

编者按

本刊去年曾发表了陆坤权等人的“地震前兆信息传播、分布及其探测原理”一文(2011 物理学报 60 119101), 该文提出了用颗粒物理原理解释地震前兆信息的传播、分布以及探测地震前兆信息的新颖思想, 引起了读者们的兴趣. 但因那篇文章过于浓缩, 许多概念未能详细阐述, 为此编辑部特邀请原作者在前篇文章的基础上撰写了这篇更为详尽的文章, 全面系统地介绍如何从颗粒物理的原理出发, 认识地震的孕育、地震前兆产生的机理和传播规律, 并提出探求地震预测的方法和途径. 文章特别强调了从颗粒物理的观点理解地震与传统的连续介质观点理解地震的本质差异. 我们希望通过这类文章的发表, 能鼓励更多的物理学研究工作关注 and 探索物理学在理解和防止重大自然灾害中的应用.

以颗粒物理原理认识地震 ——地震成因、地震前兆和地震预测*

陆坤权^{1)†} 厚美瑛¹⁾ 姜泽辉²⁾ 王强¹⁾ 孙刚¹⁾ 刘寄星³⁾

1) (中国科学院物理研究所, 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) (哈尔滨工业大学物理系, 哈尔滨 150001)

3) (中国科学院理论物理研究所, 北京 100190)

(2012年5月2日收到; 2012年5月4日收到修改稿)

本文以地壳和地幔的基本构造和已有观测事实为依据, 运用颗粒物理原理, 将地壳和地幔作为大尺度离散态颗粒物质体系处理, 重新认识地震孕育过程, 前兆产生机制及规律, 探求地震预测方法和途径. 主要结果是: 建立了地壳与地幔构成和运动的颗粒模型; 提出了引发地震的大地构造力的形成机制, 以及地震前兆信息产生和传播规律; 说明了地震前兆信息的主要特征及其与地震发生之间的关联, 阐述了探测有效地震前兆信息的方法原理; 用颗粒流动的阻塞-解阻塞转变原理解释了深源地震发生机制; 对以前难以理解的若干地震学现象进行了解释, 并讨论了地震的可预测性. 由于地壳和地幔的离散结构特征, 对于地震孕育的准静力学过程, 连续介质理论不再适用. 以颗粒物理原理研究地震成因、地震前兆和地震预测, 所获得的新认识与传统连续介质地震学观点有本质区别.

关键词: 颗粒物质, 地震预报, 地震前兆, 深源地震

PACS: 91.30.Px, 45.70.-n, 91.30.pd

目 录

1 引 言

2 颗粒物质相关特性简介

2.1 滞滑 (stick-slip) 移动

2.2 成拱和力链

2.3 挤压膨胀

2.4 应力-应变关系

2.5 颗粒流动

3 地壳与地幔构成和运动的颗粒模型

4 引发地震的大地构造力形成

4.1 板块边界不均匀作用和运动导致局域地块受力集中

4.2 板内岩石层块不均匀构造和运动导致局域受力集中

4.3 局域地壳下部凸起阻挡地幔流动引起受力集中

4.4 下插板块或地幔流动阻塞-解阻塞转变引起能量释放

5 浅源地震前兆信息的产生、传播和探测

* 中国科学院知识创新工程项目 (批准号:KJCX2-SW-W15, KKCX1-YW-03)、国家自然科学基金 (批准号:10374111, 11034010) 和地震行业科研专项经费 (批准号: 201208011) 资助的课题.

† E-mail: lukq@iphy.ac.cn

- 5.1 地震前兆的形成和主要特征
- 5.2 岩石层块滞滑移动和力链分布的观测证据
- 5.3 滞滑移动和力链传播的模拟实验
- 5.4 地震前兆传播规律
- 5.5 地震前兆信息的探测
- 5.6 地震前兆与地震发生的关联
- 6 中源和深源地震的成因
- 7 地震学中若干现象的解释和讨论
 - 7.1 地震前兆与岩石破坏机理不一致
 - 7.2 断层边界的相对位移和跳变
 - 7.3 前兆信息可传播很远, 分布不均匀
 - 7.4 大尺度地层运动
 - 7.5 地下水位的升降和跳变
 - 7.6 地震空区
 - 7.7 地震在同一地区重复发生
 - 7.8 震前平静
 - 7.9 地震震源通常在地壳较深处
 - 7.10 地震前兆信息与震源的关系
 - 7.11 地震前兆研究中连续介质观念和颗粒物理原理本质区别
- 8 地震的可预测性
- 9 结 论

1 引 言

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. 据美国地质勘探局 (USGS) 资料, 世界历史上有记载的 11 次死亡 10 万人以上大地震, 有 4 次发生在中国, 死亡近 140 万人, 占死亡总人数一半. 在 20 世纪, 中国发生过死亡千人以上大地震 22 次, 死亡达 60 万人以上. 近年来我国大陆又发生了汶川 (2008 年)、玉树 (2010 年) 大地震等, 在世界范围发生了印尼 (2004 年)、海地 (2010 年)、智利 (2010 年)、日本 (2011 年) 等大地震, 造成的重大损失触目惊心. 因此, 地震和地震预报研究是科学界面临的特别重要的课题. 尽管数十年来人们进行了大量的工作, 中国和美、日、俄等国均作出了巨大努力, 试验用各种方法进行地震前兆探测和研究. 然而, 地震预报研究未能获得重要进展. 基本共识是, 地震预报是对科学的挑战, 是世界性科学难题^[1]. 关于地震预测研究、地震研究现状, 地球物理学家陈运泰认为“远不如盲人摸象”.

传统地震学以连续介质理论为基础^[2-4], 主要原理基于固体连续介质中的应力-应变关系, 以及机械波传播规律. 依据波在固体连续介质中传播理论, 地球物理学家在地震探测和以震波研究地球构造等方面, 获得了大量有价值成果, 表明在地

震研究中用连续介质观点处理波的传播问题是正确的. 另一显然的事实是, 岩石受压破裂的过程也必定符合固体应力-应变关系及相关变化规律. 正是这种认识和习惯, 使人们在地震研究中一般均以连续介质观点为基础. 然而, 数十年来, 在有关地震孕育和发生过程、地震前兆及其探测等问题上, 运用连续介质观念则远远没有获得人们期望的结果. 例如, 地震前兆的探测, 尽管使用了各种探测方法, 布设了很多地震前兆观测台站, 如美国地震学家 Shearer^[2] 在《地震学引论 (Introduction to Seismology)》一书中所说: “清楚的、确定的、有物理机制的前兆很少”. 他甚至大为感慨: “在加利福尼亚, 尽管广布了地震计和其他仪器, 但过去几十年里没有观测到任何大地震前有清楚的、可识别的前兆. 那么, 这是为什么? 为什么能量这样惊人的事件在大地震前没有检测到明显的前兆?”. 其实, 在全世界范围也都是如此.

一次 8 级地震释放的能量为 6.3×10^{16} J, 超过目前北京市 1 年用电能量. 这么大的能量的积累过程, 怎么可能没有可以观测的前兆呢? 不少事实表明, 地震发生前确实有某些异常和前兆迹象存在, 但这些地震前兆现象的物理本质没有得到认识, 找不到前兆信息与地震发生的联系和规律, 更不用说实现地震预报了. 以至于在国际上一直存在关于地震是否可以预报的激烈争论.

地震究竟是如何产生的? 有没有前兆? 如何探测前兆并建立与地震发生的联系? 地震是否可预测? 回答这些问题, 首先要弄清楚地震发生前的整个变化过程及物理机制. 如引发地震的作用力如何形成, 地震孕震过程的力如何作用, 产生什么前兆, 前兆如何传递、探测和分析, 发生地震的条件等. 地震灾变发生前的变化是准静力学行为, 在这种情况下, 支配其作用和运动的基本物理原理还是连续介质理论吗?

本文依据大地构造的基本特征和已有观测事实, 将地壳和地幔作为大尺度离散态颗粒物质体系, 运用颗粒物理原理, 获得了对地震的新认识. 这些认识包括: 引发地震的大地构造力的形成机制; 地震前兆信息以岩石层块滞滑移动和力链形式传播模型及规律; 探测有效地震前兆信息的方法原理; 地震前兆信息与地震发生之间的关联. 同时, 用颗粒物理原理对深源地震成因和以前难以理解的若干地震学现象作出了解释, 还对地震的可预报性进行了讨论. 从而揭示了用颗粒物理原理与连续介质观念认识这些问题的本质区别, 表明对于地震孕育

过程的准静力学行为而言,连续介质理论不再适用,必须用离散态颗粒物理原理.

2 颗粒物质相关特性简介

为了方便本文后面的论述,先将与所讨论问题相关的颗粒物质特性作简要介绍^[5-8].

颗粒物质体系是普遍存在的离散态物质形态,颗粒之间不存在如同原子或分子之间那样的相互作用,在相互接触时的作用是摩擦力和碰撞.所研究对象尺度大于微米,不考虑热运动的影响.颗粒物质具有与一般固体和流体不同的特殊运动规律,近十多年来引起物理学家的关注^[5-8],成为凝聚态物理研究前沿之一.正是颗粒物质研究的新进展,使我们得以用其研究地震问题,并获得新认识.

2.1 滞滑 (stick-slip) 移动

滞滑移动是物体在外力作用下克服摩擦阻力的一种运动方式.推力不够则物体静止不动,而当推力大到可克服静摩擦阻力时,物体向前移动.遇到另一物体或阻力后又停滞,推力再加大到一定程度物体又移动.在多个物体构成的体系中,随着推力的增大,力和运动必然以滞滑移动这种复杂的方式传递.物体上作用力及其运动取决于静摩擦力与动摩擦力,以及其他物体的阻力的影响.滞滑移动在地震学中并不陌生, BK (Burridge-Knopoff) 模型就是将滞滑运动作为解释地震产生的一种机制^[9,10].我们则来说明,孕震作用力使岩石层块逐次产生滞滑移动,将力和运动传播出去,不同于连续介质力学中应力-应变的传播.滞滑移动作为地震发生机制的 BK 模型与以滞滑移动传播前兆信息是两类不同的问题.

2.2 成拱和力链

施加的作用力因颗粒成拱而产生力链,形成不均匀的作用力网络.力通过力链传播,作用力的方向可发生改变.在力链上的颗粒受力强,力链外的颗粒受力弱,甚至完全不受力,如图 1 所示.

力链长度达数十个颗粒以上,可作为准一维体系处理.颗粒物质中的力以力链传播,方向会改变,这是颗粒体系与连续介质的重要区别.典型的例子是粮仓效应^[7],若在粮仓中添加粮食,当高度达到粮仓直径约两倍时,粮仓底部的压强不再随添加粮食而增大.这是由于粮食重量的垂直压力转化为向

粮仓壁的横向作用力,通过摩擦力转换为仓壁向下压力的缘故.

