

1993 年 7 月 12 日日本北海道地震次声波

谢金来

(中国科学院声学研究所 北京, 100080)

谢照华

(中国科学院计算数学与科学工程计算研究所
科学与工程计算国家重点实验室 北京, 100080)

1995 年 5 月 22 日收到

摘要 1993 年 7 月 12 日北京时间 21 点 21 分 19 秒在北京中关村次声接收阵上及时地发现并完整地记录了日本北海道地震所产生的当地次声波(包括地震纵波、横波、表面波所辐射的声波)和震中次声波。其中当地次声波分别有:周期为 12 s, 振幅为 0.8 Pa, 持续 3.4 min; 及周期为 12 s, 振幅为 0.4 Pa, 持续 1 min 和周期为 30 s, 振幅为 1.3 Pa, 持续 12 min; 震中次声波周期为 137 s, 振幅为 6.9 Pa, 持续 28 min。它们叠加在周期为 12 min、幅度为 10 Pa 的大气异常现象的波列上。

Infrasound waves caused by earthquake on 12 July 1993 in Japan

XIE Jinlai

(*Institute of Acoustics, Academia Sinica, Beijing, 100080*)

XIE Zhaohua

(*State Key Lab. of Scientific and Engineering Computing,
Institute of Computational Mathematics and Scientific/Engineering Computing,
Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100080*)

Received May, 22, 1995 *

Abstract Remarkable infrasound wave trains have been recorded at Beijing Infrasound Observatory at 21:21 BT (Beijing Time) on July 12, 1993. It is a complete set of local waves (including primary wave, shear wave and Rayleigh waves) and epicenter infrasound waves caused by an earthquake in Japan. There are periods of 12 s, 12 s, 30 s, and amplitudes of 0.8 Pa, 0.4 Pa, 1.3 Pa, and durations of 3.4 min, 1 min, 12 min respectively. The epicenter infrasound waves have period of 137 s, and its maximum amplitude of 6.9 Pa and durations 28 min. They were superimposed on a much longer and more usual series of waves with period about 12 min and amplitude 10 Pa; such waves, which are of natural origin, are characteristically received during meteorological inversions.

一、引 言

地震波向大气辐射次声波, 而且由日益发展和完善的次声监测系统所侦察到^[1-10]。它们统称为地震次声波。地震波在地球内部四处传播, 可以辐射几种次声波。其中一种是地震波通过次声站所在地引起的该地地球表面运动向大气辐射的次声波, 叫做本地次声波; 另一种是震中地区

强烈的地球表面运动向大气辐射声波, 并通过大气传播到远处的次声波, 称做震中次声波; 还有一种是由特殊地形表面震动辐射的次声波, 叫做绕射次声波。本地次声波的辐射方向几乎与地球表面垂直, 所以只有当地可以接收到, 而震中次声波和绕射次声波在远处观测站可以接收到。这几种波的区分主要是依据波形特征、到达时间和传播速度。

地震次声波经常被观测到, 这里我们举几个观测到的例子。例如, 观测到当地次声波的有: (1) 1959 年 8 月 18 日美国蒙塔那发生 6.5 级地震, 在离震中 2860 km 的华盛顿特区辐射当地次声波^[1-3]。(2) 1968 年 5 月 16 日日本发生 7.9 级地震, 离震中 2260 km 的北京次声站上出现一系列次声波, 其周期为 17 ~ 21 s, 最大振幅为 3.2 Pa^[4]; 既观测到当地次声波也观测到震中次声波的有: 1964 年 3 月 27 日阿拉斯加大地震, 在北加州观测到当地次声波和震中次声波, 在夏威夷和纽约观测到当地次声波^[5-9]; 只观测到震中次声波的有: 1964 年 4 月 16 日日本大地震, 离震中 7400 km 的澳洲布里斯班观测到震中次声波^[10]。

本文所介绍的情况是最完整的一次观测结果。

二、次声探测系统

位于北京中关村的次声阵 (116.3°E, 40°N) 由相距约 1 公里的三点组成, 如图 1 所示。每一点由租用电话专线把信号传输到记录室。

次声接收阵的传感器由 CSH-6 型电容式次声传感器组成, 输出电压大, 动态范围宽, 可以直接记录和模数转换, 供计算机分析处理。

次声传感器的频响曲线如图 2 所示。其频响特性是根据所接收的次声波的周期范围和幅度大小而设计的, 即频响曲线是可以调整的, 高频部分主要是调节输入口的前腔声阻和滤波电容, 低频部分主要是调节前后腔之间的均压孔声阻 (漏阻) 以及调节微音器膜片的顺性。

