



地震背景噪声中的体波信号提取：机遇与挑战

谢锦赞^{1,2}, 罗银河^{1,3*}, 杨英杰⁴, 储日升², 谢亚男^{1,3}, 赵凯锋¹, 杨小舟¹, 钟守睿¹

1. 中国地质大学(武汉)地球物理与空间信息学院, 地球内部多尺度成像湖北省重点实验室, 武汉 430074

2. 中国科学院精密测量科学与技术创新研究院精密大地测量与定位全国重点实验室, 武汉 430077

3. 中国地质大学(武汉)地质过程与成矿预测全国重点实验室, 武汉 430074

4. 南方科技大学地球与空间科学系, 深圳 518055

* 通讯作者, E-mail: luoyinhe@cug.edu.cn

2025-07-22收稿, 2025-12-08修回, 2026-01-20接受, 2026-02-05网络版发表

国家重点研发计划项目(2024YFF0807300)、国家自然科学基金项目(42304067、42304057、42325401、42488301)、精密大地测量与定位全国重点实验室开放基金项目(SKLP2025-4-1)和中国地质大学(武汉)地质过程与成矿预测全国重点实验室开放基金项目(GPMR202511)资助

摘要 地震背景噪声技术是二十一世纪以来地震学领域最为重要的突破性进展之一, 其通过对噪声波场进行相关处理, 以获得台站间的经验格林函数信息。该技术有效克服了传统地震成像中地震震源分布不均和震源机制不确定所带来的误差, 利于进行地壳上地幔的高精度成像。由于互相关函数中的主要成分是面波, 多数研究者主要利用噪声互相关函数中的面波信号进行噪声成像研究。近年来, 随着密集台阵的广泛布设和数据处理技术的进步, 从背景噪声中提取体波信号逐渐成为新的研究热点。相较于面波信号, 体波信号穿透更深, 能够对深部结构进行采样, 并且其与传统面波信号的敏感性差异也有助于实现深浅结构的互补约束。本文梳理了近二十年来噪声体波观测研究和方法技术的主要进展, 以区域尺度体波震相为例探讨了噪声源分布对于体波信号恢复的影响, 对噪声互相关函数中有别于理论格林函数的交叉项信号进行了评述, 并对噪声体波技术的发展前景进行了展望, 旨在进一步推动噪声成像技术的发展, 拓展其在内部结构成像中的应用潜力。

关键词 地震背景噪声, 经验格林函数, 体波, 密集台阵, 地球深部成像

1 引言

背景噪声技术的发展极大地丰富了地球内部结构探测的手段。通过对两个台站记录到的连续波形数据进行互相关计算, 研究者可以得到两个台站间的经验格林函数, 并提取地震波的旅行时信息。Lobkis和Weaver(2001)最早从理论上证明了利用互相关手段提取两个点间格林函数信息的可靠性。至2003年, Campillo和Paul(2003)将这一理论应用于地震学领域, 成功从尾波互相关函数中识别出具有瑞雷面波和勒夫面波极化特征及相应群速度特征的信号。随后, Shapiro和Campillo(2004)进一步将该方法应用于地震连续波形数据, 获得了台站间的面波格林函数。Shapiro等(2005)基于美国加利福尼亚州区域台

网记录的连续波形数据, 获取了瑞雷面波群速度信息并进行了层析成像尝试, 正式开启了背景噪声面波成像技术迅速发展和广泛应用的新阶段。基于台站记录的水平分量地震连续波形数据, Lin等(2008)进一步提取出了勒夫面波信号。利用瑞雷面波对SV速度结构敏感、勒夫面波对SH速度结构敏感的特点, 噪声面波成像技术被用于岩石圈径向各向异性的结构研究, 为岩石圈形变研究提供了更丰富的地震学证据(Moschetti等, 2010)。

当前, 噪声技术已经可以提取从数十赫兹(Li等, 2016; Luo等, 2018)至数百秒(Nishida等, 2009; Yang, 2014; Haned等, 2016)的面波信号并约束浅地表数百米尺度至地表以下数百公里尺度的横波速度结构, 为岩石圈结构与动力学演化(Fang等, 2010; Zheng等, 2011;

中文引用格式: 谢锦赞, 罗银河, 杨英杰, 储日升, 谢亚男, 赵凯锋, 杨小舟, 钟守睿. 2026. 地震背景噪声中的体波信号提取: 机遇与挑战. 中国科学: 地球科学, 56(3): 887–902, doi: [10.1360/SSTe-2025-0221](https://doi.org/10.1360/SSTe-2025-0221)

英文引用格式: Xie J, Luo Y, Yang Y, Chu R, Xie Y, Zhao K, Yang X, Zhong S. 2026. Extracting body-wave signals from seismic ambient noise: Opportunities and challenges. Science China Earth Sciences, 69(3): 862–875, <https://doi.org/10.1007/s11430-025-1849-y>

Li等, 2016; Guo等, 2016; Spica等, 2017; Nimiya等, 2023; Hao等, 2024; Wu等, 2024; Xu等, 2024)、地质与资源勘查(Luo等, 2018; Cheng等, 2023; Zheng等, 2023; Bai等, 2025)等提供了高效、便捷、经济且环保的成像技术手段。

理论上, 通过噪声记录互相关的方式, 包含体波在内的完整格林函数可以被恢复。早在2005年, Roux等就成功地从噪声互相关函数中观测到了直达P波信号, 证实了噪声数据提取体波信号的可行性。随着密集台阵的广泛布设和数据处理技术的进步, 多个不同尺度的研究都观测到了丰富的体波信号(例如, Draganov等, 2007; Zhan等, 2010; Poli等, 2012a; Nishida, 2013; Lin等, 2013)。由于体波有着与面波不同的传播路径, 其携带的速度信息可以与面波信号进行互补, 进而约束更深部更细节的结构。同时相比于天然地震成像, 噪声成像中每个台站都可以视为虚源, 其空间位置和深度信息已知, 因而可以有效避免虚源位置不确定带来的影响。均匀分布的台站也可以克服天然地震分布不均的劣势, 使空间上的射线覆盖更为均匀, 利于高分辨率成像技术的实施(Lin等, 2009)。这些优势使得噪声体波成像技术逐渐成为了近年来的研究热点, 并在多项深部精细结构探测与成像研究中发挥了关键作用(例如, Poli等, 2012a; Tkalčić和Pham, 2018; Feng等, 2021)。

然而整体上, 噪声互相关函数中的体波信号能量弱, 信噪比低, 其提取与实际应用远滞后于面波信号。实际观测中还面临噪声源空间分布不均匀的问题(Juretzek和Hadziioannou, 2017; Lu等, 2021), 进一步增加了体波信号观测的难度。此外, 由于体波传播路径较为复杂, 噪声互相关函数中的体波震相往往表现出与格林函数不一致的特征(Tkalčić等, 2020), 这为信号的识别与有效应用带来了更大的挑战。

本文主要对体波信号的提取与应用进行综合评述。鉴于传统噪声面波成像聚焦于岩石圈尺度结构, 本文概括了噪声体波信号的研究现状(第二节), 总结了体波信号提取与噪声源分布之间的关系(第三节), 归纳了一些噪声体波信号提取的方法技术(第四节), 展示互相关函数中交叉项体波信号及其应用方法(第五节), 并对体波信号的发展前景进行了展望(第六节)。要注意的是, 自相关可以视为是互相关的一种特殊形式(虚源台站和接收台站位置重合), 因此本文主要从互相关的角度展开评述。

2 体波信号的观测

体波信号能量弱, 衰减快, 为了能够识别并提取体

波震相, 使用小台站间距的台阵数据有助于通过震相的连续性判断和识别弱信号。早期的体波信号观测主要聚焦于局部尺度(数公里尺度)。Roux等(2005)利用台间距较小(0–10 km)的台阵进行噪声互相关处理并使用了较高的滤波频段(0.1–1.3 Hz), 首次成功地观测到了互相关函数中包含的P波信号。除了利于信号的识别, 密集台阵的海量观测数据也有助于空间叠加等方法的应用, 从而压制台站本地的噪声干扰, 并进一步提升体波震相信噪比。Nakata等(2015)利用加利福尼亚Long Beach的高密度区域台阵获得了直达和折射P波信号(图1), 并利用体波层析成像获得了浅层高分辨率P波速度结构。为了增强相干体波的能量, Nakata等(2015)使用单个互相关函数与叠加后互相关函数的相似性作为依据对数据进行了筛选。

体波反射信号的发现则要晚于体波直达/折射信号。Draganov等(2007, 2009)在利比亚利用11小时高频连续波形数据获得了浅层P波反射信号, 通过与主动源记录对比, 识别出了部分明显的反射震相。这些基于噪声数据提取的体波信号可以帮助研究者获得沉积层基底的深度信息(Ruigrok等, 2012; Romero和Schimmel, 2018), 并获得浅层的各向异性信息(Tonegawa等, 2013)。当然, 区域噪声源非完美分布也常常引起虚假的反射信号, 甄别这些震相通常并不容易(Xu等, 2012)。

随着区域密集台阵的广泛布设, 观测岩石圈尺度的体波信号也成为了可能。Zhan等(2010)利用南非和加拿大位于克拉通内部的密集台站记录的连续波形数据成功地提取到了来自Moho的S波反射信号及其多次波信号。同时其研究表明, 不均匀的噪声源的分布例如采矿活动和风-地形相互作用产生的能量会在面波信号前引起前驱的信号, 从而干扰和掩盖相对较弱的体波信号。由于界面上下的速度梯度越大, 反射波的能量越强, 因此在克拉通地区更容易在噪声互相关数据中观测到Moho反射体波信号。例如Poli等(2012b)使用芬兰北部42个宽频带三分量台站记录的波形数据识别出了Moho面的高频(0.5–2 Hz)体波反射信号。他们使用已知的模型模拟了该地区的理论地震记录, 波形对比显示噪声互相关得到的波形信号与理论合成图吻合。同时极化分析也确认了这些信号属于体波信号。Xie等(2024a)对多个区域的密集台阵互相关函数进行了对比分析, 在互相关函数中观察到了丰富的体波震相(图2), 并对噪声源分布对体波信号恢复的影响进行了系统研究。而在稍低的频段(0.1–0.5 Hz), Poli等(2012a)通过偏移叠加区域内的互相关信号成功提取了地幔转换带的反射信号并获得了该区域的地幔转换带速度结构。采用相同的思路, Feng等(2017)使用空间叠加获得了华北地区的地幔过渡带的反射P波信号, 并进

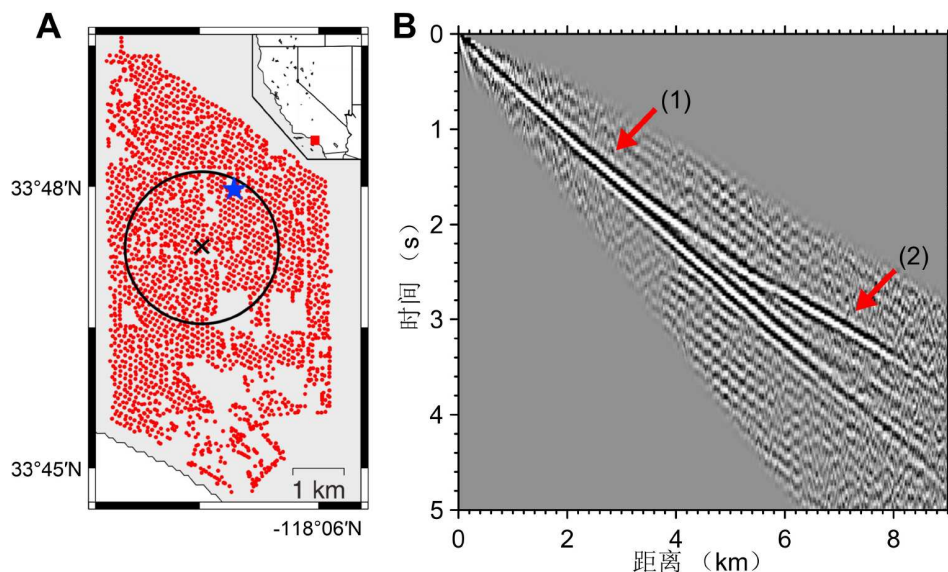


图1 Long Beach的密集台阵的互相关波形。(A)为台站分布，蓝色五角星为虚源台站位置；(B)互相关波形，其中信号(1)为直达波，信号(2)为折射波。修改自Nakata等(2015)

