中国科学: 地球科学 2025 年 第 55 卷 第 12 期: 4188 ~ 4217
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
评 述 专题: 板块边缘

# 汇聚板块边缘动力学: 进展与挑战

李忠海*, 王杨, 崔起华, 付荟颖, 崔峰源, 皇甫鹏鹏

中国科学院大学地球与行星科学学院, 地球系统数值模拟与应用全国重点实验室, 北京 101408
* 通讯作者, E-mail: li.zhonghai@ucas.ac.cn

收稿日期: 2024-07-01; 收修改稿日期: 2025-01-10; 接受日期: 2025-01-14; 网络版发表日期: 2025-03-26
国家重点研发计划项目(2022YFF0801001)、国家自然科学基金项目(42225403)和中央高校基本科研业务费专项项目资助

**摘要** 汇聚板块边缘动力学包含了从板块俯冲起始经成熟的大洋俯冲到大陆俯冲和碰撞的一系列过程, 在不同阶段都可能引起造山作用. 这个演化途径是板块构造最重要的表现形式, 是地球表层与深部物质和能量交换的主要过程, 也是火山、地震等自然灾害的重要发源地. 基于前人广泛的地质-地球物理观测和动力学模拟, 本文系统总结了俯冲起始、大洋俯冲和大陆碰撞过程中的关键动力学要素, 并指出了未解的科学问题. (1) 俯冲起始往往需要多重驱动力的结合及岩石圈尺度的流变弱化以减少阻力, 因此更倾向于在既有的缝合带或薄弱带的基础上发生. 俯冲起始的地质记录既包含热构造环境形成的岩浆岩和变质底板, 也包含相对冷环境的构造抬升或沉降及其伴生的沉积响应; 根据差异性的地质记录可分为热俯冲起始和冷俯冲起始, 前者倾向于在垂向驱动力的主导下发生, 而后者倾向于水平驱动力主导. (2) 板块平俯冲和地幔过渡带的长距离滞留是成熟俯冲带的两种典型的非常规样式; 平俯冲模式受控于板片低年龄、异常厚洋壳及板片与上覆岩石圈的耦合作用; 板片的滞留模式主要受控于660km间断面的阻碍和海沟后撤作用. 俯冲板片是将水和碳等挥发分物质携带进入深部地幔的主要途径; 洋壳之下的蛇纹岩层是将水带入深部地幔的主要载体, 其厚度和含水量是地球深部水循环的关键控制因素. 俯冲带碳循环受控于机械脱碳、变质脱碳、溶解脱碳、熔融脱碳等的联合作用, 碳循环通量有待进一步定量化的约束. (3) 深俯冲的大陆地壳物质可经历变质相变致密化, 从而产生较大的俯冲驱动力, 因此一旦将大陆地壳牵引至较大的深度后, 可发生自驱动的大陆俯冲. 青藏高原大陆碰撞动力学包含下盘印度板片的差异性俯冲和撕裂、上盘青藏高原的变形特征和物质平衡、印藏碰撞驱动的中亚内陆远程造山机制等系列关键过程, 并且这些深部过程与地表过程的耦合作用对于青藏高原的塑造及其环境气候效应具有重要意义. 综上, 板块汇聚边缘动力学进入了多学科交叉研究的“深水区”, 需要将多重地质-地球物理-地球化学观测与动力学-热力学模拟有机结合, 共同推动相关遗留科学问题的最终解决.

**关键词** 俯冲起始, 大洋俯冲, 大陆碰撞, 数值模拟, 地球动力学

中文引用格式: 李忠海, 王杨, 崔起华, 付荟颖, 崔峰源, 皇甫鹏鹏. 2025. 汇聚板块边缘动力学: 进展与挑战. 中国科学: 地球科学, 55(12): 4188–4217, doi: 10.1360/SSTe-2024-0185
英文引用格式: Li Z H, Wang Y, Cui Q, Fu H Y, Cui F, Huangfu P. 2025. Dynamics of convergent plate margins: Progress and challenge. Science China Earth Sciences, 68(12): 4033–4061, https://doi.org/10.1007/s11430-024-1513-5

© 2025 《中国科学》杂志社 

## 1　引言

汇聚板块边缘包含大洋俯冲带和大陆碰撞带，它是地球上最活跃的构造区域之一，控制了地球表层与深部的物质和能量交换，产生了大量的火山和地震活动，并与成岩成矿作用息息相关(郑永飞等，2022；郑永飞，2023)．汇聚板块边缘动力学过程包含了从大洋俯冲起始, 经持续的板块俯冲消减, 到大陆碰撞完结的整个链条．该研究领域是固体地球动力学的核心命题之一，吸引了大批地质、地球物理和地球化学家，进行了细致的野外工作和实验室测试，获得了系统的观测数据和资料；在此基础上，地球动力学模拟是揭示复杂板块汇聚过程和机制的重要手段，推动汇聚板块边缘动力学从定性描述走向定量化的计算和建模．

根据演化进程，板块汇聚动力学可分为三个阶段，分别是：俯冲起始动力学、大洋俯冲动力学和大陆碰撞动力学(图1)．俯冲起始动力学的关键是岩石圈的破裂, 所需驱动力的大小及来源是核心因素, 而表征俯冲起始的特征地质记录是重要突破点．大洋俯冲动力学原则上不存在驱动力的问题，因为俯冲板片自身的负浮力是板块构造运动的主要驱动力；俯冲板片与上覆板块及地幔相变面的相互作用形成差异性的板片形态, 进而影响周围地幔流动及物质循环, 该过程是大洋俯冲动力学研究的核心内容．大陆碰撞动力学包含大陆深俯冲和大陆碰撞造山两个关键过程；大陆俯冲带和碰撞造山带的基本模式和物质循环已具备相当的认知水平，但大陆超深俯冲的驱动力和最终命运等仍不清晰, 值得未来进一步研究．

## 2　俯冲起始动力学

### 2.1　俯冲起始模式与机制

大洋板块的俯冲起始是汇聚板块边缘演化的起点(图1a)，其动力学过程是板块构造与威尔逊旋回的关键一环(Stern和Gerya，2018；Arculus等，2019；Lallemand和Arcay，2021；Zhong和Li，2021)．相对于板块俯冲的漫长过程而言，俯冲起始是一个非常瞬间的事件，因此其特定地质记录的捕捉非常困难．而地球动力学数值模拟由于具有过程连续性和定量化等特点，成为研究板块俯冲起始的关键手段(Leng和Gurnis，2015；Zhong和Li，2019，2020；Arcay等，2020；Sun等，2023)．

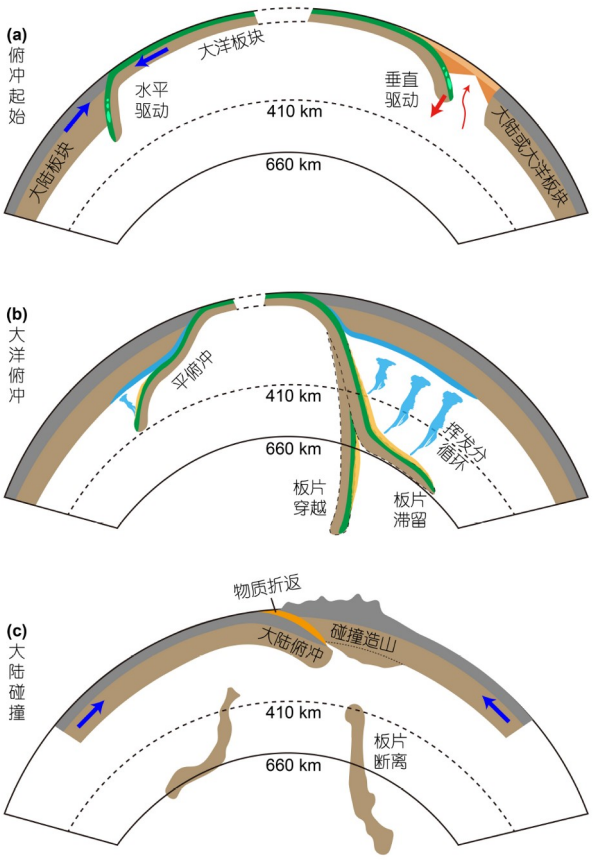



**图 1**　汇聚板块边缘关键动力学过程分解

(a) 俯冲起始过程; (b) 大洋俯冲过程; (c) 大陆碰撞过程.

基于系统的动力学研究，前人总结了俯冲起始的多种模式和可能的驱动力(图2)．根据驱动力的来源，经典认识将俯冲起始分为自发型(spontaneous)和诱发型(induced)(图2a)(Stern和Gerya，2018)．自发型俯冲起始主要是由俯冲板块自身的负浮力所主导，无论发生在洋内还是被动陆缘，岩石圈的薄弱带都至关重要，否则自身负浮力难以克服岩石圈垮塌的阻力(Zhou等，2018；Arcay等，2020)．诱发型俯冲起始主要是由板块间的相互作用力所主导，尤其是伴随着一个俯冲带的完结，板块间的汇聚作用可能触发新的俯冲带形成(李三忠等，2018；Tao等，2020；Almeida等，2022a，2022b；Yang，2022；Sun等，2023；Cui F和Li，2024)．根据驱动力的作用方向，也有学者将俯冲起始分为垂向作用力驱动(vertical forcing)和水平作用力驱动(horizontal forcing)两种类型(图2b)(Crameri等，2020)，这两种类型与前文的自发型和诱发型俯冲起始模式大致对应，但也

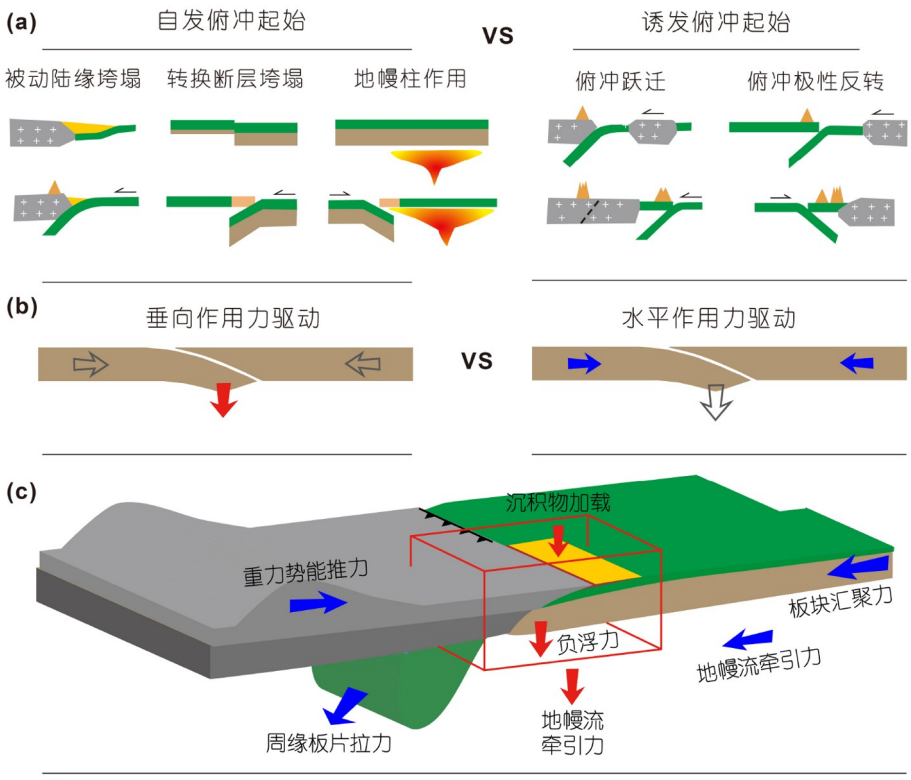



**图 2　俯冲起始模式与驱动力**

(a) 自发俯冲起始模式和诱发俯冲起始模式(修改自Stern和Gerya, 2018); (b) 垂向作用力和水平作用力驱动模式的对比(Crameri等, 2020); (c) 局地作用力(红色)和外部作用力(蓝色)的总结(Zhong和Li, 2021)

不尽相同. 因为垂向作用力包含、但不限于板块自身的负浮力, 而水平作用力也类似地包含、但不限于板块间的推挤力; 譬如, 板下地幔流的牵引力既可以提供垂向作用力, 又可以提供水平作用力(Becker和Faccenna, 2011; Baes和Sobolev, 2017). 那么, 到底有哪些驱动力可能对俯冲起始产生贡献呢? Zhong和Li(2021)对这些驱动力进行分析, 并总结为两类(图2c): 局地作用力(local forces)和外部作用力(external forces). 局地作用力包括板块的负浮力(Nikolaeva等, 2010; Zhou等, 2018; Maunder等, 2020)、沉积物等的加载(Regenauer-Lieb等, 2001; Zhang S等, 2023)以及局地地幔流的牵引力(Zahirovic等, 2014; Liu等, 2022); 外部作用力包括远端板块边界汇聚力(Gurnis等, 2004; Hall, 2019; Zhong和Li, 2019; Yang, 2022)、地形隆升和重力势能产生的推力(Molnar等, 1993; Marques等, 2013)、周缘俯冲板片横向传导的拉力(Nijholt和Govers, 2015; Niu, 2020; Zhou等, 2020; Cui Q和Li, 2024)以及深部地幔流的牵引力(Ghosh和Holt, 2012; Stotz等, 2018; Coltice等, 2019; Li等, 2024; Cui等, 2024)等. 上述三种分类方法虽然有些差别, 但核心关注点是相通的; 通俗地讲在于俯冲起始是随着板块演化"自己"就能实现, 还是需要"外部力量"的作用.

关于俯冲起始模式和机制, 前人大量的数值模拟研究揭示了一系列重要结果, 并且近期已有多篇相关的综述(Stern和Gerya, 2018; Crameri等, 2020; Lallemand和Arcay, 2021; Zhong和Li, 2021), 因此这里重点归纳一些关键的、框架性的动力学问题和认识(结合图2c的各种驱动力的作用), 而不一一罗列具体的研究结论.

(1) 板块自身(或局地)负浮力驱动的俯冲起始是否可行?

虽然前人做出了许多板块自身负浮力驱动的俯冲起始模型, 但是无论在洋内还是被动陆缘, 这类俯冲起始模式都需要非常苛刻的模型条件. 未来俯冲带的上

盘和下盘需要具有足够大的密度差, 并且二者之间需要流变强度极低的薄弱带, 从而使得驱动力超过阻力而发生俯冲起始(例如, Zhou等, 2018; Arcay等, 2020). 这部分岩石圈薄弱带通常被解释为由于洋内或洋陆过渡带处的物性、温度差异所形成的天然低强度区域, 或者因先存构造运动所导致的板内破碎带、缝合带, 以及由于粒径破坏、地幔橄榄岩水化、应变弱化等诸多因素产生的岩石圈低强度区域. 但这些薄弱带一般难以达到自发俯冲起始所需的极低流变强度. 此外, 依靠沉积物的加载及弱化而发生俯冲起始的条件更加苛刻(Regenauer-Lieb等, 2001; Zhang S等, 2023). 因此, 板块在自身负浮力主导下发生俯冲起始是非常困难的, 这也解释了现今大洋内部虽然存在大量经历弱化的转换断层和破碎带, 但都没有发生垮塌而俯冲起始的原因(Zhong和Li, 2023).

(2) 多大的外部水平推动力可触发俯冲起始的发生?

首先需要认识不同岩石圈破裂的阻力大小, 它受控于正常岩石圈的强度或薄弱带的强度. 正常大洋岩石圈的强度依赖于其年龄; 年龄越小, 温度越高, 强度越小. 薄弱带的强度包含先存的薄弱带和应力条件下的弱化机制, 但二者都比较复杂, 难以精确约束. Zhong和Li(2019)的数值模型揭示, 对于年轻的大洋岩石圈(≤30Ma), 正常的洋中脊推力(~3TN $m^{-1}$)即可使其破裂并发生俯冲起始; 随着岩石圈年龄的增加, 所需的驱动力亦逐渐增加, 100Ma的大洋岩石圈需要9~10TN $m^{-1}$才能在被动陆缘破裂, 而大洋板块自身破裂更加困难. 因此, 古老大洋岩石圈的俯冲起始需要苛刻的条件, 岩石圈的弱化及阻力的减小比驱动力的增加更加有效(Gurnis等, 2004; Leng和Gurnis, 2015; Maffione等, 2015; Zhong和Li, 2022a).

(3) 地幔柱(流)对于俯冲起始的作用到底有多大?

地幔柱或地幔流的作用经常被认为是俯冲起始驱动因素之一. 地幔柱的作用包含两个方面, 一方面是地幔柱熔融及抽取导致的岩石圈弱化(Gerya等, 2015; Koptev等, 2015; Dang等, 2020; Baes等, 2021), 二是地幔流动对上覆岩石圈的牵引力(Ghosh和Holt, 2012; Wang等, 2015; Paul等, 2023; Cui F等, 2024; Li等, 2024). 对于地幔柱导致岩石圈弱化的发生没有太多异议, 但是地幔柱具有点状结构, 因此这种弱化往往也局限在一个特定空间位置, 难以形成长距离的条带状薄弱区. 关于地幔柱的物质流动对上覆岩石圈的牵引力, 正常情况的物质流动是放射状的(Baes等, 2020, 2021), 如果对整个上覆板块域进行积分, 其合力往往可以忽略. 另一方面, 对于大尺度地幔流, 其流动模式较为复杂. 由深部温度、密度异常导致的大尺度地幔对流会在上覆岩石圈底部产生牵引力(Lu等, 2015; Baes和Sobolev, 2017; Li等, 2024), 但该作用力的计算所需的自由参数较多, 因此对于俯冲起始的作用难以精确约束(Cui F等, 2024).

(4) 先存俯冲带对新俯冲起始的作用如何?

俯冲板片的拉力被认为是板块运动的最大作用力, 先存俯冲带对于俯冲起始的作用可体现在两个方面; 一方面是周缘俯冲板片拉力的横向传导, 进而牵引新的俯冲起始(Nijholt和Govers, 2015; Niu, 2020; Cui Q和Li, 2024). Zhou等(2020)的三维模型揭示, 该作用力对于牵引俯冲带沿走向扩展是比较有效的, 但是仍然需要岩石圈的强烈弱化, 否则更倾向于形成垂直先存俯冲带的撕裂断层, 而难以沿走向扩展. 另一方面是伴随着一个俯冲带的完结和地体拼合而触发新的俯冲起始, 这里先存俯冲带的作用可能弱化上覆岩石圈并进而导致俯冲极性反转(Cui F和Li, 2024), 抑或是断离的俯冲板片下沉产生的地幔流对周缘板块的牵引力(Zahirovic等, 2014; Liu等, 2022), 但后者的作用往往较弱.

(5) 三维空间的俯冲起始模式: 同步发生抑或走向扩展?

地球上的俯冲带往往具有上千, 甚至几千公里的宽度, 那么如此宽的俯冲带的形成过程是同时启动的, 还是先在某个特殊的位置开始, 而后沿走向扩展呢? 从现今地球的一些观测来看, 伊豆-小笠原-马里亚纳(IBM)俯冲带沿走向的启动时间比较一致(Müller等, 2008), 而扎格罗斯造山带的蛇绿岩显示的俯冲起始可能是中部开始而后向两侧扩展(Moghadam等, 2013), 即便如此这个扩展速率也是非常快速. 这个问题仍缺乏很好的约束, 但是相关证据表明俯冲带沿走向的俯冲起始时间不会差异很大. 结合上述问题显示的俯冲起始所需要的动力学条件的苛刻性, 大胆地推测俯冲起始往往在特殊的、薄弱的地点率先启动, 而后沿走向快速扩展(10~20cm $a^{-1}$; Zhou等, 2018), 最终形成一个完整的俯冲带.

上述科学问题和认识只是(笔者认为的)五个代表

性框架问题, 俯冲起始模式和机制的精确厘定还需要对更多具体的问题进行分析, 此外需要紧密结合自然界的地质观测, 对俯冲起始过程进行综合约束.

