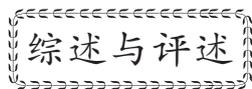


李奇, 张智, 侯爵, 等. 背景噪声提取体波方法研究进展[J]. 地震科学进展, 2021, 51(10): 433-451. doi:10.3969/j.issn.2096-7780.2021.10.001

Li Qi, Zhang Zhi, Hou Jue, et al. Research progress of the extraction body waves from ambient noise[J]. Progress in Earthquake Sciences, 2021, 51(10): 433-451. doi:10.3969/j.issn.2096-7780.2021.10.001



## 背景噪声提取体波方法研究进展\*

李 奇<sup>1)</sup> 张 智<sup>1,2)\*</sup> 侯 爵<sup>3,4,5)</sup> 俞贵平<sup>1)</sup> 王敏玲<sup>1)</sup> 徐 涛<sup>3,6)</sup>

- 1) 桂林理工大学地球科学学院, 广西桂林 541004
- 2) 广西隐伏金属矿产勘查重点实验室, 广西桂林 541004
- 3) 中国科学院地质与地球物理研究所, 岩石圈演化国家重点实验室, 北京 100029
- 4) 中国科学院大学, 北京 100049
- 5) 中国地震局地球物理研究所, 北京 100081
- 6) 中国科学院地球科学研究院, 北京 100029

**摘要** 地球深部结构探测是地球物理学的核心领域, 而地震体波可以深入地球内部且分辨率较高, 是研究地球内部结构不可或缺的技术手段。基于背景噪声提取高信噪比体波信号技术的迅速发展, 极大地促进了地震学的发展和应用范围, 使其在地球深部结构成像、城市浅层空间探测等领域日益发挥出重要作用。本文详细综述了如何利用地震干涉法及台阵处理技术提取出用于研究不同探测尺度(局部、区域、全球)的各类体波信号。其中, 地震干涉法通过对地震台站记录到的波形信号进行互相关, 抵消掉重合的射线路径, 最后得到台站对之间的地震记录; 而台阵处理方法是基于接收器台阵发展起来的数据处理手段, 该技术不仅能够进一步提高信噪比(SNR), 而且能够获得方位信息。一般来讲, 背景噪声中包含的体波信号能量远低于面波信号能量, 提取难度大。本文着重介绍了 Bin-叠加法、双波束方法(DBF)以及相位加权叠加法(PWS), 并对 3 种方法的适用条件进行了总结。

**关键词** 背景噪声; 体波; 地震干涉法; 地震台阵; 地球深部成像

**中图分类号:** P631.4 **文献标识码:** A **文章编号:** 2096-7780(2021)10-0433-19

**doi:** 10.3969/j.issn.2096-7780.2021.10.001

## Research progress of the extraction body waves from ambient noise

Li Qi<sup>1)</sup>, Zhang Zhi<sup>1,2)\*</sup>, Hou Jue<sup>3,4,5)</sup>, Yu Guiping<sup>1)</sup>, Wang Minling<sup>1)</sup>, Xu Tao<sup>3,6)</sup>

- 1) College of Earth Sciences, Guilin University of Technology, Guangxi Guilin 541004, China
- 2) Guangxi Key Laboratory of Exploration for Hidden Metallic Ore Deposits, Guangxi Guilin 541004, China
- 3) State Key Laboratory of Lithospheric Evolution, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of

\* 收稿日期: 2021-07-25; 采用日期: 2021-09-16。

基金项目: 国家自然科学基金(41974048, 41574078, 41774100, 41804060), 广西自然科学基金项目(2018GXNSFAA138059)和广西有色金属及贵金属协同创新中心项目联合资助。

第一作者: 李奇(1994-), 男, 在读硕士研究生, 主要从事地壳形变及构造动力学研究。E-mail: 1710382380@qq.com。

\* 通信作者: 张智(1975-), 男, 教授, 主要从事地震学研究。E-mail: zhangzhi@glut.edu.cn。

Sciences, Beijing 100029, China

4) University of Chinese Academy of Science, Beijing 100049, China

5) Institute of Geophysics, China Earthquake Administration, Beijing 100081, China

6) Innovation Academy for Earth Science, CAS, Beijing 100029, China

**Abstract** The exploration of the deep structure of the earth is the core part of geophysical research. Seismic body waves can penetrate deep into the earth with a high resolution and it is an indispensable technical means for studying the internal structure of the earth. The rapid development of technology for extracting high signal-to-noise ratio body wave signals based on ambient noise has greatly promoted the development and application of seismology, making it increasingly play an important role in the imaging of deep earth structures and shallow urban space exploration. This article reviews in detail how to use seismic interferometry and array processing technology to extract various types of body wave signals for research on different detection scales (local, regional, global). Among them, the seismic interferometry cross-correlates the waveform signals recorded by the seismic stations to cancel out the coincident ray paths, and finally the seismic records between the station pairs are obtained; and the array processing method is based on the data developed by the receiver array processing means. This technology can not only further improve the signal-to-noise ratio (SNR), but also obtain position information. Generally speaking, since the energy of the body wave signal contained in the ambient noise is much weaker than that of the surface wave signal, it is difficult to extract. This article focuses on the Bin stack method, the double beamforming method (DBF) and the phase-weighted stacks method (PWS), and concludes the applicable conditions of the three methods.

**Keywords** ambient noise; body waves; seismic interferometry; seismic array; earth structure imaging

## 引言

在过去的十几年里,从背景噪声中提取经验格林函数(EGFs)已经成为地震学中一项成熟的处理技术<sup>[1-4]</sup>。一般而言,由于面波噪声源在背景噪声源中占主导地位,因此格林函数的面波信号更容易提取出来<sup>[5-18]</sup>。而背景噪声中的体波信号通常较弱,如何从背景噪声中成功提取高质量的体波信号一直是具有挑战性的研究热点<sup>[19]</sup>。

从背景噪声中提取体波信号面临的主要困难有:①由于地球上大部分噪声源分布在地球表面,产生稳相体波信号的噪声源较少,而要恢复自由表面体波格林函数则需要噪声源分布在地表以下<sup>[20]</sup>;②背景噪声中体波信号相比于面波信号的能量较弱、频率较高,因此,更容易衰减;③稳相体波信号的振幅还会受到波阻抗界面反射系数的影响。

尽管从背景噪声中提取体波具有挑战性,但目前仍有许多研究人员利用地震干涉法从背景噪声或地震尾波中成功获得了有效反射体波信号<sup>[21-36]</sup>。有研究表明,基于海洋地震翁鸣及大地震尾波的地震干涉法,甚至可以提取出有效的地核体波震相,进而有效提高核幔边界处的结构分辨率<sup>[37-38]</sup>。

从背景噪声中提取的体波信号有广泛的应用领

域。在勘探地震学中,体波具有更高的频率成分,从而对地球结构有更好的垂向刻画。在区域探测尺度上,体波信号相比于面波信号具有更深的穿透深度,如远震核震相(ScS, PKIKPPKIKP, PcPPKPPKP)用来探测地幔底部甚至地核的内部结构。一些与地核相关的地震体波震相在探测核幔边界的横向非均匀性、约束内外核的差异性旋转研究方面有着独特优势。

近年来,随着科学技术和理论研究的进步,从背景噪声记录中提取地震体波的方法研究取得了一定程度的发展,主要集中在地震波干涉法及台阵处理技术等方面。因此,本文着重从地震干涉法及台阵处理技术这两方面介绍体波提取的研究进展。前者大体分为两类:一是基于背景噪声提取体波;二是基于地震尾波提取体波<sup>[39]</sup>。而台阵处理技术旨在抑制非相干信号,进而提高相干信号的信噪比(SNR)。本文最后对基于背景噪声进行体波提取的研究前景进行了分析讨论。

## 1 地震波干涉测量法

地震波干涉法是比较热门的一种地震学数据处理技术,对于我们认识并研究地震波的传播和运动规律非常有用。许多研究发现,利用地震波干涉法可

以从背景噪声或大地震尾波中提取出地震体波, 并用其来研究地球深部结构, 从而极大地克服了地震学受限于大地震的空间分布以及震源参数误差等传统体波处理方法的缺陷。

地震波干涉法最早在 1968 年由 Claerbout<sup>[40]</sup> 提出, 他首次证明了在水平层状介质条件下, 对自由地表接收到的从底部传播上来的透射地震记录进行自相关运算的结果与其自激自收的波形记录(包含时间记录以及零时刻的脉冲响应)等价, 而且该方法可推广到非自激自收的情况。Claerbout 将该方法命名为“声波日光成像技术”(Acoustic daylight imaging), 并推测该技术在三维各向异性介质条件下仍成立, 但并没有给出证明。2001 年, Schuster 等<sup>[21, 41]</sup> 将该方法正式命名为地震干涉法, 他在后来发表的文章中系统阐述了该方法的原理及其应用价值, 并基于该方法获得了多次波偏移成像结果, 揭示了地下反射界面的构造特征。2002 年以来, Wapenaar 等<sup>[20, 42-46]</sup> 发表了一系列文章系统论证了地震波干涉方法, 并基于积分理论和互易定理证明了在不同的非衰减介质和不同的震源条件下, 该方法均成立。同年, Snieder 等<sup>[2, 47-51]</sup> 提出了大地震尾波干涉理论, 进一步完善了地震干涉法理论, 并对地震干涉法做了许多创新性的研究工作。他们通过对地震台站记录的大地震尾波进行互相关, 用来推断介质参数随时间的变化情况。由于地震波干涉法对于震源信息没有要求, 能够重建地震波场, 因此, 可以将该技术应用于台站记录到的深部地球介质及结构的复杂波场响应中, 提取出穿透地球不同尺度的背景噪声格林函数<sup>[52]</sup>。

地震波干涉法是基于相关算法来获得虚震源的地震波场数据, 其中自相关函数相当于生成的自激自收的地震记录, 而互相关计算可以获得台站之间介质的脉冲响应。相关型地震波干涉法的原理(图 1)可以用几何射线的方法示意: 对检波器 A 和 B 接收到的信号进行互相关, 相当于抵消掉重合的射线路径, 互相关结果可视为以其中一个检波点为震源, 另一个检波点为接收点的脉冲响应函数。理想情况下, 相关型地震干涉法需要假设介质为无损介质, 检波器被震源包围等限定条件, 但在实际应用中这些条件很难完全满足, 从而导致互相关计算的地震数据中包含大量的虚假信息<sup>[53]</sup>, 需要谨慎甄别。因此, 基于其他算法的地震波干涉技术被提了出来, 如卷积型算法、反卷积型算法<sup>[54-55]</sup>、互相干型算法<sup>[56-57]</sup> 等。其中, 卷积型地震波干涉法原理(图 2)由井间震源激发的地震射线, 经位于井两侧的检波点 A 和

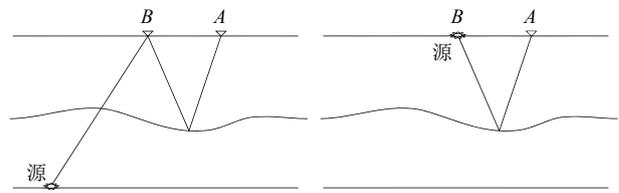


图 1 相关型地震波干涉法的射线路径示意图

Fig. 1 Ray path diagram of correlation seismic interferometry

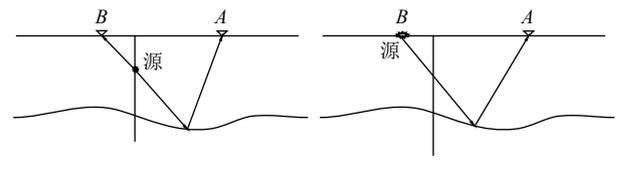


图 2 卷积型地震波干涉法射线路径示意图

Fig. 2 Ray path diagram of convolution seismic interferometry

B 接收, 将 A、B 得到的地震记录进行卷积可得到一个以 B 为虚震源, A 为检波点的新的地震记录。由此可见, 相关使得重合的射线路径相消, 而卷积使得射线路径延长。卷积型干涉法涉及的数学理论与相关型干涉法类似<sup>[58]</sup>。另外, 多维反卷积方法可以克服噪声源不规则性的限制, 是对反卷积干涉测量的一种改进, 通过多维反卷积方法可以在区域地震数据中更好的提取体波信号<sup>[59-61]</sup>。

近年来, 研究表明背景噪声中有一部分能量是以体波形式存在的, 比如海洋风暴引起的噪声中含有强烈的 P 波信号<sup>[27, 62]</sup>。一般情况下, 噪声源多位于地球表面, 使用地震波干涉测量法提取体波, 会低估体波振幅。想要重建体波, 噪声源必须在适当的平稳区域, 其中大部分需要埋藏在地球内部<sup>[63]</sup>。从图 3 中不难看出, 从背景噪声中提取体波的关键之一是如何巧妙地利用体波的空间相干性<sup>[64]</sup>。

