中国科学：地球科学 SCIENTIA SINICA Terrae 2026 年 第 56 卷 第 7 期：2813–2826
论 文
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS

# 基于多源数据的南海地震T波观测与传播机制研究

肖卓[1,2]，王月[1]，夏春畅[1]，林泽晖[2,3]，谢谨谦[4]，周勇[2,5*]，徐敏[2,3,5]

1. 广西民族大学人工智能学院，南宁 530006
2. 中国科学院南海海洋研究所边缘海与大洋地质实验室，广州 510301
3. 中国科学院大学，北京 100049
4. 中国科学技术大学地球和空间科学学院，合肥 230026
5. 中国科学院南海海洋研究所热带海洋环境与岛礁生态全国重点实验室，广州 510301

* 通讯作者，E-mail：zhouyong@scsio.ac.cn

2025-08-27收稿，2026-02-13修回，2026-03-30接受，2026-06-24网络版发表
国家自然科学基金项目(42474071)、广西自然科学基金项目(2024JJA150127)、广西民族大学引进人才科研启动项目(2023KJQD28)和广西向海经济人才培养专项项目(2025XHRC22)资助

**摘要** 地震T波是地震能量经固体地球与海洋耦合后进入水体并以水声波形式传播的信号。由于海洋声学通道对声波能量的围陷作用，T波能够以低衰减实现远距离传播，在海洋地球物理和生物活动监测中具有重要价值。南海复杂的海底地形使得T波传播特征与深海大洋存在较大差异，研究其产生机制和传播规律将有助于提升海洋灾害监测及地球物理探测能力。本文基于多源地震观测数据，利用2012至2024年间南海海岛固定台站、流动台阵及海底地震仪台阵记录的天然地震波形，分析了T波的走时、频谱、偏振和持续时间等特征。研究发现，南海区域存在单地震事件激发多T波震相的现象。通过台阵数据的波束形成和走时拟合分析，识别出吕宋海峡和冲绳海槽为地震波向海洋声波转换的区域。本研究深化了对边缘海复杂地形环境下T波激发和传播机制的认识，为基于T波信号的海底地震及滑坡监测技术的发展提供了理论基础。

**关键词** 地震T波，南海，圈层耦合，地震台阵，海底地震仪

## 1 引言

当地震发生在海底或近海区域时，部分震动能量会转化为声波在海水中传播(Bottero等，2020)。由于声波在水体中的传播速度(约1.5 km/s)低于弹性波在岩石圈中的传播速度(约3–8 km/s)，地震激发的海洋声波通常在P(Primary)波和S(Secondary)波之后到达观测台站，因此被命名为T波(Tertiary wave)(Tolstoy和Ewing，1950；Aki和Richards，2002)。在水深约1000米处，温度与压力的共同作用形成了声速极小值层——SOFAR(Sound Fixing and Ranging)通道(Ewing和Worzel，1948)，其波导结构使得T波能够以圆柱形扩散模式传播并表现出较低的能量衰减(Okal，2008；Webb，2021)。得益于低损耗的传播机制，T波能够在上万公里范围内保持较高的信噪比，为远距离海洋地球物理监测提供了观测手段。

国际数字地震台网联盟(Federation of Digital Seismograph Networks，FDSN)、海底地震仪(Ocean Bottom Seismometer，OBS)实验以及全面禁止核试验条约组织(Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty Organization，CTBTO)的国际监测系统(International Monitoring System，IMS)水声台网为全球T波观测提供了主要数据来源(Hamada，1985；Shen，2002；Nielsen等，2021；Wu等，2023)。近年来，分布式光纤声学传感(Distributed Acoustic Sensing，DAS)技术也被引入T波观测，进一步拓展了数据获取手段(Shen和Wu，2024)。水听器和OBS能有效探测从深海洋盆到近岸海域的T波(Yang和Forsyth，2003；

中文引用格式：肖卓, 王月, 夏春畅, 林泽晖, 谢谨谦, 周勇, 徐敏. 2026. 基于多源数据的南海地震T波观测与传播机制研究. 中国科学: 地球科学, 56(7): 2813–2826, doi: 10.1360/SSTe-2025-0261
英文引用格式：Xiao Z, Wang Y, Xia C, Lin Z, Xie J, Zhou Y, Xu M. 2026. T-wave generation and propagation in the South China Sea from multi-source seismic data. Science China Earth Sciences, 69(7): 2762–2775, https://doi.org/10.1007/s11430-025-1922-2

© 2026《中国科学》杂志社

Dziak等，2011)，而近海的陆地地震仪则可记录T波在水陆交界处经耦合转换形成的地震信号(de Groot-Hedlin，2020；Zhou等，2021)。在时间序列中，T波波形常呈现纺锤状(Okal，2008)，能量分布在1–100 Hz(Bottero等，2020)。早期T波观测主要集中在SOFAR通道发育良好的开阔大洋(Buehler和Shearer，2015)，如太平洋(Butler，2006)、大西洋(Lecoulant等，2021)、印度洋(黄建平和倪四道，2008)和南大洋(Hanson和Bowman，2006)。随着海洋地震观测实验的拓展，边缘海及相对封闭海盆中也陆续报道了T波信号的观测案例，如南海(Huang等，2013)、安达曼海(Aswini等，2020)及地中海(De Caro等，2024)。

通过收集不同区域的T波观测数据，国内外学者在T波传播机制与应用研究方面取得了一系列成果。已有研究表明T波主要有两种典型的生成和传播模式(Okal，2008)：一种是“下坡转换”型，即地震弹性波能量通过倾斜海底地形逐步反射和转换进入SOFAR通道，形成频率较低、振幅较大的T波；另一种是“深海型”，在平坦海底直接生成，其特点是频率较高、振幅较小。在印度洋，水听器阵列观测显示T波在传播过程中会形成多路径效应，除直达波外，声波能量会被海岸线、海岛和洋中脊等地形反射，形成多个反射波(Hanson 和 Bowman，2006)。陆地地震台阵的偏振和波束形成分析揭示了洋陆过渡区地壳结构和坡度对T波传播方式的影响。在美国东海岸，T波主要转换为勒夫(Love)面波传播，最远可传播1134 km；在美国西海岸，T波则倾向于以P波形式传播(de Groot-Hedlin，2020)。在非洲南部，观测到的T波信号同时包含P波和S波成分(Zhou等，2021)。数值模拟研究进一步揭示了海底地形对T波生成与传播过程的调制作用(Lin等，2014；Lecoulant等，2021；Oliveira等，2022；Shen等，2024；魏士俨等，2024)。基于圈层耦合特性与远距离传播能力，T波在灾害监测、结构探测和海洋环境研究中具有重要应用价值。T波走时信息可用于地震、火山、海啸和滑坡事件的识别与定位(Okal等，2003；Yang和Forsyth，2003；黄建平和倪四道，2008；Chadwick等，2012；Matsumoto等，2016；Wech等，2018；Takemura等，2024)，振幅特征可为近海地壳结构反演提供约束(Koyanagi等，1995；Zhou等，2021)，而时变特征还能反映内潮运动、温度变化等海洋动力学过程(Sugioka等，2005；Dowling和Sabra，2015；Woolfe等，2015；Wu等，2020，2023)。尽管上述研究成果丰富了T波传播机制的理论体系并推动了其应用发展，但由于不同海域的地形、海洋环境和构造背景存在差异，特定区域的T波传播特征和应用潜力仍有待探讨。

南海是西太平洋最大的边缘海，受印度-亚洲大陆碰撞和东南亚环形俯冲体系的复合影响(丁巍伟等，2023)，形成了包括深海盆地、海山链、海槽及岛弧系统的复杂地形格局。南海周边区域地震和火山活动频繁，为T波观测提供了丰富的天然震源。然而，相较于太平洋、大西洋等开阔大洋，南海T波研究仍处于初步阶段。南沙海岛地震台站首次报道了南海T波信号，其传播视速度约1.45 km/s(Huang等，2013)。台湾岛东部海底地震观测显示，不同路径的T波在频率和持续时间上存在差异，可能与复杂海底地形有关(Lin等，2014)。受限于观测站点分布的稀疏性，现有研究多聚焦于信号识别和波形特征分析，对T波传播路径及其与复杂地形的耦合机制仍缺乏深入研究。

随着海洋地球物理探测的不断推进，多个科研团队在南海开展了地震观测实验，在深部结构探测(Hung等，2021；Kong等，2023；Tian等，2023)、地震活动监测(于勇等，2023；Zhu等，2023)以及圈层相互作用研究(Xiao等，2018；Lin等，2022；Zhou等，2024)等方面取得进展，并积累了宝贵的T波观测资料。特别是2023年7月至11月间，国家基金委共享航次计划2022年度海洋地球物理科学考察实验(航次编号：NORC2023-08)在南海西南次海盆残留洋中脊区域部署了大型被动源OBS台阵，记录了多次天然地震事件(Wu等，2025)，为南海T波传播机制研究提供了前所未有的数据支持。

本论文基于海岛固定台站、密集流动台阵以及海盆OBS阵列的多源地震数据，开展了从T波信号特征到地震波-声波转换区域的综合分析。首先，对南海区域典型T波事件的时频特征进行分析，并根据T波震相数量建立事件分类体系。随后，利用单台三分量偏振方法提取单T波事件的质点运动属性和偏振方向，识别其主要传播模式。在此基础上，采用台阵波束形成技术分析多T波事件的慢度特征与反方位角随时间的变化，获取其传播路径信息。然后，基于射线理论构建T波走时模型，并通过网格搜索确定多T波事件中可能发生地震波-声波转换的区域。最后，利用OBS阵列记录对上述转换区域进行独立验证。

