

影响波速异常两种因素

刘晓红 赖德伦

(国家地震局地球物理研究所)

摘 要

用超声脉冲法测量了完整岩石样品在三轴实验中不同加载途径下的波速, 和拼合岩石样品在单轴实验中的波速。结果表明, 应力途径和断层的存在是影响波速异常的两种可能因素。前者既与时间有关, 又与空间有关; 后者则只与空间有关。为了正确评价波速异常在地震预报中的作用, 必须尽可能地阐明影响波速异常的各种因素。

一、引言

地震前的波速异常现象首先在苏联加尔姆地区发现^[1,2], 随后在美国、日本和我国也有报道^[3,4], 野外的发现与当时实验室观测到的岩石破坏前的体积膨胀效应^[5]结合起来, 导致了一些孕震模式的提出^[6]。在七十年代, 波速异常被广泛地看作是一种有科学基础的有希望的地震前兆。然而, 后来的实践表明, 地震之前常有观测不到波速异常的情况。人们从各个方面探讨影响波速异常的原因。Nur 的膨胀——流体扩散模式^[7]预示着重震前波速异常出现的时间性, 错过时机就观测不到。Gupta 的双轴实验^[8]结果(当两个方向的侧应力不相等时, 波速在空间各向异性), 意味着地震前的波速异常只有沿特定的方向才能观测到。为了对波速异常作为地震前兆的适用性作出正确的评价, 只有尽可能广泛地弄清影响波速异常表现的各种因素。我们的实验从两个方面探讨影响波速异常的因素, 一个是加载途径对波速异常的影响; 另一个是断层存在对波速异常的影响。

二、实验方法

用超声脉冲法进行波速测量的系统方框图, 如图1所示。系统由四部分组成。由触发器控制启动脉冲发生器, 同时启动示波器。脉冲发生器发出电脉冲讯号, 激发压电晶体探头产生机械振动。所用压电晶体探头由锆钛酸铅制成谐振频率为1MHz。发射探头发出的弹性波穿过岩石样品后, 由同样的压电探头接收。讯号经放大器放大后输入示波器用照像机记录。用此系统测量纵波速度的误差不超过2%。这个精度不甚理想, 但就本研究的目的来说尚足以显示出希望观测的效应。