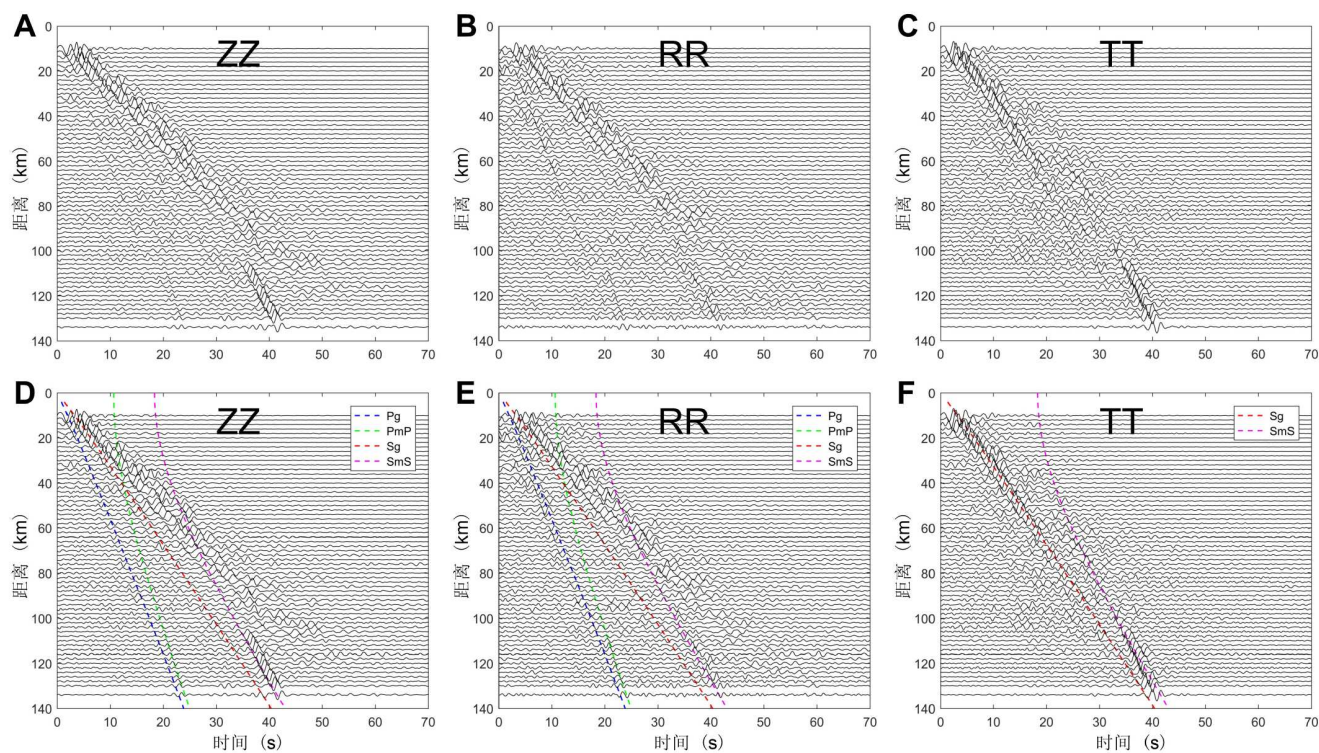


图2 华北克拉通三分量波形，下图的虚线为根据区域平均Crust1.0模型计算得到的体波震相走时。数据台站分布见Xie等(2024a)

行了该区域的地幔过渡带结构横向变化研究。在此基础上，Feng等(2021)又通过结合矿物物理模拟和波形正演约束了地幔间断面附近的矿物组成。凭借着良好的横向分辨率优势，地震背景噪声技术已成为地幔转换带及地幔散射体探测的重要利器(例如，Zhang等，2020；Zhang

等，2025；Chen等，2025)。

在全球尺度上，研究者关注的频带范围更低，体波的波长也更长。地球内部介质对于这些长波长信号而言更接近于一维层状模型，这使得诸如空间叠加等方法能够取得显著效果(图3，图4)，在该尺度下观测到的体波

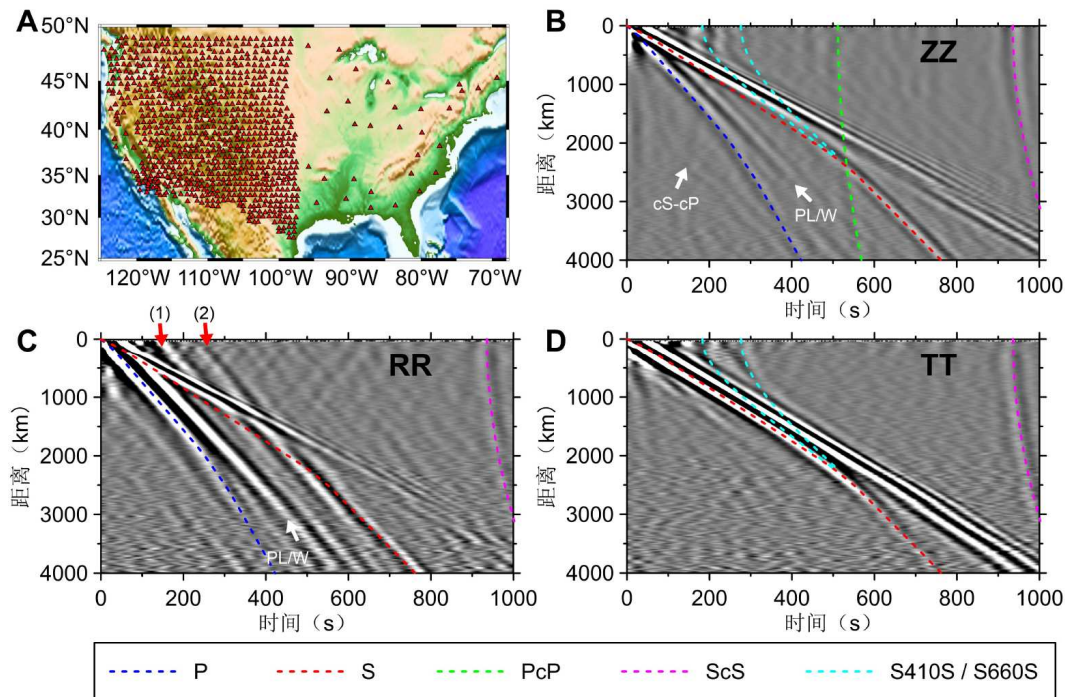


图3 美国西部噪声互相关空间叠加后的波形。(A)为台站分布, (B-D)分别是ZZ、RR和TT分量的互相关。虚线为部分震相的理论到时。RR互相关中的红色箭头指示的信号(1)是与PL/W波有关的交叉项(见本文第5节), 信号(2)是与下地幔直达S波与S410SS或S660SS有关的交叉项。注意ZZ分量中ScS的旅行时与RR和TT分量中的ScS不同。互相关数据来自Xie等(2023)

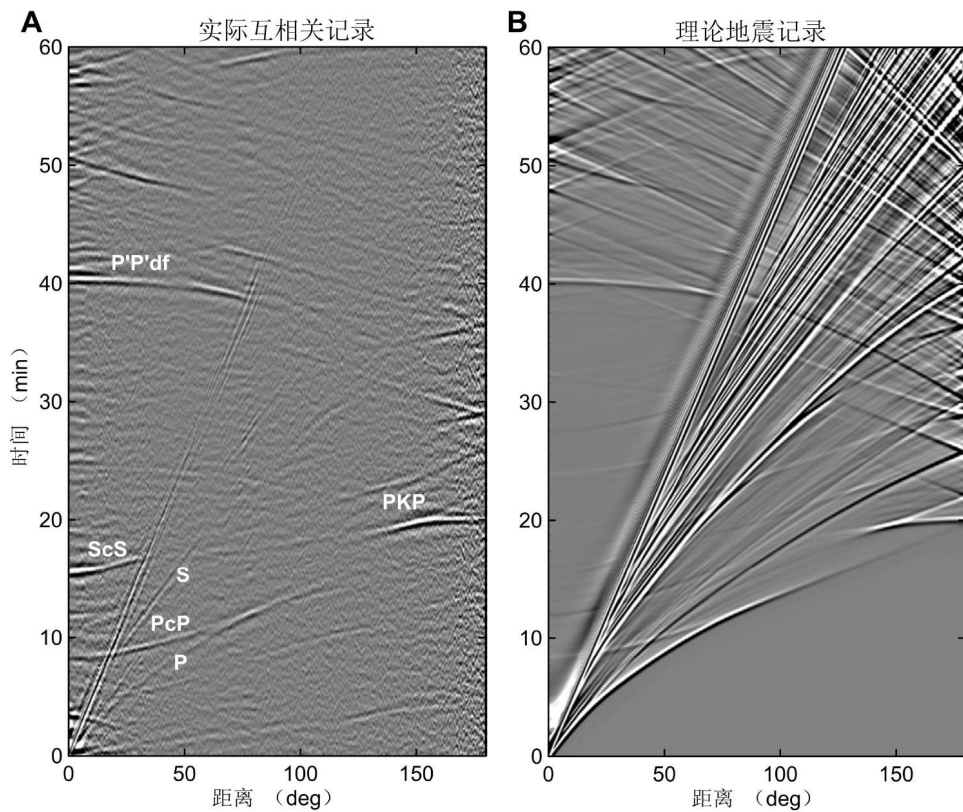


图4 全球尺度的体波震相。(A)为实际数据高地震活动性时间段的连续波形数据互相关; (B)为合成的理论地震记录, 注意互相关函数中可以观测到ScS信号(数据来自Boué等, 2014a)

信号主要涉及核幔边界和地核相关的深部震相(Nishida, 2013; Lin等, 2013; Lin和Tsai, 2013; Boué等, 2013, 2014a; Poli等, 2015; Wang等, 2015; Huang等, 2015)。

需注意的是近期研究表明, 在长周期部分(>15 s), 噪声中的体波能量主要来源于地震尾波(Tkalčić等, 2020)。因此, 全球尺度的地震背景噪声体波信号恢复主要依赖于对地震尾波の利用。尽管地震背景噪声技术与地震尾波互相关技术在数据处理流程上类似, 但后者所得到的信号主要由在地球内部多次回荡的体波波场贡献, 导致其互相关记录中的体波震相可能由大量体波交叉项构成, 而非重构的体波震相。因此, 对上述信号进行解译时需要慎重选择数据(Sens-Schönfelder等, 2015; Tkalčić等, 2020), 并充分考虑互相关运算本身带来的影响。