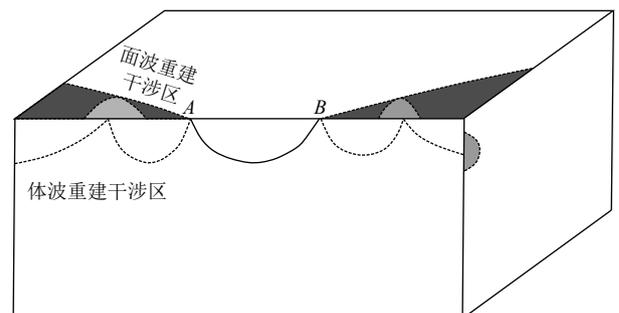


图 3 面波(深色阴影)和体波(浅色阴影)相长干涉区的示意图(修自 Shapiro<sup>[63]</sup>)

Fig. 3 Schematic diagram of the constructive interference zone of surface wave (dark shadow) and body wave (light shadow) (modified from Shapiro<sup>[63]</sup>)

## 1.1 利用背景噪声记录提取体波信号

### 1.1.1 互相关法

传统地震干涉法是基于检波器记录的长时间连续波形数据进行互相关来提取格林函数。假设在地层深处的瞬时点源与小波  $S(s, \omega)$  在频域卷积, 产生的波场经检波器  $r_A$  和  $r_B$  接收, 分别为  $u(r_A, s, \omega)$  和  $u(r_B, s, \omega)$ 。在频域中, 互相关  $C_{AB}$  计算式为<sup>[65]</sup>:

$$u(r_A, s, \omega) = S(s, \omega)G(r_A, s, \omega) \quad (1)$$

$$u(r_B, s, \omega) = S(s, \omega)G(r_B, s, \omega) \quad (2)$$

$$C_{AB} = |S(s)|^2 G(r_A, s)G^*(r_B, s) = u^*(r_A, s)u(r_B, s) \quad (3)$$

其中,  $G = G_0 + G_s$ ,  $G_0$  为散射格林函数,  $G_s$  为散射波场。

在传统的地震数据处理方法中, 通过地震台站采集的背景噪声, 很难识别出有效信号, 通常情况下会被当作干扰信号而被剔除或压制。然而, 通过上述互相关叠加算法, 能够获得两个台站之间清晰的经验格林函数<sup>[66]</sup>, 并可以用来研究地下结构、震源性质等重要地球物理问题<sup>[6, 67]</sup>。通常而言, 基于噪声互相

关计算的格林函数中体波成分分布在高频段, 如 Koper 等<sup>[68-69]</sup>利用台阵的长期记录, 分析了 4 Hz—2.5 s 频带噪声的来源, 发现 P 波成分占 28%, 其余为面波成分。

如何从互相关计算结果中有效分离体波和面波是持续研究的热点问题。Takagi 等<sup>[70]</sup>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。图 4 显示了在 0.5—2.0 Hz 频率范围内观测到的互相关函数, 在 ZZ 分量的时间对称部分, 瑞利波信号明显, 传播速度约为 3 km/s。ZZ 相关性反对称部分的大振幅意味着入射瑞利波的强各向异性。在 ZR 和 RZ 的互相关函数中, 可以看到清晰的 P 波, 在反对称部分存在各向异性瑞利波。通过对 ZR 和 RZ 相关性求和, 来分离 P 波和各向异性瑞利波。他们假设二维面波和三维体波是随机不相关平面波的叠加, 推导了 ZR 和 RZ 相关性的 2 个基本特征: ①在 ZR 和

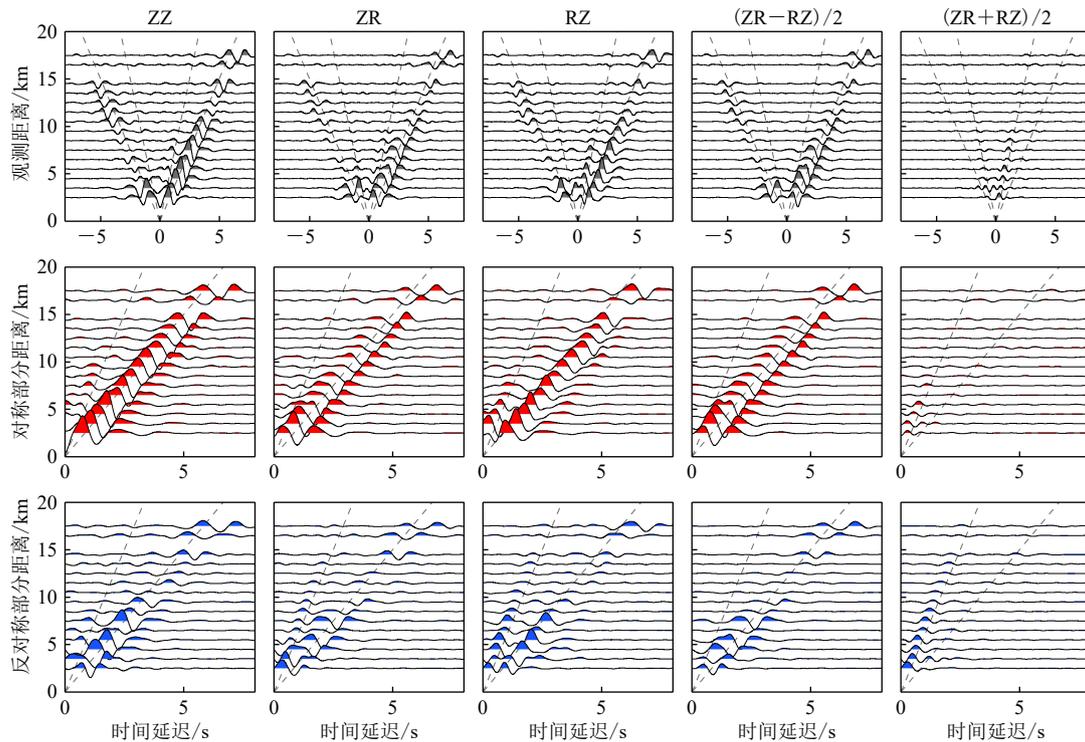


图 4 Tono 台阵上观察到的互相关函数, 互相关函数在每隔 1 km 的间隔距离上取平均值。灰色(上图)显示了两侧的交叉相关性。红色(中间)和蓝色(底部)显示了两侧相关性(灰色)的时间对称和时间反对称部分。与两侧相关性相比, 时间对称和时间反对称分量的幅度放大了 2 倍。灰色虚线表示波以 6.0 km/s 和 3.0 km/s 的速度传播<sup>[70]</sup>

Fig. 4 Observed cross-correlation functions at Tono array. Cross-correlation functions are averaged over every 1 km separation distance. Gray (top) shows two side cross correlations. Red (middle) and blue (bottom) show the time-symmetric and time-antisymmetric parts of the two side correlations (gray). The amplitude of the time-symmetric and time-antisymmetric components is enlarged by a factor of 2 as compared to that of the two side correlations. Gray broken lines indicate the traveltimes of waves with 6.0 km/s and 3.0 km/s<sup>[70]</sup>

RZ 相关性之间, 瑞利波具有相反的符号, 而 P 波具有相同的符号。②对于 ZR 和 RZ 的相关性, 瑞利波是时间对称的, 而 P 波是时间反对称的。因此, 可以通过只取 ZR 和 RZ 相关的和与差以及只取时间对称和时间反对称分量来分离 P 波和瑞利波。上述方法可以更好地利用环境噪声的三分量观测来准确评估互相关张量, 进而利用提取的体波和面波来改善深层速度结构的成像及分辨率, 并有助于理解环境噪声的组成。同时, 还反映出地震干涉测量法的一个优点, 即可以重建全分量互相关张量或格林张量。

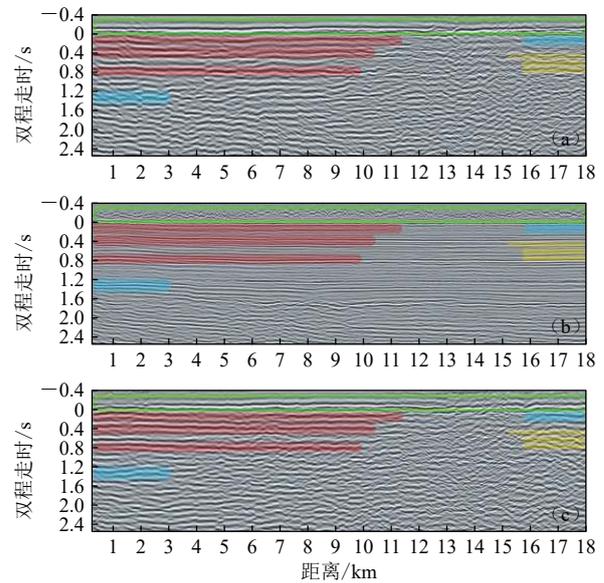
近年来, 研究人员通过背景噪声互相关技术恢复了不同频率、不同深度及不同探测尺度的反射体波信号, 包括高频(6—24 Hz)反射体波信号<sup>[24]</sup>、地壳反射体波信号<sup>[29, 32]</sup>、经地幔过渡带<sup>[32]</sup>和地核反射<sup>[71]</sup>的体波信号、全球尺度反射体波信号<sup>[34-35]</sup>、区域尺度反射体波信号<sup>[29, 32]</sup>、局部尺度反射体波信号<sup>[23-26, 72-74]</sup>等。一般而言, 通过对大量互相关波形的线性叠加可以获得深部间断面上的微弱反射体波信号, 但通过线性叠加获取的体波信号具有较低的信噪比, 所以大部分研究侧重于证实互相关波形中体波震相的存在, 而针对间断面结构的横向变化研究较少<sup>[32]</sup>。

#### 1.1.1.1 提取局部探测尺度内的高频体波

近年来, 基于局部尺度范围(约 10 km)的高频(1—50 Hz)体波已经从背景噪声中提取出来了。在局部区域研究范围内, 人为噪声源(交通、建筑和其他噪声)对于体波的提取很重要<sup>[74]</sup>。不过其他因素也会产生高频噪声, 如近海岸的海浪、河流、湖泊和风<sup>[27, 75-78]</sup>。由于高频体波随传播距离衰减快, 因此, 靠近海岸线或城市地区是提取高频体波最佳的区域<sup>[64]</sup>。

(1)提取反射体波。高频(6—24 Hz)反射体波可以从短时背景噪声中(10—60 h)提取出来<sup>[23-24, 31, 72-73]</sup>。Draganov 等<sup>[23-25]</sup>利用利比亚地区 11 h 的背景噪声记录进行互相关计算, 使用频率—波数滤波器压制面波后, 成功提取到反射 P 波, 获得地下结构成像(图 5)。在地球自由表面处(绿色线条), 背景噪声图像显示的相干性比主动震源图像高得多, 这说明背景噪声具有对近地表成像和对主动震源进行静态校正的潜力。另外, 尽管从背景噪声中获得的地下图像具有清晰的分层结构(红色线条), 但图像的相干性较差, 频率比使用主动震源获得的图像低得多, 造成这种差异的原因在于背景噪声的频率范围没有主动震源噪声的频率范围宽<sup>[79]</sup>。

(2)提取直达波和折射波。Roux 等<sup>[26]</sup>利用背景噪声互相关技术, 从加州帕克菲尔德 11 km 范围内提取



(a) 连续背景噪声数据; (b) 主动震源数据; (c) 滤波后的背景噪声数据<sup>[25]</sup>

(a) The data from continuous ambient-noise records; (b) The data from the active sources; (c) The data from ambient-noise after filtering<sup>[25]</sup>

图 5 时间偏移反射图

Fig. 5 Time-migrated reflection images

了折射 P 波, 他们通过 Bin-叠加来提高信噪比, 并根据体波不同分量的极性对体波进行验证。Takagi 等<sup>[70]</sup>基于获取的格林张量的不同分量中体波的极性相反这一观测事实, 提取了直达 P 波和瑞利波, 认为利用提取的直达 P 波和面波可以改善深层速度结构, 并且能从根本上理解环境噪声的组成。

2015 年, Nakata 等<sup>[74]</sup>采用频率域归一化噪声互相关法成功提取出 P 波信号。为了在每个接收器对上提取体波, 他们使用了带通滤波器(图 6a)用于选择包含较强体波的轨迹以保留体波能量以及用于增强 P 波信噪比的噪声抑制滤波器(图 6b), 在每个虚拟源计算了体波走时(图 7), 并利用走时层析成像获得了更高分辨率的速度结构(图 8)。该研究首次仅从地面记录的环境噪声中成功获得了体波层析成像结果。

