中国科学: 地球科学 2013 年 第 43 卷 第 10 期: 1643 ~ 1650
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

自然科学基金项目进展专栏

论 文

平直走滑断层亚失稳状态的位移协同化特征——基于数字图像相关方法的实验研究

卓燕群, 郭彦双*, 汲云涛, 马瑾

中国地震局地质研究所地震动力学国家重点实验室, 北京 100029

* 联系人, E-mail: guoysh@ies.ac.cn

收稿日期: 2012-08-20; 接受日期: 2013-02-20; 网络版发表日期: 2013-09-04
国家自然科学基金项目(批准号: 41172180)和中国地震局地质研究所基本科研业务专项(编号: IGCEA1203)资助

摘要 亚失稳阶段是断层临近失稳的最后阶段, 识别断层亚失稳状态, 对评估断裂区内的断层失稳危险性具有重要意义. 含平直走滑断层的岩石样品在卧式双轴伺服控制压机上加载产生黏滑, 同时用高速相机以1000 帧 s^{-1}的速度记录样品变形, 失稳过程中的数字图像, 然后采用数字图像相关分析方法计算样品表面变形场, 并通过定义表征断层位移累计值相对离散程度的协同化系数来描述断层失稳过程的协同化特征, 结果表明: (1) 局部预滑区进入亚失稳阶段之前, 扩展速率非常缓慢; 进入亚失稳Ⅰ阶段后, 扩展速率有所增加, 但仍很缓慢, 属于准静态扩展; 在亚失稳Ⅱ阶段, 在占整个亚失稳阶段~1.5%的时间段内, 断层先是以~0.9 m s^{-1}的速率扩展, 继而快速贯通整个观测区域, 此时断层已转为准动态扩展. (2) 在亚失稳Ⅰ阶段断层位移协同化系数降为进入亚失稳前的一半, 在亚失稳Ⅱ阶段这一系数再降为进入亚失稳前的四分之一. 这一系数持续下降意味着断层位移协同化作用的加强, 亦可作为断层进入亚失稳阶段的特征之一. (3) 此外, 在断层失稳滑动阶段, 观测区内断层出现三次整体滑动: 初始滑动, 快速滑动和调整滑动. 断层在三次滑动之间存在两次短暂的停顿过程.

关键词
亚失稳状态
断层位移
协同化系数
局部预滑区
数字图像相关

识别断层亚失稳应力状态, 研究其力学机理及与之相关物理场的演化特性, 对于分析地震潜在危险性以及危险时段具有十分重要的理论意义和应用意义. 从实验角度上看, 断层亚失稳阶段是指差应力由峰值到快速释放(下降)之间的过渡阶段, 是样品整体应力由缓慢释放转为加速释放的阶段. 从断层力学上看, 亚失稳阶段是断层临近失稳的最后阶段, 正确识别这个阶段, 可为提前判断断层失稳做出准备. 故寻找断层亚失稳阶段各种物理量的变化特征十分重要(马瑾等, 2012). 实验表明, 在双剪滑动断层中, 间黏滑期断层位移演化体现出空间上的非均匀性和临近失稳前在时间上的“趋同化”特征(宋义敏等, 2012). 在拐折断层的亚失稳阶段, 平行断层方向的温度测点表现为由断层各段独立活动向“协同化”活动的转化过程(马瑾等, 2012). 这里的“趋同化”与“协同化”均表现了临近失稳前断层活动

中文引用格式: 卓燕群, 郭彦双, 汲云涛, 等. 平直走滑断层亚失稳状态的位移协同化特征——基于数字图像相关方法的实验研究. 中国科学: 地球科学, 2013, 43: 1643–1650
英文引用格式: Zhuo Y Q, Guo Y S, Ji Y T, et al. Slip synergism of planar strike-slip fault during meta-instable state: Experimental research based on digital image correlation analysis. Science China: Earth Sciences, 2013, 56: 1881–1887. doi: 10.1007/s11430-013-4623-4

的一致性趋势. 为了检验其他几何形式的断层在亚失稳阶段是否具有类似的变化特点, 本文以平直走滑断层为研究对象, 以高速相机为观测手段并利用高精度二维数字图像相关方法计算岩石样品变形场, 重点研究断层在亚失稳阶段的位移场演化特征, 并探讨识别黏滑过程中断层亚失稳状态的变形场特征.

对于断层失稳前的研究, Das 等(1981)和 Dieterich (1986, 1992)分别基于断裂力学与摩擦学的理论指出, 只有当滑动距离超过断层补丁(patch)的临界半径时, 失稳才会出现, 并将滑动补丁增长到失稳点的过程称为成核作用. 断层失稳前的成核过程表现为破裂在局部区域内从准静态向准动态发展的短暂过程(Das 和 Scholz, 1981; Dieterich, 1986, 1992; Ohnaka, 1992). 实验研究中, 马胜利等(2002, 2003)研究了均匀与非均匀断层成核过程的差异, 找到"预滑型"与"级联型"成核相的证据. Nielsen 等(2010)通过透明材料模拟断层失稳过程, 观测到成核过程中破裂前缘从准静态向准动态扩展的过程. 成核过程作为一种地震前兆, 常被用于解释某些前震发生在主震附近区域及震前出现短期前兆的震例(Mori 和 Kanamori, 1996; Dodge 等, 1996; Bouchon 等, 2011; Kato 等, 2012).

