

大地震前出现的异常次声波观测研究*

杨亦春[†] 郭泉 吕君 滕鹏晓

(中国科学院声学研究所, 北京 100190)

(2013年12月10日收到; 2014年3月28日收到修改稿)

研究了一种在大地震前出现的异常次声波, 揭示其与地震发生的空间、时间、强度的对应关系. 利用 CASI-ICM-2011 型次声测量传感器在一系列 Ms6.0 级以上大地震发生前 2 周以内检测到的一种频率范围 0.001 Hz 至 0.01 Hz 的次声波, 其特征有: 幅值范围 50 Pa 至 200 Pa, 持续时间 0.5 h 至 4 h, 传播速度 10 m/s 至 30 m/s, 震级越高信号越强. 通过建立广域次声传感器网络, 成功定位了芦山地震前 4 天出现的异常次声波, 以及巴基斯坦地震前 12 天出现的异常次声波. 通过对 8 年时间连续监测数据的分析, 研究了这类次声波的出现规律. 同时, 对其产生机理提出了大地起伏激发次声波的假设, 进行了理论论证, 并用智利地震测量信号和玉树地震测量信号证明 S 波可以激发出本地同振的次声波. 文中所列举的数个震前异常次声信号的观测结果对于地震预测的信息获取具有参考价值.

关键词: 地震前, 异常次声波, 次声观测**PACS:** 43.28.-g, 43.60.-c**DOI:** 10.7498/aps.63.134302

1 引言

自然状态下空气中一直存在着各种次声波, 包括大风降温、台风、暴雨、山洪、泥石流、流星雨、雪崩、地陷、火流星、火山、地震、海啸等自然事件是主要的自然次声波源. 这些自然事件的孕育和发生过程中向空气中辐射出的次声波有一定的特征, 主要表现在频率范围有所差异, 而产生的次声波的幅值往往与以上事件的活动强度有着对应关系, 典型的如 2013 年 2 月 15 日上午 9 时俄罗斯火流星在进入大气层时因与空气摩擦发热产生激波以及爆炸产生的波中都有极强的次声波成分. 而地震活动所产生的次声波尤其严重, 许多次地震后的访问都证明了, 在地震发生时次声波让震中地区的人们感到短暂头晕. 许多国家开展了对这些灾害事件活动期间次声波的监测研究, 主要是研究灾害活动规律, 典型的是通过观察火山爆发前的次声波可以预测火山爆发的时刻. 近 30 年来, 中国科学院声学研究所利用本单位建立的次声监测台站, 对自然事件次声

波进行了持续不间断的观测研究, 通过对大量数据分析发现, 泥石流次声波, 流星雨次声波, 地震发生时的次声波, 台风次声波, 大风降温次声波等中心频率都在 1—2 Hz 左右, 都是宽频带噪声, 其产生的机理是较明确的. 以地震发生时的次声波为例, 次声波主要是由于岩石破裂波和板块起伏激发的, 因此既有次声也有可听声, 甚至于震中的人们在发震时刻能够听到地底下隆隆的轰鸣声.

1975 年 Ostrovsky^[1] 首次研究了空气中存在的与大地震有关的一种长周期波, 但是没有给出详细的频率范围、传播速度、产生机理. 1975 年 Gossard 和 Hooke^[2] 研究了大气波的特性, 提出了利用地震震前次声波预测大地震的设想. 1980 年胡心康等^[3] 用声学所研制的低频次声传感器建立了一个 295 m × 242 m 的四边形次声传感器阵列, 监测了 1977 年 7 月至 8 月间北京附近地区发生的 5 次 4 级以下地震的前兆次声波并进行了波形特征分析和波源定位分析, 对大气中存在的这种大幅值的低频压力波与地震发生的关系进行了初步探索,

* 国家自然科学基金 (批准号: 11174320, 11304352) 资助的课题.

[†] 通信作者. E-mail: yychun@mail.ioa.ac.cn

找寻到一些基本规律. 但是对地震前兆次声波的产生机理、传播特性、定位算法等没有进行深入研究, 未能获取与地震发生规律紧密相联的信息. 1985—2008年北京工业大学^[4,5]利用次声测量传感器建立的1.9 km孔径三角形阵进行了长时间观测. 2010年林琳等^[6]研究了汶川地震、于田地震、印尼地震前观测到的异常次声波的频率特性. 2012年吕君等^[7]对海淀区发生的一个小地震前的异常次声波进行了成像定位分析. 所有这些研究均没有得出震前异常次声波与地震的空间和时间对应关系, 也没有得出次声波的传播参数.

近年来, 本研究小组在对长期观测数据的分析中, 发现在许多大地震发生前的两周时间内, 会出现一种甚低频次声波(或称声重力波), 其频率范围0.001 Hz至0.01 Hz, 幅值范围50 Pa至200 Pa, 震级越高的地震前出现的次声波的幅值越高, 一般持续时间是0.5 h至4 h, 传播速度是10 m/s至30 m/s. 这种波的可检测范围达方圆数千平方公里, 在大地震发生时刻和震后从不出现. 其产生机理至今不明, 与地震的关联性也有待研究. 本文将对近年发生的几次大地震对应时间范围检测到的异常次声波进行深入的分析.

2 大地震前异常次声波特征分析

与地震发生时刻产生的次声波相比, 大地震前数天时间内出现的一种次声波的幅度更大, 持续时间更长, 频率更低. 文献^[6]¹⁾介绍了此前监测到的多个地震前的异常次声波信号分析结果. 位于北京市的次声测量传感器检测到的2008年3月20日新疆

于田7.3级地震前的3月10日出现的一个异常次声波信号, 是一个典型的瑞利波, 具有很高的信噪比, 比地震发生提前10天. 持续时间约2000 s. 从信号的幅值可以看出其具有显著的窄带特征, 频谱显示该异常次声波的能量集中在0.003—0.006 Hz范围, 主峰信噪比达到了20 dB. 宽带信号总声压级达到了120 dB, 能量集中在一个紧凑的“时间-频率”窗口内, 可以作为识别该信号的重要依据. 2008年11月17日印度尼西亚米纳哈萨半岛7.1级地震前的11月5日, 位于北京市的次声测量传感器检测的次声波^[6]比地震发生提前12天, 该次声波的峰值达到了120 Pa, 持续时间达2200 s, 波形反映出了连续三个依次增大的波群, 能量集中在0.001—0.008 Hz, 信噪比达到25 dB, 宽带信号总声压级达到了135 dB, 同样出现在一个较窄的时间-频率窗口内.

2008年5月12日汶川8级地震、2010年4月14日玉树7.1级地震、2011年3月11日日本9级地震、2013年4月20日芦山7级地震、2013年9月25日巴基斯坦7.7级地震前均出现了异常次声波, 其幅值、频谱、持续时间、时间提前量等都具有共同规律. 图1是2008年5月2日检测的汶川8级地震10天前异常次声波. 该次声波的声压峰值达到100 Pa, 持续时间20000 s, 具有较高的信噪比. 图2是2010年4月12日检测的玉树7.1级地震前2天异常次声波的波形和频谱. 虽然图2显示的波形与汶川地震前的次声波波形不同, 其持续时间为40000 s, 但是其中心频率范围在0.001—0.01 Hz, 与汶川地震前次声波的频率范围是相同的. 后来经过分析, 玉树地震前的次声波存在一些高频干扰, 这是由于当天大风天气所引起的.

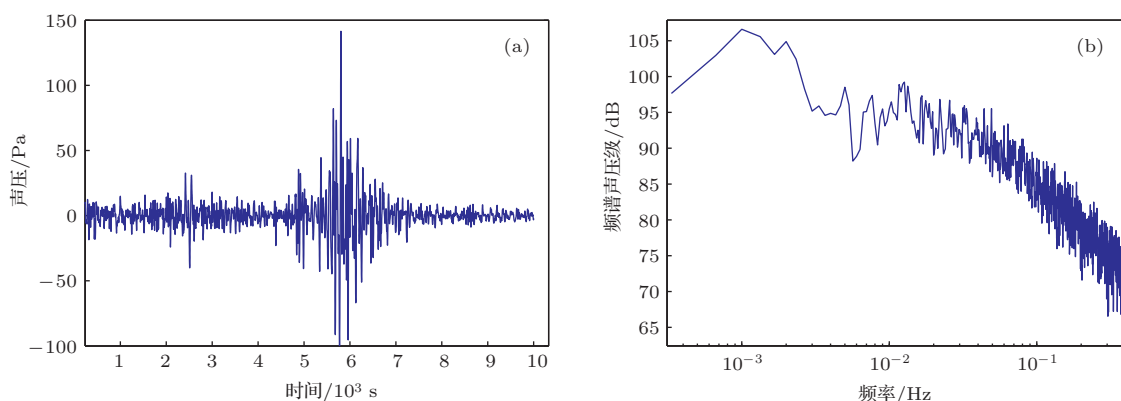


图1 2008年5月2日检测的汶川8级地震10天前异常次声波的波形和频谱

¹⁾ 参考文献^[6]中的信号波形的时间轴数值少了一个数量级.

