

变形过程中岩石 P 波速度场的空间变化

陈 顥

(国 家 地 震 局)

杨 咸 武

(国 家 科 委)

韩 虹

(国家地震局地质研究所)

摘 要

在一次地震之前, 在不同观测点测量岩石中弹性波速度, 经常得到不同的结果。这一现象提示我们: 岩石破坏前, 其物理性质的变化在空间上的分布是不均匀的, 破坏前兆的获得应该建立在对岩石性质的空间分布, 即对物理场分析的基础上。

本实验观测了岩石样品在单轴压缩下, P 波走时空间分布变化的全过程。实验表明: 在岩石的破坏过程中, 岩性的空间分布具有同步性变化的中长期前兆和差异性变化的短期前兆的特点。在岩石接近破坏时, 岩性的变化表现出严重的不均匀性。岩石的整个破坏过程可以看成岩石的物性分布是由无序向有序的演化, 即是一个熵减小的过程。

关键词 地震前兆; 波速异常; 变形局部化

一、引 言

1969 年, 苏联科学家首先报告了 Garm 地区波速比 v_p/v_s 变化的地震前兆^[3]。苏联科学家的这一发现引起了很多国家的重视, 美国科学家于 1971 年在纽约的兰山湖 (Blue Mountain Lake) 附近, 利用波速比方法预报了一个 $M = 2.5$ 的地震^[4]。随后又提出了地震的膨胀扩散模式 (Dilatancy-Diffusion Model), 即所谓 D-D 模式, 曾被称之为地震预报的物理基础^[2]。岩石中弹性波的测量一直被认为是一种很有希望的地震预报方法。

人们发现, 以往所观测的波速大多是反映岩石体积平均的结果, 从而掩盖了其局部变化的细节。在不同观测点的测量可能会得出不同的结论, 而它们都是同一波速场在不同场点上的变化。因此, 地震“前兆”对于不同观测点可能会完全不同或根本观测不到。苏联科学家 Shamina 在实验室中观测到了岩石的割缝两侧波速变化不同的现象。这说明做为地震前兆的波速观测必须引入波速的空间分布, 即波速场的概念, 只有得到了整个波速场的变化情况, 才可能分析出地震的前兆现象。

1987 年 10 月 26 日收到本文初稿, 1988 年 8 月 2 日决定采用。

本文通过对单轴压缩下的岩石 P 波速度场的观测, 得到了岩石受压过程中波速场的空间变化情况。

二、观测系统

为了得到 P 波速度场的空间变化图象, 实验中采用了扫描测量的方式。由于岩石受压过程存在着蠕变现象, 因此必须要求测量迅速、稳定、准确, 在较短的时间内完成多点的扫描测量。

在以往的实验中, 波速的测量都是单点进行的, 测量误差一般不小于 2%, 无法满足本实验的要求。本实验建立了一套由单板机控制的超声波走时测量系统, 可以准确地测定 P 波初动。它是以一个 16.61MHz 的振荡器作为计数信号源, 可以测量到大于 $0.06\mu\text{s}$ 的走时变化(图 1)。实验中通过一个特殊设计的换能器支架实现了对样品的扫描测量。实验表明, 利用弹簧可以保持超声换能器与岩石样品稳定良好的耦合, 这样用一对换能器可以对岩样进行多点扫描测量。岩石样品采用房山大理石, 尺寸为 $80\text{mm} \times 60\text{mm} \times 60\text{mm}$, 岩样在空气中自然干燥。岩样对应面间的不平行度小于 0.1mm , 两承压面间的不平行度小于 0.01mm 。加载系统为 MTS-310 伺服压机, 采用应力控制。整个测量过程中, 除临破阶段应力稍有波动外, 应力稳定性良好。