在断层变形场研究方面, 马瑾等(1996)研究了断层几何结构对变形场演化及失稳特征的影响; 马胜利等(1995)研究了断层物理场演化及失稳前兆与构造类型及其变形阶段和失稳机制的关系; 刘力强等(1995b)研究了不同构造形式周围产生的特定应变图像在失稳过程中的演化特征; 邓志辉等(1995)研究了断层位移, 应变与声发射等物理场在黏滑失稳过程中的分布特征. 这些研究利用声发射, 应变片和断层位移计等观测技术, 从不同物理场的演化入手, 指出不同断层形态的物理场演化差异以及同一断层形态物理场分布的不均匀性及其演化特征.

区别于以上研究的思路与方法, 本论文着重研究观测区内断层位移在亚失稳阶段的整体演化特征, 同时为了获取观测区内时空分辨率比较高的断层位移场, 实验中采用基于高速相机和数字图像相关方法的断层位移测量技术. 比起以往实验中常用的基于应变片的机械双悬臂梁式断层位移计, 该技术能在无需与样品相接触的情况下获取观测区内样品表面图像并计算样品表面变形场, 而且其采样频率也比断层位移计高, 这样能更详细地观测到位移演化过程. 虽然高速相机由于缓存有限, 不能进行独立黏滑事件的全程高速记录, 但这一手段足以获取断层进入亚失稳阶段后的形变场特征, 进而实现与以往研究手段的互补性.

1 实验设计

实验材料采用房山花岗闪长岩(密度 2.7 g cm^{-3}, 弹性模量 60 GPa, 泊松比 0.34, 单轴抗拉强度 9.34 MPa, 单轴抗压强度 154 MPa), 样品尺寸为 300 mm×300 mm×50 mm, 沿对角线预切一条平直断层, 实验前断层面用磨料为 RVD, 颗粒度为 150#的金刚石砂轮研磨, 粗糙度为~100 μm, 如图 1(a)所示. 加载系统采用平卧式双轴伺服控制压机(刘力强等, 1995a, 1995b), 可以实现双向的位移和荷载的独立控制, 控制频率为 20 Hz, 采样频率为 10 Hz. 实验加载过程如下: 首先 *X* 向和 *Y* 向以 20 kg s^{-1} 的加载速率同步加载至 7.5 t (5 MPa)静水压. 然后 *X* 向荷载保持不变; 而将 *Y* 向荷载切换为位移速率控制, 并分别以 0.5, 1.0, 0.1, 1.0 和 0.5 μm s^{-1} 的位移速率加载, 以产生黏滑.

为了详细记录断层黏滑过程中的位移场, 采用日本 Photron 公司生产的 FASTCAM SA2 型号高速相机记录样品表面变形过程的图像, 该相机拍照速度为 60~86400 帧 s^{-1}, 全幅分辨率最高达 2048×2048 像素, 相机缓存为 32 GB. 实验中高速相机摄录速率为 1000 帧 s^{-1}, 摄录区域为样品表面中间区域, 面积为 95.2 mm×90.1 mm, 实际物面分辨率为 170 μm 像素$^{-1}$(图 1(a)), 在该分辨率下, 录制时间最长为 34.925 s. 实验中高速相机共摄录了不同位移加载速率下的三次黏滑事件, 摄录时间长度分别为 34.925, 12.458 和 9.557 s, 分别对应于图 2 中的黏滑事件 E, F 和 G. 本文主要以特征黏滑事件 E 为例进行分析.

2 数据处理方法

2.1 数字图像相关

数字图像相关(Digital Image Corelation, DIC)方法是 20 世纪 80 年代发展起来的一项光学测量技术(Yamaguchi, 1981; Ranson 和 Peters, 1982), 是实验力学中测量样品表面变形场的常用方法(Bons 和 Jessell, 1995; 马少鹏等, 2005, 2008; 陈俊达等, 2005; Nguyen

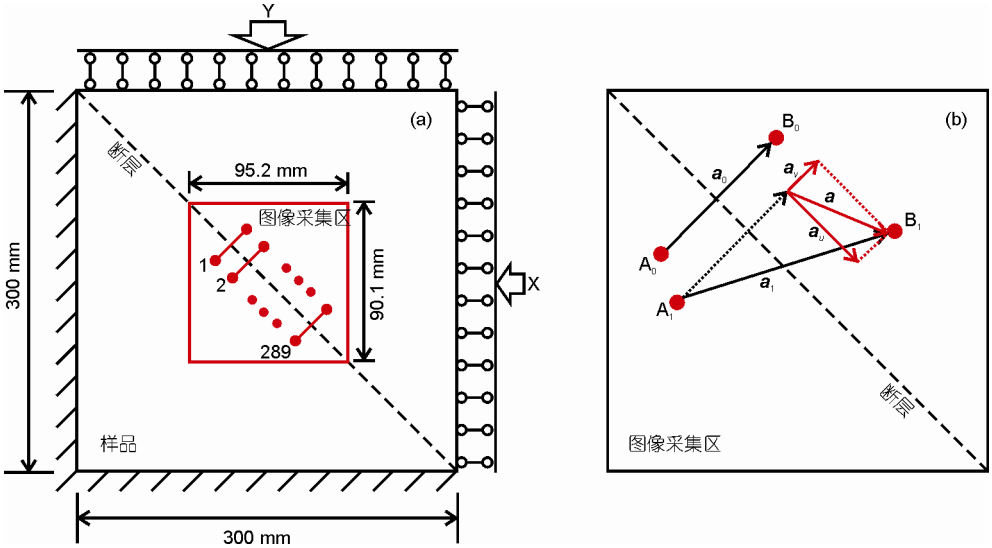


图 1　样品结构和图像采集区域(a)及断层位移计算示意图(b)