该传感器的特点是灵敏度高, 可接收 0.01 Pa 的次声信号。3 dB 的频响范围为 0.5 ~ 200 s, 动态范围 80 dB。由于具有保温装置, 所以稳定性好, 对大气温度的影响小, 可作为长期使用。

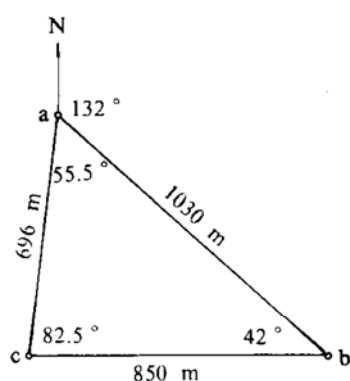


图 1 北京中关村次声接收三点阵

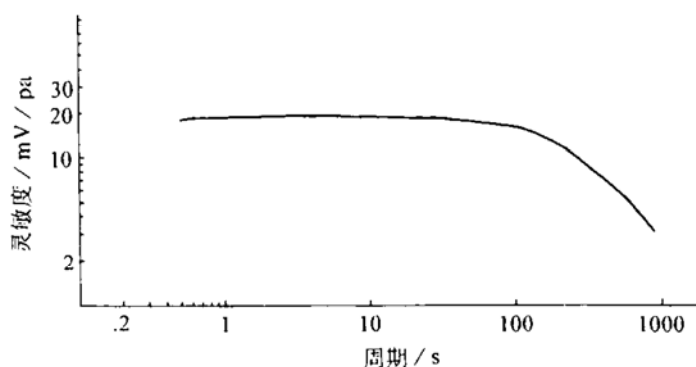


图 2 次声微音器的频响特性曲线

三、地震次声波的观测

本次地震次声波的观测结果如表 1 所示。

1. 当地次声波

1993 年 7 月 12 日北京时间 21 点 21 分 19 秒, 在北京中关村次声接收阵上及时成功地发

表 1 地震次声波的观测数据

次声波 类型	地震波 类型	接收 点	到达时间 (h, m, s)	持续时间 (min)	T_1 (s)	A_1 (Pa)	T_2 (s)	A_2 (Pa)	T_3 (s)	A_3 (Pa)	T_4 (s)	A_4 (Pa)	T_5 (s)	A_5 (Pa)	$\bar{T}$ (s)	$\bar{A}$ (Pa)
当地次 声波	纵波	a	21, 21, 19	3.4	12	0.8										
	横波	a	21, 24, 48	1.0	12	0.4										
	表面波	a	21, 25, 49	12	36	1.33	30	1.33	30	1.44	24	1.19	22	0.86	28.4	1.23
震中次 声波		a	23, 01, 38	28	150	2.52	156	4.9	137	6.9	90	3.8	96	2.5	126	4.1

注： T_i —波列周期； A_i —相应的波振幅。

现并完整地记录了一个独特的波列，特别醒目，具有近强烈的大气扰动的特征。通过地球，第一个到达的波是纵波（或称 P 波）所辐射的次声波，开始时间为 21 点 21 分 19 秒，如图 3 上的 P 处所示。波周期为 12 s，波幅为 0.8 Pa。第二个到达的波是传播横波或切变波（命名为 S 波）所辐射的次声波，开始时间为 21 点 24 分 48 秒，如图 3 上的 S 处所示。波周期为 12 s，波幅为 0.4 Pa。第三个到达的波是在整个地球表面传播的瑞利波（即表面波）所辐射的次声波，开始时间为 21 点 25 分 49 秒，如图 3 上的 R 处所示。波周期为 30 s，波振幅为 1.2 Pa，持续 12 min。

2. 震中次声波

当地次声波出现后 96 min 于 23 点 01 分 (BT) 出现震中次声波，波周期为 156 s，振幅为 5 Pa，持续时间 28 min。其波形如图 4 所示。传播速度为 345 m/s。根据记载，这是第三次记录到震中次声波。