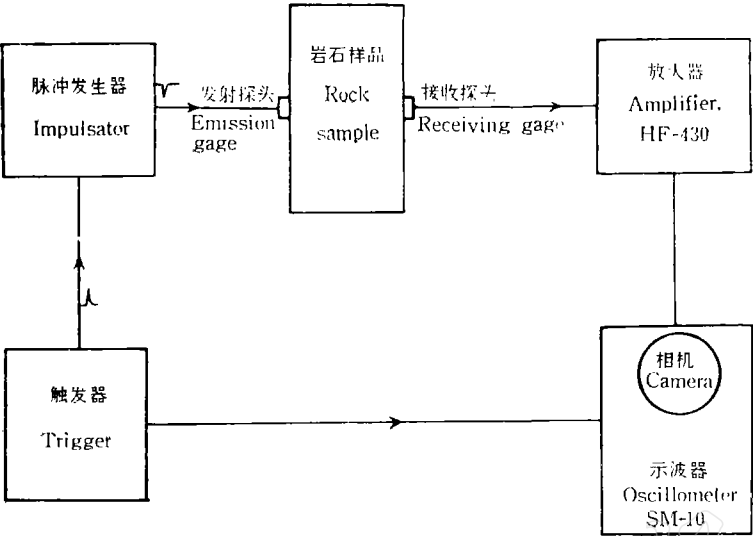


图 1 波速测量装置方框图

Fig. 1 Block diagram of apparatus for wave velocity measurement

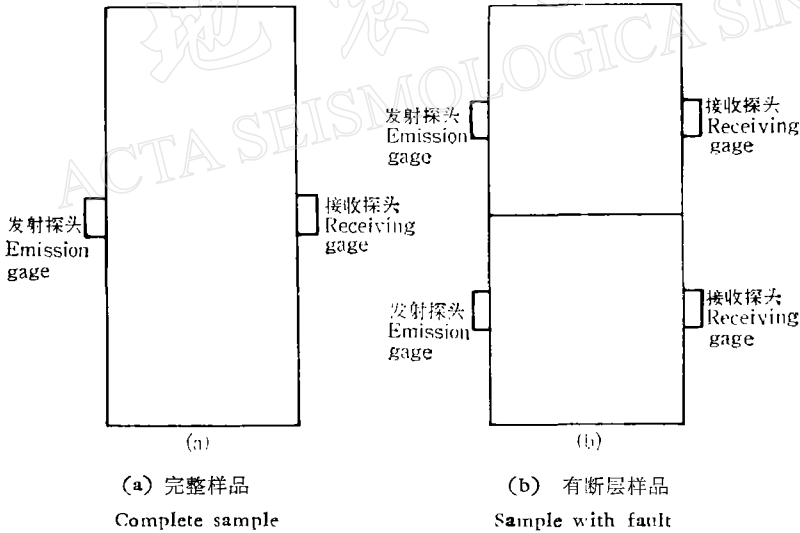


图 2 岩石样品的结构与探头的配置

Fig. 2 Rock sample structure and distribution of gages

岩石样品的结构分为两种：一种是完整岩石样品，另一种由两块岩样拼合，其间包含一个断层面(图 2)。岩样呈圆柱形，直径为 5cm，高 11cm。所用岩石为济南辉长岩与昌平花岗岩，其物理性质见表 1。压电晶体探头的配置如图 2 所示。其中完整样品配置一对探头，含断层面样品配置两对探头。

用完整岩石样品研究加载途径对波速异常影响时，使用长江 500 型三轴应力试验机。最大围压为 130MPa。加载途径有三种(图 3)。A 型：先对岩石样品加一定的围压

$$\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$$

表 1 岩石的物理性质
Table 1 Physical properties of rocks

岩 石	密度 $\rho(\text{g}/\text{cm}^3)$	杨氏模量 $E(10^2\text{GPa})$	泊松比 γ
济南辉长岩	3.0	1.10	0.3
昌平花岗岩	2.6	0.87	0.3

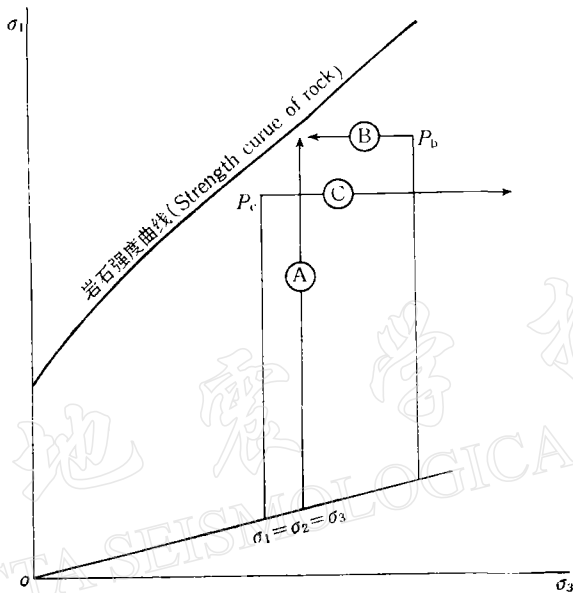


图 3 三种不同的加载途径
Fig. 3 Three types of loading path

再保持围压 ($\sigma_2 = \sigma_3$) 不变, 增加轴压 σ_1 使岩石破坏 (即常规三轴实验); B 型: 先加围压 $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$, 再单独把轴压 σ_1 加到岩石破坏前一定的应力状态 (P_b 点), 保持轴压不变减小围压使岩石破坏; C 型: 先加围压, 再单独把轴压增加到岩石破坏前并已出现波速异常的应力状态 (P_c 点), 保持轴压不变增加围压 (不使岩石破坏)。

