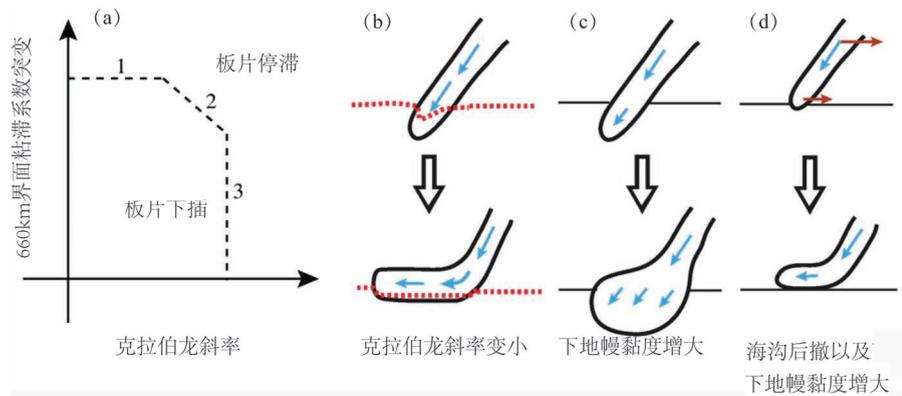


图3 板片停滞方式因素影响的示意图:(a)克拉伯龙斜率以及黏度变化对俯冲板片在地幔内停滞的影响,虚线代表板片停滞和板片下插的临界线(据(Torii and Yoshioka, 2007)修改),由三段组成(线段1、2、3)。线段1表示当克拉伯龙斜率变低(如林伍德石向钙钛矿+镁方铁矿相变),在同等的温压条件下,液相体积增加形成正向浮力影响,使板片停滞在660 km界面,如(b)所示;线段3表示660 km界面的黏度突变较大对板片停滞的影响,如图(c)所示;(d)下地幔高黏度加海沟后撤影响

Fig. 3 Figure shows factors control on ways of slab stagnation: (a) a schematic figure of critical boundary lines for slab stagnation. The dashed lines indicate the critical boundary lines between slab stagnation and slab penetration. They consist of three parts (lines 1 to 3). Schematic figures of the ways of slab stagnation by the effect of (b) positive buoyancy force due to the negative Clapeyron slope associated with the ringwoodite to perovskite+magnesiowu stite phase transformation, (c) high viscosity of the lower mantle, and (d) high viscosity of the lower mantle plus trench retreat

待查明(Ballmer et al., 2015)。

3 板片在地幔内的俯冲模式及其全球地幔对流意义

对地幔内板片俯冲的认识,涉及对全球地幔对流体制的深入探讨。大洋板块俯冲下沉,是岩石圈的基本运动形式之一,也是实现地球物质循环和热循环的重要方式。通过天然地震波速反演和构造解释,可以向地幔深处追索和对比俯冲带产状,可信程度较高。随着深度增加、进入地幔过渡带,识别其中是否还有俯冲的岩石圈板块,相关的技术难度增加,难以判断它们是俯冲板片堆积相变的产物,还是过渡带内固有的不均匀高密度(冷)的物质组成。目前对下地幔内的俯冲板片的鉴别,主要靠地球物理波速异常来追踪对比,以及高温高压实验方面的推论,不断揭示了许多案例,并引发了对地球动力学过程的深入争论。

3.1 地幔内板片俯冲运动模式及其全球对流的贡献(板块俯冲深度问题)

在地震层析剖面图上,大洋岩石圈俯冲板片从地幔过渡带(地下 410~660 km 深处)向下地幔,具有多种的几何形态类型,已经识别出了断续型(汤加海沟)、扭曲型(日本海沟)、连续透镜型(美国南部法拉龙板块)等形态。下地幔内不同深度的 P 波高速层(俯冲板片)在空间位置上变化显著,表明下地幔内俯冲板片形态被扭曲,不完全连续。

下地幔上部(1250 km 深处)的俯冲板片在集中发布于特提斯构造域及其南缘、北美和南美北部(Fukao et al., 2009)。下地幔底部(2800 km)的俯冲板片局部集中分布于西太平洋、东亚、汤加海沟、中美洲,但是分布范围非常小。为此推测,向深部地幔,俯冲板片难度在增大,并且俯冲板片逐渐被肢解和熔融,仅在俯冲板片的中间区段才能保存,并被识别出来。俯冲板片的几何形态特征的变化,记录了地幔矿物相变、热力学及流变性的巨大差异,造成板片在地幔内的运动差异。