(a) 拍照区域内跨断层的红色线段为数字断层位移计, 数字为其编号, 中间的位移计用省略号代替以简化显示

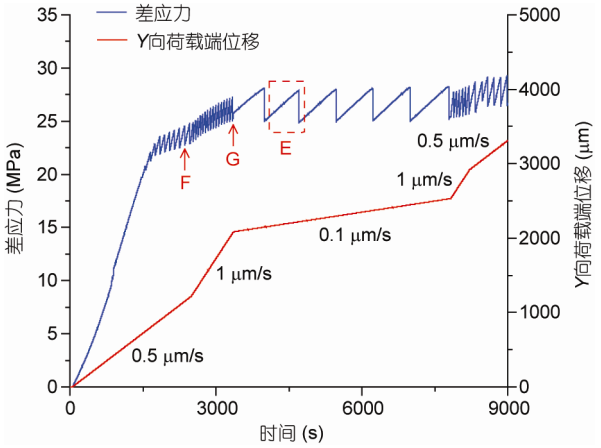


图 2　实验过程差应力(σ_D)时间曲线

红色虚线框为黏滑事件 E. 红色箭头所指的分别为黏滑事件 F 和 G

等, 2011; 宋义敏等, 2012). 在计算机图形学中, 它是一种基于模式匹配的对象识别方法(Gonzalez 等, 2009, 2010), 应用相关函数解算出两幅数字图像中的对应点: 若 f 和 g 是在同一样品变形过程中先后拍下的两幅分辨率一致, 时间间隔很短的灰度图像, 为了找出图像 f 中坐标为(x, y)的点 P 在下一帧图像 g 中对应的位置, 先在 f 中以点 P(x, y)为中心取一个模板矩阵 w(其尺寸应大于样品表面特征纹理图案的最大尺寸), 然后在 g 中以点(x, y)为中心的搜索区域 D(其大小根据估计两幅图像的相对移动距离而定)内找出点 P$^*(x^*, y^*)$, 使得以点 P*为中心的模板矩阵 w^*(尺寸与 w 相同)与 w 的相关系数最大且大于某一阈值, 则认为 P*为图像 f 中 P 点变形后在图像 g 中的对应点. 相关系数由(1)式(金观昌等, 2006)计算:

$$C=\frac{N^2\sum f(x,y)\cdot g(x^*,y^*)-\sum f(x,y)\sum g(x^*,y^*)}{\sqrt{[N^2\sum f^2(x,y)-(\sum f(x^*,y^*))^2]\cdot[N^2\sum g^2(x^*,y^*)-(\sum g(x^*,y^*))^2]}},\quad(1)$$

式中, N 为模板 w 的像素数量; $f(x, y)$为图像 f 中坐标为(x, y)的像素灰度值; $g(x^*, y^*)$为图像 g 中坐标为(x^*, y^*)的像素灰度值; C 为相关系数, 其取值范围介于 0 与 1 之间. 模板 w 与 w^*的相关程度取决于 C 值, 当 C=0 时表示不相关, 当 C=1 时表示完全相关, C 值越接近 1, 相关度越好.

根据以上的方法, 找出第一帧图像中的各点在其他各帧图像中的对应位置后, 便可计算出后续各帧图像中的点相对于第一帧图像的位移, 进而算出样品的变形场. 本文采用的 DIC 计算软件由中国地震局地质研究所汲云涛开发的基于多维牛顿法和数字图像相关算法的变形场计算软件 GeoDIC 实现, 该软件能实现变形场多种物理量的高精度计算.

2.2　断层位移解算

本文采用数字断层位移计来计算断层位移. 所谓数字断层位移计, 是指在样品表面上以断层为其

垂直平分线的线段, 如图 1(a)所示. 这样, 只需计算每个数字断层位移计两端点的相对位移量即可算出平行断层方向与垂直断层方向的位移量. 在拍照区域内, 沿断层布置 289 个跨距为 25.5 mm, 间距为 0.34 mm 的数字断层位移计. 这里, 采用以下方法计算各数字断层位移计的平行断层和垂直断层位移分量(图 1(b)): 设数字断层位移计的两端点为 A_0 和 B_0, 组成向量 $\boldsymbol{a}_0$; 变形后 A_0 移动到 A_1, B_0 移动到 B_1, A_1 与 B_1 组成向量 $\boldsymbol{a}_1$; 则向量 $\boldsymbol{a}=\boldsymbol{a}_1-\boldsymbol{a}_0$ 为数字位移计的位移向量. 向量 $\boldsymbol{a}$ 可分解为平行断层位移分量 a_u 和垂直断层位移分量 a_v. 本文选择平行断层的位移分量 a_u 来分析失稳前后的断层位移变化特征, 其中 a_u 为正值时表示断层为右行滑动. 实验中数字断层位移计两端点在变形过程中的位移由 GeoDIC 软件计算结果得到.