通过对地震尾波互相关函数的分析, 研究人员揭示了地球内核更多的精细结构特征, 例如其强烈的各向异性及分层结构(Wang等, 2015; Wang和Song, 2018)。该技术在探测内核剪切波属性方面也展现出独特优势。传统地震学直接观测PKJKP震相较为困难, Tkalčić和Pham (2018)另辟蹊径, 在地震尾波互相关函数中发现了PKJKP敏感的信号, 其结果表明内核的剪切波速相较于PREM模型值偏低2.5%, 为研究地球内核的物质构成提供了新的地震学约束。

3 噪声源与体波恢复

在噪声源均匀分布的情况下, 两个台站记录到的连续波形数据的互相关函数 $C_{AB}(t)$ 与两个台站间的经验格林函数 $G(t)$ 可以表达成如下公式(Lobkis和Weaver, 2001):

$$\frac{dC_{AB}(t)}{dt} = -G_{AB}(t) + G_{BA}(-t) \quad (1)$$

实际数据中, 噪声源的空间分布并不完美。研究表明(Snieder, 2004), 空间上对格林函数信号恢复有贡献的噪声源主要分布于稳相区, 因而在实际应用中只需要噪声源在信号对应的稳相区内完美分布。图5展示了噪声互相关函数中体波信号和面波信号的稳相区。面波信号的稳相区为平面空间中以台站为焦点、向远处无线延伸的双曲线内的区域, 而体波信号的稳相区是三维的类似羊角的区域。考虑到实际情况下噪声源主要分布于地球近地表(例如, Longuet-Higgins, 1950; Campillo和Paul, 2003; Gualtieri等, 2013), 体波信号的实际有效稳相区的范围要远小于同周期的面波信号稳相区。因此相比于面波信号, 体波信号的恢复对噪声源的分布要求更为苛刻, 其不仅有源在方位角上有限制, 也有距离分布上的要求。这一特性使得噪声源的分布条件成为了制约体波

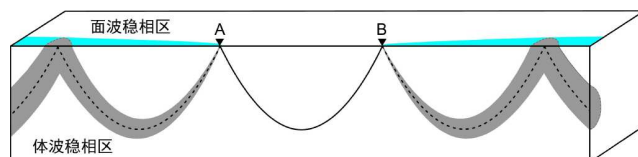


图5 体波与面波的稳相区示意图。灰色为体波信号的稳相区, 天蓝色为面波信号稳相区

信号观测提取的最重要因素。当噪声源分布于稳相区外侧时, 其极易在互相关函数中形成虚假的前驱信号(Wang等, 2018)。

Xie等(2024a)以壳幔尺度的体波震相为例, 开展了噪声体波信号的恢复测试, 其结果表明S波性质的超临界反射信号是最易恢复的体波震相。因为当S波在界面处的人射角大于临界角时, S超临界反射可以反射所有的能量。相比之下, P波信号即使入射角大于临界角时, 仍然会有部分能量转化成S波泄露至界面下方地层中。因此, S波可以以广角反射的形式在地层内传播较远的距离, 而P波则会在多次反射的过程中因转换成S波而导致能量的快速衰减。这一特性使得S广角反射可以由较远距离的噪声源贡献, 并可以在远离噪声源区(如近海岸区域)的互相关函数中被广泛观测到, 使得SmS信号成为了岩石圈尺度中最具应用前景的体波震相(Xie等, 2024b)。

相比之下, P波信号的恢复主要贡献自近距离的源。在0.5–10 s的周期范围内, 海浪或水体与固体地球的相互作用被认为是短周期噪声的主要来源(Longuet-Higgins, 1950; Webb和Cox, 1986), 因此在靠近海岸线的区域, P波信号的观测并不困难(Roux等, 2005; Wei和Shen, 2022)。而在更高的频段, 人文噪声(例如, 火车、汽车等)同样能够激发体波信号, 并贡献于P波信号重构(Nakata等, 2015; Sheng等, 2022, 2024)。

图6和图7分别是参考Xie等(2024a)的方法使用垂向力源和水平力源模拟的噪声互相关函数。不同于Xie等(2024a)的模拟中使用面波振幅的相对值作为限幅阈值, 本文的模拟使用了震源处最大速度记录的2%作为面波振幅限幅的阈值。这一数值的阈值既可以削弱面波信号, 又可以保证体波信号的振幅不受影响。在合成实验中, 不进行上述限幅可能会导致体波信号无法被恢复, 因为理论地震记录中的面波成分太强, 其与体波信号的能量差异会在互相关运算中被进一步放大, 导致互相关函数中的体波信号被完全淹没掉。而实际噪声互相关数据中, 高频面波通常会因为散射、吸收衰减等原因导致其在噪声连续波形数据中的含量有限。在一些特定的区域(例如近地表散射严重的区域), 短周期面波信号甚至无法在噪

声互相关函数中被恢复(Xie等, 2024b)。

通过对比图6和图7, 不难发现垂向力源更利于S波信号的恢复, 而水平向力源更利于P波信号的恢复。特别是在这两个不同力源的实验中, P信号在RR分量中的振幅更强(图6和图7)。Xie等(2024a)展示多个地区的实际数据波形以及Polli等(2012b)年基于芬兰数据的波形同样显示了这一现象。

值得注意的是RR互相关中会观测到明显的与P波相关的导波(图7D中的PL)。这一现象同样出现在更大的尺度上, 例如图3展示40–100 s的美国西部空间叠加后的噪声互相关函数。图3C中可以观测到明显的慢于直达P波的信号, 其可能是在上地幔内传播的一种导波(Furumura和Kennett, 2018)。这一信号的出现意味着我们可能需要慎重地使用那些从噪声数据中提取的直达P波, 因为当台站间距较小时, 所谓的P波信号可能是包含了此类导波模式的混合体。在小尺度上, Nakata等(2015)和Castellanos等(2020)也观测到了此类信号。当然使用台阵法的方式可以有效使用这类信号的速度信息并将其应用于P波速度结构的约束(Li等, 2022), 但如何克服台阵法横向分辨率不足的缺点仍有待进一步研究。

另一个值得关注的现象是在40–100 s周期段, RR分量中的PL/W波的振幅要大于Rayleigh面波, 这意味着在这一周期段, 水平分量的噪声数据中可能包含了相当可

观的体波能量。在图6和图7的对比实验中, 我们可以看到水平力源更容易在互相关函数中产生此类导波。一个合理的解释是地壳和上地幔中的地震事件的应力在水平上的投影可能贡献了部分此类性质的P波能量。除此之外, 特定震中距的S波也可以转换成此类导波(Nishida, 2013), 因为当S波的入射角适当时, 其会在自由表面将大部分能量转换成P波, 其中最具代表性的例子是地震SsPmp震相的形成过程(例如, Yu等, 2012, 2013)。在图3C中, 我们能观测到类似的震相, 其中S波走时曲线2500–4000 km的区域可以观测到一个速度略高于S波的震相(图3C), 其信号不同于ZZ互相关(图3B)中的S波, 且其速度与PL/W一致, 应为S波转换成PL/W的S-PL/W震相。由于这一转换震相要求的S波射线慢度刚好与地幔转换带的广角反射慢度一致, 地幔转换带的存在反射了大量的S波能量, 一定程度上促进了此类PL/W震相的形成。

这一例子说明了结构因素同样是影响体波信号的关键。在实际环境中, 噪声源的分布极不均匀, 对于特定区域的阵列, 这些噪声波场的慢度可能无法满足特定震相的恢复, 但结构性的因素可能改变波的入射方向。例如Xie等(2026)分析了华北地区的一个线性阵列的SmS信号, 发现其信号强度与地壳厚度变化、地形起伏等存在空间上的相关性。在水平层状介质的前提下, 超临界的SmS信号易恢复的关键是其可以在莫霍面上发生全反射,

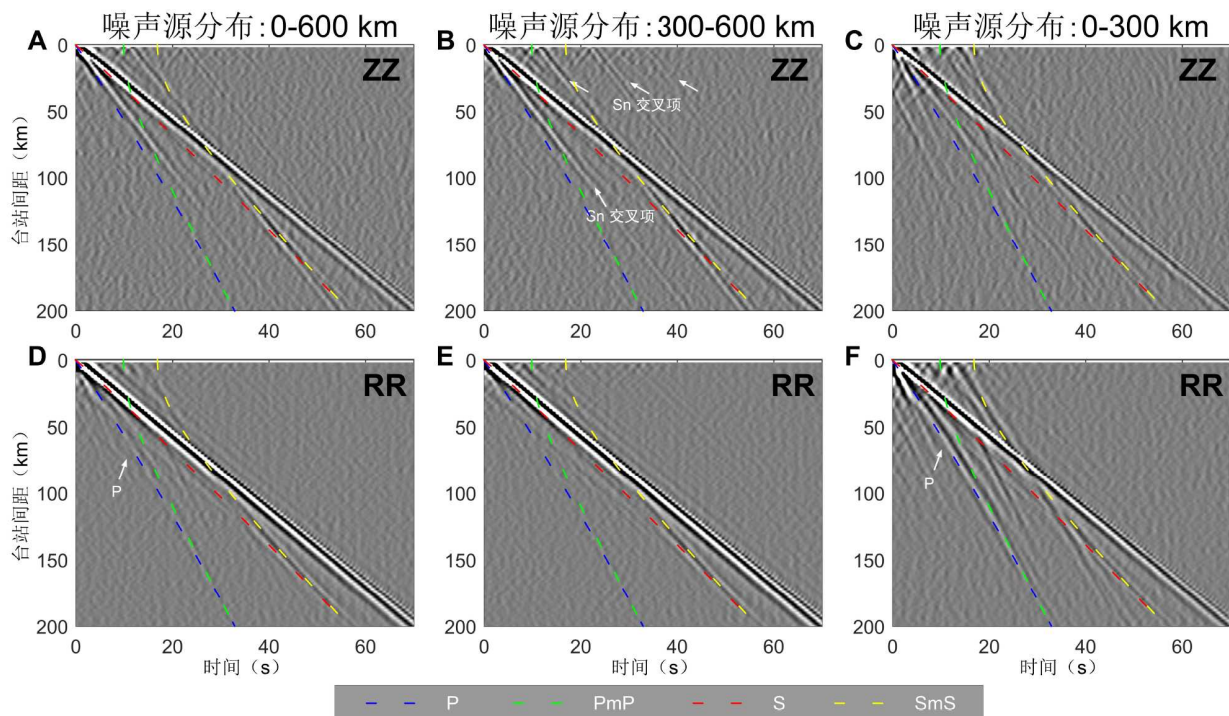


图6 基于垂向力源的地震波场合成的噪声数据互相关函数。(A–C)分别是噪声源分布于0–600 km, 300–600 km和0–300 km的ZZ分量互相关; 类似的, (D–F)是RR分量互相关