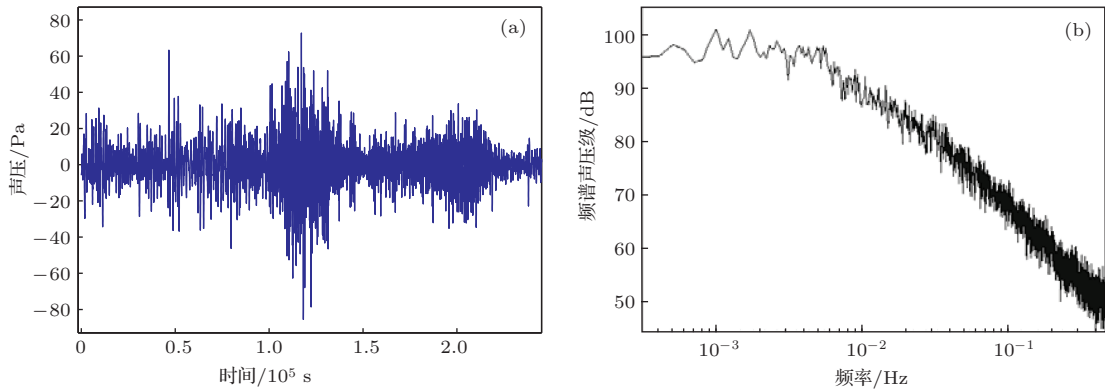


图2 2010年4月12日检测的玉树7.1级地震2天前异常次声波

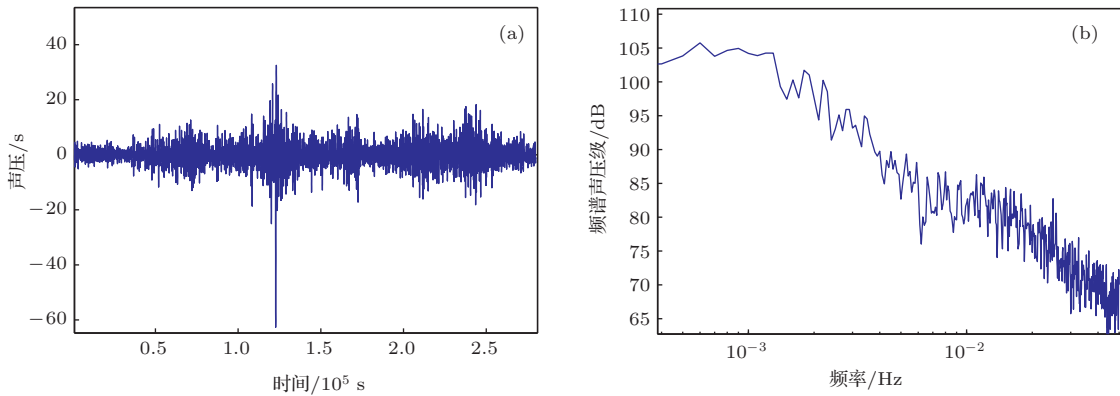


图3 2011年3月3日检测的日本9级地震前10天异常次声波的波形和频谱图

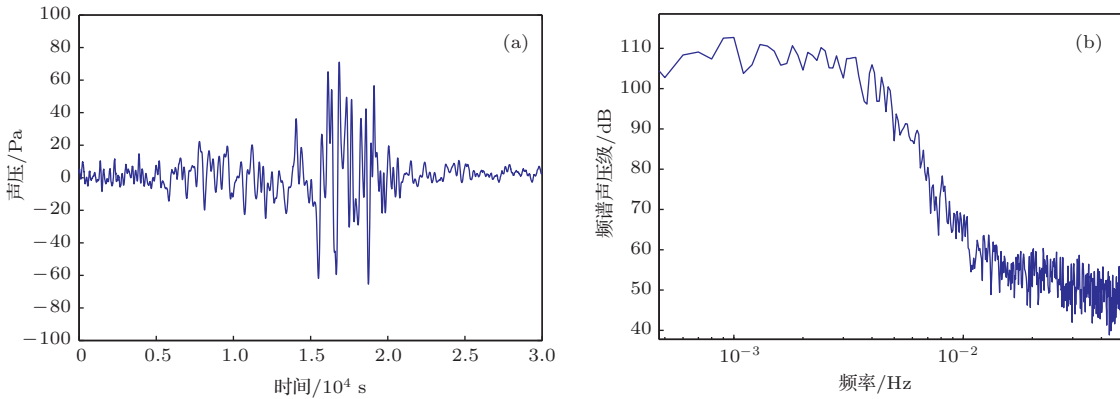


图4 2013年4月16日检测的芦山7级地震4天前异常次声波的波形

2011年3月11日当地时间14时46分日本东北部海域发生里氏9.0级地震并引发海啸,在此之前的3月3日位于北京的多个传感器检测了相关系数达到0.65的异常次声波.该波长时间峰值约为20 Pa,持续时间约为8 h (30000 s),而一个最大峰值为60 Pa.该异常次声波的波形和频谱如图3所示.从频谱图可以看出,次声波的能量集中在0.0005 Hz至0.01 Hz,总声压级达到135 dB,频谱声压最高达到130 dB,是一个很强的超低频次声波.

图4是2013年4月20日芦山7级地震4天前监测的异常次声波的波形和频谱.该异常次声波的波形的峰值达到了60 Pa,持续时间为5000 s.芦山7.0级地震前4天,位于北京地区的9路传感器监测到了异常次声波信号,其波形如图5所示.这些原始信号之间的相关系数均在0.65以上,218, 227, 246三路信号与209路信号间的相关系数达到了0.7以上.持续时间为6000 s左右,声压峰值达60 Pa以上.

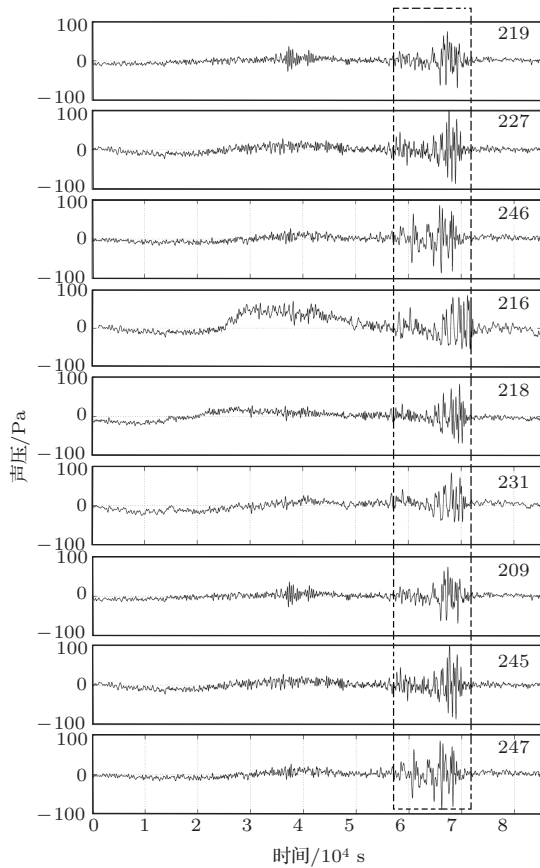


图5 2013年4月16日北京地区9个传感器检测的芦山7级地震4天前异常次声波的波形

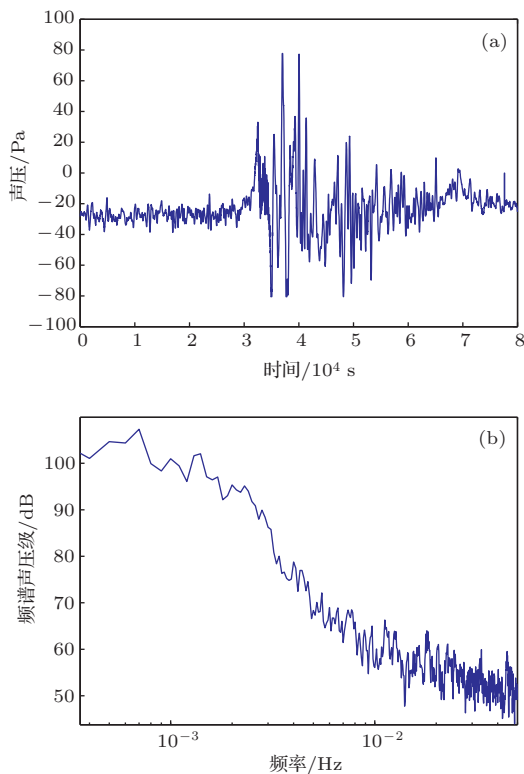


图6 2013年9月13日检测的巴基斯坦7.7级地震前12天前异常次声波的波形和频谱

图6是2013年9月13日检测的巴基斯坦7.7级地震前12天前异常次声波的波形和频谱. 该波形呈现一种突发式脉冲状, 与汶川地震8级地震及芦山7级地震前的异常次声波有相似之处, 其能量同样出现在0.01 Hz至0.001 Hz范围.