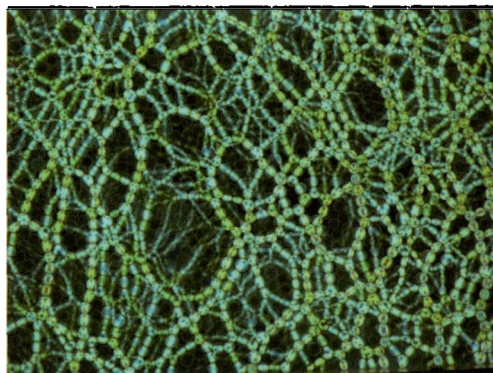


图 1 颗粒体系中的力链,浅色表示力链上作用力强 [http://www.phy.duke.edu/~bob/]

2.3 挤压膨胀

开放颗粒体系加压时体积(指颗粒与空隙体积之和)的变化取决于颗粒密集程度.对密集颗粒体系加压时体积会发生膨胀,这是由于压力使颗粒发生运动,从而引起颗粒间隙变大所致.体积膨胀到一定程度时再加压,则体积收缩.

2.4 应力-应变关系

对于大量颗粒组成的受限体系,可仿照连续介质,用等效弹性模量描述其软硬程度.松沙子和实沙子的等效弹性模量约分别为 10 和 100 MPa.等效弹性模量近似正比于 $\phi^{2/3}\tau^{1/3}$,其中 ϕ 为体积分数, τ 为施加应力^[11].由此可知,颗粒体系等效弹性模量随体积压缩和应力增加而变大.对于少量颗粒组成的体系,力以力链形式传播,上述应力-应变关系不成立.

2.5 颗粒流动

颗粒物质流动行为与一般流体不同,存在稀疏流、密集流和阻塞三种状态^[12-15].二维颗粒流量变化在日常生活中常可见到,如交通流、人流、浮冰流等.

流动态到阻塞态和稀疏流到密集流转变都发生流量的突变.转变取决于作用力、颗粒浓度、以及 d/d_0 等因素^[12-15],其中 d 为开口尺寸, d_0 为颗粒直径.对于二维系统,稀疏颗粒流的出口尺寸 d 小到一定程度时,流量会突然减小,发生稀疏流-密集流转变^[15].进一步减小 d ,则会形成阻塞状态,流量可变为 0.在二维体系,对于尺寸相同颗粒,

当 d/d_0 小到约为 4 时, 就会出现阻塞^[14]. 图 2(a) 示意初始流量 Q_0 一定时, 流量 Q 随开口尺寸 d 变化关系. 当 d 减小时, Q 突变分别出现在临界尺寸 d_{c2} 和 d_{c1} , 对应稀疏流到密集流和流动态到阻塞态转变. 而当 d 增大时, Q 随 d 而增大, 在 d_{c2} 处不发生突变. 当 d 不变, 改变颗粒浓度时, 流量变化规律类似.

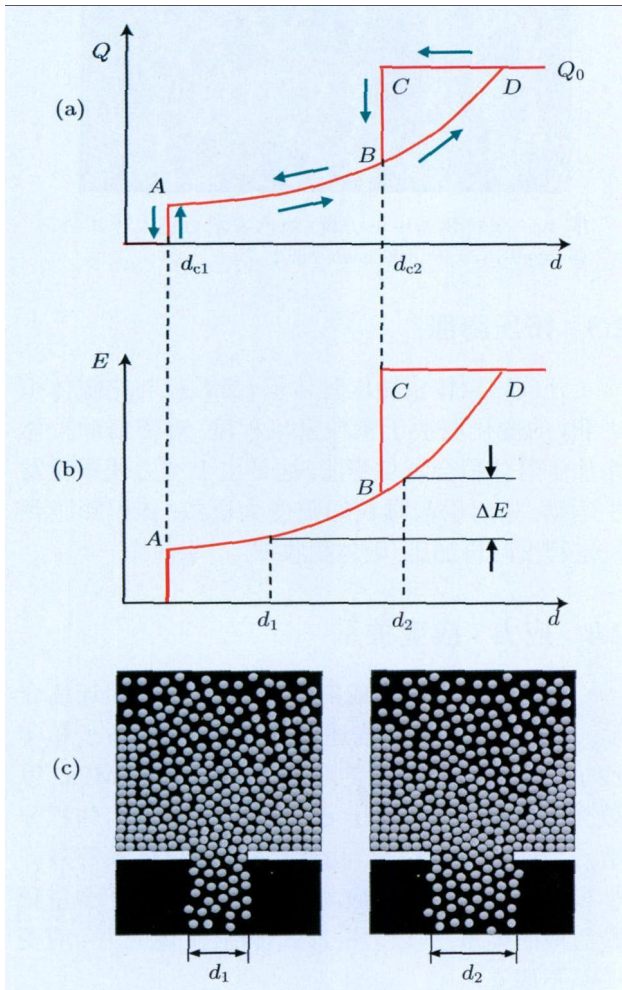


图 2 颗粒流的流量 (a) 和动能 (b) 随开口尺寸 d 的变化关系, 图中箭头表示 d 增大和减小时流量随 d 变化方向; (c) 对应 (b) 中开口尺寸为 d_1 和 d_2 时二维颗粒流图象

与流量变化相对应, 颗粒流的动能也发生变化, 如图 2(b) 所示. 若只考虑 d 逐渐增大的情况. 在密集流状态, 当 d 突然增大, 从 d_1 增大到 d_2 , 如图 2(c) 所示, 则动能改变为 $\Delta E \approx m(v^2 - v_0^2)/2$, 其中 v_0 和 v 为流动改变前后颗粒的平均速度, m 为参与变化的颗粒质量.

3 地壳与地幔构成和运动的颗粒模型

地球物理知识告诉我们, 地球外部的地壳并非连成一体的完整岩石层, 而是由板块、断层构成. 板块尺度可达 10^3-10^4 km 量级, 在板块

内又有很多大小不同的断层. 断层岩石层块尺度为 $1-10^2$ km 不等, 形状、厚度、组成各不相同. 图 3(a) 为我国的断层分布图^[16]. 断层间的夹层为断层泥, 其宽度一般为 cm—10 m 以上, 图 3(b) 显示的是断层泥. 断层泥由粘土和岩石碎砾组成, 是千万年来地壳变动的产物. 断层破坏了地壳岩石层的连续性和完整性. 显然, 由岩石层块、断层和断层泥组成的地壳, 并非是均匀连续体. 岩石是固体, 弹性模量很大, 为数十 GPa, 受力时符合固体应力-应变规律. 断层泥本身是颗粒介质, 在外力作用下, 断层泥很容易发生形变. 在未受压时弹性模量一般为 10—100 MPa 左右, 受压时弹性模量随着压力的增大而逐渐增大, 近似遵从 $\phi^{2/3}\tau^{-1/3}$ 关系, 甚至可达到与岩石弹性模量相当的程度. 因此, 对于包括岩石层块和断层泥的体系, 完全不同于整块岩石. 在研究地震孕育、以及前兆产生和传播这类准静力学行为时, 不可再将地壳岩石层作为整块固体连续介质处理, 连续介质应力-应变关系不再适用. 若将这一体系作为大尺度离散态颗粒体系来处理, 则可用图 4 示意岩石块和断层的一种组态类型, 白色线条代表岩块间的断层泥. 当岩块受力后, 各岩块形状、布局和阻力决定了作用力的大小和传播方向, 呈现力链传播特征.

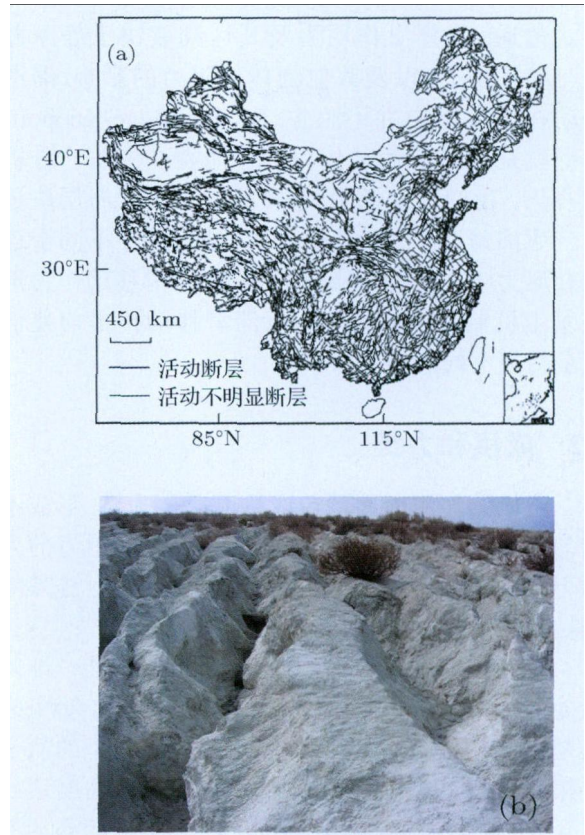


图 3 (a) 我国的断层分布图^[16]; (b) 美国加州 Tejon Pass 的断层泥

连续介质理论为何可用于地震波传播和测量, 获得大量有价值结果. 这很容易用波在介质中的传播特性来解释: 地震波的频率一般为 0.1—10 Hz, 典型传播速度约为 5 km/s, 即地震波波长约在 10^2 — 10^5 m 范围. 地壳岩石层块边界的断层泥的宽度一般为 m 的数量级, 比震波波长小得多, 这种不均匀性不会对波的传播产生本质的影响. 因此, 对于地震波传播和探测这样的问题, 将岩块、断层和其间的断层泥组成的地壳近似看作均匀连续介质, 用连续介质理论处理是合理的.

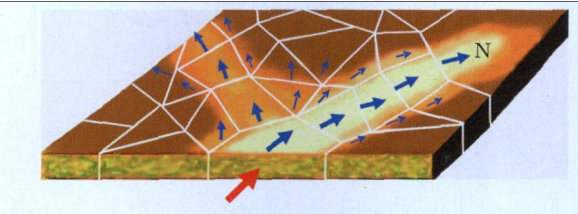


图 4 一种地壳岩石层组态力的大小和方向分布示意, 其中白色线条表示断层泥, 红色箭头表示驱动力, 蓝色箭头表示岩石层块受力方向和大小. 岩石上的浅色示意受力的大小, 愈浅受力愈大

是否可将地壳大范围区域用连续介质平均效应作为近似, 例如, 将岩石和断层泥组合的形变作为范性形变来处理呢? 不可以, 因为任何地震均在局域地区发生, 若用大范围平均的方法, 恰恰会丢失地震孕育过程的有效前兆信息, 这将在后面详细说明. 地壳下面是地幔, 由于缺乏直接观察资料, 对地幔的认知是用地震波等探测方法和推测而获得的. 地幔厚度约 3000 km, 分为上地幔和下地幔两层. 靠近地壳的上地幔平均密度约为 3.5 g/cm^3 , 主要由致密的高温软化岩石构成, 呈固体结晶形态存在, 并有局部熔融, 熔融物质约占 1%—10%^[17]. 用地震波层析等方法可以得到地幔大范围厚度、结构和成分不均匀分布的大致图象^[2,17-20], 但仍不了解其细致结构. 根据物理化学的一般原理和类比实验认为, 其中固体结晶物质在高温高压下逐步通过固相反应或固-液相反应形成较为稳定的物相, 如橄榄石、辉石、石榴石等. 从热力学观点看, 少量熔体分布在大块固态物质的边界形成固液分聚态是能量较低状态, 类似高体积分数的冰和少量水的混合体系. 在地幔中, 这些固态岩石块的尺度可以达到 km 量级, 甚至更大, 其运动非常缓慢. 显然, 地幔这种由大块固态物质和少量熔体组成的体系也应看作大尺度颗粒体系, 遵从离散态颗粒物质运动规律, 也不能用连续介质运动观念去描述.