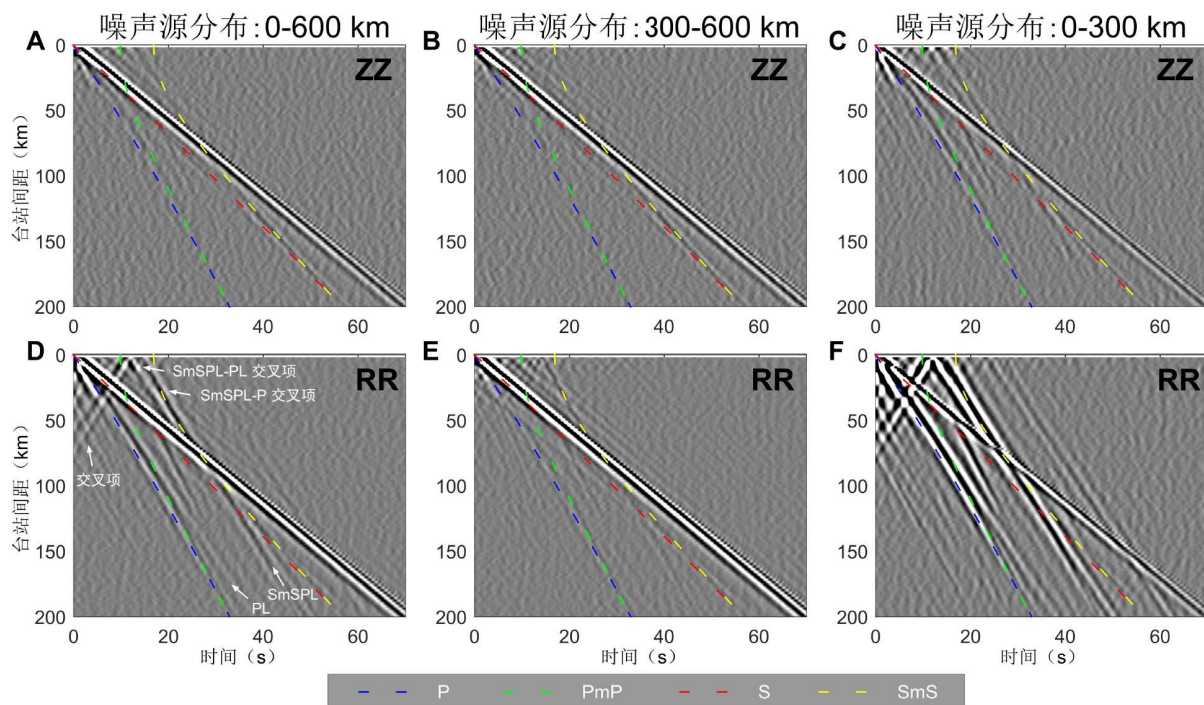


图7 与图6类似但为水平力源的地震波场合成的噪声数据计算的互相关函数

当射线参数稍大时,入射角要小于临界角,因而即使信号进入地壳,其也会在后续的反射中携带大部分能量再次进入地幔,能够保留在地壳中多次反射并贡献于SmS信号恢复的成分相对有限。然而当存在倾斜莫霍面时,倾斜的界面会改变入射波场的角度,使其入射角大于临界角,从而形成困于地壳内部并贡献于广角反射SmS信号的恢复(Wang和Klemperer, 2025)。除了倾斜莫霍面的影响,地表起伏同样会产生类似的效果。考虑到地表起伏通常与莫霍面的起伏常具备一定的相关性,两者可能会共同作用于入射波场传播方向的改变,两者的叠加效应也更容易改变上行的入射波场的射线参数。除此之外,地表的非均质速度异常体也会影响波的传播路径,例如倾斜的沉积层界面可以起到与倾斜莫霍面类似的效果。

4 噪声体波信号提取的常见方法

体波信号的恢复对噪声源的分布要求较为苛刻,其能量弱,信噪比较低。为了更好地观测此类信号,研究者通常会进行一些额外的数据处理,以提升其在互相关函数中的相干性。

4.1 空间叠加

空间叠加的一个重要假设是一维层状均匀介质,因此不同方位角不同路径但台站间距近似的互相关函数中的信号旅行时可以视为近似相等的。在这一方法技术中,

较为重要的参数是空间叠加的单元宽度 d_0 。将台站间距为 $d-d_0/2$ 至 $d+d_0/2$ 范围内的互相关函数进行叠加或求平均,即可获得台站间距为 d 的空间叠加记录(图8)。由于在实际数据应用中,不同bin的范围内的互相关数量可能是不相同的,因此可以选择求平均的方式以均衡不同bin中互相关数量不同引起的振幅差异。

至于 d_0 的选择则是基于信号速度与相干性的一个综合考虑。为了保证信号的叠加是相长的, d_0 的选择应保证 $d_0/v < T/2$,其中 v 为信号相速度, T 为信号的周期。由于体波的相速度一般大于面波信号相速度,在相同的周期下,体波的 d_0 要大于面波信号的 d_0 。选择合适的 d_0 甚至可以让体波呈现相长叠加,让面波相消叠加,进而起到提升体波信噪比、压制面波信号的作用。在实际数据中,地表的结构相较于深部结构更具非均一性,因此在短周期部分(0.5–5 s),沿着地表传播的面波会因为较大的速度差异而在空间叠加的过程中干涉相消,而体波信号主要路径位于相对均匀的深部,其旅行时差异较小,更利于在空间叠加中凸显(Xie等, 2024a)。当然,适当地对信号进行时移矫正有助于减少空间位置差异带来的影响,并进一步提升目标信号的相干性。例如Poli等(2012a)和Feng等(2017, 2021)就使用偏移叠加对信号的路径差异进行了校正从而进一步提升弱信号信噪比。

双聚束分析(Double Beamforming)是一种特殊形式的空间叠加,相比于传统空间叠加,双聚束分析假设每个

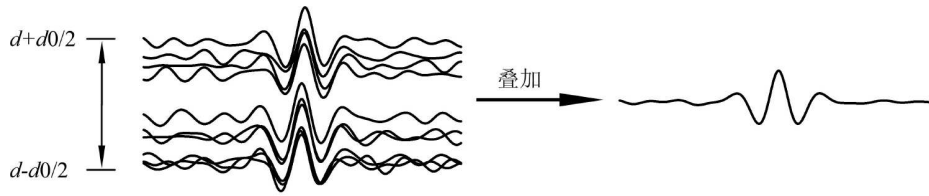


图8 空间叠加示意图

子阵列内部是一维层状介质, 因此其空间分辨能力进一步提高(Boué等, 2014b; Nakata等, 2016)。如图9所示, 该方法的核心思想是通过对于位于两个子阵列A和B之间的多个相似的互相关函数进行叠加, 以增强两个子阵列中心台站之间互相关函数中微弱信号。其流程是基于平面波入射假设, 对子阵列进行速度扫描, 获得所需信号的人射方位角与水平慢度, 然后矫正掉相对于中心台站的传播路径差异引起的旅行时差, 并进行信号的叠加。

4.2 极化分离

由于体波和面波有着不同的极化方式, 利用其极化性质的差异就可以对其进行分离(图10)。Takagi等(2014)利用日本东北Tono台阵的数据, 在各向同性介质的假设下, 通过背景噪声互相关张量的交叉项分离了体波和面波。该方法是基于P波和瑞利波的极化差异来实现的: Rayleigh面波在ZR和RZ的互相关函数中具有相反的极性, 而P波则具有相同的极性, 通过对ZR和RZ互相关函数的求和与求差即可以压制瑞雷面波或P波信号。要注意的是, 在大尺度的背景下, 台站本地的介质差异可能会造成面波椭圆极化的差异, 因而削弱此类方法的效果。同时, 该方法的应用基础是互相关函数中包含足够强的体波信号。

4.3 连续波形数据的选择

噪声源的分布特征直接影响体波信号的恢复与提取效果, 因此在数据采集阶段依据体波噪声源的分析结果合理布设观测系统至关重要。研究表明, 近海岸是噪声体波能量的主要来源。Zhang等(2009)在0.6–2 Hz频段内观测到大量源自海洋的P波能量, 并通过与不同时间海洋上的海风信息对比, 发现其与海上风速紧密相关, 进而推断该类高频P波由海风激发。Poppeliers和Mallinson(2015)分析了地震能量谱与近岸海浪之间的相关性, 发现随着海浪的升高, 冲浪带形成更大的破碎波, 波浪产生的地震能量谱密度中能量峰值向低频移动。噪声体波能量与海浪的高度和周期的相关性表明, 在近海岸区域可有效利用海洋活动产生的高频体波信号对浅层结构进

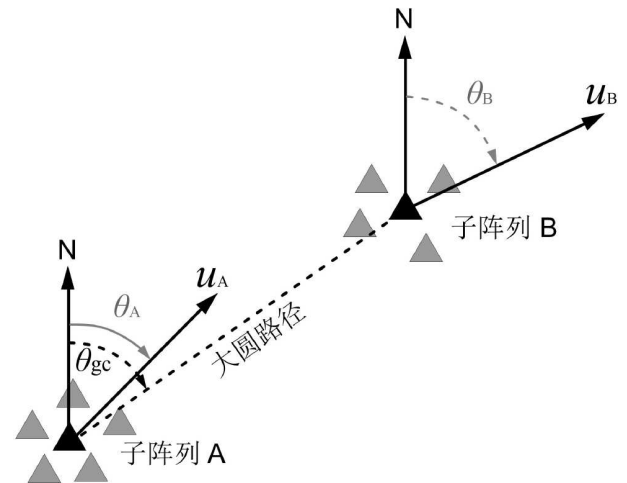


图9 双聚束分析使用的子阵列示意图。 u_A 和 u_B 分别为子阵列A和子阵列B处信号的水平慢度, θ_A 和 θ_B 分别是子阵列A和子阵列B处信号的出射方位角与入射方位角, 虚线表示了子阵列中心台站间的大圆路径, θ_{gc} 表示该大圆路径的方位角

行研究。类似的, 湖泊中的浪涌同样是短周期微震能量的潜在来源。Xu等(2017)在大奴湖、安大略湖、黄石湖、滇池、抚仙湖和洱海六个面积跨两个数量级(210–27000平方公里)的湖泊中, 均识别出由湖浪作用产生的微震信号, 表明湖泊作为噪声成像微震源具有普遍适应性。在远离海岸的内陆地区, 此类湖泊产生的微震能量可为浅层结构探测提供重要补充。

由于体波在传播中不易弥散, 有针对性地布设观测系统将有助于特定震相的提取。如前文所述, 当目标研究区存在潜在噪声源时, 可充分利用其时间分布不均的特性。需注意的是, 噪声互相关信号的构建不仅取决于有效源的能量强度, 更依赖于有效源与无效源之间的能量比。因此, 在体波研究中尤其是涉及振幅信息的应用中需开展时变分析, 而非简单沿用噪声面波技术中常用的整体叠加策略, 后者可能因叠加无效时段而降低信噪比, 合理选取时段数据将显著提升信号质量与应用效果。典型例子如地震体波波尾包含大量体波能量, 使得其自相关函数主要为体波成分。该类信号频率较高, 适用于

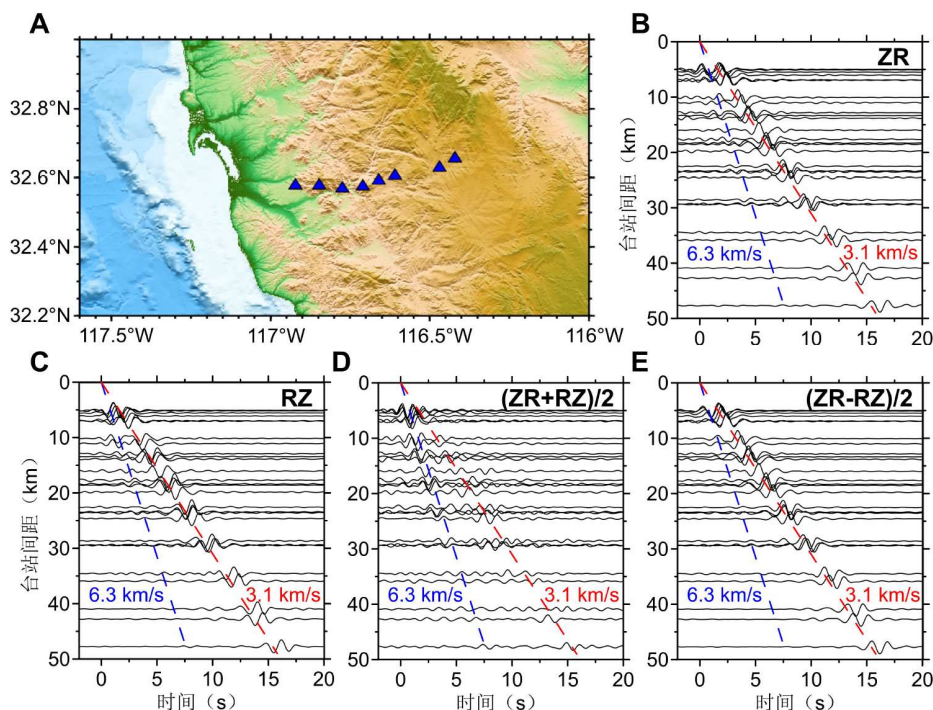


图10 位于南加州的XD台阵的互相关函数波形。(A)为选取的该阵列靠近海岸的8个台站,由于邻近噪声源,其互相关更容易观测到P波信号。(B-E)不同分量的互相关波形,这些波形分别根据自身的rms值进行了归一。蓝色和红色分别对应速度6.3 km/s和3.1 km/s的时距线。可以看到(D)中对应P波速度的震相在经过ZR和RZ的叠加后有一定提升

