科学通报 2011 年 第 56 卷 第 6 期：383 ~ 390
论 文 www.scichina.com csb.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

颗粒介质中探测地震前兆和前兆应力-应变传播模型

陆坤权[①], 厚美瑛[①], 王强[①], 彭政[①], 孙威[②], 孙晓明[②], 王玉莹[③], 佟晓辉[③], 姜泽辉[④], 刘寄星[⑤]

① 中国科学院物理研究所, 中国科学院软物质物理重点实验室, 北京凝聚态物理国家实验室, 北京 100190;
② 北京普精信科技有限公司, 北京 100089;
③ 辽宁省地震局, 沈阳 110034;
④ 哈尔滨工业大学物理系, 哈尔滨 150001;
⑤ 中国科学院理论物理研究所, 北京 100190
E-mail: lukq@aphy.iphy.ac.cn

2010-11-14 收稿, 2011-01-12 接受
中国科学院知识创新工程(KJCX2-SW-W15, KKCX1-YW-03)和国家自然科学基金(10374111)资助项目

摘要 使用埋设于土层沙坑中的应变传感器, 探测到地震前兆信息, 确定其对应特定地震. 通过模拟实验与实际探测进行对比, 表明所探测的信息是地层中的应变. 依据颗粒物质的特性和运动规律, 分析了用此方法探测前兆应变信息敏感的原因, 并提出了地震前兆应力-应变传播模型. 地壳岩石层由板块、断层和其间的断层泥构成, 在地震前兆应力-应变传播准静态力学问题中, 地壳岩石层应作为大尺度的颗粒体系处理. 孕育地震的作用力使附近岩石层块产生滞滑(stick-slip)移动, 并渐次推动其他岩石层块滞滑位移, 层块位移的切变作用导致土层挤压形变. 沙坑中沙子的离散态特性使传感器对形变信号有良好响应, 从而可探测这种地震前兆信息. 通过对地层中应力-应变传播物理机制的分析, 也解释了在岩石中难以测量到地震前兆应变信息的原因. 所提出的原理和方法为浅源地震前兆信息探测提供了新途径.

关键词
地震前兆
地震预报
颗粒物质
应力应变传播
滞滑移动

地震是给人类造成巨大生命和财产损失的自然灾害, 中国受地震灾害损失尤为严重. 长期以来, 人们做了很大努力, 试图通过观测地震前兆信息, 探索预报地震的方法[1,2]. 由于地震所涉及的问题极其复杂, 虽然人们对地震的孕育和发生过程有了一定认识, 但还很不深入, 也没有找到探测地震前兆的有效方法. 目前的基本共识是, 地震预报仍是尚未解决的科学难题. 这个难题的解决, 主要取决于能否获得可靠的地震前兆信息与规律, 并认识其物理机制.

本文介绍了在颗粒介质中探测地震前兆的方法, 以实例说明了所获得地震前兆信息对应特定地震, 用模拟实验与实际探测结果进行了对比研究, 依据颗粒物质的运动特性, 提出了地震前兆应力-应变信息的传播模型, 对所探测到地震前兆的物理本质做了初步分析和讨论.

我们所采用探测方法和原理的关键是将探测器放置于颗粒介质中, 并将地壳岩石层作为颗粒物质处理. 颗粒物质是普遍存在的一类离散态物质体系, 它不同于一般的固体和流体, 具有独特的运动行为[3], 正受到物理学家愈来愈多的关注和研究[4,5]. 将地震发生与颗粒物质特性联系起来的研究, 近年来也受到地球物理界的重视[6,7]. 本文则是以颗粒物质的特性和运动规律为基础, 进行地震前兆的探测, 并解释地震前兆信息的传播机制.

1 探测方法和探测器

与在岩石中测量地应变的一般方法不同, 我们是将应变传感器安放在土层的沙坑中进行探测, 观测地震发生前后地层中应变的变化过程.

英文版见: Lu K Q, Hou M Y, Wang Q, et al. The earthquake precursor detected in a granular medium and a proposed model for the propagation of precursive stress-strain signal. Chinese Sci Bull, 2011, 56, doi: 10.1007/s11434-011-4417-z

选择无干扰的合适地点，在地表原始土层挖深约 4 m、直径约 2 m 的圆坑. 在坑内填厚度 3 m 以上的建筑用水洗沙子，下部至少有 1.5 m 厚的沙子与周围原始土层保持良好接触. 在离坑底约 1 m 处埋设 3 个探测器，依据探测器的方位特性，分别将探测器指向南-北、东-西和一对角方向. 3 个探测器可成直线排布，间距约 0.5 m，也可成三角形排布，间距约 1 m. 埋入探测器后，将沙子压实. 一种典型的探测沙坑如图 1(a)所示. 探测器构造如图 1(b)所示，其圆筒状外壳由不锈钢制成，外壳厚度可为 1~5 mm，外径约为 0.15 m，高为 0.4 m，并将外壳密封防漏水. 其内部安装的 SW-1 型自制应变传感器[8]用于测量圆筒的形变. 对一个典型传感器的标定表明，输出 1 mV 对应(2.2±0.4) nm 位移，其线性区大于 4 μm，测量灵敏度优于 2 nm. 外应力引起圆筒的形变使传感器电阻变化，以电桥输出电压信号，传感器输出的电压信号不经过放大和滤波，用数据采集系统自动记录，采样时间间隔为 1 s. 通过传感器记录圆筒的形变量，从而获得地层中的应变信息，其中微调机构用于探测器埋设后调节传感器的零点.