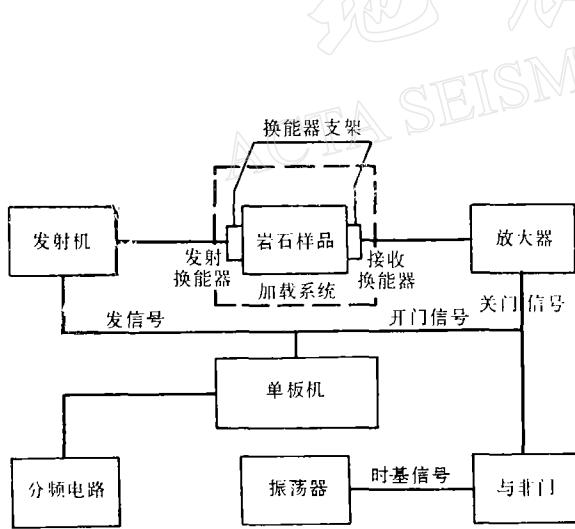


图 1 单板机控制的超声波走时测量系统。振荡器频率 16.61MHz , 时间测量精度为 $0.06\mu\text{s}$

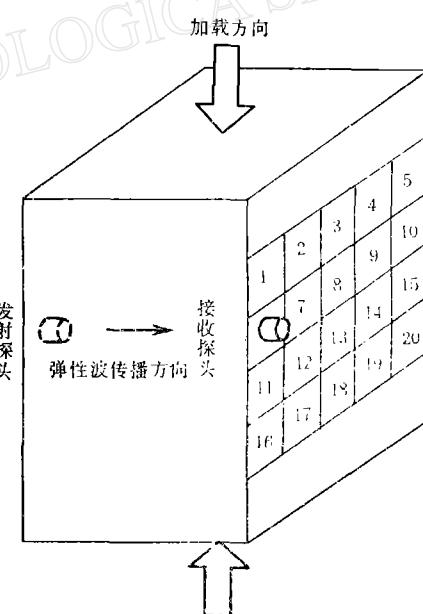


图 2 利用超声脉冲法测量岩样在单轴压缩下 P 波走时的空间变化

实验中, 将岩样左右两面的中心部分划分为 20 个单元, 在岩样的上下两面中心加载, 对于每一应力状态同步地平行移动发射换能器和接收换能器, 分别对 20 个单元的 P 波走时进行扫描测量, 从而得到岩样在每一应力状态下的 P 波走时空间变化情况(图 2)。

三、实验结果

实验测量了不同应力状态下,通过岩样的 P 波走时的空间分布(表 1)。

1. 岩样 P 波走时的体积平均变化

取每一应力状态下走时的平均值,图 3 给出了 P 波平均走时随应力的变化情况。可以看出平均走时随着应力的增加而减小,继而又上升,直至岩石破裂,这一现象与以往国内外的实验室测量结论是一致的^[8,9]。

可以将整个过程分为三个阶段: *AB*, *BC* 和 *CD*. *AB* 段岩样的走时随应力的增加几乎是线性下降,这是由于应力的作用,使岩石内部固有的微裂纹闭合,是一个压实过程。*BC* 段岩样的走时基本不随应力改变,这时岩石的固有裂纹已基本全部闭合,而新生裂纹还未大量产生。*CD* 段岩样的走时随应力急剧增加,这时新裂纹大量产生,岩石发生膨胀。

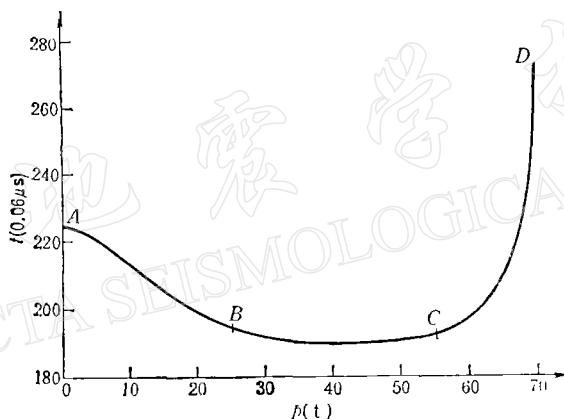


图 3 岩样 P 波走时的体积平均值随应力变化

2. 岩样 P 波走时离散度的变化

这里定义在某一应力状态下岩样走时的离散度为该应力状态下岩样的最大走时与最小走时的差值,这一物理量粗略地反应了该应力状态下走时空间分布的不均匀程度。图 4 给出了岩样 P 波走时的离散度随应力的变化情况。

同样将整个过程分为三个阶段: *AB*, *BC* 和 *CD*, 可以看出在加载开始的 *AB* 段,走时的离散度随应力的增加而减小,说明在这一阶段中岩样由初始的固有不均匀性逐渐趋于均匀。*BC* 段走时的离散