图 5 所示为地壳、地幔和断层的分布和结构形态. 地壳厚度很不均匀, 大洋地壳厚度一般为 5—

10 km, 大陆地壳厚度平均约为 35 km, 高山、高原地区地壳更厚, 最厚可达 70 km^[17,21]. 地壳和地幔交界面必定凹凸不平, 这已得到广泛认可^[17,22]. 地壳的下面会呈现倒置的山丘、高原、凹地, 及地壳断层处挤压形成的皱摺等形态, 其起伏程度远远超过地表的高度变化. 地幔中的固体岩石块大小和厚度很不均匀, 形状各异, 同时地幔平均密度比地壳岩石密度高. 地壳、地幔及其界面的这些基本特征将会对地壳和地幔间相互作用及运动产生重要影响.

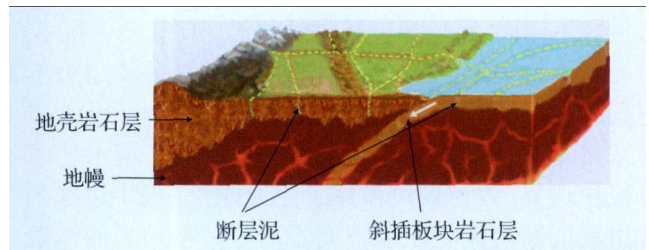


图 5 地壳岩石层和地幔分布示意图 显示了地壳的断层、断层泥、地幔中的岩石块及熔融岩浆; 斜插板块进入大陆板块之下的状态也绘出; 虚线对应断层位置

从以上讨论可知, 地壳、地幔是不均匀离散态颗粒体系. 而在地震波探测和研究中将其作为连续介质只是近似, 这种近似成立的原因已在前面说明.

4 引发地震的大地构造力形成

普遍认为, 地幔流动是地震发生的主要驱动力源^[3]. 然而, 引发局域地区地震的大地构造力如何形成, 以前尚无清晰的图象. 浅源地震是地壳岩石层发生快速破裂而引起, 这种破裂包括错动和断裂. 在某区域发生地震的必要条件是作用力积累到足够大, 达到使该地块破裂.

由于地壳和地幔是不均匀的离散体系, 各地块地质构造也不同, 这决定了驱动地块运动的作用力和地块运动所受阻力的不均匀. 在地幔流动缓慢而持续地驱动下, 由于不均匀作用、不均匀运动和不均匀阻力导致某些地块受力持续增大, 能量逐步积累, 形成引发地震的大地构造力. 在能量积累过程中, 通过地块滞滑移动以及力链形式传播. 地震的大小取决于积累能量的高低. 力链上驱动地块运动的作用力和所受阻力愈大, 所涉及区域抵抗破裂能力愈强, 则可积累的能量愈高, 会引发大地震. 因此, 地幔运动以及地块运动和阻力不均匀是引发地震大地构造力的根源, 深入了解地质构造对认识地震孕育和地震发生至关重要. 深源地震发生在地壳之下深处, 其机制与浅源地震不同. 我们以地壳和地

幔的颗粒模型为基础, 讨论引发局地地区地震的大地构造力形成的四种主要类型.

4.1 板块边界不均匀作用和运动导致局域地块受力集中

板块边缘是地壳最薄弱和运动最活跃的区域, 地球上大地震多数发生在这里. 近年来印度洋 (8.5 级, 2004 年)、智利 (8.8 级, 2010 年) 和东日本 (9.0 级, 2011 年) 大地震均是在板块边界发生的. 板块中有许多断层, 这些断层的岩石层块大小、形状和厚度各不相同. 断层泥受挤压时的形变比岩石大得多, 而且不均匀. 板块挤压或俯冲时, 各部分作用力不同, 各处所受阻力也不同. 例如, 有人认为, 2011 年东日本大地震的发生可能是海底山脉下沉卡住了板块边界, 致使板块积累了巨大能量. 板块边缘各层块间断层泥受压缩程度不同导致不均匀的滞滑移动, 这种板块边缘不均匀滑移可以进行观测 [23]. 正是板块边缘运动和阻力的不均匀, 导致局域地壳岩石层受力集中, 引发地震. 作用力的分布和集中取决于附近地质构造状况.

4.2 板内岩石层块不均匀构造和运动导致局域地块受力集中

我国大陆发生的地震主要是板内大陆地震, 我们重点解释这类引发地震的大地构造力. 中国大陆受到印度洋板块向东北运动和太平洋板块俯冲的挤压共同作用. GPS 测量得到的地块运动速度矢量图清楚地显示, 地壳各地块的移动方向和速率有明显的差别 [24-27]. 图 6 为一幅典型的中国大陆活动地块运动速度矢量图 [25], 箭头表示地块运动方向, 并标出了每年移动量. 需指出, 移动量并不表示作用力大小, 因为各处弹性模量不同, 断层泥弹性模量很低, 厚度很不均匀. 作用力的大小取决于地块所受到的阻力, 这与连续介质应力 - 应变观念有很大差别.

就运动方向而言, 在印度洋板块运动推动下, 拉萨和羌塘地块向东北运动, 塔里木和准噶尔地块向北运动, 华北、华南和鄂尔多斯地块向东运动, 而滇西和滇南地块则向南运动. 这种地块运动方向的改变, 在传统连续介质地震学中用所谓“大陆逃逸”和“地壳增厚”的假说来解释 [24], 这显然是不合理的. 其实, 用地壳构成和运动的颗粒模型, 这种地块运动方向的改变就很容易理解. 从图 4 所示原理可知, 各地块的形状、分布和所受阻力决定了它

们运动方向的变化, 对于同一作用力来源, 这种运动图象在相当长时期内大体一致.

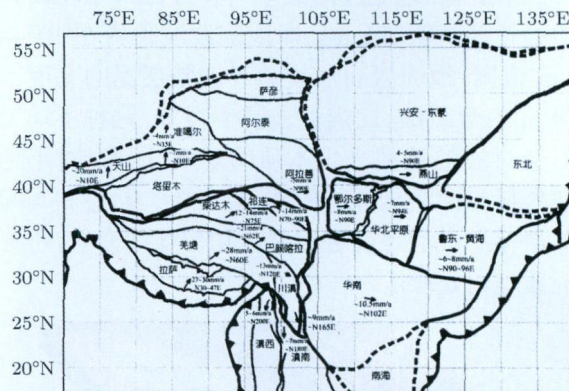


图 6 中国大陆活动地块运动速度矢量图 [25]

同一地块上的作用力分布和运动, 取决于其本身构造状况 (包括形状和组成等)、所受阻力, 以及周围地块的作用. 地块所受的作用力不均匀, 可以发生平动、转动, 或静止不动. 类似的作用力方向变化也在更小的断层发生. 作用方向的改变, 层块间的推挤或阻挡, 以及岩石层块形状等均可造成某处作用力的集中. 若某处作用力达到足够大, 使层块错动或层块薄弱处破裂, 则会引发地震.

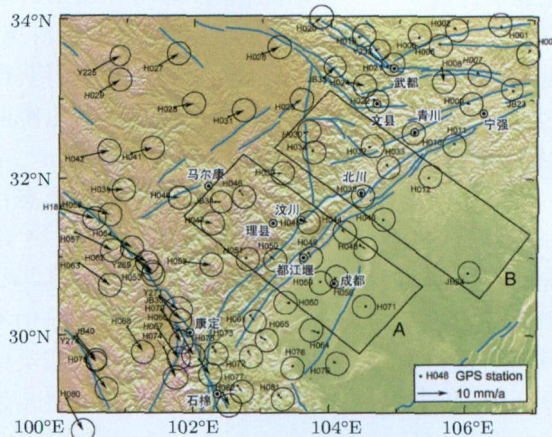


图 7 龙门山断裂带受印度洋板块运动挤压引发 2008 汶川大地震 [28]

对 2008 年 5 月 12 日汶川大地震的研究, 提供了有说服力的例子. 张培震等 [28] 和 Shen 等 [29] 的研究均表明, 西藏地块以较大速率向东挤压, 四川地块基本没有发生移动, 地震前四川地块与龙门山断裂带之间也几乎没有相对运动, 如图 7 所示. 正是西藏地块挤压和四川地块的阻挡, 导致龙门山断裂带受力集中, 引发了汶川大地震. 地震的具体位置决定于此断裂带形状、组成、分布及其与其他

断层相互作用等因素。

这类地壳运动导致局域地壳岩石受力集中的现象,就如同水面上密集浮冰那样.推动大块浮冰,可导致其他浮冰块运动和运动方向改变,若遇到阻挡会形成力链和作用力集中,以致某些浮冰块被挤破或挤翘出来.

4.3 局域地壳下部凸起阻挡地幔流动引起受力集中

前面已经说明,地幔是离散态体系,其中岩石层块大小和形状各不相同,地壳与地幔交界面凹凸不平,使地幔流动时在各处受到的阻力有相当大的区别.在某些区域,由于地壳向下凸起,地幔流动受到阻挡.这时,与其相对应的地壳岩石层块必然受到很大推力,并挤压其他层块,这种推力可造成作用力集中,可能引发地震.这一推想难以直接观测,却显然是合理的.

4.4 下插板块或地幔流动阻塞 - 解阻塞转变引起能量释放

这种能量释放会引起中源和深源地震,将在后面专门讨论.

以上四种类型大地构造力在局域地区集聚到发生地震均有积累过程,除地幔区域的行为目前无法获得足够信息外,在地壳中的变化则形成可探测的地震前兆信息.正是这种过程提供了观测浅源地震前兆信息的机会,后面将详细分析.

从颗粒物质运动规律的角度来看,无论是浅源地震还是深源地震,都是颗粒堵塞所引起的效应.浅源地震是由于岩石层块运动受到阻挡和堵塞,积累能量,发生了岩块链的崩塌.而深源地震则是地幔岩块流受到堵塞,通过解堵塞释放能量.

上述引发地震的大地构造力机制不能从连续介质观念得到,颗粒物质运动规律则可给出比较清晰的说明.关于地幔物质向上作用引起的火山地震,以及其他如水库等因素的影响,这里不作讨论.

5 浅源地震前兆信息的产生、传播和探测^[30]

地震前兆是指从地震开始孕育到地震发生过程中产生的与此地震关联的各种可观测信息.若用传统连续介质观念,将地壳岩石层作为整块固体来处理,则必然得出结论:任何前兆只有当应力接近

屈服应力时才会出现^[2].然而,长久以来,以此观念为基础的观测得到“清楚的、确定的、有物理机制的前兆很少”^[2].这是由于对地壳岩石层认识的误解和观测方法不合适而造成.只有将地壳岩石层作为离散态颗粒体系,才可获得对地震前兆及其探测的正确认识.