## 2　南海地震T波观测数据

鉴于T波在震源端的地震波-声波转换特性，本文选取分布于南海及其邻近区域的地震事件，以评估海底地形特征对T波生成和传播的影响。利用美国地震学研究联合会(Incorporated Research Institutions for Seismology，IRIS)提供的全球地震目录，我们获取了2012年1月至2024年12月期间，南海及其邻近区域共3575次天然地震

(震级≥5.0)的震源参数信息，地震事件的空间分布如图1所示。

在台站波形数据方面，本文整合了多类空间分布的多源观测数据。主要包括：中国数字地震台网西沙海岛固定地震台(HI.XSA，郑秀芬等，2009)、中国科学院南海海洋研究所海岛短周期密集流动观测台阵(编号：YX)以及国家基金委共享航次计划2022年度海洋地球物理科学考察实验(NORC2023-08)布设的大型被动源OBS阵列(编号：OBS)。这些台站覆盖了南海不同地理位置和水深环境，有助于揭示T波在多样化传播路径上的特征差异。地震观测使用的仪器型号、记录时长与频带范围等具体信息如表1所示。基于上述数据，本文将重点分析南海T波的可观测性、传播路径及其转换机制，探讨该区复杂海底地形对T波传播以及地声-水声转换过程的影响。

## 3 南海地震T波信号特征与传播机制

### 3.1 T波时频特征及事件分类

海岛固定台(HI.XSA)记录的原始地震波形(图2a–2c)显示，在P波和S波之后，部分地震事件的波形中存在显著的高频震动信号(图2b)。该信号的峰值振幅高于地震体波，视速度约为1.5 km/s，与水中声波传播速度基本一致。基于短时傅里叶变换(Short-Time Fourier Transform，STFT)的时频分析结果显示，此类高频信号的能量主要集中在2–4 Hz频段，且持续时间超过100 s(图2e和2f)。经过巴特沃斯带通(2–4 Hz)滤波处理后，该信号振幅远超体波，呈现出纺锤形态(图2h和2i)。参考Yang和Forsyth(2003)提出的T波波形分析方法，我们采用分段指数函数拟合高频信号包络的对数，取得了良好的匹配效果(图2h)。综合到时、波形形态、频谱特征、持续时间和

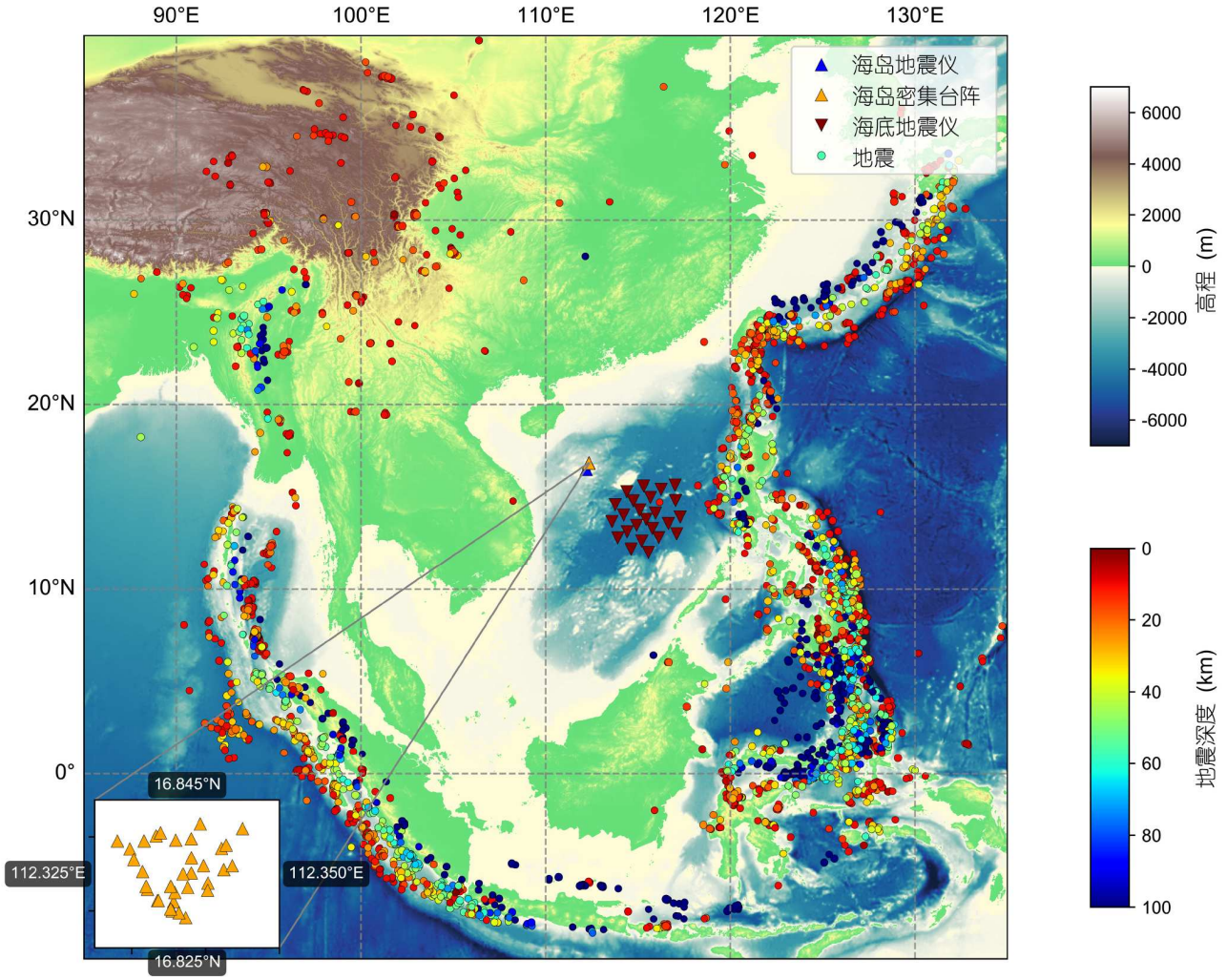



图1 本文使用的地震事件与观测台站分布。圆形表示2012至2024年南海及邻近区域5级以上地震的空间位置，颜色对应深度；三角形代表地震台站；橙色三角代表海岛密集台阵观测；蓝色三角为海岛固定地震台；暗红色倒三角为OBS阵列

**表 1　本文使用的地震观测仪器统计表**

| 观测类型 | 观测时间 | 仪器型号 | 频带宽度 | 台站数量 |
|---|---|---|---|---|
| 海岛固定台 | 2012.01.01–2024.05.31 | CTS-1 | 120 s–50 Hz | 1 |
| 海岛短周期密集台阵 | 2020.11.22–2021.01.02 | EPS-2-M6Q | 5 s–150 Hz | 11 |
| | 2021.11.03–2021.12.07 | UGL-3C | 6 s–250 Hz | 16 |
| 海底OBS阵列 | 2023.07.09–2023.11.01 | OBS-F30-6000D | 30 s–50 Hz | 2 |
| | | OBS-G60-6000DZ | 60 s–50 Hz | 6 |
| | | OBS-B1-4 | 30 s–50 Hz | 6 |
| | | 磐鲲 | 120 s–100 Hz | 10 |

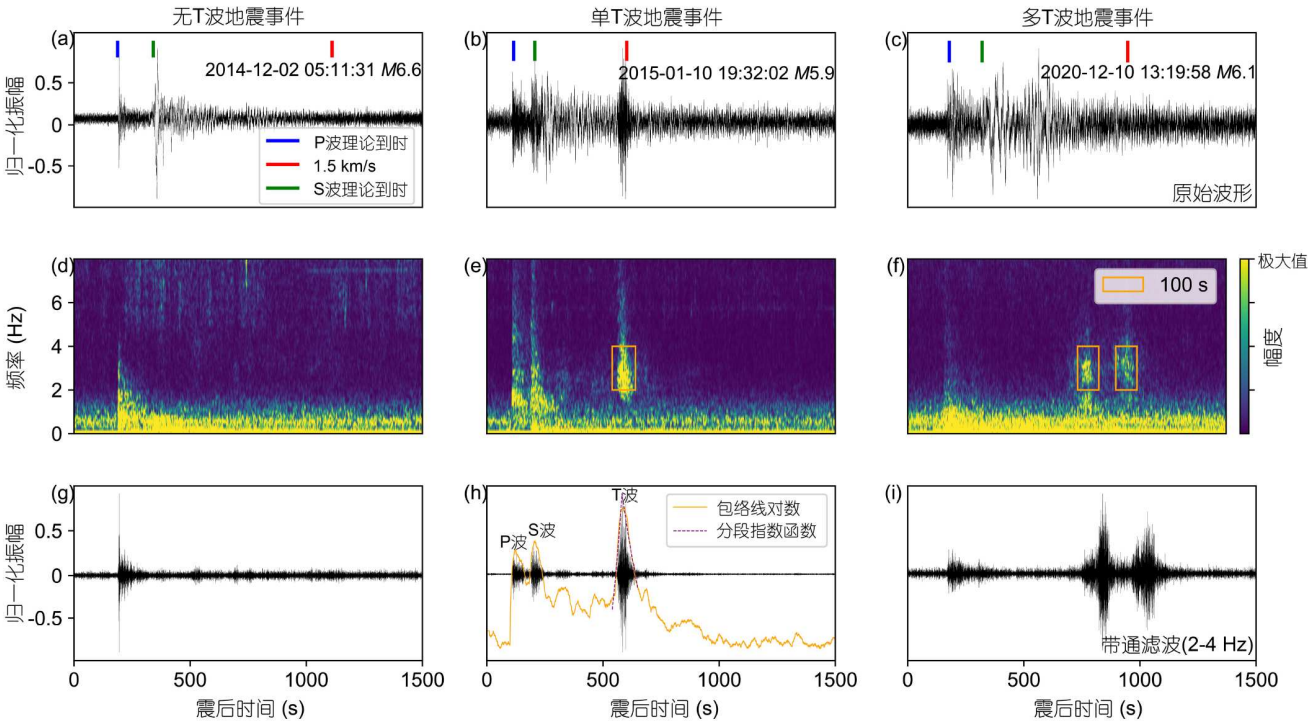



**图 2**　南海海岛固定台站HI.XSA记录的三种地震类型的垂直分量波形及其频谱特征。(a–c)分别展示无T波、单T波和多T波事件的原始垂直分量波形；蓝色与绿色线段对应理论P波与S波到时；红色线段标示T波的预测到时；(d–f)为对应事件的时频图，橙色矩形框标出T波能量主要集中的时频窗口；(g–i)为2–4 Hz带通滤波后的波形；黄色实线为包络线对数，紫色虚线为用于拟合包络线对数的分段指数函数