约束浅部精细结构。目前该技术已广泛应用于远震事件进行沉积层(Viens等, 2022)、冰盖(Pham和Tkalčić, 2018)、莫霍面(Pham和Tkalčić, 2017; Delph等, 2019; Verellen等, 2020)、岩石圈内部不连续面(Mid-Lithosphere Discontinuity, MLD)和岩石圈-软流圈边界(Lithosphere-Asthenosphere Boundary, LAB)(Sun和Kennett, 2017; Sun等, 2018)等界面成像,并进一步推广至近震或区域地震,开展浅部的高分辨率界面成像研究(Kim等, 2019)。相较于噪声面波成像,该类方法依赖特定方位地震事件的人射波场,因此需依据入射波场的慢度进行矫正以获取界面的准确深度信息。

而研究表明,长周期部分的体波能量主要由地震事件贡献(Boué等, 2014a; Wang和Tkalčić, 2020),长周期体波波场不如短周期部分的信号弥散,因此在进行长周期体波信号提取时,数据的选择尤为重要(Tkalčić等, 2020)。Wang和Tkalčić(2020)的研究表明,由于晚期地震尾波中的交叉项比早期地震尾波中的交叉项表现出更小的时间变化,因此能够在互相关信号的构建过程中通过相长干涉形成稳定而显著的信号特征。此外,尾波互相关函数中的体波震相主要贡献自稳相区内地震事件,且地震的震源机制也会影响体波震相的恢复。通过在数据预处理阶段对事件和接收器对施加约束,可有效抑制基

于射线理论预测所产生的时间误差,更好地实现对结构的探测。

5 交叉项型体波信号及其应用

5.1 交叉项信号形成机制

传统上,我们希望提取的体波信号是类似于直达、反射等可以在格林函数中找到对应震相的信号。尽管经验格林函数中信号的振幅和相位会因为噪声源的分布状况发生畸变,但经过适当地矫正,这些信号仍然可以用于特定震相旅行时信息的准确提取(例如, Yao等, 2006; Tsai, 2009; Xie等, 2023)。然而互相关的本质是提取相干成分之间的旅行时差,同一源产生的相同或不同震相同样会因为其相干性而在互相关函数中形成交叉项信号(例如, Pham等, 2018)。本文在这里称其为交叉项型体波。

垂向分量的互相关函数中常见的3–10 s周期范围内的前驱波信号是一种典型的交叉项型体波信号(图11)。2008年, Gerstoft等(2008)发现,通过对大型台阵接收到的波形数据进行聚束分析可以观测到此类信号明显的方位-慢度分布特征。这些信号的慢度与远震P、PP以及PKP震相的慢度类似。由于此类信号从地球内部穿过,

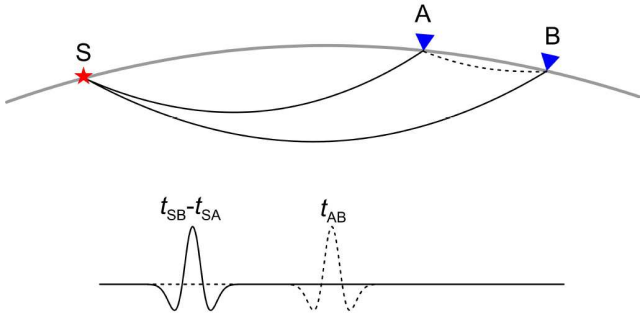


图11 前驱波的形成原理。典型的体波信号的旅行时应为虚源台站A到接收台站B的旅行时,但当远距离存在强噪声源时,台站A和台站B均会接收到源S产生的相干能量,并在其互相关函数中形成前驱的体波信号,其旅行时反映了波从源处到两个台站的旅行时差

其受地表散射体的影响较小,即使在大陆内部的台站也可以记录此类信号的强烈能量(例如, Sheen和Shin, 2016; Liu等, 2020)。

在全球尺度的体波震相研究中,这类交叉项型的体波更为常见,例如图4A中的ScS信号就可以归类为此信号。对比图3B–D中的波形不难发现,ZZ分量中的ScS震相其实与ScS的旅行时存在较大的差异。理论垂向地震记录中的ScS在震中距接近0时是不发育的,因为其极化方向是水平的。但只要任意两个震相的路径中存在ScS路径的差异,他们的互相关信号就能贡献于ScS信号的产生。当然,由于路径的不确定性,这类ScS信号的敏感区域具有一定的模糊性。除此之外,一些其他的核幔震相间也容易形成强信号(如cS-cP, PKP-ScS, cPPcP-cS, 和cKS-cP震相(Pham等, 2018), P-PKPab震相(Li等, 2020))。

这些交叉项同样包含了速度结构信息,因而可以被应用于深部结构的研究(例如, Liu和Shearer, 2022)。

交叉项的出现也使得当台阵的空间覆盖不足时(例如单个台站自相关函数),我们难以对信号的慢度进行分析从而对信号进行识别。在Xie等(2024a)的理论模拟中就可以观测到明显的短周期交叉项信号。一个典型的例子是与Sn有关的交叉项。图12揭示了这一信号的形成过程。台站A和台站B均有可能接收到远距离噪声源S产生的Sn波(图12C),并在互相关函数中形成具备Sn慢度的前驱信号。要注意的是,SmSSn与Sn间的交叉项甚至会出现台站距接近0的互相关中。这意味着自相关函数中仍然可能包含此类震相,并且因为其较强的相干性,其很可能被错误识别为反射震相(图12B)。在大尺度的观测中,当台站距接近0时,我们同样能看到这些信号产生的交叉项震相(图3C中的红色箭头),其形成应与S波转换而来的PL/W震相有关。因此,在噪声自相关函数的信号提取研究中,信号的识别与应用仍需要被谨慎对待。

5.2 交叉项信号应用研究

5.2.1 噪声源分布研究

图11展示的前驱波从地球内部穿过,其受地表散射体的影响较小,适合进行噪声源的分布研究。Gerstoft等(2008)的研究中,反投影定位显示这些P波微震是在风暴附近产生的,其源分布区域通常有较深的水深且伴随着较高的浪高,相比之下大部分面波微震产生于浅水区。通过全球浪高模型的分布可以发现,几个较强的体波源

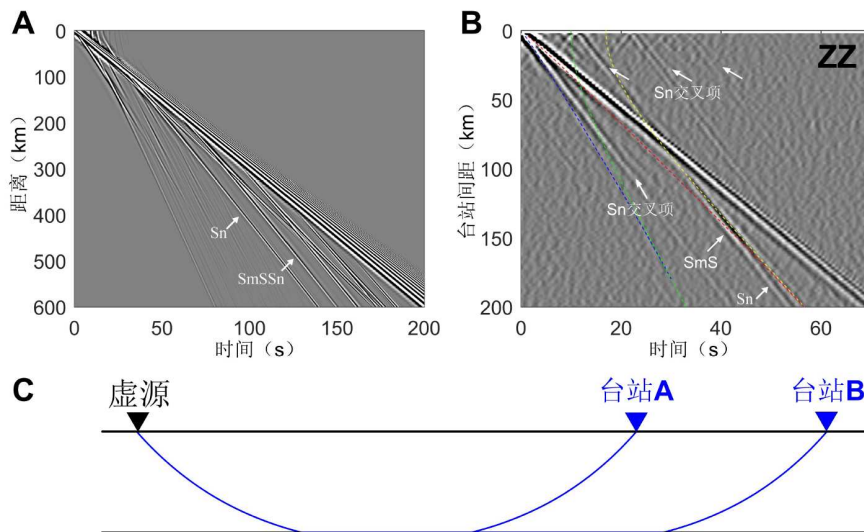


图12 与Sn有关的交叉项形成过程。垂向理论地震记录中可以观测到明显地Sn波及SmSSn多次波(A),互相关函数中会出现个大量此类信号和它们之间的交叉项(B), (C)描述了Sn的路径

分布与海浪浪高存在明显的时空关联。在更长的观测周期上, Euler等(2014)使用了来自赤道和南部非洲的四个临时地震阵列共有163个宽带台站记录的时间跨度长达13年(1994–2007)的垂向分量数据, 利用宽带阵列噪声相关技术和频率慢度分析对周期为5–10 s的P波微震的持续震源位置进行分析。结果表明, 大多数持续微震P波源位于30–60度纬度范围内, 低纬度地区的源数量较少。此外, 在北大西洋和南大西洋的源分布与水深和海浪高度的变化密切相关, 信号振幅随热带气旋活动而出现季节性变化。在13年时间跨度内, 震源位置的稳定性表明, 体波微震震源分布受水深和海浪高度变化的控制, 而海浪相互作用的影响并不明显。由于这类信号的能量来源与海浪运动有关, 海洋的次重力波主要激发的是P波信号。因此这类P波性质的前驱波主要在垂向分量的互相关函数中被观测到。

密集台阵的广泛分布使得一些能量较弱的SV和SH类型的前驱波信号也被成功观测到。Nishida和Takagi(2016)使用日本台网数据, 观察到由大西洋强烈飓风激发的P波和S波微震。海浪浪涌的非线性力虽然可以解释P波和垂直极化S波(SV波), 但不能解释水平极化S波(SH波)。通过慢度反投影定位显示三类体波的源分布相近但并不完全重合, 其分布与海底地形存在着一定的联系。Liu等(2020)通过分析中国大口径台阵记录的连续波形数据, 首次对西太平洋台风引起的S波微震进行了观测识别。结果表明, 三个超级台风在5–10 s的周期内明显产生了S波微震。通过对源的反投影定位并与海底地形及沉积层进行对比后, 研究推测S波微震激发机制和P波与海底沉积结构的相互作用有关。

5.2.2 P波走时异常成像

除了噪声源研究, 前驱信号同样包含了结构异常导致的旅行时异常信息。尤其是3–10 s的前驱P波信号, 其在互相关函数中的振幅有时远大于面波信号, 具备较高的信噪比(Wang等, 2018; Xie等, 2021)。当噪声源分布较为密集时, 可以近似为点源, 其传播至区域台阵的地震波通常可近似为平面波。虽然互相关中的前驱波信号无法提取源到台站的绝对旅行时, 但其反映了波从源到台站间的旅行时差, 因而可以用于构建区域的相对P波到时分布图。Zhang等(2010)利用南加州记录的地震噪声进行了可行性验证。其首先精确定位了产生此能量的海洋风暴的位置信息, 然后使用不同台站对之间的互相关来处理噪声数据, 并且使用传统用于分析地震事件相对到达时间的方法来估计区域P波走时异常分布图。这些旅行时异常与邻近风暴的地震信号提取的旅行时异常基本一