#### 1.1.1.2 提取区域探测尺度范围内的体波

区域尺度的成像目标可以是地壳、上地幔以及莫霍面和地幔过渡带等主要速度不连续面(例如, 410 km 和 660 km 间断面)<sup>[64]</sup>。与其他尺度类似, 在区域尺度内的面波在环境噪声中更强且更容易提取。而且在该尺度内, 地震及其尾波易于成像<sup>[39, 80-81]</sup>。因此, 在区域尺度内提取体波仍然存在一定的挑

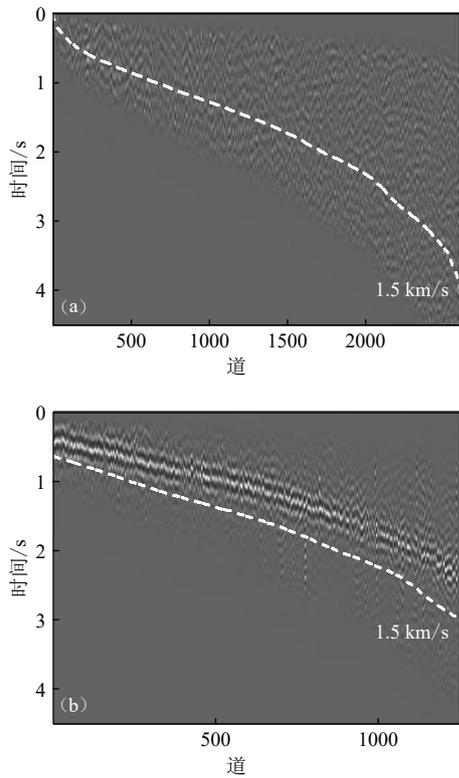


图6 (a) 带通滤波后的虚拟炮集; (b) 噪声抑制滤波后的P波能量<sup>[74]</sup>  
 Fig. 6 (a) The virtual shot gather after applying band-pass filter; (b) The P-wave isolation and noise suppression filters<sup>[74]</sup>

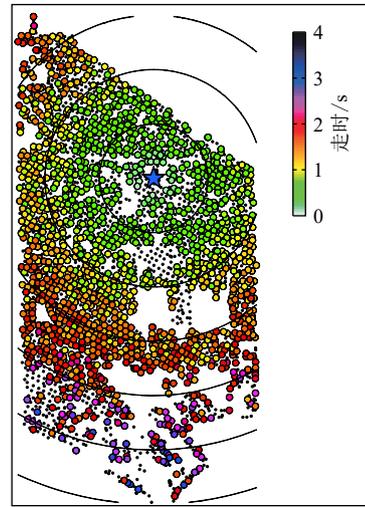


图7 P波回折波到时<sup>[74]</sup>  
 Fig. 7 The arrival times of P diving wave<sup>[74]</sup>

战性。

尽管如此, 仍有许多研究者从区域尺度范围内提取了体波。Draganov等<sup>[24]</sup>使用石油勘探数据从浅层界面中提取了反射P波。Zhan等<sup>[29]</sup>在非洲一个台阵中提取了SmS波及其多次波。Poli等<sup>[82]</sup>使用芬兰北部40多个宽频带地震台站记录的实验数据, 基于背景噪声互相关提取了莫霍反射波(PmP, SmS, SmS2), 以及振幅较弱的上地幔顶部折射波震相

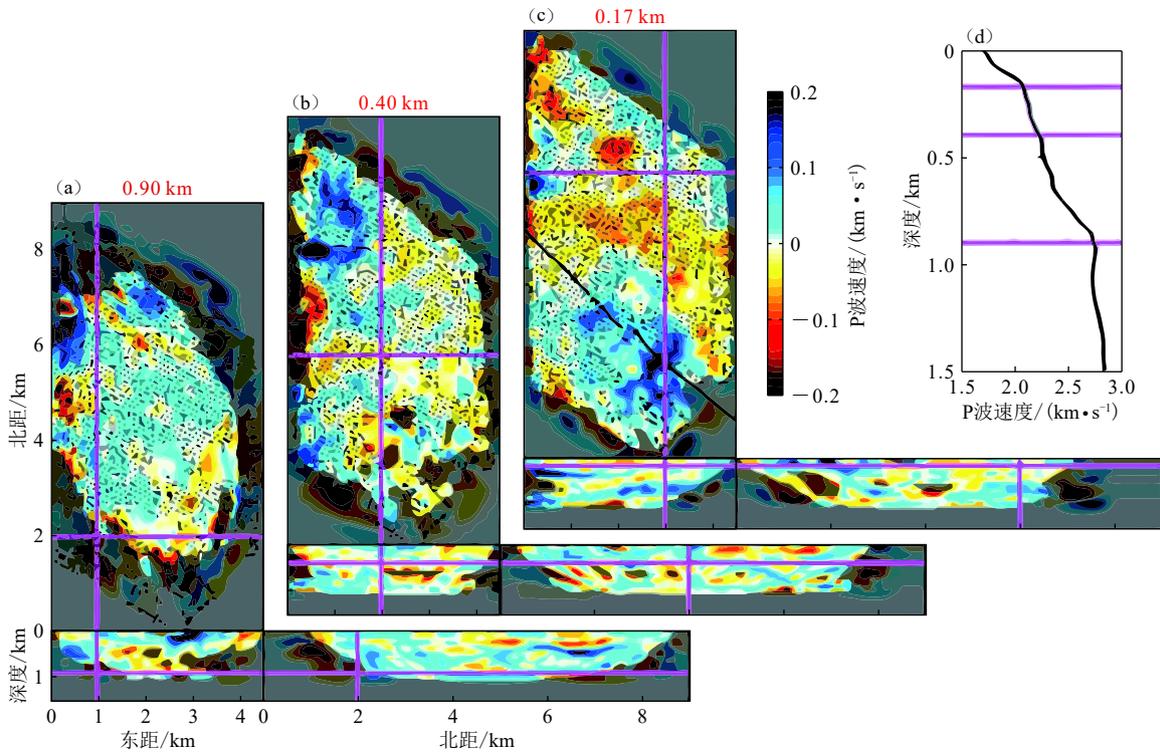


图8 反演的三维P波速度及垂直和水平切片<sup>[74]</sup>  
 Fig. 8 Inversion of three-dimensional P-wave velocity and vertical and horizontal slices<sup>[74]</sup>

(Pn 和 Sn) 和壳内初至波震相 (Pg 和 Sg)。他们通过对距离-时间图上所有相关函数进行排序以代替 Bin-叠加来提取这些波。同年, Poli 等<sup>[32]</sup>在芬兰北部使用相同的数据提取了地幔不连续面 (410 km 和 660 km)

的反射 P 波信号 (P410P、P660P) (图 9)。在人口稠密的德黑兰地区, Shirzad 等<sup>[38]</sup>通过背景噪声相关及均方根叠加方法, 从近距离接收器 (站间距离小于 35 km) 中提取了体波。

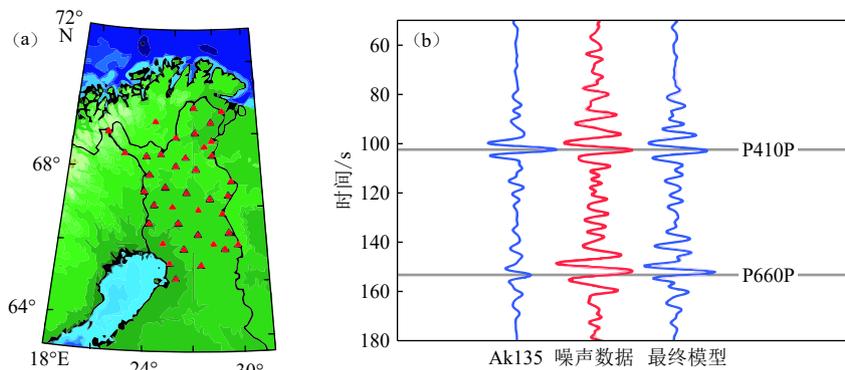


图 9 (a) 显示芬兰北部地震台阵 (红色三角形) 的地图; (b) 基于背景噪声互相关 (中间)、AK135 模型 (左)、该区域的最终模型 (右) 数据提取的 410 km 和 660 km 不连续面反射 P 波信号<sup>[32]</sup>

Fig. 9 (a) Map showing the stations of the seismic array (red triangles) in northern Finland; (b) Extracted reflected waves from 410-km and 660-km discontinuities from ambient noise (middle), synthetic with AK135 model (left), and final model for this region (right)<sup>[32]</sup>

Ni 等<sup>[83]</sup>利用日本的 F-net 及中国的 NECESSArray 台网记录的背景噪声提取了 P 波和瑞利波 (图 10)。他们在每个单独接收器对之间重复利用双波束方法 (DBF) 以提高信噪比, 通过 P 波层析成像来对地球内部进行成像。由于在区域尺度中, P 波和瑞利波的到时差异通常足够大, 因此, 可以在时域中清楚地识别这两种波, 并将它们用于结构成像。但要实现在更

大的尺度范围内提取体波将是地壳尺度进行体波层析成像的关键。

### 1.1.1.3 提取全球尺度范围内的低频体波

Nishida<sup>[37]</sup>使用频率范围为 5—40 mHz 的地震嗡鸣声, 通过不同分量 (径向、切向和垂向) 之间的互相关计算提取多个全球尺度的体波震相 (图 11), 并对比观测到的互相关函数和合成互相关函数来讨论噪声源的产生机理和分布特征。在互相关张量中, 对角分量 (ZZ、RR 和 TT) 和交叉项 (ZR、ZT、RZ、RT、TZ 和 TR) 均提供了有用信息。在各向异性介质存在的情况下, 垂直—径向 (ZR) 和径向—垂直 (RZ) 的互相关结果比垂直—垂直 (ZZ) 向互相关提取的面波信号更稳健<sup>[84]</sup>。Haney 等<sup>[85]</sup>从理论上证明了 ZR 相关的鲁棒性, 并指出波的极化分析作为一个空间滤波器, 削弱了平面外鬼波的到达。交叉项还可用于绘制互相关函数的粒子振动模式图, 有助于识别提取的地震波场中的震相特征。

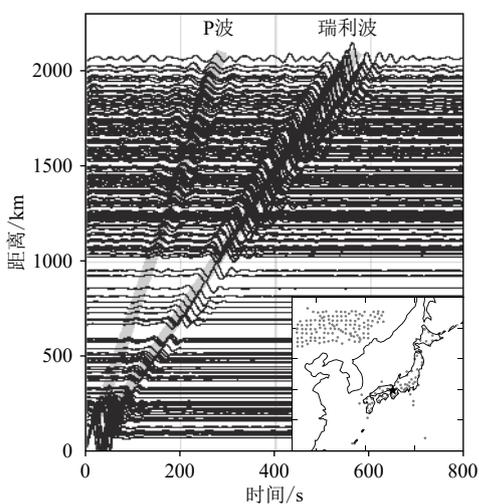


图 10 提取 P 波和瑞利波。使用双波束以提高信噪比, 周期为 20—60 s<sup>[83]</sup>

Fig. 10 P and Rayleigh waves retrieved from ambient noise. DBF is used to enhance SNR. The period band used is 20—60 s<sup>[83]</sup>

在研究地震波的全球传播时, 低频地震数据是有效的, 因为它们有较长的波长<sup>[86]</sup>。在全球尺度范围内, 从背景噪声中提取体波需要更长的时间间隔 (年) 数据来获得平稳的互相关函数。假设地球速度结构模型为 1D 的情况下, 可以应用空间叠加来提高互相关结果的稳定性和信噪比。从环境噪声中还可以获取全球体波地震图<sup>[87]</sup>。目前为止, 基于背景噪声