包络特性，判定该高频震动信号为T波震相。

基于地震发生后0至1500 s时间窗口内P波、S波和T波的振幅、到时与频谱特征，本文将南海及其邻近区域的地震事件划分为无T波、单T波和多T波三种类型(图2)。其中，单T波型地震的识别标准为波形记录仅包含一个T波震相，且其视速度约为1.5 km/s(图2h)；多T波型地震则指波形中可识别到两个及以上T波震相，且均源于同一地震事件(图2i)。通过反复筛选和地震目录核验，本文共识别出海岛固定台站记录的125个单T波和67个多T波事件。空间分布显示，具有T波震相的地震事件主要集中在南海海盆内部、吕宋海峡区域以及台湾岛东北部海域(图3)。

在上述分类结果的基础上，我们进一步比较了不同类型T波事件的振幅特征。选取吕宋海峡及菲律宾西侧的单T波事件与台湾岛东部多T波事件中震级均为$M_w$ 5.2的地震进行定量分析后发现，在相同震级条件下，台湾岛东部多T波事件的振幅包络显著偏低，其三分量平均振幅比约为1/10。该差异难以仅由震中距衰减解释，初步推测可能与台湾岛东部路径上的海底地形条件对T波传播的影响有关。

### 3.2　T波的三分量偏振分析

南海海岛固定台记录的单T波地震事件主要分布在吕宋海峡和菲律宾西侧(图3)。为探究这类事件中T波信号的传播特征，我们使用主成分分析方法(Flinn，1965；Jurkevics，1988)对三分量波形数据进行了质点运动特征

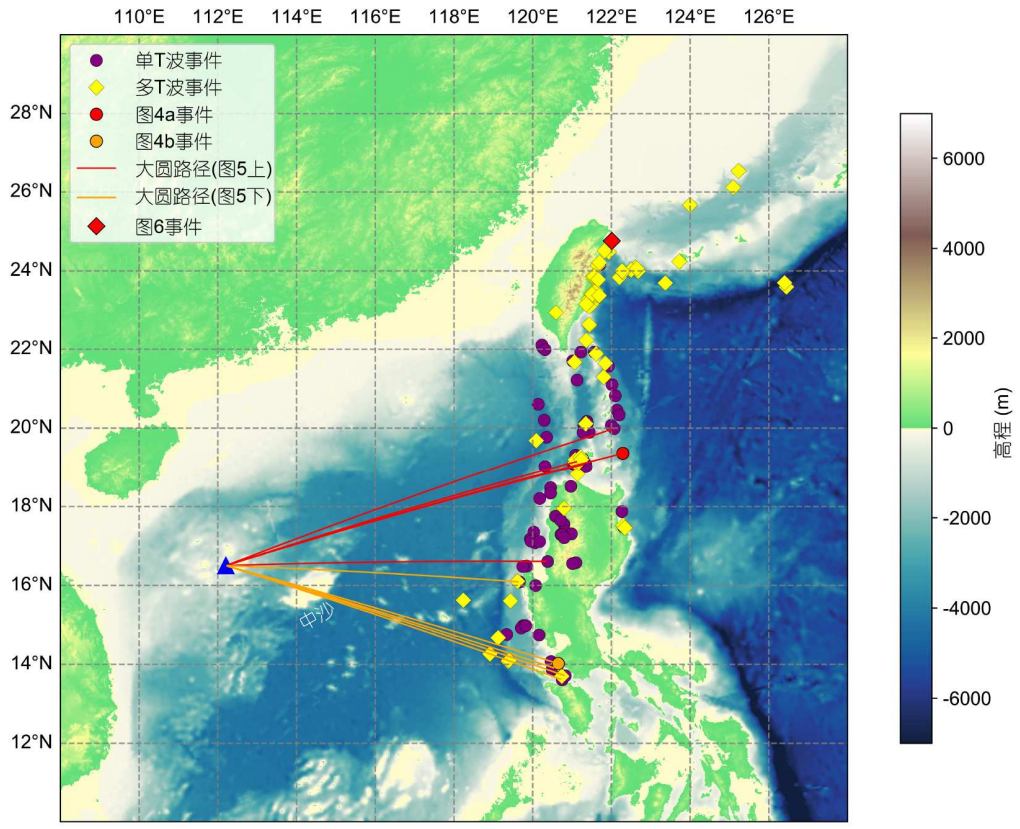



**图3** 2012至2024年间，南海海岛固定地震台记录并人工标注的T波事件空间分布。圆形和菱形分别表示单T波和多T波事件，地震数据集的空间分布参考图1；红色和橙色圆形分别表示图4a和图4b中的单T波事件位置；红色和橙色线段分别对应图5上部和下部的单T波事件的大圆路径；红色菱形表示图6中多T波事件波束形成分析的地震位置

和传播方向的分析。首先，将东西、南北和垂向三分量地震波形时间序列(图4a)组成矩阵，并计算该矩阵的协方差矩阵。然后，通过奇异值分解(SVD)方法对协方差矩阵进行分解，获取降序排列的特征值($\lambda_0>\lambda_1>\lambda_2$)及特征向量($\varphi_E$，$\varphi_N$，$\varphi_Z$)。最后，基于这些特征向量，计算出质点偏振方向$\theta$，并通过特征值之间的比值关系获取波场的线性度$R$和平面度$P$：

$$\theta = \tan^{-1}\left(\frac{\varphi_E}{\varphi_N}\right) \tag{1}$$

$$R = 1 - \frac{\lambda_1 + \lambda_2}{2\lambda_0} \tag{2}$$

$$P = 1 - \frac{2\lambda_2}{\lambda_0 + \lambda_1} \tag{3}$$

质点偏振方向和特征值的相对大小可以指示波场传播的运动特征(Nakata等，2019)。当最大特征值$\lambda_0$远大于其余两个特征值($\lambda_1$和$\lambda_2$)时，线性度较大，表明偏振呈现线性特征，通常对应于体波和勒夫面波；当前两个特征值($\lambda_0$和$\lambda_1$)均显著大于第三个特征值($\lambda_2$)时，平面度较大，表明质点运动被限制在平面内，这是瑞雷(Rayleigh)面波的典型特征。

偏振分析结果显示，南海单T波地震事件最大能量处的质点运动呈现出平面度大于线性度的特征，表明其波场特征更接近于瑞雷面波(图4e和4f)。这一观测与早期Båth和Shahidi(1971)的研究结果相吻合，他们认为地震T波由Pg波、Sg波以及瑞雷面波等多种波型共同构成。后续研究进一步指出，T波在近台端的传播模式主要受控于声波与地震波转换位置处的地形坡度，缓坡地形有利于面波的形成(Talandier和Okal，1998)。

相比于平面度和线性度特征的一致性，南海单T波事件的偏振方向随地震位置的空间变化呈现出两种典型模式(图5)。当地震至台站的大圆路径未穿越中沙地区(震源位于马尼拉海沟北侧，图3红色线段)时，T波时间窗口内的质点偏振方向垂直于地震反方位角，与切向方向一致(图5上)；而当大圆路径穿越中沙地区时(震源位于马尼拉海沟南侧，图3橙色线段)，质点偏振方向则平行于地震反方位角，与径向方向一致(图5下)。在经典波动理论中，不同波型具有各自典型的偏振方向特征。例如P波、SV波及瑞雷面波通常呈现与反方位角一致的径向偏振(Nakata等，2019)；而SH波和勒夫面波则更常表现为