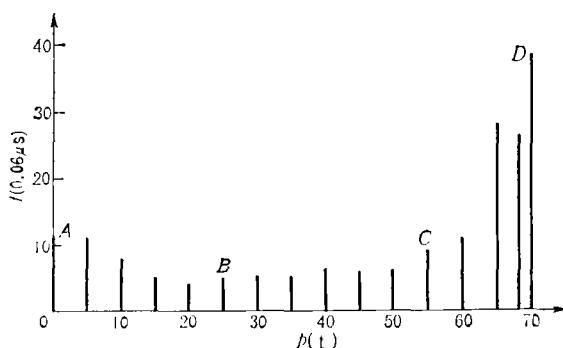


图 4 岩样 P 波走时的离散度随应力的变化

度保持在一个稳定的低水平上, 说明岩样内部是整体上均匀变化的, 空间各点的变化表现出一种同步性。CD 段走时离散度随应力迅速增加, 说明岩样内部的不均匀性变化加大, 在有些地方波速急剧降低, 而另外一些地方波速降低得相对比较缓慢。

岩样空间各点的变化表现出一种差异性。当岩样破裂时, 走时的离散度达到 $2.5 \mu\text{s}$, 约为初始走时的 15%。

3. 岩样 P 波走时的局部变化

将表 1 中具有代表性的几个应力状态的走时分布经过插值平滑, 做成彩色图象, 图 5

表 1 单轴压缩下岩样中 P 波走时的空间分布 ($\sigma_u = 70\text{t}$)

σ/σ_u	走时 t (0.06μs)	σ/σ_u	走时 t (0.06μs)
0%	230 230 229 229 231 225 226 223 225 229 220 221 221 222 225 221 221 220 223 223	57.1%	189 188 188 191 190 188 194 191 193 191 190 190 194 191 189 189 189 188 193 188
7.1%	226 224 225 226 225 221 224 222 225 224 220 217 220 222 221 215 217 217 218 216	64.2%	189 189 188 191 189 190 191 191 191 191 191 190 192 193 188 188 189 187 191 188
14.2%	212 213 214 215 214 211 213 215 217 215 211 212 213 213 213 209 209 210 210 211	71.4%	190 189 188 192 191 191 190 192 193 191 190 191 193 194 192 189 189 189 191 190
21.4%	204 205 205 207 206 204 204 204 207 205 203 205 205 206 205 204 204 202 202 203	75.6%	193 191 191 195 197 192 193 193 195 195 192 193 192 193 193 191 189 188 193 194
28.5%	198 199 200 200 200 200 200 201 202 201 200 201 201 202 200 197 197 198 199 198	85.7%	198 193 193 201 202 200 199 196 196 200 198 197 197 199 203 196 193 192 195 201
35.7%	194 195 193 197 197 193 194 196 197 195 192 195 196 197 194 193 193 193 194 193	92.8%	211 209 195 210 211 213 205 205 210 215 209 206 204 209 212 210 208 193 210 210
42.8%	190 191 193 191 191 191 193 193 193 192 192 193 193 194 191 189 189 191 192 190	97.1%	244 245 227 245 246 240 237 235 238 238 239 236 235 239 237 240 241 225 244 242
49.9%	190 189 189 194 192 190 193 191 192 192 191 193 192 194 190 190 189 192 190 189	100%	289 264 256 268 292 279 283 268 284 277 276 277 266 280 279 286 260 254 260 277

给出了岩样 P 波走时的变化图象。

图 5(a) 是加载前岩样 P 波走时的分布图象, 可以看出岩样存在着不均匀性, 上部的走时值比较大, 这些是岩样固有的性质。图 5(b) 是载荷为 15 吨时岩样的 P 波走时分布图, 整个图象表现出均匀的分布, 可以认为是由于将岩样内部不均匀分布的固有裂纹受压闭合。图 5(c) 是载荷为 40 吨时岩样的 P 波走时分布图, 图象依然是比较均匀, 在这一阶段中岩样内部各点的变化是均匀一致的。图 5(d) 是载荷为 60 吨时岩样 P 波走时分布图, 图象已经表现出变化的不均匀性。图 5(e) 是载荷为 65 吨时岩样 P 波走时分布图, 图象的不均匀性更加明显, 在受压的上下两面中心的一个小区域内 P 波走时非常小, 而在两侧却很大。图 5(f) 是载荷为 70 吨, 岩石即将破裂时岩样 P 波走时分布图, 样品中心的 P 波走时区域从上到下贯穿, 这一区域正是未来的破裂带。从图 5(d) 到图 5(f) 明显的表现出岩样空间各点变化的差异性和局部化。