5.1 地震前兆的形成和主要特征

地震发生前,必然有能量积累过程.岩石层块受到推压作用达到可克服摩擦力和边界断层泥阻力时,会发生滞滑移动,挤压断层泥,又推动下一岩石层块运动,就这样渐次使其他岩石层块发生移动.如前所述,这种作用和移动在地层中一定以力链形式传递.随着力链涉及的岩石层块增多,所受到的摩擦力和阻力也不断增大,也可能力链后端遇到大岩石层块或非活动断层,导致某些力链会积累很大作用力,其薄弱处则可能发生地震.因此,地震前兆的基本特征是能量积累过程的岩石层块滞滑移动和力链传播,以及地震将要发生时震源附近地层中作用力的持续增大,这些地震前兆信息是可以观测的.下面我们给出岩石层块滞滑位移和力链分布的实际观测证据,实验模拟,并说明其一般规律.

5.2 岩石层块滞滑移动和力链分布的观测证据

断层间的相对位移通常用“蠕变”来表述.应当注意的是,断层泥受到挤压时,断层间距测量值总趋势是下降.而断层错动时,观测到的间距变化趋势则可能是下降或上升,与测量点设置有关.

根据王兰^[31]对我国鲜水河断裂带和 Niu 等^[32]对美国 Parkfield 试验场的观测,他们采集短时间内断层间位移数据,均发现基本是阶跃式位移,每次位移距离为 μm — mm 量级,表明岩石层块运动主要是滞滑移动,或准连续移动.王兰^[31]还发现多个地震具有这种滞滑移动前兆,地震发生后则消失.在通常情况下,岩石层块的滞滑移动可普遍观测到.图 8 绘出了美国南加州 Hayward 断层数个蠕变站一段时间的测量数据.可以看出,不同测量点均观测到这种滞滑移动.移动跳变值各不相同,完成每次跳变的时间可能很短,有些则可持续数十分钟,甚至数小时,比通常物体克服摩擦阻力的滞滑位移持续时间长得多.这是由于岩石层块运动受到各种不均匀阻力和形变的影响,导致断层上所观测滞滑移动的复杂性.

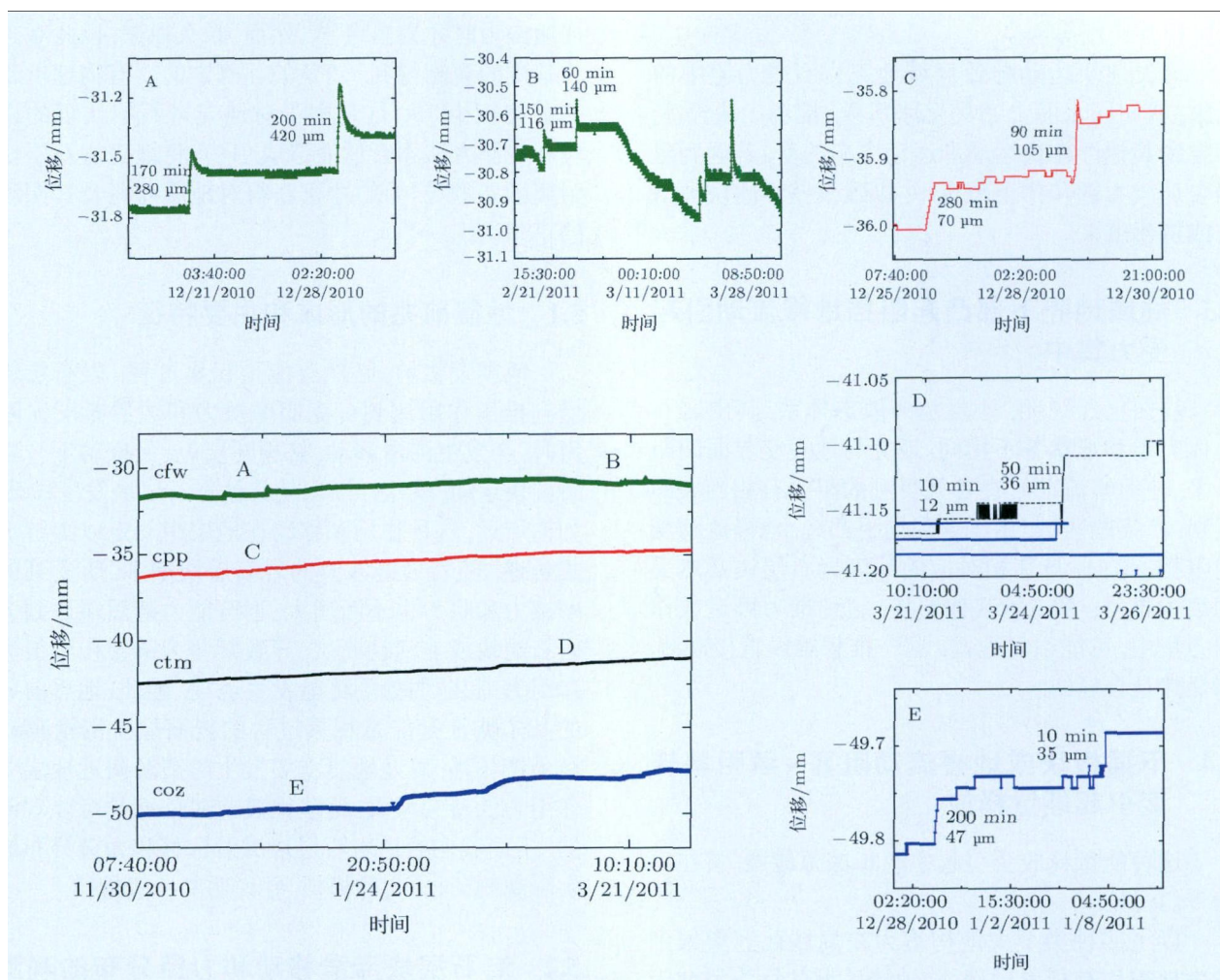


图 8 美国南加州 Hayward 断层数个蠕变测量站的测量数据 纵坐标表示断层边界相对位移量, 横坐标为测量日期和时间, 测量点时间间隔为 10 min, 测量精度约为 10 μm; 大图中 cfw, cpp, ctm, coz 分别为各测量站代号, A, B, C, D, E 处截取的短时间间隔的数据分别绘于所对应的小图中; 在小图中标出了一些滑移台阶式跳变持续的时间和跳变高度 [http://cires.colorado.edu/~bilham/CREPDATA/HaywardCreepmeterAccess.htm]

断层边界的“蠕变”测量均应可观测到这种滞滑移动。然而, 大部分发表的论文中, 将断层边界“蠕变”观测数据作了长时间的平均, 滞滑移动的台阶式位移一般都被抹平了。目前的 GPS 技术尚不能分辨这种小尺度的滞滑位移。

在岩石中难以探测到应力 - 应变的连续变化, 却可探测到应变台阶式突变 [33,34]、“阶跃”[35,36]和“毛刺”[37], 以及叠加在固体潮信息上的小跳变 [4,38], 均是岩石层块作滞滑移动的证据。滞滑移动引起的岩石中不同形式应力或应变跳变的形态和原因将在后面讨论。

GPS 测量得到大范围地块运动速率和方向分布, 各地块移动量不相同, 并有方向改变, 有些地块则基本不发生移动, 这些可从图 6 和图 7 看出, 前面也作了说明。虽然 GPS 测量给出的是大地各处运动方向和累积移动量, 但基本表明了岩石层块力

链传播和分布的特征。

另一方面, 实际观测到的有些大地震的前兆信息可以传播很远, 达 10^3 km 量级, 如土层沙坑中应变测量 [39]、地下水位观测 [4,38] 及岩石中的应变阶跃观测 [36] 等。这些地震前兆信息不可能是整块岩石中的应力和应变的传播, 因为岩石的弹性模量很大, 且应力 τ 与距离 r 的关系是 $\tau \propto r^{-1}$, 岩石中应力和应变不可能传播很远距离。地震前兆信息只能是以岩石层块滞滑位移和力链形式传播, 逐步传播到很远距离。将岩石层块看作颗粒, 10^3 km 量级不过仅是一二十个颗粒而已。

上面列举的观测事实和分析表明, 岩石层块运动的主要形式是滞滑移动, 地块移动符合颗粒物质力链传播和分布的一般特征。滞滑移动的普遍存在表明, 一般岩石层块所受的摩擦阻力并不大, 后面还将说明。

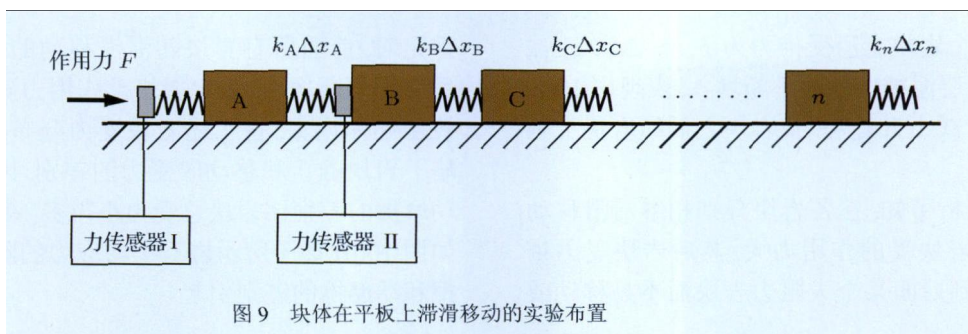


图9 块体在平板上滞滑移动的实验布置

并不是说岩石层块滞滑移动就一定是地震前兆, 只有在外力和阻力作用下, 通过岩石层块滞滑移动和压缩断层泥逐渐积累能量, 并形成力链. 当力链上能量积累到一定程度以后, 力链分布和传播的信息才是地震前兆, 这是下面将详细讨论的问题.

5.3 滞滑移动和力链传播的模拟实验^[30]

为了获得对岩石层块滞滑移动和力链传播规律的认识, 我们以一维模型进行力链上滞滑移动、力的分布及传播的实验和分析.

将一组以弹簧连接的金属块体放在平板上, 如图9所示. 类比实际岩石层块和断层泥组成的体系, 弹簧代表断层泥. 各块体后弹簧弹性力分别以 $k_i \Delta x_i$ 表示, k_i 为弹性系数, Δx_i 为形变量, 块体所受下平板的摩擦力为 F_{if} .

传感器 I 和 II 分别测量 A 和 B 上所受的力, 结果如图 10(a) 所示. A 所受的力为 $F_A = F_{Af} + k_A \Delta x_A$. A 移动时压缩弹簧的力施加在 B 上, 作用力为 $F_B = k_A \Delta x_A$ 呈现台阶型单调上升, 如图 10(c) 所示. 当 $k_A \Delta x_A = F_{Bf}$ 时, B 开始滞滑移动. 由于 A 和 B 均可发生滞滑移动, $F_B = F_{Bf} + k_B \Delta x_B - k_A \delta x_A$ 式中 $-k_A \delta x_A$ 为 B 移动时前面弹簧松弛的影响. $k_B \Delta x_B - k_A \delta x_A$ 可以为正、负或零. 因此, B 所受力呈现复杂变化, 如图 10(d) 所示, 与 B 不动时力呈台阶型单调上升有明显不同. 同一时刻总是 $F_A > F_B$.