从多年的连续观测看出, 在无地震发生的时间段, 很难出现如此大幅值长周期次声波.

3 震前异常次声波出现规律

为了进一步揭示大地震前出现的这种异常次声波的规律, 采用短时能量法分析次声波的出现与地震发生在时间上的对应关系,

这里采用计算信号某段时间内的平均声能量流的方法来获得次声波短时能量图. 单位面积(1 m²)平均声能量流

$$W = \bar{\varepsilon}c = \frac{p_e^2}{\rho c}, \quad (1)$$

$\bar{\varepsilon}$ 为平均声能量密度, p_e 为有效声压.

声压信号 $x(t)$ (Pa) 在时长 T 内的平均声能量流

$$W = \frac{P_e^2}{\rho c} = \frac{1}{T\rho c} \int_0^T \|x(t)\|^2 dt \quad (\text{J/s}). \quad (2)$$

第 m 段样本长度 N 的信号的短时能量计算

$$W = \frac{1}{N\rho c} \sum_{n=mN+1}^{(m+1)N} (x(n) - \bar{x})^2. \quad (3)$$

离散信号 $x(n)$ 在时间长度 N 的有限频带内的短时能量密度频域表达式

$$W = \frac{1}{\rho_0 c} \sum_{k=k_i}^{k_j} X(k)^2 \quad (\text{J/s}), \quad (4)$$

其中频谱

$$\begin{aligned} X(k) &= \sqrt{\frac{N}{\sum_{n=0}^{N-1} w(n)}} \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} x(n) w(n) e^{-j2\pi kn} \\ &= \sqrt{\frac{N}{\sum_{n=0}^{N-1} w(n)}} \frac{2}{N} \text{fft}[x(n)w(n)], \end{aligned} \quad (5)$$

式中 $w(n)$ 是窗函数, $\sqrt{N / \left(\sum_{n=0}^{N-1} w(n) \right)}$ 是窗函数损失的修正系数. 通常对次声波可计算每分钟的的能量密度(J/min). 为了减小谱泄漏的影响, 要求频谱分辨足够细, 建议 $\Delta f \in (0.1-0.01)f_0$, f_0 是信号频率.

按照样本长度1000 s重叠80%计算,在0.001—0.01 Hz频率范围内的短时能量曲线具有显著的特征,即异常信号出现在震前两周内,地震当时和震后不出现。

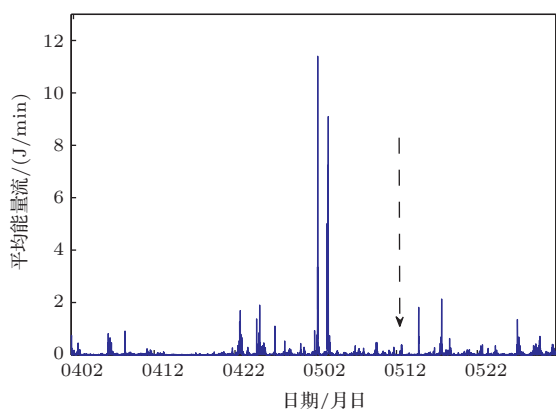


图7 2008年5月12日汶川8级地震前后2个月内异常次声波的短时能量曲线图

图7是2008年5月12日汶川8级地震前次声波在0.001—0.01 Hz频率范围内的短时能量曲线。图中的虚线箭头指示了地震发生的时刻(以下同类图均用此表示)。2008年4月22日晚间风力达到6级,5月2日和3日白天夜间也均有微风。汶川8级地震之前,在5月2日和5月3日连续出现了两个强次声波。把它们看作一个波群来说,比地震发生时刻提前了10天。

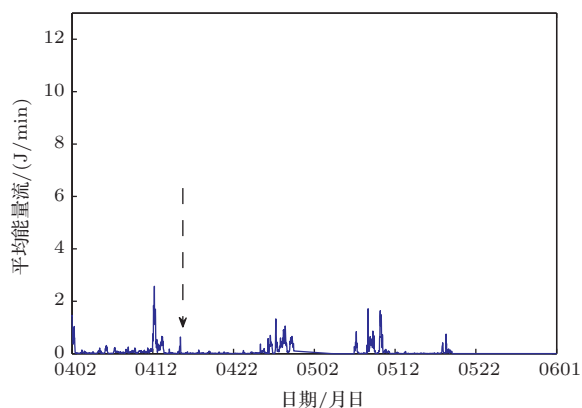


图8 2010年4月14日玉树7.1级地震前后2个月内异常次声波的短时能量曲线图

2010年4月14日玉树7.1级地震、2011年3月11日日本9级地震,2013年4月20日芦山7级地震,2013年9月25日巴基斯坦7.7级地震等四次地震前异常次声波出现的时间提前量都具有共同规律:异常次声波出现在震前两周内,震时和震后绝不出现。

图8是玉树地震前后的次声波短时能量曲线。

从中可以看到,能量曲线出现了多个大的峰值点,与该段时间内出现的一系列小地震有关。

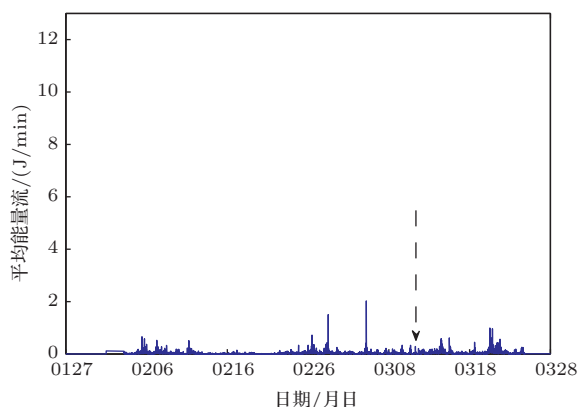


图9 2011年3月11日日本9级地震前后2个月内异常次声波的短时能量曲线图

图9是2011年东日本大地震前的次声波能量曲线图。日本大地震前出现了一个不大的异常次声波信号,所以能量曲线中的异常信号与平常信号接近,这一点也说明了海里地震时引起的异常次声波幅值不大。

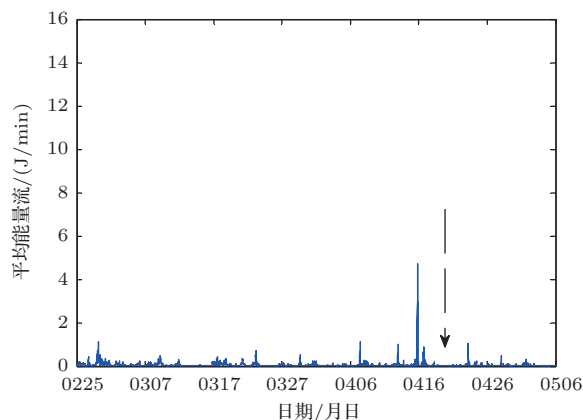


图10 2013年4月20日芦山7级地震前后异常次声波的短时能量曲线图

2013年4月20日芦山7级地震前后一个月内大气压力波动的0.001—0.01 Hz频率范围内的短时能量曲线如图10所示。从图10可以看出,从2013年3月26日至4月26日期间,只在4月16日出现过一次异常次声波。震后绝不出现。

2013年9月25日巴基斯坦7.7级地震前后一个月内异常次声波0.001—0.01 Hz频率范围内的短时能量曲线列出如图11所示。短时能量曲线显示出从2013年9月1日至9月28日只出现了一次异常次声波信号。这一特点具有非常重要的价值,说明该异常次声波具有惟一性,与地震发生有一定的对应性。

为了进一步说明这种异常次声波的出现与地震活动的关系, 将2013年9月5日至11月23日连续观测的数据的短时能量曲线呈现如图12所示.