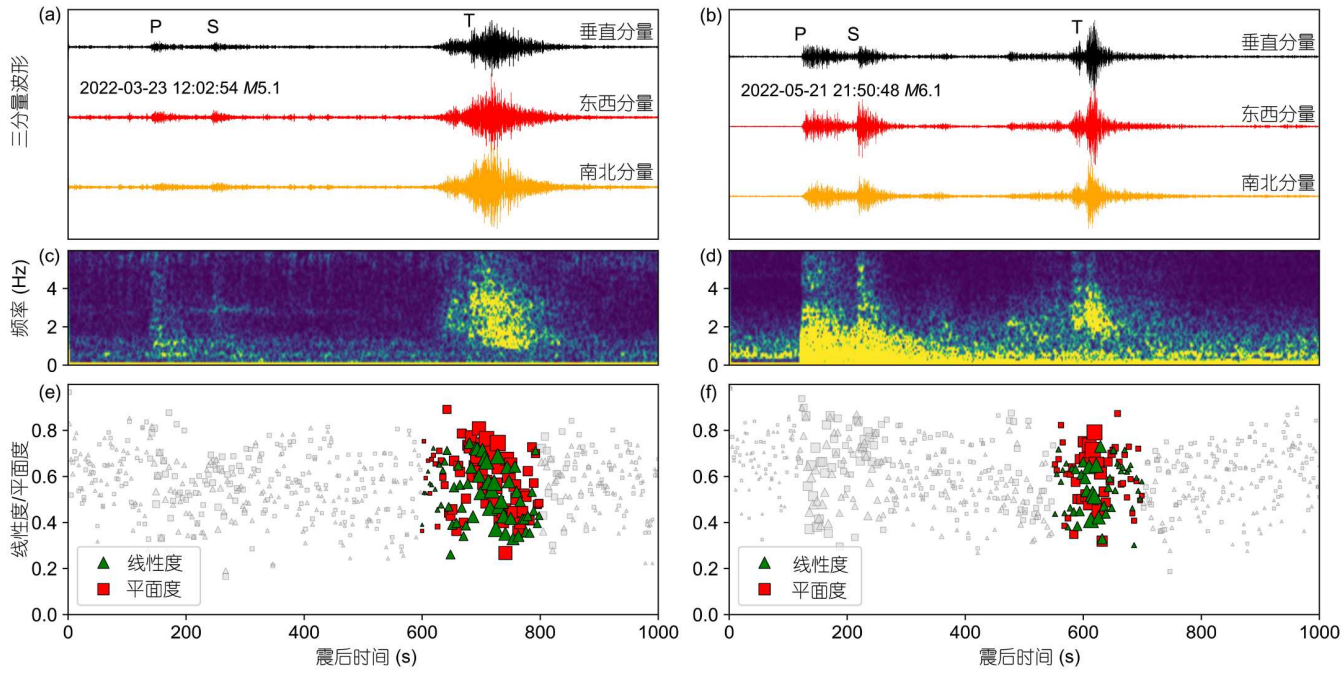



图 4　单T波事件三分量波形、时频能量与质点运动特征。(a和b)展示HI.XSA台站记录的两个单T波地震事件的三分量波形(2–4 Hz带通滤波)；(c和d)为对应事件的时频图，由垂直分量计算得到；(e和f)为质点偏振分析结果，其中线性度和平面度的符号大小与垂直分量包络振幅成正比。事件的空间位置参见图3

切向偏振(de Groot-Hedlin，2020)。然而，在实际观测条件下，T波的偏振方向往往受到震源区散射、海底坡折转换及路径传播特性的综合影响，因此偏振方向的变化更可能反映波场主导成分或传播机制随路径而发生的调整。海岛地震仪记录的跨越中沙地区路径的事件的T波震相呈现径向偏振，而未穿越该区域的事件则主要表现为切向偏振，这种系统性的差异表明中沙地区的地形与结构特征对T波在近台端的传播产生了显著的调制作用。需要强调的是，震源附近的地震波-声波转换和散射等过程仍可能对偏振特征产生影响，区分各类机制的贡献尚需更多事件与更密集观测加以验证。

### 3.3　T波的台阵波束形成分析

多T波地震事件主要分布在台湾岛东部和南海海盆东南区域(图3)。2020年12月10日，海岛短周期密集台阵记录到一次来自台湾岛东部的多T波事件(图6a)。基于台阵观测在参数估计及其时空分辨率的优势，本文采用台阵波束形成方法(Seismic Array Beamforming)对多T波信号的传播特征进行研究。

该方法通过同时利用台阵内所有地震仪的波形信息，并基于波传播模型对地震信号进行相干叠加，从而提取波场的相干能量并确定其传播参数(Rost和Thomas，2002)。对于由$N$个地震仪组成的台阵，台阵波束输出$y(t)$可表示为

$$y(t)=\frac{1}{N}\sum_{i}x_i(t-\tau_i) \tag{4}$$

其中，$x_i$为第$i$个地震仪记录的振幅，$\tau_i$为叠加时的相位延迟时间。当台阵记录到相干波动信号时，不同地震仪记录信号的相干叠加会使得波束能量(BP)最大化，其离散形式可以表达为

$$\mathrm{BP}=\frac{1}{L}\sum_{t=1}^{L}y^2(t) \tag{5}$$

其中，$L$是波束形成计算的时间长度。波束形成的核心思想是通过在一定时间长度$L$内寻找合适的相位延迟$\tau_i$，使波束能量最大化。常用的方法是假设远场条件下平面波入射，给定反方位角(入射方向)和慢度，通过台阵的空间布局计算出每个地震仪的相位延迟时间并进行相干叠加得到波束能量，最后通过网格搜索的方式选择最大波束能量对应的慢度值和反方位角作为波束形成的最优解(Nakata等，2019)。因此，通过这一方法可以约束T波的传播路径，进而揭示多T波事件的传播机制。

台湾岛东部多T波事件的台阵波束形成分析结果显示，该事件(地震编号：20201210134958)主要包含两个明显的T波窗口(图6a)。波束能量分析表明，地震P波和T波的波束能量显著高于背景噪声(图6b)，并且在震相窗口内展示了稳定且一致的反方位角(图6c)和慢度值(图

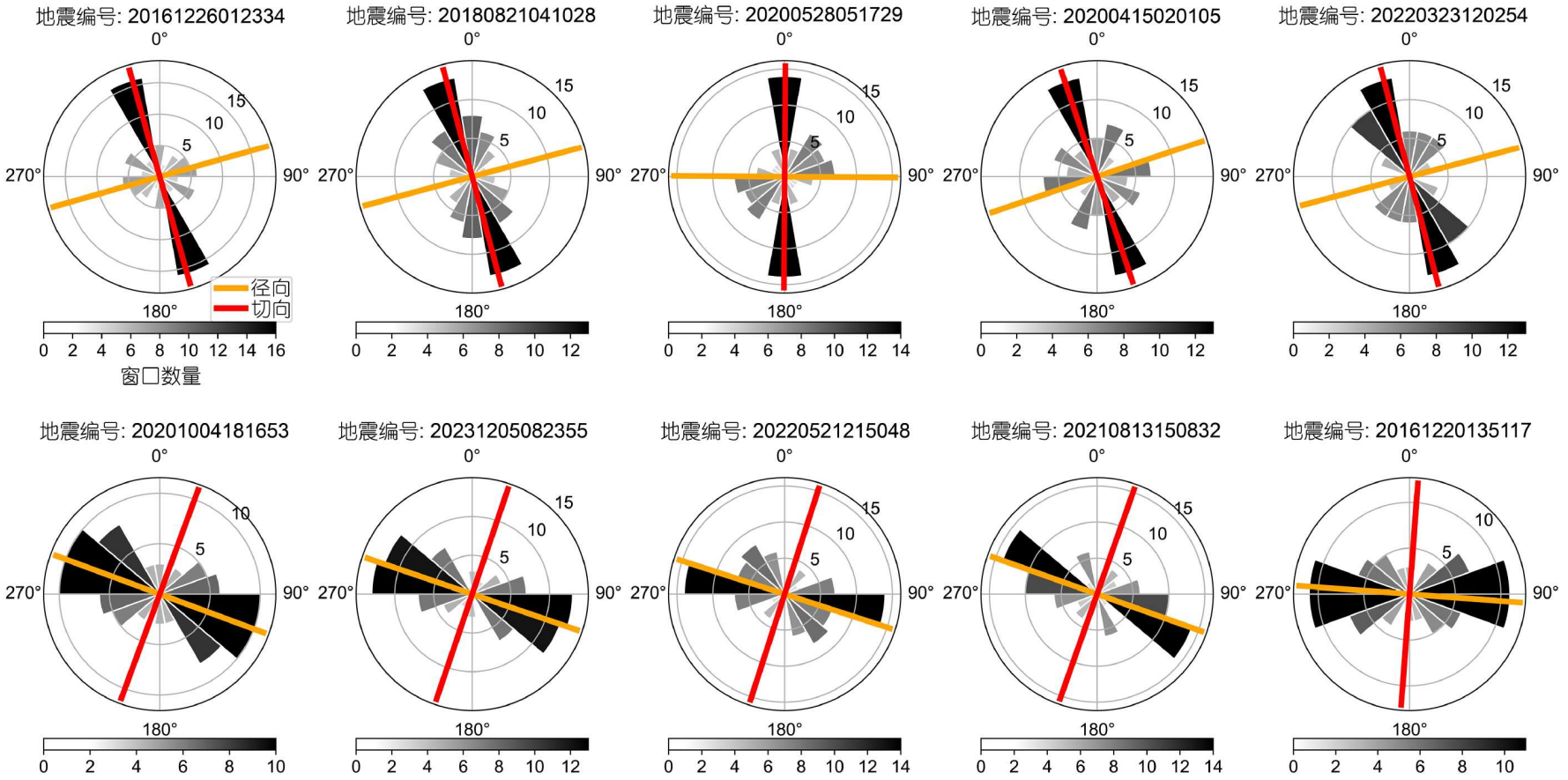



**图 5** 单T波事件的质点偏振方向统计特征。共选取10个单T波地震事件进行分析。上排事件(其大圆路径未穿过中沙地块)在T波窗口内的质点偏振方向整体与切向方向一致；下排事件(其大圆路径穿过中沙地块)在T波窗口内的质点偏振方向则主要沿径向方向分布。事件至台站的大圆路径分布参见图3