A 和 B 块体位移时其间距的变化由图 10(b) 示出, 表明间距也呈现出复杂变化, 这可说明图 8 中滞滑移动台阶非单调变化的原因.

对于如图 9 所示 n 个块体组成的体系, 所有其他块体上受力的情况类似上述 B 所受作用力的变化规律. 第 i 个块体固定不动时受力为 $F_i = k_{i-1} \Delta x_{i-1}$, 随滞滑移动呈现台阶型单调上升, 如图 10(c) 所示. 当 $k_{i-1} \Delta x_{i-1} \geq F_{if}$ 时, 第 i 个块体发生移动, 作用力为 $F_i = F_{fi} + k_i \Delta x_i - k_{i-1} \delta x_{i-1}$, 呈现复杂的阶跃变化, 这是因为其前后块体均可

发生移动所致, 如图 10(d) 所示. 利用这种作用力变化的特征可以判定块体本身极其邻近块体是否发生移动.

5.4 地震前兆传播规律

实际地壳岩石层块的滞滑移动和力传播必然遵从上述实验类似规律. 将岩石层块受到的等效摩擦力和等效阻力分别用 F_f 和 F_r 表示. 只有在第 $i - 1$ 岩石块体开始发生移动后第 i 个岩石块体才受力, 移动引起的阻力变化增量为 $\Delta F_{r(i-1)}$. 第 i 个岩石块体上的作用力, 在它未发生移动时为 $F_i \approx \Delta F_{r(i-1)}$, 已发生移动时为 $F_i \approx F_{fi} + \Delta F_{ri} - \delta F_{r(i-1)}$, 其中 $-\delta F_{r(i-1)}$ 为此岩块移动时前面断层泥松弛的影响. 这两种情况的特征分别如图 11(a) 和 11(b) 所示. 所有 F_i 均呈现随岩块移动和断层泥被压缩而增大的趋势. 而且, 总是有 $F_{i-1} > F_i$. 因此, 当各岩块分别相继滞滑移动时, 各岩块上的力必然逐次减小. 图 11(a) 示意沿着岩石块体组成的力链上某一瞬态力的分布, 这里假定同一岩块上的所受力分布均匀 (实际上不均匀). 其中第 n 个岩块不移动, 所受前方推力 $F_n \approx \Delta F_{r(n-1)}$, 随其前面的断层泥被压缩而呈现单调台阶式上升趋势. 第 n 个岩块后区域不受力.

若第 n 个岩块锁定不动, 前面从 j 到 $n - 1$ 岩块间的断层泥被逐渐压缩, 它们的弹性模量增大到与岩石弹性模量相当时, j 到 $n - 1$ 个岩块将组合成整体作同步滞滑移动. 这些岩块上的作用力都很大, 为

$$F \approx \sum_{i=j}^{n-1} F_{fi} + \Delta F_{r(n-1)} - \delta F_{r(j-1)}.$$

若近似认为各块体上的力相同, 用图 11(b) 示意. 其中 $\Delta F_{r(n-1)}$ 为这些岩块整体滞滑移动时作用力的增量, 即第 $n - 1$ 个岩块后面断层泥阻力的作用, $\delta F_{r(j-1)}$ 为整体滞滑移动时 j 岩块前断层泥松弛的影响. F 也应呈现出如图 10(d) 所示复杂阶跃变化

的特点. 第 n 个岩块上所受力为 $F_n \approx \Delta F_{r(n-1)}$, 随其前面的断层泥被压缩而不断增大, 表现出 10(c) 所示单调台阶式上升趋势. n 岩块之后的岩块上则不受力.

从上面分析可知, 在各岩块分别相继滞滑移动情况, 前面的岩块受的作用力大, 其后岩块受力依次减小. 当遇到后面某个大阻力岩块而不易移动或

锁定时, 前面所有岩块随滞滑移动的逐步积累, 所受阻力不断增大, 锁定岩块上作用力随其前断层泥被压缩而增大. 在上述岩块受力分布的分析中, 忽略了岩块静止和移动时受力的差别, 因为静摩擦和动摩擦的差别比岩块总受力小得多. 在实际观测中, 如图 10(d) 插图所示岩石中的应力的阶跃正是静摩擦和动摩擦的差别引起.

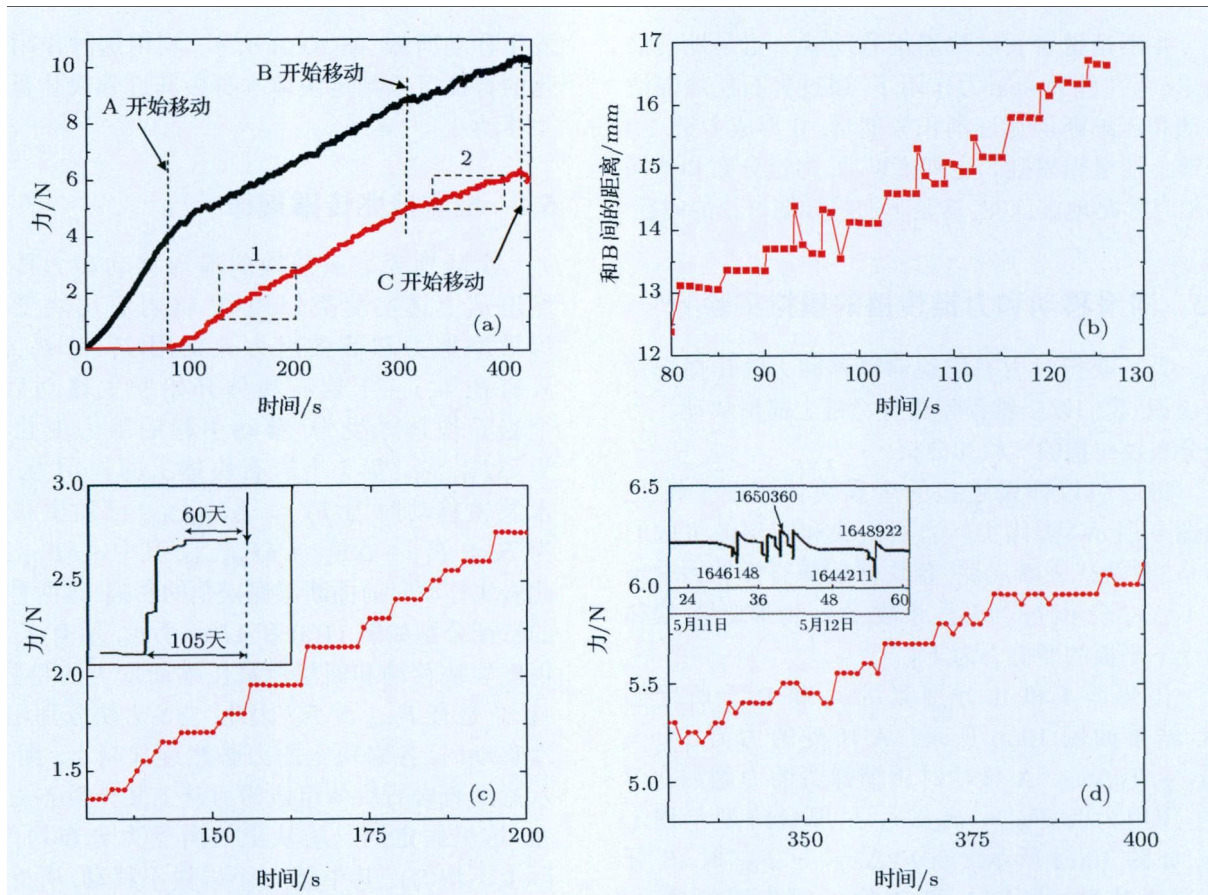


图 10 (a) A 和 B 块体上的作用力; (b) A 和 B 块体位移时其间距变化; (c) 图 10(a) 中虚线框 1 的放大图, 插图为岩石中探测到 1987 年 1 月 24 日新疆乌什 6.4 级地震的前兆应变阶跃 [33]; (d) 图 10(a) 中虚线框 2 的放大图, 插图为岩石中探测到 2008 年汶川 8 级地震前的应变阶跃 [35]

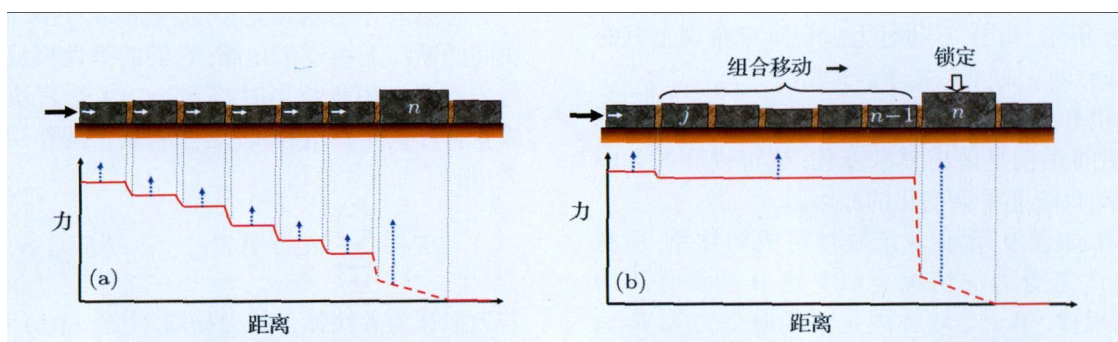


图 11 (a) 各岩块分别滞滑移动时, 某一瞬态各岩石层块上力的分布; (b) 第 n 岩块锁定, 前方岩块组合同步滞滑移动时作用力分布. 图中虚线箭头示意作用力增大趋势

现在用图 11(a) 来分析各岩块开始受力和移动的时间. 若各岩块均顺序移动, 从第 1 岩块开始移动起逐次传播, 则第 n 个岩块开始受力的时间为

$$t_n(F) \approx \sum_i^{n-1} \Delta t_i - \Delta t_{n-1} + t_{ad},$$

开始移动的时间为

$$t_n(S) \approx \sum_i^{n-1} \Delta t_i + t_{ad},$$

其中 Δt_i 为第 i 个岩块位移延续时间, t_{ad} 为附加时间. 在实际过程中, 由于岩块大小不同, 所受到摩擦力和阻力均有差别, 并非所有岩块均顺序移动. 在某个岩块移动暂停时, 前面一些岩块间的断层泥还可能进一步被压缩, 岩块发生相对移动, 直至影响到第 n 个岩块. 此情况下作用力和移动传播时间延迟行为复杂, 图 8 中滞滑移动的时间可以持续数小时或更长, 不同于我们用金属块和弹簧实验的滞滑移动, 就是例子. 我们暂不考虑附加时间的具体情况, 只用 t_{ad} 表示可能的附加时间. 第一岩块开始受力并移动后, 信息传播到不同距离岩块的时间不同, 到较远距离岩块所用的时间较长, 同一岩石层块本身各处的移动基本同时发生.

