中国科学: 地球科学 2024 年 第 54 卷 第 9 期: 2848 ~ 2863
SCIENTIA SINICA Terrae earthcn.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS
论 文

大陆俯冲界面之上大规模硅富集流体的地球物理学证据

毛元彤[1,2], 赵亮[1,2*], Marco G. MALUSÀ[3*], Stefano SOLARINO[4], Silvia PONDRELLI[5], 孙宝璐[1], Coralie AUBERT[6], Simone SALIMBENI[5], Elena EVA[4], Stéphane GUILLOT[6]

1. 中国科学院地质与地球物理研究所, 岩石圈演化与环境演变全国重点实验室, 北京 100029;
2. 中国科学院大学地球与行星科学学院, 北京 100049;
3. Department of Earth and Environmental Sciences, University of Milano-Bicocca, Milan 20126, Italy;
4. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Osservatorio Nazionale Terremoti, Genova 16145, Italy;
5. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione di Bologna, Bologna 40127, Italy;
6. Université Grenoble Alpes, Université Savoie Mont Blanc, CNRS, IRD, UGE, ISTerre, Grenoble 38000, France
* 通讯作者, E-mail: zhaoliang@mail.iggcas.ac.cn(赵亮), marco.malusa@unimib.it(Marco G. MALUSÀ)

收稿日期: 2023-09-28; 收修改稿日期: 2024-04-15; 接受日期: 2024-05-08; 网络版发表日期: 2024-08-01
国家自然科学基金项目(42488201)资助

摘要 俯冲带中的流体可能对俯冲过程产生重要影响. 然而, 关于大陆俯冲期间流体规模及其作用的地球物理约束仍然有限. 西阿尔卑斯造山带是全球保存最完好的大陆俯冲带之一, 为认识大陆俯冲过程中流体作用的影响提供了重要的参考. 本文综合多种地球物理方法分析了西阿尔卑斯造山带地区的V_P/V_S比值, 发现在俯冲区的上盘侧存在高V_P/V_S(>1.9)带, 与部分蛇纹岩化的上覆地幔楔位置一致; 而在下盘侧存在异常低的V_P/V_S(<1.7)带, 异常深度浅于30km. 本文认为, 观测到的低V_P/V_S比值异常是由地壳内广泛分布的富硅岩脉导致, 指示了在俯冲时期大陆俯冲界面之上可能存在的富硅流体流动. 本文的结果暗示俯冲时期的流体流动可能降低了俯冲界面的有效应力, 从而促进了大陆俯冲.

关键词 西阿尔卑斯造山带, 地壳精细结构, 接收函数, V_P/V_S波速比, 硅富集

1 引言

在大陆俯冲带区域, 大陆地壳及岩石圈俯冲到上覆板块岩石圈地幔之下, 在地球构造演化中起着重要作用. 地震层析成像技术由于能够提供地下的结构图像, 因而可以为大陆俯冲提供直接证据, 如欧洲阿尔卑斯山(Zhao等, 2015, 2016)、帕米尔山脉(Schneider等, 2013; Kufner等, 2016)和缅甸造山带(Zheng等, 2020). 深俯冲后折返的(超)高压变质岩, 包括含石英蓝片岩和片麻岩, 证实了大陆地壳曾俯冲至80km以上的深度

中文引用格式: 毛元彤, 赵亮, Malusà M G, Solarino S, Pondrelli S, 孙宝璐, Aubert C, Salimbeni S, Eva E, Guillot S. 2024. 大陆俯冲界面之上大规模硅富集流体的地球物理学证据. 中国科学: 地球科学, 54(9): 2848–2863, doi: 10.1360/N072023-0242
英文引用格式: Mao Y, Zhao L, Malusà M G, Solarino S, Pondrelli S, Sun B, Aubert C, Salimbeni S, Eva E, Guillot S. 2024. Geophysical evidence of large-scale silica-rich fluid flow above the continental subduction interface. Science China Earth Sciences, 67(9): 2796–2809, https://doi.org/10.1007/s11430-023-1334-2

© 2024 《中国科学》杂志社

(Chopin, 1984; Liou等, 2014). 这些岩石学的发现为研究板块与周围地幔的相互作用提供了宝贵的证据(Zheng等, 2019). 俯冲过程中由脱水反应产生的流体(Manning, 2004; Zheng和Hermann, 2014; Manning, 2018)是有效的溶剂, 可能促进了俯冲带内地质化学变化和元素迁移(Stern, 2002; Zheng和Chen, 2016). 例如, 由板块俯冲释放的流体与地幔橄榄岩相互作用形成的蛇纹岩, 在地质应变率下显示出极低的有效黏度, 可能有利于大陆地壳的深俯冲和深部岩石的折返(Guillot等, 2015; Zhao等, 2020). 在大洋俯冲带中, 研究表明来自俯冲地壳的流体可能导致弧前区域的硅酸盐富集(Audet和Bürgmann, 2014; Hyndman等, 2015; Halpaap等, 2018). 然而, 我们对大陆俯冲期间流体流动的规模和影响以及其对俯冲动力学的潜在影响的了解仍然有限.

西阿尔卑斯山脉是世界上保存最完好的古老大陆俯冲带之一(Guillot等, 2009; Malusà等, 2011). 西阿尔卑斯的俯冲楔是白垩纪以来, 由特提斯大洋板块和相邻的欧洲古陆块陆续俯冲到亚得里亚板块下形成(Handy等, 2010; Malusà等, 2015). 地质学研究表明, 俯冲楔中包含了在俯冲过程中被拉拽到深部后又折返的变质岩石, 出露于俯冲区的内带区域, 即阿尔卑斯平宁主断层(Frontal Pennine Fault, FPF)东侧(图1). 西阿尔卑斯的俯冲楔主要包括上盘侧的高压变质岩带(图1中的榴辉岩带)和下盘侧的低压变质岩带. 此外, 文献调研还发现, 阿尔卑斯俯冲楔中普遍存在石英岩脉网络(Henry等, 1996; Pettke和Diamond, 1997), 可能提供了古老流体流动导致俯冲楔浅层局部硅酸盐富集的证据. 近十几年, 该区域布设了大量临时地震观测实验项目(例如中-意-法科学家共同实施的密集观测台阵CIFALPS、CIFALPS-2和欧洲科学家开展的AlpArray), 提供了基于不同地震学方法的高分辨率速度图像, 证实欧洲大陆地壳向亚得里亚板块上地幔俯冲的直接证据(Zhao等, 2015, 2016, 2020; Lyu等, 2017; Lu等, 2018; Salimbeni等, 2018; Solarino等, 2018; Sun等, 2019; Paffrath等, 2021; Nouibat等, 2022; Paul等, 2022). 然而, 更深处流体流动的特征和规模仍然是不确定的. 俯冲楔的岩石显示出较大范围的地震速度和速度比值, 它们之间不一定正相关分布(Christensen, 1996). 因此, 地震速度、速度比(V_P/V_S)和岩石密度的综合分析提供了一种可行的方法, 用于检测地壳岩石的组成变化, 并进一步揭示古老流体流动的影响(Faccenda, 2014; 郑永飞等, 2016).

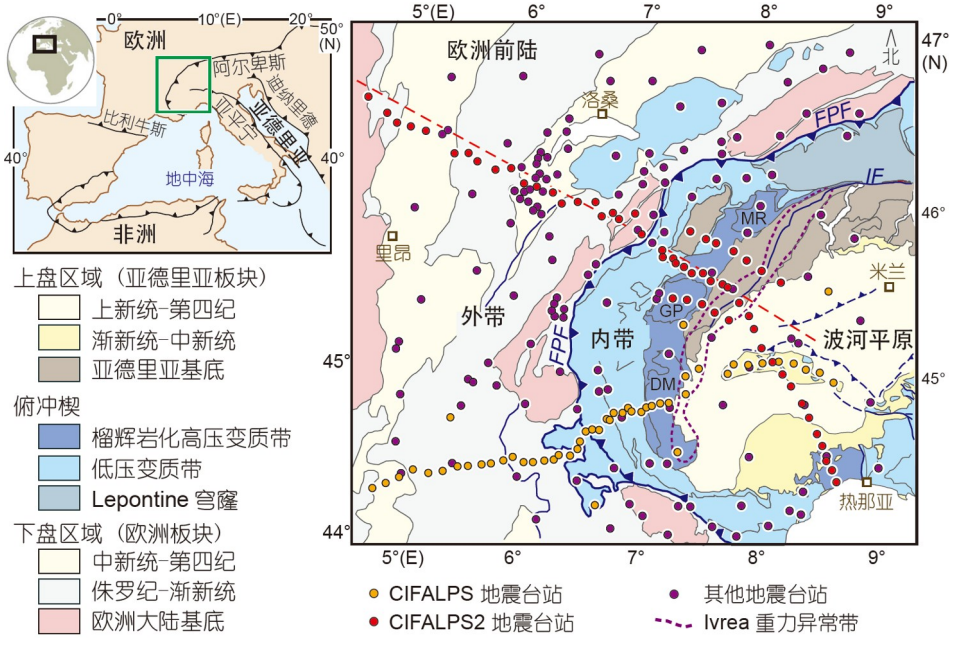


图 1　西阿尔卑斯地质图及地震台站分布

红色虚线表示CIFALPS-2参考剖面. 字母缩写: DM, Dora Maria区域; FPF, 阿尔卑斯平宁主断层; GP, Gran Paradiso区域; IF, 因苏布里克断层; MR, Monte Rosa区域. 修改自Malusà等(2021). Ivrea重力异常取自Zahorec等(2021)

2 数据和方法

本文的研究主要基于CIFALPS-2实验布设的临时地震观测台阵获取的地震数据. 该实验在西阿尔卑斯北部, 横跨造山带部署了55个宽频地震台站, 平均台间距为5~10km(Zhao等, 2018; Liu等, 2022)(图1). 同时还使用了2015~2021年期间该区域其他临时地震观测台阵和固定地震台网获取的数据, 如CIFALPS和AlpArray等. 为了获取沿CIFALPS-2剖面的横截面图像, 我们应用了接收函数分析、二维波形模拟和重力模拟方法, 得到了最优的剖面P波速度模型和密度模型. 为了获取西阿尔卑斯造山区可靠的地壳平均V_P/V_S比值, 我们采用了一种改进的*H*-*κ*-*c*技术, 该改进方法基于传统的*H*-*κ*方法校正了接收函数的后方位角变化量(Li等, 2019; Li和Song, 2021). 多种地球物理参数的结果被共同用于对西阿尔卑斯古老俯冲带岩石性质的综合研究.