3 实验结果

由于实验中采用了两种观测系统: 加载系统(采样率 10 Hz)与数字图像采集系统(采样率 1000 Hz), 为使二者在观测时间上对齐, 规定在每个黏滑事件中, 分别以应力降速率最大时刻与断层滑动速率最大的时刻为上述两观测系统的零时刻进行数据对时, 则上述系统间的对时误差不超过 0.1 s, 以下对独立黏滑失稳事件数据的分析均参照此规定.

3.1 差应力演化过程

实验过程中样品端部差应力与样品端部 Y 向位移的时间曲线见图 2, 图 2 中零时刻为荷载达到 5 MPa 静水压的时刻, 此时差应力为零. 其中差应力的计算如下式:

$$\sigma_D=\frac{F_y}{A_y}-\frac{F_x}{A_x}, \tag{2}$$

式中, σ_D 是差应力, F_y 和 F_x 分别是压机 Y 向和 X 向施加在样品端部的力, A_y 和 A_x 分别是承载压机 Y 向和 X 向加载的样品侧面面积.

为节约篇幅, 本文仅给出图 2 中的特征黏滑事件 E 的分析结果. 根据加载过程中黏滑事件 E 的差应力时间曲线的线性段拟合结果(根据图 3 中差应力在 −600~−300 s 的数据拟合得到), 得到实验中差应力数据的误差范围为±0.02 MPa. 如图 3 所示, 在一个典型黏滑周期内, 差应力的演化过程在峰值点 O 之前

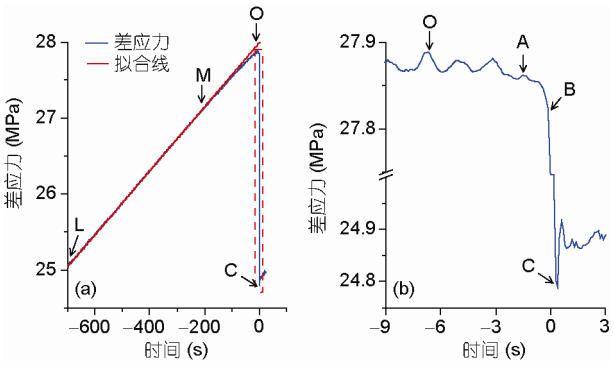


图 3 黏滑事件 E 差应力(σ_D)时间曲线

(b)为(a)中红色虚线框内区域放大图, 黑色大写字母为差应力时间曲线中的转折点

可分成线性(LM), 偏离线性(MO)两个阶段; 而在峰值点 O 之后可分成亚失稳(OB), 失稳滑动(BC)和失稳后调整(点 C 后部分)三个阶段. 其中亚失稳阶段又可进一步分为应力缓慢释放的亚失稳 I 阶段(OA)和应力加速释放的亚失稳 II 阶段(AB)(马瑾等, 2012). 以上各阶段所对应的时间节点分别为 L(−700 s), M(−200 s), O(−6.676 s), A(−1.516 s), B(−0.054 s), C(0.130 s). 其中 B, C 点由高采样频率的断层位移数据确定.

3.2 断层位移的演化过程

为了描述断层在演化过程中各部位滑动的一致性程度, 引入“协同化”的概念. “协同化”被用来解释导致复杂开放系统自发形成时空结构及其特殊机能的宏观行为(Haken 等, 1995), 而本文借助它来表示断层各部位位移累计值的相对离散程度, 并定义协同化系数 S 来描述它. 设有 N 个断层位移计, 在一个黏滑周期内, 相对于失稳前的某时刻 t_0, 在失稳滑动完成之前的某时刻 $t>t_0$, 这 N 个位移计位移累计值的平均值和标准差分别为 $\bar{d}$ 和 σ, 则时刻 t 断层位移的协同化系数定义如公式(3):

$$S=\frac{\sigma}{1+|\bar{d}|}. \tag{3}$$

由以上条件可知, S 值反映了某时刻断层各部位位移累计值的相对离散程度, 它只在一个黏滑周期内的失稳滑动完成之前适用, 若进入下一黏滑周期, 则需重新确定 t_0. S 越小, 表示断层位移协同化程度越高, 其取值范围大于或等于 0.

实验中高速相机采用终止点触发模式, 在黏滑

事件 E 发生~3 s 后启动, 摄录的时间区段对应于图 3 中的–31.634~3.291 s. 以高速相机记录的第一张图像(对应于图 3 中的–31.634 s)为基准, 利用图 1 所示的数字断层位移计及其解算方法来计算图像采集区域内断层各部位在各时刻的位移累计值, 根据与差应力时间曲线的线性段(图 3 中 LM 段)对应的图像的 DIC 计算结果, 得到单个数字断层位移计的测量误差范围为±5 μm. 对黏滑事件 E 内高速相机所记录的 34.925 s 内的共 34926 张图像进行两种不同采样频率的分析, 其中在失稳前后的–30~3 s, 按顺序每隔 500 张图像抽取一张做 DIC 分析, 得到采样频率为 2 Hz 的断层位移结果, 以便观测进入亚失稳阶段及亚失稳状态下断层位移累计值的演化特征; 在失稳前后的–0.1~0.15 s, 按顺序逐帧对每张图像做 DIC 分析, 得到采样频率为 1000 Hz 的断层位移结果, 以便更清楚地反映临近失稳前以及失稳过程中断层位移累计值的演化特征. 这两种采样频率下的断层位移累计值演化特征如下.