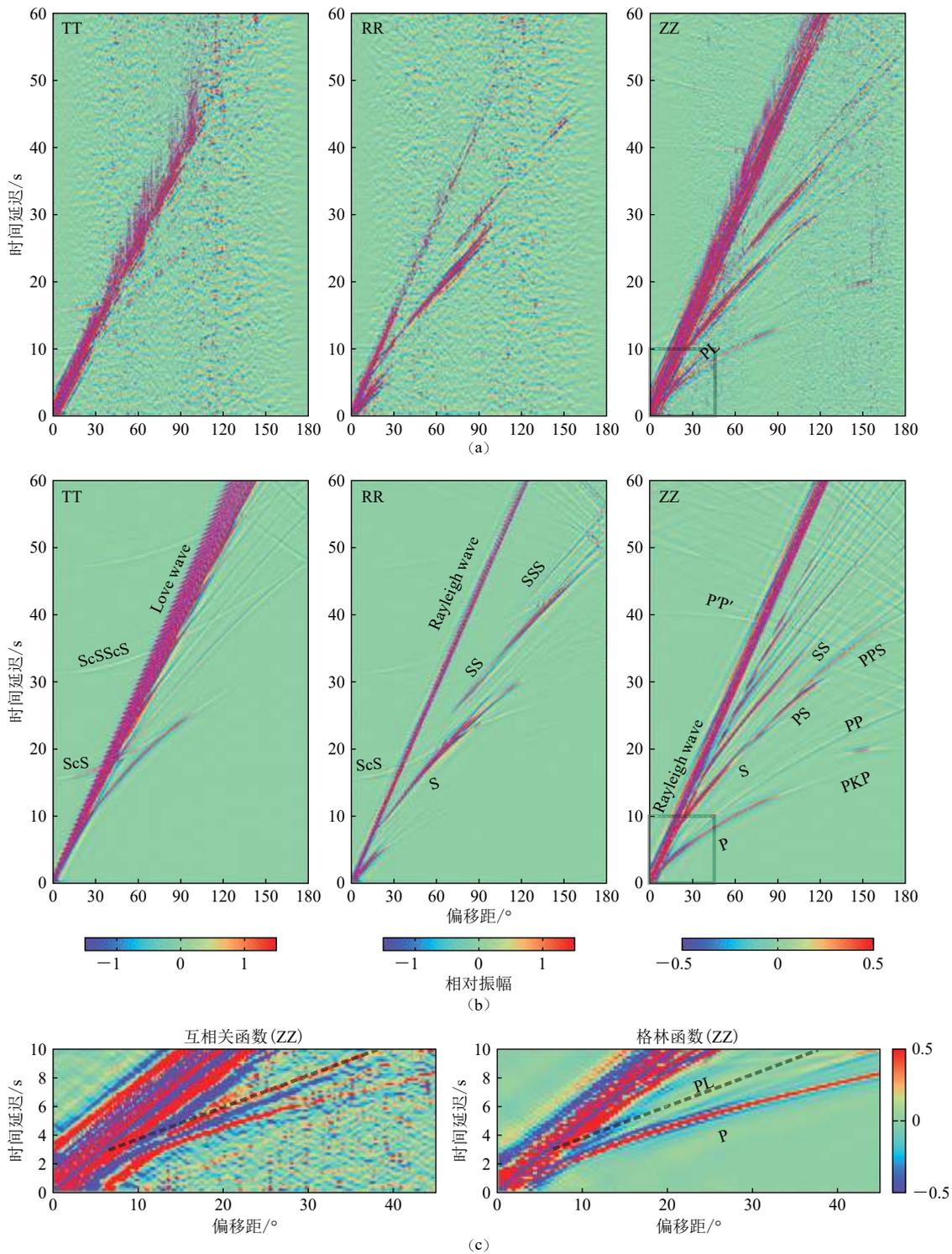


图 11 (a) 通过 Bin-叠加得到的各分量 (TT、RR、ZZ) 的 CCFs; (b) 基于全球标准参考地球模型得到的合成格林函数 (TT、RR、ZZ); (c) 图 a 中 0°—40°震中距范围内的局部放大图, 以显示出清晰的 P 波和 PL 波<sup>[37]</sup>

Fig. 11 (a) CCFs of each component obtained by Bin-stacked (TT, RR, ZZ); (b) TT, RR, and ZZ components of the synthetic Green's functions obtained with the spherical Earth model; (c) A partial zoom up view within the range of 0°—40° epicenter distance to show clear P and PL waves in figure (a) <sup>[37]</sup>

互相关提取的体波在全球范围内的应用主要集中在以下 3 个方面: ①从背景噪声中检索全球尺度地震震相<sup>[34-35, 37, 71, 88]</sup>, 全球地震震相提供的图像可以使我

们更好的理解地球内部结构(如地幔对流、板块构造等); ②研究体波噪声源机制<sup>[37, 87, 89]</sup>; ③对地球不同深度处甚至内核部分进行成像<sup>[90-91]</sup>。

### 1.1.2 自相关法

理论上, 对于一维层状介质, 通过地下脉冲源引起的地震波的自相关可以恢复地表脉冲源引起的反射响应, 进而建立反射波剖面<sup>[40]</sup>。在三维非均匀介质中, 通过背景噪声自相关可以识别地下结构<sup>[46]</sup>。利用背景噪声自相关获取间断面体波信号, 对于经典的接收函数方法来说是一个很大的补充。Tibuleac 和 von Seggern<sup>[33]</sup>首次基于背景噪声自相关方法识别出

莫霍面的反射体波信号, 从而认为背景噪声自相关法可以识别任意台间距的地震台站下方的间断面深度, 且具有较高的分辨率。Ito 和 Shiomi<sup>[92]</sup>通过背景噪声自相关识别出日本附近俯冲板块内的地震散射体波, 表明在沿日本俯冲带的横截面上, 莫霍面 P 波反射信号具有空间一致性。Taylor 等<sup>[93]</sup>通过背景噪声自相关恢复了反射体波, 获得了北安纳托利亚断裂带(NAFZ)的环境噪声图像(图 12)。

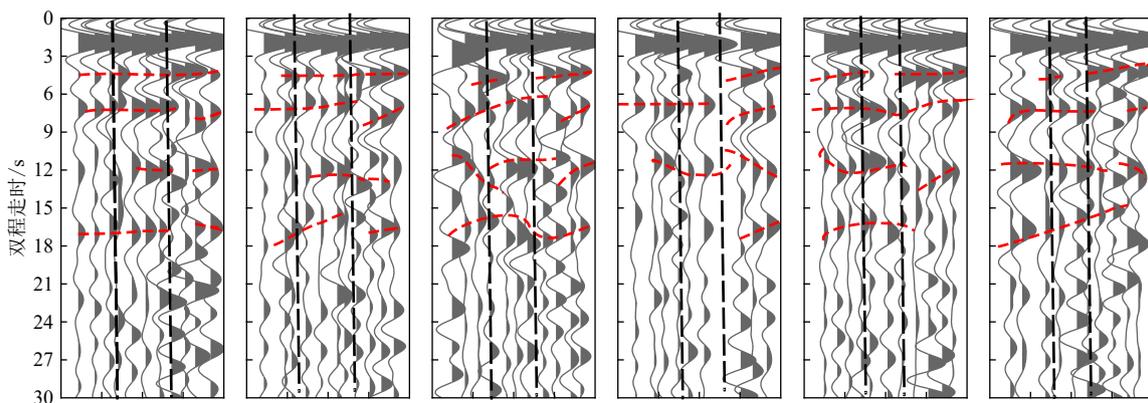


图 12 北安纳托利亚断裂带反射 P 波响应。从左往右分别为不同剖面上的台站自相关叠加结果, 红线表示推测可能存在的间断面。其中根据先验信息推测 12 s 处为莫霍面<sup>[93]</sup>

Fig. 12 P wave reflection response of the North Anatolia fault zone. From left to right are the superposition results of station autocorrelation on different sections, and the red dashed lines indicate possible discontinuities that may exist. Among them, according to the prior information, it is inferred that the Moho surface is at 12 s<sup>[93]</sup>

Kennett 等<sup>[94]</sup>提出一种识别间断面反射 P 波的新方法, 即通过识别自相关叠加波形包络线的变化来定位莫霍界面。他们通过背景噪声自相关和空间叠加方法得到了澳大利亚东南部高分辨率的莫霍面深度分布图。Kennett<sup>[95]</sup>将背景噪声自相关法扩展到更大的深度, 识别了横穿澳大利亚的岩石圈-软流圈边界。Saygin 等<sup>[96]</sup>通过计算印度尼西亚雅加达盆地 52 个地震台站的背景噪声自相关, 利用 PWS 得到了该盆地的 P 波反射响应。Becker 和 Knapmeyer-Endrun<sup>[97]</sup>通过背景噪声自相关对地下反射波进行成像, 并得到了中欧两个不同数据集台站下方的莫霍面深度变化。Romero 和 Schimmel<sup>[98]</sup>通过相位自相关和时-频域相位加权叠加方法获取了位于西班牙埃布罗盆地中的地震宽带台站的 P 波反射响应。他们使用更高的滤波频带(3—12 Hz)绘制出该盆地的古生代基底图, 并且发现相位自相关方法不需要消除由局部地震活动引起的异常信号, 这更有利于基底的识别。

### 1.2 利用地震尾波提取体波

在地震学中, 尾波一般指地震图上清晰震相的

后续部分, 来自地球内部随机分布的非均匀体对地震波的多次散射<sup>[99]</sup>。地震尾波携带了丰富的地球内部结构信息。充分挖掘这一信息, 不仅具有深刻的理论研究意义, 而且在实践中可以得到更多的应用。研究表明, 从地震尾波的连续几天记录中可以提取全球地震震相<sup>[87]</sup>。通过对地震尾波进行互相关处理, 可以得到两台站间的经验格林函数, 它包含了两个台站之间地震波在介质传播的信息, 而不需要在这两点中的任何一点都有源<sup>[47]</sup>。由于尾波是地震波多次散射的结果, 会对地球内部介质进行多次重复采样, 所以, 与直达波相比, 尾波对介质的微小变化更敏感(图 13), 可识别直达波所不能识别的介质的微小变化<sup>[100]</sup>。通过对尾波干涉的研究, 可以进一步发展高精度地震反演成像方法。

Snieder<sup>[50]</sup>在前人的研究基础上正式提出来尾波干涉原理。根据路径叠加原理, 可以用所有路径的子波的叠加来表示波场 $u(t)$ ,

$$u(t) = \sum_p S_p(t) \quad (4)$$

其中,  $p$ 代表包括直达波和散射波等波的所有传播路

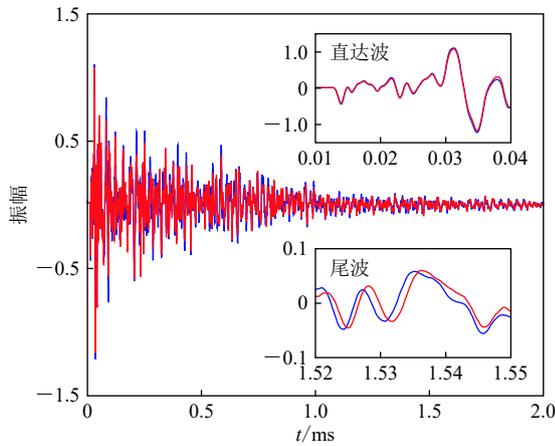


图 13 尾波与直达波对介质性质微小变化的敏感度对比。在震源和接收器都不变的情况下, 两条曲线(红、蓝)分别代表仅温度发生微小变化时得到的两个互相关波形<sup>[48]</sup>

Fig. 13 The sensitivity comparison of media's subtle variations between coda wave and first arrival wave. In the case that the source and receiver are unchanged, the two curves (red and blue) respectively represent the two cross-correlation waveforms obtained only when the temperature changes slightly<sup>[48]</sup>

径, 当波速发生微小扰动时, 波场会发生扰动,

$$\tilde{u}(t) = \sum_p S_p(t - \tau_p) \quad (5)$$

其中,  $\tau_p$ 为走时扰动。通过尾波干涉法来获取地下介质的相关变化是基于分析扰动前后时间窗口内的综合走时扰动,

$$R(t_s) = \frac{\int_{t-T}^{t+T} u(t') \tilde{u}(t' + t_s) dt'}{\sqrt{\int_{t-T}^{t+T} u^2(t') dt' \int_{t-T}^{t+T} \tilde{u}^2(t') dt'}} \quad (6)$$

其中,  $R(t_s)$ 代表扰动前后波场的时移互相关系数, 通过计算 $R(t_s)$ 可以比较扰动前后的波场。 $t_s$ 为扰动前后时间变化,  $t$ 为时间窗口的中心时间,  $T$ 为周期, 窗口长度为 $2T$ 。假设地震波在沿路径传播时, 其功率谱不变, 则式(6)可简化为,

$$R(t_s) = 1 - \frac{1}{2} \overline{\omega^2} \frac{\sum_p (t_s - \tau_p)^2 I_p}{\sum_p I_p} \quad (7)$$