用拼合样品研究断层对波速异常的影响时, 使用 200t 压机进行单轴实验。实验加载时的轴向应变率为 $10^{-5}/\text{s}$ 。

三、主要结果

图 4 为波速测量的典型记录。由图可见, 激发讯号 (零时) 与接收到的纵波震相 (P) 清晰可辨。根据照片上得到的纵波走时 $t_P - t_0$, 和两探头之间的距离 d 可以算出纵波速度。

$$V_P = d / (t_P - t_0)$$

加载途径对波速异常的影响

图 5 为 A 型和 B 型实验观测到的纵波速度随着差应力 $\sigma_1 - \sigma_3$ 的变化关系。由图可见,

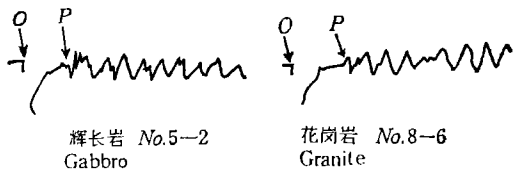
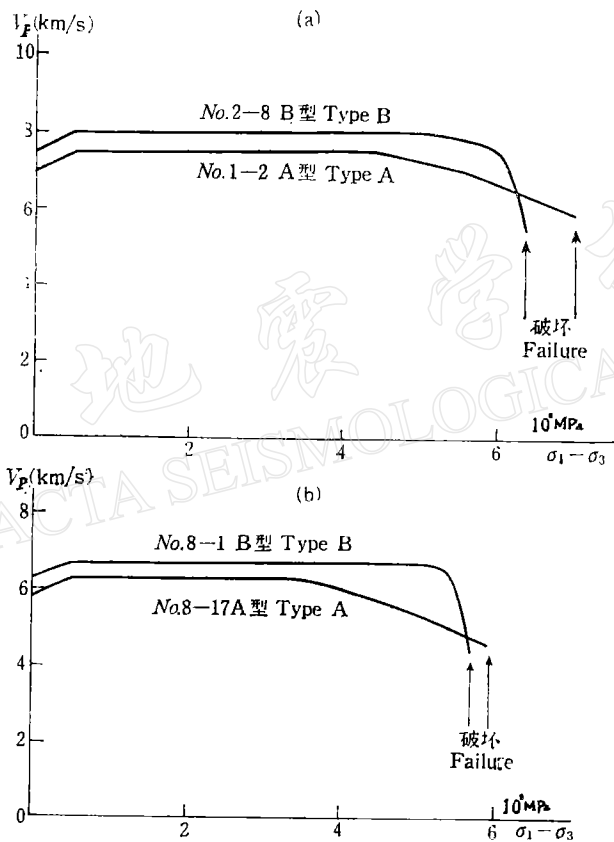


图4 典型的波形记录

Fig. 4 Typical records of wave patterns



(a) 辉长岩 Gabbro (b) 花岗岩 Granite

图5 A型实验与B型实验的波速比较

Fig. 5 Comparison of wave velocity between type A experiments and type B experiments

在A型实验中轴向加载开始后，波速先随差应力的增加略有上升，很快达到一个稳定值。当差应力增加到岩石强度的70%左右时，波速开始下降。当差应力达到岩石强度的90%时波速下降已很显著(波速异常)，此后波速继续下降直到岩石破坏。

B型实验在 σ_1 增加阶段(图3 P_b 点以前)波速变化规律与A型相同。在围压($\sigma_2=\sigma_3$)减小阶段(P_b 点之后)，随着差应力的增加波速也下降，但波速开始下降的差应力在岩石强度的90%以后，波速显著下降的差应力在岩石强度的95%以后。也就是说，B型实验

中岩石破坏前波速异常的出现比 A 型实验晚得多,但异常比 A 型更明显.

表 2 给出了 A 型实验和 B 型实验岩石样品破坏时的差应力(强度) σ_U , 波速下降 5% 时的差应力 σ_D 及二者之差 Δ (即出现 5% 波速异常的差应力距破坏强度的差值). 由表 2 可见 A 型实验波速下降 5% 发生在距岩石破坏尚有 50—120MPa 差应力值时, 而在 B 型实验中, 波速下降 5% 发生在距岩石破坏尚有 10—25MPa 差应力时.