地幔过渡带(也是黏度跃变带)提供了岩石圈板片俯冲过程中停滞或累积的场所,并且富集 OH 流体成分。例如,太平洋西北缘在 660 km 界面深处附近,俯冲板片几何形态明显平坦化和并停滞。运动学计算表明,海沟处的板块俯冲对过渡带板片的停滞聚集和下沉均有重要影响。

此外,地幔流变性质的分层也影响板片俯冲或停留的运动过程。热对流模拟表明(Torii and

Yoshioka, 2007),板片俯冲受林伍德石向钙钛矿+镁方铁矿相变反应的克拉伯龙斜率、海沟后撤速度、俯冲倾角和下地幔高黏度等多重影响。随着克拉伯龙斜率增大、地幔过渡带界面上黏度增大、海沟后撤速度加大、俯冲倾角减小,板片趋于停留在 660 km 界面上。

地震波速在地幔 410 km、660 km 及 2700 km 三个界面深度上显示变化。前两个波速变化界面常解释为矿物相变界面,而第三个界面(称为 D"层)反映化学成分和热结构变化。地震层析图像显示俯冲板片上下的 410 km 和 660 km 界面发生位移,下地幔还具有小规模的不均匀性,均指示俯冲物质可以插入地幔深部,至少在中美洲下部得到证实,并造成整个地幔尺度的对流(Helffrich and Wood, 2001)。

深俯冲板片在垂向上分隔浅层次对流,使上地幔对流尺度变小,相关的岩石圈板块运动独立性增强。另外,还制约岩石圈板块运动,具有板片抛锚的停滞效应(Goes et al., 2017)。板块运动以动能形式消耗地球内核放射热,不仅涉及软流圈对流,还可以深达下地幔乃至核—幔边界,与地幔柱具有某种形式的物质循环和热对流关系。板片持续穿透下地幔,向地核表面(2900 km 深处)运动,涉及更加复杂的热力学和流变过程,并且可以补给和激发超级地幔柱物源的聚集。

3.2 混合的地幔对流模式

地幔对流是大地构造学的重大问题,涉及板块驱动机制、地球的化学演化和热历史等领域。不同圈层贝纳尔—瑞利对流的二维或三维模拟研究(Yoshida and Hamano, 2016),表明了外核与地幔的黏度比值对地幔流有重要影响。

地幔对流主要有两种不同认识(Ballmer et al., 2015; Helffrich and Wood, 2001): ① 对地幔熔融产物玄武岩的地球化学研究常主张地幔分层对流模式,认为相对于上地幔地幔岩,下地幔岩石可能富集不相容元素,深部地幔与上地幔主体是分离的。② 地震层析成像观测则支持整个地幔对流模式,认为地幔发生有效的混合作用,部分板片在地幔过渡带—下地幔顶界发生弯曲,随着地幔柱返回地表。另有部分俯冲板片刺穿下地幔顶界,到达核—幔边界,堆叠形成“板块墓地”(高速异常区),实现下地幔层圈对流或地幔整体对流。上述不同认识争论的焦点在于,尽管板片俯冲进入地幔过渡带乃至下地幔,并产生搅拌混合作用,但洋中脊和洋岛玄武岩的

地幔源区并未混合。目前对地幔内的熔融作用、化学分离及混合作用的认识尚十分有限。

以实际观察到的俯冲板片在 1000 km 左右的深处为制约条件,对俯冲板片运动过程的数值模拟表明(Ballmer et al., 2015),下地幔富集不相容元素,致密的玄武质岩可以造成板片在下地幔顶部的平衡浮力。如果下地幔内比上地幔的玄武岩含量高出 8% 左右,板片停滞(约 660 km 和 1000 km 深处)和板片向下地幔下沉可以共存。类似的研究也表明,假设地幔内观测到的再循环大洋和大陆物质分别占到地幔体积的 16% 和 0.3%,完全可以解释为整个地幔对流(Helffrich and Wood, 2001)。