3.2.1　2 Hz 采样频率下断层位移演化特征

(1) 图 4 中断层位移累计值平均值的平滑曲线(粉红色曲线, 由断层位移累计值平均值曲线在–0.05 s 前以 11 个点为窗长做平滑的结果)显示, 从 O 点后的约 –5 s 时刻开始, 断层位移累计值平均值呈加速上升, 并持续至失稳. 表现了亚失稳阶段断层位移总体上出现加速的特征.

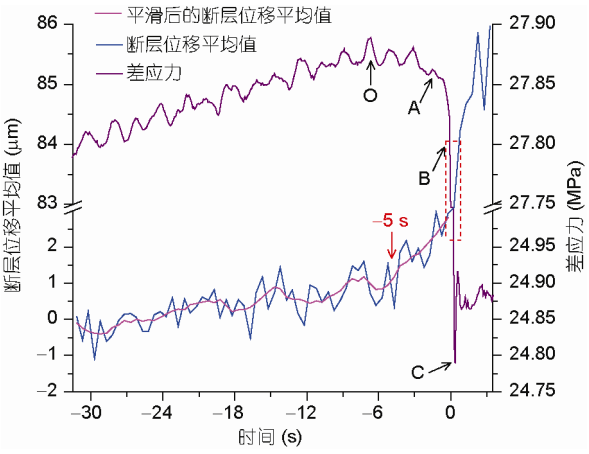


图 4　黏滑事件 E 断层位移累计值平均值 ($\bar{d}$) 及差应力(σ_D)时间曲线

黑色大写字母为差应力时间曲线中的转折点, 同图 3. 红色虚线矩形框为图 7 范围. 粉红色曲线为 $\bar{d}$ 的平滑曲线

(2) 图 5)中的淡紫色及紫色区域(–5~5 μm)在计算的误差范围内, 在此区域的断层滑动性质难以确定, 本文暂不分析. 将误差范围之外的最小右行位移区, 即青色区域(5~10 μm), 定义为局部预滑区. 它的所在部位反映了断层面易于滑动的区域. 局部预滑区在约–18 s 出现在 145~181 号位移计之间, 并在约–5 s 时刻向右扩展, 在 A 点向左扩展; 而在这些时刻之间其范围几乎不变, 表现为缓慢的准静态扩展.

(3) 图 6 根据图 5 的数据获得, 各时刻的协同化系数均相对于时刻–31.634 s 计算得到. 图 6 显示, 在约–5 s 之前, S 值为(1.2±0.8); 在约–5 s 至 A 点之间, S 值为(0.6±0.2); 在 A~B 点, S 值从 0.6 下降到(0.3±0.1). 这说明了在亚失稳阶段, 断层位移协同化加强.

3.2.2　1000 Hz 采样频率下断层位移演化特征

(1) 如图 7 所示, 将断层失稳滑动的起始点定在滑动速度开始出现明显突升的 B 点, 而将失稳后位移累计值开始拐平的 C 点定为失稳滑动的停止点. 断层失稳滑动阶段包含三次滑动: S1 为初始滑动阶段, 历时 3 ms, 最高滑动速率为 4.6 mm s^{-1}; S2 为快速滑动阶段, 历时 2 ms, 最高滑动速率 21.1 mm s^{-1}; S3 为调整滑动阶段, 历时 15 ms, 最高滑动速率为