2.1 观测接收函数分析

为计算CIFALPS-2台站获取的地震数据的接收函数, 本研究共选取了震级大于5.5级的67次地震, 震中距范围在20°~95°. 我们扩展了远震事件的选择范围, 并在震中距为20°~30°范围内发现了少量有效地震. 每条地震记录都经过了仔细的预处理和手动选择. 原始地震数据被从发震时刻起截断到1200s, 其中包含了直达P波、Ps转换波及其多次波震相. 我们首先将所有地震采样率降采样到50Hz, 在不影响体波波形的前提下有效地减少了数据量. 预处理过程包括标准的去噪步骤, 如去趋势、去平均值和波形尖灭处理. 随后对地震信号的三分量记录进行了0.05~0.8Hz的带通滤波(双极Butterworth滤波器). 将波形从ZNE方向旋转到ZRT方向后, 计算了P波振幅的峰值信噪比(SNR), 即P震相峰值振幅与P波开始前8s时间窗口内平均振幅的比值, 并排除了信噪比小于2.0的低质量数据. 随后我们进行了第一轮的地震数据质量逐一检查, 移除坏道或噪声水平过高的数据, 最终只保留高质量的数据用于后续的分析.

利用时间域迭代反卷积方法(Ligorría和Ammon, 1999), 将径向分量与垂直分量的地震记录进行反褶积计算, 可以获得径向接收函数(RF). 为方便展示CIFALPS-2剖面的界面几何结构, 我们将相应位置的接收函数投影到剖面上(见图1中的红色虚线), 该剖面从(4.538°E, 46.64°N)位置点开始, 朝116°方向延伸. 经过第二轮接收函数波形质量的逐一筛查, 我们共获得了2541条高质量的径向接收函数. 随后, 我们采用"共同转换点"(CCP)叠加方法(Zhu和Kanamori, 2000)将接收函数从时间域偏移到深度域. 来自背景噪声层析成像方法的高分辨率S波速度模型(Nouibat等, 2022)被作为计算时间-深度偏移的岩石圈速度模型, 并利用经典的地壳V_P/V_S比值1.73计算P波岩石圈速度模型. CIFALPS-2台阵下方的空间被分成垂直方向为0.1km和水平方向为1km的叠加空间. 在单独空间中的接收函数数量不少于10的条件下, 对每个空间的振幅进行平均. 横向距离35km范围内的所有偏移接收函数振幅都被投影到我们的剖面上并进行叠加. 使用半宽度高斯算子进行水平平滑处理, 最后得到CCP深度叠加剖面.

接收函数的波形强烈依赖于事件的后方位角, 不同范围后方位角的事件叠加将产生不同的CCP图像(见图2)(Cassidy, 1992). 由于我们对沿着剖面的几何结构最感兴趣, 并且需要与二维波形模拟保持一致, 因此我们选择了后方位角为71°~161°和251°~341°的事件进行振幅叠加, 以最小化三维结构的影响.

2.2 *H*-*κ*-*c*叠加

接收函数技术增强了速度界面上的Ps波信号, 特别是对于像莫霍界面这样的强速度界面(Ammon等, 1990). 传统的*H*-*κ*叠加技术基于水平分层各向同性模型的假设(Zhu和Kanamori, 2000), 利用远震射线接收函数来获取地壳厚度和地壳平均V_P/V_S比. 该方法叠加了预测的Ps转换波和地壳多次波(PpPs和PpSs+PsPs)处的接收函数振幅, 投影到能量谱中并约束了能量最集中的*H*和*κ*. 这里, *H*表示最强速度界面的深度, 通常指莫霍面深度; *κ*表示速度界面(如莫霍界面)和地表之间的平均V_P/V_S比. 与仅利用了Ps转换震相的CCP叠加方法相比, *H*-*κ*方法还利用了其多次波来约束地壳结构和平均V_P/V_S比. 由于*H*和*κ*之间存在权衡, 仅仅用Ps转换波震相来约束会产生一系列权重相等*H*和*κ*的结果. 通过叠加多次波的接收函数振幅, 可以获得集中的能量簇, 从而唯一确定*H*和*κ*.

H-*κ*-*c*是一种改进的*H*-*κ*技术, 该方法对同一台站获取的不同后方位角的Ps转换波及其多次波分别进行谐波校正, 可以最小化地壳各向异性和倾斜界面的影

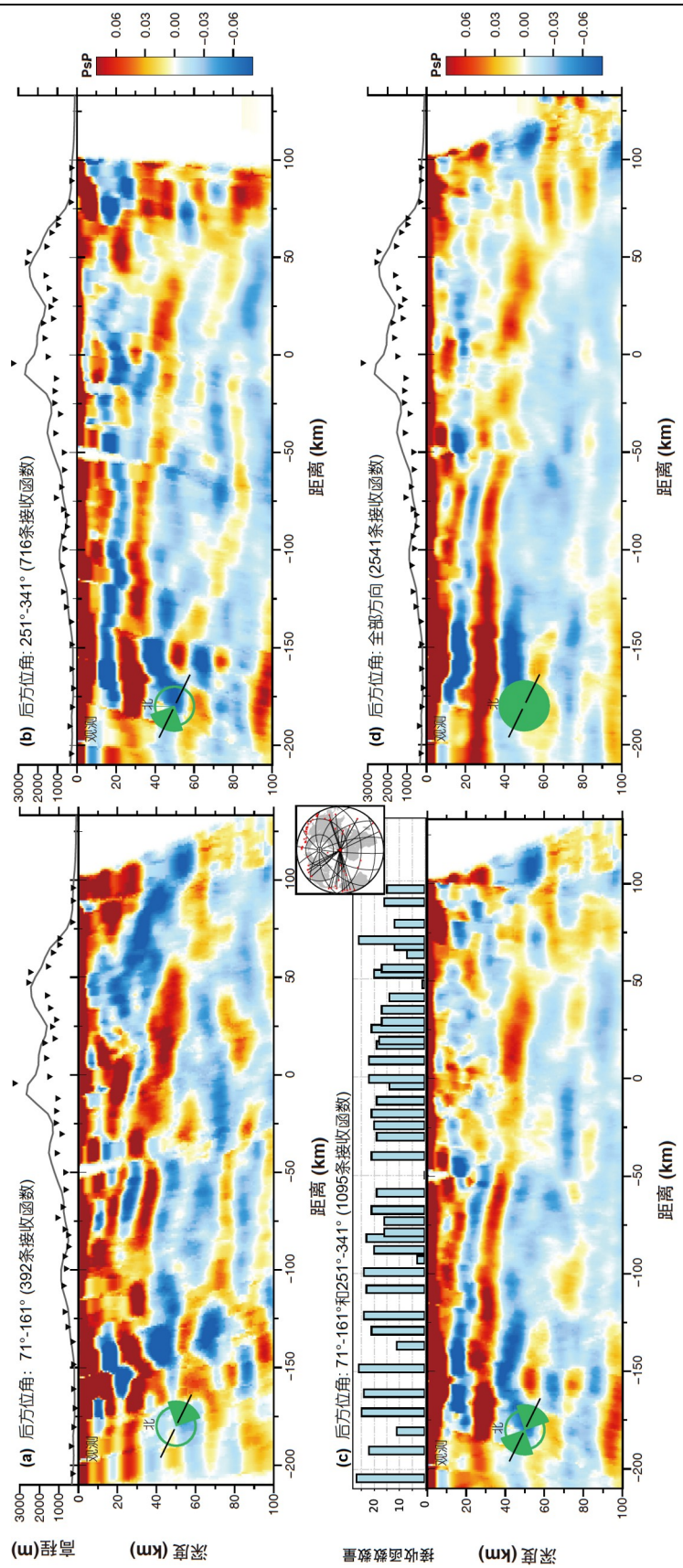


图 2　从不同后方位角事件叠加得到的CCP深度剖面

后方位角范围由绿色饼图表示, 黑线表示剖面的走向. (a) 东南偏东的后方位角(71°~161°); (b) 西北偏西的后方位角(251°~341°). (c) 剖面两侧的后方位角(71°~161°和251°~341°). 每个台站叠加的接收函数数量展示在柱状图中. 右上角子图展示了事件的分布. 红点表示所有地震事件, 其中由黑实线连接的红点是剖面两侧的事件. (d) 所有后方位角叠加

响(Li等, 2019). 其中字母*c*代表对不同后方位角的Ps转换波及其地壳多次波的到达时间进行校正. 合成测试结果表明, 即使对于非常复杂的地壳结构, Ps及其多次波的到时变化曲线都可以很好地拟合为cosθ和cos2θ结合的函数. 谐波拟合的方程式如下:

$$F(\theta) = A_0 + A_1\cos(\theta - \theta_1) - A_2\cos2(\theta - \theta_2), \quad (1)$$

其中, $F(\theta)$表示Ps或地壳多次波到达时间随方位角(θ)的变化, A_0是震相到达中心时间, A_1、A_2、θ_1和θ_2是两叶和四叶变化的振幅和相位(Li等, 2019). *H*-*κ*-*c*包括四个主要步骤: (1) 利用传统的*H*-*κ*叠加方法, 计算Ps震相和多次波的参考到达时间; (2) 入射偏移校正, 并按照每5°的方位角分割叠加空间; (3) 围绕参考到达时间进行谐波分析, 利用简单的网格搜索方法寻找最适合的谐波参数; (4) 用谐波校正后的接收函数进行新的*H*-*κ*叠加. 本文中, 平均V_P/V_S比率的搜索范围限制在1.6~2.1之间. 参考Li等(2019)、Li和Song(2021))应用的权重参数, Ps和多次波(PpPs和PpSs+PsPs)的权重分别为0.5、0.4和0.1.