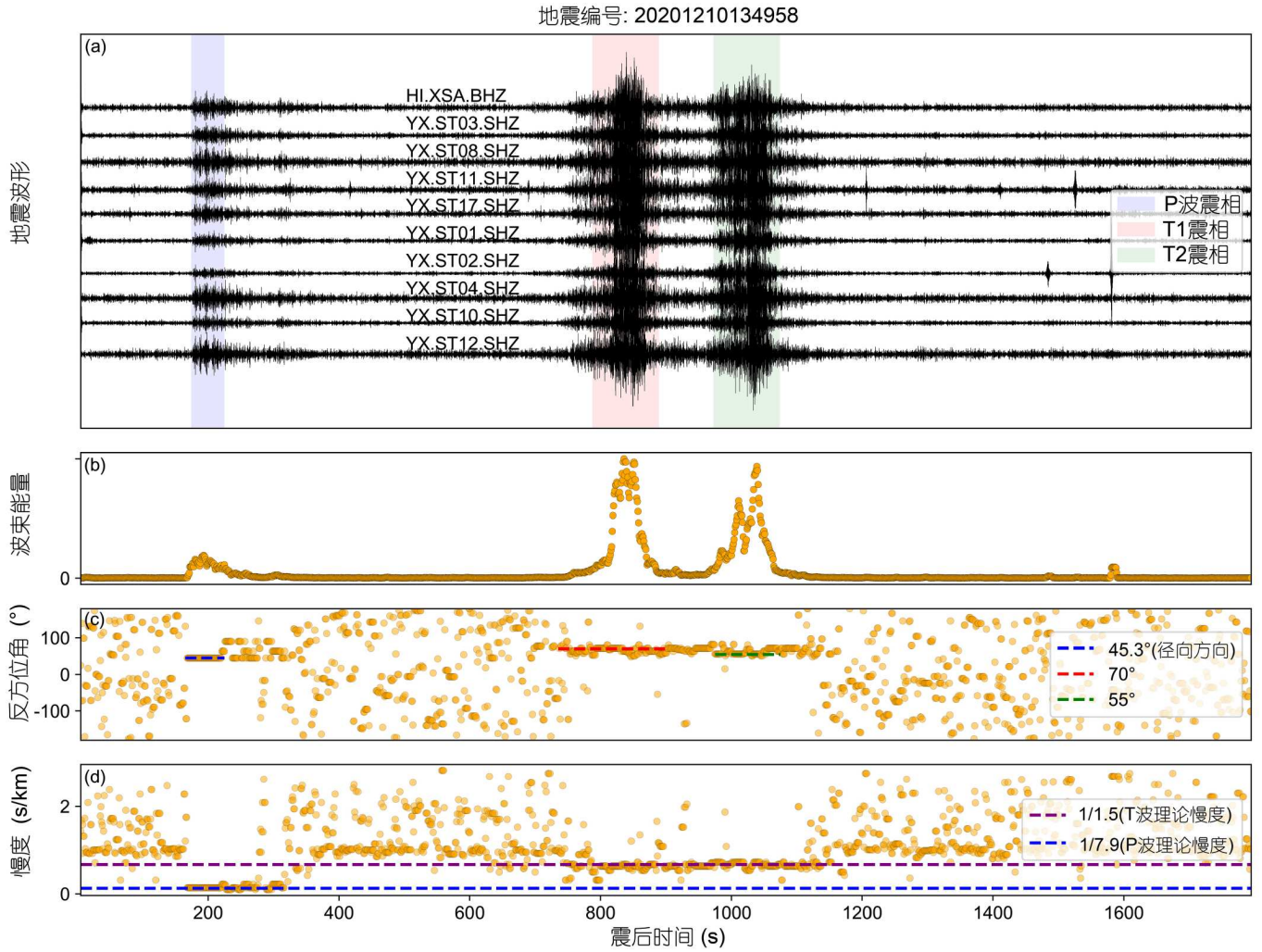



图 6　海岛密集台阵记录的多T波事件的波形与波束形成结果。(a) 海岛密集台阵记录的垂直分量波形，紫色、粉色和绿色区域分别标示P波、T1和T2震相窗口；(b) 波束形成能量的时间分布；(c) 反方位角随时间的变化特征，蓝色虚线为P波窗口的预测反方位角(径向方向)，红色和绿色虚线分别代表T1和T2震相的平均反方位角；(d) 慢度的时间变化特征，蓝色虚线为P波的理论慢度，紫色虚线为等效波速1.5 km/s的参考慢度。事件的空间位置参见图3

6d)。P波波束形成的高能量区域对应的时间窗口显示最优化反方位角约为45°，这与该地震事件至观测台阵的大圆路径方向(45.3°)吻合。此外，测量得到的P波慢度0.129 s/km也与全球参考模型IASP91(Kennett和Engdahl，1991)的P波理论慢度(0.129 s/km)相符，对应的视速度约7.9 km/s。P波观测数据与理论参数的一致性，表明了波束分析结果的可靠性和高精度。T波波束形成的能量显著大于P波(图6b)。第一个T波震相(T1)和第二个T波震相(T2)的最优化反方位角分别约为70°和55°，两个T波时间窗口的平均慢度均为0.67 s/km，对应的视速度约1.5 km/s。上述特征表明T1和T2震相可能源于不同区域。值得注意的是，上述台阵波束形成结果可能受到海岛周边海底地形的影响，特别是T波在海岛内转换为地震波的过程，导致反方位角和慢度值的局部变化，从而影响T波震相的观测特征。

### 3.4　基于射线理论的T波源区定位

为精确定位台湾岛东部多T波震相的源区，本文选取了2012年至2024年海岛固定台站记录的多T波事件，并开展了T波震相窗口识别。首先，剔除存在多个地震事件叠加的波形样本，以避免不同事件能量混叠影响T波震相的判定。随后，通过短时与长时波形能量比值的变化检测可能的T波震相起始时刻，其中短时间窗设定为5 s、长时间窗设定为200 s，当能量比超过一定阈值时视为能量出现显著增强的时段。在此基础上，提取波形包络并分析其幅值持续增强的阶段、峰值特征及三分量同步性，以

判断震相能量是否具有稳定的增长过程。同时，对波形的时频特征进行分析，重点关注T波优势频带(2–4 Hz)段能量的同步增强。仅当短时能量显著提升、包络变化稳定且低频能量同步增强三项特征同时满足时，事件才被纳入后续分析。最终，共筛选出15个满足条件的多T波事件，空间分布如图7所示，其波形结构普遍呈现两个相互独立的能量包络，对应T1和T2两个T波震相(图8)。T波震相到时的最终确认由人工综合三分量波形包络和时频能量的同步增强进行判定，以确保拾取结果的可靠性与稳定性。

时距曲线分析结果显示，T1和T2震相具有明显不同的传播特征：T1震相的视速度显著超过1.5 km/s，而T2震相的视速度接近或小于1.5 km/s(图9)。视速度差异表明，T1震相在震源附近可能先以地震波形式传播较长距离后，再转换为声波继续传播；相反，T2震相很可能在靠近震源处即完成地震波到声波的转换，其后主要以声波形式传播。结合这种传播机制的差异与海岛密集台阵观测到的反方位角结果(图6)，可以得出更明确的传播方向指向：T1的反方位角约70°，指向吕宋海峡以南、靠近南海侧的区域；T2的反方位角约55°，则指向吕宋海峡以北、面向琉球-冲绳海槽方向的海域。综合反方位角方向性、海底地形差异以及多T波震相的走时特征，推测T1的地震波-声波转换位置可能位于南侧、距离震源较远的吕宋海峡；而T2的转换位置则可能位于北侧、距离震源相对较近的冲绳海槽(图7)。