### 2.2 俯冲起始的地质记录

俯冲起始的特征地质记录主要包含了岩浆记录、变质记录和构造-沉积记录三个方面. 代表性的岩浆记录是伊豆-小笠原-马里亚纳(IBM)俯冲带的一套弧前岩石组合(弧前玄武岩-玻安岩-岛弧岩石)(图3a). 此外, 也有学者认为塞浦路斯和阿曼等的SSZ(Supra-Subduction Zone)型蛇绿岩与IBM弧前岩石序列在岩石组合和地球化学特征上具有可对比性(图3a)(Ishizuka等, 2014), 从而提出SSZ型蛇绿岩可能是俯冲起始过程中形成的弧前大洋岩石圈残片. 无论是IBM的弧前岩石组合还是SSZ型蛇绿岩的形成都需要低压高温的条件, 因此相应的模型认为垂向驱动的板块下沉伴随软流圈上涌是形成这类岩石组合及俯冲起始的关键条件(Maunder等, 2020). 俯冲起始的变质记录主要是变质底板, 它一般与SSZ型蛇绿岩伴生(图3c). 变质底板大多形成于低压高温环境(图3b)(0.5~1.5 GPa, 700~900℃)(Agard等, 2016), 该条件一般需要来自软流圈的加热(要么上盘极薄、要么软流圈上涌). 有针对性的数值模型揭示, 非常薄的上覆板块之下的诱发俯冲起始有利于形成现今观测到的大部分变质底板的温压条件(Zhou和Wada, 2021). 上述的特征岩浆记录和变质记录都指示了俯冲起始的低压高温环境, 那么是不是所有的俯冲起始都产生于(或发生于)这种异常的高温环境呢?

现今大洋中的俯冲起始过程显示了差异性的地质记录, 譬如新西兰南部的普伊塞格(Puysegur)俯冲带, 它的俯冲起始大致发生于16Ma, 首先在北部形成板块下插和俯冲起始, 而后逐步向南扩展(Gurnis等, 2019). 该俯冲起始主要受控于走滑挤压的构造背景和驱动力, 这是俯冲起始的一个非常有利的条件(Zhong和Li, 2023). 该过程中汇聚板块处于耦合状态, 难以达到低压高温条件, 因此并未形成蛇绿岩和变质底板. 在俯冲起始时期, 上盘处于挤压状态, 伴随着逆冲断层的形成, 而后北部的俯冲成熟之后, 上盘逐渐转变为伸展环境(Shuck等, 2022). 由于该俯冲起始过程缺乏岩浆和变质记录, 因此只能通过构造和相应的沉积响应进行探讨(Shuck等, 2021, 2022). 此外, 在西太平洋存在一系列年轻大洋岩石圈的俯冲带, 例如, 苏禄海(Sulu)的内格罗斯(Negros)俯冲带, 西里伯斯海(Celebes)的北苏拉维西(North Sulawesi)俯冲带和科塔巴托(Cotabato)俯冲带等. 它们也大多经历了板块的被动下插和俯冲起始过程, 该过程的温度结构相对较冷, 难以达到自然界中观测到的蛇绿岩和变质底板的低压高温条件(图3). 因此, 古俯冲带中的SSZ型蛇绿岩和变质底板指示的高温记录并不适用于所有俯冲起始, 而仅代表高温环境的俯冲起始端元模型(Zhong和Li, 2022b).

### 2.3 “热”俯冲起始与“冷”俯冲起始

结合上述的俯冲起始模式、机制和地质记录, 我们将俯冲起始过程分为两种类型(图4a、4b; Li, 2024). 一种是“热”俯冲起始或称为高温模式(图4a), 该模式的核心是板块以垂向运动为主, 上、下盘解耦导致软流圈上涌, 从而有利于形成SSZ型蛇绿岩和低压高温变质底板. 这一过程伴随强烈的伸展作用; 当然, 俯冲成熟之后可能转变为挤压背景, 促进蛇绿岩和变质底板的就位. 另一种是“冷”俯冲起始或称为低温模式(图4b), 该模式是板块水平运动驱动的俯冲起始, 上、下盘紧密耦合形成相对低温的俯冲隧道, 这种条件难以产生蛇绿岩, 洋壳也难以“拆离-折返-就位”, 而是直接俯冲消亡, 从而导致俯冲起始阶段的岩浆和变质岩石记录缺乏. 该低温俯冲起始过程普遍经历挤压环境; 当然, 伴随着俯冲板片拉力逐渐主导, 可能再次转变为伸展状态. 需要注意的是, 这里定义的俯冲起始的“冷”“热”模式与俯冲带成熟后俯冲隧道的“冷”“热”状态无关. 不同俯冲阶段的模式受俯冲带所处的构造环境影响较大, 并且伴随着俯冲的发展可以相互转换. 这里仅针对俯冲起始这一短暂过程进行讨论.

作为一种特殊的俯冲起始模式, 构造转换导致的扩张洋中脊转变为汇聚边界、继而诱发的俯冲起始一般需要水平方向的驱动力. 但由于洋中脊处产生俯冲起始的高温低压环境是形成SSZ型蛇绿岩、SSZ型变质底板或MORB型蛇绿岩、MORB型变质底板的有利条件, 因此该类俯冲起始仍然应该定义为“热”俯冲起始(Guilmette等, 2008, 2009; Keenan等, 2016; Zhong和Li, 2022b). 同时, 虽然大部分“热”俯冲起始过程需要垂向力主导以产生高温俯冲通道, 但其俯冲起始过程可能也存在一定量的水平驱动力; 换言之, 有水平驱动力参与的构造环境下也可能产生“热”俯冲起始, 前

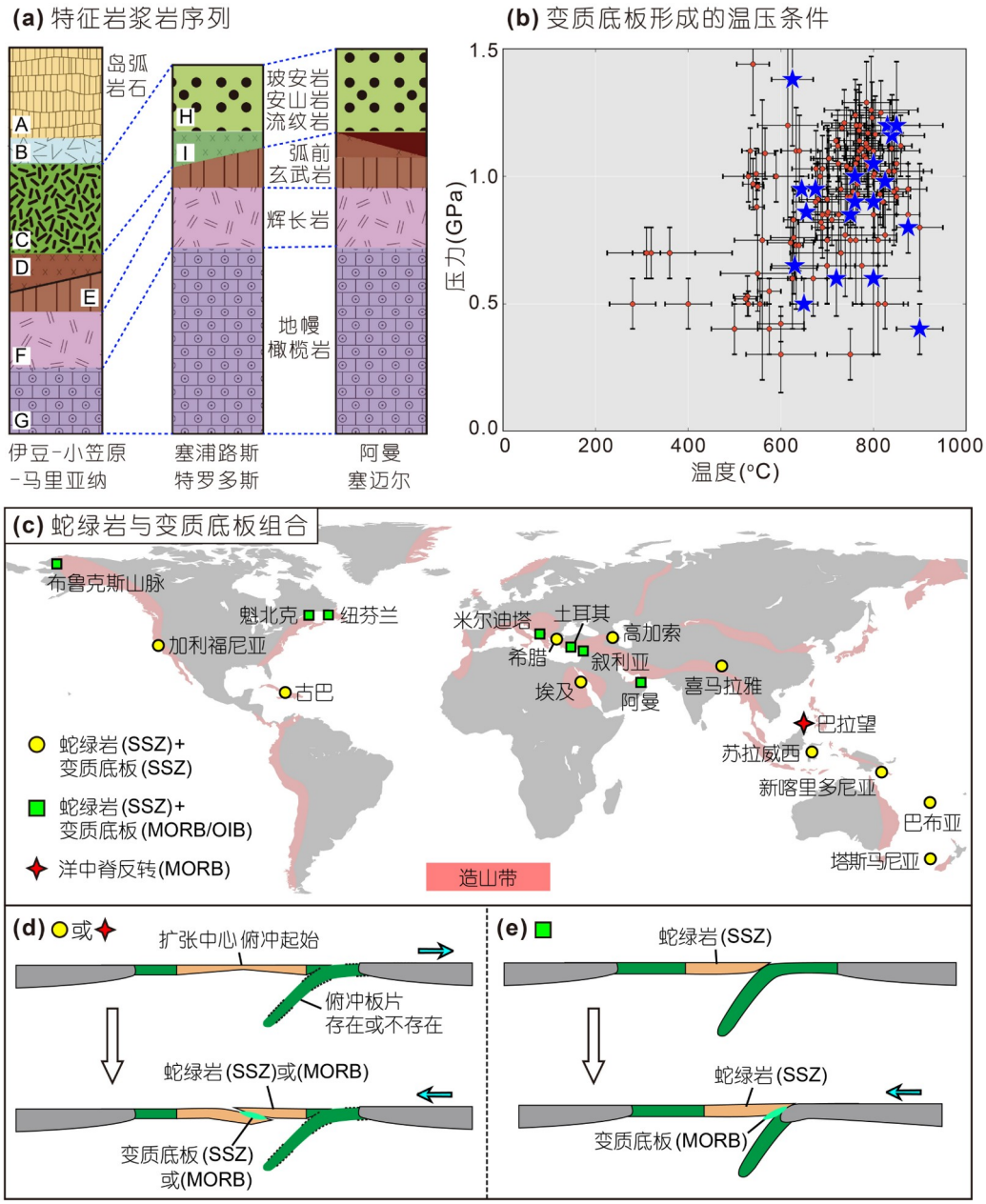



**图 3　俯冲起始的岩浆和变质记录**

(a) 伊豆-小笠原-马里亚纳、塞浦路斯以及阿曼的特征岩浆岩序列对比(修改自Ishizuka等, 2014). A, 岛弧拉斑玄武岩与钙碱性岩; B, 高镁安山岩; C, 玻安岩、安山岩、流纹岩; D, 弧前玄武岩; E, 席状岩墙; F, 辉长岩; G, 橄榄岩; H, 玻安岩、玄武岩、安山岩; I, 下层枕状熔岩. (b) 变质底板形成所需的温压条件(修改自Zhou和Wada, 2021). 蓝色五角星代表典型区域在经历俯冲起始过程中可能达到的温压条件, 黑色误差线表示压力和温度的误差范围. (c) 蛇绿岩与变质底板组合的全球分布图(修改自Zhong和Li, 2022b). (d)、(e) 蛇绿岩与变质底板可能的形成机制与环境(修改自Zhong和Li, 2022b)

提是上盘岩石圈极薄(Zhou和Wada, 2021; Sun和Zhang, 2023; Liu等, 2024). 与之对应, “冷”俯冲起始的产生固然需要水平挤压力, 但这一过程可能也存在板片负浮力、沉积物加载以及地幔柱、地幔流等潜在的垂向驱动力参与(Stern和Gerya, 2018; Zhong和Li, 2021; Yang, 2022). 因此, 将垂向与水平方向的驱动力

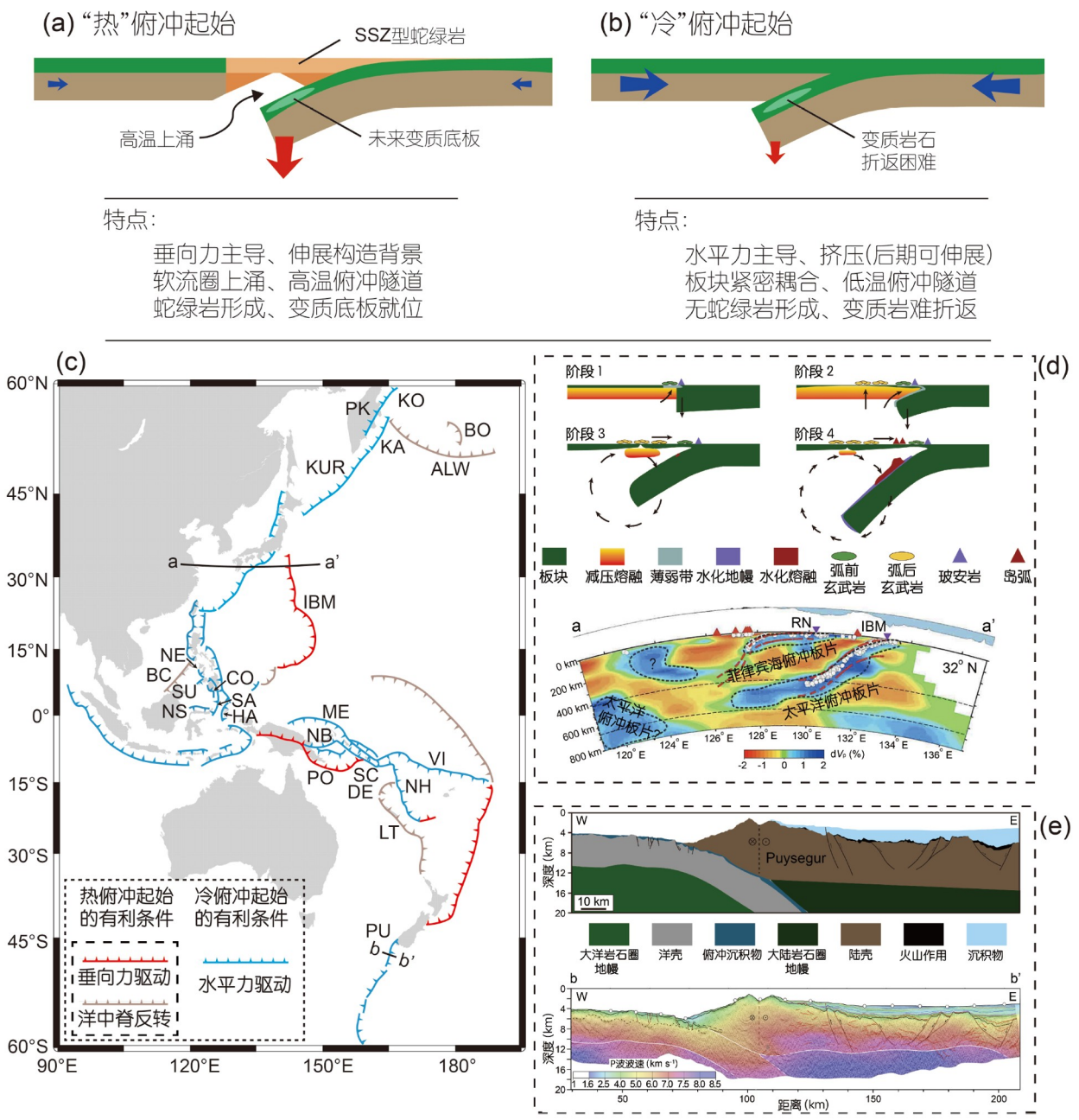



**图 4　“热”俯冲起始与“冷”俯冲起始的模式对比及可能的地质实例**

(a)、(b) “热”和“冷”俯冲起始的演化特征(修改自Li, 2024); (c) “热”俯冲起始与“冷”俯冲起始的可能空间分布(修改自Lallemand和Arcay, 2021; Cui F和Li, 2024). KO, 科曼多尔斯基(Komandorsky); PK, 古堪察加(Proto-Kamchatka); KA, 堪察加(Kamchatka); KUR, 千岛(Kuril); ALW, 西阿留申(West Aleutians); BO, 鲍尔斯海岭(Bowers Ridge); IBM, 伊豆-小笠原-马里亚纳(Izu-Bonin-Mariana); NE, 内格罗斯(Negros); BC, 西北婆罗洲-卡加延(NW-Borneo-Cagayan); CO, 科塔巴托(Cotobato); SA, 桑义赫(Sangihe); HA, 哈马黑拉(Halmahera); SU, 苏禄(Sulu); NS, 北苏拉威西(North Sulawesi); ME, 北美拉尼西亚(N-Melanesian); VI, 维提亚兹(Vitiaz); NB, 新不列颠(New Britain); SC, 圣克里斯托瓦尔(San Cristobal); NH, 新赫布里底(New Hebrides); PO, 波克灵顿(Pocklington); DE, 德朗卡斯托(D’Entrecasteaux); LT, Loyalty-Three; PU, 普伊塞格(Puysegur). 其中, a-a’、b-b’分别代表(d)、(e)中的层析成像剖面位置. (d) 伊豆-小笠原-马里亚纳(IBM)俯冲起始过程及层析成像结果, 指示“热”俯冲起始(修改自She等, 2023; Ritter等, 2024). RN, 琉球-Nankai海沟(Ryukyu-Nankai Trench). (e) 普伊塞格俯冲带地震剖面解释及层析成像结果, 指示“冷”俯冲起始(修改自Shuck等, 2021, 2022)

作为“热”“冷”俯冲起始的判别标准并不完全成立. 针对过去、现今乃至未来的俯冲起始, 结合其所在的构造背景判断其可能的驱动力, 并寻找对应年龄、地点的地质记录, 才能正确地理解其俯冲起始模式.

我们进一步根据西太平洋地区经历的汇聚过程, 以及现今地震学观测、岩浆和变质记录, 分析可能的俯冲驱动力以及俯冲起始类型, 尝试总结该区域新生代以来可能的“热”“冷”俯冲起始(图4c). 西北太平洋区域自新生代以来经历了持续的北西-南东向的汇聚过程, 伴随着库拉(Kula)板块、克罗诺基(Kronotsky)板块、奥廖托尔斯基(Olyutorsky)板块的完全俯冲, 以及奥廖托尔斯基弧、克罗诺基弧的产生、碰撞、并最终拼合至堪察加半岛, 产生了一系列水平方向挤压力驱动的“冷”俯冲起始, 如科曼多尔斯基(Komandorsky)、古堪察加(Proto-Kamchatka)、堪察加(Kamchatka)、千岛(Kuril)等(Shapiro等, 2008; Müller等, 2016; Domeier等, 2017; Lallemand和Arcay, 2021). 同时, 西阿留申(West Aleutians)与鲍尔斯海岭(Bowers Ridge)在此俯冲汇聚背景下, 从先存俯冲带的弧后盆地洋中脊处发生构造转换, 产生“热”俯冲起始(Wanke等, 2012; Vaes等, 2019).

对于东南亚地区, 印度、澳大利亚板块自南向北、太平洋板块及菲律宾海板块自东向西的汇聚过程使该地区衍生出大量的岛弧、地体碰撞以及相应的年轻洋盆俯冲起始(Wu等, 2016; Lallemand和Arcay, 2021; Li等, 2021; 李泯等, 2023; Dong等, 2024). 在这样的构造背景下, 绝大多数的俯冲起始都受到水平推挤力的驱动, 易于产生“冷”俯冲起始, 如苏禄、北苏拉威西、桑义赫(Sangihe)以及哈马黑拉(Halmahera)等(Lai等, 2021). 与之对应, 巴拉望(Palawan)的MORB型蛇绿岩和变质底板的地质记录则揭示西北婆罗洲-卡加延(NW-Borneo-Cagayan)可能为洋中脊构造反转而产生的“热”俯冲起始(Keenan等, 2016). 而伊豆-小笠原-马里亚纳(IBM)俯冲带的弧前岩石组合以及地震波层析成像观测的俯冲板片形态(图4d), 共同指示其可能是古老的太平洋板块由垂向驱动力主导(水平驱动力参与)的“热”俯冲起始(Ishizuka等, 2014; Maunder等, 2020; She等, 2023).

对于西南太平洋地区, 巴布亚-新几内亚(Papua-New Guinea)蛇绿岩带被认为形成于波克灵顿(Pocklington)北向“热”俯冲起始过程中(Whattam, 2009, 2024; Smith, 2013; Schellart和Spakman, 2015), 该俯冲起始的驱动力并不明确, 前人认为可能与地幔柱相关(Crawford等, 2003). 而德朗卡斯托(D’Entrecasteaux)与Loyalty-Three Kings则可能是洋中脊反转而产生的“热”俯冲起始, 这一过程产生了新喀里多尼亚(New Caledonia)的蛇绿岩、变质底板组合(Cluzel等, 2012). 而后, 翁通-爪哇(Ontong Java)洋底高原与澳大利亚板块之间的汇聚碰撞过程主导了该区域的俯冲起始, 产生了一系列如北美拉尼西亚-维提亚兹(North Melanesian-Vitiaz)、新不列颠-圣克里斯托瓦尔-新赫布里底(New Britain-San Cristobal-New Hebrides)等多期次俯冲极性反转(Mann和Taira, 2004; Schellart等, 2006; Sun等, 2021; Wang L L等, 2022; Cui F和Li, 2024). 近年来, 对普伊塞格俯冲起始机制的研究以及其层析成像剖面揭示, 该俯冲起始受控于作用在走滑断层处的水平挤压力(Shuck等, 2021, 2022; Zhong和Li, 2023), 也是典型的“冷”俯冲起始(图4e). 综上, 绝大多数俯冲起始的产生需要地体碰撞、洋中脊推力、周缘板片拉力, 以及地球内部的地幔流牵引力等水平驱动力的参与. 我们认为“热”俯冲起始是相对困难的, 而板块相互作用驱动的俯冲起始更倾向于“冷”的, 后者由于缺乏岩浆和变质响应进一步增加了俯冲起始研究的困难性.