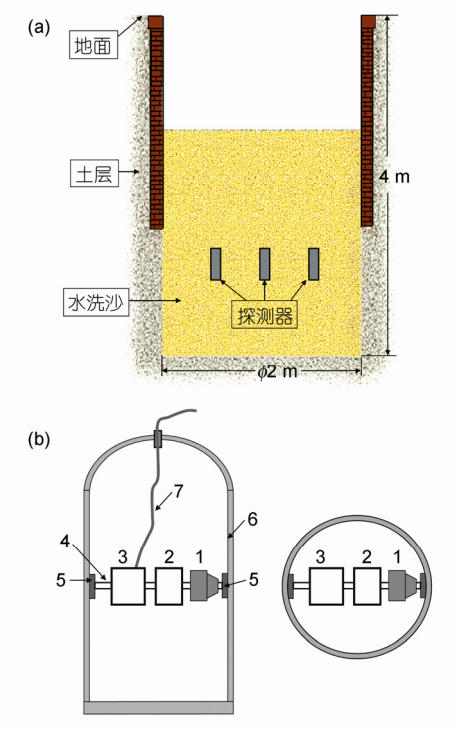

图 1 典型探测坑示意(a)及探测器构造图示(b)

(b)中左为侧视截面图，右为顶视截面图. 1, SW-1 型传感器; 2, 微调机构; 3, 定标器; 4, 石英杆; 5, 绝缘支架; 6, 金属外壳; 7, 信号引线

探测器具有对外加作用的方向敏感特性. 在圆筒外壳小形变范围，探测器对外加应力近似为线性弹性响应. 当沿传感器轴向施加外力时，传感器产生压形变信号. 而在垂直传感器轴向施加外力时，探测器外壳的弹性使传感器产生张形变信号. 外加作用撤除，由于探测器外是沙子，圆筒的弹性可使传感器恢复到零点. 埋设 3 个不同方位的探测器，可区分不同方向的应变，有利于判别地震前兆应力来源方向.

2 地震前兆探测实例

使用上述在颗粒介质中进行探测的方法，尽管以前只在辽宁和北京埋设了 1~2 个可工作的试验测量点，仍多次成功捕捉到地震前兆信息. 所获取的 1999 年辽宁省岫岩 5.4 级地震, 2004 年印尼 8.7 级地震和 2008 年汶川 8.0 级地震等地震的前兆信息数据较完整[9~12]，且具有规律性. 其中，1999 年 11 月 29 日发生的岫岩 5.4 级地震，离探测点很近(在营口的探测点距震中仅 43 km)，所得前兆信息确实无疑[9]. 2004 年 12 月 26 日印尼 8.7 级和 2008 年 5 月 12 日汶川 8.0 级两次大地震，在距离震中数千公里处也探测到明显前兆信息[11,12].

我们以探测到的印尼 8.7 级大地震前兆为例，分析所得前兆信息与此地震的确定对应关系和信息的主要特征. 依据辽宁省新民(距震中约 5300 km)和北京电业中学(距震中约 4800 km)两个探测点的记录，所得到的地震前兆信号分别示于图 2 和 3，其中应变值定义为形变量与探测器筒直径之比. 原始数据采集时间间隔为 1 s. 图 2(a)为震前约一年至震后两个月的完整数据，由南-北指向探测器记录获得. 可以看出，自 2004 年 1 月起至 2004 年 11 月中旬，探测器记录的压缩形变量不断增大，累积变化约 1900 nm，对应的应变量为 1.3×10^{-5}，显示持续加载过程. 在压缩形变量很大时，噪音受抑制而明显降低，也观测不到日变信号. 地震发生前约 1 个月内，压缩形变值下降约 1700 nm，在 12 月 24 日达到最低值. 地震发生在 12 月 26 日. 图 2(b)为图 2(a)的局部放大，地震发生所对应的形变值跳变清晰可见. 而震后信号则明显不同，图 2(c)清楚显示出应力松弛后探测到的有规律日变信号.