基于上述观测特征，本文在T波传播路径分析中引入

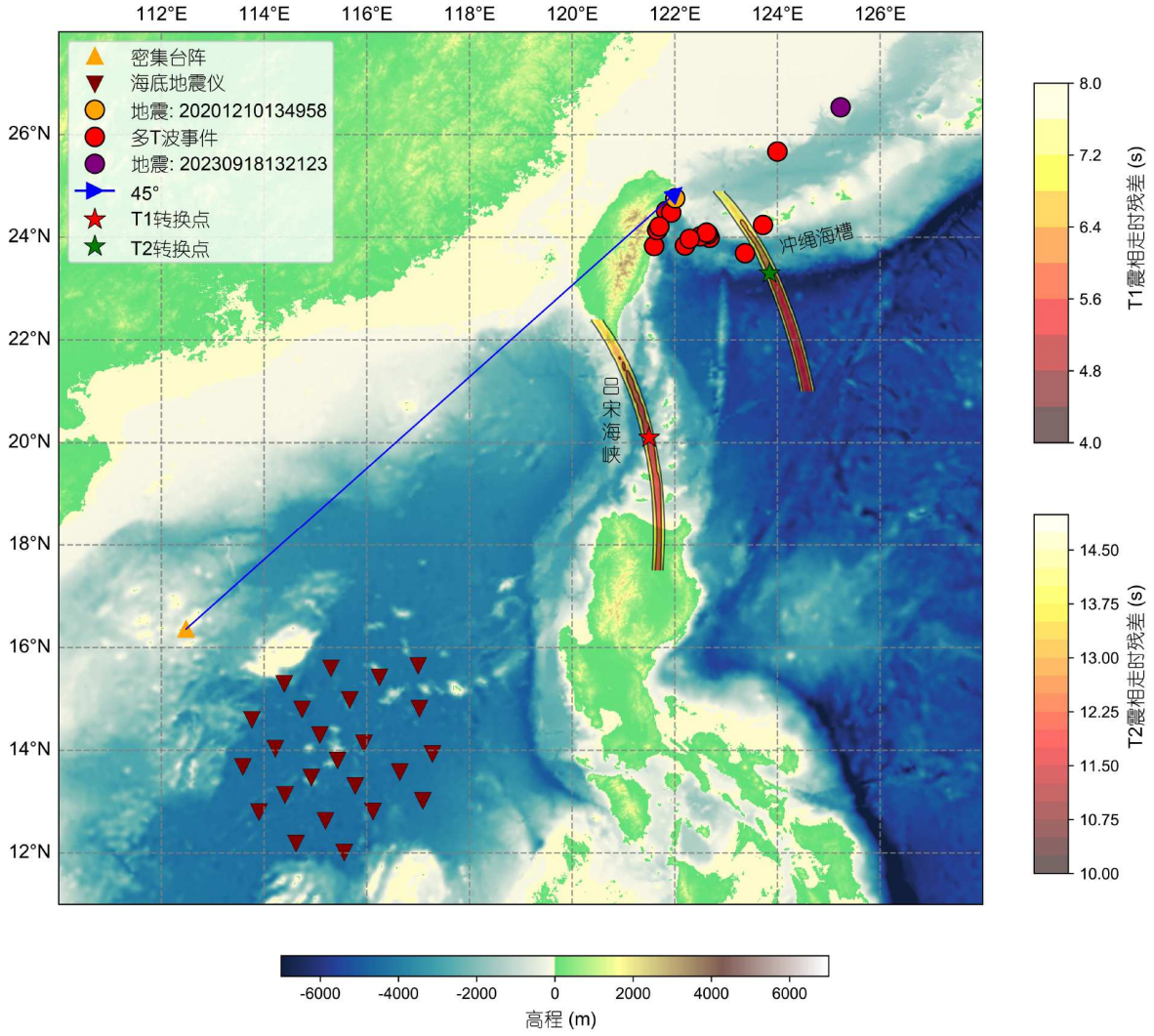



图7　本文选用的台湾岛东部多T波地震事件分布及其转换源区。橙色圆形表示用于海岛密集台阵波束形成分析(图6)的地震事件、红色圆形为多T波源区定位使用的地震事件(图8和图9)、紫色圆形表示用于OBS阵列波形验证分析(图10)的地震事件；黑色等值线展示了T1与T2震相的理论走时和观测走时之间的残差分布；红色五角星和绿色五角星为本研究推测的转换点位置

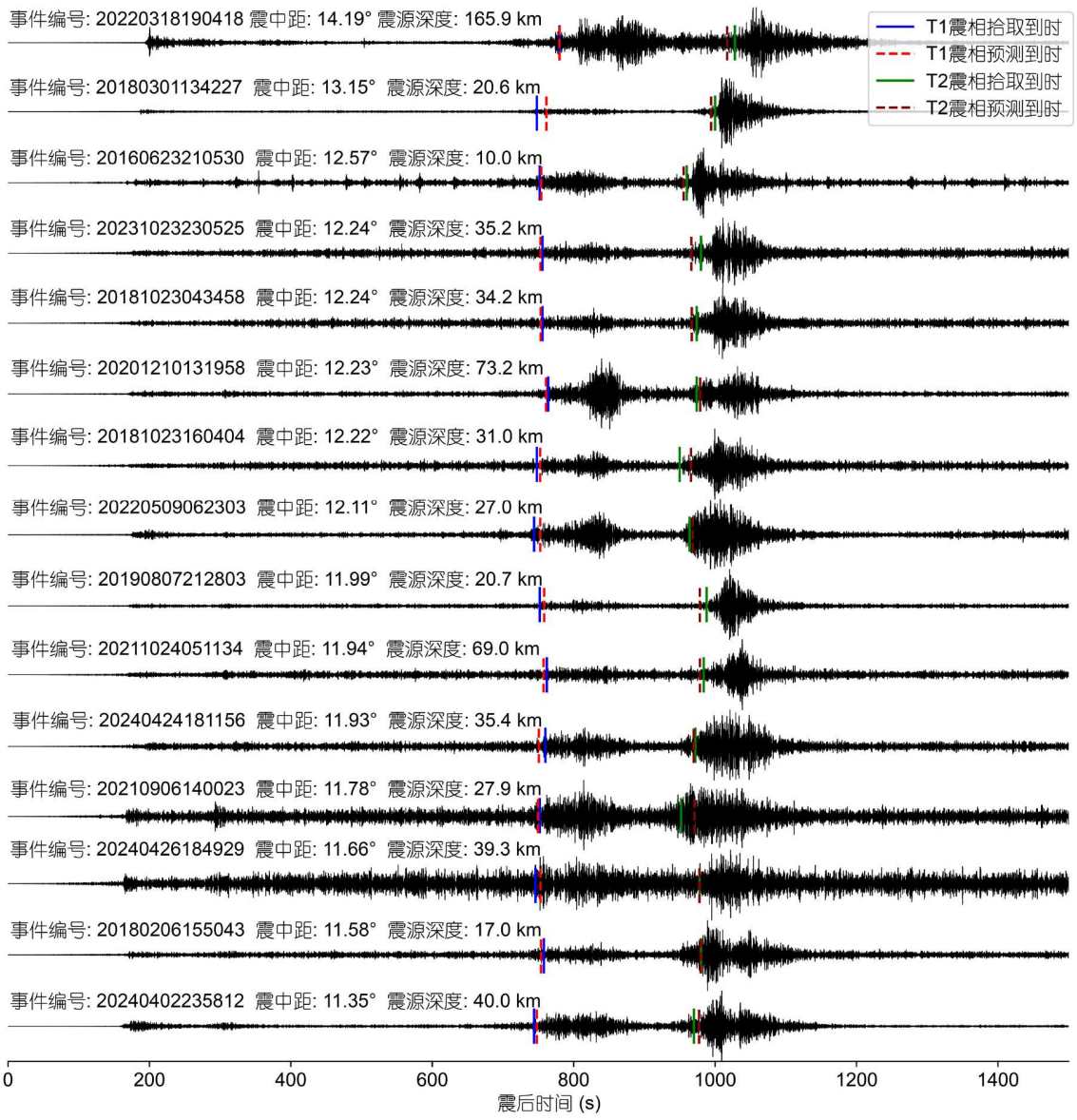



**图 8**　南海海岛固定台记录的台湾岛东部多T波事件的地震波形与到时信息。蓝色和绿色实线分别表示T1和T2震相的人工拾取到时；红色和深红色虚线分别表示基于推测转换点计算的T1和T2震相预测到时

网格搜索策略，以0.1°×0.1°的空间网格对研究区域潜在的地震波-声波转换点进行定位。首先，我们采用基于射线理论的走时计算程序TauP(Crotwell等，1999)计算震源($E_{\mathrm{lon,\,lat,\,dep}}$)到各潜在转换点($C_{\mathrm{lon,\,lat}}$)的体波理论走时$B_{\mathrm{TauP}}$，然后基于大圆路径距离$D$和海洋声波速度$V_{\mathrm{SOFAR}}$计算转换点至台站($S_{\mathrm{lon,\,lat}}$)的海洋声波走时，两者之和即为T波震相的理论到时$T_{\mathrm{pred}}$(公式(6))。鉴于海水声速存在时空变异性，本文将$V_{\mathrm{SOFAR}}$设定为待优化参数，在1.45–1.55 km/s的区间内与转换点位置进行联合搜索，以增强理论走时计算的稳健性和适应性。最后，通过最小化所有地震事件($N$=15)的理论T波走时($T_{\mathrm{pred}}$)与实际观测到时($T_{\mathrm{obs}}$)残差的均方根($M$)来确定最优的T波转换点位置(公式(7))。

$$T_{\mathrm{pred}} = B_{\mathrm{TauP}}\left(E_{\mathrm{lon,\ lat,\ dep}}, C_{\mathrm{lon,\ lat}}\right) + \frac{D(C_{\mathrm{lon,\ lat}}, S_{\mathrm{lon,\ lat}})}{V_{\mathrm{SOFAR}}} \tag{6}$$

$$M = \mathrm{argmin}\left(\sqrt{\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\left(T_{\mathrm{obs},\,i} - T_{\mathrm{pred},\,i}\right)^2}\right) \tag{7}$$