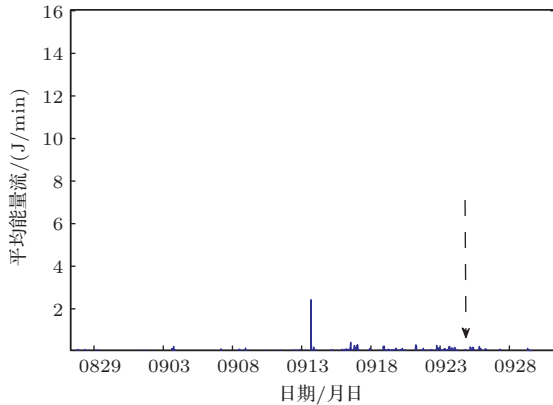


图11 2013年9月25日巴基斯坦7.7级地震前后1个月内异常次声波的短时能量曲线图

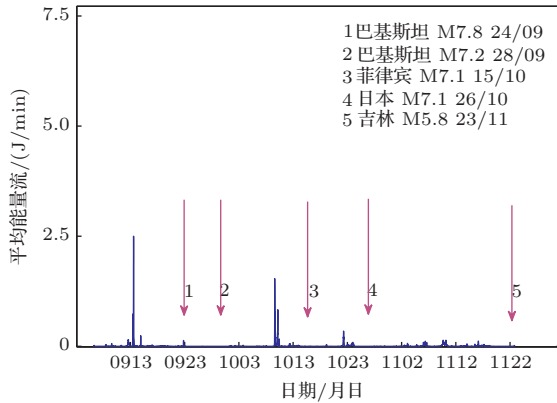


图12 2013年9, 10, 11月连续观测的异常次声波的短时能量曲线图

以上曲线是使用了北京地区两个传感器, 用相关法消除本地偶发干扰或者冲击信号后, 获得的较干净的能量曲线. 而且各个峰值, 与地震的震级也能够较好的对应.

由图12可见, 在巴基斯坦地震和日本地震, 印尼地震前均出现了明显的异常次声波信号, 其他时间出现的信号较小, 或许与小地震有一定的关联, 后续研究中采用阵列信号处理方法可以进一步确认较小异常信号与地震关联的可信度.

4 广域次声传感器网络系统对异常次声波的定位

采用阵列检测方法可以定位波源和抑制背景干扰的影响. 将此方法用于次声波的测量可以获得波源

的位置、强度、传播速度和方向、波源形状、传播衰减过程等. 前期观测发现, 震前异常次声波的传播规律复杂, 受地形和局部地区温度、风速和风向的影响, 其表现为在北京地区用30 km级传感器阵列测定的波源方向与用北京、太原、济南三地大尺度阵列测定的方向完全不同, 但是小尺度阵列与大尺度阵列测定的同一波源的传播速度基本一致, 说明地形和气象主要影响传播方向.

4.1 构建广域次声传感器网络

为了准确测定次声波源的位置, 中科院声学所在华北地区建立了广域次声传感器监测网络, 使用由CASI-ICM-2011型(原InSYS2008型)次声测量传感器和CASI-MDT-2011型数字化仪组成监测站点[7]. 分别在北京、天津、唐山、大同、太原、成都、石家庄、济南、青岛、滨洲、武汉、襄阳、成都、淮安、南京、宁波、广州等地安装传感器构建了长2000 km, 宽1000 km级的随机广域阵列.

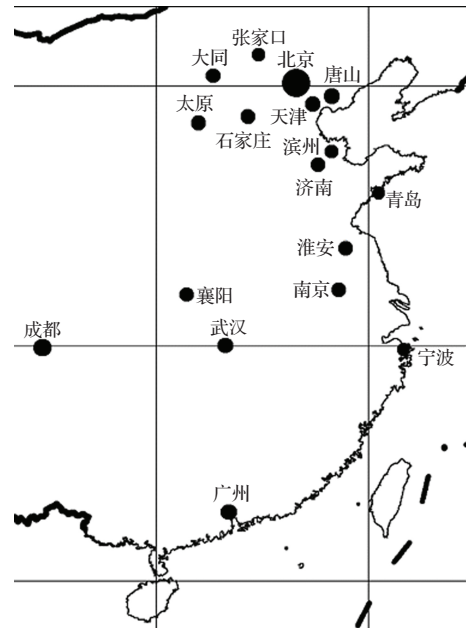


图13 华北广域次声传感器网络布局图

4.2 时延最小方差法波源定位

根据传感器信号之间时延估计结果, 可以估计波源的位置. 对于 m 个传感器的阵列, 对传感器信号 $x_i(t)$ 和 $x_j(t)$ 采用互相关分析GCC计算信号之间的时延量估计值 $\hat{\tau}_{ij}$, GCC计算互相关的频域形式[8]为

$$R(j\omega) = H(j\omega) X_i(j\omega) X_j^*(j\omega), \quad (6)$$

其中, $i = 1, 2, \dots, m, j = 1, 2, \dots, m, H(j\omega)$ 是窄带滤波器, 根据所关注的信号的频率范围而设定.

$R(j\omega)$ 的逆变换结果就是二者的相关函数 $R(\tau_{ij})$, 其最大值对应二信号间的时延量 $\hat{\tau}_{ij}$.

由于震前异常次声波是一种偶发性信号, 持续时间典型值约是 20000 s 级, 而其传播速度为 10—30 m/s, 导致广域阵元信号间的时延量远远大于信号持续时间, 因此有必要采用二步法时延估计 [8,9], 也就是先根据信号的能量分布粗略估计 $\hat{\tau}_{ij1}$. 根据 $\hat{\tau}_{ij1}$ 调整信号的取样范围使 $x_i(t)$ 和 $x_j(t)$ 的取样在时间上基本对齐或者靠近, 再用 GCC 法计算精确时延 $\Delta\hat{\tau}_{ij}$. 总时延量为

$$\hat{\tau}_{ij} = \hat{\tau}_{ij1} + \Delta\hat{\tau}_{ij}. \quad (7)$$

假设次声波的传播速度为 v , 对于声源的空间坐标 (x, y) 位置, m 个传感器的阵列可以计算出次声波到达每个传感器的时间.

$$t_i = \frac{\sqrt{(x_i - x)^2 + (y_i - y)^2}}{v}, \quad i = 1, 2, \dots, m. \quad (8)$$

时延估计方差

$$E_v(x, y) = \sqrt{\sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^m [\hat{\tau}_{ij} - (t_i - t_j)]^2}. \quad (9)$$

对全空间扫描可以得到最小方差 $E_v(x_0, y_0)$ 对应的坐标 (x_0, y_0) , 即为声源坐标的估计值. 修改次声传播速度的假设值 v , 可以得出 $E_v(x_0, y_0)$ 最小值对应的速度估计值 v_0 以及声源坐标估计值.

2013年4月20日芦山7级地震前, 只布设了北京、济南、太原、襄阳四地传感器, 其接收次声波异常信号波形如图 14 所示. 图中时间范围是4月14日8时至4月16日18时48分. 各传感器信号间的时延估计结果为 $\tau_{太原/北京} = 60000$ s, $\tau_{济南/北京} = 45000$ s, $\tau_{襄阳/北京} = 70000$ s, $\tau_{太原/济南} = 15000$ s, $\tau_{襄阳/太原} = 20000$ s, $\tau_{襄阳/济南} = 35000$ s. 根据时延量计算出一定范围的时延估计方差分布如图 15 所示, 其中红色区域为方差最小的地区, 即对应波源位置的估计.

由于所布传感器阵列处于华北地区, 与地震中心的距离 1680 km, 远大于阵列横向孔径北京到太

原的距离, 所以对波源的中心定位估计的存在了一定的偏差.