整合高温—高压实验、地震层析成像、热力学数值模拟等多学科研究成果(Chen Jiuhua, 2016; Tackley, 2008),初步勾画出地幔对流新模式(图4),即层状地幔对流与整个地幔对流的混合对流模式,是地球真实的对流模式。在 660 km 深处,俯冲板片断续分布,形成相变影响的成分分层,但并不影

响重大的物质交换。地幔底部可能堆积重力沉降的原始物质或俯冲物质。整个地幔遍布不同成份混合物质,并且在不同尺度上不均匀分布。此外,水有利于过渡带内富集微量元素,核—幔边界上存在富集微量元素的“岩浆洋”。(Bercovici and Karato, 2003)提出“过渡带水过滤模型”,以解释全地幔对流模型中的化学成分分层,主张深部地幔物质上涌穿过 410 km 界面,部分发生熔融,并过滤出不相容元素。被过滤后的亏损固相物质继续上升,成为 MORB(洋中脊玄武岩)的来源,而残留富集熔体在重力和板片拖曳作用下返回深部地幔。

3.3 俯冲板片与超级地幔柱的成因联系

核—幔边界形态复杂,并具有显著的成分和相态的不均一性,出现“大型剪切波低速区”(LLSVPs)(又称为超级地幔柱)和超低速带(ultralow velocity zone, ULVZs)。超低速带是地幔内最大的地震波异常区,即在核—幔边界之上 20~40 km 厚度范围内观测到地震波速度减小 10%~30%

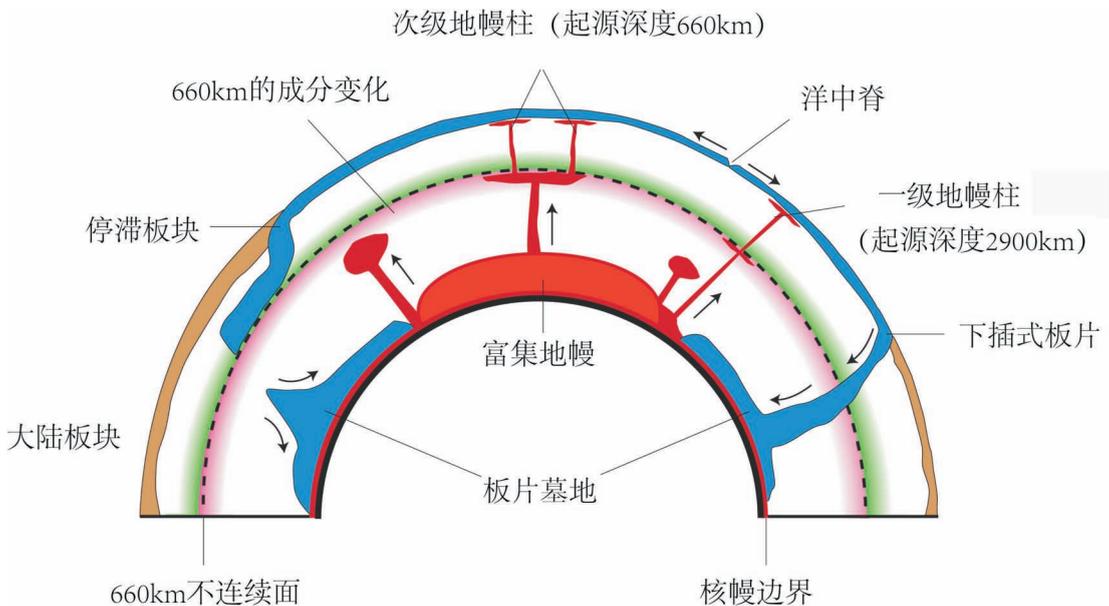


图4 混合地幔对流模式图(修改自 Chen Jiuhua, 2016; Tackley, 2008)

Fig. 4 Hybrid mantle convection model (Modified from Chen Jiuhua, 2016 and Tackley, 2008)