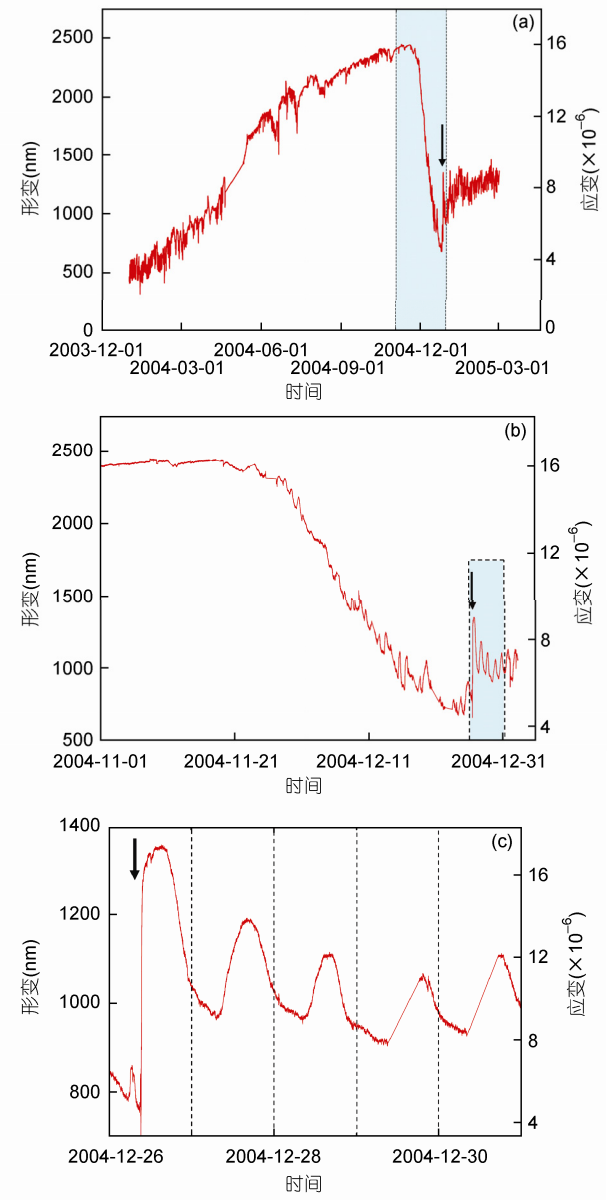

图 2　辽宁新民南-北指向探测器记录的 2004 年印尼 8.7 级地震前兆信息

(a)中数据点时间间隔为 1 h, 其中存在其他地震信息的叠加; (b)为(a)阴影区的放大; (c)为(b)阴影区的放大, 虚线标记每日 00:00 时, 数据点时间间隔为 1 min. 图中箭头表示 8.7 级地震发生时间

图 3(a)和(b)分别为北京电业中学东-西指向探测器记录的同一地震前兆信息及其局部放大. 持续加载过程在地震发生前 1 个多月记录到(此探测器在地震前两个月安装), 压缩形变量增大约 800 nm, 对应应变量为 5.3×10^{-6}. 地震发生前压缩形变量处于高值

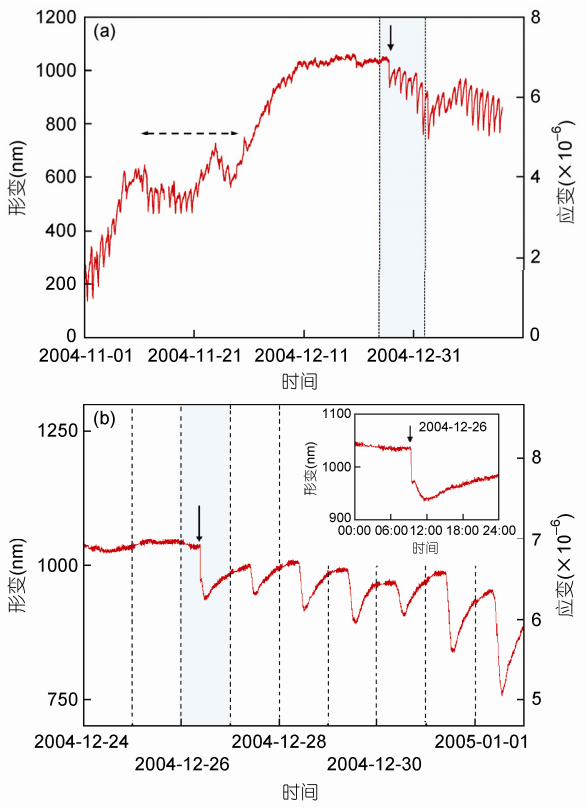

图 3　北京电业中学东-西指向探测器记录的 2004 年印尼 8.7 级地震前兆信息

(a)中虚线箭头指示区域存在其他地震信息的叠加; (b)为(a)阴影区的放大, 虚线标记每日 00:00 时, 插图为地震发生当日的信号. 图中所有数据点时间间隔为 1 min, 箭头表示 8.7 级地震发生时间

时, 噪音和日变信号均受到抑制. 12 月 26 日信号出现突变对应地震发生, 然后应力松弛, 随之出现清晰的日变信号.

由图 2 和 3 可知, 尽管北京和新民两地相距约 600 km, 所探测得到的 2004 年 12 月 26 日印尼 8.7 级大地震前兆信息的主要特征一致, 且确定为同一地震的前兆. 在新民和北京两探测坑中各埋设了 3 个不同方位的探测器, 图 2 和 3 取用了最敏感方位探测器的信号, 其他方位的探测器信号不如图 2 和 3 所示的清晰, 本文没有绘出. 新民和北京两地分别以南-北和东-西指向探测器获得的信号最为敏感, 表明了探测器对地层中应变方向的判别功能, 但也与所处地质环境有关, 将在后面说明. 图 2 所观测信号与图 3 不同的原因也将在后面讨论.