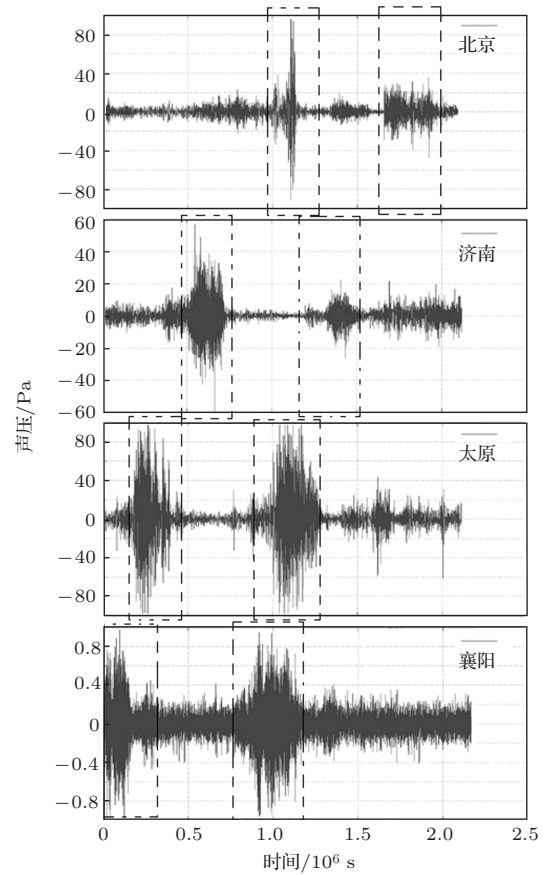


图 14 芦山地震前多点接收到的异常次声波信号

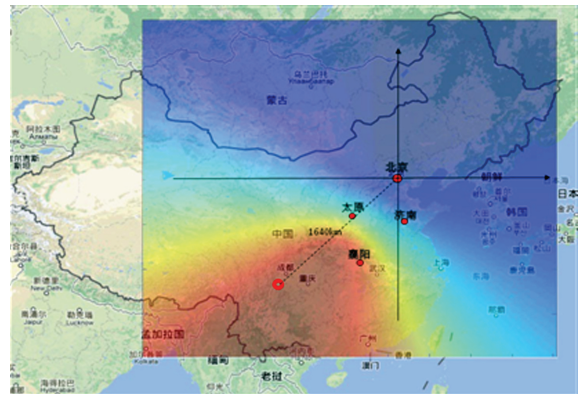


图 15 芦山地震 4 天前异常次声波源定位云图

2013年9月25日巴基斯坦7.7级地震前布设了北京丰台、北京三里河、张家口、北京温泉镇、唐山、天津、济南、淮安、滨州等地的监测点, 所接收到的异常次声波的波形如图 16 所示.

各路信号间的时延量如表 1 所示.

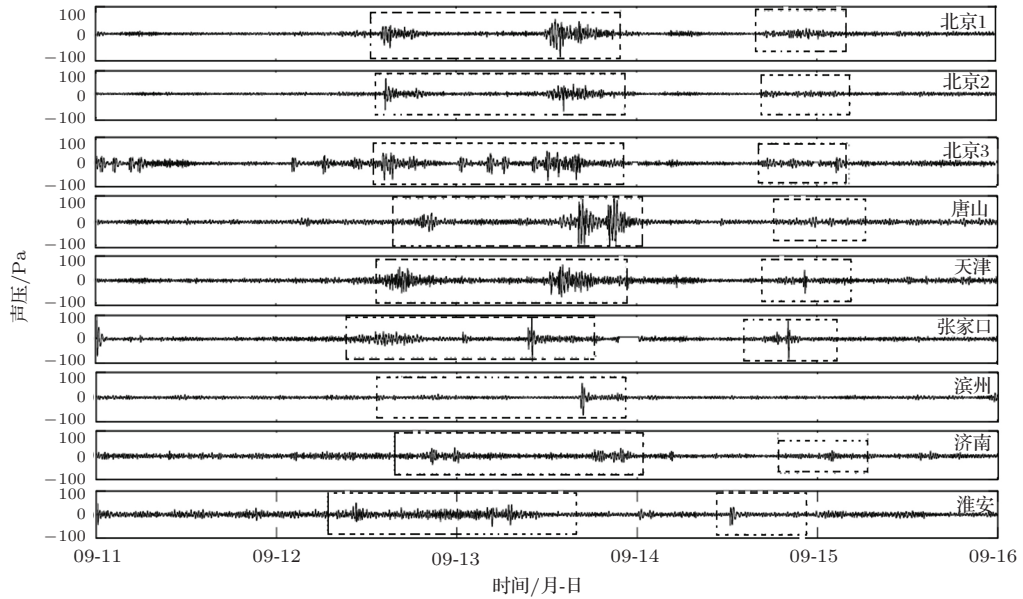


图 16 巴基斯坦地震前 9 个传感器点接收到的异常次声波信号

表 1 巴基斯坦地震各点次声波信号间时延

台站坐标	台站名称	BJ-f	BJ-3	BJ-wen	TS	JX	BZ	JN
39.83 116.29	BJ-f 丰台	0						
39.91 116.33	BJ-3 三里河	-234	0					
40.02 116.21	BJ-wen 温泉镇	-1082	-908	0				
39.51 118.67	TS 唐山	17059	17293	18441	0			
40.0764 117.50	JX 蓟县	2429	2663	3811	-14630	0		
37.40 118.00	BZ 滨州	13963	14197	15345	-3096	11534	0	
36.67 117.06	JN 济南	18963	19197	20345	1904	16534	5000	0
33.60 119.01	HA 淮安	-20037	-19803	-18655	-37096	-22466	-34000	-39000

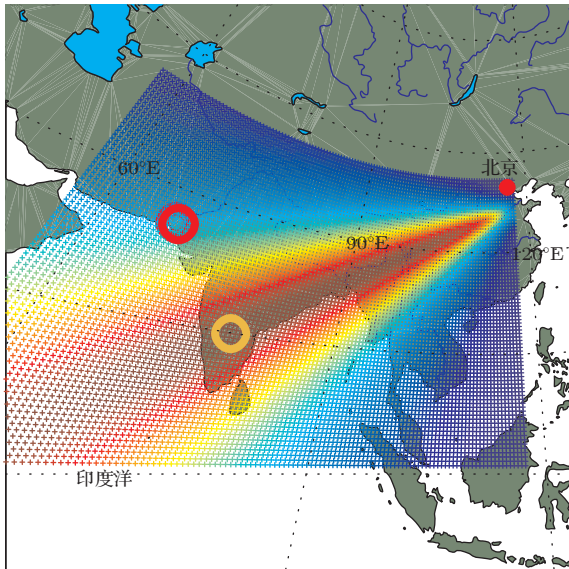


图 17 巴基斯坦地震 12 天前异常次声波时延方差估计云图

根据时延量估计结果, 对波源估计的时延最小方差云图如图 17 所示. 图 17 中的红色区域表示波

源中心的估计. 由于传感器阵列位于华北地区, 传感器基本上处于一条南北分布弧线上, 没有东西向分布, 导致其对方位角分辨率较高, 而对距离分辨能力差. 另一面, 地震中心离北京的距离达到 4800 km 以上, 远大于阵列孔径, 所以估计结果与震中的位置偏差达 800 km. 通过增加传感器的数量, 扩大传感器分布的南北尺度和东西尺度, 可以提高对波源的定位精度.

4.3 广域范围传播速度估计

根据 2013 年 4 月 15 日北京、济南、太原、襄阳四地传感器测量信号间的时延量, 在不同速度假设条件下计算了时延方差在不同中方位角的分布曲线如图 18 所示.