相对低温的俯冲板片(蓝色)俯冲进入地幔深处,在 660 km 界面处发生弯曲,形成上地幔和过渡带内的层状对流(Chen Jiuhua, 2016)。持续到达的俯冲板片在核—幔边界堆积(橙色)(富集不相容元素,相比平均地幔成分),地幔柱在其边缘和顶部形成(红色),携带相对地幔平均值富集不相容原始的物质,到达 660 km 界面。部分地幔柱穿过 660 km 界面上升,而其他在该界面下被偏转、形成上地幔的次级地幔柱,总体上形成 660 km 上下的地幔分层。图中黑色虚线代表上地幔内部的对流,黑色实线代表整体地幔对流

The emerging model of mantle convection suggests that some relatively cool subduction slabs of oceanic plate (blue) are deflected at the 660 km discontinuity (dashed black line) whereas others penetrate all the way to the core - mantle boundary (solid black line), forming slab graveyards. Piles of material that are enriched in incompatible elements compared with the expected mantle average (orange) are pushed around at the core - mantle boundary by incoming slab material, and plumes form from their edges and tops (red). Some plumes penetrate below 660 km, whereas others are deflected and may produce secondary upper-mantle plumes. An average compositional stratification exists either side of 660 km

(Murakami and Bass, 2011)。

LLSVPs 具有清晰的边界,覆盖约核—幔边界表面积的 50%,但只占地幔总体积的很低比例(< 2.5%),内部出现后钙钛矿相。超低速带主要见于 LLSVPs 边缘的下方。热点主要起源于 LLSVPs 边缘(Burke et al., 2008)。从核—幔边界以上算起,南太平洋 LLSVP 厚度至少 400 km,而非洲 LLSVP 厚度至少 1000 km。LLSVPs 比周围物质密度高 2%~3%,温度也较高。含有硅酸盐熔体被用来解释超低速带成因。这些熔体来自地球早期深部岩浆海的残余物。高压实验表明,它们可能为富集不相容元素的高密度熔体(周晓亚等, 2014; Petitgirard et al., 2015)。在接近核—幔边界的压力条件下, $MgSiO_3$ 熔体向高密度结构转变,可能变得比结晶态的 $MgSiO_3$ 密度更高,在地幔底部出现这种负浮力、重力稳定的硅酸盐熔体,可以解释核—幔边界之上观测到的超低地震波速带(Murakami and Bass, 2011)。

低温的大洋岩石圈板片俯冲进入核—幔边界附近,持续累积富集不相容元素岩石圈物质,形成板块墓地(大洋岩石圈)或“隐蔽陆地”,造成核—幔边界上的地球化学不均一性(后钙钛矿相变)(Tackley, 2008)。它们可能在核—幔边界触发产生超级地幔柱(Condie, 2001¹⁴⁸⁻¹⁴⁹),并引起热扰动和热物质上涌。一般认为地幔柱形成于板块墓地内侧,受高温热异常(超低速带)影响,部分熔融(约 3000°C)补给地幔柱。通过部分熔融下沉铁氧化物,形成金伯利熔体等,补充地幔物质(Nishi et al., 2014),并供给洋中脊物质循环等。

4 结论和认识

(1)全球俯冲带地区的天然地震层析成像揭示:从地幔过渡带到下地幔,俯冲板片表现为不同几何形态的地震波高速异常体,它们在空间分布上变化明显,由地幔过渡带的环太平洋俯冲带—特提斯造山带,逐渐集中到下地幔的东南亚和中美洲地区,指示板片俯冲受控于地球球体几何空间制约,深部地幔俯冲仅发生于局部地段。中美洲和亚洲东部是地幔内板片深俯冲的主要地区,俯冲板片几何形态差异明显,前者连续完整或弯曲,后者平坦式堆叠、呈断续—水滴式下沉。世界其他地区俯冲板片形态介于两者之间,并且俯冲深度较浅(660 km 深度以上),并且在下地幔内具有几何形态渐变过渡特点。地幔内板片俯冲是岩石圈板块运动的重要驱动力

(拖曳)之一。

(2)对俯冲板片运动的数值模拟表明,它们在地幔内俯冲运动模式有三种:① 穿插式:板片穿过地幔过渡带—下地幔到达地核表面,并发生相变或熔融。② 停滞式:板片到达地幔过渡带的底界附近,受黏度、密度的影响,板片向下地幔运动存在深度极限,它们在过渡带停留,并未穿过下地幔。③ 俯冲板片扰动下地幔热力学和力学边界条件,造成下地幔构造变形,形成相关高速组构,所谓板片俯冲其实是下地幔变形造成的假像。