三个不同震相的到达时间(Ps、PpPs和PsPs+PpSs)之间的谐波校正量是变化的. 理论上, 地壳各向异性和倾斜界面都可能对Ps及其多次波的到达时间变化产生影响. 合成测试表明, 多次波受到方位各向异性的影响几乎与Ps相同, 而Moho倾斜对多次波的影响约为对Ps的5倍(Li等, 2019). 因此很难说多次波的谐波变化量比Ps转换波更大还是更小. 此外, 俯冲区具有强烈的横向各向异性, 分离各向异性和倾斜界面对Ps转换和多次波的到时变化的综合影响仍然具有挑战性. 在这项工作中, 考虑到西阿尔卑斯地壳横向结构的极大复杂性, 我们谨慎地决定不使用谐波拟合参数来对地壳各向异性和倾斜界面进行更多的解释.

H-*κ*-*c*通常可以提供比*H*-*κ*方法更为准确的震相到时拾取和更强的叠加能量. 在图3中, Ps和多次波的谐波拟合曲线显示为黑色实线. 谐波校正增强了Ps和多次波到时拾取的准确性, 因此, 在应用谐波校正后, 叠加能量应更集中和准确. 在西阿尔卑斯大多数台站中, 仔细运行*H*-*κ*-*c*步骤一次就足够了. 传统的*H*-*κ*方法提供了Ps和多次波的参考到达时间, 有助于缩小真实震相的搜索范围. 但是, 沉积物引起的强信号可能导致产生错误的搜索范围(例如到时为2s前的Ps信号). 然而, 利用在该地区的先验地质和地球物理研究结果, 以及我们计算得到CCP深度图像, 我们可以将界面深度人为地限制在特定深度范围内. 图4是一个典型的例子. 在手动调整之前, 波形受到浅层沉积物的干扰, 转换被识别在2~3s左右. 但基于先验的结果和我们的CCP深度图像, CI19台站下方的Moho深度约为35km, 这意味着Ps波到达时间应较晚. 我们限制了Ps转换波的搜索范围在35km附近, 并重新计算了*H*-*κ*-*c*步骤. 重新计算后, 对于Ps可以明显与其他噪声信号区分的大多数情况, Ps到达时间得到更合理的纠正(图4, CI19). 然后, 通过逐个检查每个能量集群的形态, 包括其集中度和唯一性, 我们对叠加结果的可靠性进行初步评估, 同时删除了数据覆盖不足的台站数据(例如CI14)或信噪比较差的台站数据(例如CI29、CI31-CI33). 由于地壳厚度和平均V_P/V_S比之间的权衡关系, 我们通过与CCP深度图像和其他层析成像研究(Nouibat等, 2022; Paul等, 2022)获取的Moho深度进行比较, 来检验研究区域的地壳厚度结果. 通过利用以上这些方法, 本文进一步验证了平均V_P/V_S比结果的可靠性. 值得注意的是, *H*-*κ*-*c*方法与传统的*H*-*κ*方法具有相同的基本原理, 虽然应用*H*-*κ*-*c*方法可能会产生更准确的到时拾取, 但不会显著影响我们的主要结论. 例如, 在图3中, Ps和多次波的谐波拟合变化很小(1s内). 校正后, 叠加能量更集中. 与传统的*H*-*κ*方法相比, 改进的结果不会产生质的变化.

2.3 接收函数和重力模拟

为了更进一步研究CIFALPS-2剖面的地壳速度和密度分布, 我们采用了二维模拟方法来模拟接收函数波形和布格重力异常. 正演模拟的初始结构模型是从背景噪声层析成像和地质剖面中获得的. 背景噪声的S波速度结构结果为我们提供了地壳结构划分的基本准则; 同时, 我们前一步计算得到的CCP深度剖面也有助于精细描绘初始模型的莫霍面几何形态. 图5a (Paul等, 2022)中精细描述了10km深度范围内的地质构造几何结构. 我们前一步计算得到的CCP深度剖面也有助于精细描绘初始模型的莫霍面几何形态. 图5b中的白色线条展示了最终用于正演建模的地壳几何结构.

在正演接收函数模拟中, 初始P波速度模型是根据背景噪声层析成像中的S波速度模型计算得到的(Nouibat等, 2022)(图5). 首先从S波速度模型中提取每

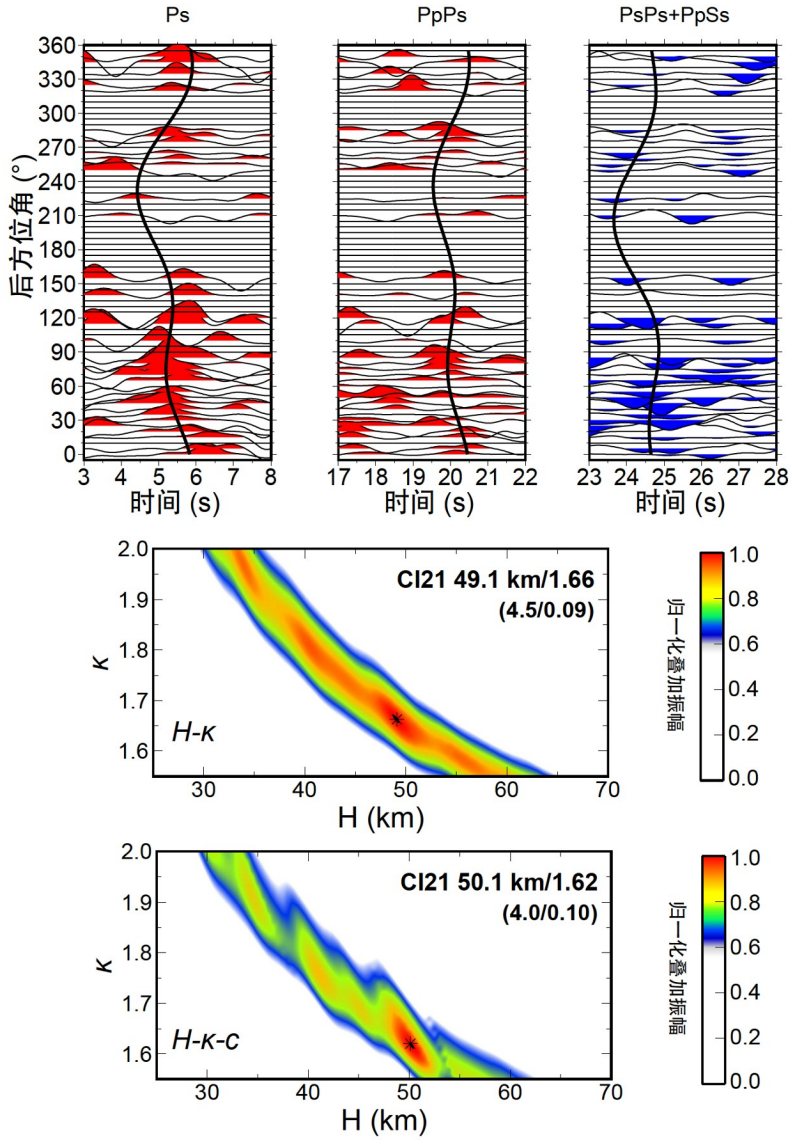


图 3　台站CI21的径向接收函数和*H*-*κ*-*c*叠加结果

上图显示了Ps、PpPs和PsPs+PpSs的谐波拟合结果, 黑色实线为Ps和多次波的谐波拟合曲线. 下图显示了谐波校正前后的*H*-*κ*叠加结果. 在叠加图上标注了拾取的*H*和*κ*值, 以及它们的标准偏差. 能量图中的首选星点代表了拾取到的*H*和*κ*

个块体平均S波速度, 然后根据V_P/V_S比值为1.73计算获得相应的平均P波速度. 本文应用二维混合波形模拟方法(Zhao等, 2008, 2015)来计算模拟的接收函数. 对于研究区的区域初始模型, 应用了谱元法(SEM)计算(Komatitsch和Tromp, 1991); 而全球速度模型则设定为一维参考地球模型(PREM)(Dziewonski和Anderson, 1981), 利用了广义射线理论(GRT)方法计算. 随后, 我们使用与观测CCP图像相同的反褶积方法计算接收函数, 并应用相同的偏移方法计算了合成的CCP图像. 通过迭代方法来不断更新P波速度的取值, 并通过减小合成CCP剖面与观测CCP剖面之间的误差, 最终我们获取了最优的P波速度模型.

对于二维重力模拟, 本文应用密度-速度经验关系公式(Ludwig等, 1970; Perrier和Ruegg, 1973; Brocher, 2005; Reynard, 2013)计算初始密度值.