其中,  $\overline{\omega^2}$ 为均方角频率,  $I_p$ 代表沿路径 $p$ 传播的波的强度。当 $R(t_s)$ 取最大值时,

$$t_s = t_{\max} = \frac{\sum_p \tau_p I_p}{\sum_p I_p} \quad (8)$$

将式(8)带入式(7)可以得到走时扰动方差与 $R(t_s)$ 取

最大值时的关系,

$$R(t_s)_{\max} = 1 - \frac{1}{2} \overline{\omega^2} \sigma_\tau^2 \quad (9)$$

其中,  $\sigma_\tau^2$ 为走时扰动方差。根据式(8)和(9), 可以得到走时扰动的均值与方差的相关信息, 进而评估介质的微小变化。尾波干涉法主要从震源位置、散射体运移状态及介质波速 3 个方面来研究震源或介质的微小变化<sup>[50]</sup>。

Abe 等<sup>[101]</sup>对远震事件的 P 波尾波进行了互相关, 通过假设获得的互相关函数包含地表和莫霍面之间的 PP 多次波, 得到了日本中部以下莫霍面的成像。Tonegawa 等<sup>[39]</sup>通过 S 波尾波互相关在菲律宾海板块中提取了体波。Wang 等<sup>[90]</sup>利用大地震尾波自相关, 首次成功提取 PKIKP<sup>2</sup>(I2) 和 PKIKP<sup>2</sup>(II2) 两个震相(图 14), 发现这两个震相在低纬度台阵的相对走时存在非常大的差异, 进一步发现地核内部的各向异性快轴是两端穿过东西半球的靠近赤道面方向的一条轴线, 这与外内核南北向的快轴方向显著不同。

Sun 和 Kennett<sup>[102]</sup>利用澳大利亚固定台站记录的远震事件(2010—2015 年), 基于远震 P 波和 S 波尾波的自相关, 得到了研究区域岩石圈体波反射信号。Pham 和 Tkalcic<sup>[103]</sup>通过对远震 P 波尾波自相关方法的改进, 论证了利用反射信号的可行性和优越性。Sun 和 Kennett<sup>[104]</sup>通过远震尾波的自相关确定了华北克拉通岩石圈间断面的位置。

在研究地球深部结构时, 传统的分析方法依赖于地震和台站分布。而大地震尾波自相关方法只与台站分布有关, 这为研究地核结构提供了新思路。

## 2 台阵处理方法与体波提取

自 20 世纪 60 年代以来, 地震台阵的发展给地震学带来了新的推动力。地震台阵由许多单个地震仪组成<sup>[105]</sup>。地震台阵处理技术不仅能提高信噪比, 而且还可以通过多种方法研究不同深度的地球结构。与单个台站相比, 地震台阵有 2 个方面的优势<sup>[106-107]</sup>: ①由于时间序列的叠加和非相干噪声的抑制, 地震台阵可以显著提高地震信号的信噪比; ②地震台阵可以确定地震信号的方位信息。

因此, 通过使用台阵数据和适当的处理技术, 我们能够研究通常不会在单个台站的地震记录中出现的相位。地震台阵在研究地球内部小尺度结构、震源机制方面非常有前景。例如, 台阵有助于利用体波从地壳中分辨出地球内部远高于全球地震学分辨率水

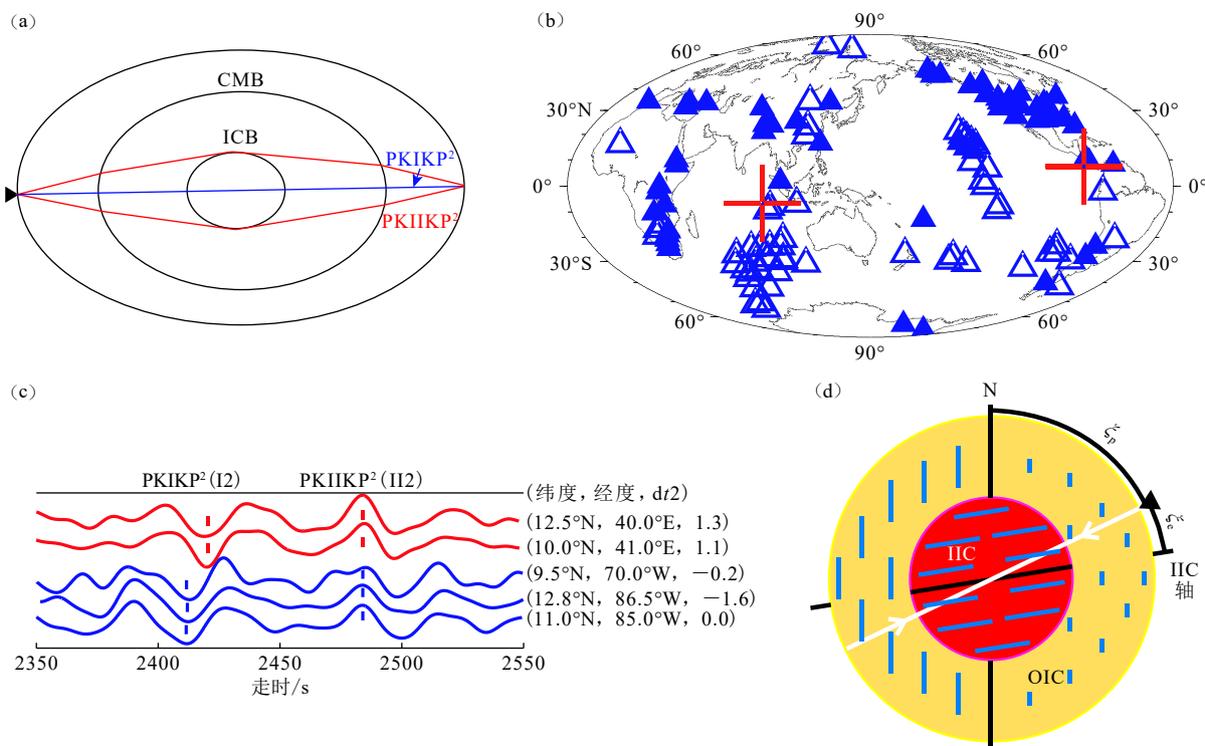


图 14 (a) I2 与 II2 震相的射线路径, CMB: 核幔边界; ICB: 内外核边界; (b) 57 个台站的位置 (实心三角形) 及其对跖点 (空心三角形) 以及地核内部 (红色十字) 的各向异性快轴位置; (c) 自相关叠加得到的经验格林函数; (d) 外内核 (OIC) 和地核内部 (IIC) 的各向异性示意图<sup>[90]</sup>

Fig. 14 (a) Ray paths of I2 and II2 waves from a station to its antipode and back; (b) Locations of 57 station arrays (filled triangles) and antipodes (open triangles) and the IIC fast axis (red crosses); (c) Example EGFs from autocorrelation stacks; (d) Schematic for the anisotropy of the OIC and the IIC<sup>[90]</sup>

平的精细结构<sup>[108]</sup>。在过去的几十年里, 许多台阵处理方法已经被开发了出来, 这些方法利用台阵数据的高信号相干性和精确定时来生成高分辨率的地球内部结构图像。下面主要介绍几种常见的提高体波信噪比的台阵处理技术。

### 2.1 Bin-叠加

假设地球结构表示为 1D 结构, 用 Bin-叠加做空间平均。Bin 相关函数为<sup>[64]</sup>,

$$\hat{u}(D, t) = \sum_{D-d_0/2 < d \leq D+d_0/2} u(x_r, x_s, t) \quad (10)$$

其中,  $u(x_r, x_s, t)$  是互相关函数,  $x_r$  和  $x_s$  分别是源和接收器的位置,  $D$  为经 Bin-叠加之后的离散距离,

$$D = \text{floor} \left( \frac{d(x_r, x_s) + d_0/2}{d_0} \right) \quad (11)$$

Bin-叠加适用于局部尺度的地震检波器台阵、区域尺度的高质量台阵以及全球多个宽带网络连接台阵<sup>[64]</sup>。例如, Roux 等<sup>[26]</sup>利用背景噪声互相关技术从加州帕克菲尔德 11 km 范围内提取了折射 P 波, 并通过 Bin-叠加来提高信噪比。Poli 等<sup>[32]</sup>使用慢度—时间

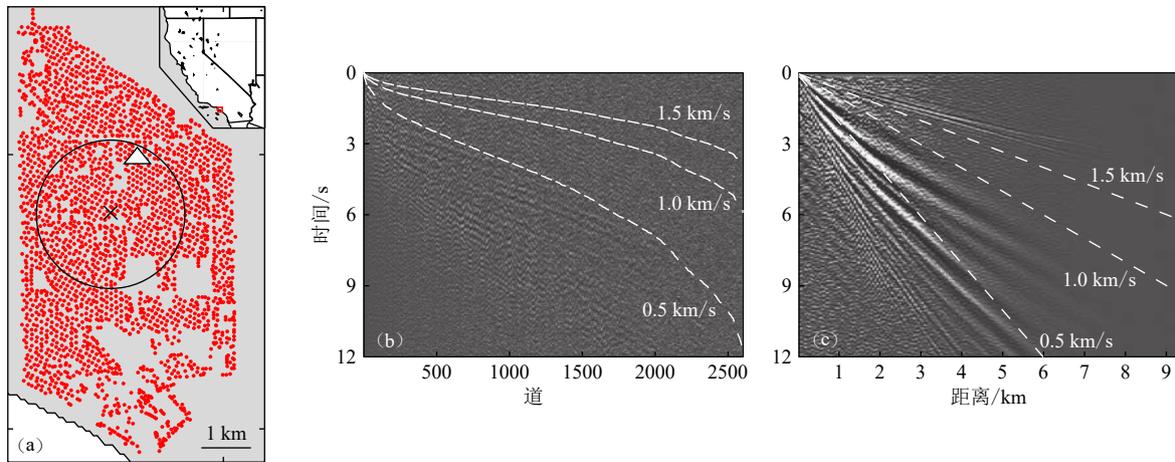
图以及 Bin-叠加在芬兰北部提取了地幔不连续面的反射 P 波信号。Nakata 等<sup>[74]</sup>使用 2500 个垂直分量检波器组合, 通过 Bin-叠加发现清晰的 P 波信号(图 15)。

### 2.2 双波束方法(DBF)

Bin-叠加适用于横向均匀的结构, 对于复杂结构, 由于波场的相干性降低了, 识别波场类型并提取目标波具有一定的挑战性。假设我们把很多个接收器作为一个台阵, 并将一组接收器作为子台阵, 使用 DBF 方法可以有效地提高两个子台阵之间的目标震相的信噪比<sup>[64]</sup>。

DBF 方法, 也称为“双台阵叠加”<sup>[109]</sup>, 结合了源台阵和接收台阵的经典倾斜叠加处理, 在接收台阵和源台阵上同时计算波束形成<sup>[106, 110-113]</sup>。DBF 方法需要找到合适的慢度  $u$ , 以及方位角  $\theta$ , 在给定相位的两侧同时对所有记录应用一个系统的延迟和求和<sup>[114]</sup>。给定时间  $t$ , 双波束  $B$  的计算式为<sup>[115]</sup>,

$$B(u_s, \theta_s, u_r, \theta_r, t) = \frac{1}{N_s N_r} \sum_{x_s} \sum_{y_s} \sum_{x_r} \sum_{y_r} C(x_s, y_s, x_r, y_r, t - \tau_s(x_s, y_s, u_s, \theta_s) + \tau_r(x_r, y_r, u_r, \theta_r)) \quad (12)$$



(a) 接收器的位置, 红点表示 2500 个接收器的位置, 白色三角形表示 (b) 中使用的互相关参考接收器;

(b) 互相关道集; (c) 使用所有互相关对的 Bin-叠加道集

(a) Location of receivers, the red dots show the location of 2500 receivers, and the white star indicates the reference receiver for cross-correlation used in (b); (b) Cross-correlation gather; (c) Bin-stacked gather using all correlation pairs

图 15 通过 Bin-叠加提高信噪比的例子<sup>[74]</sup>

Fig. 15 Example to improve the SNR after binned stack<sup>[74]</sup>

其中, 下标  $s$  和  $r$  指的是源和接收器,  $N$  是源和接收器的数量,  $C$  是空间点  $x$  和  $y$  之间的互相关函数。  $\tau$  是来自参考点的相对时间滞后, 对于 2D 台阵, 计算式为,

$$\tau(x, y, u, \theta) = u(x - x^c) \sin(\theta) + u(y - y^c) \cos(\theta) \quad (13)$$

其中, 坐标  $x^c$  和  $y^c$  代表波束中心点的位置坐标。由于双波束是通过大量的互相关校正叠加来完成, 对信噪比的改善是显著的, 因此, 有希望提取出隐藏在噪声相关中的微弱体波<sup>[114]</sup>。