图 18 中对应方差最小的方向即是波源方向的估计值, 对应的无畸变曲线的速度值假设量即是速度的估计值. 从图中可以看到, 波源相对于北京为圆点的正北方向主角度为 225°, 震中方向的

角度真实值为220°, 误差为5°。速度为16—18 m/s (57—65 km/h), 波长8—10 km。而用北京地区的其他多个传感器在同一时间段内的信号计算出的速度为16.6 m/s, 二者基本接近。

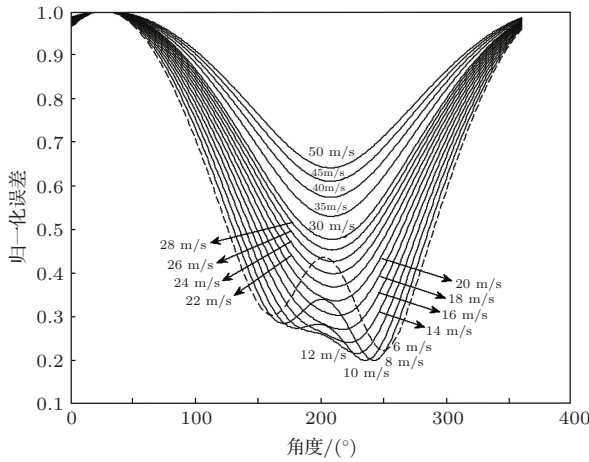


图18 芦山地震前异常次声波的方位估计

根据北京丰台、北京三里河、北京温泉镇、唐山、蓟县、淮安、滨州等地的监测点测量的2013年9月13日检测的巴基斯坦7.7级地震前异常次声波信号的时延量, 计算波源相对于北京为圆点的正北方向主角度如图19所示。从图19中可以看到, 波源的方位角估计值为247°, 传播速估计值为10—15 m/s (36—54 km/h)。经计算, 波长约为5—8 km。巴基斯坦地震相对于北京的实际方位角大约为260°, 误差为13°, 震中距离为4800 km。

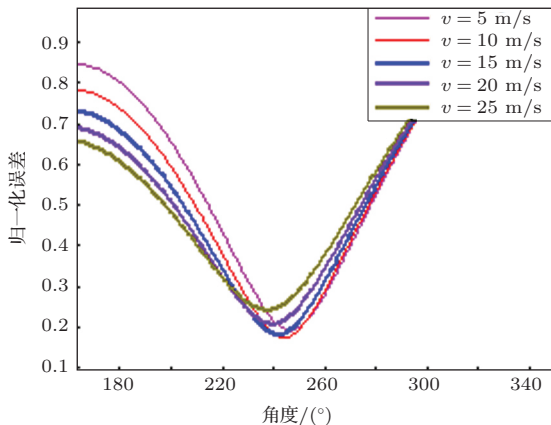


图19 巴基斯坦前异常次声波的方位估计

4.4 基于震时次声波的阵列定位性能检验

为了检验广域传感器网络对地震次声波的定位能力, 根据北京、太原、襄阳三地检测的芦山地震发生时的次声波测量信号, 地震发生时刻在2013年4月

20日8:02:46。北京测量信号出现时间在2013年4月20日8:12:10, 延时约564 s, 距离1690 km; 太原测量信号出现时间在2013年4月20日, 8:09:42, 延时约402 s, 距离1206 km; 襄阳测量信号出现时间在8:07:30, 延时约270 s, 距离810 km。由于发震时次声波为中心频率1 Hz的宽带次声波, 其传播速度约300 m/s, 按照圆圈法可以确定次声波的波源中心如图20所示。图20中的三个圆圈的交汇的小圆形区域即对应震中, 交汇处涵盖了芦山震中发生区域, 表明该阵列能够满足远距离定位能力。

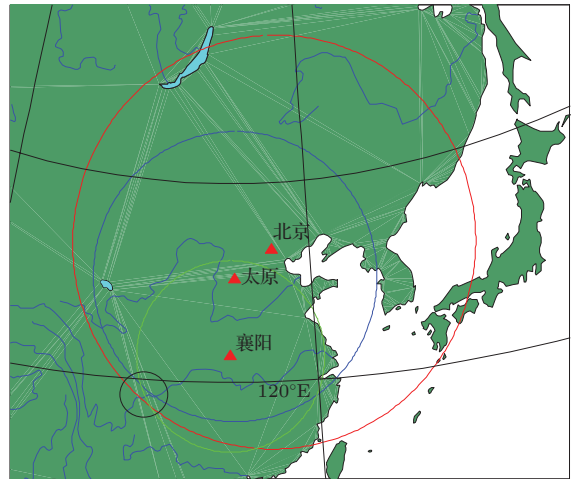


图20 广域次声传感器网络对芦山地震发生时次声波的定位

4.5 次声波的波束成像法定位

对于次声源的定位还可以采用波束形成的声成像算法, 它能够测量出波源的位置和形状。波束形成算法可以针对各种不同模型的声源, 根据声波到达阵列各传感器的相位差, 通过移相叠加的方法, 得出真实波源的信号, 并抑制背景干扰声的影响。而对测量区域内各点扫描计算波束合成的能量并以云图的方式显示出来, 就形成了声成像云图。阵列信号的频谱 $X_j(j\omega)$ 的波束形成算法的公式如下:

$$X(j\omega) = H(j\omega) \cdot \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m X_j(j\omega) e^{j\omega\tau_j}, \quad (10)$$

其中 $H(j\omega)$ 是窄带滤波器, 根据所关注的信号的频率范围而设定。

波束形成声成像测量方法可以获得阵列孔径数倍距离范围内的声场。其特点是传感器阵列的孔径要求随测量次声波的波长增加而加大, 孔径越大, 成像越清晰, 最大孔径不能超过波长范围, 并且要求被测次声波按照直线不拐弯方式传播, 地震前

异常次声波的波长在 30 km 以内, 所以采用波束形成法的阵列孔径应小于 30 km. 同时, 它还要求组阵的传感器测量站点的数量越多越好, 传感器越多时声像图的成像分辨率越高. 波束形成测量方法是一种相对量测量方法, 虽然能够准确反映声场的分布, 但是声压计算的幅值没有计及传播损失.

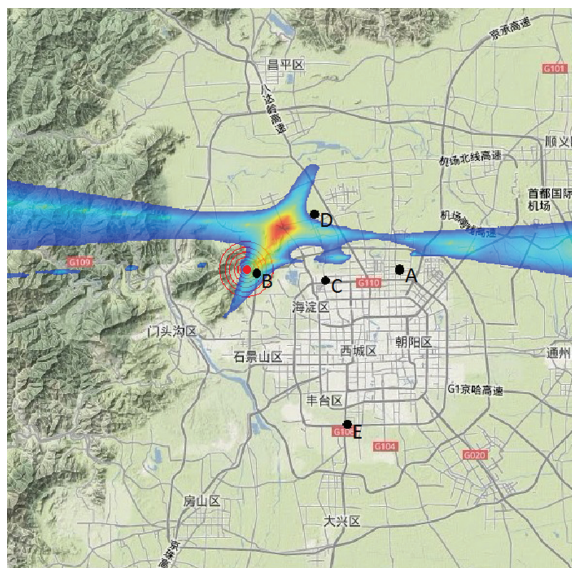


图 21 波束形成法测量 2011 年 10 月 12 日海淀地震前 4 天的一次异常次声波的声像图

2011 年 10 月 12 日海淀一次小震级地震发生前 4 天, 在北京地区共有 5 个次声站点(图 21 中 A, B, C, D, E 所示)监测到五路异常次声波信号, 站点间的相关系数超过 0.8. 利用波束形成法计算出的震前异常次声波的成像图如图 21 所示^[7]. 图 21 中的红色部分为声压级最高的区域, 蓝色部分为声压级最低的区域. 红色圆圈为震中位置. 从图中可以明显看出异常次声波源来自震中附近, 但与震中不是完全重合, 其原因文献^[7]中有详细阐释, 再次不做赘述.

4.6 彩虹图成像测量法

在数千平方千米尺度范围内, 鉴于震前异常次声波的远距离传播路径受地形和气象影响带来的传播“拐弯”问题, 使得采用小孔径基阵测量的波束形成法无法测量数千公里外的次声波源的分布和传播规律. 为此提出一种新的成像分析方法——彩虹图法. 彩虹图法是根据所有传感器信号的幅值, 以空间插值的方法获得传感器阵列所在区域的声场分布.

彩虹图法的优点是测量结果是绝对量, 即真实

反映声场的数值分布. 其计算过程简单, 计算量小. 但是该方法所得到的是当前时刻的声场, 无法估计出波源的信息, 并且只能测量传感器分布范围内的区域, 无法得到阵列以外的地区的声场分布.

结合窄带滤波可以计算出不同频率范围的次声波的分布情况.

彩虹图法要求传感器数量多, 分布广, 密度大, 一致性好, 才能获得良好的成像结果.

5 震前异常次声波产生机理的探索

大地震前出现的这种异常次声波幅值能够达到 50—200 Pa, 频率范围是 0.001—0.01 Hz. 其产生必须具备两个条件, 一是必须有一个巨大的能量来源, 才能产生覆盖数千平方公里范围的 100 Pa 声波, 二是必须有超大面积的辐射面才能在空气中产生周期 100—1000 s 的声波. 而地震发生前后的地底岩石破裂由于其辐射面积小, 辐射出的次声波的中心频率为 0.1—10 Hz 左右, 不能辐射长周期波.