在沉积层(V_S≤3km/s)采用简单的线性关系:

$$V_P = 3.85\rho - 4.81. \quad (2)$$

在地壳部分采用Nafe-Drake关系:

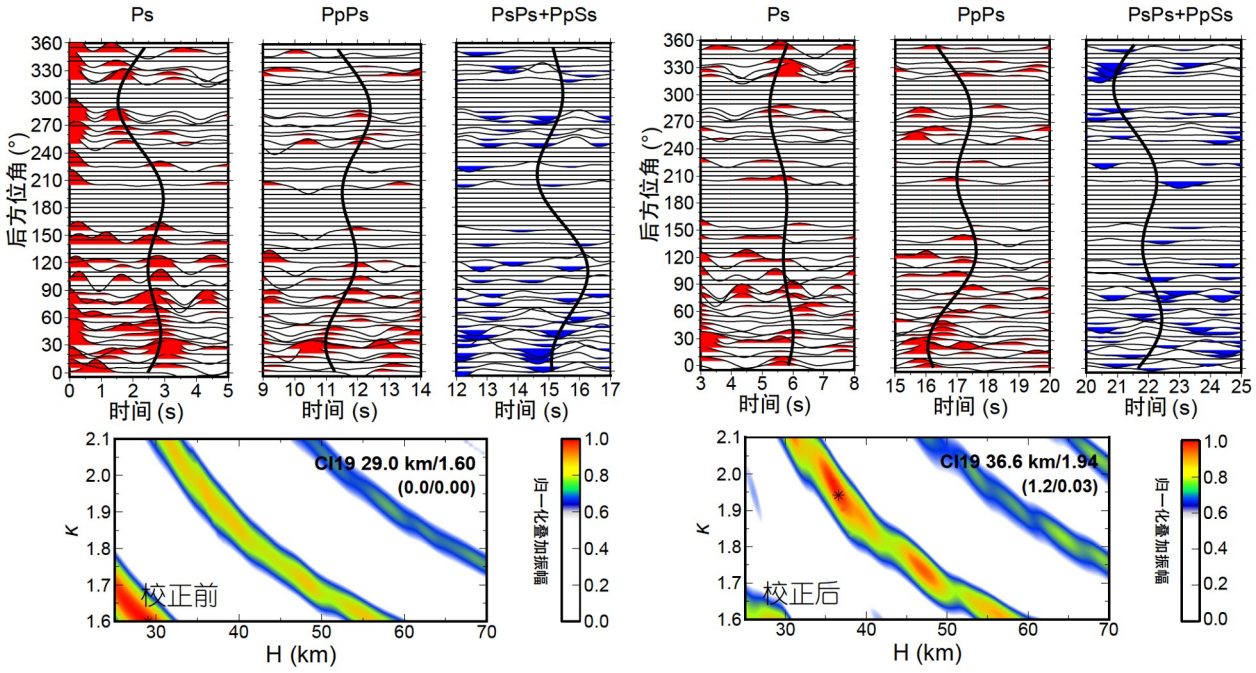


图 4　台站CI19的径向接收函数和*H*-*κ*-*c*结果在手动调整前后的对比

左图显示手动校正前的谐波拟合接收函数和*H*-*κ*-*c*叠加结果. 右图显示手动校正后的谐波拟合接收函数和*H*-*κ*-*c*叠加结果. 能量图中的优选点表示拾取的*H*和*κ*

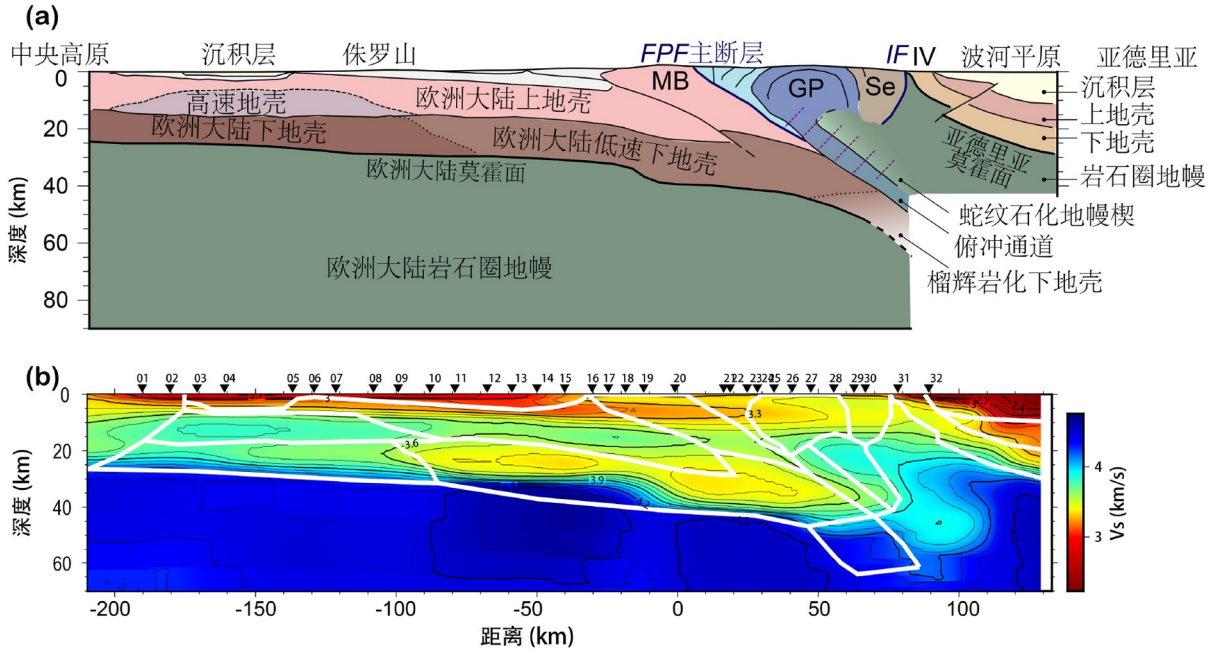


图 5　重力和接收函数波形模拟的初始模型

(a) 从地质解释得到的初始模型, 参考Paul等(2022); (b) 背景噪声层析成像的S波速度图像, 数据来自Nouibat等(2022). 文中用于正演模拟的地壳结构(图5b中的白色实线)最初是根据图5a中的地质图绘制的, 结合S波速度图像和地质构造信息, 并根据我们的CCP深度图像对Moho界面进行了微小调整

$$V_P = 39.128\rho - 63.064\rho^2 + 37.083\rho^3 - 9.1819\rho^4 + 0.8228\rho^5. \quad (3)$$

在地幔部分($V_S \geqslant 3.90$km/s)采用Reynard关系:

$$V_P = 3.636\rho - 4.109. \quad (4)$$

观测布格重力异常数据是从欧洲科学家开展的AlpArray重力工作组的最新数据集中提取的(Zahorec等, 2021). 二维重力正演建模方法可以基于地壳密度模型计算合成重力异常(Talwani等, 1959). 同样地我们进行了一系列正演模拟, 通过减小合成布格重力异常与观测布格重力异常之间的误差, 获取了优选密度模型.

3　结果

3.1　西阿尔卑斯地区平均波速比V_P/V_S

地壳厚度和平均V_P/V_S比值的结果见图6. 平均厚度H和V_P/V_S比值的结果以及它们的标准差列于网络版附表S1(http://earthcn.scichina.com). *H*-*κ*-*c*方法在西阿尔卑斯地区提供了198个可靠的结果, 可以看到, 应用改进方法显著降低了计算误差(见附图S1~S3).

在西阿尔卑斯俯冲楔区, 我们观测到低V_P/V_S值异常(<1.7)分布在主断层附近, 而高V_P/V_S值(>1.9)则分布在俯冲区的上盘侧, 距离主断层东侧50~100km处. 俯冲区西北方向的欧洲前陆区域展现出较低V_P/V_S值特征, 靠近俯冲区的位置显示出东北-西南走向的带状区域存在稍高的V_P/V_S比值, 这一特征暗示了该区域的物质组分变化可能与欧洲地壳在前阿尔卑斯演化的过程有关. 这个东北-西南走向的带状区域与其他地球物理方法揭示的东北-西南走向的Moho不连续面阶梯的趋势相一致(Malusà等, 2021; Paul等, 2022), 也与地质构造结果推断的欧洲古边缘一致(Malusà等, 2016; Ji等, 2019). 在上盘亚得里亚板块, 平均地壳V_P/V_S值更均匀, 一般低于1.8.

图7还展示了沿着CIFALPS-2剖面的*H*-*κ*-*c*结果. 在图7b中, 灰色实线代表了来自CCP深度剖面的Moho几何界面, 而带有蓝色误差棒的红点代表了速度界面的厚度H及其标准差. 在欧洲前陆, 地壳厚度H与我们的CCP深度和其他基于地球物理数据反演的Moho深度(Nicolas等, 1990; Spada等, 2013; Nouibat等, 2022; Paul等, 2022)相一致. 然而, 在50~70km距离范围的俯冲区内, 可以看到约45km深度和65km深度处存在两个可区分的Ps转换震相界面(图8d). 65km左右深度处的Ps转换震相界面(灰色实线)与来自不同后方位角的叠加CCP图像一致, 这表明了欧洲板块俯冲到更深的深度. 另一方面, 在大约45km深度处的Ps转换震相界面(灰色虚线), 也与从背景噪声层析成像中提取的地壳结构界面一致, 代表了正常地壳和部分榴辉岩化欧洲下地壳之间的强速度界面. 与CCP叠加方法相比, *H*-*κ*-*c*方法不仅利用了Ps转换波, 还结合了多次波共同约束界面以上的平均速度比. 在这个复杂区域, *H*-*κ*-*c*方法得到的速度界面大约在45km. 值得注意的是, 该界面并不对应于Moho界面. 因此, 相应的κ值不代表平均地壳速度比, 而是代表了部分榴辉岩化的欧洲下地壳界面上方的平均速度比.

图7c显示了CIFALPS-2剖面的平均V_P/V_S比值. 欧洲前陆地区的平均V_P/V_S值约为1.70. 然而由于沉积层的存在, 例如在CI03台站下方, 可能会局部增加地壳平均V_P/V_S比值. 向东到侏罗山脉(−90~50km)下方, 平均V_P/V_S值略高, 标准偏差较大. CI19和CI20的V_P/V_S比值与周围台站的一致性不高, 我们将这一观测结果归因于局部结构效应, 即主断层引起的扩散性破裂. 目前的研究结果中*H*-*κ*-*c*的标准偏差虽然已经显著降低, 但在复杂地区仍然相对较高, 特别是对于V_P/V_S(附图S1), 这仍然是一个挑战. 尽管在标准差较大区域的叠加能量分散, 但集中的能量团中拾取到的最高能量点仍然具有参考意义. 我们的重点是分析V_P/V_S比值的横向变化, 特别是在俯冲区. 考虑到误差, 横向剖面CIFALPS-2在大约−200到40km的范围内显示出一致性, 同时在0到100km范围内俯冲带存在显著变化. 该变化使我们推测俯冲带可能存在成分异常. 通过整合整个西阿尔卑斯地区的结果, 我们还可以进一步推测沿着整个造山带存在的连续异常, 该结果表明, 低V_P/V_S异常应该来自于不超过45km的深度, 尽管莫霍界面已经俯冲向更深的位置. 此外, 欧洲前陆部分的平均V_P/V_S比值也较低, 但由于缺乏其他资料, 本文没有深入探讨其性质.