在分析前面一维岩石链受力、移动和传递过程的基础上, 再来看二维地壳岩石层上力的分布和传播. 当一个岩块受大地构造力作用, 其形状和其他岩块的布局决定了地震前兆信息如何产生和传播. 例如图 4 所示的一种组态类型, 形成两个分支力链传递. 力链上的作用力大, 靠近力链边界的岩块也会受剪切作用, 而其他不在力链及其附近的岩石块则受力很小或不受力. 岩石层块受推力时, 通过挤压断层泥, 渐次使其它岩石层块发生移动. 图 4 右上角标记为 N 的是大面积岩块, 使此力链受到大阻力, 甚至锁定不动, 导致右方力链积累的力比左方的岩石链受力大得多, 而且随时间不断增大. 这种情况下, 断裂或错动很可能发生在此岩石链的薄弱部分.

在以上模拟实验和讨论中只涉及到块体受力挤压断层泥的情况. 实际过程还会有块体错动发生, 断层泥产生剪切形变, 在观测中可以区分, 不再详细说明.

5.5 地震前兆信息的探测

地震前兆信息的探测首先是要观测和判定积累能量的力链及其状态, 通常所能观测到的异常变

化可给出有用资料. 岩块的滞滑移动、力链分布、岩块锁定及组合、岩块中力的积累等均可通过直接或间接观测获取, 构成有效前兆信息. 一些大地震的前兆信息可传播很远, 传播时间可持续数月或更长. 只要探测点足够多, 断层边界相对位移 (“蠕变”) [31] 测量、土层沙坑中应变测量 [39], 地下水位观测等均可能给出岩块的滞滑移动和锁定、力链分布的信息, 同时给出信息传播时间次序. 如, 地震前观测到的地下水位异常由外围向震中转移的现象 [4] 就是前兆时间次序的表现. 岩石中应力 - 应变阶跃观测 [33-37] 可识别岩块是滞滑移动还是锁定. 若观测到非单调上升的阶跃, 且应变阶跃值变化很小, 如小于 10^{-6} , 则表示岩块仍然滞滑移动, 在此岩块之前的力链上暂时不会发生地震. 若观测到单调上升的阶跃 [33], 表明此岩块已锁定不动. 当应力阶跃持续增大到足够高时, 则在附近岩块区域将可能发生地震. 岩块受压作用力很大和即将发生地震 (破裂或错动) 时, 特别是大地震, 除可观测岩块应力 - 应变单调上升的阶跃外, 还会产生其他次生效应的前兆现象, 如电磁、电离和次声波等. 从而对发生地震的可能性进行判断.

用瑞利波 [40]、地电、电磁、重力等 [4,38] 探测方法也可以获得有用的前兆信息的分布和变化, 这些信息取决于地层被压缩的程度. 非力链区域观测不到前兆信息, 这些区域不会发生地震.

前兆信息探测采集数据均须以尽量短的时间间隔, 如以秒或分钟值记录为好, 至少不应该将数据作天以上的平均取值. 若有足够多的探测点, 就可以获得前兆到达各处的即时信号, 包括方位、区域、时间、变化大小等较完整的信息, 并可区分不同前兆的来源.

观测到岩块的滞滑移动并非就是地震前兆信息, 但地震前兆信息必定以滞滑移动和力链形式传播, 要根据以上所述的综合观测结果, 判定力链的形成、分布和能量积累情况.

5.6 地震前兆与地震发生的关联

地震孕育到地震发生的全部运动过程包括: 大地构造力对岩块的初始作用、岩块的滞滑移动、岩块力链分布和传递、岩块锁定及组合、岩块的断裂或错动 (即地震发生). 已有的大量探测事实说明, 这些过程大部分可以直接或间接地探测到, 形成有效前兆信息. 关键是探测和确定岩块滞滑移动和岩块力链上能量的积累过程, 用前面所述原理

和方法可以判定. 主要特征和探测要点是: 前兆信息力链传播, 必然分布不均匀, 各地前兆信息差别很大; 一些大地震的前兆信息可在 10^3 km 范围用不同方法探测到; 断层边界“蠕变”测量得到的跳变式相对位移, 即为岩块的滞滑移动; 在岩石中难以探测到与屈服相应的应力-应变变化, 却可探测到“阶跃”, 可判断滞滑移动、力链分布、岩块组合移动及锁定; 地下水位上升或下降表明地层受挤压和岩块滞滑移动; 土层沙坑中探测岩石块移动和断层泥压缩引起的土层形变; 瑞利波、地电等也可反映受压地层密度或弹性模量的变化. 若能设立系列探测点, 根据所提出原理, 则可获得有效的地震前兆信息. 称之为有效前兆信息, 是由于所有这些地震前兆信息均有明确的物理机制, 能够用已有方法进行探测获得其变化规律, 并可与地震孕育到发生过程建立联系. 还有一些其他前兆迹象和可能发展的探测方法尚需进一步研究和认识. 具体探测过程中, 全面掌握资料和分析十分必要, 下面作简要说明.

当力链上的岩块可分别发生滞滑移动时, 岩块本身受力一般不大, 因为岩块所受摩擦力较小, 其原因将在后面说明. 然而, 随着发生滞滑移动岩块的增多, 力链不断伸展, 力链前部的岩块上受力逐步增大, 力链上各岩块上力的分布如图 11(a) 所示, 从前向后逐次减小. 若岩块本身及后面岩块均发生滞滑移动, 此岩块所观测到的阶跃会表现出复杂形式, 类似图 10(d) 所示. 可测量得到岩块中阶跃型应变、毛刺或固体潮信息畸变等, 每次阶跃应变量约为 10^{-8} — 10^{-7} [34—37], 只相当于 10^{-2} 大气压的应力变化. 阶跃的大小与观测点所处位置、层块移动情况及局部环境有关, 反映了静摩擦力和动摩擦力区别, 以及所受阻力的变化.

若岩块已经锁定, 可能积累很大作用力, 前方岩块的滞滑移动压缩断层泥使在此岩块中可测量到单调上升的阶跃式应变, 这时附近很可能将发生地震. 蒋靖祥等 [33] 对新疆乌什 6.4 级地震前兆应变的观测是一个典型的例子, 如图 10(c) 中插图所示. 他们的岩石应变探测点距震中 24 km, 从地震前 105 天开始发生台阶型单调应变跳变, 累积应变量达到 10^{-4} , 到震前约 60 天内基本不再增大, 1987 年 1 月 24 日便发生了乌什 6.4 级地震. 若该观测事例能给出相邻岩块区域的探测数据, 则不仅可确定此岩块本身不发生滞滑移动, 还可判断其他岩块的移动和受力分布, 获得更完整的前兆信息.

从各岩块受力和动作的时间分析可知, 在驱动

力持续作用下, 岩块开始受力并移动后, 信息传播到不同距离探测点的时间不同. 由于各岩块每次滞滑位移值多数为 10^{-6} — 10^{-3} m 范围, 每次滞滑位移又有不等的时间间隔. 通过岩块滞滑位移、断层泥压缩, 一步一步不均匀地逐次向后传递, 还会有其他复杂附加延迟. 因此, 地震前兆信息积累和传播到达探测点的时间可以为数月, 甚至数年. 一般来说, 到较远距离所用的时间较长. 很显然, 由于地质状况的复杂性, 以及力链分布和传播特征, 在不同地点或不同时间观测的前兆信息的大小和形态一般不会相同.

GPS 测量可以给出地层移动大致的方向和移动量, 并不表示应力-应变真实关系, 不能用于诸如能量积累等的估算, 目前的分辨率也不足以给出地震前兆信息. 如何区分力链和滞滑移动前兆与 GPS 观测到的大地移动的背景, 以及区分不同地震引起的前兆信息, 是值得注意的问题. 通过对足够多探测资料和地质结构的全面分析, 应是可以确定的.

用多种地震前兆观测方法相配合, 通过综合分析不同探测点采集到的数据, 可获得岩块受力-移动-断层泥形变, 以及力链形成和变迁的分布和时间全过程, 即可获得地震孕育到发生的比较完整的信息. 这些观测对预测地震发生的区域和时间有重要价值.

6 中源和深源地震的成因

震源深度为 10^2 km 量级的深源地震成因是长期以来困惑地震学家的问题 [2,41,42]. 斜插和潜没到地幔区域的岩石层块因高温而软化, 不太可能像浅源地震那样因岩石断裂而产生. 尽管人们曾提出几种不同假说, 试图解释其物理机制, 均因缺乏可信的依据而未得到普遍认可 [2,41,42].

我们认为, 由于下插岩石层和地幔均为大尺度离散颗粒态物质, 下插的岩石层块运动过程中可能发生堵塞-解堵塞转变 [12,13], 这种转变的能量变化是引发深源地震的根源.

下插板块可达 10^2 km 量级深处, 岩石层块边缘缓慢熔化, 熔化部分的比例随下插深度而增大, 大岩石层块也可能分裂成较小岩块. 这些在潜没区域的下插岩石层块, 以及周围的地幔中的岩石块, 大小不同, 形状各异, 尺度可大到以 km 计, 应看作大尺度颗粒物质体系. 它们缓慢运动, 处于密集流状态. 它们运动过程中可能遇到某些大的障碍物, 如地壳岩石向下的延伸体、大尺度固体岩块或密

集岩块团等. 使下插岩石层某些部分发生阻塞, 流速减低, 即通常所述的瓶颈效应. 这种受阻的典型状态如图 12 所示, 其中 A 和 B 表示阻挡物, d 为形成堵塞时通道的开口宽度.