地震前异常次声波的产生机理以及其与地震活动的规律是个重要研究课题, 鉴于目前对该波的产生规律、传播方式等还不明确, 本文提出一种探索性研究假设: 由于地震发生前的孕震活动期间, 震中附近的岩石地表上下起伏^[10,11], 在 $100 \times 10^4 \text{ km}^2$ 级的范围内产生 5 mm 级的波动, 在近地大气中产生与地表起伏同频率的压力脉动, 该压力波沿着地表贴地传播. 海里地震由于水面不能完全跟随地表起伏, 因而其震前异常次声波幅值会更小, 但是频率范围相同.

也就是说, 对于那些地震前的孕震活动期间不可能出现地表起伏的地震类型, 就不会出现周期 100—1000 s 的震前异常次声波.

5.1 地表起伏激发次声波的模型

地表起伏可以看作是一个超大面积的活塞声源. 地震地表起伏辐射次声波模型为

$$P = \rho c k \sqrt{S/2\pi u} \quad (\text{Pa}), \quad (11)$$

波数: $k = 2\pi f/c$; 地表起伏距离: $l = u/2\pi f$, 其中 f 为次声波频率, u 为地表起伏速度. 仿真条件: ρ : 20° 时空气密度 1.205 kg/m^3 ; c : 次声波声速 340 m/s ; f : 0.02 Hz; S : 地表起伏面积 628 km^2 到 25133 km^2 ; l : 1 mm 到 1.6 cm.

从图 22 的仿真结果可以看出, $25 \times 10^4 \text{ km}^2$ 起伏 5 mm 可以产生 15 Pa 声压的 0.02 Hz 次声波, 而起伏 20 mm 可以产生 75 Pa 声压的 0.02 Hz 次声波.

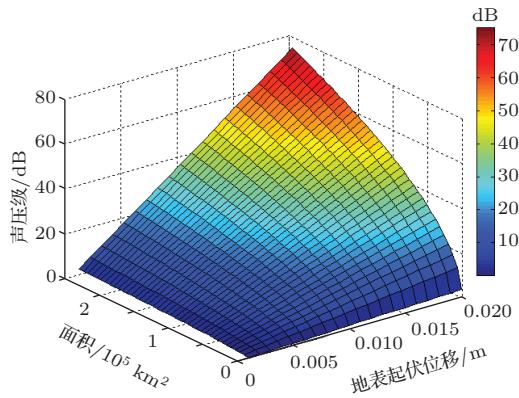


图 22 地表起伏产生的次声波声压与地表起伏面积的关系

汶川地震的震中烈度高达 11 度, 以四川省汶川县映秀镇和北川县县城两个中心呈长条状分布, 面积约 2419 km^2 ; 10 度区面积则为约 3144 km^2 ; 9 度区的面积约 7738 km^2 ; 9 度以上地区破坏极其严重. 8 度区面积约 27786 km^2 , 7 度区面积约 84449 km^2 , 6 度区的面积约 314906 km^2 . 因此仿真选取 628 km^2 到 25133 km^2 范围涵盖了以上面积, 而且地震前的起伏面积可能大于地震时的起伏面积.

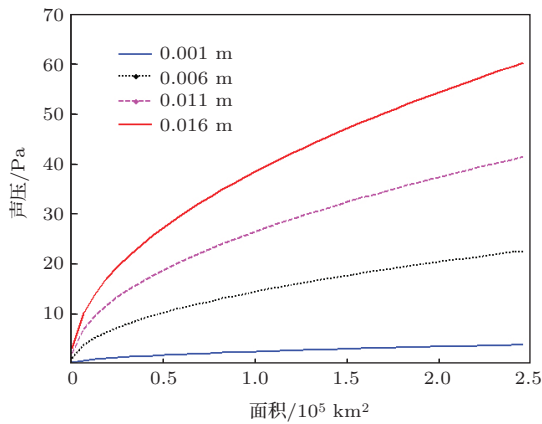


图 23 起伏产生的次声波声压与地表起伏速度之间的关系

图 23 的 4 条曲线分别是起伏速度从 1 mm/s 到 16 mm/s 时激发的次声波幅值. 根据模型计算出的次声波幅值和面积, 起伏速度成正比递增关系.

5.2 地震表面波激发次声波的例证

地表起伏激发出本地次声波的效应, 可以用智利地震实测数据验证. 2010 年 2 月 27 日智利 8.8 级地震后, 在 12300 km 外的在瑞士使用中科院声学所研

制的次声测量传感器和地震动传感器, 同时检测到了地震的次声波和地震波, 如图 24 所示. 图 25 是次声波与地震表面波的频谱分析. 对比次声传感器信号和地震动传感器信号可见, 次声波与表面波同步, 波形相似, 频谱一致. 次声传感器接收的次声波的频谱的峰值位于 0.05 Hz 处, 地震传感器接收到的表面波的频谱的谱峰也位于 0.05 Hz 处. 次声波与表面波相关系数 0.9, 时延小于 5 s, 表

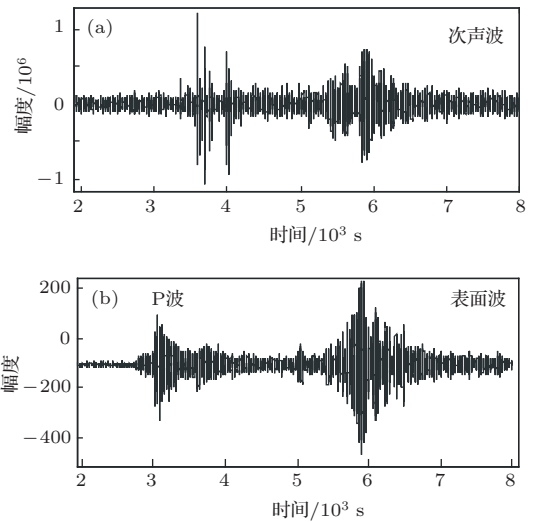


图 24 瑞士用次声传感器检测到的次声波和地震传感器检测到的地震信号

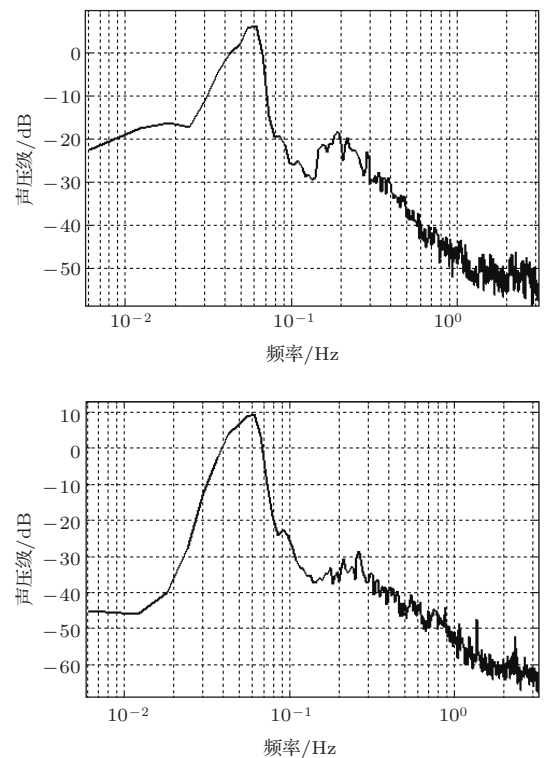


图 25 瑞士检测的次声波的频谱

明二者来自同一个源. 可以认为表面波激发出空气中的次声波. P波与次声波的波形和频谱均差异很大, 次声波与P波相关系数0.05, 表明二者来自不同的源. 表明P波无法激发出空气中的次声波.

另一例证是中国地震局地球物理所在腾冲检测到的玉树地震后信号, 在同一地点同时用次声传感器和地震动传感器检测到了次声波与表面波的对应关系. 测量地点云南腾冲距离震中900 km. 所测次声信号和表面波信号非常相似.

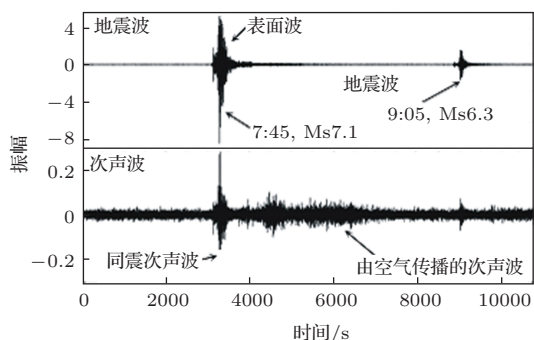


图 26 腾冲传感器测量的玉树地震次声波与地震动波的对对应关系

由此可见, 地震前如果存在地表起伏, 一定会激发出近地大气中的低频次声波. 这一假设具有一定的合理性.