Boue 等<sup>[109]</sup>展示了在地震勘探背景下, 利用 DBF 方法分离和提取 2D 源—接收器台阵之间的体波。通过将 DBF 应用于横向不均匀的地震勘探数据集中, 他们发现不仅提高了体波的信噪比, 而且还增加了方向信息。在地震勘探以及全球地震学中的大而密集的源—接收器部署的背景下, DBF 处理对于研究复杂波场具有很大的潜能。Nakata 等<sup>[115]</sup>使用环境噪声互相关和台阵处理技术提取了体波, 将 DBF 方法应用于台阵对之间, 明显提高了体波的信噪比(图 16)。使用 DBF 方法得到的波形显示了清晰的 P 波(图 16d); Bin-叠加重建了从  $C$  到  $B$  和  $A$  到  $B$  的体波, 而在其他组合中没有体波的出现(图 16c); 单个接收器对计算的小时相关函数中没有体波出现(图 16b)。

DBF 对于提高体波的信噪比效果良好, 它可以增强直达波的稳定性<sup>[115]</sup>。Ni 等<sup>[83]</sup>从背景噪声中提取了 P 波, 并在每个接收器对之间重复利用 DBF 以提高信噪比。Castellanos 等<sup>[114]</sup>为了将体波能量从环境

噪声场中分离出来, 将整个勘测区域分成多个小的子台阵, 并用 DBF 方法来提高信噪比。他们通过使用高频体波成像结果来解释纽波特—英格尔夫伍德断层(Newport-Inglewood fault, NIF)的微小几何变化, 而这些变化用传统的被动源成像方法是无法探测的。

另外, 在时间—慢度域中, 除了应用单波束或者 DBF 以外, 我们还可以在频率—波数域(Frequency-wavenumber domain, FK)中应用滤波器来进一步提高体波的信噪比。FK 滤波器对于提高体波的信噪比是可行的<sup>[116]</sup>。

### 2.3 相位加权叠加法(PWS)

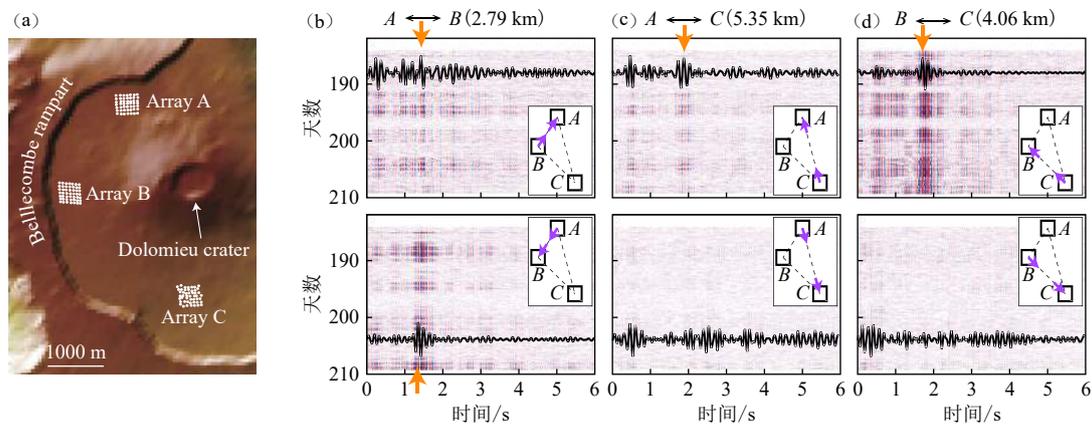
与面波信号相比, 间断面上反射体波信号的能量非常微弱, 从单个互相关波形中是很难识别的, 因此, 需要叠加多个互相关波形。在前人的研究中, 一般利用线性叠加方法来提取反射体波信号, 但因为叠加结果的信噪比较低, 很难探索间断面结构的横向变化。

PWS 法是一种非线性叠加方法, 能够有效减少台阵记录中非相干噪声, 增强相关性好的噪声<sup>[117]</sup>。以在接收函数中的应用为例, 用径向接收函数  $s(t)$  及希尔伯特变换  $H[s(t)]$  构造复数序列  $S(t)$ ,

$$S(t) = s(t) + iH[s(t)] \quad (14)$$

也可以用振幅  $A(t)$  和瞬时相位  $\Phi(t)$  表示,

$$S(t) = s(t) + iH[s(t)] = A(t) \exp[i\Phi(t)] \quad (15)$$



(a) 研究区域接收器台阵几何形状; (b) 单个接收器对之间的小时相关函数; (c) 使用台阵中的所有接收器并进行 Bin-叠加; (d) 使用台阵中的所有接收器并进行 DBF 处理

(a) Geometry of receiver arrays; (b) Hourly crosscorrelation functions between two receivers; (c) Using all receivers in the arrays and computing binned stack; (d) Using all receivers in the arrays and computing DBF

图 16 使用 DBF 提高信噪比的例子, 黄色箭头显示台阵之间的直达体波<sup>[115]</sup>

Fig. 16 Example to improve the SNR after DBF, the yellow arrows highlight the direct body waves between arrays<sup>[115]</sup>

PWS 方法对  $N$  条不同的接收函数  $s(t)$  叠加时, 利用瞬时相位  $\Phi(t)$  采用如下规则进行叠加,

$$v_{PWS}(t) = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N S_j(t) \left| \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N \exp[i\Phi_k(t)] \right|^v \quad (16)$$

其中  $v$  为指数。由于相干性较差的噪声瞬时相位不同, 导致求和后权重系数较小, 因此, 在叠加过程中得到压制, 而相干性较好的信号得到增强。

PWS 方法能够明显提高断面反射体波信号的信噪比, 因此, 通过这一方法可获得更精细的地幔速

度断面结构。Feng 等<sup>[118]</sup>利用华北克拉通东部高密度地震台阵记录的连续波形资料, 运用 PWS 方法从背景噪声互相关波形中提取了清晰的 410 km 断面和 660 km 断面的反射 P 波信号(图 17), 进而研究了华北克拉通东部地幔断面结构的横向变化(图 18)。使用 PWS 方法可以探测地幔中部微弱的 P 波到 S 波的转换界面。在大台阵中, 与其他倾斜叠加方法或相干方法相比, 由于相干权重, PWS 显示出改进的慢度和时间分辨率; 而在小台阵中, 由于慢度分辨率受限, PWS 没有那么明显的优势<sup>[106]</sup>。

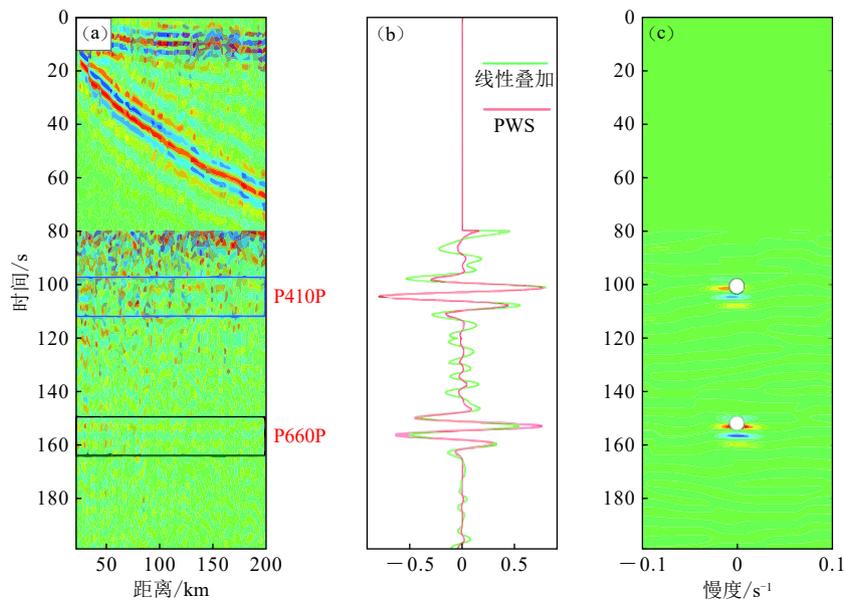
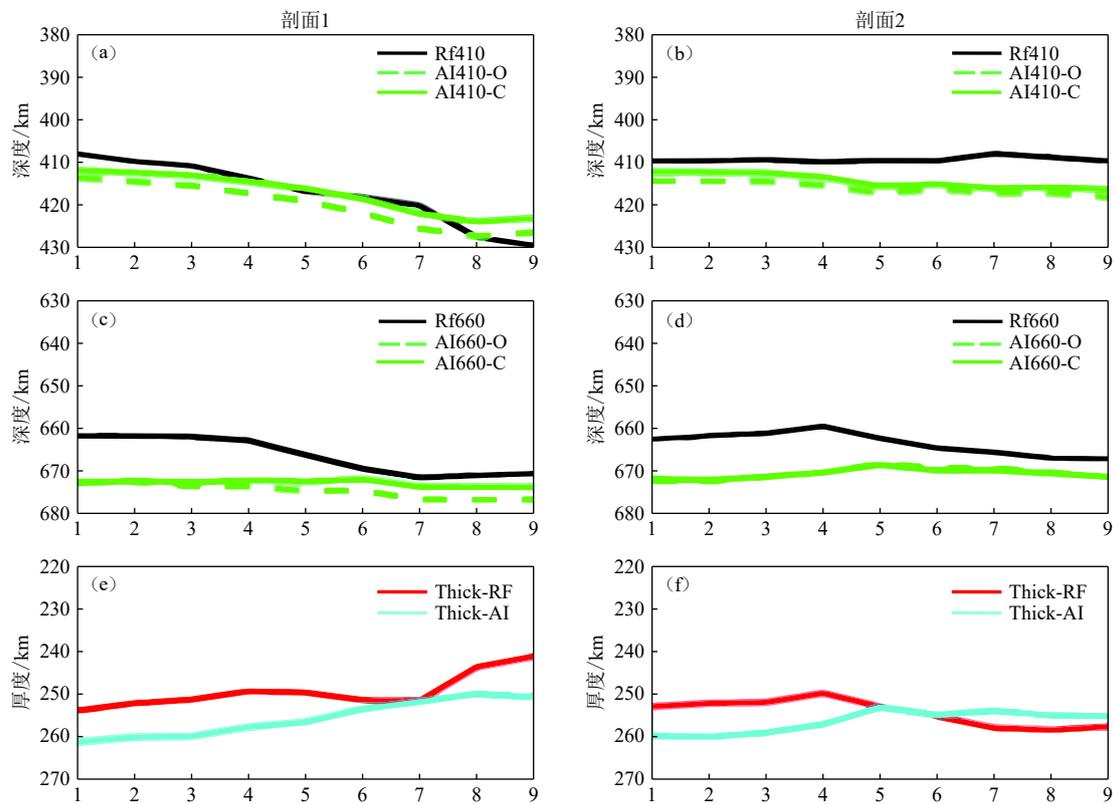


图 17 利用 PWS 方法提取断面反射 P 波信号<sup>[118]</sup>

Fig. 17 Using PWS method to extract P wave reflected by discontinuous surface<sup>[118]</sup>

图 18 华北克拉通东部地幔间断面结构横向变化<sup>[118]</sup>Fig. 18 Lateral variation of the intermantle surface structure in the eastern part of the North China Craton<sup>[118]</sup>

### 3 结论与展望

从震源角度划分,地震波干涉法分为主动源地震干涉法和被动源地震干涉法。被动源地震干涉法利用天然源地震,震源能量大,探测成本低,因而是探测地球深部结构最主要的方法之一。近年来,背景噪声干涉法在理论和实践上都得到了很大的发展,对于地球内部波速结构及其演化规律的研究具有广泛的应用前景。由于面波在背景噪声中占主导地位,而体波信号相对较弱,因此,从背景噪声中提取体波存在一定的挑战性。即使如此,仍有许多研究人员使用不同的方法(互(自)相关法),从背景噪声记录中恢复了不同频率、不同深度及不同探测尺度范围内的体波信号。

体波成功的从背景噪声中提取出来后,但由于其信噪比较低,需要额外的技术手段来提高体波的信噪比。台阵处理技术不仅能提高信噪比,而且还可以确定地震信号的方向信息,因此,通过使用台阵数据和适当的处理技术,我们能够研究通常不会在单个台站的地震记录中出现的地震震相。本文主要介绍了 Bin-叠加、DBF 及 PWS 方法。Bin-叠加适用于局部尺度的地震检波器台阵、区域尺度的高质量台阵以及全球多个宽频带网络连接台阵,同时,也适用

于横向均匀的结构。DBF 方法对于研究复杂波场具有很大的潜能,不仅能够提高相关信号的信噪比,还增加了方向信息。PWS 方法是一种非线性叠加方法,能够有效减少台阵记录中非相干噪声,增强相关性好的噪声。PWS 能够显著提高间断面反射体波信号的信噪比,可获得更精细的地幔速度间断面结构。