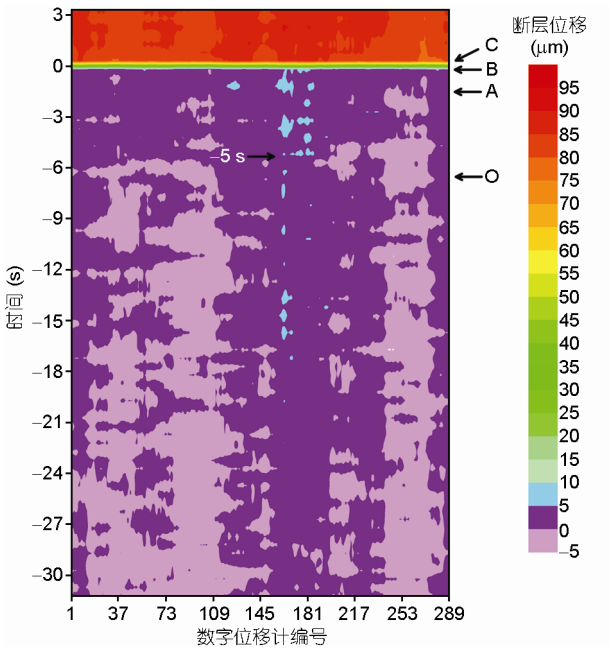


图 5　黏滑事件 E 断层位移累计值时空分布图

黑色大写字母为差应力时间曲线中的转折点, 同图 3

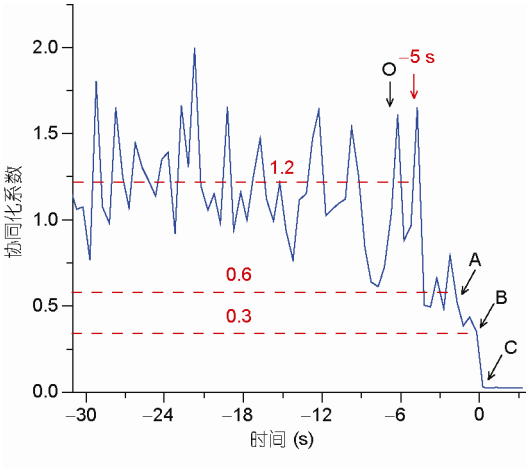


图 6　黏滑事件 E 协同化系数时间曲线

黑色大写字母为差应力时间曲线中的转折点, 同图 3

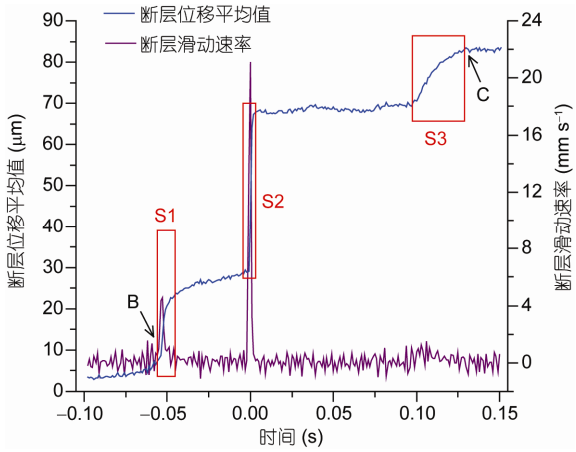


图 7　黏滑事件 E 断层位移累计值平均值 ($\bar{d}$) 及滑动速率 ($\bar{v}$) 时间曲线

黑色大写字母为差应力时间曲线中的转折点, 同图 3. 编号为 S1~S3 的红色矩形框表示三次滑动

1.5 mm s^{-1}. 三次滑动之间断层存在两次短暂的停顿过程, 其中 S1 与 S2 之间持续了 50 ms, S2 与 S3 之间持续了 104 ms.

(2) 图 8 表明, 在亚失稳Ⅱ阶段内, 从 B 点之前不足 0.1 s 开始, 局部预滑区先出现了准动态的扩展(两黄色虚线之间, 扩展速率约为 0.9 m s^{-1}), 然后贯通整个观测区.

3.3　小结

综上所述, 本文以一特征黏滑事件为例, 研究了实验样品的差应力在不同阶段, 尤其是亚失稳阶段,

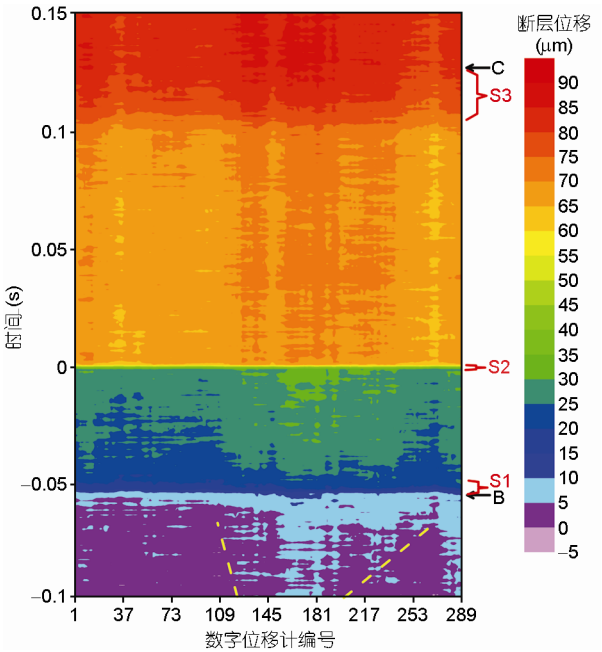


图 8　黏滑事件 E 断层位移累计值时空分布图

黑色大写字母为差应力时间曲线中的转折点, 同图 3; S1~S3 代表三次滑动, 同图 7; 黄色虚线代表局部预滑区扩展的范围

对应的断层位移累计值的时空分布特征及表征断层位移相对离散程度的协同化系数的演化特征, 得出如下认识:

(1) 局部预滑区的演化过程: 在断层进入亚失稳状态之前, 扩展速率非常缓慢; 在亚失稳Ⅰ阶段, 扩展速率有所增加, 但仍很缓慢; 在亚失稳Ⅱ阶段, 在占整个亚失稳阶段~1.5%的时间段内, 先是以~0.9 m s^{-1} 的速率扩展, 继而很快地贯通整个观测区域. 这说明了断层的局部预滑区经历了从亚失稳Ⅰ阶段的准静态扩展向亚失稳Ⅱ阶段的准动态扩展的演化过程.