3 颗粒介质中的加载和应变探测实验

为了探讨所使用方法探测信号的本质和对地震前兆敏感原因，我们进行了模拟实验. 在室外地面土层挖如图 4 所示形状的坑，深度为 2 m. 在其中填入厚度为 1.8 m 的建筑用水洗沙，沙颗粒平均直径为 0.28 mm. 在沙层高度的中心位置埋 3 个不同方位的探测器，间距 0.5 m，与施加力的 45°方向成直线排布，其中 1#, 2#和 3#探测器外壳壁厚度分别为 2, 3 和 5 mm. 埋入探测器后，将沙子压实，并调节好各探测器的零点. 用液压机缓慢推动钢板对沙子施加水平方向压力，以观测探测器的应变响应. 液压机作用力由力传感器记录. 其间的垫块或试样可采用不同的材料，如石块、砖块等，用于观察发生断裂或压碎时探测器应变信号的变化.

图 5 表示一组施加作用力及各探测器形变响应曲线. 图 5(a)为施加的应力曲线，可以看出应力增加过程并非线性，这由被加载沙子的状态所决定. 刚开始加压时，沙子从较松散状态逐渐变密，故应力上升较为缓慢. 当沙子密集后，弹性模量增大，因而施加应力较快上升. 应力达到约 0.18 MPa 时，不再增大，这是因为上部沙子没有受限制，当受到水平压应力时会发生向上膨胀. 当液压机压力卸载时，应力立即回到零点. 与图 5(a)的加载应力相对应，各探测器形变响应明显. 探测器方位、位置和外壳弹性不同，形变响应也不一致. 很明显，1#和 3#探测器记录的是压缩形变，而 2#探测器为扩张形变，表明了探测器对应力的方向敏感性. 3#探测器的形变增大迟于 1#探测器是因为 3#探测器外壳较厚，即弹性较大而造成. 对应于压力卸载至零，各探测器外壳的弹性使传感器恢复到初始状态. 我们以 1#探测器的应力-形变响应关系为例，来分析系统中应力和应变的关系.

理论和实验已表明，颗粒物质的弹性模量 k 与颗粒堆积分数 ϕ 和所受的应力 τ 有关，在密封受限时，近似有 $k\propto\phi^{2/3}\tau^{1/3}$ [13~15]. 在一般情况下，对于松散沙子，k 为数十兆帕斯卡；对于紧密的沙子，k 可达数百兆帕斯卡或更大[16]. 我们的实验中，沙子处于受压状态，并有探测器筒壁的弹性、安放位置和方位的影响. 当沙子受压力达到较高的强度，图 5(d)与(a)虚线所示范围力与形变表现为近似线性响应，我们可将体系近似作为弹性体处理，即在此区间应变与应力呈线性关系. 若 1#探测器和沙子组成体系的等效弹性模量为 $k_{\rm eff}$，则由 $\tau=k_{\rm eff}\varepsilon$ 计算出 $k_{\rm eff}\approx1.2$ GPa. 计算中由图 5(a)得到应力变化 τ = 0.0053 MPa；而由图 5(d)可得应变量 $\varepsilon=(6.67\times10^{-6}\ \text{m})/(150\times10^{-3}\ \text{m})=4.45\times10^{-5}$，其中 6.67×10^{-6} m 为探测器形变量，150×10^{-3} m 为探测器筒直径. 因此，$k_{\rm eff}$ = 1.2 GPa 反映了沙子和探测器体系的等效弹性模量. 整个区域

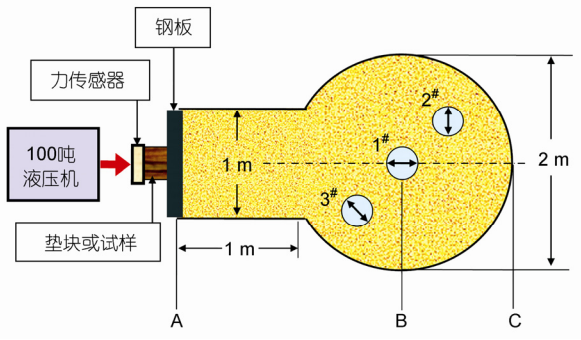

图 4 加载和应变探测实验布置的上视图

钢板为正方形，边长 1 m，厚度 0.03 m；力传感器的量程为 10^6 N，精度为 10 N; A, B, C 分别表示加压点、1#探测器中点和沙坑终点位置

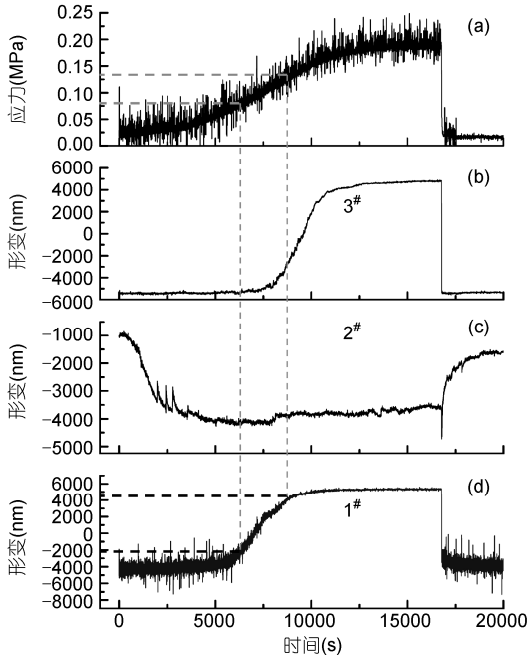

图 5 施加应力与探测器形变响应关系

横坐标为加载时间. (a)为应力增大过程，纵坐标为外加应力；(b)~(d)为各探测器形变响应，纵坐标为相对形变量

为线性的假定，使计算得到的体系等效弹性模量值 k_{eff} 偏大. 由此可知，在我们的实验及实际探测地震前兆的体系中，等效弹性模量 k_{eff} 约比一般岩石的弹性模量(典型值为 50 GPa)小 40 倍，甚至更多. 即用此法探测应力-应变响应的灵敏度要比在岩石中高得多.