近年来,随着我国城市化进程的加快,地下空间的开发和利用已是大势所趋。城市地质环境受到的影响和面临的压力与日俱增。同时,城市活断层、地裂隙及地下空洞等是限制地下空间开发和利用的重要因素。因此,寻找绿色且无破坏性的方法至关重要。背景噪声层析成像(Ambient Noise Tomography, ANT)是本世纪以来发展较快的地震学方法之一,通过层析成像技术可以获得地球内部速度结构特征。而且该方法是一种绿色环保,成本较低的勘探方法。基于城市浅层空间背景噪声提取体波,并将提取的体波进行层析成像,对于研究城市地下空间结构有巨大的潜力。它不仅能够提取速度信息,而且能构造出分辨率较高的深度图像。尽管如此,对于浅层背景噪声中体波的提取仍存在处理流程及实际数据处理经验不足等情况,需要进一步的理论推导、论证及积极面对实际应用中可能存在的具体问题。

## 致谢

感谢中国地质大学(武汉)郑勇教授、南方科技

大学郭震博士和成都理工大学武振波博士的宝贵建议。感谢 3 位匿名审稿人的建设性意见,对稿件质量提升帮助很大。

## 参考文献

- [1] Weaver R L, Lobkis O I. Ultrasonics without a source: Thermal fluctuation correlations at MHz frequencies[J]. *Phys. Rev. Lett.*, 2001, 87(13): 134301
- [2] Snieder R. Extracting the Green's function from the correlation of coda waves: A derivation based on stationary phase[J]. *Phys. Rev. E.*, 2004, 69(4): 046610
- [3] Wapenaar K. Retrieving the elastodynamic Green's function of an arbitrary inhomogeneous medium by cross correlation[J]. *Phys. Rev. Lett.*, 2004, 93(25): 254301
- [4] Gouedard P, Stehly L, Brenguier F, et al. Cross-correlation of random fields: Mathematical approach and applications[J]. *Geophys. Prospect.*, 2008, 56(3): 375-393
- [5] Shapiro N M, Campillo M, Stehly L, et al. High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise[J]. *Science*, 2005, 307: 1615-1618
- [6] Yao H J, van der Hilst R D, de Hoop M V. Surface-wave array tomography in SE Tibet from ambient seismic noise and two-station analysis - I. Phase velocity maps[J]. *Geophys. J. Int.*, 2006, 166(2): 732-744
- [7] Yang Y J, Ritzwoller M H, Levshin A L, et al. Ambient noise rayleigh wave tomography across Europe[J]. *Geophys. J. Int.*, 2007, 168(1): 259-274
- [8] Yang Y J, Zheng Y, Chen J, et al. Rayleigh wave phase velocity maps of Tibet and the surrounding regions from ambient seismic noise tomography[J]. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2010, 11(8): Q08010
- [9] Bensen G D, Ritzwoller M H, Shapiro N M. Broadband ambient noise surface wave tomography across the United States[J]. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 2008, 113(B5): B05306
- [10] Lin F C, Moschetti M P, Ritzwoller M H. Surface wave tomography of the western United States from ambient seismic noise: Rayleigh and Love wave phase velocity maps[J]. *Geophys. J. Int.*, 2008, 173(1): 281-298
- [11] Zheng S H, Sun X L, Song X D, et al. Surface wave tomography of China from ambient seismic noise correlation[J]. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2008, 9: Q05020
- [12] Stehly L, Fry B, Campillo M, et al. Tomography of the Alpine region from observations of seismic ambient noise[J]. *Geophys. J. Int.*, 2009, 178(1): 338-350
- [13] Fu Y Y V, Li A B, Chen Y J. Crustal and upper mantle structure of southeast Tibet from Rayleigh wave tomography[J]. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 2010, 115: B12323
- [14] Li H Y, Liu X, Li X F, et al. Rayleigh wave group velocity distribution in Ningxia[J]. *J. Earth Sci.*, 2011, 22(1): 117-123
- [15] Zhou L Q, Xie J Y, Shen W S, et al. The structure of the crust and uppermost mantle beneath South China from ambient noise and earthquake tomography[J]. *Geophys. J. Int.*, 2012, 189(3): 1565-1583
- [16] Guo Z, Gao X, Yao H J, et al. Midcrustal low-velocity layer beneath the central Himalaya and southern Tibet revealed by ambient noise array tomography[J]. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2009, 10(5): Q05007
- [17] Guo Z, Gao X, Wang W, et al. Upper- and mid-crustal radial anisotropy beneath the central Himalaya and southern Tibet from seismic ambient noise tomography[J]. *Geophys. J. Int.*, 2012, 189(2): 1169-1182
- [18] 张明辉, 武振波, 马立雪, 等. 短周期密集台阵被动源地震探测技术研究进展[J]. *地球物理学进展*, 2020, 35(2): 495-511
- Zhang Minghui, Wu Zhenbo, Ma Lixue, et al. Research progress of passive source detection technology based on short-period dense seismic array[J]. *Progress in Geophysics*, 2020, 35(2): 495-511
- [19] Forghani F, Snieder R. Underestimation of body waves and feasibility of surface-wave reconstruction by seismic interferometry[J]. *The Leading Edge*, 2010, 29(7): 790-794
- [20] Wapenaar K. Green's function retrieval by cross-correlation in case of one-sided illumination[J]. *Geophys. Res. Lett.*, 2006, 33(19): L19304
- [21] Schuster G T, Yu J, Sheng J, et al. Interferometric/daylight seismic imaging[J]. *Geophys. J. Int.*, 2004, 157(2): 838-852

- [ 22 ] Bakulin A, Calvert R. The virtual source method: Theory and case study[J]. *Geophysics*, 2006, 71(4): S1139-S1150
- [ 23 ] Draganov D, Wapenaar K, Mulder W, et al. Retrieval of reflections from seismic background-noise measurements[J]. *Geophys. Res. Lett.*, 2007, 34(4): L04305
- [ 24 ] Draganov D, Campman X, Thorbecke J, et al. Reflection images from ambient seismic noise[J]. *Geophysics*, 2009, 74(6): A63-A67
- [ 25 ] Draganov D, Campman X, Thorbecke J, et al. Seismic exploration-scale velocities and structure from ambient seismic noise (> 1 Hz)[J]. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 2013, 118(8): 4345-4360
- [ 26 ] Roux P, Sabra K G, Gerstoft P, et al. P-waves from cross-correlation of seismic noise[J]. *Geophys. Res. Lett.*, 2005, 32(19): L19303
- [ 27 ] Zhang J, Gerstoft P, Shearer P M. High-frequency P-wave seismic noise driven by ocean winds[J]. *Geophys. Res. Lett.*, 2009, 36: L09302
- [ 28 ] Koper K D, de Foy B, Benz H. Composition and variation of noise recorded at the Yellowknife Seismic Array, 1991—2007[J]. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 2009, 114: B10310
- [ 29 ] Zhan Z W, Ni S D, Helmberger D V, et al. Retrieval of Moho-reflected shear wave arrivals from ambient seismic noise[J]. *Geophys. J. Int.*, 2010, 182(1): 408-420
- [ 30 ] Ruigrok E, Campman X, Wapenaar K. Extraction of P-wave reflections from microseisms[J]. *C. R. Geosci.*, 2011, 343(8-9): 512-525
- [ 31 ] Nakata N, Snieder R, Tsuji T, et al. Shear wave imaging from traffic noise using seismic interferometry by cross-coherence[J]. *Geophysics*, 2011, 76(6): SA97-SA106
- [ 32 ] Poli P, Campillo M, Pedersen H, et al. Body-wave imaging of earth's mantle discontinuities from ambient seismic noise[J]. *Science*, 2012, 338(6110): 1063-1065
- [ 33 ] Tibuleac I M, von Seggern D. Crust-mantle boundary reflectors in Nevada from ambient seismic noise autocorrelations[J]. *Geophys. J. Int.*, 2012, 189(1): 493-500
- [ 34 ] Boue P, Poli P, Campillo M, et al. Teleseismic correlations of ambient seismic noise for deep global imaging of the Earth[J]. *Geophys. J. Int.*, 2013, 194(2): 844-848
- [ 35 ] Lin F C, Tsai V C. Seismic interferometry with antipodal station pairs[J]. *Geophys. Res. Lett.*, 2013, 40(17): 4609-4613
- [ 36 ] Gorbatov A, Saygin E, Kennett B L N. Crustal properties from seismic station autocorrelograms[J]. *Geophys. J. Int.*, 2013, 192(2): 861-870
- [ 37 ] Nishida K. Global propagation of body waves revealed by cross-correlation analysis of seismic hum[J]. *Geophys. Res. Lett.*, 2013, 40(9): 1691-1696
- [ 38 ] Shirzad T, Shomali Z H. Extracting stable seismic core phases from ambient seismic noise[J]. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 2015, 106(1): 307-312
- [ 39 ] Tonegawa T, Nishida K, Watanabe T, et al. Seismic interferometry of teleseismic S-wave coda for retrieval of body waves: An application to the Philippine Sea slab underneath the Japanese Islands[J]. *Geophys. J. Int.*, 2009, 178(3): 1574-1586
- [ 40 ] Claerbout, Jon F. Synthesis of a layered medium from its acoustic transmission response[J]. *Geophysics*, 1968, 33(2): 264-269
- [ 41 ] Schuster G T. Theory of daylight/interferometric imaging; proceedings of the 63rd annual EAGE meeting, F, 2001 [C]. 2001
- [ 42 ] Wapenaar K, Slob E, Snieder R. On seismic interferometry, the generalized optical theorem, and the scattering matrix of a point scatterer[J]. *Geophysics*, 2010, 75(3): SA27-SA35
- [ 43 ] Wapenaar K, Fokkema J, Snieder R. Retrieving the Green's function in an open system by cross correlation: A comparison of approaches[J]. *J. Acoust. Soc. Am.*, 2005, 118(5): 2783-2786
- [ 44 ] Wapenaar K, Fokkema J. Green's function representations for seismic interferometry[J]. *Geophysics*, 2006, 71(4): S133-S146
- [ 45 ] Wapenaar K, Draganov D, Robertsson J. Introduction to the supplement on seismic interferometry[J]. *Geophysics*, 2006, 71(4): S11-S14
- [ 46 ] Wapenaar K, Thorbecke J, Draganov D. Relations between reflection and transmission responses of three-dimensional inhomogeneous media[J]. *Geophys. J. Int.*, 2004, 156(2): 179-194
- [ 47 ] Snieder R, Gret A, Douma H, et al. Coda wave interferometry for estimating nonlinear behavior in seismic velocity[J]. *Science*, 2002, 295(5563): 2253-2255
- [ 48 ] Snieder R. Coda wave interferometry and the equilibration of energy in elastic media[J]. *Phys. Rev. E.*, 2002, 66(4): 046615
- [ 49 ] Snieder R, Vrijlandt M. Constraining the source separation with coda wave interferometry: Theory and application to earthquake