(2) 断层位移协同化系数演化过程: 在亚失稳Ⅰ阶段断层位移协同化系数降为进入亚失稳前的一半, 在亚失稳Ⅱ阶段这一系数再降为进入亚失稳前的四分之一. 这一系数的持续降低显示了断层位移的协同化作用加强, 亦是断层进入亚失稳阶段的特征之一, 同时表明失稳前断层预滑经历了由各点独立活动转向一致活动的转变. 这一转变过程与在双剪断层实验中得到的断层位移趋同化过程(宋义敏等, 2012)和在拐折断层实验中获得的温度观测的协同化过程(马瑾等, 2012)是一致的, 亦反映了断层协同化过程是这三种不同几何形式断层失稳过程的共同本质特征.

(3) 在失稳滑动阶段, 观测区内断层出现三次整体的滑动: 初始滑动, 快速滑动和调整滑动. 三次滑动之间断层存在两次短暂的停顿过程. 这充分表明断层实际失稳过程并非是一次简单的滑动过程, 深入研究这种复杂的失稳过程对于了解地震的发生过程及余震的发生机制具有一定的科学意义.

4 讨论与结论

4.1 失稳前不同物理场的协同化特征

本文实验研究结果与失稳前断层演化的位移趋同化特征(宋义敏等, 2012)以及失稳前断层演化的温度协同化特征(马瑾等, 2012)相似, 所不同的是本文从平直断层位移场出发, 而宋义敏等(2012)的研究为双剪滑动断层, 马瑾等(2012)的研究为拐折断层且从温度场出发, 这三种几何形式的断层的各自物理场的演化特征共同说明了协同化是失稳过程中断层演化的本质特征. 相比于马瑾等(2012)的研究, 本文实验方法的优越性表现在利用数字图像相关方法比利用布置传感器的方式计算的空间分辨率大大提高并直接计算断层位移, 能更详细更直观地揭示亚失稳阶段的位移场特征和协同化特征.

此外, 以往的实验和野外研究亦可找到相似的认识, 例如: 标志断层处于失稳临界状态的断层耗散结构(Bornyakov 等, 2008); 岩石破坏失稳过程中的声发射降维现象(尹贤刚等, 2009; 李元辉等, 2009); 强余震前震源机制解的一致性特征(刁桂苓等, 2004)等, 均反映了断层演化过程中的一致性特征及失稳前的有序化信息. 这些研究结果为失稳前兆信息的提取提供了一些方法, 但它们之间是否具有共同的物理机制, 以及如何从本构关系出发认识断层失稳前的一致性特征, 对地震预测具有重要意义, 值得进一步研究.

4.2 地震成核过程不同物理场观测的一致性

Nielsen 等(2010)使用透明硬质的哥伦比亚树脂作为实验断层材料, 发现光弹破裂波前缘经历了从缓慢的准静态传播, 发展到快速分叉产生超剪切波的动态传播过程, 以及破裂过程中出现若干破裂前沿的传播-停止-传播序列等复杂性现象. 并用断层面的自我愈合作用(Lu 等, 2010)解释破裂过程的复杂性.

Kato 等(2012)基于对地震波序列的研究发现, 日本 2011 年 3 月 11 日东北 M_w9.0 级地震震中与 3 月 9 日的 M_w7.3 级最大前震震中之间出现小震的原地复发和两条地震序列, 这两条地震序列沿平行于海沟轴向方向从最大前震震中向主震震中迁移(其中一条始于 2 月中旬, 结束于 2 月底, 平均迁移速度由初始的~2 km d^{-1} 转为~5 km d^{-1}; 另一条开始于最大前震发生后, 平均迁移速度为~10 km d^{-1}). 这一现象反映了从准静态向准动态发展的地震成核过程.

本文基于断层位移的研究发现, 局部预滑区的扩展同样经历了由准静态向准动态和动态发展的过程. 这说明了地震序列, 光弹材料的破裂波与断层位移这三种不同形式的物理场在观测地震成核过程中的一致性.

4.3 关于断层位移协同化系数

本文用断层位移协同化系数来表征各时刻断层位移累计值的相对离散程度, 并用它来描述断层在失稳前后活动的协同化演化特征. 对本实验的进一步分析表明, 进入亚失稳阶段断层位移协同化加强这一特征不仅在事件 E 中出现, 在加载速率为 0.5 和 1 μm s^{-1} 的两个黏滑事件中(图 2 中事件 F 和 G)也观测到进入亚失稳阶段后断层位移协同化加强的事实, 这更加说明了断层位移协同化加强是断层进入亚失稳阶段的特征这一结论的可靠性. 但是, 协同化系数为统计量, 它并没有从断层系统的本构关系出发来描述断层演化的状态; 另外, 本文只能用它来半定量化地描述断层演化特征, 而无法给出断层进入亚失稳状态的定量化判据. 这两点将在进一步的研究中加以改进.

致谢 审稿专家提出宝贵意见与建议, 地震动力学国家重点实验室构造物理实验室为实验提供了技术支持, 在此一并致谢.