以上实验结果表明，这种探测方法所探测到的信号是应力引起的应变. 在相同应力的作用下，颗粒介质中探测到的应变值比岩石中大数十倍以上. 同时，使用不同方位安放的探测器可区分应力的方向. 这些特性对于探测地震前兆是很有利的.

4 地震前兆应力-应变信息的传播模型

前面已经说明，我们所用的方法探测到的前兆信息与特定地震有确定对应关系，实验表明测量得到的是应变信息，并解释了这种方法对应变测量敏感的原因. 但是，要相信这种地震前兆应变信息探测方法，仍有 3 个重要疑问: (1) 为什么在远离震源的土层中可探测到应变前兆信号，它是如何传播过去的; (2) 在岩石中安装高灵敏度的传感器为何探测不到这种前兆应变信息; (3) 不同地点安放的颗粒介质探测器所得到的前兆信息的形态为什么不完全一致. 问题的实质是地震前兆应力-应变信息传播机制. 根据颗粒物质研究和地球物理的已有知识，我们提出以下地震前兆的应力-应变传播模型，来回答上述问题.

普遍的认识是，浅源地震是地壳薄弱部分在外力作用下发生破裂或错位所致[1,2,17]. 地震发生前，震源区应力积累过程可持续数月、数年、甚至数十年. 伴随而产生的应变逐渐向外扩展，形成地层中的挤压形变，致使在一定范围可观测到某些地震前兆，如地下水位的变化等. 然而，地壳岩石层构成复杂，是由板块、断层和其间的断层泥(fault gouge)组成，它们的大小、形状、厚薄和材质各不相同. 其中断层泥是由岩石碎块等颗粒状物质构成，相对于岩石而言，是较为松散的部分，这些颗粒状物质的弹性模量比岩石小得多. 实际地震孕育过程，尺度范围很大，在地震前兆应力-应变传播这类准静态力学问题中，应将地壳的板块和断层组成的体系看作大尺度二维颗粒物质体系，而不可将地壳岩石层作为均匀连续介质处理.

为描述前兆应力-应变如何向外扩展和传播，我们用图 6 来示意. 地震孕育的作用力挤压岩石时，图 6(a)中的岩石 A 会克服边界摩擦力和断层泥的阻力发生滞滑(stick-slip)移动[18,19]，与均匀连续运动的情况很不同，这类岩石滞滑位移随时间的变化关系用图 6(b)表示. A-B 岩石间的断层泥受到压缩，如图 6(c)两岩石间弹簧受压所示. 颗粒态物质组成的断层泥密度和应力逐渐增大，当弹性模量近似按 $\phi^{2/3}\tau^{1/3}$ 增大到一定程度，通过断层泥施加在岩石 B 的作用力达到可克服其所受到的阻力时，岩石 B 也发生滞滑移动. 如此类推，使前方的岩石逐次发生滞滑位移. 弹性模量很大的岩石层块发生类似刚体的整体运动，切变和位移主要体现在层块边界和间隙处，岩石内部的应力或应变的增量很小. 不少观测事实已经证实了层块的这种运动特点和方式. 用跨断层蠕变测量方法可观测到震前断层间的突变位移，我国鲜水河断裂带蠕变观测结果[20]，以及美国 Parkfield 试验场断层蠕变测量得到的在几十天内发生数次跳变[21]，均是这种断层滞滑位移的典型实例.

我们讨论岩石层块滞滑移动，必然涉及岩石层块受到的摩擦力和其他阻力，包括岩石层块与地幔之间摩擦力、岩石层块间断层泥的摩擦力和阻力. 在地震孕育过程中，地幔本身也会在大地构造力驱动下运动，而地幔的密度比岩石层的密度大，地幔的流动性也较强. 因此，岩石层块与地幔间摩擦力比固体间的摩擦力小得多，甚至地幔对岩石层块有驱