## 3　大洋俯冲动力学

### 3.1　大洋俯冲差异性模式与机制

大洋俯冲带是板块构造和地球动力学演化的核心要素, 甚至有学者将板块构造称为俯冲构造(Stern和Gerya, 2018). 俯冲板片进入地球内部的过程中, 将与上覆板块及地幔中的多重相变面发生相互作用, 产生极具差异性的俯冲板片形态(图1b), 对地球内部对流模式及物质运移产生强烈影响. 俯冲板片的差异性模式主要包含两个特殊样式, 一是板片在上覆岩石圈底部的平板俯冲模式(图5a), 二是板片在地幔过渡带的长距离滞留模式(图5c).

平板俯冲模式的典型特征是俯冲板片进入地幔之后将沿着上覆岩石圈底部近水平运移一定距离(现今地球可达600~700km), 而后转变为高角度俯冲进入深部地幔(图5a). 一般认为, 板块俯冲的主要驱动力是俯冲板片的拉力, 即负浮力, 该作用力的方向为垂直向下, 与重力相同. 因此, 俯冲板片的近水平运移存在动

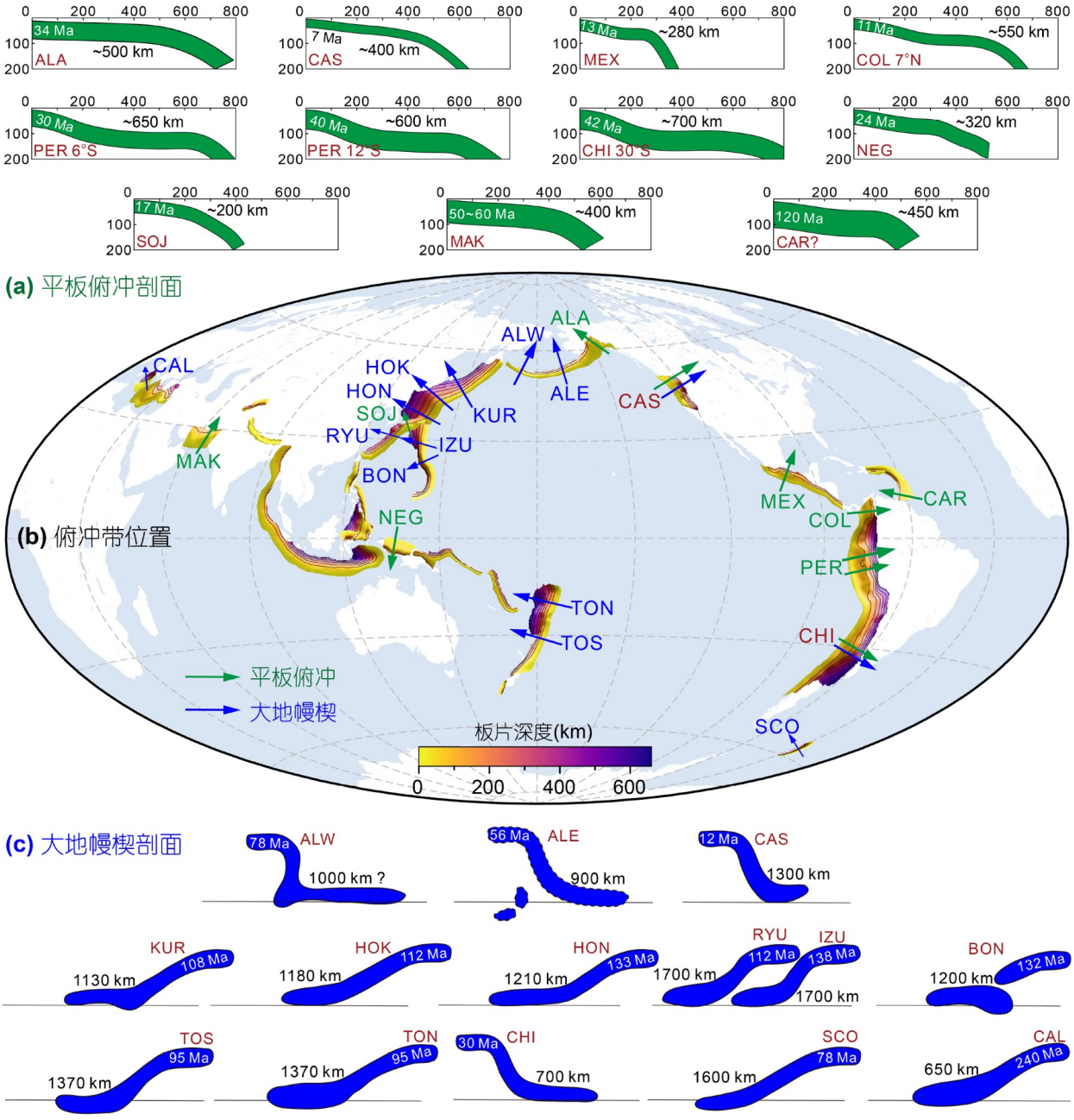



**图 5　上覆岩石圈之下的平板俯冲模式(绿色)与地幔过渡带的板片滞留模式(蓝色)**

(a) 典型的平板俯冲带剖面形态, 其位置可见图(b)中的绿色箭头, 俯冲板块在海沟处的年龄及平板俯冲板片的长度如图(a)中所示. 图(b)中的蓝色箭头代表地幔过渡带滞留板片的俯冲带位置及俯冲方向, 其具体板片形态见下方的蓝色剖面(c), 其中俯冲板块在海沟处的年龄及地幔过渡带滞留板片的长度如图(c)中所示. CAL, 卡拉布里亚(Calabria); MAK, 马库元(Makran); KUR, 千岛(Kuril); HOK, 北海道(Hokkaido); HON, 本州(Honshu); SOJ, 日本南部(Southern Japan); RYU, 琉球(Ryukyu); BON, 小笠原(Bonin); IZU, 伊豆(Izu); NEG, 新几内亚(New Guinea); TON, 汤加(Tonga); TOS, 南汤加(Southern Tonga); ALW, 西阿留申(Western Aleutians); ALE, 阿留申(Aleutians); ALA, 阿拉斯加(Alaska); CAS, 卡斯卡迪亚(Cascadia); MEX, 墨西哥(Mexico); COL, 哥伦比亚(Colombia); PER, 秘鲁(Peru); CHI, 智利(Chile); SCO, 斯科舍海(Scotia); CAR, 加勒比(Central Antilles Arc). 图中CAS及CHI蓝绿箭头并列表示俯冲带同时存在平板俯冲模式和地幔过渡带板片滞留模式. 相关数据来源: Slab 2.0数据库(https://www.usgs.gov/tools/slab20-interactive-map), GAP-P4地震层析成像数据库(www.csmap.jamstec.go.jp), 全球板片年龄数据库(www.ngdc.noaa.gov).

力学困难性，这意味着平板俯冲需要在特殊的条件下才能发生. 针对平板俯冲所需要的条件，系统的动力学研究揭示: (1) 年轻板块的温度较高，密度较小，负浮力较低甚至为正浮力，因此有利于平板俯冲的发生(van Hunen等, 2004; Huangfu等, 2016; Manea等, 2017); (2) 海山、洋底高原等异常大洋板块由于具有较厚的洋壳及相对地幔较低的密度，从而可能促进平板俯冲的形成(van Hunen等, 2002; Liu等, 2010); (3) 岩石圈尺度的较低俯冲角度、较厚的上覆板块以及上覆板片向俯冲板片方向的较大运动速率有利于增强汇聚板块之间的耦合吸力(suction force)，是平板俯冲形成的有利条件(Li等, 2011; Huangfu等, 2016). 上述的俯冲板片的年龄、密度及其与上覆岩石圈的耦合作用是平板俯冲模式形成的主要因素，特定的平板俯冲带可能是上述条件的组合(颜智勇等, 2020)，在此不一一讨论个案.

俯冲板片进入地幔过渡带后将与410km和660km的两个重要的相变面发生作用，从而极大影响板片在地幔过渡带的形态. 一个关键的模式就是俯冲板片在地幔过渡带的长距离滞留及形成的大地幔楔，该滞留板块阻碍了上、下地幔的物质交换，产生了分层对流的状态. 那么地幔过渡带的长距离滞留板片形成的动力学机制是什么？针对该问题的数值模拟揭示，660km的矿物吸热相变导致冷俯冲板片的相变延迟，进而对俯冲板片产生阻力，同时下地幔的黏度增大亦可产生一定的阻力，因此660km处的俯冲阻力是板片滞留的前提条件(Goes等, 2017). 但是，地球上不同的区域应该具有相同或相似的相变规则及流变特征，因此该因素可能难以成为差异性模式选择的主导因素(Li Z H等, 2019). 系统的数值模拟揭示，海沟后撤及其产生的较低俯冲角度是决定俯冲板片在地幔过渡带滞留或穿越的关键因素(Li Z H等, 2019; Shi等, 2018). 此外，也有一些数值模型指出额外的贡献，例如660km可能存在的低速层对长距离板片滞留的促进作用(Mao和Zhong, 2018)等.

现今地球上的平板俯冲和板片滞留的空间分布(图5b)显示，二者没有足够的相关性. 平板俯冲主要聚集在东太平洋向中南美洲之下的俯冲，这里的大洋板块比较年轻，并且上盘具有明显的向下盘方向的运动速度，从而有利于平板俯冲的形成. 当然，其他俯冲带也有平板俯冲的存在(图5a、5b). 地幔过渡带的板片滞留，尤其是长距离的板片平卧，主要聚集在西北太平洋，指示这里的俯冲带在新生代应该经历了显著的海沟后撤过程，也有学者指出先前古太平洋俯冲板片产生的地幔流牵引可能也对长距离板片滞留具有一定贡献(Peng等, 2021). 综上所述，系统的动力学研究工作已基本厘清了这些特殊俯冲模式的形成机制(相关文献不一一列举)，后续的研究可进一步探索不同俯冲模式的精确地质响应，从而与地质观测进行有效结合.

### 3.2　大洋俯冲带水循环

大洋俯冲带包含一系列复杂的物理、化学和地质变化，被称为“俯冲工厂”(Hacker等, 2003). 该过程伴随着一系列挥发分物质的循环，尤其是水循环，既可以极大改变地球内部的岩石属性，又可能循环回到地表而影响生态环境，因此是俯冲动力学过程的一个重要组成部分和前沿问题(郑永飞等, 2016).

该领域的研究需要将地球深部岩石的热力学模式与传统动力学模型进行耦合(Li, 2020, 2022)，从而实现对板块俯冲带挥发分循环过程及效应的定量化研究. 近年来的数值模拟研究揭示，俯冲板片可以将一定量的水带入地幔深部；这一过程受控于俯冲板片的水化程度、高压含水矿物的稳定域以及俯冲带的热结构(Gies等, 2024). 在俯冲板片中，水主要以含水矿物的形式赋存在沉积物、洋壳以及壳下蛇纹岩化地幔中(Ohtani, 2021). 全球洋底沉积物的平均组分(GLOSS)指示，沉积层的最大含水量约7.29wt%；该层厚度通常为几百米到几公里，而输入海沟的沉积物量受俯冲带汇聚速率和上盘铲刮的影响将进一步降低(Plank和Langmuir, 1998; Clift和Vannucchi, 2004). 基于地震学与岩石学证据，厚度约7km的洋壳主要由顶部~2km厚的玄武岩层和底部~5km厚的辉长岩层组成(Jarrard, 2003). 这些不同层位的含水量存在明显差异：玄武岩层的最大含水量，随着深度增加从3.1wt%逐渐降低至1.8wt%(Jarrard, 2003)；而辉长岩层通常被认为是无水或水化程度较弱的一层，其最大含水量为1wt%~2wt%(Faccenda, 2014). 对于岩石圈地幔，海沟处俯冲板片挠曲而产生的正断层是海水向下渗透，进而导致地幔蛇纹岩化的重要位置(Rüpke等, 2004)，但全球俯冲板片的壳下地幔水化程度存在明显差异. 大量的地震观测指示，在海沟外缘隆起处，不同俯冲板片的壳下蛇纹岩化地幔的厚度可以从几千米到20多千米(Li, 2020; 及

其中的参考文献); 而该层的蛇纹岩化程度在10%~20%的区间内浮动(图6a). 通常认为, 俯冲板片的水化情况与海沟处板片的挠曲程度存在明显的相关性; 海沟外缘隆起处, 俯冲板片较大的挠曲变形, 对应着地幔更强烈的水化(Faccenda, 2014). 同时, 板片年龄是控制其挠曲曲率以及水化程度的重要因素; 相较于年轻板片, 年龄较老的板片挠曲所形成的正断层可以延伸到较深的深度, 进而导致板片较高的水化程度(图6b; Zhang F等, 2020, 2023). 因此, 对于缺乏地震数据的俯冲带, 通过俯冲板片的年龄和海沟处的挠曲曲率可以大致估计壳下蛇纹岩化地幔的厚度及其携带的水量(Zhang等, 2020; Cerpa等, 2022).

在俯冲的过程中, 俯冲板片被周围地幔逐渐加热, 其顶部较高的温度导致沉积物和洋壳中的含水矿物在地幔浅部分解. 因此, 通常认为, 沉积物和洋壳对深部水循环的贡献较小, 而壳下蛇纹岩化的地幔是俯冲板片将水携带到深部的关键(Rüpke等, 2004; Li, 2020; Gies等, 2024). 蛇纹岩化地幔中的含水矿物主要包括: 氢氧镁石、蛇纹石、绿泥石以及高压含水相A相(Faccenda, 2014; Ohtani, 2021). 但是, 热力学计算和实验研究给出了差异性的地幔含水矿物组合(图6c). 热力学计算指示了在压力>8GPa, 温度~650℃时, 含水矿物A相的分解以及氢氧镁石形成; 而实验结果反映出这一温压下氢氧镁石的缺乏, 以及含水矿物E相的出现(Maurice等, 2018; Cerpa等, 2022). 此外, 在热力学相图指示的地幔含水量的瓶颈点附近(约5~6GPa), 实验研究揭示了一些高密度的含水镁硅酸盐相的存在, 例如10Å相(Dvir等, 2011). 因此, 相较于经典的热力学模型, 引入实验约束会明显改变地幔中含水矿物的分布和稳定域. 进而, 岩石热力学模型结合不同俯冲带的热结构, 即可约束板片不同层位的脱水情况. 这里, 俯冲带的热结构是控制板片脱水的重要因素. 较热的俯冲带, 对应着较高的温度梯度, 会促进俯冲板片在较浅的深度处脱水, 从而很难将水带入地幔深部, 例如, 卡斯卡迪亚俯冲带(图6c). 而对于较冷的俯冲带, 其俯冲板片更容易处在含水矿物的稳定域, 并将大量的水带入深部地幔, 例如, 堪察加俯冲带(Gies等, 2024). 因此, 俯冲板片初始的水化程度决定了其输入地幔的水量, 而含水矿物的稳定域和俯冲板片的热结构共同控制了板片脱水的深度和程度, 这三种因素的共同作用决定了俯冲带的水循环过程.

前人系统性的研究工作, 结合现今全球56段俯冲板片的热结构与岩石热力学相图, 估算出全球俯冲带携带进入地幔深部(大于230~250km)的水通量约为$3.2\times10^{8}$Tg Myr$^{-1}$(van Keken等, 2011)、$7\times10^{8}$Tg Myr$^{-1}$(Magni等, 2014)、$5.7\times10^{8}$Tg Myr$^{-1}$(Cerpa等, 2022), 分别对应着大约32%、26%、46%的水被带入地幔深部. 其中, 模型初始设置, 特别是壳下蛇纹岩层的设置决定了进入海沟的水通量的差异. 而热力学相图中, 不同的含水矿物模型的选取导致了这些研究中不同的水循环效率. 需要注意的是, 这些全球俯冲带水循环效率的定量化计算中, 大多忽略了不同俯冲带中蛇纹岩化地幔的厚度和水化情况的差异, 而该因素是控制俯冲带水循环的关键(Li, 2020). 此外, 地幔中名义上无水矿物(NAMs), 例如橄榄石、辉石, 在俯冲带水循环中的贡献值得进一步考虑.

被俯冲板片携带到地幔深部的水, 最终会进入地幔过渡带. 实验研究给出的地幔过渡带处瓦兹利石和林伍德石的含水能力分别为0.5wt%~2wt%和0.3wt%~2wt%(Peslier等, 2017; Dong等, 2021), 因此, 该层通常被认为是地球深部的储水层(Ohtani, 2020). 来自这一深度的金刚石中林伍德石包裹体的存在, 证实了地幔过渡带局部较高的含水量(~1wt%)(Pearson等, 2014). 但是, 一些地震学研究显示, 欧洲、菲律宾等区域之下的地幔过渡带是基本无水的(Utada等, 2009; Chang和Ferreira, 2019). 也就是说, 全球地幔过渡带的含水量存在明显差异, 而停滞在过渡带处的俯冲板片是导致该层位水化的关键(Suetsugu等, 2010; Houser, 2016). 地幔过渡带的含水量需要更多的地质、地球物理观测来进一步约束. 此外, 也有学者认为地幔过渡带可能仅是一个临时的储水层(Gerya, 2024); 相较于周围的无水地幔, 水化地幔较低的密度使其更容易向上迁移, 最终导致地幔过渡带的水被再次释放. 这些脱离过渡带的水, 一方面, 可能以流体的形式逐渐向上迁移, 最终进入到上覆岩石圈中, 在岩石圈中部聚集并形成一层高含水层; 该层顶界面的深度和波速降基本对应着地震学观测所指示的大陆岩石圈中部不连续面, 即MLD(Fu等, 2022; Fu和Li, 2024). 另一方面, 这些水可能以富水熔体的形式运移, 最终到达地表. 例如, 长白山地区的地震学观测以及碱性玄武岩的证据指示, 该地区富水的地幔柱可能起源于地幔过渡带(Kuritani等, 2019). 这些过程使得地幔深部的水再次回到浅部, 形