网格搜索结果显示，台湾岛东部地震的T1和T2震相均可归因于地震P波在特定区域转换为声波后传播至台站所引起的震动。其中，T1震相走时残差的最小区域集中

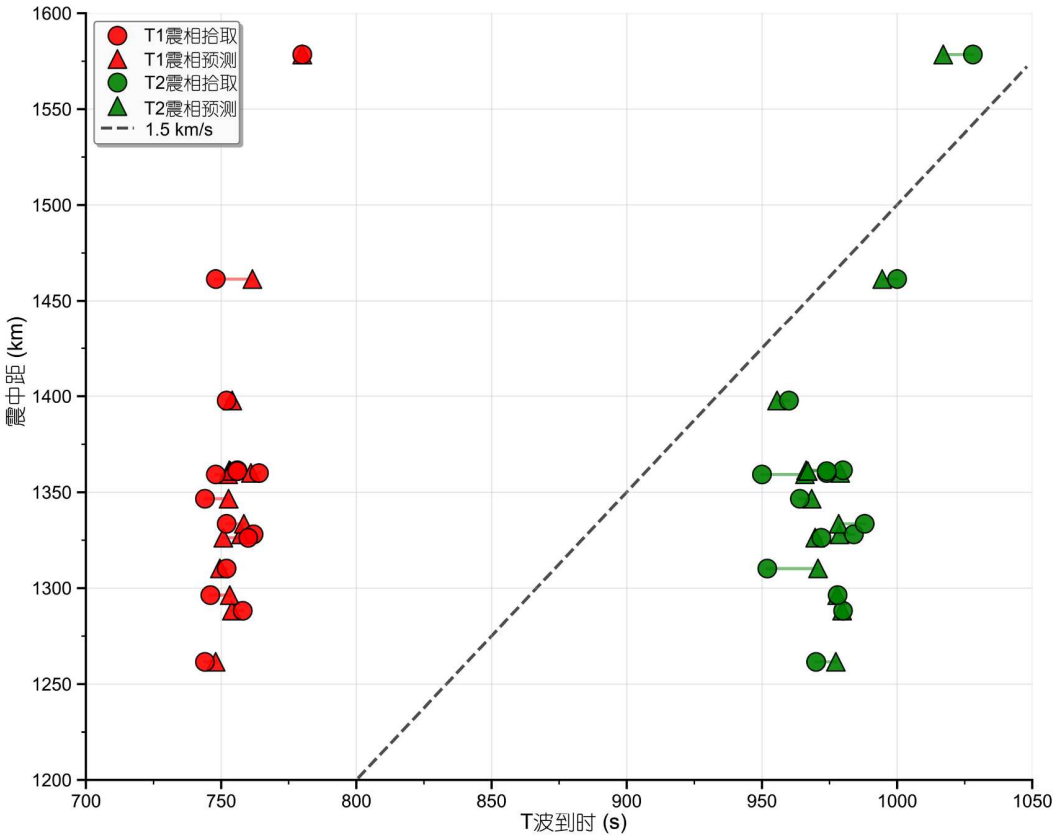



**图 9** 南海海岛固定台记录的台湾岛东部多T波事件的震相走时-震中距曲线及预测对比。红色和绿色圆圈分别表示T1和T2震相的观测到时；红色和绿色三角形分别表示基于理论转换点计算的T1和T2震相预测到时；连接线显示同一事件观测值与预测值的差异；黑色虚线为1.5 km/s的理论参考线

在吕宋海峡南侧，而T2震相走时残差最小区域则集中在冲绳海槽西侧。结合转换点至台站路径上的海底地形起伏特征及其与SOFAR通道的耦合关系，我们进一步约束并确定了T1和T2震相最可能的地震波-声波转换区域，其分布如图7所示。基于上述最优转换点的T波预测到时与实际观测波形的T波到时基本一致(图8)，这一结果不仅验证了上述关于多T波地震事件传播机制的解释，同时也表明本文对T波转换源区的定位结果是可靠的。

### 3.5 基于OBS阵列波形的T波源区验证

为进一步验证对南海多T波震相形成机制的解释，我们选取OBS台阵记录的2023年9月18日13点21分(UTC时间)发生在台湾岛东北部的$M_w$6.3地震事件(编号：20230918132123)进行验证。为获取清晰的T波观测震相，我们首先使用2–4 Hz带通滤波对OBS垂直分量/水听器波形数据进行处理，然后使用10 s的窗口对波形包络线进行平滑，最后对部分台站发震时刻500 s之后的波形包络振幅进行放大和填色。结果显示，基于最优转换点预测的T1和T2到时与OBS阵列观测的T波震相呈现出较好的一致性(图10)，这不仅验证了本文提出的台湾岛东部多T波震相形成机制的可靠性，同时展示了大型OBS台阵在研究海洋地震传播特征方面的观测优势，为理解南海T波传播的复杂动力学过程提供了重要的观测证据。

## 4 讨论与结论

本文通过对南海海岛固定台站、短周期密集台阵以及OBS阵列的多源观测数据分析，揭示了南海地震T波的传播特征。南海海岛记录的地震T波的频率主要集中在2–4 Hz，并呈现单T波和多T波震相类型混合的特征，反映了固体地球弹性波转换为海洋声波的多路径效应。通过综合应用单台偏振分析、台阵波束形成分析以及基于射线理论的走时模拟等方法，研究发现南海内部及周缘的海底地形对T波传播机制具有显著影响。具体而言，中沙区域的海底地形会导致T波质点偏振模式的转换，而吕宋海峡和冲绳海槽则促使地震体波转换为海洋声波，形成多T波震相。相关研究成果不仅为南海地震海洋声学研究提供了理论基础，还能为区域地震监测等应用提供技术参考。

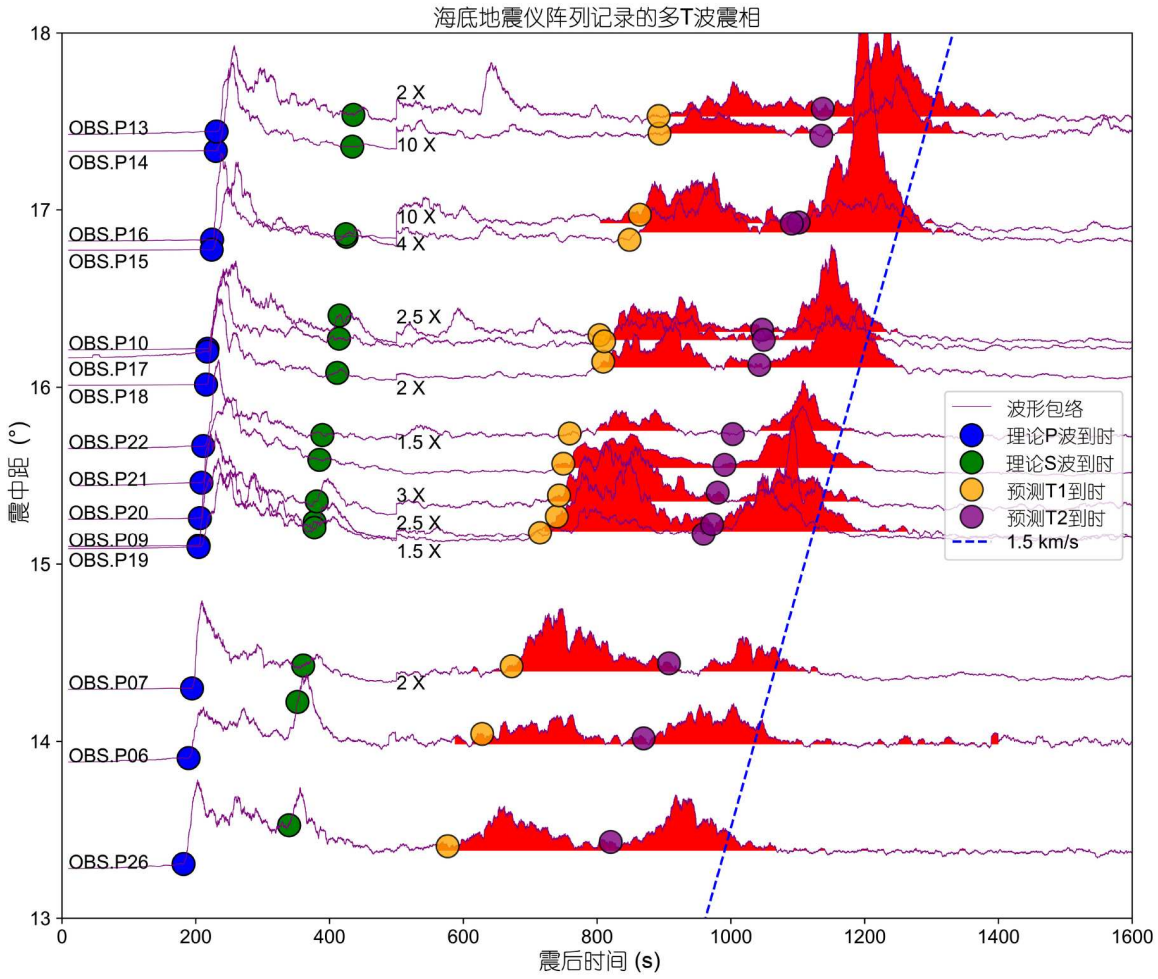



**图 10**　OBS阵列记录的台湾岛东部多T波事件的地震波形包络与到时信息。蓝色虚线表示传播速度为1.5 km/s的走时曲线。图中“X”表示T波包络线的放大倍数。体波理论到时基于IASP91模型计算得出，T波预测到时则根据图7中的最优转换点，采用P波至声波的转换模式计算得到

尽管取得了一定进展，本研究仍存在一些局限性。首先，仅分析了5级以上地震产生的T波信号特征，这可能限制了对南海区域T波传播特性的认识。其次，使用的数据主要来源于海岛固定台站的记录，空间覆盖有限，难以全面反映整个南海区域的T波传播特征。然后，对单T波和多T波震相的识别主要依赖人工判断，缺乏自动化和标准化的判别方法，这在大规模数据处理中可能导致效率低下和主观误差。此外，岛体内部T波至地震波的转换效应可能会影响台阵反方位角估计及慢度分析结果。最后，关于多T波震相的结论主要针对震源位于台湾岛东部、台站位于南海内部的特定传播路径，未能对其他路径和地形环境下的多T波生成机制进行统一概括分析。未来可结合三维数值模拟与台阵观测数据对比，从震源激发、路径转换到海洋波导传播进行综合研究，并进一步探讨地形引起的多T波路径机制及其激发效率，以深化对T波激发、转换与传播过程的物理理解。

**致谢**　感谢责任编委和两位匿名审稿人提出的宝贵意见，使本文质量得以显著提升。本研究所用的OBS数据采集得到国家自然科学基金委员会共享航次计划项目(项目批准号：42249908、42249601)的支持，该航次(航次编号：NORC2023-08，NORC2023-601+NORC2023-08)由“实验6”号科考船实施。感谢参与和帮助南海OBS台阵观测的科考人员及船员。感谢中国地震局地球物理研究所地震科学国际数据中心(https://doi.org/10.11998/IESDC)为本研究提供海岛地震波形数据。