- doublets in the Hayward fault, California[J]. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 2005, 110: B04301
- [ 50 ] Snieder R. The theory of coda wave interferometry[J]. *Pure Appl. Geophys.*, 2006, 163(2-3): 455-473
- [ 51 ] Gret A, Snieder R, Aster R C, et al. Monitoring rapid temporal change in a volcano with coda wave interferometry[J]. *Geophys. Res. Lett.*, 2005, 32(6): L06304
- [ 52 ] Curtis A, Gerstoft P, Sato H, et al. Seismic interferometry—turning noise into signal[J]. *The Leading Edge*, 2006, 25(9): 1082-1092
- [ 53 ] 陶毅, 符力耘, 孙伟家, 等. 地震波干涉法研究进展综述[J]. *地球物理学进展*, 2010, 25(5): 1775-1784  
Tao Yi, Fu Liyun, Sun Weijia, et al. A review of seismic interferometry[J]. *Progress in Geophysics*, 2010, 25(5): 1775-1784
- [ 54 ] Snieder R, Sheiman J, Calvert R. Equivalence of the virtual-source method and wave-field deconvolution in seismic interferometry[J]. *Phys. Rev. E.*, 2006, 73(6): 066620
- [ 55 ] Snieder R, Safak E. Extracting the building response using seismic interferometry: Theory and application to the Millikan Library in Pasadena, California[J]. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 2006, 96(2): 586-598
- [ 56 ] Prieto G A, Lawrence J F, Beroza G C. Anelastic Earth structure from the coherency of the ambient seismic field[J]. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 2009, 114: B07303
- [ 57 ] Aki K. Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors[J]. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 1957, 35: 415-456
- [ 58 ] Slob E, Wapenaar K. Electromagnetic Green's functions retrieval by cross-correlation and cross-convolution in media with losses[J]. *Geophys. Res. Lett.*, 2007, 34(5): 5307
- [ 59 ] Vasconcelos I, Snieder R, Hornby B. Imaging internal multiples from subsalt VSP data: Examples of target-oriented interferometry[J]. *Geophysics*, 2008, 73(4): S157-S168
- [ 60 ] Wapenaar K, van der Neut J, Ruigrok E. Passive seismic interferometry by multidimensional deconvolution[J]. *Geophysics*, 2008, 73(6): A51-A56
- [ 61 ] Nakata N, Snieder R, Behm M. Body-wave interferometry using regional earthquakes with multidimensional deconvolution after wavefield decomposition at free surface[J]. *Geophys. J. Int.*, 2014, 199(2): 1125-1137
- [ 62 ] Zhang J, Gerstoft P, Bromirski P D. Pelagic and coastal sources of P-wave microseisms: Generation under tropical cyclones[J]. *Geophys. Res. Lett.*, 2010, 37: L15301
- [ 63 ] Shapiro N M. Applications with surface waves extracted from ambient seismic noise[M]// Nakata N, Gualtieri L, Fichtner A. *Seismic ambient noise*. New York: Cambridge University Press, 2019: 218-238
- [ 64 ] Nakata N, Nishida K. Body wave exploration[M]// Nakata N, Gualtieri L, Fichtner A. *Seismic ambient noise*. New York: Cambridge University Press, 2019: 239-266
- [ 65 ] Vasconcelos I, Snieder R. Interferometry by deconvolution: Part 1—Theory for acoustic waves and numerical examples[J]. *Geophysics*, 2008, 73(3): S115-S128
- [ 66 ] Bensen G D, Ritzwoller M H, Shapiro N M, et al. Extending ambient noise surface wave tomography to continental scales: application across the United States[C]// American Geophysical Union, Fall Meeting 2005: S31A-0274
- [ 67 ] Zheng Y, Shen W S, Zhou L Q, et al. Crust and uppermost mantle beneath the North China Craton, northeastern China, and the Sea of Japan from ambient noise tomography[J]. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 2011, 116: B12312
- [ 68 ] Tanimoto T, Ishimaru S, Alvizuri C. Seasonality in particle motion of microseisms[J]. *Geophys. J. Int.*, 2006, 166(1): 253-266
- [ 69 ] Koper K D, Seats K, Benz H. On the composition of earth's short-period seismic noise field[J]. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 2010, 100(2): 606-617
- [ 70 ] Takagi R, Nakahara H, Kono T, et al. Separating body and Rayleigh waves with cross terms of the cross-correlation tensor of ambient noise[J]. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 2014, 119(3): 2005-2018
- [ 71 ] Lin F C, Tsai V C, Schmandt B, et al. Extracting seismic core phases with array interferometry[J]. *Geophys. Res. Lett.*, 2013, 40(6): 1049-1053
- [ 72 ] Ruigrok E, Wapenaar K. Global-phase seismic interferometry unveils P-wave reflectivity below the Himalayas and Tibet[J]. *Geophys. Res. Lett.*, 2012, 39: L11303
- [ 73 ] Xu Z, Juhlin C, Gudmundsson O, et al. Reconstruction of subsurface structure from ambient seismic noise: An example from Ketzin, Germany[J]. *Geophys. J. Int.*, 2012, 189(2): 1085-1102
- [ 74 ] Nakata N, Chang J P, Lawrence J F, et al. Body wave extraction and tomography at Long Beach, California, with ambient-noise interferometry[J]. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 2015, 120(2): 1159-1173

- [ 75 ] Gimbert F, Tsai V C, Lamb M P. A physical model for seismic noise generation by turbulent flow in rivers[J]. *J. Geophys. Res. Earth Surface*, 2014, 119(10): 2209-2238
- [ 76 ] Gimbert F, Tsai V C. Predicting short-period, wind-wave-generated seismic noise in coastal regions[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2015, 426: 280-292
- [ 77 ] Poppeliers C, Mallinson D. High-frequency seismic noise generated from breaking shallow water ocean waves and the link to time-variable sea states[J]. *Geophys. Res. Lett.*, 2015, 42(20): 8563-8569
- [ 78 ] Xu Y, Koper K D, Burlacu R. Lakes as a source of short-period (0.5—2 s) microseisms[J]. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 2017, 122(10): 8241-8256
- [ 79 ] Nakata N, Tsuji T, Matsuoka T. Acceleration of computation speed for elastic wave simulation using a Graphic Processing Unit[J]. *Exploration Geophysics*, 2011, 42(1): 98-104
- [ 80 ] Bostock M G. Anisotropic upper-mantle stratigraphy and architecture of the Slave craton[J]. *Nature*, 1997, 390(6658): 392-395
- [ 81 ] Campillo M, Paul A. Long-range correlations in the diffuse seismic coda[J]. *Science*, 2003, 299(5606): 547-549
- [ 82 ] Poli P, Pedersen H A, Campillo M, et al. Emergence of body waves from cross-correlation of short period seismic noise[J]. *Geophys. J. Int.*, 2012, 188(2): 549-558
- [ 83 ] Ni J, Grand S. Collaborative research: Northeast China extended seismic array: Deep subduction, mantle dynamics and lithospheric evolution beneath Northeast China[R/OL]. International Federation of Digital Seismograph Networks, 2009. [https://doi.org/10.7914/SN/YP\\_2009](https://doi.org/10.7914/SN/YP_2009)
- [ 84 ] van Wijk K, Mikesell T D, Schulte-Pelkum V, et al. Estimating the Rayleigh-wave impulse response between seismic stations with the cross terms of the Green tensor[J]. *Geophys. Res. Lett.*, 2011, 38: L16301
- [ 85 ] Haney M M, Mikesell T D, van Wijk K, et al. Extension of the spatial autocorrelation (SPAC) method to mixed-component correlations of surface waves[J]. *Geophys. J. Int.*, 2012, 191(1): 189-206
- [ 86 ] Nishida K, Montagner J P, Kawakatsu H. Global surface wave tomography using seismic hum[J]. *Science*, 2009, 326(5949): 112
- [ 87 ] Boué P, Poli P, Campillo M, et al. Reverberations, coda waves and ambient noise: Correlations at the global scale and retrieval of the deep phases[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2014, 391: 137-145
- [ 88 ] Poli P, Thomas C, Campillo M, et al. Imaging the  $D''$  reflector with noise correlations[J]. *Geophys. Res. Lett.*, 2015, 42(1): 60-65
- [ 89 ] Nishida K, Takagi R. Teleseismic S wave microseisms[J]. *Science*, 2016, 353(6302): 919-921
- [ 90 ] Wang T, Song X D, Xia H H. Equatorial anisotropy in the inner part of Earth's inner core from autocorrelation of earthquake coda[J]. *Nat. Geosci.*, 2015, 8(3): 224-227
- [ 91 ] Huang H H, Lin F C, Tsai V C, et al. High-resolution probing of inner core structure with seismic interferometry[J]. *Geophys. Res. Lett.*, 2015, 42(24): 10622-10630
- [ 92 ] Ito Y, Shiomi K. Seismic scatterers within subducting slab revealed from ambient noise autocorrelation[J]. *Geophys. Res. Lett.*, 2012, 39: L19303
- [ 93 ] Taylor G, Rost S, Houseman G. Crustal imaging across the North Anatolian Fault Zone from the autocorrelation of ambient seismic noise[J]. *Geophys. Res. Lett.*, 2016, 43(6): 2502-2509
- [ 94 ] Kennett B L N, Saygin E, Salmon M. Stacking autocorrelograms to map Moho depth with high spatial resolution in southeastern Australia[J]. *Geophys. Res. Lett.*, 2015, 42(18): 7490-7497
- [ 95 ] Kennett B L N. Lithosphere-asthenosphere P-wave reflectivity across Australia[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2015, 431: 225-235
- [ 96 ] Saygin E, Cummins P R, Lumley D. Retrieval of the P wave reflectivity response from autocorrelation of seismic noise: Jakarta Basin, Indonesia[J]. *Geophys. Res. Lett.*, 2017, 44(2): 792-799
- [ 97 ] Becker G, Knapmeyer-Endrun B. Crustal thickness across the Trans-European Suture Zone from ambient noise autocorrelations[J]. *Geophys. J. Int.*, 2018, 212(2): 1237-1254
- [ 98 ] Romero P, Schimmel M. Mapping the basement of the Ebro Basin in Spain with seismic ambient noise autocorrelations[J]. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 2018, 123(6): 5052-5067
- [ 99 ] Aki K. Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves[J]. *J. Geophys. Res.*, 1969, 74(2): 615-631
- [ 100 ] 肖卓, 高原. 尾波干涉原理及其应用研究进展综述[J]. *地震学报*, 2015, 37(3): 516-526  
Xiao Zhuo, Gao Yuan. A review on the theory of coda wave interferometry and its research progress[J]. *Acta Seismologica Sinica*, 2015, 37(3): 516-526
- [ 101 ] Abe S, Kurashimo E, Sato H, et al. Interferometric seismic imaging of crustal structure using scattered teleseismic waves[J]. *Geophys. Res. Lett.*, 2007, 34(19): 350-361

- [ 102 ] Sun W, Kennett B L N. Receiver structure from teleseisms: Autocorrelation and cross correlation[J]. *Geophys. Res. Lett.*, 2016, 43(12): 6234-6242
- [ 103 ] Pham T S, Tkalcic H. On the feasibility and use of teleseismic P wave coda autocorrelation for mapping shallow seismic discontinuities[J]. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 2017, 122(5): 3776-3791
- [ 104 ] Sun W, Kennett B L N. Mid-lithosphere discontinuities beneath the western and central North China Craton[J]. *Geophys. Res. Lett.*, 2017, 44(3): 1302-1310
- [ 105 ] Husebye E S, Ruud B O. Eight— Array seismology— past, present and future developments[M]//Lithiser J J. *Observatory seismology: A centennial symposium for the Berkeley seismographic stations*. Berkeley: University of California Press, 1989
- [ 106 ] Rost S, Thomas C. Array seismology: Methods and applications[J]. *Rev. Geophys.*, 2002, 40(3): 2-1-2-27
- [ 107 ] Rost S, Thomas C. Improving seismic resolution through array processing techniques[J]. *Surveys in Geophysics*, 2009, 30(4-5): 271-299
- [ 108 ] Rothert E, Ritter J R R. Small-scale heterogeneities below the Grafenberg array, Germany from seismic wavefield fluctuations of Hindu Kush events[J]. *Geophys. J. Int.*, 2000, 140(1): 175-184
- [ 109 ] Boue P, Roux P, Campillo M, et al. Double beamforming processing in a seismic prospecting context[J]. *Geophysics*, 2013, 78(3): V101-V108
- [ 110 ] Kruger F, Weber M, Scherbaum F, et al. Double-beam analysis of anomalies in the core-mantle boundary region[J]. *Geophys. Res. Lett.*, 1993, 20(14): 1475-1478
- [ 111 ] Thorson J R, Claerbout J F. Velocity-stack and slant-stack stochastic inversion[J]. *Geophysics*, 1985, 50(12): 2727-2741
- [ 112 ] Kruger F, Scherbaum F, Weber M, et al. Analysis of asymmetric multipathing with a generalization of the double-beam method[J]. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 1996, 86(3): 737-749
- [ 113 ] Scherbaum F, Kruger F, Weber M. Double beam imaging: Mapping lower mantle heterogeneities using combinations of source and receiver arrays[J]. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 1997, 102(B1): 507-522
- [ 114 ] Castellanos J C, Clayton R W, Juarez A. Using a time-based subarray method to extract and invert noise-derived body waves at long beach, California[J]. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 2020, 125(5): e2019JB018855
- [ 115 ] Nakata N, Boue P, Brenguier F, et al. Body and surface wave reconstruction from seismic noise correlations between arrays at Piton de la Fournaise volcano[J]. *Geophys. Res. Lett.*, 2016, 43(3): 1047-1054
- [ 116 ] Yilmaz O. *Seismic data analysis*[M]. Tulsa: Society of exploration geophysicists, 2001
- [ 117 ] Schimmel M, Paulssen H. Noise reduction and detection of weak, coherent signals through phase-weighted stacks[J]. *Geophys. J. Int.*, 1997, 130(2): 497-505
- [ 118 ] Feng J K, Yao H J, Poli P, et al. Depth variations of 410 km and 660 km discontinuities in eastern North China Craton revealed by ambient noise interferometry[J]. *Geophys. Res. Lett.*, 2017, 44(16): 8328-8335