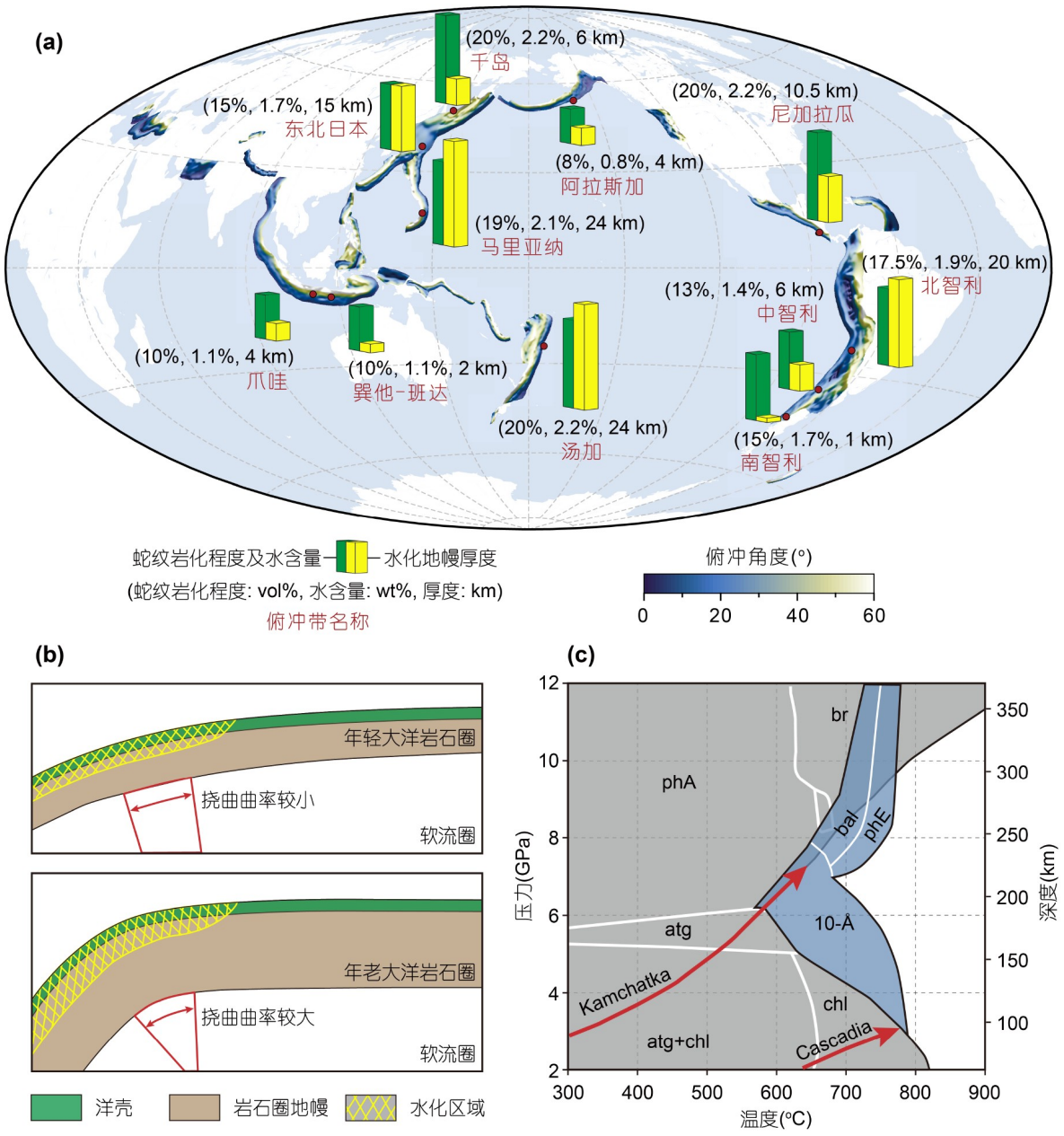



**图 6　俯冲板片的蛇纹岩层观测、成因机制及热力学控制.**

(a) 俯冲带海沟外缘隆起处, 大洋板块的壳下蛇纹岩化地幔厚度及蛇纹岩化程度的地球物理观测总结. 图中绿色柱体代表俯冲水化地幔的蛇纹岩化程度和对应的全岩水含量, 黄色柱体代表依据地球物理观测估算的蛇纹岩化地幔的厚度. 观测数据来源于: 尼加拉瓜(Grevemeyer等, 2007; van Avendonk等, 2011)、北智利(Ranero和Sallarès, 2004)、中智利(Kopp等, 2004; Grevemeyer等, 2005)、南智利(Grevemeyer等, 2005)、汤加(Contreras-Reyes等, 2011)、巽他-班达(Planert等, 2010)、爪哇(Planert等, 2010)、东北日本(Obana等, 2019)、千岛(Fujie等, 2013)、阿拉斯加(Shillington等, 2015)、马里亚纳(Cai等, 2018). (b) 俯冲板片水化程度与板片年龄和海沟处挠曲曲率的关系(修改自Faccenda, 2014; Zhang等, 2020). 在海沟处, 年老的大洋岩石圈更容易发生较大的挠曲, 导致岩石圈较高的水化程度. (c) 地幔橄榄岩含水相图(修改自Cerpa等, 2022). 其中, 灰色区域为热力学计算的含水矿物组合, 蓝色区域为实验结果, 白色曲线划定了地幔中不同含水矿物的稳定域. 红色曲线分别代表卡斯卡迪亚俯冲带和堪察加俯冲带莫霍面处的温度结构(修改自Gies等, 2024). 较热的俯冲带更容易在浅部发生脱水, 而较冷的俯冲带可以将水带入地幔深部; 同时, 这一过程受控于地幔中含水矿物的稳定域. chl, 绿泥石; atg, 叶蛇纹石; phA, A相; br, 氢氧镁石; 10-Å, 10Å相; phE, E相, bal, 羟硅铁锰石

成一个完整的水循环. 综上所述, 对俯冲带水循环过程的定量化研究, 需要考虑岩石的热力学模式, 采用耦合流体活动的热-动力学模型来实现. 同时, 深部水循环如何影响浅部, 如海平面变化和克拉通破坏等过程值得进一步研究(Karlsen等, 2019; Li, 2020).

### 3.3 俯冲带深部碳循环

地球的碳循环过程通常分为地表碳循环和深部碳循环两个子系统. 地表碳循环过程的时间尺度较短, 显著影响人类的生存环境, 因此一直以来备受关注, 是环境科学的研究热点. 与之相比, 地球深部碳循环的研究程度较低(Hazen和Schiffries, 2013; 李曙光和汪洋, 2018), 但是地球深部碳储库占整个地球系统的99%以上(Hilton等, 2002; 徐义刚等, 2024), 其可通过洋中脊、地幔柱及岛弧系统的构造-岩浆脱气作用释放到地表系统(图7), 从而对生态环境产生巨大影响. 地表和深部两个碳循环系统是耦合的, 共同控制着地球的生态环境和宜居性. 因此, 对地球深部碳循环的研究具有重要意义.

大洋俯冲带链接了地球内部圈层和外部圈层之间的碳交换过程, 其在地球表层碳循环演化中具有碳源和碳汇的双重角色(图7). 所谓"碳汇"即地表圈层的含碳物质通过俯冲板片被带入到地球深部, 而所谓"碳源"即板片中含碳物质通过各种脱碳过程, 最终以火山或构造脱气作用喷发至地表, 直接参与地表碳循环演化(Dasgupta和Hirschmann, 2010; Kelemen和Manning, 2015; 刘勇胜等, 2019; 徐义刚等, 2024). 俯冲大洋板片中的碳主要赋存于热液蚀变的俯冲洋壳、地幔和大洋沉积物中. 在洋中脊扩张生长的过程中, 洋底热液蚀变作用导致海水中的$CO_2$以碳酸盐脉的形式沉淀于洋壳及下覆地幔中(Alt和Teagle, 1999; Li K等, 2019). 同时, 随着洋中脊扩张和大洋板块的运移, 洋壳受洋底大断裂的影响继续发生水化和碳酸盐化作用. 此外, 部分大陆地壳风化产物和洋底生物作用形成大量碳酸盐和有机碳, 并以沉积物的形式加积于基性洋壳之上(Plank和Langmuir, 1998; Clift, 2017). 前人研究表明, 洋底碳酸盐化过程可以使得相当量的碳固结到大洋板块内, 但现今地球上不同俯冲板块的含碳量及其载体存在显著差异(Plank和Manning, 2019).

全球各俯冲带含碳物质的多样性, 导致了前人对全球俯冲带碳通量估算存在较大分歧(图7). 基于大洋钻探蚀变洋壳样品的碳丰度和同位素结果, Li K等(2019)认为每年大约有18Mt的碳通过碳酸盐化过程进入洋壳并被俯冲板片带入深部地幔, 这一结果略低于Kelemen和Manning(2015)估算的25Mt $a^{-1}$. 此外, Alt等(2013)以及Kelemen和Manning(2015)均认为碳酸盐化地幔橄榄岩具有低的俯冲碳通量, 但两者在量级上存在较大分歧(10Mt $a^{-1}$, Kelemen和Manning, 2015; 1.3Mt $a^{-1}$, Alt等, 2013). 相对于Kelemen和Manning(2015)最初提出的13~23Mt $a^{-1}$的碳随着沉积物俯冲循环进入深部地幔, 近期Clift(2017)和Dutkiewicz等(2017)两项工作对俯冲沉积物碳输入通量的估算进行了修正, 分别提出~60和57Mt $a^{-1}$, 其中无机碳含量占~80%. 大洋板片碳输入通量的精确估算仍需依赖未来大洋钻探数据的进一步丰富和完善.

前人从岩石学(Ague和Nicolescu, 2014; Stewart和Ague, 2020; 刘勇胜等, 2021)、实验岩石学(Grassi和Schmidt, 2011; Tsuno等, 2012; Farsang等, 2021)、热力学计算(Kerrick和Connolly, 2001a, 2001b; Gorman等, 2006; Tian等, 2019)及热动力学数值模拟(Gonzalez等, 2016; Wang等, 2024)的角度对俯冲板片的脱碳过程开展了丰富研究, 并提出了多类脱碳机制, 包括: 变质脱碳、溶解脱碳、熔融脱碳以及氧化还原脱碳. 在现今俯冲体系中, 板片的脱碳过程受到上述多类相互关联的脱碳机制共同控制, 并与俯冲带水循环过程密切相关, 这为评估不同俯冲带的主导性脱碳机制带来很大难度. 基于开放体系热力学计算和折返大洋变质地体的岩石学研究, Gorman等(2006)以及Stewart和Ague(2020)强调了变质反应在板片碳释放中作用. 随着近期实验岩石学数据及野外岩石学观测的积累, Ague和Nicolescu(2014)以及Farsang等(2021)则指出了碳酸盐矿物溶解及再沉淀过程在板片脱碳过程的重要性. Thomson等(2016)和Zhang Y等(2023)对俯冲含碳洋壳的固相线研究表明, 洋壳在地幔过渡带的显著熔融脱碳是阻碍板片含碳物质向地幔深处运移的重要原因. 此外, 受俯冲带氧逸度影响, 俯冲岩石中碳酸盐矿物可能发生氧化还原反应并以甲烷等还原性气体释放(Tao等, 2014). 然而, 上述各类脱碳机制对板片俯冲过程中碳释放的影响目前仍缺乏一体化研究, 定量化评估各类脱碳机制的相对贡献是未来俯冲带碳循环研究的重点.

大洋俯冲带的脱碳效率是衡量深部碳循环过程的

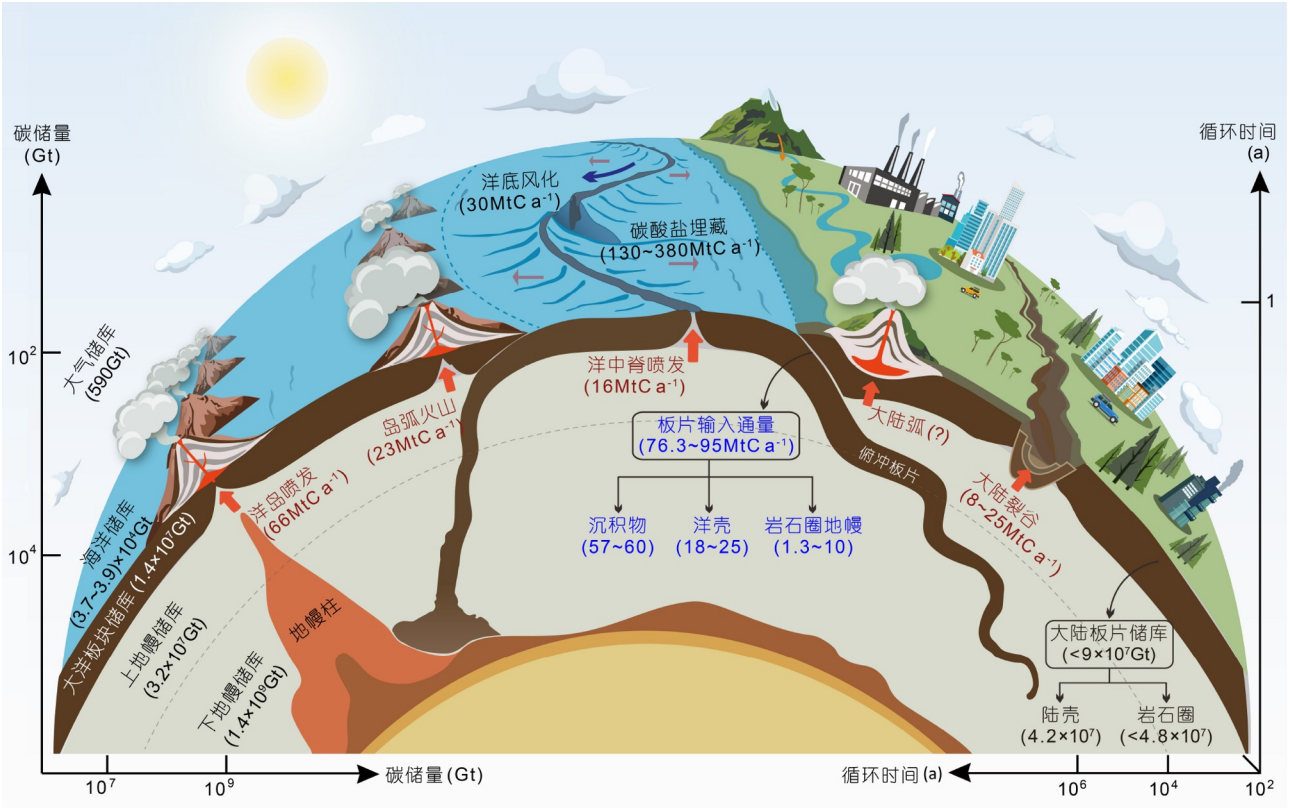



**图 7　地球深部碳循环模式与通量估计**

左侧和左下方坐标轴用于指示不同储库的碳储量范围, 右侧和右下方坐标轴用于指示不同储库内碳循环的时间尺度. 数据来源: 大气储库、海洋储库(Sundquist, 1993), 大洋板块储库(Dasgupta和Hirschmann, 2010), 大陆板块储库(Wedepohl, 1995; Lee等, 2019), 上地幔储库(Tucker等, 2018), 下地幔储库(Lee等, 2019), 沉积物碳输入通量(Clift, 2017; Dutkiewicz等, 2017), 洋壳碳输入通量(Kelemen和Manning, 2015; Li K等, 2019), 大洋岩石圈地幔碳输入通量(Alt等, 2013; Kelemen和Manning, 2015), 洋中脊碳喷发通量(Le Voyer等, 2019), 岛弧碳喷发通量(Plank和Manning, 2019), 洋岛碳喷发通量(Sun和Dasgupta, 2023), 大陆裂谷碳喷发通量(Lee等, 2016), 碳酸盐埋藏通量(Stack等, 2014), 洋底风化通量(Staudigel等, 1989)

重要指标. 前人对于俯冲带脱碳效率的估算方式可归纳为两类: 一是通过实验岩石学、热力学计算和热-动力学数值模拟的正演方式估算不同脱碳机制对板片脱碳效率的贡献(例如, Gorman等, 2006; Gonzalez等, 2016; Tian等, 2019; Farsang等, 2021); 二是基于岛弧挥发分释放通量(Hilton等, 2002; Fischer, 2008; Fischer等, 2019)和俯冲板片在海沟处的碳输入通量(Clift, 2017; Li K等, 2019)之比, 利用反演手段独立估算全球范围内不同俯冲带的脱碳效率(Johnston等, 2011). 对于正演估算方式, Gorman等(2006)基于开放体系热力学模拟给出了20%~80%的变质脱碳效率; Stewart和Ague(2020)对大洋变质地体中的折返岩石开展了岩石学和相平衡模拟, 并提出40%~65%的碳在弧前通过变质反应释放; Ague和Nicolescu(2014)提出碳酸盐矿物溶解过程可以释放俯冲板片中60%~90%的无机碳; 而Farsang等(2021)基于实验岩石学结果估算了全球俯冲带溶解脱碳的效率为10%~92%. 而对于反演估算方式, 基于全球岛弧碳喷发通量与俯冲碳输入通量, Johnston等(2011)估算全球俯冲带碳循环效率为18%~70%. 综上, 目前利用不同正演手段估算的脱碳效率存在显著差异, 并且正演手段确定的俯冲带脱碳效率与现今观测的岛弧含碳挥发分释放通量确定的脱碳效率之间也存在较大分歧, 这主要是由于全球不同俯冲带在碳输入端及俯冲带热结构具有复杂性和多样性(Plank和Manning, 2019), 更重要的是, 前人在研究俯冲板片脱碳效率时将变质、熔融、溶解等不同脱碳机制进行独立讨论. 此外, 正演手段在估算脱碳效率时大多未考虑上覆地幔楔碳酸盐化及熔融过程(Lara和Dasgupta,

2022), 且并未涉及岛弧岩浆上涌过程中上覆板片地壳中含碳物质的混染作用(Mason等, 2017), 这可能也是造成该差异的重要原因之一. 从反演角度而言, 岛弧火山喷发的时空周期和规律的不确定性也为评价俯冲带碳循环效率带来了挑战(Fischer等, 2019). 综上, 厘清俯冲带脱碳效率与俯冲岩石的全岩成分、俯冲带热结构及地幔楔中流-熔体活动等主控因素之间的定量化关系将是未来俯冲带碳循环的研究重点和难点.

## 4 大陆俯冲-碰撞动力学

### 4.1 大陆超深俯冲的可行性与驱动力

大陆深俯冲过程及超高压变质岩石折返机制是大陆碰撞初期的一个关键动力学问题(Zheng和Chen, 2016). 在丰富的观测基础上, 前人系统的数值模拟研究揭示, 俯冲隧道中的物质迁移取决于板片牵引导致的、向下的库埃特流(Couette flow)和低密度地壳导致的、向上的泊肃叶流(Poiseuille flow)的竞争效应(Warren等, 2008). 足够速度的牵引可以导致大陆上地壳物质俯冲到超高压深度(>90km), 而后伴随着物质的弱化发生拆离和折返. 然而, 近年来在大陆超高压变质地体中陆续报道的多类矿物假象及出融结构等矿物学证据, 指示了大陆上地壳物质可被牵引到约200km, 甚至达到350km的深度, 如斯石英假象(Liu等, 2018)、石榴石中辉石/石英的出融(Ye等, 2000)等. 地震层析成像的观测也表明大陆岩石圈可发生超深俯冲至250~400km, 如西阿尔卑斯(Zhao等, 2015)、兴都-库什(Negredo等, 2007)及巴基斯坦Kaghan(Replumaz等, 2010)等. 此外, 古地磁资料揭示了在陆-陆碰撞阶段俯冲板块和上覆岩石圈之间可能存在上千公里的地壳缩短过程(例如, 喜马拉雅造山带和北美格林威尔造山带), 进一步指示大陆岩石圈曾发生超深俯冲(Halls, 2015; Ingalls等, 2016). 大陆超深俯冲过程无疑对经典板块构造理论提出了挑战, 理解大陆超深俯冲的可行性及驱动力是近年来大陆碰撞动力学研究的重要增长点之一.

大陆岩石圈在俯冲碰撞阶段的密度演化是控制其能否发生超深俯冲的关键要素之一(李忠海等, 2021). 经典的板块构造理论表明, 低密度的大陆岩石圈(尤其是长英质大陆中上地壳)是阻碍大陆发生深俯冲的主要原因. 近十余年来, 大量实验岩石学结果表明, 长英质大陆地壳俯冲到约250km深度后, 相变可导致其密度高于周围地幔密度(Wu等, 2009; Ishii等, 2012). 近期的热力学模拟研究也表明, 大陆岩石圈在俯冲过程中随着温压条件升高而发生变质致密化可为大陆超深俯冲提供驱动力(Chapman等, 2019; Wang Y等, 2022, 2023). 基于相平衡模拟和半解析计算, Wang Y等(2022)揭示俯冲大陆中上地壳的长英质矿物相变(如石英→柯石英→斯石英)及俯冲大陆下地壳的榴辉岩化作用会显著增加其密度. 当大陆地壳俯冲到约200km的临界深度, 整个俯冲大陆地壳的负浮力开始大于0; 在660km之上, 大陆地壳最大拖曳力可达45TN $m^{-1}$(图8), 并与大陆地壳在俯冲过程的铲刮比呈负相关, 即大规模的地壳铲刮会降低俯冲大陆地壳的拖曳力. 此外, 俯冲大陆岩石圈地幔的拖曳力演化主要受控于岩石圈的亏损程度及大陆俯冲带的热结构控制; 高度亏损的俯冲太古宙岩石圈地幔表现为浮力或较低的负浮力, 而亏损程度较低的显生宙岩石圈地幔则表现为显著的负浮力, 可达~40TN $m^{-1}$(图8). 进一步, Wang等(2023)利用耦合的岩石-热-动力学数值模型系统地探讨了大陆超深俯冲的临界条件及主控因素, 表明高的变质相变程度(>70%)、中-低度亏损岩石圈地幔成分、较长的先存大洋板片长度以及低的壳幔流变强度会促进大陆超深俯冲的发生; 反之, 则碰撞终止.