3.2　CIFALPS-2垂直剖面的模拟结果

为进一步约束V_P/V_S异常的深度, 我们沿着CIFALPS-2剖面进行了二维接收函数和重力的模拟, 获取了优选的密度和P波速度模型. 由于考虑的叠加后方位角事件不同, 观测到的CCP深度剖面(图2)与

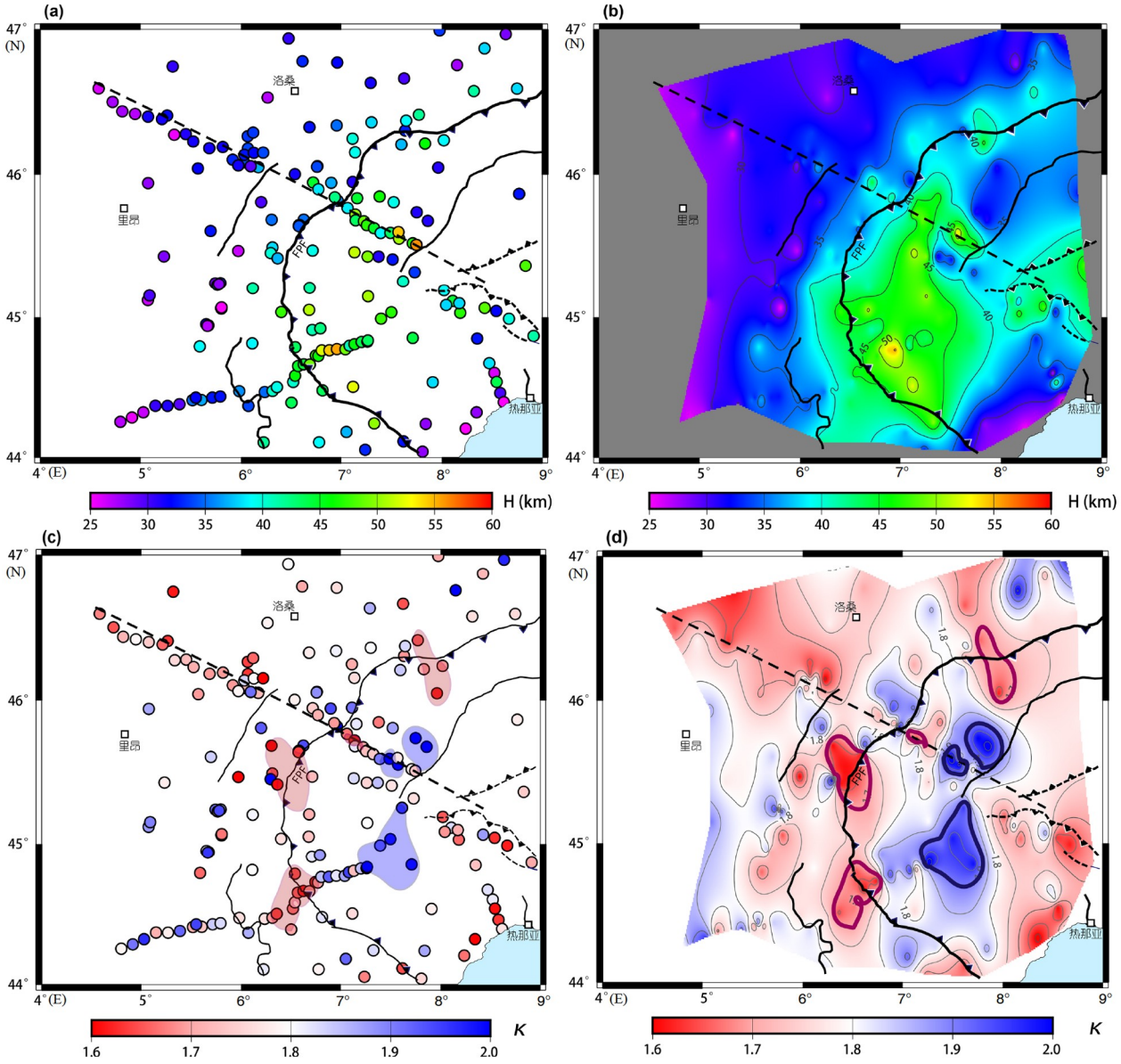


图 6　西阿尔卑斯地区的*H*-*κ*-*c*结果

(a) 地壳厚度的散点分布图; (b) 地壳厚度的插值结果; (c) 单个台站的平均V_P/V_S比值. 红色阴影区域表示V_P/V_S等值线小于1.7的区域, 而蓝色阴影区域表示等值线大于1.9的区域; (d) 平均V_P/V_S比值的插值结果. 黑色虚线表示CIFALPS-2剖面. 主要断层也显示在图中以供参考

前人的结果有差异(Paul等, 2022). 在本研究中, 我们选择了剖面两侧的地震事件进行叠加, 以确保事件分布更符合二维波形模拟的要求. 观测CCP叠加结果显示(图8d), 欧洲大陆莫霍面从剖面西端的约25km深处连续俯冲到GP穹窿(图1)下的约45km深处. 欧洲大陆莫霍面最大深度可以达到因苏布里克断层(图1中的IF)下的约65km深度处, 且该位置的布格重力异常为沿该剖面的最大值, 这是由于下方的亚德里亚岩石圈地幔仰冲到了较浅的深度(Zahorec等, 2021).

图8还展示了最优的P波速度和密度模型的剖面. 在这个剖面上, 密度和速度的分布趋势相似, 表明密度较高的区域一般对应较高的速度. 考虑到两个模型使用了不同的方法和数据源, 本文的重点是探讨俯冲区不同块体之间的相对参数, 而不是绝对值. 俯冲的欧洲下地壳显示出较高的P波速度(6.71km/s)和较低的S

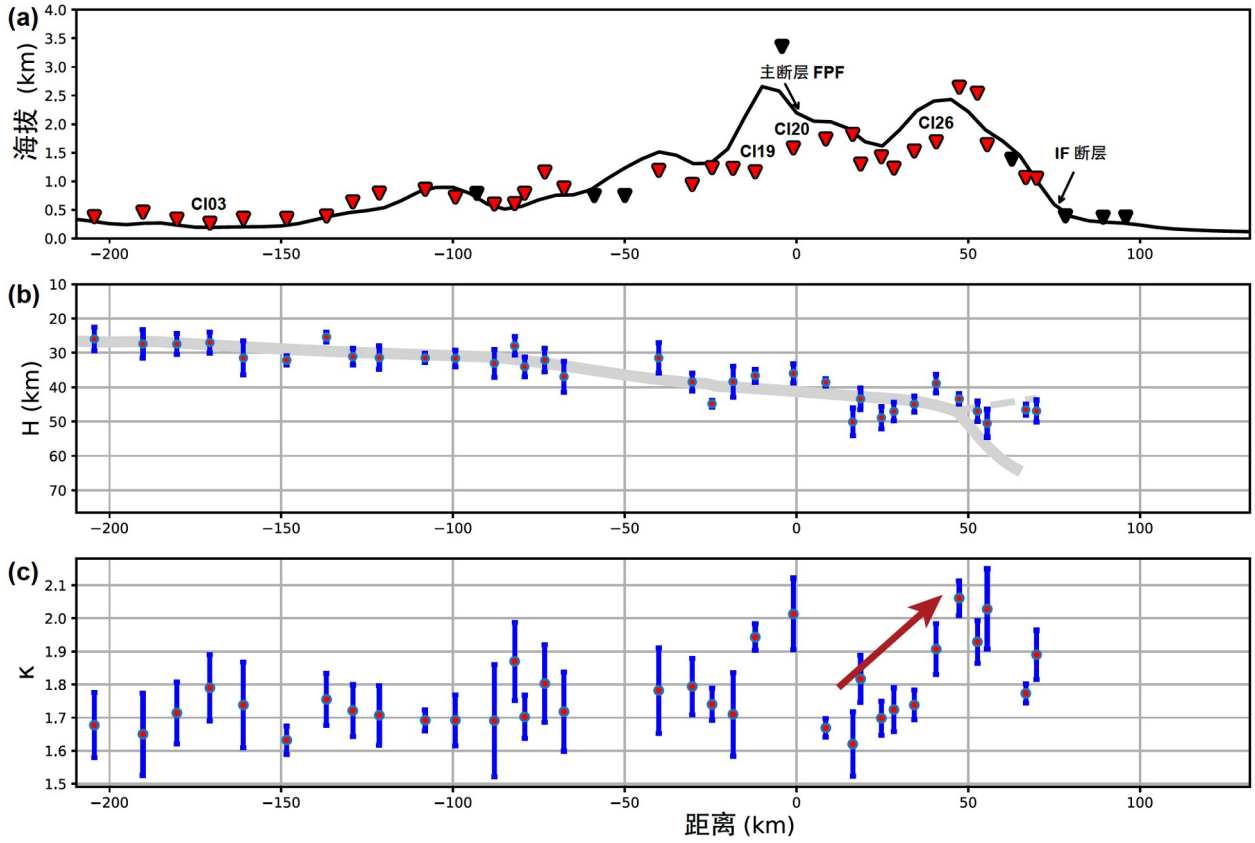


图 7　CIFALPS-2剖面的*H*-*κ*-*c*结果

(a) CIFALPS-2剖面的地形起伏和地震台站. 红色三角形表示具有有效*H*-*κ*-*c*结果的台站; (b) 带有标准差的强速度界面深度(*H*). 灰色实线代表来自CCP剖面的Moho几何形状, 灰色虚线代表欧洲地壳与部分榴辉岩化地壳之间的速度界面; (c) 平均V_P/V_S比值(κ)及其标准差. 红色箭头指示了V_P/V_S比值的逐渐增加

波速度(图5b), 这意味着下地壳较高的速度比. 在俯冲的下地壳之上, 低压变质和高压榴辉岩带的P波速度为5.81~5.88km/s, 相对较低; 而S波速度没有明显的降低. 这意味着与欧洲下地壳相比, 上地壳深度的速度比要低得多. 这个结果表明, 由*H*-*κ*-*c*方法揭示的平均波速比低异常应该起源于内带, 深度浅于30km.