致, 验证了海洋风暴可以作为额外的源来获得研究区的P波走时异常的可行性(图13)。

5.2.3 前驱波共接收台站叠加提取Moho反射波

互相关函数中的前驱体波信号拥有非常小的出射角, 因此其包含的界面反射信息有着非常高的横向分辨率。同时这类信号可以在全球各个区域被广泛观测到, 因而针对该信号的利用将具备较为广阔的研究前景。为了提取其中包含的微弱反射信号, Xie等(2021)发展了一种共接收台站叠加的技术。其原理如图14所示。台站A与台站B均会接收到平面入射的波场信号以及波场在地表发生自由表面反射然后在Moho面发生反射的信号。如果把A和B台站接收到的波形进行互相关, 可以得到两者的互相关函数, 其如图14C所示。其中靠近0点的是源到台站B和台站A之间的直达波旅行时差 $t_{P_B} - t_{P_A}$, 在这一信号中还包含了 $t_{PpPmP_B} - t_{PpPmP_A}$ 震相时间, 考虑到这一项的振幅很小, 其对信号 $t_{P_B} - t_{P_A}$ 产生的影响可以忽略。最左侧的信号反映的旅行时是 $t_{P_B} - t_{PpPmP_A}$, 同样的, 右侧的旅行时是 $t_{PpPmP_B} - t_{P_A}$ 。

由于研究所需提取的是台站A记录到的PpPmP与Pp震相间的旅行时差, 即 $t_{PpPmP_A} - t_{P_A}$, 因此只要将最左侧的信号的时间 $t_{P_B} - t_{PpPmP_A}$ 减去 $t_{P_B} - t_{P_A}$ 的时间, 便得到了PpPmP与Pp信号的时间差, 其可以近似成PmP信号。同样地, 右侧的信号旅行时减去 $t_{P_B} - t_{P_A}$, 便得到了台站B的PpPmP与Pp信号的时间差。此时波形左侧即可视为台站A的反射信号波形, 其等效于台站A的自相关函数。任意一个包含台站A的互相关函数均可用于台站A等效自相关函数的提取。因而我们可以基于密集台阵来得到多个等效的台站A自相关记录, 然后进行叠加以提升反射信号的信噪比, 这一过程便被称为共接收台站叠加。通过这一技术, 研究者可以有效利用非均匀分布的噪声源能量, 进而应用于提取界面反射信息(Xie等, 2021)。

5.2.4 前驱波接收函数提取转换波

海洋风暴产生的前驱波在经过界面时同样会产生转换波。参考地震接收函数的处理方法就可以从中提取转换波信息。对于地震接收函数, 介质响应 $E_R(\omega)$ 即可以通过水平记录和垂向记录反褶积得到(Burdick和Langston, 1977), 其在频率域可以表示为

$$E_R(\omega) = \frac{R(\omega)}{Z(\omega)} \quad (2)$$

若在分子分母同时乘以另一个台站记录的共轭, 即

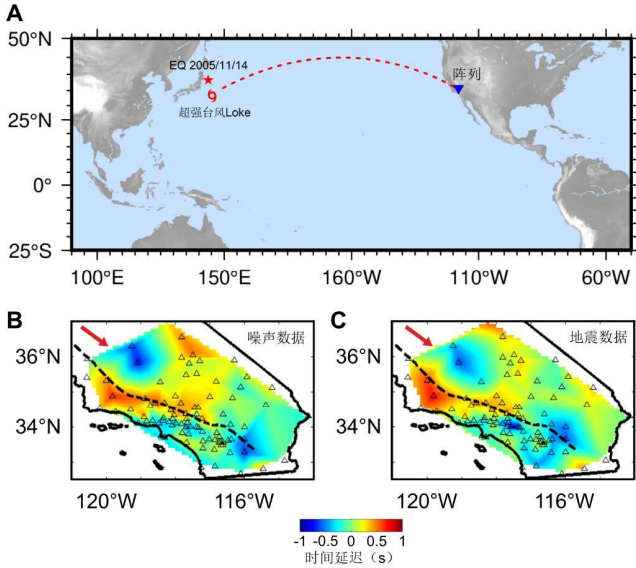


图13 利用海洋风暴产生的P波信号获得的走时延迟分布。(A) 蓝色三角形为地震台阵位置, 红色五角星与红色气旋标志分别标记了使用的地震及噪声源位置; (B) 海洋风暴产生的P波信号得到的走时延迟分布图; (C) 地震事件直达P波的走时延迟分布图。图片修改自Zhang等(2010)

$$E_R(\omega) = \frac{R(\omega)}{Z(\omega)} = \frac{R(\omega)Z_A^*(\omega)}{Z(\omega)Z_A^*(\omega)} = \frac{C_{RZ}}{C_{ZZ}} \quad (3)$$

则分子分母变成了两个互相关函数的表达式, 即可以通过两个分量互相关函数的反卷积, 获得等效的地震接收函数记录。对于公式(3), Z_A 可以是台阵中任意一个台站的记录到的波形。因此, 可以通过对不同台站的 $E_R(\omega)$ 进

一步叠加, 以提升最终介质响应 $E_R(\omega)$ 的稳定性和可靠性。

图15展示了这一过程的理论合成模拟。图15A为设置的A、B两个台站下方的结构模型, 其中A台站下方Moho面深度为35 km, B台站下方Moho面深度为50 km。使用10,000,000个振幅随机、发震时刻随机的地震记录合成了总时长100,000,000 s的连续波形数据。这些连续波形数据加入了2%的高斯随机噪声。在计算互相关时, 数据分段长度为1000 s。传统地震接收函数方法中, 只需将台站记录到的单个地震事件的两个分量的波形进行反褶积, 就可以获取转换波信号。然而对于持续性的噪声源产生的信号, 分离出单个源的信号是不现实的。因此对于这些连续波形数据, 我们可以采取互相关的方式, 浓缩出其包含的相干成分, 因为对连续波形数据进行分段互相关并叠加, 可以有效去除连续波形数据中的非相干成分。图15F显示了台站B的Z分量连续波形数据和台站A的Z分量和R分量连续波形数据得到的互相关函数。对其进行反卷积, 便可以得到与图15D类似的转换波信号。

在理论测试中, 我们选用的子波主频为1 s。在实际的应用中, 该方法的应用受限于噪声能量的主频。由于互相关中最强的前驱波信号能量主要集中于第二微震带, 波长的限制使得其适合于深部界面的成像研究。Kato和Nishida(2023)使用频率域水准反褶积获得了地幔过渡带的转换波信息, 与地震记录的对比显示了该方法的可行性。由于公式(2)成立的条件与地震接收函数的假设一样, 必须是单平面波入射。实际中噪声数据不但包含了

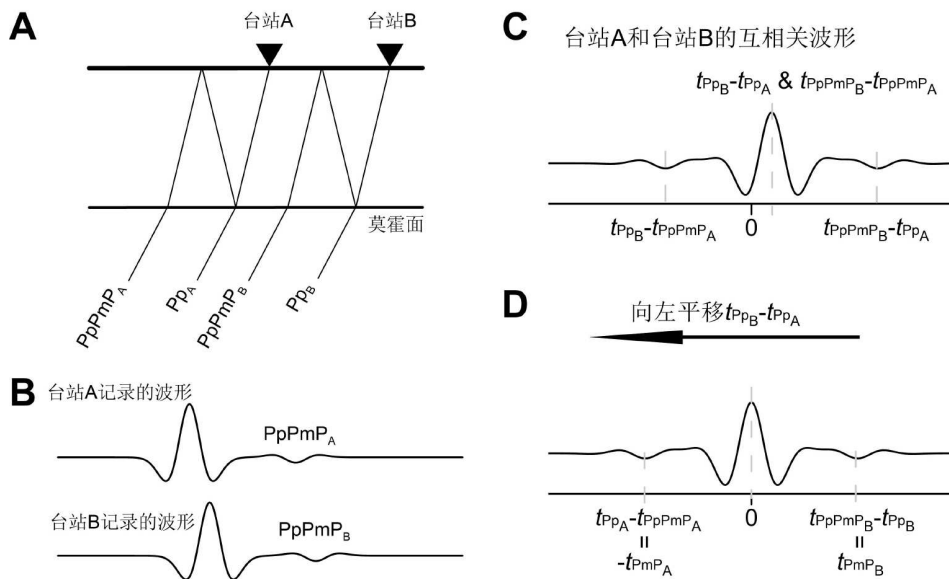


图14 共接收台站叠加的原理, 近似平面入射的远震波场(A)会携带地下界面的反射信号(B), 通过互相关计算, 反射信号与直达信号的交叉项同样会出现在互相关函数中(C), 通过时移, 互相关可以近似成自相关函数(D)。图片修改自Xie等(2021)

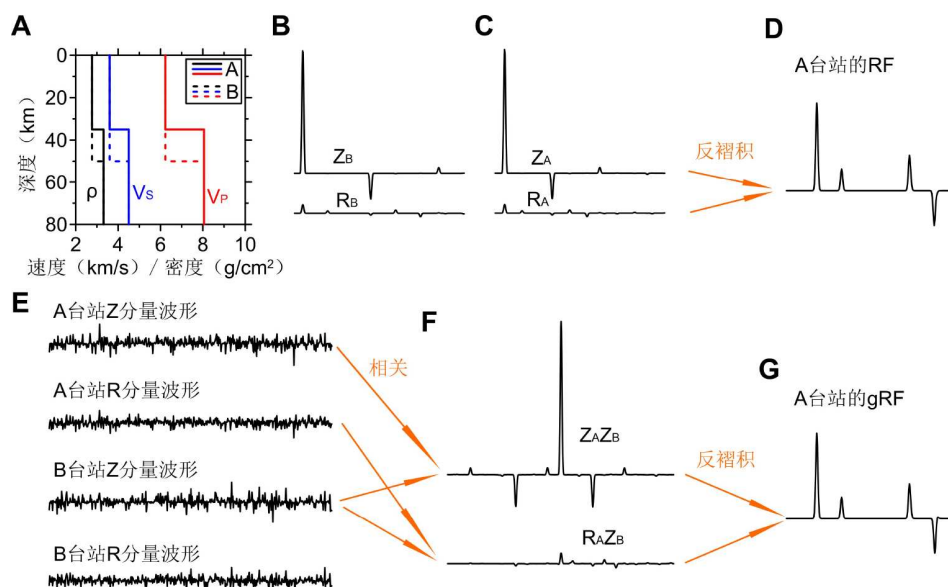


图15 利用噪声互相关技术提取固定噪声源Ps转换波的理论测试流程。(A)为合成远震记录的模型，实线为台站A下方的结构，虚线为另一台站B下方的结构，(B和C)分别是台站B和A记录到的单个源的垂向和径向分量波形。(D)台站A波形得到的接收函数。(E)为合成的台站A和台站B的连续波形数据，其包含了10,000,000个力源产生的波形，通过噪声数据处理得到了(F)所示的互相关函数，对(F)的互相关函数进行反褶积运算，便能够得到台站A下方的介质响应(G)

体波能量，也包含了面波能量，不同慢度的信号之间会严重干扰反褶积的结果。因此需要谨慎地选择合适的台站间距，以避免面波能量的干扰。同时，反褶积的步骤对于互相关信噪比的要求较高，尽可能地选取体波能量较强的时刻的连续波形数据，有助于提升互相关函数的信噪比。