既然深俯冲的大陆板片经历相变后可以产生负浮力, 那么它能否驱动持续的大陆俯冲和消亡呢? Wang和Li(2025)指出, 大陆岩石圈能否发生超深俯冲主要取决于板片负浮力与俯冲阻力的竞争效应; 因此, 评价相变后大陆板片的自发俯冲过程(即, 仅依靠大陆岩石圈自身负浮力驱动俯冲)需综合板片拉力与俯冲阻力两者的影响. 然而, 俯冲阻力具有多源性且受多物理参数控制, 故而难以直接地精确约束(Ribe, 2010; Li和Ribe, 2012). 考虑到正常大洋俯冲过程中板片拉力与整体俯冲阻力基本平衡, Wang和Li(2025)利用大洋板片负浮力间接地评估了俯冲阻力的潜在范围(27~49TN $m^{-1}$)(图8). 进而, 为更好理解大陆岩石圈超深俯冲的动力学过程及临界深度, Wang和Li(2025)构建了综合板片拉力和俯冲阻力的一体化模型, 揭示大陆岩石圈自发俯冲的临界深度一般要大于300km. 这意味着从大洋俯冲向大陆俯冲的转换阶段, 先存的俯冲大洋岩石圈需要在板块断离之前将大陆岩石圈拖曳到相当大的深度(至少300km)才能维持后续的大陆自发俯冲, 而这对

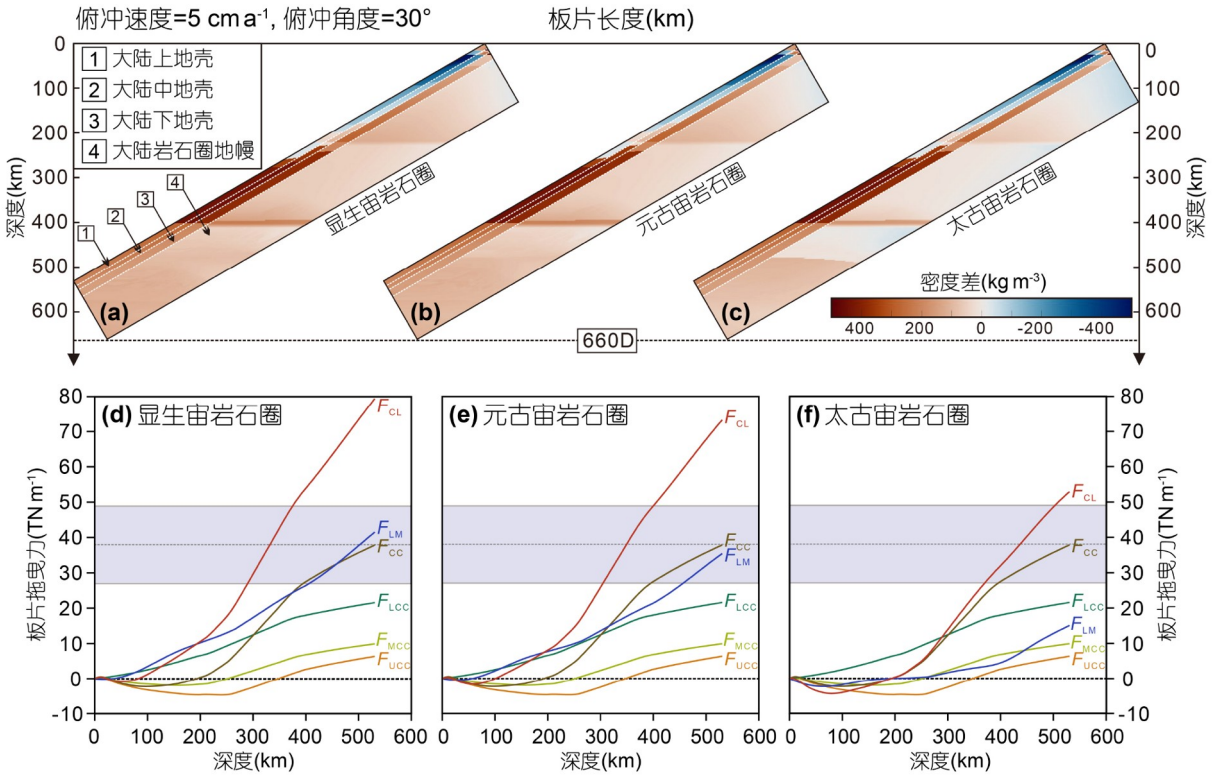



**图 8　大陆俯冲板片密度分布与驱动力(修改自Wang和Li, 2025)**

(a~c) 俯冲大陆岩石圈与周围地幔的密度差分布图: (a) 显生宙岩石圈; (b) 元古宙岩石圈; (c) 太古宙岩石圈. (d~e) 俯冲大陆岩石圈及各物质层的拖曳力演化: (d) 显生宙岩石圈; (e) 元古宙岩石圈; (f) 太古宙岩石圈. 其中, $F_{CL}$、$F_{LM}$、$F_{CC}$、$F_{UCC}$、$F_{MCC}$、$F_{LCC}$分别代表大陆岩石圈, 大陆岩石圈地幔, 大陆地壳, 大陆上、中、下地壳的拖曳力演化. (d~f)中紫色方框代表俯冲阻力的大致范围(27~49TN m$^{-1}$; Wang和Li, 2025)

于大部分造山带是比较困难的. 印藏碰撞体系作为陆陆碰撞造山带的典型代表, 是研究大陆超深俯冲的天然实验室. Wang Y等(2022)通过热动力学模拟及物质均衡计算, 揭示印藏碰撞早期阶段的大陆深俯冲可能对于印度大陆的快速漂移具有重要贡献; 尽管早期大印度大陆岩石圈的俯冲深度已经难以约束. 然而, 地震层析成像表明, 印藏碰撞过程中, 发生了多阶段的俯冲大洋及大陆板片的断离事件, 这无疑会降低俯冲印度大陆岩石圈的板片拉力. 那么对于现今印藏碰撞体系而言, 青藏高原之下的俯冲印度大陆板片拉力有多大, 以及它对于现今印藏持续汇聚的作用如何? Wang和Li(2025)依据现今层析成像结果并结合系统的热力学和动力学计算揭示, 目前俯冲印度大陆岩石圈负浮力在13~29TN m$^{-1}$的潜在范围内, 对现今印藏持续汇聚的贡献巨大但不足以完全克服俯冲阻力, 因此仍需要其他驱动力的联合作用(包括地幔流牵引力、印度洋中脊推力及周缘俯冲大洋板片拉力等)(李忠海等, 2023).

值得注意的是, 与大洋板片相比, 大陆板片比较贫水, 故难以在俯冲过程中发生完全相变(Palin等, 2017), 因此俯冲大陆岩石圈的变质反应动力学过程对其拖曳力的影响仍需要未来实验岩石学和数值模拟工作的进一步约束. 此外, 超深俯冲的高密度变质岩石如何从200~350km的地幔深度折返到地壳层次是大陆动力学另外一个具有挑战性的科学问题(李忠海等, 2021).

### 4.2　大陆俯冲-碰撞模式与机制

大陆碰撞往往伴随着大洋俯冲的完结而发生, 形成了地球上一系列颇为壮观的碰撞造山带, 并最终可能结束整个板块汇聚过程. 以目前仍在活跃的新特提斯构造域为例, 其东段的青藏高原造山带, 中-西段的扎格罗斯造山带和环地中海造山带均由持续向北漂移

的、原隶属于南方冈瓦纳大陆的地质单元与北部劳亚大陆南缘碰撞拼贴而形成(Sengör, 1987; 吴福元等, 2020; 朱日祥等, 2021). 虽然同属于特提斯碰撞造山体系, 但是四个造山带在俯冲碰撞模式上存在很大差异(Magni等, 2012; Sizova等, 2014; Calignano等, 2015; Li等, 2016). 大陆板块碰撞产生差异性的造山模式, 很大程度上取决于碰撞大陆板块的流变学性质, 尤其是两个汇聚板块的流变强度差异(Huangfu等, 2019a). 地球动力学数值模拟揭示了西阿尔卑斯、东安纳托利亚高原、伊朗高原和青藏高原等新特提斯域内的典型造山带差异性演化的主控因素. 西阿尔卑斯属于典型的大陆碰撞模式, 即两个流变强度较大的大陆岩石圈的俯冲汇聚(图9a); 东安纳托利亚高原受控于俯冲盘岩石圈地幔的拆离回撤, 诱因是低速汇聚(图9b); 由于上覆大陆较低的流变强度, 伊朗高原深部表现为缓和的对流减薄作用(图9c); 而快速汇聚、冷俯冲大陆和热上覆大陆共同导致藏南印度大陆长距离水平下插(图9d).

大陆碰撞造山带的风化、剥蚀等地表过程对造山带的演化具有重要意义, 两者之间的相互作用是近年来造山带动力学研究的热点. 自从Dahlen和Suppe (1988)基于临界楔理论提出剥蚀影响造山楔构造演化, 地球科学家对构造-气候-地表过程之间的相互作用进行了广泛而深入的探索, 并取得丰富成果(Willett等, 2006; Molnar, 2009; Whipple, 2009; Tu等, 2015). 研究表明, 造山带地貌的形成是岩石圈构造运动和大气圈与地表过程联合作用的结果(Pinter和Brandon, 1997; Willett, 1999; Beaumont等, 2001). 构造、气候和地表过程之间存在直接的相互作用和深刻的正反馈关系(刘静等, 2018). 一方面, 构造作用能抬高地形, 增加河流和冰川潜在动力, 加快区域剥蚀; 另一方面, 强烈地表侵蚀会影响造山带构造演化, 导致地壳在重力均衡作用下进一步抬升, 甚至改变深部地幔的物质流动. 此外, 在数百万年造山时间尺度上, 气候因素通过改变地表岩石侵蚀速率, 进而影响深部物质运移和应力状态(Montgomery等, 2001; Avouac, 2003). 在该体系下, 重力均衡充当深部动力学过程与浅表效应之间的信号倍增器; 地表过程不仅受控于构造抬升, 而且也直接参与其中, 驱动构造变形. 例如, 喜马拉雅-青藏高原造山带的剧烈隆升控制着印度季风的北向扩展(Fang等, 2021), 同时季风对造山带南坡显著的剥蚀作用又影响喜马拉雅及藏南的地壳深部流动与构造演化(Beaumont等, 2001), 这是构造-气候-地表过程相互作用的典型例证. 因此, 系统开展地球动力学-地表过程耦合作用下的大尺度地形模拟, 不仅能为深入理解造山带深部与浅表过程的耦合联动关系提供直接数据支持, 而且在灾害演化、气候变迁、防灾减灾等领域也有着广阔的应用前景(刘静等, 2018).

在特提斯陆-陆碰撞构造域内, 青藏高原是世界上海拔最高、面积最大、最年轻的高原, 同时也是研究大陆碰撞及高原形成的天然实验室. 自新生代以来, 印藏板块碰撞和持续汇聚引发了下盘印度板片、上盘青藏板块以及远端盆山体系发生了强烈的三维变形, 譬如, 印度板片的撕裂及差异性俯冲、青藏高原东南缘的挤出构造、塔里木盆地的顺时针旋转以及天山沿走向的差异性隆升变形(图10). 相关动力学机制包含如下四个关键问题:

(1) 俯冲下插印度板片沿走向的差异性形态和撕裂机制

下盘印度板片的变形主要表现为板片撕裂及沿走向的差异性俯冲. 大量的地质和地球物理观测结果表明, 印度岩石圈在青藏高原下方的几何形态和俯冲距离在东西向存在明显差异, 整体上呈现东陡西缓的特征, 并且俯冲的印度板片沿走向被撕裂成几个部分(侯增谦等, 2006; Tian等, 2015; Li和Song, 2018)(图10b). 但是, 印度板块撕裂的机制目前仍存在很大的争议. 前人提出了几种猜测: 上盘青藏板块的横向不均一性(Li和Song, 2018)或下盘俯冲印度板块的横向不均一性(Liang等, 2011, 2012)等. 然而, 这些假设均未得到证实. 系统的三维数值模型表明, 印藏碰撞过程中汇聚速率的横向差异(无论是速度突变还是连续变化)是印度板片撕裂并出现差异性俯冲的重要条件(Cui和Li, 2022). 此外, 上覆青藏板块的结构和性质也具有一定作用; 在汇聚速度横向突变的情况下, 青藏板块流变强度越弱, 则越容易触发下盘印度板块撕裂. 综合数值模拟与古地磁资料, 印度板块撕裂可能是印度大陆旋转以及汇聚速度横向变化的结果, 而这些变化可能受控于印藏板块沿走向碰撞时间的差异性. 汇聚速率的横向差异不仅决定了板块的俯冲形态, 而且很大程度上影响了俯冲板片的力学行为和变形模式. 这些研究为理解印度板片在青藏高原下方的复杂变形机制提供了新的视角, 同时也揭示了大陆板块俯冲和撕裂的关键

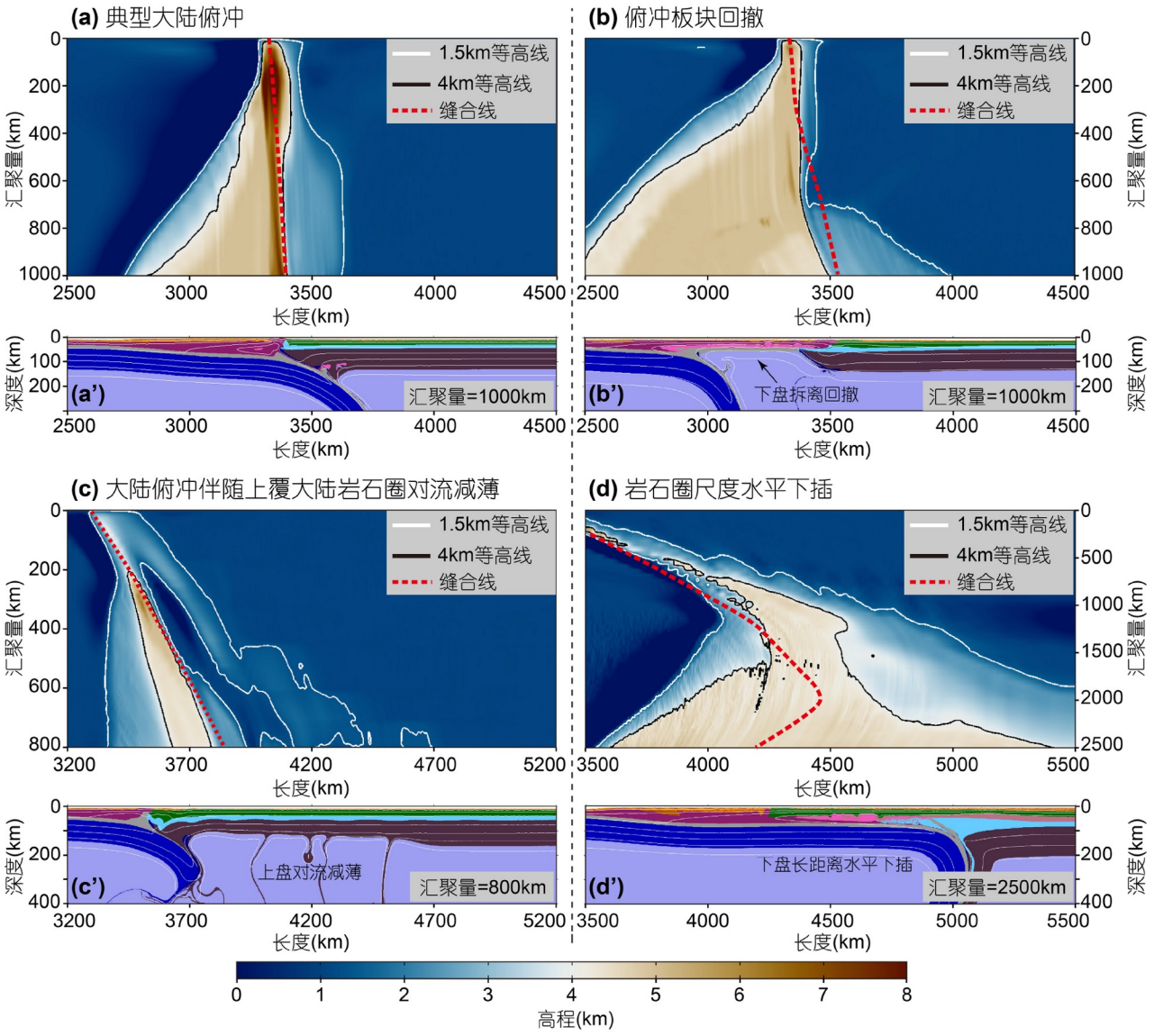



**图 9　数值模型结果揭示的碰撞造山带差异性地貌演化及最终岩石圈结构**

四类碰撞造山带演化类型可分别对应: (a) 西阿尔卑斯, 典型大陆俯冲碰撞模式, 受控于两个高强度大陆岩石圈的汇聚; (b) 东安纳托利亚高原, 俯冲盘岩石圈地幔拆离回撤, 受控于大陆岩石圈低速汇聚; (c) 伊朗高原, 岩石圈地幔对流减薄, 受控于上覆大陆较低的流变强度; (d) 喜马拉雅-青藏高原, 下盘大陆长距离水平下插, 受控于快速汇聚、冷俯冲大陆和热上覆大陆共同作用(修改自Huangfu等, 2019a, 2019b)

动力学机制.

(2) 上盘青藏高原的一级变形特征(垂向增厚vs.侧向挤出)

印藏大陆碰撞和持续汇聚造成的岩石圈缩短变形, 其中一部分由印度板块在青藏高原下的俯冲所吸收, 另一部分由青藏一侧的地壳缩短变形所吸收. 地壳缩短主要表现为青藏高原的整体增厚和抬升, 以及青藏高原周缘, 特别是东喜马拉雅构造结周围显著的侧向挤出(Yin和Harrison, 2000; Tapponnier等, 2001)(图10c). 针对青藏高原岩石圈的变形特征, 前人提出了两种端元模型, 即"黏性薄板"模型(England和Houseman, 1986; Houseman和England, 1993)和"构造逃逸"模型(Tapponnier等, 1982), 分别强调碰撞期间青藏岩石圈的垂向和横向变形. 之后的研究, 在端元模型基础上

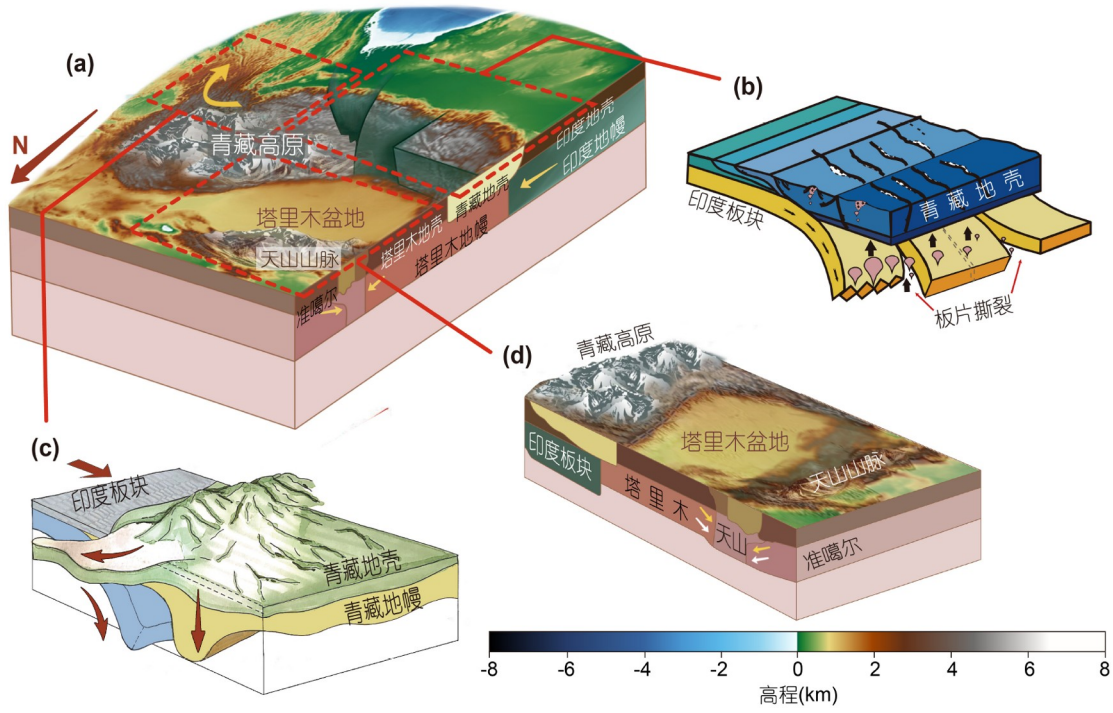



**图 10　青藏高原大陆动力学模式分解**

(a) 青藏高原大陆碰撞模式及三维变形特征. 红色虚线框分别指示下盘印度大陆板片、上盘青藏高原及高原北部盆山体系的主要构造变形特征. 为了看清内部结构, 图(a)的地表地形图做了透视处理. (b) 印度板块垂向撕裂变形. (c) 青藏高原垂向变形与东南缘侧向挤出. (d) 印藏碰撞远程效应及天山隆升. 其中, 图(a)和(d)的表层指示该区域地形, 色标如右下角所示

进行了改进, 并通过各种观测和实验手段进一步检验. 例如, Houseman和England(1993)在其“黏性薄板”模型中将青藏东边设为自由边界, 以模拟亚洲大陆受挤压后的东向流动. 对于逃逸构造的理解也更加宽泛, 包括离散陆块沿断层的走滑、部分大陆物质的连续横向变形(Kong和Bird, 1996)或下部地壳物质的侧向流动(Clark和Royden, 2000). Yang和Liu(2009, 2013)设计了具有更真实边界条件的三维黏性模型, 研究了印藏大陆碰撞过程中的变形模式和应变分配. 最新的数值模拟结果表明, 为了吸收青藏板块岩石圈缩短, 地壳增厚量通常比侧向挤出量高出数倍(Cui等, 2021). 地壳增厚和侧向挤出之间的分配取决于青藏和相邻地块之间的流变强度差异. 此外, 青藏岩石圈内先存缝合带不控制应变分配, 但能显著影响挤出地体的几何形态. 岩石圈流变性质的垂向变化导致挤出块体中地壳的运动比岩石圈地幔更快, 因此挤出地壳和岩石圈地幔之间是解耦的(Cui等, 2021). 理解这两种变形在青藏高原的分配及其时空演化, 对于深入了解青藏高原的隆升历史与动力学机制, 以及印藏碰撞对亚洲构造的远程影响至关重要.