4　讨论

4.1　俯冲区的波速比VP/VS异常

V_P/V_S波速比通常被视为岩石性质和成分的关键性约束. 实验室测量结果表明, V_P/V_S比对岩石成分变化更为敏感, 但对温度和压力变化的敏感性要小得多(Christensen, 1996; Lowry和Pérez-Gussinyé, 2011). 构成大陆地壳并可能参与大陆俯冲的不同岩石类型的V_P/V_S比通常在1.72~1.85(Carmichael, 1989; Christensen, 1996), 见图9. 值得注意的是, 许多其他因素可能影响V_P/V_S比的值, 例如流体/熔体和各向异性. 流体/熔体的存在通过降低S波速度来增加地壳岩石的V_P/V_S比. 然而由于西阿尔卑斯在至少30百万年前俯冲活动已经停止, 在古老俯冲楔中没有监测到火山活动, 也没有观测到活跃的流体或熔体流动. 此外, 岩石学研究表明, 橄榄岩的各向异性可能会在高压和高温条件下(深度为90~120km, 温度超过800℃)降低V_P/V_S比(Hacker和Abers, 2012). 由于第3.2节所述, 西阿尔卑斯地区的低V_P/V_S异常位于30km以上, 高V_P/V_S异常位于45km以上. 因此, 我们可以初步排除各向异性对平均V_P/V_S比的影响.

蛇纹岩中的V_P/V_S比通常较高(2.0~2.2), 因此在俯冲带板块上方出现平均V_P/V_S比高达2.0的结果可能表

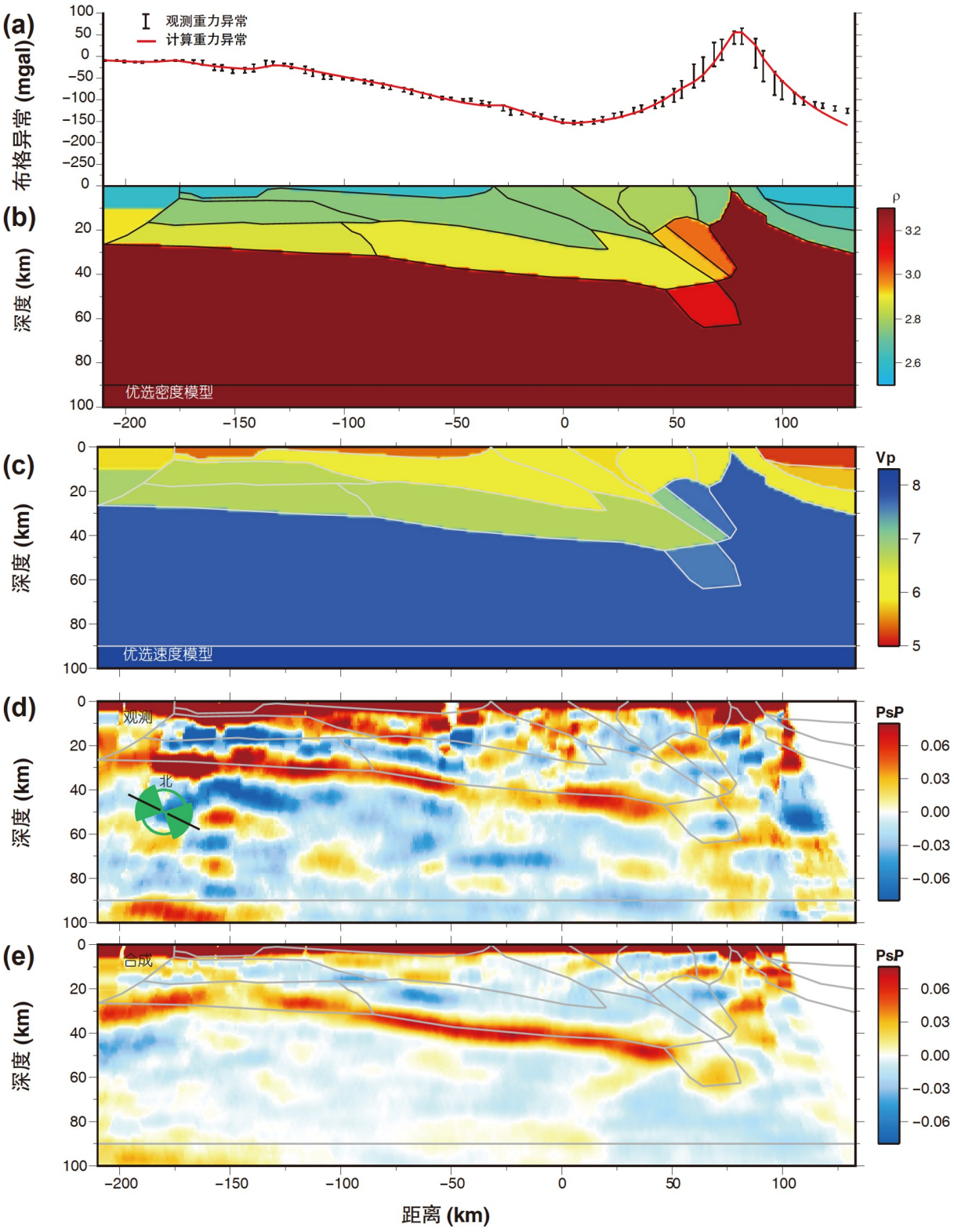


图 8　共转换点(CCP)剖面和优选P波速度和密度模型剖面

(a) 观测和计算的布格重力异常; (b) 优选密度模型; (c) 优选P波速度模型; (d) 观测CCP偏移深度剖面; (e) 合成CCP偏移深度剖面

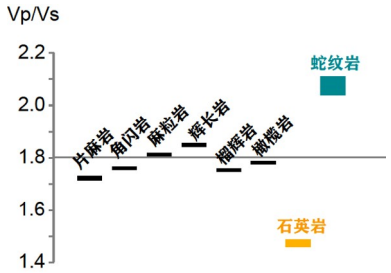


图 9　不同岩石类型在1000MPa下的V_P/V_S比

大陆地壳的岩石V_P/V_S比通常在1.72~1.85(黑色方框), 但石英显示出极低的V_P/V_S比(1.46~1.48), 而蛇纹岩显示出较高的V_P/V_S比(2.0~2.2). 数据来自Carmichael(1989)和Christensen(1996)

明亚得里亚板块的部分蛇纹岩化岩石就位于俯冲通道的顶部(Zhao等, 2020; Malusà等, 2021). 本文的研究结果暗示在俯冲带的45km深度以上存在水合蛇纹岩或部分水合蛇纹岩.

沿主断层的极低的V_P/V_S异常是本研究的一个新发现. 如图9所示, 石英的V_P/V_S比非常低(1.46~1.48), 而其他结构或成分的变化不太可能产生如此低的V_P/V_S异常. 考虑到在西阿尔卑斯地表观察到的石英脉的广泛存在, 我们推测集中分布的石英岩脉网络可能显著降低了该区域母岩的平均V_P/V_S比.

4.2　对大陆俯冲的影响

根据前文的分析我们推测, 在内带区域观测到的较低的V_P/V_S比以及地表广泛出露的石英岩脉共同揭示了在俯冲仍然活跃时期发生的富硅流体流动. 石英在纯水中溶解需要较高的温度, 因此我们的概念模型(图10)并不严格遵循图8中实际CIFALPS-2剖面的深度比例, 而是绘制了温度等温线, 以便将该结论推广到其他造山区域. 本研究发现富硅区位于平均地壳深度之上(<30km), 具有与平均地壳相似的温度和压力条件.