## 参考文献

丁巍伟, 朱日祥, 万博, 等. 2023. 新特提斯洋东南段动力过程及东南亚环形俯冲体系形成机制. 中国科学: 地球科学, 53: 687–701

黄建平, 倪四道. 2008. 印度洋T波与地震震源参数的相关性. 中国科学技术大学学报, 38: 342–346

魏士俨, 杨燕明, 阮海林. 2024. 跨大洋水声传播建模与绕射效应. 地球物理学报, 67: 3253–3264

于勇, 陈永顺, 郭震, 等. 2023. 浮潜式海洋地震仪填补南海海洋地震台网

长期观测空白. 中国科学: 地球科学, 53: 2002–2017
郑秀芬, 欧阳飚, 张东宁, 等. 2009. “国家数字测震台网数据备份中心”技术系统建设及其对汶川大地震研究的数据支撑. 地球物理学报, 52: 1412–1417
Aki K, Richards P. 2002. Quantitative Seismology. 2nd ed. California: University Science Books. 653
Aswini K K, Dewangan P, Kamesh Raju K A, et al. 2020. Sub-surface magma movement inferred from low-frequency seismic events in the off-Nicobar region, Andaman Sea. Sci Rep, 10: 21219
Båth M, Shahidi M. 1971. T-phases from Atlantic earthquakes. Pure Appl Geophys, 92: 74–114
Bottero A, Cristini P, Komatitsch D. 2020. On the influence of slopes, source, seabed and water column properties on T waves: Generation at shore. Pure Appl Geophys, 177: 5695–5711
Buehler J S, Shearer P M. 2015. T phase observations in global seismogram stacks. Geophys Res Lett, 42: 6607–6613
Butler R. 2006. Observations of polarized seismoacoustic T waves at and beneath the seafloor in the abyssal Pacific Ocean. J Acoust Soc Am, 120: 3599–3606
Chadwick W W, Dziak R P, Haxel J H, et al. 2012. Submarine landslide triggered by volcanic eruption recorded by *in situ* hydrophone. Geology, 40: 51–54
Crotwell H P, Owens T J, Ritsema J. 1999. The TauP Toolkit: Flexible seismic travel-time and ray-path utilities. Seismol Res Lett, 70: 154–160
De Caro M, Montuori C, Frugoni F, et al. 2024. Seismic T phases in the Western-Central Mediterranean: Source of seismic hazard? Seismol Res Lett, 95: 859–869
de Groot-Hedlin C D. 2020. Seismic T-wave observations at dense seismic networks. Seismol Res Lett, 91: 3444–3453
Dowling D R, Sabra K G. 2015. Acoustic remote sensing. Annu Rev Fluid Mech, 47: 221–243
Dziak R, Hammond S, Fox C. 2011. A 20-year hydroacoustic time series of seismic and volcanic events in the Northeast Pacific Ocean. Oceanography, 24: 280–293
Ewing M, Worzel J L. 1948. Long-range sound transmission. Geol Soc Am Mem, 27: 1–32
Flinn E A. 1965. Signal analysis using rectilinearity and direction of particle motion. Proc IEEE, 53: 1874–1876
Hamada N. 1985. T waves recorded by ocean bottom seismographs off the south coast of Tokai area, central Honshu, Japan. J Phys Earth, 33: 391–410
Hanson J A, Bowman J R. 2006. Methods for monitoring hydroacoustic events using direct and reflected T waves in the Indian Ocean. J Geophys Res, 111: B02305
Huang B S, Shih M H, Lai Y C, et al. 2013. Observations of earthquake-generated T-waves in the South China Sea: Possible applications for regional seismic monitoring. Terr Atmos Ocean Sci, 24: 19–29
Hung T D, Yang T, Le B M, et al. 2021. Crustal structure across the extinct mid-ocean ridge in South China Sea from OBS receiver functions: Insights into the spreading rate and magma supply prior to the ridge cessation. Geophys Res Lett, 48: e2020GL089755
Jurkevics A. 1988. Polarization analysis of three-component array data. Bull Seismol Soc Am, 78: 1725–1743
Kennett B L N, Engdahl E R. 1991. Traveltimes for global earthquake location and phase identification. Geophys J Int, 105: 429–465
Kong F, Gao R, Gao S S, et al. 2023. Mantle flow underneath the South China Sea revealed by seismic anisotropy. Natl Sci Rev, 10: nwad176
Koyanagi S, Aki K, Biswas N, et al. 1995. Inferred attenuation from site effect-corrected T phases recorded on the island of Hawaii. Pure Appl Geophys, 144: 1–17
Lecoulant J, Oliveira T C A, Lin Y T. 2021. Three-dimensional modeling of T-wave generation and propagation from a South Mid-Atlantic Ridge earthquake. J Acoust Soc Am, 150: 3807–3824
Lin C W, Chuang L Y L, Huang C F, et al. 2014. T-wave observations on ocean-bottom seismometers offshore eastern Taiwan. In: Proceedings of OCEANS 2014–TAIPEI. Taipei: IEEE Oceanic Engineering Society. 1–5
Lin J, Fang S, Xu W, et al. 2022. Multi-instrument observations of microseisms generated by typhoon Kalmaegi (2014) over the Northwestern Pacific. Earth Planet Sci Lett, 594: 117746
Matsumoto H, Haralabus G, Zampolli M, et al. 2016. T-phase and tsunami pressure waveforms recorded by near-source IMS water-column hydrophone triplets during the 2015 Chile earthquake. Geophys Res Lett, 43: 12511–12519
Nakata N, Gualtieri L, Fichtner A. 2019. Seismic Ambient Noise. Cambridge: Cambridge University Press. 32
Nielsen P L, Zampolli M, Le Bras R L, et al. 2021. CTBTO’s data and analysis pertaining to the search for the missing argentine submarine ARA San Juan. Pure Appl Geophys, 178: 2557–2577
Okal E A. 2008. Advances in Geophysics. London: Elsevier. 49
Okal E A, Alasset P J, Hyvernaud O, et al. 2003. The deficient T waves of tsunami earthquakes. Geophys J Int, 152: 416–432
Oliveira T C A, Nielsen P, Lin Y T, et al. 2022. Megameter propagation and correlation of T-waves from Kermadec trench and islands. Front Mar Sci, 9: 1009013
Rost S, Thomas C. 2002. Array seismology: Methods and applications. Rev Geophys, 40: 1008
Shen Y. 2002. Seismicity at the southern East Pacific Rise from recordings of an ocean bottom seismometer array. J Geophys Res, 107: 2368
Shen Z, Wu W. 2024. Ocean bottom distributed acoustic sensing for oceanic seismicity detection and seismic ocean thermometry. J Geophys Res-Solid Earth, 129: e2023JB027799
Shen Z, Wu W, Callies J. 2024. Genesis and propagation of low-frequency abyssal T-waves. J Geophys Res-Oceans, 129: e2024JC021518
Sugioka H, Fukao Y, Hibiya T. 2005. Submarine volcanic activity, ocean-acoustic waves and internal ocean tides. Geophys Res Lett, 32: L24616
Takemura S, Kubota T, Sandanbata O. 2024. Successive tsunamigenic events near Sofu Seamount inferred from high-frequency teleseismic P and regional T waves. J Geophys Res-Solid Earth, 129: e2024JB029746
Talandier J, Okal E A. 1998. On the mechanism of conversion of seismic waves to and from T waves in the vicinity of island shores. Bull Seismol Soc Am, 88: 621–632
Tian J, Ma Z, Lin J, et al. 2023. Mantle heterogeneity caused by trapped water in the Southwest Basin of the South China Sea. Nat Commun, 14: 2710
Tolstoy I, Ewing M. 1950. The T phase of shallow-focus earthquakes. Bull Seismol Soc Am, 40: 25–51
Webb P. 2021. Introduction to Oceanography. 2nd ed. Bristol: Roger Williams University. 393
Wech A, Tepp G, Lyons J, et al. 2018. Using earthquakes, T waves, and infrasound to investigate the eruption of Bogoslof Volcano, Alaska. Geophys Res Lett, 45: 6918–6925
Woolfe K F, Lani S, Sabra K G, et al. 2015. Monitoring deep-ocean temperatures using acoustic ambient noise. Geophys Res Lett, 42: 2878–2884
Wu W, Zhan Z, Peng S, et al. 2020. Seismic ocean thermometry. Science, 369: 1510–1515
Wu W, Shen Z, Peng S, et al. 2023. Seismic ocean thermometry using CTBTO hydrophones. J Geophys Res-Solid Earth, 128: e2023JB026687
Wu Y, Yang T, Xu M, et al. 2025. A passive-source ocean-bottom seismic experiment in the South China Sea: Evaluations of data quality and instrument performance. Seismol Res Lett, 96: 651–663
Xiao H, Xue M, Yang T, et al. 2018. The characteristics of microseisms in South China Sea: Results from a combined data set of OBSs, broadband

land seismic stations, and a global wave height model. J Geophys Res-Solid Earth, 123: 3923–3942

Yang Y, Forsyth D W. 2003. Improving epicentral and magnitude estimation of earthquakes from T phases by considering the excitation function. Bull Seismol Soc Am, 93: 2106–2122

Zhou Y, Chen X F, Ni S D, et al. 2021. Determining crustal attenuation with seismic T waves in Southern Africa. Geophys Res Lett, 48: e2021GL094410

Zhou Y L, Kong F S, Zhang H, et al. 2024. Microseisms associated with the southwest summer monsoon recorded on the seafloor of South China Sea. Earth Planet Sci Lett, 647: 119064

Zhu G, Yang H, Yang T, et al. 2023. Along-strike variation of seismicity near the extinct mid-ocean ridge subducted beneath the Manila Trench. Seismol Res Lett, 94: 792–804

（责任编委：彭志刚）