6 研究前景与展望

体波信号与面波信号传播路径的差异使得两者对于不同深度的介质约束各有优势。面波沿地表传播，其横向分辨率高，但对垂向的速度变化不敏感。而体波有着较大的穿透深度，能够携带深部的速度信息，并对界面信息敏感，因此从噪声数据中提取体波信号有助于与传统面波成像形成互补。特别是体波信号可以提供深部的水平路径波速信息，这将有助于对深部径向各向异性结构的约束(Xie等, 2024b)。在传统的岩石圈径向各向异性结构研究中，研究者多使用面波信号，其对深部结构的约束能力较为有限。发展基于噪声体波信号的深部各向异性研究有助于解析更多的深部结构细节，从而为岩石圈演化过程的认识提供更多样的证据。同时，体波的路径优势也使其能够应用于地下介质的监测研究(Sheng等, 2022)。

体波信号的恢复严重依赖噪声源的分布情况，对体波噪声源的研究也是未来的一个重要研究方向。现有的

研究表明，周期小于10s的体波信号通常与海浪活动具备高度的相关性(例如, Gerstoft等, 2008; Nishida和Takagi, 2016)，在第二微震带内，浪涌的非线性相互作用被认为是远震前驱波能量的主要来源，其主要产生垂向压力脉动，易于激发向地球深部传播的低射线参数P波信号。由于地球内部的低散射特性，这些第二微震带的体波信号甚至可以穿透地核，并在互相关函数中形成强相干信号(Li等, 2020)，因而有望进行深部精细结构的成像研究。在更高频的部分，近岸的破碎波效应可能贡献足够能量的水平力源。结合第二节的理论合成测试，沿海地区的互相关函数中可能包含相当可观的高频体波震相，有望进行精细浅层结构的成像研究。当周期较长时(>15 s)，噪声体波与地震事件的相关性逐渐变高(Tkalčić等, 2020)，非地震的微震产生机制对体波能量是否仍有贡献仍然需要进一步探索。这些非地震成因的微震产生机制对于地震事件相对贫乏的地外星球内部结构成像研究也具有重要的意义。无论是海浪运动还是地震事件，这些源的分布在空间上并不均匀。体波能量源的时空分布特征、地形起伏和介质非均一性对噪声源波场弥散化的影响等信息的补充将有助于实际应用中观测系统设计的指导，以便更好地观测和利用特定的噪声体波信号。例如，当稳相区内的噪声源具备一定强度时，可采取选择叠加的方式抑制稳相区外源的干扰(Xie等, 2020)，从而提高目标震相的信噪比(Pedersen等, 2023)。但当稳相

区外侧存在持续性的强噪声源时,其产生的相干信号往往难以通过数据选择的方式被完全剔除。此时,可以利用这些噪声源时空分布不均的特点,选取特定时间段的数据,使其在空间上相对集中并近似为点源(例如,Zhang等,2010;Xie等,2021;Kato和Nishida,2023),然后基于前驱波共接收台站叠加、前驱波接收函数法等提取其包含的界面信息,实现此类干扰信号的“废物利用”。

随着DAS技术的发展以及越来越多密集台阵投入到区域结构研究中,发展基于噪声技术的体波信号观测与应用方法仍是当前噪声成像亟待推进的关键方向。特别是DAS技术主要提取径向分量的观测数据,其噪声互相关函数中可能包含了丰富的泄露模式信号,这为浅层纵波速度及波速比结构成像提供了新的数据基础(Li等,2022)。噪声体波的应用可以有效补充背景噪声面波技术在界面探测中的数据约束,充分发挥噪声技术成像高分辨率、非侵入、无破坏等优势,并为那些缺乏大地震事件的固态地外星球(如月球、火星等)的结构探测提供潜在的技术支撑。

致谢 感谢编委和审稿专家对本文提出的宝贵修改意见。

参考文献

- Bai Y, Hao S, Xie J, et al. 2025. Geothermal potential in Singapore explored with non-invasive seismic data. *Eng Geol*, 348: 107968
- Boué P, Poli P, Campillo M, et al. 2013. Teleseismic correlations of ambient seismic noise for deep global imaging of the Earth. *Geophys J Int*, 194: 844–848
- Boué P, Poli P, Campillo M, et al. 2014a. Reverberations, coda waves and ambient noise: Correlations at the global scale and retrieval of the deep phases. *Earth Planet Sci Lett*, 391: 137–145
- Boué P, Roux P, Campillo M, et al. 2014b. Phase velocity tomography of surface waves using ambient noise cross correlation and array processing. *J Geophys Res-Solid Earth*, 119: 519–529
- Burdick L J, Langston C A. 1977. Modeling crustal structure through the use of converted phases in teleseismic body-wave forms. *Bull Seismol Soc Am*, 67: 677–691
- Campillo M, Paul A. 2003. Long-range correlations in the diffuse seismic coda. *Science*, 299: 547–549
- Castellanos J C, Clayton R W, Juarez A. 2020. Using a time-based subarray method to extract and invert noise-derived body waves at long beach, California. *J Geophys Res-Solid Earth*, 125: e2019JB018855
- Chen S, Yang F, Wang W, et al. 2025. Lateral variations in upper mantle discontinuities beneath Northeast China revealed by seismic ambient noise. *J Geophys Res-Solid Earth*, 130: e2024JB030624
- Cheng F, Ajo-Franklin J B, Rodriguez Tribaldos V. 2023. High-resolution near-surface imaging at the basin scale using dark fiber and distributed acoustic sensing: Toward site effect estimation in urban environments. *J Geophys Res-Solid Earth*, 128: e2023JB026957
- Delph J R, Levander A, Niu F. 2019. Constraining crustal properties using receiver functions and the autocorrelation of earthquake-generated body waves. *J Geophys Res-Solid Earth*, 124: 8981–8997
- Draganov D, Wapenaar K, Mulder W, et al. 2007. Retrieval of reflections from seismic background-noise measurements. *Geophys Res Lett*, 34: L04305
- Draganov D, Campman X, Thorbecke J, et al. 2009. Reflection images from ambient seismic noise. *Geophysics*, 74: A63–A67
- Euler G G, Wiens D A, Nyblade A A. 2014. Evidence for bathymetric control on the distribution of body wave microseism sources from temporary seismic arrays in Africa. *Geophys J Int*, 197: 1869–1883
- Fang L, Wu J, Ding Z, et al. 2010. High resolution Rayleigh wave group velocity tomography in North China from ambient seismic noise. *Geophys J Int*, 18: 1171–1182
- Feng J, Yao H, Poli P, et al. 2017. Depth variations of 410 km and 660 km discontinuities in eastern North China Craton revealed by ambient noise interferometry. *Geophys Res Lett*, 44: 8328–8335
- Feng J, Yao H, Wang Y, et al. 2021. Segregated oceanic crust trapped at the bottom mantle transition zone revealed from ambient noise interferometry. *Nat Commun*, 12: 2531
- Furumura T, Kennett B L N. 2018. Regional distance PL phase in the crustal waveguide—An analog to the teleseismic W phase in the upper-mantle waveguide. *J Geophys Res-Solid Earth*, 123: 4007–4024
- Gerstoft P, Shearer P M, Harmon N, et al. 2008. Global P, PP, and PKP wave microseisms observed from distant storms. *Geophys Res Lett*, 35: L23306
- Gualtieri L, Stutzmann E, Capdeville Y, et al. 2013. Modelling secondary microseismic noise by normal mode summation. *Geophys J Int*, 193: 1732–1745
- Guo Z, Yang Y, Chen Y J. 2016. Crustal radial anisotropy in Northeast China and its implications for the regional tectonic extension. *Geophys J Int*, 207: 197–208
- Haned A, Stutzmann E, Schimmel M, et al. 2016. Global tomography using seismic hum. *Geophys J Int*, 204: 1222–1236
- Hao S, Chen J, Xu M, et al. 2024. Topography-incorporated adjoint-state surface wave traveltimes tomography: Method and a case study in Hawaii. *J Geophys Res-Solid Earth*, 129: e2023JB027454
- Huang H H, Lin F C, Tsai V C, et al. 2015. High-resolution probing of inner core structure with seismic interferometry. *Geophys Res Lett*, 42: 10622–10630
- Juretzek C, Hadziioannou C. 2017. Linking source region and ocean wave parameters with the observed primary microseismic noise. *Geophys J Int*, 211: 1640–1654
- Kato S, Nishida K. 2023. Extraction of mantle discontinuities from teleseismic body-wave microseisms. *Geophys Res Lett*, 50: e2023GL105017
- Kim D, Keranen K M, Abers G A, et al. 2019. Enhanced resolution of the subducting plate interface in central Alaska from auto-correlation of local earthquake coda. *J Geophys Res-Solid Earth*, 124: 1583–1600
- Li C, Yao H, Fang H, et al. 2016. 3D near-surface shear-wave velocity structure from ambient-noise tomography and borehole data in the Hefei Urban Area, China. *Seismol Res Lett*, 87: 882–892
- Li L, Boué P, Retailleau L, et al. 2020. Spatiotemporal correlation analysis of noise-derived seismic body waves with ocean wave climate and microseism sources. *Geochem Geophys Geosyst*, 21: e2020GC009112
- Li Z, Shi C, Ren H, et al. 2022. Multiple leaking mode dispersion observations and applications from ambient noise cross-correlation in Oklahoma. *Geophys Res Lett*, 49: e2021GL096032
- Lin F C, Moschetti M P, Ritzwoller M H. 2008. Surface wave tomography of the western United States from ambient seismic noise: Rayleigh and Love wave phase velocity maps. *Geophys J Int*, 173: 281–298
- Lin F C, Ritzwoller M H, Snieder R. 2009. Eikonal tomography: Surface wave tomography by phase front tracking across a regional broad band seismic array. *Geophys J Int*, 177: 1091–1110
- Lin F C, Tsai V C, Schmandt B, et al. 2013. Extracting seismic core phases