形成石英脉的流体可能是在俯冲过程中由俯冲板块的脱水反应产生的, 并随后沿着俯冲通道上升. 随着大洋板块和大陆板块俯冲入地幔, 下沉板块中的水合矿物会随着温度和压力的增加而分解, 从而释放出流体(Zheng和Hermann, 2014). 在高温下, 硅的溶解度相对较高, 是流体中的主要溶质(Hermann等, 2013); 且硅的溶解度受含盐矿物和CO_2的存在而上升(Audétat和Keppler, 2005; Rapp等, 2010; Hunt和Manning, 2012; Li等, 2020). 当大陆地壳到达地幔深处时, 温度通常超过600℃(Wang等, 2021), 足以使硅大量溶解进入流体. 在更深的深度, 流体可能以超临界状态存在, 进一步增强了硅酸盐矿物的溶解度(Manning, 2004; Cruz和Man-

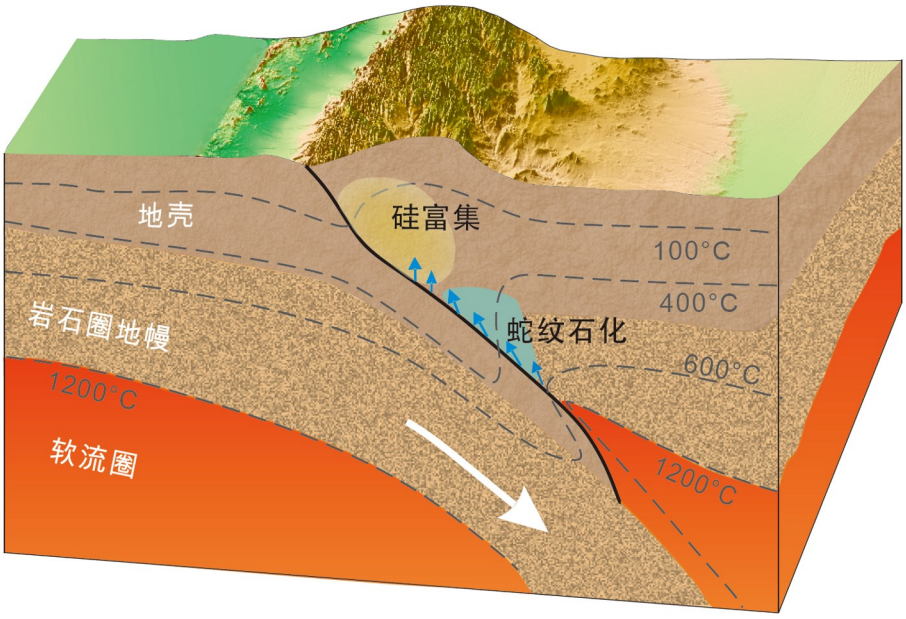


图 10　俯冲区硅富集和蛇纹石化的概念模型

随着俯冲进行, 板块受到的温度和压力升高, 释放出流体. 部分流体与上覆地幔楔相结合, 生成含水的蛇纹岩; 部分富含硅的流体沿着俯冲界面向上迁移, 当温压条件降低时硅溶质析出, 导致俯冲界面上方的硅富集

ning, 2015; Ni等, 2017; Chen等, 2018). 在活跃的俯冲环境中, 富硅流体可以沿着不透水的板块界面轻松向上迁移(Halpaap等, 2018). 随着富硅流体沿着俯冲界面向上运移, 压力和温度逐渐降低, 硅溶解度也逐渐降低, 从而使其析出并就位于地壳位置形成石英岩或石英岩脉, 大规模的石英岩就此逐渐在俯冲界面上方形成. 因此我们提出, 出露于阿尔卑斯地区的石英岩脉网络直接体现硅富集假设的浅部特征(Henry等, 1996; Pettke和Diamond, 1997; Tricart等, 2004), 更深的大规模硅富集特征需要地球物理方法的进一步分析验证.

科学家们还在一些主要大洋俯冲带的俯冲界面上观测到了异常低的V_P/V_S比值, 并解释为硅富集, 例如在希腊、北卡斯卡迪亚和墨西哥俯冲带(Huesca-Pérez和Husker, 2012; Audet和Bürgmann, 2014; Hyndman等, 2015; Halpaap等, 2018). 本文首次给出了在古老大陆俯冲带中也存在硅富集的证据. 通过文献调研, 我们也同时观察到其他类似的地球物理观测, 比如在喜马拉雅造山带(Li和Song, 2021), 其平均V_P/V_S比值在主断层的北部(上盘方向)急剧下降; 在伊朗造山带扎格罗斯地区的主断层附近也显示出低的地壳平均V_P/V_S比值(Shiranzaei等, 2021). 这些研究表明富硅流体流动和硅富集可能是大洋和大陆俯冲过程中的共同特征.

Zhao等(2020)指出, 由于蛇纹岩在地质应变速率下的低黏度, 俯冲界面上方的蛇纹岩化可能有助于大陆的俯冲和折返. 本研究中, 俯冲界面上部存在的富硅岩石表明在俯冲活跃期存在沿俯冲界面的流体流动. 流体流动可能降低了俯冲界面上的有效应力, 从而促进了大陆的俯冲过程.

致谢 感谢Anne PAUL对手稿的指导和讨论. 同时, 我们也感谢编委和两位匿名审稿人提供的宝贵意见和建议, 这些意见和建议极大地提升了本文的质量. 特别感谢李江涛研究员分享了Hi-Climb实验关于喜马拉雅地壳厚度和V_P/V_S结果的数据. 此外, 我们也非常感谢袁怀玉和杨建锋老师, 与他们对文章进行的几次讨论促进了文章的完善. 本文使用的CIFALPS和CIFALPS-2项目的原始数据由中国科学院地质与地球物理研究所和法国地震和大地测量网络的数据中心提供. 我们还参考了其他固定台站和AlpArray地震实验的记录.

参考文献

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

Ammon C J, Randall G E, Zandt G. 1990. On the nonuniqueness of receiver function inversions. J Geophys Res, 95: 15303–15318

Audet P, Bürgmann R. 2014. Possible control of subduction zone slow-earthquake periodicity by silica enrichment. Nature, 510: 389–392

Audétat A, Keppler H. 2005. Solubility of rutile in subduction zone fluids, as determined by experiments in the hydrothermal diamond anvil cell. Earth Planet Sci Lett, 232: 393–402

Brocher T M. 2005. Empirical relations between elastic wavespeeds and density in the Earth's crust. Bull Seismol Soc Am, 95: 2081–2092

Carmichael R S. 1989. Practical Handbook of Physical Properties of Rocks and Minerals. Boca Raton: CRC Press

Cassidy J F. 1992. Numerical experiments in broadband receiver function analysis. Bull Seismol Soc Am, 82: 1453–1474

Chen W, Xiong X, Wang J, Xue S, Li L, Liu X, Ding X, Song M. 2018. TiO_2 solubility and Nb and Ta partitioning in rutile-silica-rich supercritical fluid systems: Implications for subduction zone processes. J Geophys Res-Solid Earth, 123: 4765–4782

Chopin C. 1984. Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps: A first record and some consequences. Contrib Mineral Petrol, 86: 107–118

Christensen N I. 1996. Poisson's ratio and crustal seismology. J Geophys Res, 101: 3139–3156

Cruz M F, Manning C E. 2015. Experimental determination of quartz solubility and melting in the system SiO_2-H_2O-NaCl at 15–20 kbar and 900–1100°C: Implications for silica polymerization and the formation of supercritical fluids. Contrib Miner Petrol, 170: 35

Dziewonski A M, Anderson D L. 1981. Preliminary reference Earth model. Phys Earth Planet Inter, 25: 297–356

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

Guillot S, Hattori K, Agard P, Schwartz S, Vidal O. 2009. Exhumation processes in oceanic and continental subduction contexts: A review. In: Funiceillo F, Lallemand S, eds. Subduction Zone Geodynamics. Berlin: Springer-Verlag. 175–205

Guillot S, Schwartz S, Reynard B, Agard P, Prigent C. 2015. Tectonic significance of serpentinites. Tectonophysics, 646: 1–19

Hacker B R, Abers G A. 2012. Subduction factory 5: Unusually low Poisson's ratios in subduction zones from elastic anisotropy of peridotite. J Geophys Res, 117: B06308

Halpaap F, Rondenay S, Ottemöller L. 2018. Seismicity, deformation,

and metamorphism in the western Hellenic Subduction Zone: New constraints from tomography. J Geophys Res-Solid Earth, 123: 3000–3026

Handy M R, Schmid S M, Bousquet R, Kissling E, Bernoulli D. 2010. Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological-geophysical record of spreading and subduction in the Alps. Earth-Sci Rev, 102: 121–158

Henry C, Burkhard M, Goffé B. 1996. Evolution of synmetamorphic veins and their wallrocks through a Western Alps transect: No evidence for large-scale fluid flow. Stable isotope, major- and trace-element systematics. Chem Geol, 127: 81–109

Hermann J, Zheng Y F, Rubatto D. 2013. Deep fluids in subducted continental crust. Elements, 9: 281–287

Huesca-Pérez E, Husker A. 2012. Shallow travel-time tomography below southern Mexico. Geofísica internacional, 51: 281–291

Hunt J D, Manning C E. 2012. A thermodynamic model for the system SiO_2-H_2O near the upper critical end point based on quartz solubility experiments at 500–1100°C and 5–20 kbar. Geochim Cosmochim Acta, 86: 196–213

Hyndman R D, McCrory P A, Wech A, Kao H, Ague J. 2015. Cascadia subducting plate fluids channelled to fore-arc mantle corner: ETS and silica deposition. J Geophys Res-Solid Earth, 120: 4344–4358

Ji W Q, Malusà M G, Tiepolo M, Langone A, Zhao L, Wu F Y. 2019. Synchronous Periadriatic magmatism in the Western and Central Alps in the absence of slab breakoff. Terra Nova, 31: 120–128

Komatitsch D, Tromp J. 1991. Introduction to the spectral element method for three-dimensional seismic wave propagation. Geophys J Int, 139: 806–822

Kufner S K, Schurr B, Sippl C, Yuan X, Ratschbacher L, Akbar A s o M, Ischuk A, Murodkulov S, Schneider F, Mechie J, Tilmann F. 2016. Deep India meets deep Asia: Lithospheric indentation, delamination and break-off under Pamir and Hindu Kush (Central Asia). Earth Planet Sci Lett, 435: 171–184

Li J, Song X. 2021. Crustal structure beneath the Hi-CLIMB seismic array in the central-western Tibetan Plateau from the improved *H*-*κ*-*c* method. Earthquake Sci, 34: 199–210

Li J, Song X, Wang P, Zhu L. 2019. A generalized *H*-*κ* method with harmonic corrections on Ps and its crustal multiples in receiver functions. J Geophys Res-Solid Earth, 124: 3782–3801

Li X H, Klyukin Y I, Steele-MacInnis M, Fan H R, Yang K F, Zoheir B. 2020. Phase equilibria, thermodynamic properties, and solubility of quartz in saline-aqueous-carbonic fluids: Application to orogenic and intrusion-related gold deposits. Geochim Cosmochim Acta, 283: 201–221