图 6 为典型的 C 型实验波速随 σ_1 变化(加轴压阶段, P_c 点之前)和随 σ_3 变化(加围压阶段 P_c 点之后)的关系. 在 P_c 点之前其规律与 A 型实验相同(见图 6), 当 σ_1 超过 500

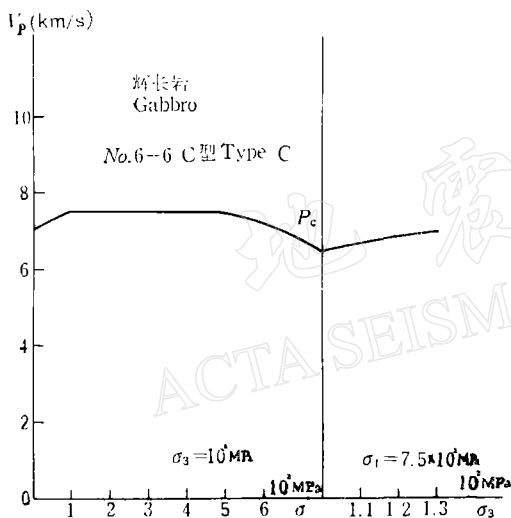
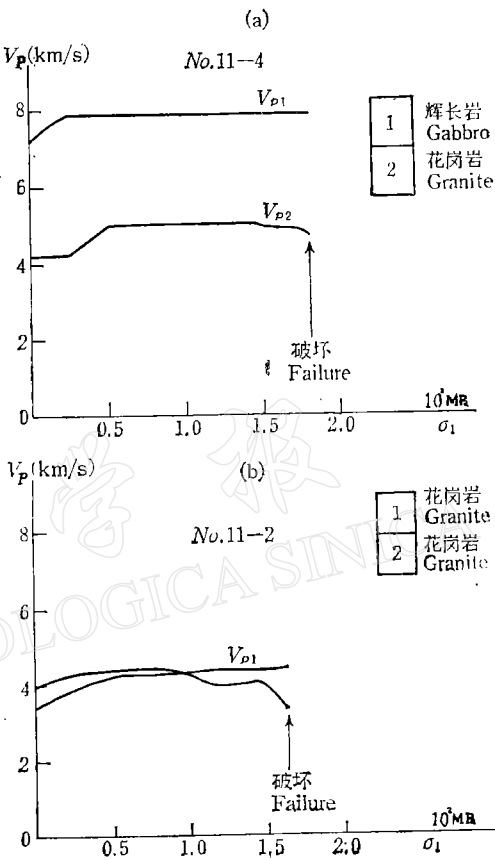


图 6 C 型实验的波速

Fig. 6 Wave velocity of type C experiment



(a) 辉长岩-花岗岩拼合样品 (b) 花岗岩-花岗岩拼合样品

Sample with fault, gabbro-granite Sample with fault, granite-granite

图 7 包含断层的样品破坏前的波速变化

Fig. 7 Change of wave velocity before failure for samples with fault

MPa 时波速开始下降, 当 $\sigma_1 = 750\text{MPa}$ 时波速已下降 10%. 此后, 由于围压的增加岩石所处的应力状态离破坏点越来越远. 然而, 波速依然保持低值, 回复非常缓慢. 当

$$\sigma_3 = 130\text{MPa}$$

时, 岩石所处的应力状态距离破坏点已差 200MPa, 波速异常还保持 6%, 此差应力值显著大于表 2 中给出的 A 型实验的 Δ 值.

2.断层对波速异常的影响

图 7 给出了拼合样品单轴实验的波速随 σ_1 的变化. 图 7(a) 为辉长岩-花岗岩构成的

表 2 A 型和 B 型实验的波速异常对比
Table 2 The comparison of anomalies of wave velocity between type A experiments and type B experiments

加载方式	岩石品种	样品编号	$\sigma_U(10^2\text{MPa})$	$\sigma_D(10^2\text{MPa})$	$\Delta(10^2\text{MPa})$
A 型	辉长岩	1—2	7.0	5.8	1.2
	辉长岩	1—15	7.0	6.0	1.0
	辉长岩	1—10	6.15	5.25	0.9
	辉长岩	2—5	5.7	4.9	0.8
	辉长岩	2—2	4.9	4.3	0.6
	花岗岩	8—17	5.6	4.6	1.0
	花岗岩	8—16	4.6	4.1	0.5
B 型	辉长岩	2—1	7.08	6.92	0.16
	辉长岩	2—8	6.28	6.15	0.13
	辉长岩	4—12	6.28	6.18	0.10
	辉长岩	6—11	5.84	5.66	0.18
	辉长岩	5—2	5.83	5.58	0.25
	花岗岩	8—1	5.60	5.45	0.15