(3)不同矿物相的流变学、热力学模拟和高温高压实验表明,板片俯冲受复杂的物理化学相变、流变作用及海沟运动学过程制约。海沟后撤有利于板片在地幔过渡带停滞。地幔过渡带底部—下地幔顶部(660~1000 km)相变造成黏度迅速增大,是俯冲板片停滞的重要原因。但穿越这一界面后,下地幔黏度减少,可以到达核—幔边界。如中美洲等地之板片刺穿下地幔,并具有幕式运动特点,表明其下地幔由低黏度物质组成。

(4)地幔对流是地球内部物质和能量传输的重要途径,并驱动板块运动。板片俯冲可以穿过下地幔 660 km 深处的顶界面,挑战地幔分层对流模式的观点。目前,混合地幔对流模式逐渐被接受,即层状对流地幔之间,通过超级地幔柱和超深俯冲,地核表面到地幔发生垂向上的物质和热流循环,地幔柱在垂向尺度上超过板片俯冲作用的地质影响,地幔柱活动有效地沟通和衔接不同层圈的对流。地幔内俯冲板片是对应的下降方式之一,它在地幔对流中的行为和作用有待揭示。深部地幔柱向浅部板块构造的转变和耦合过程,正在被揭示。尽管在北美西部,法拉龙板片俯冲到地核表面,但在许多地区板片仅俯冲到地幔过渡带和下地幔上部。为此,全球构造模式及层圈之间耦合关系,需要引入板片俯冲重要重新构建。

尽管对下地幔内深俯冲板片的最终命运有许多猜测(向地核表层的堆积转化、与地幔柱源头的循环),地震层析成像的识别精度尚有差距。充分的数值模拟和热力学和高温高压实验的支撑有待继续开展。俯冲板片与其他高速体(如后钙钛矿)和 LLSVPs 的地质组成、流变特征、成因联系,尚在猜测中,也有待验证。

参 考 文 献 / References

(The literature whose publishing year followed by a “&” is in Chinese)