(3) 多地体结构对于青藏高原构造演化及壳幔结构形成的控制作用

青藏高原是由一系列在中生代及之前拼贴的地体单元构成(Yin和Harrison, 2000). 这些地体单元具有截然不同的构造属性和演化历史, 构成典型的多地体结构. 然而, 经典的青藏构造演化动力学模型中, 大多忽略其中生代复杂的地体拼贴历史及由此导致的岩石圈不均一结构(Tapponnier等, 1982; Houseman和England, 1986; Royden等, 1997), 这可能使模型结果与实际观测之间产生较大误差. 随着对该问题的重视, 近十年来越来越多的青藏动力学模型逐步考虑地体结构的影响. 例如, Huangfu等(2018)在模型中嵌入“南强北弱”的青藏多地体结构特征, 揭示了多地体强度结构与几何形状对碰撞区域壳幔构造格局的主控作用, 进而提出拉萨-羌塘地体南北向宽度变化直接控制青藏高原东、西部岩石圈壳幔结构的形成与演化. 进而, Kelly等

(2019)在模型中考虑了更多的地体单元，揭示了多样化的地体岩石圈地幔拆离模式影响青藏高原新生代复杂的构造变形、岩浆作用、壳幔结构等构造演化过程. 尽管如此, 具不同构造属性的地体拼贴对后期大陆碰撞过程影响的研究仍较为薄弱. 地体缝合带作为构造软弱带，在远场应力作用下很容易产生构造变形. 大量地质和地球物理观测资料也都表明，构成青藏岩石圈的地体单元在新生代印藏持续碰撞过程中发生不同程度的逆冲变形甚至陆内俯冲(Tapponnier等, 2001; Ding等, 2003; Guillot和Replumaz, 2013; Li等, 2015), 而这无疑将直接影响青藏高原的形成与演化. 深入探讨多地体几何与流变结构对青藏高原动力学过程的制约，不仅能为系统揭示高原复杂构造变形和隆升历史提供理论依据，而且有望为普遍含多个地体的全球碰撞造山带演化研究提供重要动力学启示.

(4) 印藏碰撞远程效应及亚洲内陆构造变形

印度板块的持续向北推进引发了青藏高原的剧烈隆升，并诱发了亚洲陆内剧烈而广泛的远程构造效应(图10d). 最为显著的表征是天山、阿尔泰山等陆内造山带的活化隆升(Molnar和Tapponnier, 1975). 由大陆碰撞所诱发的如此长距离远场效应的应力传递机制, 目前存在着截然不同的解释，包括由青藏高原的高重力势能诱发(Molnar和Tapponnier, 1978)和由阿拉伯-亚洲斜向碰撞诱发(Yin, 2010). 同时, 关于远程效应的物质载体，即应力到底是通过地壳、岩石圈地幔还是软流圈地幔进行远程传递的问题, 仍众说纷纭. Huangfu等(2021, 2023)通过构建大尺度、岩石圈不均一性动力学模型, 揭示了青藏西部岩石圈地幔拆离之后, 持续向北水平下插的印度大陆岩石圈与塔里木地块南缘的接触硬碰撞，导致天山和阿尔泰山地区剧烈缩短变形及新近纪以来的依次强烈隆升. 作为另一种远程效应类型，塔里木盆地新生代顺时针旋转被大量的地质和地球物理观测所证实，并且其旋转变形与周缘块体的变形模式紧密相关(例如, Chen等, 1991, 1992; Avouac等, 1993; Zhao等, 2019). 但是, 其旋转的动力学机制存在较大争议. Cui Q等(2024)利用三维数值模拟, 解释印度岩石圈地幔与塔里木块体西南缘的碰撞触发了塔里木块体的顺时针旋转; 该旋转也进而造成了天山沿东西走向的差异性变形响应，即天山中部为强挤压引起的剧烈隆升，而天山东部为弱挤压和中度隆升. 印藏碰撞作用力向亚洲内陆的远程传播及其造成的强烈陆内变形和造山作用是大陆动力学研究的重要议题; 同时，远程构造效应与地表过程及环境气候等的耦合作用值得未来进一步深入研究.

## 5 结论与未来方向

### 5.1 主要结论

本文针对俯冲起始、大洋俯冲和大陆俯冲碰撞三个典型的板块汇聚动力学过程进行了系统的总结和分析, 得到以下结论和认识:

(1) 板块俯冲起始具有一定的动力学困难性, 往往需要多重驱动力(局地+远程)的结合，更重要的是需要岩石圈尺度的流变弱化以减少阻力，因此俯冲起始更倾向于在既有的缝合带或薄弱带的基础上发生.

(2) 俯冲起始的地质记录既包含热构造环境形成的岩浆岩和变质底板，也包含相对冷环境的构造抬升或沉降及其伴生的沉积响应，因此任何一种地质记录都难以成为俯冲起始的绝对判别标准，而需要综合各种不同的地质记录.

(3) 根据俯冲起始的地质记录可将其分为热俯冲起始和冷俯冲起始，前者倾向于在垂向驱动力下发生, 而后者倾向于在水平驱动力下发生; 但是冷热环境与驱动力性质之间并不存在绝对的对应关系.

(4) 大洋板片的俯冲模式受到汇聚板片性质和地幔间断面等的强烈影响，形成岩石圈之下的平板俯冲和地幔过渡带的长距离滞留等多种复杂样式; 前者受控于板片低年龄、异常厚洋壳及板片与上覆岩石圈的耦合作用，后者主要受控于660km间断面的阻碍和海沟后撤作用.

(5) 俯冲板片是将水携带进入深部地幔的主要途径, 其中洋壳和沉积物很难将水带入300km之下, 而洋壳之下的蛇纹岩层是将水带入地幔过渡带深度的主要载体; 该层蛇纹岩的厚度及其含水量是地球深部水循环的关键控制因素.

(6) 俯冲板片是深部碳循环的重要载体，承载了“碳汇”和“碳源”的双重角色; 一方面地表圈层的含碳物质可以通过俯冲板片进入并埋藏于地球内部，从而在长时间尺度上影响地表$CO_2$含量; 另一方面俯冲板片释放的碳可以通过火山或构造脱气等喷发至地表, 从而引发地表环境突变. 但是, 俯冲带的碳循环通量有待未来进一步约束.

(7) 大陆板片一般具有低密度特征, 从而难以长距离俯冲, 但是大陆地壳俯冲到一定深度可发生斯石英的相变, 从而使其密度显著高于周围地幔密度, 从而提供俯冲驱动力. 大陆板片的自俯冲与否取决于负浮力能否克服多重阻力, 对于大部分地质案例是比较困难的, 但地质历史上印度大陆板片的高速汇聚可能受控于自俯冲驱动.

(8) 新特提斯构造带包含一系列各具特色的碰撞造山带作用, 形成了西阿尔卑斯、东安纳托利亚高原、伊朗高原和青藏高原的差异性构造演化和显著区别的岩石圈壳幔结构; 岩石圈热-流变结构和汇聚速率是上述造山带差异性演化的主控因素.

(9) 对于印藏碰撞过程而言, 下盘俯冲印度大陆板片的撕裂可能主要受控于板块旋转及其产生的沿走向汇聚速率差异性; 上盘青藏高原的垂向增厚应该远大于侧向挤出量, 从而使得岩石圈"缩短-增厚-拆沉"成为青藏高原演化的一级过程, 并且其多地体结构和属性对于高原的东西部差异隆升和演化具有重要作用; 印藏碰撞作用力可通过与塔里木盆地等坚硬块体的对接而远程传导, 并控制了中亚陆内剧烈的造山过程.

### 5.2 未来研究方向

汇聚板块边缘动力学是一个宽泛的研究领域, 包含众多科学问题, 这里围绕前文提到的三个具体方向(俯冲起始、大洋俯冲、大陆碰撞), 提出值得进一步研究、而又具有一定抓手的关键科学问题:

(1) 板块俯冲起始过程的精细厘定及特征地质记录的观测与模拟. 俯冲起始动力学研究逐步进入"深水区", 这就需要数值模拟与地质响应和岩石记录深度融合. 但是如前文所述, 俯冲起始是一个相对短暂, 甚至瞬时的地质事件, 其特征地质记录的捕捉非常困难, 并且该地质记录还会受到后期成熟俯冲的侵蚀, 因此该问题的深入研究具有一定的困难性.

(2) 大洋俯冲带的挥发分循环及其深地和地表环境效应的定量化模拟和计算. 俯冲板片是将地表物质带入地球深部的主要, 甚至唯一载体, 因此俯冲带挥发分循环通量的约束至关重要. 但是该领域研究需要动力学模型与热力学模型的有效结合, 从而在俯冲带的一级动力学框架下, 计算挥发分循环模式、机制和通量. 同时挥发分的循环又将极大影响俯冲带的物质属性, 从而改变动力学框架, 前人的先导性研究往往忽略该问题.

(3) 大陆深俯冲及碰撞造山的驱动力. 传统认识一般强调大陆地壳的低密度属性, 从而得到大陆俯冲和碰撞的阻力效应, 但是大陆深俯冲及持续碰撞在地球上不断发生. 那么大陆岩石圈在深部的命运到底如何? 它是否可能在某种程度上自驱动俯冲地进行? 以大陆碰撞过程为抓手, 定量化地探究不同驱动力的作用是值得深入研究的问题.

针对上述前两个科学问题(俯冲起始的地质记录和俯冲带挥发分循环), 需要多学科的交叉研究, 需要将物理力学和岩石热力学有机结合, 从而构建地球动力学与岩石地球化学之间的桥梁. 对于俯冲起始的地质记录, 需要将现今大洋中的年轻俯冲带的起始过程与现今大陆上的古俯冲带的残留记录进行系统对比, 从而厘清不同动力学条件下的俯冲起始过程和地质响应. 对于大洋俯冲带的挥发分循环通量, 需要定性与定量相结合的思路, 定性入手、定量(通量)收尾, 从而最终实现该复杂科学问题的有效约束. 针对第三个科学问题(大陆深俯冲及碰撞造山的驱动力), 需要从俯冲碰撞造山带的区域受力平衡拓展到全球尺度的板块驱动力. 但是该研究过程中可能导致"顾此失彼"或者"大锅烩"等问题, 导致各种模型"风起云涌", 但又难以有效约束.

综上, 这些关键科学问题的解决是单一学科、单一手段、单一约束的研究方式所无法实现的, 因此强烈呼唤深入的多学科交叉研究. 这种交叉需要是实质性的、强耦合的, 而不是一个学科的数据与另一个学科的模型简单对比、定性分析的问题. 因此, 这种交叉是困难的, 不是某时某刻某个会议可以简单实现的, 需要长期的积累过程.

**致谢** 感谢郑永飞院士组织的"板块边缘结构组成与动力学"前沿交叉研判研究项目, 促使我们针对该问题进行了系统的梳理和总结. 感谢两位评审人的建设性意见, 提高了本文的逻辑性和清晰度.

## 参考文献

侯增谦, 赵志丹, 高永丰, 杨志明, 江万. 2006. 印度大陆板片前缘撕裂与分段俯冲: 来自冈底斯新生代火山-岩浆作用证据. 岩石学报, 22: 761–774

李泯, 黄松, 郝天珧, 董淼, 徐亚, 张健, 何庆禹, 方桂. 2023. 西太平洋

新近纪的俯冲起始模型及俯冲带参数分析. 中国科学: 地球科学, 53, 461–480
李三忠, 索艳慧, 刘博, 刘永江, 李玺瑶, 赵淑娟, 朱俊江. 2018. 微板块构造理论: 全球洋内与陆缘微地块研究的启示. 地学前缘, 25: 324–355
李曙光, 汪洋. 2018. 中国东部大地幔楔形成时代和华北克拉通岩石圈减薄新机制: 深部再循环碳的地球动力学效应. 中国科学: 地球科学, 48: 809–824
李忠海, 崔起华, 钟辛易, 刘明启, 王杨, 皇甫鹏鹏. 2021. 大陆动力学数值模拟: 问题、进展与展望. 地质学报, 95: 238–258
李忠海, 崔峰源, 杨舒婷, 钟辛易. 2023. 特提斯演化的关键动力学过程与驱动力. 中国科学: 地球科学, 53: 2701–2722
刘静, 张金玉, 葛玉魁, 王伟, 曾令森, 李根, 林旭. 2018. 构造地貌学: 构造-气候-地表过程相互作用的交叉研究. 科学通报, 63: 3070–3088
刘勇胜, 陈春飞, 何德涛, 陈唯. 2019. 俯冲带地球深部碳循环作用. 中国科学: 地球科学, 49: 1982
刘勇胜, 陈春飞, 何德涛, 张拉, 虞凯章. 2021. 古亚洲洋碳酸盐俯冲再循环及其对华北克拉通岩石圈组成的影响. 中国科学: 地球科学, 51: 1753–1772
吴福元, 万博, 赵亮, 肖文交, 朱日祥. 2020. 特提斯地球动力学. 岩石学报, 36: 1627–1674
徐义刚, 黄小龙, 王强, 王煜, 李高军, 刘耘, 毛河光, 倪怀玮, 朱茂炎. 2024. 地球宜居性的深部驱动机制. 科学通报, 69: 169–183
颜智勇, 陈林, 熊熊, 王恺, 谢仁先, 许厚泽. 2020. 平板俯冲及其地质效应的研究进展: 观测与模拟. 中国科学: 地球科学, 50: 1044–1068
郑永飞. 2023. 21世纪板块构造. 中国科学: 地球科学, 53: 1–40
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
郑永飞, 陈伊翔, 陈仁旭, 戴立群. 2022. 汇聚板块边缘构造演化及其地质效应. 中国科学: 地球科学, 52: 1213–1242
朱日祥, 赵盼, 赵亮. 2021. 新特提斯洋演化与动力过程. 中国科学: 地球科学, 52: 1–25
Agard P, Yamato P, Soret M, Prigent C, Guillot S, Plunder A, Dubacq B, Chauvet A, Monié P. 2016. Plate interface rheological switches during subduction infancy: Control on slab penetration and metamorphic sole formation. Earth Planet Sci Lett, 451: 208–220
Ague J J, Nicolescu S. 2014. Carbon dioxide released from subduction zones by fluid-mediated reactions. Nat Geosci, 7: 355–360
Almeida J, Riel N, Rosas F M, Duarte J C, Kaus B. 2022a. Self-replicating subduction zone initiation by polarity reversal. Commun Earth Environ, 3: 55
Almeida J, Riel N, Rosas F M, Duarte J C, Schellart W P. 2022b. Polarity-reversal subduction zone initiation triggered by buoyant plateau obstruction. Earth Planet Sci Lett, 577: 117195
Alt J C, Teagle D A H. 1999. The uptake of carbon during alteration of ocean crust. Geochim Cosmochim Acta, 63: 1527–1535
Alt J C, Schwarzenbach E M, Früh-Green G L, Shanks III W C, Bernasconi S M, Garrido C J, Crispini L, Gaggero L, Padrón-Navarta J A, Marchesi C. 2013. The role of serpentinites in cycling of carbon and sulfur: Seafloor serpentinization and subduction metamorphism. Lithos, 178: 40–54
Arcay D, Lallemand S, Abecassis S, Garel F. 2020. Can subduction initiation at a transform fault be spontaneous? Solid Earth, 11: 37–62
Arculus R J, Gurnis M, Ishizuka O, Reagan M K, Pearce J A, Sutherland R. 2019. How to create new subduction zones: A global perspective. Oceanography, 32: 160–174
Avouac J P. 2003. Mountain building, erosion, and the seismic cycle in the Nepal Himalaya. Adv Geophys, 46: 1–80
Avouac J P, Tapponnier P, Bai M, You H, Wang G. 1993. Active thrusting and folding along the northern Tien Shan and late Cenozoic rotation of the Tarim relative to Dzungaria and Kazakhstan. J Geophys Res, 98: 6755–6804
Baes M, Sobolev S V. 2017. Mantle flow as a trigger for subduction initiation: A missing element of the Wilson Cycle concept. Geochem Geophys Geosyst, 18: 4469–4486
Baes M, Sobolev S, Gerya T, Brune S. 2020. Plume-induced subduction initiation: Single-slab or multi-slab subduction? Geochem Geophys Geosyst, 21: e2019GC008663
Baes M, Sobolev S, Gerya T, Stern R, Brune S. 2021. Plate motion and plume-induced subduction initiation. Gondwana Res, 98: 277–288
Beaumont C, Jamieson R A, Nguyen M H, Lee B. 2001. Himalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation. Nature, 414: 738–742
Becker T W, Faccenna C. 2011. Mantle conveyor beneath the Tethyan collisional belt. Earth Planet Sci Lett, 310: 453–461
Cai C, Wiens D A, Shen W, Eimer M. 2018. Water input into the Mariana subduction zone estimated from ocean-bottom seismic data. Nature, 563: 389–392
Calignano E, Sokoutis D, Willingshofer E, Gueydan F, Cloetingh S. 2015. Strain localization at the margins of strong lithospheric domains: Insights from analog models. Tectonics, 34: 396–412
Cerpa N G, Arcay D, Padrón-Navarta J A. 2022. Sea-level stability over geological time owing to limited deep subduction of hydrated mantle. Nat Geosci, 15: 423–428
Chang S J, Ferreira A M G. 2019. Inference on water content in the mantle transition zone near subducted slabs from anisotropy tomography. Geochem Geophys Geosyst, 20: 1189–1201
Chapman T, Clarke G L, Daczko N R. 2019. The role of buoyancy in the fate of ultra-high-pressure eclogite. Sci Rep, 9: 19925

Chen Y, Cogne J P, Courtillot V, Avouac J P, Tapponnier P, Wang G, Bai M, You H, Li M, Wei C, Buffetaut E. 1991. Paleomagnetic study of mesozoic continental sediments along the northern Tien Shan (China) and heterogeneous strain in central Asia. J Geophys Res, 96: 4065–4082

Chen Y, Cogné J P, Courtillot V. 1992. New cretaceous paleomagnetic poles from the Tarim Basin, northwestern China. Earth Planet Sci Lett, 114: 17–38

Clark M K, Royden L H. 2000. Topographic ooze: Building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow. Geology, 28: 703–706

Clift P D. 2017. A revised budget for Cenozoic sedimentary carbon subduction. Rev Geophys, 55: 97–125

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

Cluzel D, Jourdan F, Meffre S, Maurizot P, Lesimple S. 2012. The metamorphic sole of New Caledonia ophiolite: $^{40}Ar/^{39}Ar$, U-Pb, and geochemical evidence for subduction inception at a spreading ridge. Tectonics, 31: TC3016

Coltice N, Husson L, Faccenna C, Arnould M. 2019. What drives tectonic plates? Sci Adv, 5: eaax4295

Contreras-Reyes E, Grevemeyer I, Watts A B, Flueh E R, Peirce C, Moeller S, Papenberg C. 2011. Deep seismic structure of the Tonga subduction zone: Implications for mantle hydration, tectonic erosion, and arc magmatism. J Geophys Res, 116: B10103