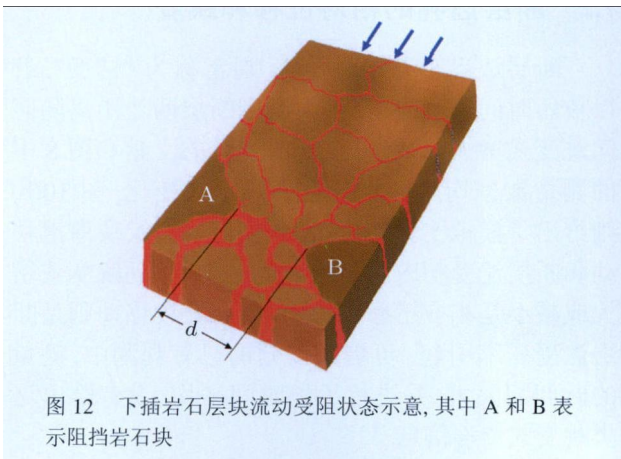


图 12 下插岩石层块流动受阻状态示意, 其中 A 和 B 表示阻挡岩石块

随着时间的推移, 由于后方的推力不断积累, 岩石层块熔化部分不断增多, 岩块分裂, 或软化、相变及化学过程等原因, 使被阻塞岩块尺度减小或开口 d 突然变大, 这些变化均可满足阻塞态到流动态转变条件^[12-15]. 就如同泥石流突破缺口, 流量突然变大, 引起能量的突然释放. 从图 2 可看出, 在表示流量改变的 $A-B-D$ 曲线上, d 突然变大, 由 d_1 突然变为 d_2 , 导致流量的突然增大, 引起运动能量的增大为 ΔE . 考虑到实际下插的岩石层块运动非常缓慢, 被阻塞时必定 v_0 接近于 0. 转变时能量改变可近似用 $\Delta E \approx mv^2/2$ 表示. 我们举例来估计岩石层块动能的变化. 设 $d = 30$ km, 岩块厚度 10 km, 解堵塞后流动的岩石层长度为 10 km, 其中熔化部分为 10%. 岩石密度为 3000 kg/m³, 解堵塞后流动速度为 $v = 1$ m/s, 即相当于人的步行速度. 则可得 $\Delta E = 4.5 \times 10^{15}$ J, 这一能量释放已可引发一次 7.2 级深源地震 (7 级地震能量为 2×10^{15} J). 由此可见, 被解阻塞岩块的体积, 及其解阻塞后流动速度值决定了释放能量的大小, 即决定了深源地震的震级. 如前已经说明的颗粒流那样, 当颗粒浓度减小, 或颗粒尺寸减小, 或开口尺寸增大, 或作用力增大, 堵塞 - 解堵塞转变均可发生^[12-15]. 假如解阻塞岩块的面积很小, 或流动速度改变很小或很慢, 则这些流动态的变化可能形成小地震, 或慢地震.

地震也可发生在没有斜插板块的地幔区域. 由于地幔为大尺度离散颗粒态物质, 在地壳下处于缓慢密集流状态. 受到地壳延伸体, 以及其他固体岩块阻挡, 也会发生堵塞 - 解堵塞转变. 这些地震可以发生在离地壳较近的地幔区域, 一般称为中源地震.

前已指出, 只要满足转变条件, 即可能发生堵塞 - 解堵塞转变. 这种转变与深度无关, 只是在很深处, 如超过 1000 km 时, 岩石熔化部分增多, 即岩石块浓度变低, 再难以形成堵塞了. 堵塞 - 解堵塞转变过程产生大范围岩块流动, 这种流动存在切变作用, 必然也可探测到切变波. 源于颗粒流动堵塞 - 解堵塞转变的地震机制, 与地壳突然断裂的引发的浅源地震机制很不同. 重新建立堵塞需要较长时间积累, 因此中源和深源地震往往很少观测到有余震. 另一方面, 这种堵塞 - 解堵塞转变如交通流一样, 其统计性质具有幂次规律, 即深源地震也必然遵从 Gutenberg-Richter 定律.

7 地震学中若干现象的解释和讨论

一些地震学的专著^[2-4], 以及已发表的有关地震的大量论文中, 均提出了不少难以解释的地震学观测现象和疑问. 若用颗粒物质运动规律和我们前面提出的观念, 这些问题则易于理解. 前文中已有一些讨论, 下面就若干主要现象的产生机理作简要阐述.

7.1 地震前兆与岩石破坏机制不一致

人们常以岩石加压实验及其破坏过程为基础, 推广到地壳的形变和破裂, 作为地震孕育和发生的基本物理模式^[2-4], 并提出了多种假说或模型. 根据连续介质观点, 地震前岩石中必然有应力 - 应变的积累, 应可观测到类似固体压缩形变、屈服的变化曲线, 地震发生后应力 - 应变则会随之释放. 不少人试图寻找与岩石破坏过程相应的地震前兆信息, 观测结果却不能如愿. 实际观测发现, 地震前兆并非遵从岩石的应力和应变传播规律, 与岩石破坏机制不一致, 没有探测到与屈服相应的前兆现象, 地壳应力同震变化很小^[32,35], 却可观测到“阶跃”^[33,37].

根据颗粒物理原理, 前兆信息主要以岩块滞滑移动、断层泥压缩或剪切形变和力链方式传递, 无论是其幅值和速度均不对应固体应力 - 应变关系. 同时, 力、地层、环境都不均匀, 传播路径和弛豫行为也不一致, 同样作用力会在不同时空范围产生不同的效果. 因此, 地震前兆信息与岩石破坏机制必然不一致, 同一地震的前兆在各处探测的结果会有明显的区别.

岩块滞滑移动普遍存在表明, 岩石层块与

地幔间摩擦力比固体间的摩擦力小得多. 我们先用例子从反面来说明岩块移动时受到的摩擦力不大. 假若岩石层块与地幔之间发生类似固体间的摩擦作用, 取摩擦系数为 0.2, 对于面积为 $100 \text{ km} \times 100 \text{ km}$ 、厚度为 10 km 的岩石层块, 若取其密度为 $2.75 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$, 则所要克服的摩擦力达 $5.5 \times 10^{17} \text{ N}$, 即在岩石层块端面受到的平均应力约为 0.55 GPa . 如此大的应力已超过岩石抗压极限 (约 0.1 GPa [3]), 岩块端面处将被挤碎. 岩石层块与地幔间摩擦阻力小的可能原因是: 一方面, 地幔的密度比岩石层的密度大, 流动性也较强, 在地壳和地幔间可能存在低摩擦系数边界, 这是由于地壳和地幔长期相对运动造成的; 另一方面, 由于重力作用, 地壳下部压强很高, 如 10 km 深处约为 0.3 GPa , 超过岩石屈服强度, 可能导致剪切强度大大降低, 形成易于滑移的剪切带, 以至岩块移动时受阻力小. 在以上讨论中我们忽略了岩石层块边界的摩擦阻力, 因为边界断层泥摩擦阻力相对较小. 在实际过程中, 也可能是地幔流动推动岩石层块运动. 在这种情况下, 是岩石层块边界的摩擦阻力导致岩块产生滞滑移动. 无论是那一种原因引起岩石层块滞滑移动, 均说明岩石本身的应力不会很大. 关于岩块移动阻力的具体情况仍是应该深入研究的问题.

在距岩石破裂点较远处, 岩石中应力或应变至少减小 r 倍, 岩石中不太可能观测到较明显的应力或应变的连续变化现象. 岩块本身滞滑移动时, 可观测到内部的应变“阶跃”, 主要来自静摩擦和动摩擦力差别的贡献, 应变一般量为 $10^{-9} \sim 10^{-7}$ [35,36], 约为 10^{-2} 个大气压量级, 相当于岩石中固体潮应变变量. 在距震源较远处, 则可观测到内部有较大的单调上升“阶跃”应力前兆, 这是岩块本身锁定不动, 前方其他岩块滞滑移动所引起. 1987 年乌什 6.4 级地震距震中 24 km 岩石中应变观测提供了很好的例子 [33]. 他们观测到应变台阶型跳变累积达到 10^{-4} , 即岩石中应力约为 5 MPa , 仍远低于岩石的抗压强度. 根据层块应变“阶跃”的不同特征, 可以判别层块处于“移动”状态或“锁定”状态, 以及力链中此岩块附近岩块的活动状况.

地质构造状态决定了岩石应力分布很不均匀. 而且, 地震常常是断层错动, 或者是局域岩石破裂, 只有在破裂岩石处很小区域才可观测到很高的应力, 可用屈服强度表述. 这就是为什么实际观测到

的岩石应力往往比岩石破坏实验值低得多的原因. 因此, 地震前兆产生和传播一般不遵从岩石的应力-应变关系.

7.2 断层边界的相对位移和跳变

断层边界距离相对变化, 通常称为“蠕变”, 若以较短时间间隔测量, 可观测到断层两边距离随时间跳变式增大或减小. 在前面列举的文献和图 8 中的测量数据均对应这种这种跳变式变化, 图 10(b) 则给出了模拟实验结果. 这些正是岩石层块滞滑移动和断层泥受相应压缩的表现. 滞滑移动跳变式增大或减小是相应于摩擦力作用, 而连续移动则是断层泥受压缩引起. 可惜大部分的已有观测中, 测量的时间间隔大, 并进行了长时间平均, 没有给出这类跳变式位移信息.

断层边界的跳变式位移测量对地震前兆探测很重要, 应十分关注. “蠕变”这一概念来源于固体材料性质, 指应力保持不变条件下, 应变随时间而变化的现象, 显然不能反映所测量到的真实情况, 应将“蠕变”测量改述为“滞滑移动”测量.

7.3 前兆信息传播很远, 分布不均匀

从土层沙坑、地下水位、岩石应变和地电等的观测可知, 一些大地震前兆信息可传播 10^3 km 量级 [4,36,39,43-45], 这是力链传播的必然结果. 将岩石层块作为颗粒, 一二十个岩石层块构成的力链尺度即可达 10^3 km 量级. 力链外的区域不会有明显的前兆信息, 因此, 前兆信息分布一定不均匀. 然而, 通过观测前兆信息的不均匀分布和时间差别, 却可获得层块力链分布以及运动传播时间次序的有用信息. 需要说明, 地震会在力链某处发生, 我们所说前兆信息传播很远, 是指力链传播范围, 这种能量积累过程的信息在地震发生前可观测到. 对于大地震, 在离震源很远处事先即可获得前兆信息.

7.4 大尺度地层运动

一些观测表明, 可发生大尺度层块同步运动 [46], 记录到相距 $10^2 \sim 10^3 \text{ km}$ 量级的地层边界几乎同时移动, 力或波不可能达到如此快的传播速度. 显然, 这是一个大岩石层块或组合层块的整体滞滑位移所致. 由于此大尺度层块集团内的压缩形变不均匀, 可引起边界端点运动出现的时间差.

7.5 地下水位的升降和跳变

地震前兆之一是地下水位发生异常动态上升、下降变化,表现为跳变或缓变^[4].这些不同的现象是如何产生的,一直未能给出合理的解释.用颗粒物质挤压膨胀特性和上面所提出的前兆信息传播模型容易说明其原因.若探测点附近那些岩石层块原来处于松散状态,受挤压后会使其区域总体积收缩,排挤地下水,则水位上升.若地层处于密集状态,则施加作用会使其体积膨胀,空隙增大,致使地下水位下降.不同地区和不同时段探测的结果不会相同.地下水位跳变或缓变应与探测点附近岩石层块的滞滑移动量相对应,较大的滞滑位移必定使地下水位发生较大跳变.若滞滑位移步距变化很小,或层块连续移动,则地下水位表现为缓变.地下水位变化前兆信息一般只在力链及附近区域才可观测到.

7.6 地震空区

在很多情况下,较大地震发生前,观测到周围区域会多次发生较小的地震,称之为地震空区现象^[1-4],发生的地震也可呈条带分布^[3,4].这种现象的出现容易由前述的观点来解释.由于地震发生在力链上,而且力链上能量的积累是持续和缓慢的过程,其分布的形态可长时间保持相对稳定.在实际地层中各断层形状和结构很不相同,分布交错,边界参差不齐,因而力链上各处的作用力和抗破坏抵抗力都不均匀.能量积累过程中,地震必定首先发生在此力链某地质薄弱地区.随着能量积累继续增大,附近次薄弱地区可能相继发生更多的系列地震,直至以更大的地震释放能量.就如同我们持续挤压多个抗压强度不同的物体所能观察到的现象.事实上,并非大地震一定发生在多个小地震所包围的空区,也可能在其他附近区域,即所谓“假空区”^[3].地震条带分布也显现了力链上能量持续积累和释放的特征.是否产生地震空区现象,以及发生系列地震的分布、时间间隔和震级大小,完全取决于力链上能量积累和地质状况.有些大地震出现系列前震,也可看作一类空区现象,仅是地震发生的时间间隔很短而已.