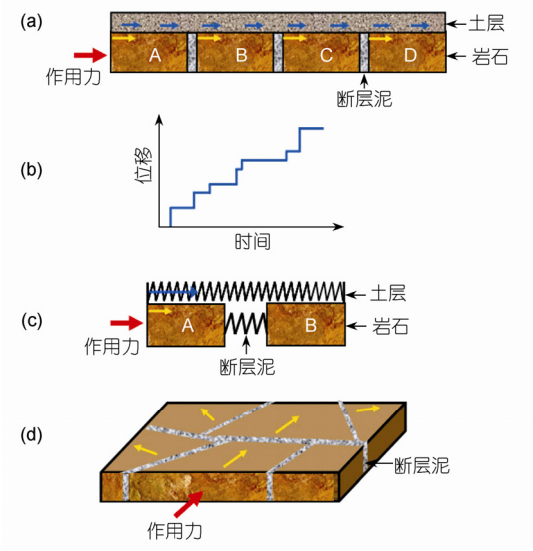

图 6 孕震作用力引起岩石层块的滞滑移动、土层形变和应力-应变传播示意图

动作用. 反过来讲, 假若岩石层块与地幔之间发生类似固体间的摩擦作用, 则摩擦力会很大. 例如, 对于面积为 100 km×100 km、厚度为 10 km 的岩石层块, 若取其密度为 2.75×10^3 kg/m^3, 摩擦系数为 0.2, 则所要克服的摩擦力达 5.5×10^{17} N, 即在岩石层块端面受到的应力约为 0.55 GPa. 然而, 在实际观测中并未发现岩石中有如此大的应力变化. 由此可知, 岩石层块或许更类似水面上密集浮冰的运动.

岩石中可以探测到清晰的地球固体潮(solid earth tide)应变, 典型应变量为 2×10^{-8}, 相当于岩石中应力变化约为 1 kPa, 是很小的应力起伏. 固体潮是地球在天体作用下发生收缩和膨胀形变, 使岩石受到对向压力和反向拉力. 而地震前兆应力使岩石层块发生整体滞滑位移, 岩石内部受到的挤压并不大. 这就是人们可在岩石中探测到固体潮应变, 而不易测量到地震前兆应变信息的原因. Niu 等人[21]在距震源几公里处观测, 测量到 3 级地震引起岩石的同震应变小于 2×10^{-8} 就是典型例子. 另一方面, 在距震源较远处, 震源区可近似作为点力源, 距力源 r 处的应力近似以 r^{-1} 关系减小[22,23], 更难以在岩石中测量到地震前兆应力变化.

上述这些原因, 导致人们用精度很高的仪器在岩石中也未能探测到可靠的地震前兆应力或应变变化规律.

地壳岩层上部是地表土层, 如图 6(a)所示. 当岩石层块发生位移时, 通过界面的摩擦而对土层施加切变作用, 使其沿岩石位移方向产生压缩形变. 尽管土层不均匀, 在大范围内仍可近似看作连续介质. 土层的厚度比层块尺度小得多, 且比岩石层薄得多, 岩石层块位移使土层受到的压缩形变将会很显著. 用图 6(c)的弹簧模型表示这种作用关系的图像. 岩层中水平作用力会以颗粒物质中力链的传播[3]方式进行, 图 6(d)表示这种作用力和位移的方向变化. 岩石层块间也可发生切向错动位移, 因此, 上部土层中不但有压缩应变, 也会有切向应变的影响.

板块和断层的尺度可为数十公里、数百公里、甚至数千公里, 它们在外力作用下或慢或快地渐次做整体滞滑移动, 同一层块(甚至数个层块)各处的移动几乎是同时发生. 一些大尺度层块同步运动的观测事实[24]可能就是这类移动所造成. 需要指出, 大尺度层块整体滞滑移动速度、同一层块边界之间相对位移的速度与声波传播速度是 3 种不同的概念. 地层中声波(如地震波)传播速度为每秒数公里, 与传播介质性质有关; 同一层块边界端点位移, 对于刚体无时间差, 对于实际岩石层块则可因内部不均匀的压缩形变而产生小时间差; 层块整体滞滑移动速度则可快可慢, 其大小和方向取决于作用力、阻力及层块性状. 层块整体可以是突变式移动, 也可以是准连续移动[20,21]. 所带动土层的形变可以是基本连续的, 或是衰减的跳变, 这与土层的低弹性模量及其黏弹性弛豫有关. 不同层块移动的方向如图 6(d)所示, 与震源到观测点的方向可以不一致, 取决于对应的地质状况. 在土层中沙坑内设置的探测器的方向敏感性, 不仅与下方岩石层块移动的方向有关, 还与周围的地质环境有关.

层块整体每次滞滑位移的尺度可从小于微米到毫米量级[20,21], 较大地震前兆应力累积的层块移动可很大. 尽管 GPS 可观测到累积的地表位移, 但其目前的分辨率尚不易观测到每次滞滑位移. 层块移动必然带动土层形变, 我们所用探测器的灵敏度约为 2 nm, 即探测的应变量为 1.3×10^{-8}, 可探测到这种前兆变化. 在有些情况下, 我们实际测量到的前兆形变量在较长时间内积累可达微米量级, 以至使传感器达到了饱和. 如前所述, 对于大地震, 在数千公里处测量到的土层应变量可达 10^{-5} 量级. 由于地质条件的不同, 各岩石层块位移大小和方向均会有差别, 土层中的形变量与位置和土层性质有关, 各探测点所探测到的前兆信息也必然会出现差别.

因此, 我们探测到的是地震前兆应力传播引起的土层的应变. 采用在土层中填沙子, 将探测器置于其中, 而不是将探测器直接埋在泥土中, 是因为黏性的泥土在挤压后会发生难以复原的塑性形变. 颗粒物质的离散特性使探测器筒的弹性形变在挤压消失后可基本复原, 在一定范围内保持应力和应变的近似线性响应.