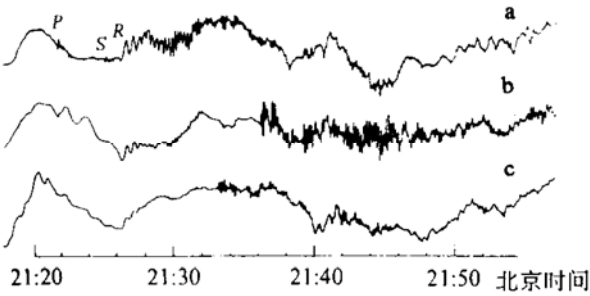


图 3 北京次声三点阵所记录到的日本奥尻岛 1993 年 7 月 12 日地震产生的当地次声波

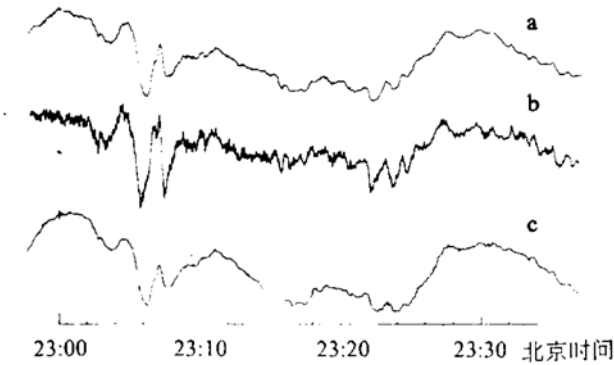


图 4 北京次声三点阵所记录到的日本奥尻岛 1993 年 7 月 12 日地震产生的震中次声波

由图 3 和图 4 可以看到，震中次声分别叠加在周期为 12 min、振幅为 10 Pa 的大气异常现象的波列上。根据波列的特征可以判断它为地震波辐射的次声波，后来由报道，以及井清武弘来访时提供的资料和田平诚提供的记录，进一步得到证实。同时，北京白家疃基准地震台上记录到的地震波中纵波到达时间是 21 点 21 分 19 秒。这就核实和确定了我们的次声记录波列为日本北海道西南海域地震产生地震波所辐射的当地次声波和震中次声波。

1993 年 7 月 12 日北京时间 21 点 17 分 11.8 秒, 日本北海道西南海域, 发生里氏 7.8 级大地震, 震源位于 42.8°N 、 139.4°E , 深度约为 50 km 处, 震中离北京 2116 km, 北东大圆方位角 75° [1]。

本次大地震辐射的次声波除北京次声站记录到之外, 还分别在日本的札幌市资源环境研究所次声站 [1]、刈谷市爱知教育大学次声站上被记录到。

四、地震次声波特征

由历次和本次的地震次声波观测确信, 地震时向大气辐射次声波, 而且表现出与众不同的特征。如: (1) 具有地震波中的 P 波和 S 波的特征, 并且与之同步; (2) 在波列中先后出现 P 波、 S 波、瑞利波和震中次声波; (3) 初步发现, 地震次声波均以负压开始; (4) 地震次声波以长周期波先到, 而后出现短周期波, 具有频散现象; (5) 当地次声波的周期在 10 ~ 20 s 之间, 波振幅在 0.1 ~ 2 Pa 之间。

由地震次声波的特征可以推导出地震时的几项参数:

1. 地球表面位移

地球表面像扬声器的膜, 地震时向大气辐射声波, 由此计算地球表面的位移。地震波的表面运动的垂直分量产生当地次声波, 根据辐射公式

$$p = \rho c v \quad (1)$$

其中 p —辐射次声压, 单位 Pa; ρ —当地空气密度, 单位 kg/m^3 ; c —当地空气声速, 单位 m/s ; v —地面垂直位移速度, 单位 m/s 。

由公式 (1) 可以计算地震波表面运动与大气中辐射声压之间的关系。地表面的位移为

$$a = \frac{pT}{2\pi\rho c} \quad (2)$$

其中 a —地面垂直位移, 单位 m; T —辐射次声波周期, 单位 s。

根据北京气象台天气预报, 12 日夜北京地区气温为 23°C , 那么 $\rho=1.18 \text{ kg}/\text{m}^3$, $c=345.4 \text{ m}/\text{s}$ 。由公式 (2) 计算地表面的最大位移为 1.8 cm, 平均位移为 1.3 cm。