四、讨 论

本实验给出了一个这样的观测事实: 岩石受压的破裂过程是一个由均匀的同步性变化转向非均匀的差异性变化的过程。这是以往的单点测量和平均波速观测所无法得到的结果。

正如文献^[5]中指出的那样: “如果把低应力阶段岩石性质的变化看成是破坏的中长期前兆, 其特点是大面积、均匀的变化, 表现为空间各点变化的同步性; 如果把高应力阶段岩石性质的变化看成是破坏的短期前兆的话, 其特点是剧烈变化地区集中在很狭窄的二维地带, 表现为空间各点变化的差异性。”岩石破裂前其物理性质的变化有局部化的特点, 这在岩石的变形场和 b 值的研究中也得到了同样的结论^[4-7,10]。因此, 对于局部的变化, 位置不同的观测点得到的岩石性质的变化往往是不同的。实验启示我们, 判断破坏前兆应该从分析岩石性质的空间分布, 即从“场”的观念出发。而单点的观测结果可能会得出片面的结论, 不易抓到问题的实质。目前地震前兆的观测基本还处于单点观测阶段, 如何从资料中分析出本质的前兆现象是一个非常困难的工作。

在统计物理学中, 熵是表示系统分布的混乱程度。如果用熵的概念来描述岩石的破坏过程, 可以看出, 它是一个由无序向有序的演化过程, 即是一个熵减小的过程。

在本文的实验工作中, 国家地震局地球物理研究所震源物理实验室的同志提供了很多的方便和支持, 谨致谢意。

参 考 文 献

- [1] Aggarwal, Y. P., Sykes, L. R., Simpson, D. W. and Richards, P.G., 1975. Spatial and temporal variations in T_S/T_P and in P Wave residuals at Blue Mountain Lake. New York: Application to earthquake prediction. *J. Geophys. Res.*, **80**, 718—732.
- [2] Anderson, D. L. and Whitcomb, J. H. 1973. The dilatancy-diffusion model of earthquake prediction, in *Proceedings of the Conference on Tectonic Problems of the San Andreas Fault System*, 417—426. Stanford University Press, Palo Alto, Calif.
- [3] Kondratenko, A. M. and Nersesov, I. L., 1962. Some results of the study on change in the velocities of longitudinal and transverse waves in a focal zone (in Russian), *Tr. Inst. Fiz. Zemli*

- Akad. Nauk SSSR*, **25**, 130—150.
- [4] 陈 颛、郑 捷、郭继光、阎 虹, 1984. 脉冲激光全息干涉术在岩石力学研究中的应用. 科学通报, **10**, 609—611.
- [5] 陈 颛、阎 虹, 1989. 实验室中岩石破裂的变形前兆. 地球物理学报专辑.
- [6] 许征宇, 1986. 辉长岩破坏过程 b 值的测定. 国家地震局地球物理研究所研究生论文.
- [7] 郑 捷、姚孝新、陈 颛, 1983. 岩石变形局部化的实验研究. 地球物理学报, **26**, 554—563.
- [8] Lockner, D. A., Walsh, J. B. and Byerlee, J. D. 1977. Changes in seismic velocity and attenuation during deformation of granite. *J. Geophys. Res.*, **82**, 5374—5378.
- [9] 许昭永、李忠富、李佩林、华培忠、张万普, 1982. 大理石板中心受压至断裂时 P 波速度变化的实验研究. 地震学报, **4**, 404—411.
- [10] Sobolev, D., Spetzler, H. and Salov, B., 1978. Precursor to failure Rocks While undergoing anelastic deformations. *J. Geophys. Res.*, **B4**, 1775—1784.

SPATIAL VELOCITY VARIATIONS OF P WAVES DURING ROCK DEFORMATIONS

CHEN YONG

(State Seismological Bureau)

YANG XIANWU

(State Commission of Science and Technology)

HAN BIAO

(Institute of Geology, State Seismological Bureau)

Abstract

Before an earthquake, the velocities of elastic waves observed at different stations usually have different values. This phenomenon suggests that the spatial distribution of the variations of rock properties is inhomogeneous before the failure of rocks. The precursors to failure in rocks should come from the changes of the spatial distributions (physical fields) of the rocks.