Crameri F, Magni V, Domeier M, Shephard G E, Chotalia K, Cooper G, Eakin C M, Grima A G, Gürer D, Király Á, Mulyukova E, Peters K, Robert B, Thielmann M. 2020. A transdisciplinary and community-driven database to unravel subduction zone initiation. Nat Commun, 11: 3750

Crawford A J, Meffre S, Symonds P A. 2003. 120 to 0 Ma tectonic evolution of the Southwest Pacific and analogous geological evolution of the 600 to 220 Ma Tasman fold belt system. In: Hills R R, Müller R D, eds. Evolution and Dynamics of the Australian Plate, Geological Society of Australia Special Publication. 22: 377–397

Cui F, Li Z H. 2024. Terrane collision-induced subduction initiation: Mode selection and implications for Western Pacific subduction system. Geochem Geophys Geosyst, 25: e2023GC011155

Cui F, Li Z H, Fu H Y. 2024. Quantitative evaluation of mantle flow traction on overlying tectonic plate: Linear versus power-law mantle rheology. Geophys J Int, 239: 1063–1079

Cui Q, Li Z H. 2022. Along-strike variation of convergence rate and pre-existing weakness contribute to Indian slab tearing beneath Tibetan Plateau. Geophys Res Lett, 49: e2022GL098019

Cui Q, Li Z H. 2024. Trench-parallel mid-ocean ridge subduction driven by along-strike transmission of slab pull. Geology, 52: 943–947

Cui Q, Li Z H, Liu M. 2021. Crustal thickening versus lateral extrusion during India–Asia continental collision: 3-D thermo-mechanical modeling. Tectonophysics, 818: 229081

Cui Q, Huangfu P, Li Z H, Zhao J, Pei X, Shi Y. 2024. Tarim rotation mechanism and the differential deformation responses along the Tian Shan. Geophys J Int, 236: 1275–1287

Dahlen F A, Suppe J. 1988. Mechanics, growth, and erosion of mountain belts. In: Clark S, Burchfiel B C, Suppe J, eds. Processes in Continental Lithospheric Deformation. Geological Society of America, 218: 161–178

Dang Z, Zhang N, Li Z X, Huang C, Spencer C J, Liu Y. 2020. Weak orogenic lithosphere guides the pattern of plume-triggered super-continent break-up. Commun Earth Environ, 1: 51

Dasgupta R, Hirschmann M M. 2010. The deep carbon cycle and melting in Earth's interior. Earth Planet Sci Lett, 298: 1–13

Ding L, Kapp P, Zhong D L, Deng W M. 2003. Cenozoic volcanism in Tibet: Evidence for a transition from oceanic to continental subduction. J Petrol, 44: 1833–1865

Domeier M, Shephard G E, Jakob J, Gaina C, Doubrovine P V, Torsvik T H. 2017. Intraoceanic subduction spanned the pacific in the late Cretaceous-Paleocene. Sci Adv, 3: 2375–2548

Dong J, Fischer R A, Stixrude L P, Lithgow-Bertelloni C R. 2021. Constraining the volume of Earth's early oceans with a temperature-dependent mantle water storage capacity model. AGU Adv, 2: e2020AV000323

Dong M, Hao T, Li Y, Zhang J, Fang G. 2024. Subduction initiation at the corner of small oceanic basins. Geophys Res Lett, 51: e2023GL107440

Dutkiewicz A, Müller R D, Wang X, O'Callaghan S, Cannon J, Wright N M. 2017. Predicting sediment thickness on vanished ocean crust since 200 MA. Geochem Geophys Geosyst, 18: 4586–4603

Dvir O, Pettke T, Fumagalli P, Kessel R. 2011. Fluids in the peridotite-water system up to 6 GPa and 800°C: New experimental constrains on dehydration reactions. Contrib Miner Petrol, 161: 829–844

England P C, Houseman G. 1986. Finite strain calculations of continental deformation: 2. Comparison with the India-Asia Collision Zone. J Geophys Res, 91: 3664–3676

Faccenda M. 2014. Water in the slab: A trilogy. Tectonophysics, 614: 1–30

Fang X, Yan M, Zhang W, Nie J, Han W, Wu F, Song C, Zhang T, Zan J, Yang Y. 2021. Paleogeography control of Indian monsoon intensification and expansion at 41 Ma. Sci Bull, 66: 2320–2328

Farsang S, Louvel M, Zhao C, Mezouar M, Rosa A D, Widmer R N, Feng X, Liu J, Redfern S A T. 2021. Deep carbon cycle constrained

by carbonate solubility. Nat Commun, 12: 4311
Fischer T P. 2008. Fluxes of volatiles ($H_2O$, $CO_2$, $N_2$, Cl, F) from arc volcanoes. Geochem J, 42: 21–38
Fischer T P, Arellano S, Carn S, Aiuppa A, Galle B, Allard P, Lopez T, Shinohara H, Kelly P, Werner C, Cardellini C, Chiodini G. 2019. The emissions of $CO_2$ and other volatiles from the world's subaerial volcanoes. Sci Rep, 9: 18716
Fu H Y, Li Z H. 2024. Roles of continental mid-lithosphere discontinuity in the craton instability under variable tectonic regimes. J Geophys Res-Solid Earth, 129: e2023JB028022
Fu H Y, Li Z H, Chen L. 2022. Continental mid-lithosphere discontinuity: A water collector during craton evolution. Geophys Res Lett, 49: e2022GL101569
Fujie G, Kodaira S, Yamashita M, Sato T, Takahashi T, Takahashi N. 2013. Systematic changes in the incoming plate structure at the Kuril trench. Geophys Res Lett, 40: 88–93
Gerya T V, Stern R J, Baes M, Sobolev S V, Whattam S A. 2015. Plate tectonics on the Earth triggered by plume-induced subduction initiation. Nature, 527: 221–225
Gerya T. 2024. Is mantle transition zone a water reservoir? Yes, but only transient. EGU General Assembly 2024: EGU24-6602
Ghosh A, Holt W E. 2012. Plate motions and stresses from global dynamic models. Science, 335: 838–843
Gies N B, Konrad-Schmolke M, Hermann J. 2024. Modeling the global water cycle-The effect of Mg-sursassite and phase A on deep slab dehydration and the global subduction zone water budget. Geochem Geophys Geosyst, 25: e2024GC011507
Goes S, Agrusta R, van Hunen J, Garel F. 2017. Subduction-transition zone interaction: A review. Geosphere, 13: 644–664
Gonzalez C M, Gorczyk W, Gerya T V. 2016. Decarbonation of subducting slabs: Insight from petrological–thermomechanical modeling. Gondwana Res, 36: 314–332
Gorman P J, Kerrick D M, Connolly J A D. 2006. Modeling open system metamorphic decarbonation of subducting slabs. Geochem Geophys Geosyst, 7: Q04007
Grassi D, Schmidt M W. 2011. The melting of carbonated pelites from 70 to 700 km depth. J Petrol, 52: 765–789
Grevemeyer I, Kaul N, Diaz-Naveas J L, Villinger H W, Ranero C R, Reichert C. 2005. Heat flow and bending-related faulting at subduction trenches: Case studies offshore of Nicaragua and Central Chile. Earth Planet Sci Lett, 236: 238–248
Grevemeyer I, Ranero C R, Flueh E R, Kläschen D, Bialas J. 2007. Passive and active seismological study of bending-related faulting and mantle serpentinization at the Middle America trench. Earth Planet Sci Lett, 258: 528–542
Guillot S, Replumaz A. 2013. Importance of continental subductions for the growth of the Tibetan plateau. BSGF-Earth Sci Bull, 184: 199–223
Guilmette C, Hébert R, Dupuis C, Wang C, Li Z. 2008. Metamorphic history and geodynamic significance of high-grade metabasites from the ophiolitic mélange beneath the Yarlung Zangbo ophiolites, Xigaze area, Tibet. J Asian Earth Sci, 32: 423–437
Guilmette C, Hébert R, Wang C, Villeneuve M. 2009. Geochemistry and geochronology of the metamorphic sole underlying the Xigaze ophiolite, Yarlung Zangbo suture zone, south Tibet. Lithos, 112: 149–162
Gurnis M, Hall C, Lavier L. 2004. Evolving force balance during incipient subduction. Geochem Geophys Geosyst, 5: Q07001
Gurnis M, Van Avendonk H, Gulick S P S, Stock J, Sutherland R, Hightower E, Shuck B, Patel J, Williams E, Kardell D, Herzig E, Idini B, Graham K, Estep J, Carrington L. 2019. Incipient subduction at the contact with stretched continental crust: The Puysegur trench. Earth Planet Sci Lett, 520: 212–219
Hacker B R, Abers G A, Peacock S M. 2003. Subduction factory 1. Theoretical mineralogy, densities, seismic wave speeds, and $H_2O$ contents. J Geophys Res, 108: 2001JB001127
Hall R. 2019. The subduction initiation stage of the Wilson cycle. Geol Soc Lond Spec Publ, 470: 415–437
Halls H C. 2015. Paleomagnetic evidence for ~4000 km of crustal shortening across the 1 Ga Grenville orogen of North America. Geology, 43: 1051–1054
Hazen R M, Schiffries C M. 2013. Why deep carbon? Rev Mineral Geochem, 75: 1–6
Hilton D R, Fischer T P, Marty B. 2002. Noble gases and volatile recycling at subduction zones. Rev Mineral Geochem, 47: 319–370
Houseman G, England P. 1986. Finite strain calculations of continental deformation: 1. Method and general results for convergent zones. J Geophys Res, 91: 3651–3663
Houseman G, England P. 1993. Crustal thickening versus lateral expulsion in the Indian-Asian continental collision. J Geophys Res, 98: 12233–12249
Houser C. 2016. Global seismic data reveal little water in the mantle transition zone. Earth Planet Sci Lett, 448: 94–101
Huangfu P, Wang Y, Cawood P A, Li Z H, Fan W, Gerya T V. 2016. Thermo-mechanical controls of flat subduction: Insights from numerical modeling. Gondwana Res, 40: 170–183
Huangfu P, Li Z H, Gerya T, Fan W, Zhang K J, Zhang H, Shi Y. 2018. Multi-terrane structure controls the contrasting lithospheric evolution beneath the western and central-eastern Tibetan plateau. Nat Commun, 9: 3780
Huangfu P, Li Z H, Fan W, Zhang K J, Shi Y. 2019a. Continental lithospheric-scale subduction versus crustal-scale underthrusting in

the collision zone: Numerical modeling. Tectonophysics, 757: 68–87

Huangfu P, Li Z H, Fan W, Shi Y. 2019b. Dynamics of crustal overthrust versus underthrust in the continental collision zones: Numerical modelling. Terra Nova, 31: 332–342

Huangfu P, Li Z H, Zhang K J, Fan W, Zhao J, Shi Y. 2021. India-Tarim lithospheric mantle collision beneath western Tibet controls the Cenozoic building of Tian Shan. Geophys Res Lett, 48: e2021GL094561

Huangfu P, Fan W, Li Z H, Zhang H, Zhao J, Shi Y. 2023. Linkage between the India-Asia collision and far-field reactivation of the Altai mountains. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 616: 111478

Ingalls M, Rowley D B, Currie B, Colman A S. 2016. Large-scale subduction of continental crust implied by India-Asia mass-balance calculation. Nat Geosci, 9: 848–853

Ishii T, Kojitani H, Akaogi M. 2012. High-pressure phase transitions and subduction behavior of continental crust at pressure–temperature conditions up to the upper part of the lower mantle. Earth Planet Sci Lett, 357-358: 31–41

Ishizuka O, Tani K, Reagan M K. 2014. Izu-Bonin-Mariana forearc crust as a modern ophiolite analogue. Elements, 10: 115–120

Jarrard R D. 2003. Subduction fluxes of water, carbon dioxide, chlorine, and potassium. Geochem Geophys Geosyst, 4: 2002GC000392

Johnston F K B, Turchyn A V, Edmonds M. 2011. Decarbonation efficiency in subduction zones: Implications for warm Cretaceous climates. Earth Planet Sci Lett, 303: 143–152

Karlsen K S, Conrad C P, Magni V. 2019. Deep water cycling and sea level change since the breakup of Pangea. Geochem Geophys Geosyst, 20: 2919–2935

Keenan T E, Encarnación J, Buchwaldt R, Fernandez D, Mattinson J, Rasoazanamparany C, Luetkemeyer P B. 2016. Rapid conversion of an oceanic spreading center to a subduction zone inferred from high-precision geochronology. Proc Natl Acad Sci USA, 113: E7359–E7366

Kelemen P B, Manning C E. 2015. Reevaluating carbon fluxes in subduction zones, what goes down, mostly comes up. Proc Natl Acad Sci USA, 112: E3997–4006

Kelly S, Beaumont C, Butler J P. 2019. Inherited terrane properties explain enigmatic post-collisional Himalayan-Tibetan evolution. Geology, 48: 8–14

Kerrick D M, Connolly J A D. 2001a. Metamorphic devolatilization of subducted marine sediments and the transport of volatiles into the Earth's mantle. Nature, 411: 293–296

Kerrick D M, Connolly J A D. 2001b. Metamorphic devolatilization of subducted oceanic metabasalts: Implications for seismicity, arc magmatism and volatile recycling. Earth Planet Sci Lett, 189: 19–29

Kong X, Bird P. 1996. Neotectonies of Asia: Thin-shell, finite-element models with faults in the tectonics of Asia. In: Yin A, Harrison T M, eds. The Tectonic Evolution of Asia. New York: Cambridge University Press. 18–35

Kopp H, Flueh E R, Papenberg C, Klaeschen D. 2004. Seismic investigations of the O'Higgins Seamount Group and Juan Fernández Ridge: Aseismic ridge emplacement and lithosphere hydration. Tectonics, 23: 2003TC001590

Koptev A, Calais E, Burov E, Leroy S, Gerya T. 2015. Dual continental rift systems generated by plume–lithosphere interaction. Nat Geosci, 8: 388–392

Kuritani T, Xia Q K, Kimura J I, Liu J, Shimizu K, Ushikubo T, Zhao D, Nakagawa M, Yoshimura S. 2019. Buoyant hydrous mantle plume from the mantle transition zone. Sci Rep, 9: 6549

Lai C K, Xia X P, Hall R, Meffre S, Tsikouras B, Rosana Balangue-Tarriela M I, Idrus A, Ifandi E, Norazme N. 2021. Cenozoic evolution of the Sulu Sea arc-basin system: An overview. Tectonics, 40: e2020TC006630

Lallemand S E, Arcay D. 2021. Subduction initiation from the earliest stages to self-sustained subduction: Insights from the analysis of 70 Cenozoic sites. Earth-Sci Rev, 221: 103779

Lara M, Dasgupta R. 2022. Carbon recycling efficiency in subduction zones constrained by the effects of $H_2O$-$CO_2$ fluids on partial melt compositions in the mantle wedge. Earth Planet Sci Lett, 588: 117578

Le Voyer M, Hauri E H, Cottrell E, Kelley K A, Salters V J M, Langmuir C H, Hilton D R, Barry P H, Füri E. 2019. Carbon fluxes and primary magma $CO_2$ contents along the global mid-ocean ridge system. Geochem Geophys Geosyst, 20: 1387–1424

Lee C T A, Jiang H, Dasgupta R, Torres M. 2019. A Framework for Understanding Whole-Earth Carbon Cycling. In: Orcutt B N, Daniel I, Dasgupta R, eds. Deep Carbon: Past to Present. Cambridge: Cambridge University Press. 313–357

Lee H, Muirhead J D, Fischer T P, Ebinger C J, Kattenhorn S A, Sharp Z D, Kianji G. 2016. Massive and prolonged deep carbon emissions associated with continental rifting. Nat Geosci, 9: 145–149

Leng W, Gurnis M. 2015. Subduction initiation at relic arcs. Geophys Res Lett, 42: 7014–7021

Li J T, Song X D. 2018. Tearing of Indian mantle lithosphere from high-resolution seismic images and its implications for lithosphere coupling in southern Tibet. Proc Natl Acad Sci USA, 115: 8296–8300

Li J, Ding W, Lin J, Xu Y, Kong F, Li S, Huang X, Zhou Z. 2021. Dynamic processes of the curved subduction system in Southeast Asia: A review and future perspective. Earth-Sci Rev, 217: 103647

Li K, Li L, Pearson D G, Stachel T. 2019. Diamond isotope compositions indicate altered igneous oceanic crust dominates deep carbon recycling. Earth Planet Sci Lett, 516: 190–201

Li Y, Wang C, Dai J, Xu G, Hou Y, Li X. 2015. Propagation of the deformation and growth of the Tibetan-Himalayan orogen: A review. Earth-Sci Rev, 143: 36–61

Li Y, Liu L, Li S, Peng D, Cao Z, Li X. 2024. Cenozoic India-Asia collision driven by mantle dragging the cratonic root. Nat Commun, 15: 6674

Li Z H, Liu M, Gerya T. 2016. Lithosphere delamination in continental collisional orogens: A systematic numerical study. J Geophys Res-Solid Earth, 121: 5186–5211

Li Z H. 2020. Flat subduction versus big mantle wedge: Contrasting modes for deep dydration and overriding craton modification. J Geophys Res-Solid Earth, 125: e2020JB020018

Li Z H. 2022. Integrated thermodynamic and thermomechanical numerical modeling: A useful method for studying deep Earth water and carbon cycling. GeoSyst GeoEnviron, 1: 100002

Li Z H. 2024. Hot versus cold subduction initiation. Natl Sci Rev, 11: nwae012

Li Z H, Ribe N M. 2012. Dynamics of free subduction from 3-D boundary element modeling. J Geophys Res, 117: 2012JB009165

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

Li Z H, Gerya T V, Connolly J A D. 2019. Variability of subducting slab morphologies in the mantle transition zone: Insight from petrological-thermomechanical modeling. Earth-Sci Rev, 196: 102874

Liang X, Shen Y, Chen Y J, Ren Y. 2011. Crustal and mantle velocity models of southern Tibet from finite frequency tomography. J Geophys Res, 116: B02408

Liang X, Sandvol E, Chen Y J, Hearn T, Ni J, Klemperer S, Shen Y, Tilmann F. 2012. A complex Tibetan upper mantle: A fragmented Indian slab and no south-verging subduction of Eurasian lithosphere. Earth Planet Sci Lett, 333-334: 101–111

Liu L, Gurnis M, Seton M, Saleeby J, Müller R D, Jackson J M. 2010. The role of oceanic plateau subduction in the Laramide Orogeny. Nat Geosci, 3: 353–357

Liu L, Zhang J F, Cao Y T, Green II 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

Liu L, Li H Y, Liu L, Ryan J G, Morgan J P, Ren K X, Xu Y G. 2024. Horizontally forced initiation of the Izu-Bonin-Mariana subduction zone. Commun Earth Environ, 5: 91–2024

Liu Y, Liu L, Li Y, Peng D, Wu Z, Cao Z, Li S, Du Q. 2022. Global back-arc extension due to trench-parallel mid-ocean ridge subduction. Earth Planet Sci Lett, 600: 117889

Lu G, Kaus B J P, Zhao L, Zheng T. 2015. Self-consistent subduction initiation induced by mantle flow. Terra Nova, 27: 130–138

Maffione M, Thieulot C, van Hinsbergen D J J, Morris A, Plümper O, Spakman W. 2015. Dynamics of intraoceanic subduction initiation: 1. Oceanic detachment fault inversion and the formation of supra-subduction zone ophiolites. Geochem Geophys Geosyst, 16: 1753–1770

Magni V, van Hunen J, Funiciello F, Faccenna C. 2012. Numerical models of slab migration in continental collision zones. Solid Earth, 3: 293–306

Magni V, Bouilhol P, van Hunen J. 2014. Deep water recycling through time. Geochem Geophys Geosyst, 15: 4203–4216

Manea V C, Manea M, Ferrari L, Orozco-Esquivel T, Valenzuela R W, Husker A, Kostoglodov V. 2017. A review of the geodynamic evolution of flat slab subduction in Mexico, Peru, and Chile. Tectonophysics, 695: 27–52

Mann P, Taira A. 2004. Global tectonic significance of the Solomon Islands and Ontong Java Plateau convergent zone. Tectonophysics, 389: 137–190

Mao W, Zhong S. 2018. Slab stagnation due to a reduced viscosity layer beneath the mantle transition zone. Nat Geosci, 11: 876–881

Marques F O, Nikolaeva K, Assumpção M, Gerya T V, Bezerra F H R, do Nascimento A F, Ferreira J M. 2013. Testing the influence of far-field topographic forcing on subduction initiation at a passive margin. Tectonophysics, 608: 517–524