2. 时差的测量和计算

次声阵列技术和相关技术已经成功地应用于检测大气中的波动和探测它们的源 [11,12]。在确定次声波水平视速度和方位的第一步是计算阵元之间每一对的互相关函数

$$C_{xy}(\tau) = \frac{\int_{-T}^{+T} [p_x(t) \cdot p_y(t+\tau)] dt}{\left[\int_{-T}^{+T} p_x^2(t) dt \cdot \int_{-T}^{+T} p_y^2(t) dt \right]^{\frac{1}{2}}} \quad (3)$$

它是两个压力-时间序列 $p_x(t)$ 和 $p_y(t)$ 之间的时间延迟 τ 的相干测量。积分间隔 $2T$ 足够大, 以至包含整个信号波列。这样, 根据三角阵中阵元之间相关函数的计算, 得到阵元之间地震次声波到达的时差。

3. 震中方位角的计算

震中产生的次声波传播到接收阵上各个次声微音器的时间与次声波的入射方向有关, 且与次声波传播的相速度沿地面传播的速度分量有关。因此定向次声接收阵至少要有三个接收点组成, 三

个接收点可以测得两个独立的时差, 建立两个方程式。解这两个方程式即可求得声波的入射方位角和声波的传播相速度沿地面的分量。推导公式中假定次声波到达接收阵时是一个平面波。这意味着阵的尺度和阵到震中的距离比较起来足够小。假设 a、b、c 分别为阵上的三个接收点, 并假定波首先到达 b 点。Na 为坐标北方向, 如图 1 所示。

根据平面几何公式推导出入射方向角的计算公式:

$$\varphi = \frac{\arctan \left[\frac{\Delta t_{ac}}{\Delta t_{ab}} \frac{ab}{ac} - \cos(\angle bac) \right]}{\sin(\angle bac)} + \angle Nab \quad (4)$$

其中 Δt_{ac} 为 a、c 两接收点的时差。 Δt_{ab} 为 a、b 两接收点的时差。 φ 为入射方向角, 即波来的方向与指北线顺时针方向的夹角。

五、讨论和结论

1. 本文的显著特点在于一个次声三点阵上同时记录到地震时的当地次声波, 即地震纵波、横波和表面波所辐射的次声波以及震中次声波。这次观测结果在历次次声监测中特别显著。虽然 Donn 曾经报道过^[2], 但 P 波不明显, 而且没有记录到震中次声波。所以, 这是一次最完整的记录, 尚属罕见, 国内第一, 国外也不多见。这对进一步研究地震次声波和次声波预报地震提供了有价值的资料。现将主要的地震次声波观测结果列在表 2 中。

2. 本次声阵是用于探测冰雹声重力波实验的, 同时能够检测到地震次声波, 说明次声阵有更广泛的用途。用三角阵作定向计算可以得到理想的结果。其方法和精度将由另文论述。

3. 本次所接收到的当地次声波与历次所记录的极为相似, 波形特征和周期范围基本相同。并且与地震仪上所记录到的起始时间相一致, 说明当地次声波与地震波同步。

4. 从图 4 中可以发现震中次声波的方向。它首先到达三角阵的 b 接收器, 然后是 a, 最后是 c, 这是符合实际情况的, 说明震源在北京的东面偏北。

5. 有趣的是地震次声波均以负压开始出现和长周期波先到, 地震波则不然, 这是非常有意思的一种现象。

6. 本次地震发生在夜间, 出现当地次声波和震中次声波时信噪比都比较高。夜间大气比较平稳, 风噪声干扰小, 所以容易接收到次声信号。然而本次存在长周期的波动干扰, 这是夜间经常出现的大气起伏。

7. 本次观测结果提供符合接收地震次声波的微音器的频响和灵敏度特性, csh-6 型电容次声传感器满足这种要求。

8. 在记录器的输入端并 470 μf 的滤波电容时, 虽然减低高频噪声干扰, 但同时也滤掉了部分地震次声波。所以在接收地震次声波时不得接电容。在 21 点 52 分去掉电容后, 高频干扰变严重。因此, 最好的办法是加大三角阵的尺度, 同时在每个传感器上加接抗干扰长管, 或者布署多点阵接收。