上述模型指出, 前兆应力是通过地下岩石层块位移的切变作用传播到探测点地表土层中来, 而不是沿地表传播. 地表的山、川、湖、海等地形和地貌不会对探测信息产生根本影响.

5 讨论

用所提出模型可以清楚地解释图 2 和 3 所示地

震前兆的实例. 2004 年印尼 8.7 级大地震发生前, 震源处应力的逐渐积累, 使地壳岩石层块产生滞滑移动, 这种层块移动随应力积累增大而逐次传递. 当累积应力大到一定程度时, 探测点附近的层块也发生移动, 并通过切变作用使土层产生压缩形变. 对于大地震, 孕育过程产生的应变影响可达数千公里, 使辽宁和北京探测点也可探测到明显的形变信号, 并随应力积累而不断升高. 两地所记录到的形变和应变量分别为 1900 nm, 1.3×10^{-5} 和 800 nm, 5.3×10^{-6}, 表明了土层中应变积累的程度. 值得注意的是, 在图 2 和其他所探测的地震前兆信息事例[9~12]中, 多数观测到震前应变的迅速下降, 一个可能原因是雷诺(Reynolds)膨胀效应[3,18]. 颗粒物质雷诺膨胀原理是: 对原来处于密集状态的颗粒物质施加作用力会使其体积膨胀, 而膨胀到一定程度再继续加压则其体积发生收缩. 地层这类颗粒体系也会有同样的效应, 体积膨胀或收缩取决于地质环境. 地震前兆的地下水位变化有些上升, 有些下降, 即是这种效应所致. 我们观测到的震前应变下降, 就可能是地层中应力积累到足够大时, 进一步挤压引起了局域地区体积的收缩, 导致土层中应变的降低. 这也必然与地质状况和方位有关, 不同地区探测的结果不会完全相同. 这种震前应变迅速下降的原因, 是否还与震源区岩石层的屈服有关, 有待深入研究. 地震发生后, 则应力很快松弛, 地层回到低应力状态. 与此对应, 图 2 和 3 显示出清晰和有规律的日变信号. 所探测到的日变信号与固体潮有明显区别, 也并非探测器的温度效应. 一个可能原因是周围地层日夜温差引起的膨胀收缩所致, 其规律和起源尚待进一步研究.

图 2 和 3 完整地反映了 2004 年印尼 8.7 级大地震的孕育、发生和震后的应变变化, 用本方法测量得到的其他地震前兆信息均有类似规律[9~12], 与地震学家普遍认可的浅源地震孕育地壳形变物理模式[1,2,25,26]相近. 尽管如此, 对于不同地震的探测, 或在不同地点对同一地震的探测, 均受到地震孕育状况和应力-应变传播所涉及的地质环境的影响, 也与探测器埋设条件有关, 图 2 和 3 所示的某些差别即来源于此. 除此之外, 探测时段内还常有其他地震的孕育和发生, 从而会对所观测的结果产生干扰和信号叠加, 其影响与这些地震的大小和距离有关, 在实际探测中应予以注意和区分.

图 6 所示模型还为我们选择探测点位置和判定前兆信息方向提供了依据. 将探测器埋设于层块边缘一定距离处, 层块间相对位移可能较大, 土层的形变将更明显, 有利于获取更好形变信息. 埋设地点应选择密度较高的原始土层为好. 深入了解探测点附近断层等地质状况和周边地表环境, 会对分析不同方位探测器的前兆信号特征及方向敏感性提供帮助.

我们上面所讨论的问题是应力-应变传播的行为, 涉及到的颗粒物质特性有两类情况. 其一, 是将地壳岩石层块作为颗粒体系, 这时颗粒尺度很大, 而颗粒数相对较少, 起基本作用的是力链结构和滞滑移动, 这与将地壳岩石作为连续介质处理有本质区别, 因而有不同的规律. 层块的力链结构也会决定探测点的探测灵敏度, 强力链层块必然有较大的滞滑位移, 所对应的土层探测点则可以获得清晰的前兆信息. 其二, 在测量时将探测器埋在土层的沙坑中, 对应的是大量颗粒的体系, 尽管这时可以将颗粒物质作为准连续介质[4,14], 由于土层和沙子是等效弹性模量很低的耗散体系, 只有频率很低的准静态的应力-应变易于传播, 与地震波在岩石中的传播情况也很不同. 图 2 和 3 所显示的对同震不敏感, 正是此原因. 所记录到的突变时间比实际地震波传播到达时间要滞后一些, 如图 2 中新民探测点记录得到 12 月 26 日 9 时 28 分发生突变, 图 3 中北京探测点记录得到 9 时 17 分发生突变, 而地震发生时间为 12 月 26 日 8 时 58 分 55 秒. 这表明这种突变不是地震波传播到达时间, 而主要是地震后探测点附近局域应力松弛所致.

由于地壳构成极为复杂, 地震前兆应力-应变的传播和探测与地震类型、层块分布及探测环境密切相关, 深入研究和认识震源与探测点的相关地层地质构造, 对判断所探测到的前兆与发生地震的对应关系十分重要. 另一方面, 通过分析此方法在不同探测点所探测到的前兆应变信息, 也可为认识地质状态提供有价值资料.