注： σ_U ——岩石破坏时的差应力。
 σ_D ——波速下降 5% 的差应力。
 $\Delta = \sigma_U - \sigma_D$

样品。花岗岩的强度低于辉长岩。当 σ_1 达到花岗岩的强度值时样品破坏,新断层穿过样品中预制断层,拼合样品整体破坏(包括辉长岩部分在内)。然而,波速测量表明,破坏前的波速异常现象仅发生在预制断层的花岗岩一侧。图 7(b) 为两块花岗岩构成的样品,当 σ_1 达到花岗岩的强度值时也发生样品的整体破坏。此种情况下,破坏前的波速异常现象也仅出现在预制断层的一侧。

四、 讨 论

实验表明,由于应力途径的不同,岩石破坏前波速异常出现的迟早有有很大的差别。由于地壳中的应力状态及其变化非常复杂,其变化途径因地区差别会有不同,同一地区在不同的时期也可能有所不同。这预示了波速异常发生的规律在空间上和时间上的多样性。C 型实验表明,可能会出现观测到波速异常而岩石不发生破坏的情况。如果在自然界中也有这种现象,将给用波速异常预报地震带来干扰。

拼合样品的实验表明,在有断层存在的情况下岩石破坏前的波速异常可能只出现在断层的一侧,而另一侧则观测不到。这是又一种波速异常出现的空间特点。作者认为,因为地震活动区常处在新老断层交错的地区,所以地壳岩石的某一局部块体中出现的波速异常,有可能由于断层的阻隔而难以被观测网发现。

图 4 的记录波形表明,难以准确地辨认横波到达的震相。这是由于受到纵波波尾及纵波在岩石样品表面的反射震相的干扰所致。因此,本实验未能得到可靠的横波速度,未能给出波速比的变化规律。

本文经陈运泰、陈颢、耿乃光、郝晋升、李纪汉等阅读并提出了宝贵意见,在此表示感谢。

参 考 文 献

- [1] Kondratenko, A. M., and I. L. Nersesov, Some results of the study on change in the velocity of longitudinal wave and relation between the velocities of longitudinal and transverse waves in focal zone, *Trudy. Inst. Fiz. Zemli*, **25**, 130—150, 1962.
- [2] Nersesov, I. L., A. N. Semenov, and I. G. Simbireva, Space-time distribution of the travel time ratios of transverse and longitudinal waves in the Garm area, *The Physical Basis of Foreshocks*, Nauka Publishers, Moscow, 1969.
- [3] Whitcomb, J. H., J. D. Garmany, and D. L. Anderson, Earthquake prediction: Variation of seismic velocities before the San Fernando Earthquake, *Science*, **180**, 632—635, 1973.
- [4] Ohtake, M., Change in the V_P/P_S ratio related with occurrence of some shallow earthquakes in Japan, *J. Phys. Earth*, **21**, 173—184, 1973.
- [5] Brace, W. F., B. W. Paulding, and C. Scholz, Dilatancy in the fracture of crystalline rocks, *J. Geophys. Res.*, **71**, 3939—3953, 1966.
- [6] Mjachkin, V. I., W. F. Brace, and G. A. Sobolev, Tow models for earthquake forerunners, *Pa-geoph*, **133**, 169—181, 1975.
- [7] Nur, A., Dilatancy, pore fluids and premonitory variation of t_s/t_p travel times, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, **62**, 1217—1222, 1972.
- [8] Gupta, I. N., Seismic velocity in rock subjected to axial loading up to shear fracture, *J. Geophys. Res.*, **78**, 6936—6942, 1973.

TWO FACTORS INFLUENCING THE ANOMALY OF WAVE VELOCITIES

LIU XIAOHONG AND LAI DELUN

(Institute of Geophysics, State Seismological Bureau)

Abstract

The wave velocities of whole rock samples in triaxial experiments under different stress paths, and the wave velocities of rock samples with saw cut in uniaxial experiments were measured by ultrasonic impulse method. It is shown that the stress path and the presence of faults are two possible factors influencing the anomaly of wave velocities. The first one is concerned in time and space, while the second one is concerned in space only. It is also shown that for correct evaluation of the significance of the anomaly of wave velocities in earthquake prediction, people must do their best to take into account every kind of factor influencing the anomaly of wave velocities.