6 讨 论

本论文研究了大地震前出现的一种超低频大振幅慢速次声波. 基于本课题组建立的华北地区次声观测网的监测数据, 针对一系列大地震发震前后的次声波进行长期的监测和研究, 发现了这一种客观存在的现象. 由于到目前为止国际上没有其他传感器能够检测到频率范围0.01—0.001 Hz 的空气中的次声波, 所以找不到其他佐证.

从多次陆地地震和海洋地震期间的观测数据来看, 陆地地震的震级越高, 震前异常次声波越强. Ms7.0 级以上地震的震前异常次声波峰值都接近80 Pa, 而日本9.0级地震前的异常次声波长时间峰值只有20 Pa, 其中只有一个峰值60 Pa, 显然比陆地地震小, 说明地表震前起伏引起的海面起伏量小. 这其中的原因有待进一步研究.

虽然本文给出的震例有限, 但是基本上都在地震前的两周内存在一个或者多个异常次声波信号. 从短时能量曲线可以看出这类波与地震发生的时间关联性. 研究中采用了长1600 km, 宽500 km级

的广域次声传感器网络观测系统, 由于传感器数量太少, 阵列尺度相对于震中的距离而言太小, 导致对次声波的定位精度不够. 根据阵列理论推算, 要达到100 km级的定位精度需要在全国布设约1000个检测站点, 因此在未来建立大规模监测阵列后可以获得较高精度的次声波定位云图, 建立与地震活动更加精确的空间关联性.

本文只关注大地震期间的次声波信息, 其主要原因是由于日常背景次声波干扰严重, 对于一些幅值较小的次声波, 不能准确地识别其是否为有效信号. 但是并不能说明小地震前没有这种波的存在. 当阵列传感器数量达到1000个数量级后, 可以采用阵列信号处理的噪声抑制技术来提高有效信号的信噪比, 能够突显出与地震相关联的较小幅值的异常次声波, 有利于研究异常次声波的幅值与地震发生的震级的关系.

此外, 次声波在大气中的传播特性极为复杂, 受到大气气象变化、大气非均匀性、声波传播的非线性等效应的影响^[12], 能够出现幅值变化及传播路径改变的现象^[13], 这些信息都会包含入监测信号中, 因此次声波传播的研究也应该作为下一步的研究重点. 进一步研究可以将观测到的地震前异常次声波的参数在时间、空间、幅值上建立与地震三要素的对照, 作为地震预测的信息源而形成有价值的观测手段.

本论文研究期间多次在本所和科学院院部作专题学术汇报. 请本所杨训仁先生指导了该波的传播机理研究. 请地震局地球物理所的许绍燮院士指导了对震前异常次声波产生的物理机理的研究. 多次向石耀霖院士请教, 他对该波与慢地震的关系进行了指导. 2013年10月在中国地震局贵阳年度学术会议期间得到了马谨院士的指导, 她对该波的出现规律和识别的研究进行了指导. 本文成稿之时, 还特地请国家地震局地震台网中心的黄辅琼对论文结构及措词提出了修改意见, 在此一并表示感谢.

同时感谢中科院成都山地所章书成提供的瑞士测量的智利地震次声波信号和地震波信号, 中国地震局地球物理所苏伟提供的在腾冲测量的玉树地震发生时的次声波信号和地震动信号, 北京工业大学地震研究所提供的汶川地震次声波信号.

参考文献

[1] Ostrovsky A E *Geodesy and Physics of the Earth: Proceeding of the third international symposium Weimar,*

- Germany, October 25–31, 1976 p673
- [2] Gossard R E, Hooke W H 1975 *Wave in the Atmosphere* (New York: Elsevier Scientific Publishing Company) p281
- [3] Hu X K, Shi J R, Ren J G 1980 *Chinese J. Geophys.* **23** 450 (in Chinese)[胡心康, 石金瑞, 任建国 1980 地球物理学报 **23** 450]
- [4] Xia Y Q, Cui X Y, Li J Z 2011 *Journal of Beijing University of Technology (Social Sciences Edition)* **37** 463 (in Chinese) [夏雅琴, 崔晓艳, 李均之 2011 北京工业大学学报 **37** 463]
- [5] Xia Y Q, Liu J Y, Cui X Y 2011 *Journal of Asian Earth Sciences* **41** 434
- [6] Lin L, Yang Y C 2010 *Acta Acoustica* **35** 200 (in Chinese) [林琳, 杨亦春声学学报 **35** 200]
- [7] Lü J, Guo Q, Yang Y C, Feng H N, Teng P X 2012 *Chinese J. Geophys.* **55** 3379 (in Chinese) [吕君, 郭泉, 杨亦春, 冯浩楠, 滕鹏晓 2012 地球物理学报 **55** 3379]
- [8] Yang Y C, Ma C Z, Li X D, Tian J 2003 *Acta Acoustica* **28** 159 (in Chinese) [杨亦春, 马驰州, 李晓东, 田静 2003 声学学报 **28** 159]
- [9] Teng P X, Ma C Z, Yang Y C, Li X D 2007 *Acta Acoustica* **26** 227
- [10] Zhang C J, Shi Y L, Ma L *Chinese Geophysical the 21th Annual Meeting Changchun, China, August 26–30 2005*
- [11] Zhang C J, Shi Y L 2005 *Journal of University of Chinese Academy of Sciences* **22** 258 (in Chinese) [张晁军, 石耀霖 2005 中国科学院大学学报 **22** 258]
- [12] Lü J, Zhao Z Y, Zhou C 2011 *Acta Phys. Sin.* **60** 104301 (in Chinese)[吕君, 赵正予, 周晨 2011 物理学报 **60** 104301]
- [13] Zhou C, Wang X, Zhao Z Y, Zhang Y N 2013 *Acta Phys. Sin.* **62** 154302 (in Chinese)[周晨, 王翔, 赵正予, 张援农 2013 物理学报 **62** 154302]

Observation and study of precursor infrasound waves emitted before several strong earthquakes*

Yang Yi-Chun[†] Guo Quan Lü Jun Teng Peng-Xiao

(*Institute of Acoustics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100190, China*)

(Received 10 December 2013; revised manuscript received 28 March 2014)

Abstract

Study on the precursor infrasound waves emitted before the occurrence of strong earthquakes has been performed, so as to discover the relationship among position, arriving time, intensity of the infrasound wave and earthquakes. With the special kind of infrasound microphone CASI-ICM-2011, a kind of infrasound waves with frequencies from 0.001 Hz to 0.01 Hz, peak sound pressure level from 50 Pa to 200 Pa, continuous time period from half hour to 4 hours, and propagation speed from 10 m/s to 30 m/s, arising no more than two weeks, was received before a series of earthquakes over Ms6.0 occur. Amplitude of the signal is higher when the earthquake is stronger. In the far field the sensor network was spread in north-east China with automatic data uploading to a central server computer in Beijing. Precursor infrasound waves emitted 4 days before Ms7.0 Lu-san earthquake have been positioned perfectly as a sound cloud map, also the infrasound wave emitted 12 days before Ms7.7 Pakistan earthquake has been positioned. A long-time continuous signal over 8 years has been analysed without a bit gap, showing several effective signals accompanying earthquakes. Law of the infrasound generation has been discussed with a suggestion for the mechanism that the infrasound could be radiated by a large scale surface vibration near one million square kilometers in earthquake developing. Two demonstrative signals received after Ms8.8 Chile earthquake and Yu-shu earthquake were provided to prove this suggestion. The detected signal shows that the infrasound wave arrives accompanying S wave at the same time. One model is provided as a piston sound source to simulate very low frequency infrasound radiated by large surface vibration. All the presented signals in this paper should be useful for precursor information obtained for close earthquake prediction.

Keywords: before earthquake, precursor infrasound, infrasound observation

PACS: 43.28.-g, 43.60.-c

DOI: [10.7498/aps.63.134302](https://doi.org/10.7498/aps.63.134302)

* Project supported by the National Natural Science Foundation of China (Grant Nos. 11174320, 11304352).

[†] Corresponding author. E-mail: yichun@mail.ioa.ac.cn