- with English abstract; The literature whose publishing year followed by a “#” is in Chinese without English abstract)
- 傅容珊, 冷伟, 常筱华. 2005. 地幔对流与深部物质运移研究的新进展. *地球物理学进展*, 20(1): 170~179.
- 和锐, 杨建思, 张翼. 2007. 地震层析成像方法综述. *CT理论与应用研究*, 16(1): 35~48.
- 毛竹, 李新阳. 2016. 水对地幔矿物弹性性质的影响及其地球物理意义. *中国科学:地球科学*, 46(4): 411.
- 周晓亚, 马麦宁, 徐志双. 2014. 地幔过渡带顶面低速层的研究进展. *地球物理学进展*, (4): 1615~1625.
- Agrusta R, Goes S and Hunen J V. 2017. Subducting-slab transition-zone interaction: Stagnation, penetration and mode switches. *Earth and Planetary Science Letters*, 464: 10~23.
- Ballmer M D, Schmerr N C, Nakagawa T and Ritsema J. 2015. Compositional mantle layering revealed by slab stagnation at ~1000-km depth. *Science Advances*, 1(11): e1500815~e1500815.
- Bercovici D, and Karato S. 2003. Whole-mantle convection and the transition-zone water filter. *Nature*, 425(6953): 39.
- Billen M I. 2010. Slab dynamics in the transition zone. *Physics of the Earth & Planetary Interiors*, 183(1~2): 296~308.
- Burke K, Steinberger B, Torsvik T H and Smethurst M A. 2008. Plume generation zones at the margins of large low shear velocity provinces on the core—mantle boundary. *Earth & Planetary Science Letters*, 265(1~2): 49~60.
- Chen Jiuhua. 2016. Geochemistry: Lower-mantle materials under pressure. *Science*, 351(6269): 122.
- Chen Wangping and Brudzinski M R. 2001. Evidence for a large-scale remnant of subducted lithosphere beneath Fiji. *Science*, 292(5526): 2475.
- Condie K C. 2001. *Mantle Plumes and their Record in Earth History*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Fu Rongshan, Leng Wei, Chang Xiaohua. 2005#. *Advancements in the study of mantle convection and the material movements in the deep Earth interior*. *Progress In Geophysics*, 20(1): 170~179.
- Fukao Y, Obayashi M and Nakakuki T. 2009. Stagnant slab: A review. *Annual Review of Earth & Planetary Sciences*, 37(37): 19~46.
- Goes S, Agrusta R, Hunen, J V and Garel F. 2017. Subduction—transition zone interaction: A review. *Geosphere*, 13(3): GES01476.1.
- Goes S, Capitanio F A, Morra G. 2008. Evidence of lower-mantle slab penetration phases in plate motions. *Nature*, 451(7181): 981.
- Guillot S, Replumaz A, Riel N, Hetenyi G. 2013. Importance of continental subductions for the growth of the Tibetan plateau. *Bulletin De La Societe Geologique De France*, 8(184): 199~223.
- He Rui, Yang Jiansi, Zhang Yi. 2007#. *A review on the technology of seismic tomography*. *Computerized Tomography Theory and Applications*, 16(1): 35~48.
- Helfrich G R and Wood B J. 2001. The Earth's mantle. *Nature*, 412(6846): 501.
- Hilst R D V D, Widiyantoro Sand Engdahl E R. 1997. Evidence for deep mantle circulation from global tomography. *Nature*, 386(6625): 578~584.
- Huang Jinli, Zhao Dapeng. 2006. High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, 111(B9): 4813~4825.
- Kufner S K, Schurr B, Sippl C, Yuan X, Ratschbacher L, Akbar A S O M, Ischuk A, Murodkulov S, Schneider F and Mechie J. 2016. Deep India meets deep Asia: Lithospheric indentation, delamination and break-off under Pamir and Hindu Kush (Central Asia). *Earth & Planetary Science Letters*, 435: 171~184.
- Li Xueqing, Yuan Xiaohui. 2003. Receiver functions in northeast China — implications for slab penetration into the lower mantle in northwest Pacific subduction zone. *Earth & Planetary Science Letters*, 216(4): 679~691.
- Manea V C, Manea M, Ferrari L, Orozco T, Valenzuela R W, Husker A and Kostoglodov V. 2017. A review of the geodynamic evolution of flat slab subduction in Mexico, Peru, and Chile. *Tectonophysics*, 695: 27~52.
- Mao Zhu, Li Xinyang. 2016#. *Effect of hydration on the elasticity of mantle minerals and its geophysical implications*. *Science China (Earth Sciences)* 59.5: 873~888.
- Marquardt H, Miyagi L. 2015. Slab stagnation in the shallow lower mantle linked to an increase in mantle viscosity. *Nature Geoscience*: 8.
- Maruyama S, Yuen D A, Windley B F. 2007. *Dynamics of Plumes and Superplumes through Time*. Netherlands: Springer; 1109~1118.
- Murakami M, Bass J D. 2011. Evidence of denser MgSiO₃ glass above 133 gigapascal (GPa) and implications for remnants of ultradense silicate melt from a deep magma ocean. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 108(42): 17286~17289.
- Nishi M, Irifune T, Tsuchiya J, Tange Y, Nishihara Y, Fujino K and Higo Y. 2014. Stability of hydrous silicate at high pressures and water transport to the deep lower mantle. *Nature Geoscience*, 7(3): 224~227.
- Petitgirard S, Malfait W J, Sinmyo R, Kupenko I, Hennem L, Harries D, Dane T, Burghammer M, Rubie, D C. 2015. Fate of MgSiO₃ melts at core—mantle boundary conditions. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 112(46): 14186~14190.
- Rudolph M L, Leki V, Lithgowbertelloni C. 2015. Viscosity jump in Earth's mid-mantle. *Science*, 350(6266): 1349.
- Schellart W P, Freeman J, Stegman D R, Moresi L, May D. 2007. Evolution and diversity of subduction zones controlled by slab width. *Nature*, 446(7133): 308.
- Schellart W P and Strak V. 2016. A review of analogue modelling of geodynamic processes: Approaches, scaling, materials and quantification, with an application to subduction experiments. *Journal of Geodynamics*, 100: 7~32.
- Spakman W and Hall R. 2010. Surface deformation and slab—mantle interaction during Banda arc subduction rollback. *Nature Geoscience*, 3(8): 562~566.
- Tackley P J. 2008. Geodynamics: Layer cake or plum pudding? *Nature Geoscience*, 1(3): 157~158.
- Thurber C. 2003. *An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure*. *Physics Today*, 56(10): 66~67.
- Tibi R, Wiens D A, Shiobara H, Sugioka H and Shore P J. 2006. Depth of the 660 km discontinuity near the Mariana slab from an array of ocean bottom seismographs. *Geophysical Research Letters*, 33(2): 356~360.
- Torii Y, Yoshioka S. 2007. Physical conditions producing slab stagnation: Constraints of the Clapeyron slope, mantle viscosity, trench retreat, and dip angles. *Tectonophysics*, 445(3): 200~209.
- Voo R V D, Spakman W, Bijwaard H. 1999. Mesozoic subducted slabs under Siberia. *Nature*, 397(6716): pags. 246~249.
- Yoshida M, Hamano Y. 2016. Numerical studies on the dynamics of two-layer Rayleigh—Bénard convection with an infinite Prandtl number