Mason E, Edmonds M, Turchyn A V. 2017. Remobilization of crustal carbon may dominate volcanic arc emissions. Science, 357: 290–294

Maunder B, Prytulak J, Goes S, Reagan M. 2020. Rapid subduction initiation and magmatism in the Western Pacific driven by internal vertical forces. Nat Commun, 11: 1874

Maurice J, Bolfan-Casanova N, Padrón-Navarta J A, Manthilake G, Hammouda T, Hénot J M, Andrault D. 2018. The stability of hydrous phases beyond antigorite breakdown for a magnetite-bearing natural serpentinite between 6.5 and 11 GPa. Contrib Miner Petrol, 173: 86

Moghadam H S, Corfu F, Stern R J. 2013. U-Pb zircon ages of Late Cretaceous Nain-Dehshir ophiolites, central Iran. J Geol Soc, 170: 175–184

Molnar P. 2009. The state of interactions among tectonics, erosion, and climate: A polemic. GSA Today, 19: 44–45

Molnar P, Tapponnier P. 1975. Cenozoic Tectonics of Asia: Effects of a

Continental Collision: Features of recent continental tectonics in Asia can be interpreted as results of the India-Eurasia collision. Science, 189: 419–426

Molnar P, Tapponnier P. 1978. Active tectonics of Tibet. J Geophys Res, 83: 5361–5375

Molnar P, England P, Martinod J. 1993. Mantle dynamics, uplift of the Tibetan Plateau, and the Indian Monsoon. Rev Geophys, 31: 357–396

Montgomery D R, Balco G, Willett S D. 2001. Climate, tectonics, and the morphology of the Andes. Geology, 29: 579–582

Müller R D, Sdrolias M, Gaina C, Roest W R. 2008. Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust. Geochem Geophys Geosyst, 9: 2007GC001743

Müller R D, Seton M, Zahirovic S, Williams S E, Matthews K J, Wright N M, Shephard G E, Maloney K T, Barnett-Moore N, Hosseinpour M, Bower D J, Cannon J. 2016. Ocean basin evolution and global-scale plate reorganization events since Pangea breakup. Annu Rev Earth Planet Sci, 44: 107–138

Negredo A M, Replumaz A, Villaseñor A, Guillot S. 2007. Modeling the evolution of continental subduction processes in the Pamir-Hindu Kush region. Earth Planet Sci Lett, 259: 212–225

Nijholt N, Govers R. 2015. The role of passive margins on the evolution of subduction-transform edge propagators (STEPs). J Geophys Res-Solid Earth, 120: 7203–7230

Nikolaeva K, Gerya T V, Marques F O. 2010. Subduction initiation at passive margins: Numerical modeling. J Geophys Res, 115: B03406

Niu Y. 2020. What drives the continued India-Asia convergence since the collision at 55 Ma? Sci Bull, 65: 169–172

Obana K, Fujie G, Takahashi T, Yamamoto Y, Tonegawa T, Miura S, Kodaira S. 2019. Seismic velocity structure and its implications for oceanic mantle hydration in the trench-outer rise of the Japan Trench. Geophys J Int, 217: 1629–1642

Ohtani E. 2020. The role of water in Earth's mantle. Natl Sci Rev, 7: 224–232

Ohtani E. 2021. Hydration and dehydration in Earth's interior. Annu Rev Earth Planet Sci, 49: 253–278

Palin R M, Reuber G S, White R W, Kaus B J P, Weller O M. 2017. Subduction metamorphism in the Himalayan ultrahigh-pressure Tso Morari massif: An integrated geodynamic and petrological modelling approach. Earth Planet Sci Lett, 467: 108–119

Paul J, Conrad C P, Becker T W, Ghosh A. 2023. Convective self-compression of cratons and the stabilization of old lithosphere. Geophys Res Lett, 50: e2022GL101842

Pearson D G, Brenker F E, Nestola F, McNeill J, Nasdala L, Hutchison M T, Matveev S, Mather K, Silversmit G, Schmitz S, Vekemans B, Vincze L. 2014. Hydrous mantle transition zone indicated by ringwoodite included within diamond. Nature, 507: 221–224

Peng D, Liu L, Wang Y. 2021. A newly discovered late-Cretaceous East Asian flat slab explains its unique lithospheric structure and tectonics. J Geophys Res-Solid Earth, 126: e2021JB022103

Peslier A H, Schönbächler M, Busemann H, Karato S I. 2017. Water in the Earth's interior: Distribution and origin. Space Sci Rev, 212: 743–810

Pinter N, Brandon M T. 1997. How erosion builds mountains. Sci Am, 276: 74–79

Planert L, Kopp H, Lueschen E, Mueller C, Flueh E R, Shulgin A, Djajadihardja Y, Krabbenhoeft A. 2010. Lower plate structure and upper plate deformational segmentation at the Sunda-Banda arc transition, Indonesia. J Geophys Res, 115: B08107

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

Plank T, Manning C E. 2019. Subducting carbon. Nature, 574: 343–352

Ranero C R, Sallarès V. 2004. Geophysical evidence for hydration of the crust and mantle of the Nazca plate during bending at the north Chile trench. Geology, 32: 549–552

Regenauer-Lieb K, Yuen D A, Branlund J. 2001. The initiation of subduction: Criticality by addition of water? Science, 294: 578–580

Replumaz A, Negredo A M, Guillot S, Villaseñor A. 2010. Multiple episodes of continental subduction during India/Asia convergence: Insight from seismic tomography and tectonic reconstruction. Tectonophysics, 483: 125–134

Ribe N M. 2010. Bending mechanics and mode selection in free subduction: A thin-sheet analysis. Geophys J Int, 180: 559–576

Ritter S, Balázs A, Ribeiro J, Gerya T. 2024. Magmatic fingerprints of subduction initiation and mature subduction: Numerical modelling and observations from the Izu-Bonin-Mariana system. Front Earth Sci, 12: 1286468

Royden L H, Burchfiel B C, King R W, Wang E, Chen Z, Shen F, Liu Y. 1997. Surface deformation and lower crustal flow in eastern Tibet. Science, 276: 788–790

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

Schellart W P, Spakman W. 2015. Australian plate motion and topography linked to fossil New Guinea slab below Lake Eyre. Earth Planet Sci Lett, 421: 107–116

Schellart W P, Lister G S, Toy V G. 2006. A late Cretaceous and Cenozoic reconstruction of the Southwest Pacific region: Tectonics controlled by subduction and slab rollback processes. Earth-Sci Rev, 76: 191–233

Sengör A M C. 1987. Tectonics of the Tethysides: Orogenic collage development in a collisional setting. Annu Rev Earth Planet Sci, 15:

213–244
Shapiro M N, Solov'ev A V, Hourigan J K. 2008. Lateral structural variability in zone of Eocene island-arc-continent collision, Kamchatka. Geotectonics, 42: 469–487
She L, Zhang G, Jiang G, Zhao D, Xi J, Lü Q, Shi D. 2023. Slab morphology around the Philippine Sea: New insights from P-wave mantle tomography. J Geophys Res-Solid Earth, 128: e2022JB024757
Shi Y, Wei D, Li Z H, Liu M Q, Liu M. 2018. Subduction mode selection during slab and mantle transition zone interaction: Numerical modeling. Pure Appl Geophys, 175: 529–548
Shillington D J, Bécel A, Nedimović M R, Kuehn H, Webb S C, Abers G A, Keranen K M, Li J, Delescluse M, Mattei-Salicrup G A. 2015. Link between plate fabric, hydration and subduction zone seismicity in Alaska. Nat Geosci, 8: 961–964
Shuck B, Van Avendonk H, Gulick S P S, Gurnis M, Sutherland R, Stock J, Patel J, Hightower E, Saustrup S, Hess T. 2021. Strike-slip enables subduction initiation beneath a failed rift: New seismic constraints from Puysegur margin, New Zealand. Tectonics, 40: e2020TC006435
Shuck B, Gulick S P S, Van Avendonk H J A, Gurnis M, Sutherland R, Stock J, Hightower E. 2022. Stress transition from horizontal to vertical forces during subduction initiation. Nat Geosci, 15: 149–155
Sizova E, Gerya T, Brown M. 2014. Contrasting styles of Phanerozoic and Precambrian continental collision. Gondwana Res, 25: 522–545
Smith I E M. 2013. The chemical characterization and tectonic significance of ophiolite terrains in southeastern papua new guinea. Tectonics, 32: 159–170
Stack A G, Fernandez-Martinez A, Allard L F, Bañuelos J L, Rother G, Anovitz L M, Cole D R, Waychunas G A. 2014. ore-size-dependent calcium carbonate precipitation controlled by surface chemistry.. Environ Sci Technol, 48: 6177–6183
Staudigel H, Hart S R, Schmincke H U, Smith B M. 1989. Cretaceous ocean crust at DSDP sites 417 and 418: Carbon uptake from weathering versus loss by magmatic outgassing. Geochim Cosmochim Acta, 53: 3091–3094
Stern R J, Gerya T V. 2018. Subduction initiation in nature and models: A review. Tectonophysics, 746: 173–198
Stewart E M, Ague J J. 2020. Pervasive subduction zone devolatilization recycles $CO_2$ into the forearc. Nat Commun, 11: 6220
Stotz I L, Iaffaldano G, Davies D R. 2018. Pressure-driven poiseuille flow: A major component of the torque-balance governing Pacific plate motion. Geophys Res Lett, 45: 117–125
Suetsugu D, Inoue T, Obayashi M, Yamada A, Shiobara H, Sugioka H, Ito A, Kanazawa T, Kawakatsu H, Shito A, Fukao Y. 2010. Depths of the 410-km and 660-km discontinuities in and around the stagnant slab beneath the Philippine Sea: Is water stored in the stagnant slab? Phys Earth Planet Inter, 183: 270–279
Sun B L, Kaus B J P, Yang J F, Lu G, Wang X X, Wang K, Zhao L. 2021. Subduction polarity reversal triggered by oceanic plateau accretion: Implications for induced subduction initiation. Geophys Res Lett, 48: e2021GL095299
Sun B, Yang J, Lu G, Wang X, Wang K, Zhao L. 2023. Numerical modeling of induced subduction initiation: Insights from the oceanic plateau accretion. Tectonophysics, 868: 230108
Sun C, Dasgupta R. 2023. Carbon budget of earth's deep mantle constrained by petrogenesis of silica-poor ocean island basalts. Earth Planet Sci Lett, 611: 118135
Sun W, Zhang L. 2023. Characterization of subduction initiation. J Ocean Limnol, 41: 72–74
Sundquist E T. 1993. The global carbon dioxide budget. Science, 259: 934–941
Tao J L, Dai L M, Lou D, Li Z H, Zhou S H, Liu Z, Li S, Dong H, Lan H, Wang L, Li F. 2020. Accretion of oceanic plateaus at continental margins: Numerical modeling. Gondwana Res, 81: 390–402
Tao R, Zhang L, Fei Y, Liu Q. 2014. The effect of Fe on the stability of dolomite at high pressure: Experimental study and petrological observation in eclogite from southwestern tianshan, china. Geochim Cosmochim Acta, 143: 253–267
Tapponnier P, Peltzer G, Le Dain A Y, Armijo R, Cobbold P. 1982. Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine. Geology, 10: 611–616
Tapponnier P, Xu Z, Roger F, Meyer B, Arnaud N, Wittlinger G, Yang J. 2001. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau. Science, 294: 1671–1677
Thomson A R, Walter M J, Kohn S C, Brooker R A. 2016. Slab melting as a barrier to deep carbon subduction. Nature, 529: 76–79
Tian M, Katz R F, Rees Jones D W. 2019. Devolatilization of subducting slabs, part I: Thermodynamic parameterization and open system effects. Geochem Geophys Geosyst, 20: 5667–5690
Tian X, Chen Y, Tseng T L, Klemperer S L, Thybo H, Liu Z, Xu T, Liang X, Bai Z, Zhang X, Si S, Sun C, Lan H, Wang E, Teng J. 2015. Weakly coupled lithospheric extension in southern Tibet. Earth Planet Sci Lett, 430: 171–177
Tsuno K, Dasgupta R, Danielson L, Righter K. 2012. Flux of carbonate melt from deeply subducted pelitic sediments: Geophysical and geochemical implications for the source of Central American volcanic arc. Geophys Res Lett, 39: L16307
Tu J Y, Ji J Q, Sun D X, Gong J F, Zhong D L, Han B F. 2015. Thermal structure, rock exhumation, and glacial erosion of the Namche Barwa Peak, constraints from thermochronological data. J Asian

Earth Sci, 105: 223–233

Tucker J M, Mukhopadhyay S, Gonnermann H M. 2018. Reconstructing mantle carbon and noble gas contents from degassed mid-ocean ridge basalts. Earth Planet Sci Lett, 496: 108–119

Utada H, Koyama T, Obayashi M, Fukao Y. 2009. A joint interpretation of electromagnetic and seismic tomography models suggests the mantle transition zone below Europe is dry. Earth Planet Sci Lett, 281: 249–257

Vaes B, van Hinsbergen D J J, Boschman L M. 2019. Reconstruction of subduction and back-arc spreading in the NW Pacific and Aleutian basin: Clues to causes of cretaceous and Eocene plate reorganizations. Tectonics, 38: 1367–1413

van Avendonk H J A, Holbrook W S, Lizarralde D, Denyer P. 2011. Structure and serpentinization of the subducting Cocos Plate offshore Nicaragua and Costa Rica. Geochem Geophys Geosyst, 12: Q06009

van Hunen J, van den Berg A P, Vlaar N J. 2002. On the role of subducting oceanic plateaus in the development of shallow flat subduction. Tectonophysics, 352: 317–333

van Hunen J, van den Berg A P, Vlaar N J. 2004. Various mechanisms to induce present-day shallow flat subduction and implications for the younger Earth: A numerical parameter study. Phys Earth Planet Inter, 146: 179–194

van Keken P E, Hacker B R, Syracuse E M, Abers G A. 2011. Subduction factory: 4. Depth-dependent flux of $H_2O$ from subducting slabs worldwide. J Geophys Res, 116: B01401

Wang L L, Dai L M, Gong W, Li S Z, Jiang X D, Foulger G, Dong H, Li Z H, Yu S. 2022. Subduction initiation at the Solomon back-arc basin: Contributions from both island arc rheological strength and oceanic plateau collision. Geophys Res Lett, 49: e2021GL093369

Wang X, Holt W E, Ghosh A. 2015. Joint modeling of lithosphere and mantle dynamics: Evaluation of constraints from global tomography models. J Geophys Res-Solid Earth, 120: 8633–8655

Wang X, Zhao L, Yang J, Guo Z. 2024. Carbon storage in the forearc produced by buoyant diapirs of subducted sediment. Geophys Res Lett, 51: e2023GL107011

Wang Y, Li Z H. 2025. Subductability of continental lithosphere. GSA Bull, 137: 3-4: 1815–1826

Wang Y, Zhang L, Li Z H. 2022. Metamorphic densification can account for the missing felsic crust of the Greater Indian continent. Commun Earth Environ, 3: 166

Wang Y, Li Z H, Huangfu P. 2023. Continental deep subduction versus subduction cessation: The fate of collisional orogens. Tectonics, 42: e2022TC007695

Wanke M, Portnyagin M, Hoernle K, Werner R, Hauff F, van den Bogaard P, Garbe-Schonberg D. 2012. Bowers Ridge (Bering Sea): An Oligocene-early Miocene island arc. Geology, 40: 687–690

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

Wedepohl K H. 1995. The composition of the continental crust. Geochim Cosmochim Acta, 59: 1217–1232

Whattam S A. 2009. Arc-continent collisional orogenesis in the SW Pacific and the nature, source and correlation of emplaced ophiolitic nappe components. Lithos, 113: 88–114

Whattam S A. 2024. Subduction initiation ophiolites of the SW Pacific I: First-formed MORB-like lavas. Int Geol Rev, 66: 1681–1717

Whipple K X. 2009. The influence of climate on the tectonic evolution of mountain belts. Nat Geosci, 2: 97–104

Willett S D. 1999. Orogeny and orography: The effects of erosion on the structure of mountain belts. J Geophys Res, 104: 28957–28981

Willett S D, Hovius N, Brandon M T, Fisher D M. 2006. Tectonics, Climate, and Landscape Evolution. Boulder, CO: Geological Society of America

Wu J, Suppe J, Lu R Q, Kanda R. 2016. Philippine Sea and East Asian plate tectonics since 52 Ma constrained by new subducted slab reconstruction methods. J Geophys Res-Solid Earth, 121: 4670–4741

Wu Y, Fei Y, Jin Z, Liu X. 2009. The fate of subducted upper continental crust: An experimental study. Earth Planet Sci Lett, 282: 275–284

Yang G. 2022. Subduction initiation triggered by collision: A review based on examples and models. Earth-Sci Rev, 232: 104129

Yang Y, Liu M. 2009. Crustal thickening and lateral extrusion during the Indo-Asian collision: A 3D viscous flow model. Tectonophysics, 465: 128–135

Yang Y, Liu M. 2013. The Indo-Asian continental collision: A 3-D viscous model. Tectonophysics, 606: 198–211

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

Yin A. 2010. Cenozoic tectonic evolution of Asia: A preliminary synthesis. Tectonophysics, 488: 293–325

Yin A, Harrison T M. 2000. Geological evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. Annu Rev Earth Planet Sci, 28: 211–280

Zahirovic S, Seton M, Müller R D. 2014. The Cretaceous and Cenozoic tectonic evolution of Southeast Asia. Solid Earth, 5: 227–273

Zhang F, Lin J, Zhou Z. 2020. Flexural bending curvature and yield zone of subducting plates. Int Geol Rev, 62: 859–886

Zhang F, Lin J, Zhu R, Zhang X, Zhang J, Zhou Z. 2023. Dual hydration of oceanic lithosphere. Natl Sci Rev, 10: nwad251

Zhang S, Li Y, Leng W, Gurnis M. 2023. Photoferrotrophic bacteria

initiated plate tectonics in the Neoarchean. Geophys Res Lett, 50: e2023GL103553

Zhang Y, Wang C, Li W, Jin Z. 2023. Carbon dioxide released from subducted oceanic crust by hydrous carbonatitic liquids. Geophys Res Lett, 50: e2023GL104734

Zhao J, Zhang P, Yuan X, Gan W, Sun J, Deng T, van der Hilst R, Zhang X, Liu H, Yang X, Yang M, Xu Q, Zhang H, Gong D, Ju C, Lin J, Teng J. 2019. Clockwise rotation of the Tarim basin driven by the Indian plate impact. Earth Sci subsoil use, 42: 425–436

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 Y X. 2016. Continental versus oceanic subduction zones. Natl Sci Rev, 3: 495–519

Zhong X Y, Li Z H. 2023. Compression at strike-slip fault is a favorable condition for subduction initiation. Geophys Res Lett, 50: e2022GL102171

Zhong X, Li Z H. 2019. Forced subduction initiation at passive continental margins: Velocity-driven versus stress-driven. Geophys Res Lett, 46: 11054–11064

Zhong X, Li Z H. 2020. Subduction initiation during collision-induced subduction transference: Numerical modeling and implications for the Tethyan evolution. J Geophys Res-Solid Earth, 125: e2019JB019288

Zhong X, Li Z H. 2021. Subduction initiation at passive continental margins: A review based on numerical studies. Solid Earth Sci, 6: 249–267

Zhong X, Li Z H. 2022a. Wedge-shaped southern Indian continental margin without proper weakness hinders subduction initiation. Geochem Geophys Geosyst, 23: e2021GC009998

Zhong X, Li Z H. 2022b. Formation of metamorphic soles underlying ophiolites during subduction initiation: A systematic numerical study. J Geophys Res-Solid Earth, 127: e2021JB023431

Zhou X, Wada I. 2021. Differentiating induced versus spontaneous subduction initiation using thermomechanical models and metamorphic soles. Nat Commun, 12: 4632

Zhou X, Li Z H, Gerya T V, Stern R J, Xu Z Q, Zhang J J. 2018. Subduction initiation dynamics along a transform fault control trench curvature and ophiolite ages. Geology, 46: 607–610

Zhou X, Li Z H, Gerya T V, Stern R J. 2020. Lateral propagation-induced subduction initiation at passive continental margins controlled by preexisting lithospheric weakness. Sci Adv, 6: eaaz1048

(责任编委: 郑永飞)