Ligorría J P, Ammon C J. 1999. Iterative deconvolution and receiver-function estimation. Bull Seismol Soc Am, 89: 1395–1400

Liou J G, Tsujimori T, Yang J, Zhang R Y, Ernst W G. 2014. Recycling of crustal materials through study of ultrahigh-pressure minerals in collisional orogens, ophiolites, and mantle xenoliths: A review. J Asian Earth Sci, 96: 386–420

Liu D, Zhao L, Paul A, Yuan H, Solarino S, Aubert C, Pondrelli S, Salimbeni S, Eva E, Malusa G M, Guillot S. 2022. Receiver function mapping of the mantle transition zone beneath the Western Alps: New constraints on slab subduction and mantle upwelling. Earth Planet Sci Lett, 577: 117267

Lowry A R, Pérez-Gussinyé M. 2011. The role of crustal quartz in controlling Cordilleran deformation. Nature, 471: 353–357

Lu Y, Stehly L, Paul A. 2018. High-resolution surface wave tomography of the European crust and uppermost mantle from ambient seismic noise. Geophys J Int, 214: 1136–1150

Ludwig W J, Nafe J E, Drake C L. 1970. Seismic Refraction, the Sea. New York: Wiley-Interscience. 53–84

Lyu C, Pedersen H A, Paul A, Zhao L, Solarino S. 2017. Shear wave velocities in the upper mantle of the Western Alps: New constraints using array analysis of seismic surface waves. Geophys J Int, 210: 321–331

Malusà M G, Faccenna C, Garzanti E, Polino R. 2011. Divergence in subduction zones and exhumation of high pressure rocks (Eocene Western Alps). Earth Planet Sci Lett, 310: 21–32

Malusà M G, Faccenna C, Baldwin S L, Fitzgerald P G, Rossetti F, Balestrieri M L, Danišík M, Ellero A, Ottria G, Piromallo C. 2015. Contrasting styles of (U)HP rock exhumation along the Cenozoic Adria-Europe plate boundary (Western Alps, Calabria, Corsica). Geochem Geophys Geosyst, 16: 1786–1824

Malusà M G, Anfinson O A, Dafov L N, Stockli D F. 2016. Tracking Adria indentation beneath the Alps by detrital zircon U-Pb geochronology: Implications for the Oligocene-Miocene dynamics of the Adriatic microplate. Geology, 44: 155–158

Malusà M G, Guillot S, Zhao L, Paul A, Solarino S, Dumont T, Schwartz S, Aubert C, Baccheschi P, Eva E, Lu Y, Lyu C, Pondrelli S, Salimbeni S, Sun W, Yuan H. 2021. The deep structure of the Alps based on the CIFALPS seismic experiment: A synthesis. Geochem Geophys Geosyst, 22: e2020GC009466

Manning C E. 2004. The chemistry of subduction-zone fluids. Earth Planet Sci Lett, 223: 1–16

Manning C E. 2018. Fluids of the Lower Crust: Deep is different. Annu Rev Earth Planet Sci, 46: 67–97

Ni H, Zhang L, Xiong X, Mao Z, Wang J. 2017. Supercritical fluids at subduction zones: Evidence, formation condition, and physico-chemical properties. Earth-Sci Rev, 167: 62–71

Nicolas A, Polino R, Hirn A, Nicolich R. 1990. ECORS-CROP traverse and deep structure of the western Alps: A synthesis. Mémoires de la Société géologique de France, 156: 15–27

Nouibat A, Stehly L, Paul A, Schwartz S, Bodin T, Dumont T, Rolland Y, Brossier R. 2022. Lithospheric transdimensional ambient-noise tomography of W-Europe: Implications for crustal-scale geometry of the W-Alps. Geophys J Int, 229: 862–879

Paffrath M, Friederich W, Schmid S M, Handy M R. 2021. Imaging structure and geometry of slabs in the greater Alpine area—A P-wave travel-time tomography using AlpArray Seismic Network data. Solid Earth, 12: 2671–2702

Paul A, Malusà M G, Solarino S, Salimbeni S, Eva E, Nouibat A, Pondrelli S, Aubert C, Dumont T, Guillot S, Schwartz S, Zhao L. 2022. Along-strike variations in the fossil subduction zone of the Western Alps revealed by the CIFALPS seismic experiments and their implications for exhumation of (ultra-) high-pressure rocks. Earth Planet Sci Lett, 598: 117843

Perrier G, Ruegg J C. 1973. Structure profonde du Massif Central Français. Ann Geophys, 29: 435–502

Pettke T, Diamond L W. 1997. Oligocene gold quartz veins at Brusson, NW Alps; Sr isotopes trace the source of ore-bearing fluid to ore a 10-km depth. Econ Geol, 92: 389–406

Rapp J F, Klemme S, Butler I B, Harley S L. 2010. Extremely high solubility of rutile in chloride and fluoride-bearing metamorphic fluids: An experimental investigation. Geology, 38: 323–326

Reynard B. 2013. Serpentine in active subduction zones. Lithos, 178: 171–185

Salimbeni S, Malusà M G, Zhao L, Guillot S, Pondrelli S, Margheriti L, Paul A, Solarino S, Aubert C, Dumont T, Schwartz S, Wang Q, Xu X, Zheng T, Zhu R. 2018. Active and fossil mantle flows in the Western Alpine region unravelled by seismic anisotropy analysis and high-resolution P wave tomography. Tectonophysics, 731-732: 35–47

Schneider F M, Yuan X, Schurr B, Mechie J, Sippl C, Haberland C, Minaev V, Oimahmadov I, Gadoev M, Radjabov N, Abdybachaev U, Orunbaev S, Negmatullaev S. 2013. Seismic imaging of subducting continental lower crust beneath the Pamir. Earth Planet Sci Lett, 375: 101–112

Shiranzaei G, Nasrabadi A, Sepahvand M R. 2021. Moho depth variations and V_P/V_S ratio in the Zagros (Iran) from teleseismic converted waves. J Seismol, 25: 671–682

Solarino S, Malusà M G, Eva E, Guillot S, Paul A, Schwartz S, Zhao L, Aubert C, Dumont T, Pondrelli S, Salimbeni S, Wang Q, Xu X, Zheng T, Zhu R. 2018. Mantle wedge exhumation beneath the Dora-Maira (U)HP dome unravelled by local earthquake tomography (Western Alps). Lithos, 296-299: 623–636

Spada M, Bianchi I, Kissling E, Agostinetti N P, Wiemer S. 2013. Combining controlled-source seismology and receiver function information to derive 3-D Moho topography for Italy. Geophys J Int, 194: 1050–1068

Stern R J. 2002. Subduction zones. Rev Geophys, 40: 1012

Sun W, Zhao L, Malusà M G, Guillot S, Fu L Y. 2019. 3-D Pn tomography reveals continental subduction at the boundaries of the Adriatic microplate in the absence of a precursor oceanic slab. Earth Planet Sci Lett, 510: 131–141

Talwani M, Worzel J L, Landisman M. 1959. Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. J Geophys Res, 64: 49–59

Tricart P, Schwartz S, Sue C, Lardeaux J M. 2004. Evidence of synextension tilting and doming during final exhumation from analysis of multistage faults (Queyras Schistes lustrés, Western Alps). J Struct Geol, 26: 1633–1645

Wang X, Kaus B J P, Yang J, Wang K, Li Y, Chen L, Zhao L. 2021. 3D geodynamic models for HP-UHP rock exhumation in opposite-dip double subduction-collision systems. J Geophys Res-Solid Earth, 126: e2021JB022326

Zahorec P, Papčo J, Pašteka R, Bielik M, Bonvalot S, Braitenberg C, Ebbing J, Gabriel G, Gosar A, Grand A, Götze H J, Hetényi G, Holzrichter N, Kissling E, Marti U, Meurers B, Mrlina J, Nogová E, Pastorutti A, Salaun C, Scarponi M, Sebera J, Seoane L, Skiba P, Szűcs E, Varga M. 2021. The first pan-Alpine surface-gravity database, a modern compilation that crosses frontiers. Earth Syst Sci Data, 13: 2165–2209

Zhao L, Wen L, Chen L, Zheng T. 2008. A two-dimensional hybrid method for modeling seismic wave propagation in anisotropic media. J Geophys Res, 113: B12307

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

Zhao L, Paul A, Malusà M G, Xu X, Zheng T, Solarino S, Guillot S, Schwartz S, Dumont T, Salimbeni S, Aubert C, Pondrelli S, Wang Q, Zhu R. 2016. Continuity of the Alpine slab unraveled by high-resolution P wave tomography. J Geophys Res-Solid Earth, 121: 8720–8737

Zhao L, Paul A, Solarino S, RESIF. 2018. Seismic network XT: CIFALPS-2 temporary experiment (China-Italy-France Alps seismic transect #2 [Data set]. RESIF - Réseau Sismologique et géodésique Français

Zhao L, Malusà M G, Yuan H, Paul A, Guillot S, Lu Y, Stehly L,

Solarino S, Eva E, Lu G, Bodin T, Zhao L, Malusà M G, Paul A, Guillot S, Solarino S, Eva E, Lu G, Paul A, Solarino S. 2020. Evidence for a serpentinized plate interface favouring continental subduction. Nat Commun, 11: 2171

Zheng T, He Y, Ding L, Jiang M, Ai Y, Mon C T, Hou G, Sein K, Thant M. 2020. Direct structural evidence of Indian continental subduction beneath Myanmar. Nat Commun, 11: 1944

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

Zheng Y F, Hermann J. 2014. Geochemistry of continental subduction-zone fluids. Earth Planet Space, 66: 93

Zheng Y F, Zhao Z F, Chen R X. 2019. Ultrahigh-pressure metamorphic rocks in the Dabie-Sulu orogenic belt: Compositional inheritance and metamorphic modification. Geol Soc Lond Spec Publ, 474: 89–132

Zhu L, Kanamori H. 2000. Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions. J Geophys Res, 105: 2969–2980

(责任编委: 郑勇)