参考文献

陈俊达, 马少鹏, 刘善军, 等. 2005. 应用数字散斑相关方法实验研究雁列断层变形破坏过程. 地球物理学报, 48: 1350–1356

邓志辉, 马胜利, 马瑾, 等. 1995. 黏滑失稳及其物理场时空分布的实验研究. 地震地质, 17: 305–310
刁桂苓, 赵英萍, 啜永清, 等. 2004. 大同晚期强余震前震源机制解的一致性特征. 内陆地震, 18: 202–206
金观昌, 孟利波, 陈俊达, 等. 2006. 数字散斑相关技术进展及应用. 实验力学, 21: 689–702
李元辉, 刘建坡, 赵兴东, 等. 2009. 岩石破裂过程中的声发射 *b* 值及分形特征研究. 岩土力学, 30: 2559–2564
刘力强, 刘天昌. 1995a. 室内构造变形物理场观测系统的设计与实施. 地震地质, 17: 357–362
刘力强, 马瑾, 马胜利. 1995b. 典型构造背景应变场特征及其演化趋势. 地震地质, 17: 349–356
马瑾, Sherman S I, 郭彦双. 2012. 地震前亚失稳应力状态的识别——以 5°拐折断层变形温度场演化的实验为例. 中国科学: 地球科学, 42: 633–645
马瑾, 马胜利, 刘力强, 等. 1996. 断层几何结构与物理场的演化及失稳特征. 地震学报, 18: 200–207
马少鹏, 潘一山, 王来贵, 等. 2005. 数字散斑相关方法用于岩石结构破坏过程观测. 辽宁工程技术大学学报, 24: 51–53
马少鹏, 周辉. 2008. 岩石破坏过程中试件表面应变场演化特征研究. 岩石力学与工程学报, 27: 1667–1673
马胜利, 马瑾, 刘力强. 1995. 典型构造变形过程中物理场时空演化的实验和理论研究. 地震, 15(增刊): 55–65
马胜利, 刘力强, 马瑾, 等. 2003. 均匀和非均匀断层滑动失稳成核过程的实验研究. 中国科学 D 辑: 地球科学, 33(增刊): 45–52
马胜利, 马瑾, 刘力强. 2002. 地震成核相的实验证据. 科学通报, 47: 387–391
宋义敏, 马少鹏, 杨小彬, 等. 2012. 断层黏滑动态变形过程的实验研究. 地球物理学报, 55: 171–179
尹贤刚, 李庶林, 唐海燕, 等. 2009. 岩石破坏声发射平静期及其分形特征研究. 岩石力学与工程学报, 28(增刊 2): 3383–3390
Bons P D, Jessell M W. 1995. Strain analysis in deformation experiments with pattern matching or a stereoscope. J Struct Geol, 17: 917–919, 921
Bornyakov S A, Truskov V A, Cheremnykh A V. 2008. Dissipative structures in fault zones and their diagnostic criteria (from physical modeling data). Russ Geol Geophys, 49: 1–6
Bouchon M, Karabulut H, Aktar M, et al. 2011. Extended nucleation of the 1999 M_w7.6 Izmit earthquake. Science, 331: 877–880
Das S, Scholz C H. 1981. Theory of time-dependent rupture in the earth. J Geophys Res, 86: 6039–6051
Dieterich J H. 1986. A model for the nucleation of earthquake slip. Am Geophys Union Geophys Monogr, l6: 7–47
Dieterich J H. 1992. Earthquake nucleation on faults with rate- and state-dependent strength. Tectonophysics, 211: 115–134
Dodge D A, Beroza G C, Ellsworth W L. 1996. Detailed observations of California foreshock sequences: Implications for the earthquake initiation process. J Geophys Res, 101: 22371–22392
Gonzalez R C, Woods R E, Eddins S L. 2009. Digital Image Processing Using MATLAB. Beijing: Publishing House of Electronics Industry. 490–492
Gonzalez R C, Woods R E. 2010. Digital Image Processing. 3rd ed. Beijing: Publishing House of Electronics Industry. 891–894
Haken H, Wunderlin A, Yigitbasi S. 1995. An introduction to synergetics. Open Sys Information Dyn, 3: 97–130
Kato A, Obara K, Igarashi T, et al. 2012. Propagation of slow slip leading up to the 2011 M_w9.0 Tohoku-Oki earthquake. Science, 335: 705–708
Lu X, Lapusta N, Rosakis A J. 2010. Pulse-like and crack-like dynamic shear ruptures on frictional interfaces: Experimental evidence, numerical modeling, and implications. Int J Fract, 163: 27–39
Mori J, Kanamori H. 1996. Initial rupture of earthquakes in the 1995 Ridgecrest, California sequence. Geophys Res Lett, 23: 2437–2440
Nguyen T L, Hall S A, Vacher P, et al. 2011. Fracture mechanisms in soft rock: Identification and quantification of evolving displacement discontinuities by extended digital image correlation. Tectonophysics, 503: 117–128
Nielsen S, Taddeucci J, Vinciguerra S. 2010. Experimental observation of stick-slip instability fronts. Geophys J Int, 180: 697–702
Ohnaka M. 1992. Earthquake source nucleation: A physical model for short-term precursors. Tectonophysics, 211: 149–178
Ranson W F, Peters W H. 1982. Digital imaging techniques in experimental stress analysis. Opt Eng, 21: 427–431
Yamaguchi I. 1981. A laser-speckle strain gauge. J Phys E-Sci Instrum, 14: 1270–1273