The process of spatial variations in the travel times of P-wave in the rock under uniaxial stress is studied. The experimental results show that the long-term precursor of failure of rocks is characterized by synchronism in variations of the P-wave velocities, and the short-term precursor by nonuniformity. The process of the rupture in rocks is the evolution process from disorder to order in the spatial distributions of the variations of physical properties of rocks, or the process of the decrease in entropy.

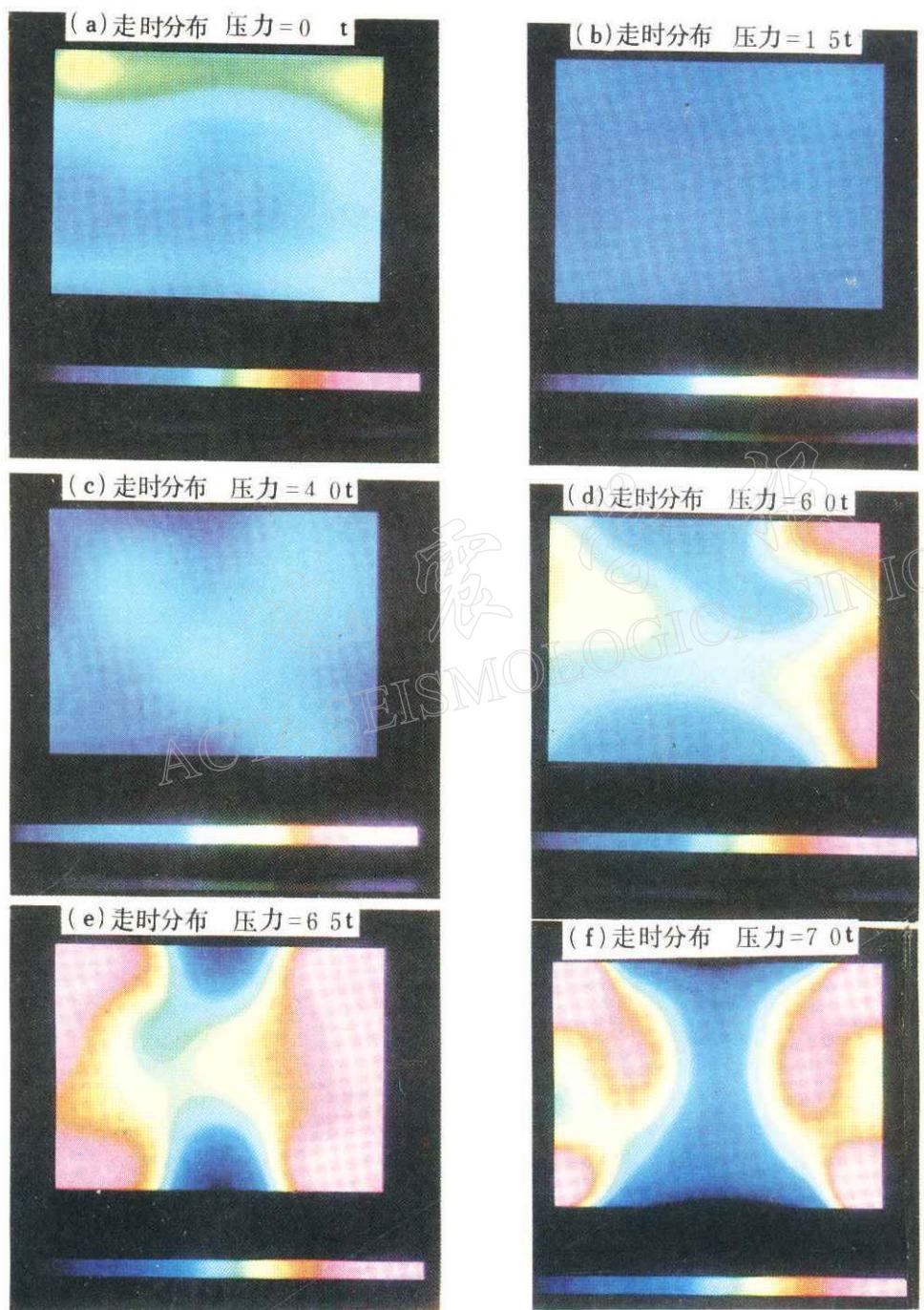


图5 岩石样品在单轴压缩下P波走时的分布图象