- with array interferometry. *Geophys Res Lett*, 40: 1049–1053
- Lin F C, Tsai V C. 2013. Seismic interferometry with antipodal station pairs. *Geophys Res Lett*, 40: 4609–4613
- Liu T, Shearer P M. 2022. Likely P-to-S conversion at the core-mantle boundary extracted from array processing of noise records. *Geophys Res Lett*, 49: e2021GL097034
- Liu Q, Ni S, Qiu Y, et al. 2020. Observation of teleseismic S wave microseisms generated by typhoons in the Western Pacific Ocean. *Geophys Res Lett*, 47: e2020GL089031
- Lobkis O I, Weaver R L. 2001. On the emergence of the Green's function in the correlations of a diffuse field. *J Acoust Soc Am*, 110: 3011–3017
- Longuet-Higgins M S. 1950. A theory of the origin of microseisms. *Philos Trans R Soc London Ser A Math Phys Sci*, 243: 1–35
- Lu Y, Pedersen H A, Stehly L. 2021. Mapping the seismic noise field in Europe: Spatio-temporal variations in wavefield composition and noise source contributions. *Geophys J Int*, 228: 171–192
- Luo Y, Lin J, Yang Y, et al. 2018. Joint inversion of active sources and ambient noise for near-surface structures: A case study in the Balikun Basin China. *Seismol Res Lett*, 89: 2256–2265
- Moschetti M P, Ritzwoller M H, Lin F, et al. 2010. Seismic evidence for widespread western-US deep-crustal deformation caused by extension. *Nature*, 464: 885–889
- Nakata N, Chang J P, Lawrence J F, et al. 2015. Body wave extraction and tomography at Long Beach, California, with ambient-noise interferometry. *J Geophys Res-Solid Earth*, 120: 1159–1173
- Nakata N, Boué P, Brenguier F, et al. 2016. Body and surface wave reconstruction from seismic noise correlations between arrays at Piton de la Fournaise volcano. *Geophys Res Lett*, 43: 1047–1054
- Nimiya H, Ikeda T, Tsuji T. 2023. Multimodal Rayleigh and Love wave joint inversion for S-wave velocity structures in Kanto Basin, Japan. *J Geophys Res-Solid Earth*, 128: e2022JB025017
- Nishida K. 2013. Global propagation of body waves revealed by cross-correlation analysis of seismic hum. *Geophys Res Lett*, 40: 1691–1696
- Nishida K, Montagner J P, Kawakatsu H. 2009. Global surface wave tomography using seismic hum. *Science*, 326: 112
- Nishida K, Takagi R. 2016. Teleseismic S wave microseisms. *Science*, 353: 919–921
- Phạm T S, Tkalčić H. 2017. On the feasibility and use of teleseismic P wave coda autocorrelation for mapping shallow seismic discontinuities. *J Geophys Res-Solid Earth*, 122: 3776–3791
- Phạm T S, Tkalčić H. 2018. Antarctic ice properties revealed from teleseismic P wave coda autocorrelation. *J Geophys Res-Solid Earth*, 123: 7896–7912
- Phạm T S, Tkalčić H, Sambridge M, et al. 2018. Earth's correlation wavefield: Late coda correlation. *Geophys Res Lett*, 45: 3035–3042
- Pedersen H A, Mattern F, Poli P, et al. 2023. Imaging with seismic noise: Improving extraction of body wave phases from the deep Earth through selective stacking based on H/V ratios. *Geophys J Int*, 232: 1455–1467
- Poli P, Campillo M, Pedersen H. 2012a. Body-wave imaging of Earth's mantle discontinuities from ambient seismic noise. *Science*, 338: 1063–1065
- Poli P, Pedersen H A, Campillo M. 2012b. Emergence of body waves from cross-correlation of short period seismic noise. *Geophys J Int*, 188: 549–558
- Poli P, Thomas C, Campillo M, et al. 2015. Imaging the D'' reflector with noise correlations. *Geophys Res Lett*, 42: 60–65
- Poppeliers C, Mallinson D. 2015. High-frequency seismic noise generated from breaking shallow water ocean waves and the link to time-variable sea states. *Geophys Res Lett*, 42: 8563–8569
- Romero P, Schimmel M. 2018. Mapping the basement of the Ebro Basin in Spain with seismic ambient noise autocorrelations. *J Geophys Res-Solid Earth*, 123: 5052–5067
- Roux P, Sabra K G, Gerstoft P, et al. 2005. P-waves from cross-correlation of seismic noise. *Geophys Res Lett*, 32: L19303
- Ruigrok E, Campman X, Wapenaar K. 2012. Basin delineation with a 40-hour passive seismic record. *Bull Seismol Soc Am*, 102: 2165–2176
- Sens-Schönfelder C, Snieder R, Stähler S C. 2015. The lack of equipartitioning in global body wave coda. *Geophys Res Lett*, 42: 7483–7489
- Shapiro N M, Campillo M. 2004. Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise. *Geophys Res Lett*, 31: L07614
- Shapiro N M, Campillo M, Stehly L, et al. 2005. High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise. *Science*, 307: 1615–1618
- Sheen D H, Shin J S. 2016. Observation of continuous microseismic P waves in Asia. *J Geophys Res-Solid Earth*, 121: 248–259
- Sheng Y, Mordret A, Sager K, et al. 2022. Monitoring seismic velocity changes across the San Jacinto Fault using train-generated seismic tremors. *Geophys Res Lett*, 49: e2022GL098509
- Sheng Y, Brenguier F, Mordret A, et al. 2024. *In situ* velocity-strain sensitivity near the San Jacinto Fault Zone analyzed through train tremors. *Geophys Res Lett*, 51: e2024GL110113
- Snieder R. 2004. Extracting the Green's function from the correlation of coda waves: A derivation based on stationary phase. *Phys Rev E*, 69: 046610
- Spica Z, Perton M, Legrand D. 2017. Anatomy of the Colima volcano magmatic system, Mexico. *Earth Planet Sci Lett*, 459: 1–13
- Sun W, Kennett B L N. 2017. Mid-lithosphere discontinuities beneath the western and central North China Craton. *Geophys Res Lett*, 44: 1302–1310
- Sun W, Fu L, Saygin E, et al. 2018. Insights into layering in the cratonic lithosphere beneath Western Australia. *J Geophys Res-Solid Earth*, 123: 1405–1418
- Takagi R, Nakahara H, Kono T, et al. 2014. Separating body and Rayleigh waves with cross terms of the cross-correlation tensor of ambient noise. *J Geophys Res-Solid Earth*, 119: 2005–2018
- Tkalčić H, Phạm T S. 2018. Shear properties of Earth's inner core constrained by a detection of J waves in global correlation wavefield. *Science*, 362: 329–332
- Tkalčić H, Phạm T S, Wang S. 2020. The Earth's coda correlation wavefield: Rise of the new paradigm and recent advances. *Earth-Sci Rev*, 208: 103285
- Tsai V C. 2009. On establishing the accuracy of noise tomography travel-time measurements in a realistic medium. *Geophys J Int*, 178: 1555–1564
- Tonegawa T, Fukao Y, Nishida K, et al. 2013. A temporal change of shear wave anisotropy within the marine sedimentary layer associated with the 2011 Tohoku-Oki earthquake. *J Geophys Res-Solid Earth*, 118: 607–615
- Verellen D N, Alberts E C, Larramendi G A, et al. 2020. P-wave reflectivity of the crust and upper mantle beneath the southern Appalachians and Atlantic coastal plain using global phases. *Geophys Res Lett*, 47: e2020GL089648
- Viens L, Jiang C, Denolle M A. 2022. Imaging the Kanto Basin seismic basement with earthquake and noise autocorrelation functions. *Geophys J Int*, 230: 1080–1091
- Wang S, Klemperer S L. 2025. Numerical and observational study of Sn-to-Lg conversion due to crustal-thickening: Implications for identification of continental mantle earthquakes. *J Geophys Res-Solid Earth*, 130: e2024JB029893
- Wang S, Tkalčić H. 2020. Seismic event coda-correlation's formation: Implications for global seismology. *Geophys J Int*, 222: 1283–1294
- Wang T, Song X, Xia H H. 2015. Equatorial anisotropy in the inner part of Earth's inner core from autocorrelation of earthquake coda. *Nat Geosci*, 8: 224–227

- Wang T, Song X. 2018. Support for equatorial anisotropy of Earth's inner-inner core from seismic interferometry at low latitudes. *Phys Earth Planet Inter*, 276: 247–257
- Wang W, Gerstoft P, Wang B. 2018. Seasonality of P wave microseisms from NCF-based beamforming using ChinArray. *Geophys J Int*, 213: 1832–1848
- Webb S C, Cox C S. 1986. Observations and modeling of seafloor microseisms. *J Geophys Res*, 91: 7343–7358
- Wei X Z, Shen Y. 2022. P waves emerged from ambient noise cross-correlation post the 2018 Kilauea eruption revealing middle crust velocity discontinuities beneath the Island of Hawai'i. *Geophys Res Lett*, 49: e2022GL098470
- Wu X, Li C, Fan J, et al. 2024. Cenozoic evolution of the Bohai Bay basin: Constraints from seismic radial anisotropy. *Geophys Res Lett*, 51: e2023GL107112
- Xie J, Yang Y, Luo Y. 2020. Improving cross-correlations of ambient noise using an rms-ratio selection stacking method. *Geophys J Int*, 222: 989–1002
- Xie J, Luo Y, Yang Y. 2021. Retrieving PmP travel times from a persistent localized microseismic source. *Geophys Res Lett*, 48: e2021GL094827
- Xie J, Luo Y, Yang Y, et al. 2023. On the accuracy of surface-wave dispersion measurements from horizontal-component ambient noise cross correlations. *Seismol Res Lett*, 94: 2787–2800
- Xie J, Luo Y, Bao X, et al. 2024a. On the retrieval of body waves from ambient noise based on regional seismic arrays. *Geophys J Int*, 237: 190–202
- Xie J, Yang Y, Luo Y, et al. 2024b. Ambient noise-derived SmS splitting: A new approach to constraining crustal radial anisotropy. *Geophys Res Lett*, 51: e2024GL111370
- Xie J, Luo Y, Yang Y. 2026. On the construction of Moho reflected shear wave phase from ambient noise. *Geophys Res Lett*, 53: e2025GL117720
- Xu H, Luo Y, Cheng T, et al. 2024. Radial anisotropy of the crust and uppermost mantle beneath the central North China Craton from joint inversion of surface wave dispersion curves and ellipticity: Implications for the mechanisms of differential rifting and uplift. *J Geophys Res-Solid Earth*, 129: e2023JB028358
- Xu Y, Koper K D, Burlacu R. 2017. Lakes as a source of short-period (0.5–2 s) microseisms. *J Geophys Res-Solid Earth*, 122: 8241–8256
- Xu Z, Juhlin C, Gudmundsson O, et al. 2012. Reconstruction of subsurface structure from ambient seismic noise: An example from Ketzin, Germany. *Geophys J Int*, 189: 1085–1102
- Yang Y. 2014. Application of teleseismic long-period surface waves from ambient noise in regional surface wave tomography: A case study in western USA. *Geophys J Int*, 198: 1644–1652
- Yao H, van der Hilst R D, de Hoop M V. 2006. Surface-wave array tomography in SE Tibet from ambient seismic noise and two-station analysis—I. Phase velocity maps. *Geophys J Int*, 166: 732–744
- Yu C Q, Chen W P, Ning J Y, et al. 2012. Thick crust beneath the Ordos Plateau: Implications for instability of the North China craton. *Earth Planet Sci Lett*, 357–358: 366–375
- Yu C Q, Chen W P, van der Hilst R D. 2013. Removing source-side scattering for virtual deep seismic sounding (VDSS). *Geophys J Int*, 195: 1932–1941
- Zhan Z, Ni S, Helmberger D V, et al. 2010. Retrieval of Moho-reflected shear wave arrivals from ambient seismic noise. *Geophys J Int*, 182: 408–420
- Zhang J, Gerstoft P, Shearer P M. 2009. High-frequency P-wave seismic noise driven by ocean winds. *Geophys Res Lett*, 36: 2009GL037761
- Zhang J, Gerstoft P, Shearer P M. 2010. Resolving P-wave travel-time anomalies using seismic array observations of oceanic storms. *Earth Planet Sci Lett*, 292: 419–427
- Zhang L, Li J, Wang T, et al. 2020. Body waves retrieved from noise cross-correlation reveal lower mantle scatterers beneath the Northwest Pacific subduction zone. *Geophys Res Lett*, 47: e2020GL088846
- Zhang P, Nishida K, Fang H. 2025. Reflective body waves extracted from 1 month of global microseisms illuminate the perturbed mantle transition zone beneath SW Japan. *Geophys Res Lett*, 52: e2025GL116419
- Zheng M, Xu T, Lü Q, et al. 2023. Upper crustal structure beneath the Qin-Hang and Wuyishan metallogenic belts in Southeast China as revealed by a joint active and passive seismic experiment. *Geophys J Int*, 232: 190–200
- Zheng Y, Shen W, Zhou L, et al. 2011. Crust and uppermost mantle beneath the North China Craton, northeastern China, and the Sea of Japan from ambient noise tomography. *J Geophys Res*, 116: B12312

(责任编辑: 姚华建)