表 2 地震次声波观测一览表

地震日期	震中位置	震级(里氏)	探测点位置	距离(km)	波周期(s)	波振幅(Pa)	地面振幅(mm)	传播时间(m)	波速(m/s)	接收设备	资料来源
1959, 8, 18	蒙大拿 45.0°N 110.5°W	6.5	华盛顿特区 38.9°N, 77°W	2860	16	0.57	3		300	微音器	Cook R K
1964, 3, 28	阿拉斯加 61.1°N 147.5°W	8.6	伯克利 37.9°, 122.3°W	3130	17	10	10	14	292 ~ 329	微气压计	Bolt B A Cook R K
			帕利赛得斯 40.7°N, 74°W	5315	23	4	18.6				Donn W L
			檀香山 21.3°N, 157.9°W	4490							
			博尔德 40°N, 105.3°W	4840	12.5						
			波士顿 42.4°, 71°W	6886							
			华盛顿特区 38.9°N, 77°W	6776	17						
1864, 6, 16	日本 38.3°N 139.1°E	7.5	布里 斯班 27.5°S, 153°E	7400	168 70 60	5.8 0.8 1.5		420	295	微气压计	Bowman G G
1968, 5, 16	日本 40.9°N 143.4°E	7.9	北京 40°N, 116.3°E	2260	17 ~ 21	3.3	24.9	14.2		次声微音器	吕士楠
1993, 7, 12	日本 42.8°N 139.2°E	7.8	北京 40°N, 116.3°E	2024	30 137	1.4 6.9	18			次声微音器阵	谢金来
			札幌 43.1°N, 141.4°E	230	10	25				次声微音器	井清武弘
			刈谷市 35°N, 137°E	782	10	1				次声探测阵	田平诚

感 谢

作者衷心感谢国家自然科学基金的资助, 使得次声阵每天 24 小时连续工作和次声研究得以持续发展, 本文是其中的一部分。在写作本文时得到井清武弘和田平诚教授以及北京白家疃地震台的支持, 在私人通信中及时提供了地震辐射当地次声波的资料以及有关的地震资料。在此一并表示谢意。

参 考 文 献

- [1] Yasumori Takahashi, Yasuyori Koyama and Takehiro Isei. In situ measured infrasound at Sapporo associated with an earthquake occurring offshore in southwest Hokkaido on July 12, 1993, *J. Acoust. Soc. Jpn. (E)*, 1994, **15**: 409 ~ 411.
- [2] Cook R K and Young J M. Strange sound in the atmosphere 2, *Sound*, 1962, **1** : 25 ~ 33.
- [3] Cook R K. Infrasound radiated during the Montana earthquake of 1959 August 18, *Geophys. J. R. astr. soc.*, 1971, **26**: 191 ~ 198.
- [4] 吕士楠、陈希清、胡心康. 用快速付氏变换作次声信号的动态谱分析, *物理学报*, 1977, **26**: 232 ~ 242.
- [5] Young J M and Greene G E. Anomalous infrasound generated by the Alaskan earthquake of 28 March 1964, *J. Acoust. Soc. Amer.*, 1982, **71**: 334 ~ 339.
- [6] Bolt B A. Seismic air waves from the great 1964 Alaskan earthquake, *Nature*, 1964, **202**: 1095 ~ 1096.
- [7] Donn W L and Posmentier E S. Ground-coupled air waves from the great Alaskan earthquake, *J. Geophys. Res.*, 1964, **69**: 5357 ~ 5361.
- [8] Grover F H and Marshall P D. Ground to air coupled waves from a distant earthquake, *Nature*, 1968, **220**: 688 ~ 687.
- [9] Mikumo T. Atmospheric pressure waves and tectonic deformation associated with the Alaskan earthquake of March 28, 1964, *J. Geophys. Res.*, 1968, **73**: 2009 ~ 2025.
- [10] Bowman G G and Shrestha K L. Atmospheric pressure waves from the Japanese earthquake on 16 June 1964, *The quarterly journal of the royal meteorological society*, 1965, **91**: 388.
- [11] 谢金来、杨训仁. 次声噪声场的测量与分析, *声学学报*, 1991, **16**: 230 ~ 234 ; *Chinese Journal of acoustics*, 1991, **10**: 311 ~ 316 .
- [12] 谢金来. 用于提高信噪比的圆形次声阵, *声学学报*, 1986, **11**: 276 ~ 286; *Chinese journal of acoustics*, 1986, **5**: 271 ~ 279.