and large viscosity contrasts. *Physics of Fluids*, 28(11): 357~369.

Yoshio F and Masayuki O. 2013. Subducted slabs stagnant above, penetrating through, and trapped below the 660 km discontinuity. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, 118(11): 5920~5938.

Zhao Wenjin, Kumar P, Mechie J, Kind R, Meissner R, Wu Zhenhan, Shi Dalian, Su Heping, Xue Guangqi and Karplus M. 2011. Tibetan plate overriding the Asian plate in central and northern Tibet. *Nature Geoscience*, 4(12): 870~873.

Zhao Dapeng, Yamamoto Y and Yanada T. 2013. Global mantle heterogeneity and its influence on teleseismic regional tomography. *Gondwana Research*, 23(2): 595~616.

Zhao Dapeng, Yu Sheng and Ohtani E. 2011. East Asia: Seismotectonics, magmatism and mantle dynamics. *Journal of Asian Earth Sciences*, 40(3): 689~709.

Zhou Xiaoya, Ma Maining, Xu Zhishuang. 2014. Progress of the low velocity zone atop the mantle transition zone. *Progress in Geophysics*, 29(4): 1615~25.

Subduction patterns within mantle and its tectonic significance ——Subduction barrier and crossing mechanism

LI Jianghai^{1,2)}, LIU Zhonglan^{1,3)}

1) *Key Laboratory of Orogenic Belts and Crustal Evolution, Ministry of Education, School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing, 100871, China;*

2) *Institute of Oil and Gas, Peking University, Beijing, 100871, China;*

3) *Center for Marine Environmental Sciences (MARUM), Bremen, 28334, Germany*

Abstract: Seismic tomography reveals important evidences of subduction slab within the mantle, which involves a variety of geometries and modes of motion. The mantle transition zone is an important barrier to subsidence, where subduction slabs stagnate, deform and lithosphere material accumulation. Plate in some areas can be subducted to the core—mantle boundary, the accumulation of the formation of plate cemetery, resulting in D' layer material composition and thermal heterogeneity. High-temperature and high-pressure experiments and rheological calculation simulation provide new constraints on the composition and physical properties of the mantle. During the subduction of the mantle, plate mineralization involves the constraints of mineral phase transitions, viscosity, density, and mechanical strength of the carbendazim, Mantle transition zone is an important interface of phase change. Based on the study of plate subduction, a new mode of global convection of the mantle is proposed. The plate grave has a causal relationship with the super mantle plume and has become an important link in global mantle convection and needs further study. Plate subduction is the connection between the superficial plate tectonics and deep super mantle plumes and an important driving force.

Keywords: plate subduction; mantle transition zone; plate grave; lower mantle; super mantle plume; mantle convection

Acknowledgements: This study was financially supported by the National key research and development program (No. 2016YFC0503301) and National Science and Technology Major Project (No. 2016ZX05033002-007).

First author: LI Jianghai, male, born in 1965, Professor in School of Earth and Space Sciences, Peking University. Address: No. 5, Yiheyuan street, Haidian District, Beijing, 100871. Email: jhli@pku.edu.cn

Manuscript received on: 2017-11-10; Accepted on: 2019-02-01; Edited by: ZHANG Yuxu

Doi: 10.16509/j.georeview.2019.02.015