6 结论

我们用地表沙坑中埋设的探测器成功地探测到地震前兆信息, 与特定的地震相对应, 且有规律性和方向敏感性. 实验和分析表明, 测量到的信息是地震孕育和发生所产生的应变量变化. 将地壳的板块和断层组成的体系作为颗粒物质体系, 依据颗粒

物质的特性和运动规律, 提出了地震前兆的应力-应变扩展和传播模型. 地震孕育作用力引起岩石层块整体滞滑位移, 渐次推动其他层块发生位移, 并通过切变作用使土层产生压缩形变, 埋设于颗粒介质中的探测器可探测到这种应变信号. 地震发生后, 应力降低, 地层恢复到松弛状态. 所探测到的地震前兆信息与普遍认可的浅源地震孕育和发生的物理模式相符. 通过对地层中前兆应力-应变传播方式的分析, 对比颗粒物质和岩石的性质, 解释了为何我们采用的方法可以探测地震应力-应变前兆信息, 而在岩石中难以测量到这种信息的原因. 尽管我们所提出的方法对一些浅源地震前兆信息的探测效果明显, 对其物理机制也做了初步探讨, 由于地震所涉及的问题极为复杂, 许多问题还需深入研究. 我们相信, 通过不断改进探测方法, 多设探测点, 获得更多实际地震前兆信息, 并加强相关的研究, 这种方法将可成为实现地震前兆信息探测的有效途径.

致谢 感谢张彤、王学昭、吴耀宇等在实验及新民和北京电业中学探测站信号采集中给予的帮助; 感谢中国地震局车时给予的支持和有益的建议.

参考文献

1 张国民, 傅征祥, 桂燮泰, 等. 地震预报引论. 北京: 科学出版社, 2001
2 陈章立. 浅论地震预报地震学方法基础. 北京: 地震出版社, 2004
3 陆坤权, 刘寄星. 软物质物理学导论. 北京: 北京大学出版社, 2006. 645
4 de Gennes P G. Granular matter: A tentative view. Rev Mod Phys, 1999, 71: S374–S382
5 Kadanoff L P. Built upon sand: Theoretical ideas inspired by granular flows. Rev Mod Phys, 1999, 71: S435–S444
6 Johnson P A, Jia X P. Nonlinear dynamics, granular media and dynamic earthquake triggering. Nature, 2005, 437: 871–874
7 Johnson P A, Savage H, Knuth M, et al. Effects of acoustic waves on stick-slip in granular media and implications for earthquakes. Nature, 2008, 451: 57–60
8 孙威, 佟晓辉, 孙弘钧. 地震前兆测量装置. 中国专利, CN98250691.0
9 王玉莹, 佟晓辉, 孙威. 1999 年岫岩 *M*s5.4 级地震前震、主震、余震应变异常特征的研究. 地学前缘, 2003, 10: 501–502
10 孙威. 破坏性地震是可以预测的——孕震物理模型及临震信号. 中国工程科学, 2007, 9: 7–16
11 孙威, 孙晓明. 印度洋 8.7 级与 8.5 级地震的物理前兆. 中国工程科学, 2008, 10: 14–25
12 王玉莹, 佟晓辉, 孙晓明, 等. 汶川地震沙层应变的短临前兆. 中国工程科学, 2009, 11: 146–152
13 Agnolin I, Roux J N. Internal states of model isotropic granular packings III. Elastic properties. Phys Rev E, 2007, 76: 061304
14 Jiang Y M, Liu M R. Incremental stress-strain relation from granular elasticity: Comparison to experiments. Phys Rev E, 2008, 77: 021306
15 Holtzman R, Silin D B, Patzek T W. Mechanical properties of granular materials: A variational approach to grain-scale simulations. Int J Numer Anal Meth Geomech, 2009, 33: 391–404
16 Mehta A. Granular Physics. London: Cambridge University Press, 2007. 263
17 陈运泰, 李鸿吉, 牟其铎, 等. 数字地震学. 北京: 地震出版社, 2000
18 Duran J. Sands, Powders and Grains: An Introduction to the Physics of Granular Materials. New York: Springer, 1999
19 陈章立. 地震学引论. 北京: 地震出版社, 2008
20 王兰. 鲜水河断裂带蠕变观测与地震. 四川地震, 2004, 110: 42–47
21 Niu F L, Silver P G, Daley T M, et al. Preseismic velocity changes observed from active source monitoring at the Parkfield SAFOD drill site. Nature, 2008, 454: 204–208
22 Geng J F, Howell D, Longhi E, et al. Footprints in sand: The response of a granular material to local perturbations. Phys Rev Lett, 2001, 87: 035506
23 Mehta A. Granular Physics. London: Cambridge University Press, 2007. 266
24 许绍燮. 大尺度地层内的分层运动. 中国工程科学, 2006, 8: 14–22
25 Mjachkin V I, Brace W F, Sobolev G A. Two models for earthquake forerunners. Pure Appl Geophys, 1975, 113: 169–181
26 宇津德治, 编. 李裕彻, 卢振业, 丁鉴海, 等, 译. 地震事典. 北京: 地震出版社, 1990