7.7 地震在同一地区重复发生

在历史上同一地区常会重复发生地震^[1,4].前面已经说明,由于地震发生在力链上,力链上能量

积累持续而缓慢,其分布形态可长时间保持相对稳定.某地区发生一次地震后,若引起地震的力源依然存在,地质环境的阻力和地层相对稳定,经过若干年能量积累,必然还可能发生地震.这也类似空区现象,由于积累能量时间很长,常导致较大地震.地震大小决定于当时的能量积累和附近区域地质结构状况.

7.8 震前平静

临震前常存在似乎看不到前兆信息变化的“平静”现象,其实这只是地震孕育过程及其前兆信息的表现之一.由图 11(b)可知,若数个岩块逐渐组合并锁定不动,表明岩块间的断层泥的弹性模量增大到与岩石弹性模量相当,这时观测不到这些岩块间的相对移动,用地下水位等方法观测不到明显的前兆信息,似乎处于“平静”状态.整个组合岩块受到的力还继续增大,在某岩块中可观测到应力单调台阶式跳变上升,持续一段时间后发生地震.

图 10(c)插图表示的乌什 6.4 级地震前兆应变即是典型例子^[33].从地震前 105 天开始,岩块本身不移动,即附近观测不到与滞滑移动有关的前兆信息,可认为是平静阶段.而此岩块内部应力则是台阶式增大.到地震前约 60 天时,内部应力基本不再进一步明显增大,在此岩块内部也似乎是“平静”了.其实,这时岩块已处于临界状态,随时可发生断裂或错动.这里,105 天和 60 天是两类不同的平静期.

在土层沙坑中探测地震前兆信息事例中^[39],多数事例观测到震前测量应变值有较大下降,这是因岩块组合并锁定不动而引起.当探测点处岩块位移停止时,沙坑中探测器不再受到土层持续形变的作用,探测器外筒的弹性恢复力和周围沙子随时间的松弛,使探测器逐渐还原到初始状态,致使观测到的应变降低.沙子的弛豫行为是复杂的问题,还待深入研究.

因此,临震前“平静”现象是力链岩块锁定不动,只有在即将破裂地层附近可能出现某些前兆,在稍远处一般探测方法看不到前兆信息变化的表现.

7.9 地震震源通常在地壳较深处

浅源地震的震源深度是普遍关心的问题之一.我国的大陆地震震源深度大部分为 10—20 km 左右^[3,47].为什么地震发生在如此深的地方,而不发

生在离地表较浅处?其原因可解释如下.

前已说明,断层间的断层泥是颗粒态物质,作为大量颗粒体系,其等效弹性模量近似正比于 $\phi^{2/3}\tau^{1/3}$, ϕ 为体积分数, τ 为施加应力.在断层中,由于重力作用,压强随深度近似线性增大,断层泥中亦如此.若视断层泥为各向同性,忽略体积分数和其他因素变化的影响,即可近似认为断层泥等效弹性模量随深度变化正比于 $(\rho h)^{1/3}$,其中 ρ 为断层泥平均密度, h 为深度.从而能粗略估算断层泥等效弹性模量随深度变化关系.若 $\rho = 2 \text{ g/cm}^3$,可得断层泥中重力引起的压强在10 m深处约为0.2 MPa,在10 km深处约为200 MPa.第2节已述,对于较实的沙子等效弹性模量约为100 MPa,若近似认为地表下10 m处断层泥的等效弹性模量为此值,则可算出在10 km深处断层泥的等效弹性模量约为1 GPa,即比地表处高了约10倍.深处断层泥的实际等效弹性模量值可能比上述估算值大得多,因为其他因素如体积分数 ϕ 、密度 ρ 和材质等的影响^[11]没有考虑, ϕ 和 ρ 均应随深度增加而变大.因此,断层泥等效弹性模量随深度 $h^{1/3}$ 的增大关系只是其下限.

岩石层块滞滑移动挤压断层泥,由于深处断层泥弹性模量大,同一挤压位移会引起断层泥深部的应力大,至少呈 $h^{1/3}$ 关系,致使断层泥两边岩块深部受到比其上部大得多的水平作用力.在遇到大阻力或锁定岩块阻挡时,正是岩块深部受到横向挤压作用力大,导致地震一般发生在地壳较深处.这也解释所观测到的震级愈大,震源平均深度愈深的现象^[47],因为作用力的大小是影响地震大小的一个关键因素.当然,地震震级和发生具体位置还由震源区地质构造性质所决定.例如,深处作用力更大,震源深度为何不更深些?这可能是由于更深处断层泥的等效弹性模量因高温而降低了,或可能更深处地质环境不易发生破裂.

断层泥挤压引起的横向作用力上小下大,使浅层岩石中的应力或应变变化一定比深部小得多,这也是通常在岩石中(即使在1 km深处)观测到的前兆和同震应力或应变变化减小的重要原因.岩石层块滞滑移动的位移在地表仍是明显的,断层边界间距测量、以及土层沙坑中应变测量等均可给出有关这些位移的有用前兆信息.土层沙坑中应变就是由于滞滑移动挤压断层泥导致土层形变而引起^[39].

从以上分析还可知,岩石层块中存在上小下大作用力梯度造成的力矩,此力矩对地震发生有何影响,值得进一步研究.

7.10 地震前兆信息与震源的关系

地震发生后观测的地震波信息从震源向外传播,地震前兆信息是否也是从震源处向外扩散的呢?不是如此.前面的讨论已清楚表明,地震孕育过程以岩石层块滞滑移动和力链延伸传播和积累能量.因此,大部分地震前兆信息不是从震源处产生,这是地震形成的因果关系所决定.具体在何处发生地震,取决于力链上能量的积累和地质条件.就如同发生洪水灾害那样,降雨和上游水量情况是决定是否发生洪灾的根源,地势和堤坝可靠性是洪灾在何处发生的条件.预报洪灾首要的依据是降雨和上游水量情况.其实,天气预报也类似.对于地震而言,根据固体连续介质观点,必然认为“任何前兆只有当应力接近屈服应力时才会出现^[2]”,从而得出前兆信息由震源向外传播的结论.这是不正确的,恰恰会丢失地震孕育过程的大部分前兆信息.实际探测中,常常观察到“震前异常由外围向震中迁移、会聚,而震后异常由震中向外围扩散”的现象^[4].这种现象正符合我们前面颗粒物理原理对地震前兆产生机制的论述.只有当岩块受压作用力很大,处于将发生地震的临界状态时,在震源附近才可能引起应力持续增大,并可能引发其他次生前兆信息.若能探测到这种信息,将对临震预报很有价值.

7.11 地震前兆研究中连续介质观念和颗粒物理原理的本质区别

基于连续介质理论的传统地震学的主要基础是应力-应变关系和声波传播理论^[2,3],可用于地震波传播探测和研究.因为地层的构造不会对震波传播产生重要影响,这在前面已经说明.

岩石和断层泥是两类不同状态物质,地壳岩石层属于非连续结构的复杂集合态物质体系,在讨论地震前兆信息产生和传播这类准静力学运动问题时,必须作为不均匀颗粒物质体系来处理,连续介质观念不再适用.从引发地震大地构造力形成,到导致局域地区的能量分布、积累和集中,均应该用颗粒物理原理说明.在此基础上提出的前兆信息产生和传播模型可归结为:岩石层块滞滑移动,以力链形式分布和传播.前兆信息产生和传播形式、速度和分布规律不遵从固体连续介质的应力-应变关系.

用连续介质理论无法说明观测到的前兆信息与地震孕育到发生过程的物理关联,不能判断这些

前兆信息是否有效. 对于 Shearer^[2] 提出的“过去几十年里没有观测到任何大地震前有清楚的、可识别的前兆. 那么, 这是为什么? 为什么能量这样惊人的事件在大地震前没有检测到明显的前兆?” 问题. 回答就是: 过去基于连续介质理论认识地震前兆的观点不正确, 探测地震前兆的方法和对信息的理解也不合适, 无法正确探测和识别地震前兆信息. 连续介质观点也不能理解上面那些的地震学问题, 而颗粒物理原理则可以清楚地给予解释.

因此, 基于颗粒物理原理对地震前兆和地震孕育过程的认识与传统连续介质观念有本质区别. 地震所涉及的岩石层块数量不多, 对于这类较少数量颗粒组成的体系, 在理论上无法实现颗粒介质和连续介质两者之间的过渡.

8 地震的可预测性

关于地震预测问题, 陈运泰^[1] 作了比较全面的评述, 并指出“目前地震预测尚处于初期的科学探索阶段, 地震预测的能力、特别是短、临地震预测的能力还是很低的”. 已有的结果表明, 中长期地震预测基本不成功, 清楚的、确定的、有物理机制的前兆基本没有观测到.

我们根据颗粒物理原理对地震的新认识来讨论地震的可预测性问题. 地震的自组织临界现象是关于地震预测争论最多的问题之一. 自组织临界性所涉及的是长时间、大范围或群体性事件演化的非平衡态统计规律, 一般认为, 长时间内全球或大范围发生地震的统计性质符合自组织临界性的特征^[48]. 自组织临界性规律告诉我们, 不可能作出准确的中长期地震预测, 但得不出单个事件发生一定不可预测的结论. 事件达到临界状态和发生突变, 一定有其内在物理机制和演化过程. 进行预测必须满足两个基本条件: 第一, 对事件发生和过程的物理机制有清楚认识; 第二, 有合适监测方法和足够探测信息. 若对突发事件本身发生的物理机制和过程不清楚, 或无法在所涉及区域和指定时间范围获得足够的有效监测信息, 则无法实现预测. 交通堵塞问题是自组织临界性的一个典型例子. 若公路上车流密度高到某一程度, 道路上一定会发生堵塞, 堵塞的频度和程度符合自组织临界性规律. 人们不可预测整个道路上何时、何处发生堵塞. 但可通过对某一路段的严密监测来判断此处是否会发生堵塞, 因为堵塞机制清楚, 监测方法成熟. 在地震预测问题上, 若用连续介质观点来看待地壳岩石层, 必

定得出地震不可预测的结论. 原因有二: 其一, 不能对地震孕育过程中前兆信息产生和传播机制有正确认识, 难以实现有效探测; 其二, 将地壳看作“石板一块”, 地震灾变事件的关联长度必然很大, 即使有合适探测方法, 也不可能在整个地壳各处足够小的尺度设立足够多的探测点. 实际上, 对于更简单些的类似问题, 如在实验室做单块均匀岩石的断裂实验中, 也难以对发生断裂的确切位置作出预测, 更不用说对地震这样的复杂现象作预测了.

关于地震的可预测性争论中, 争论的一方将连续介质观念与自组织临界性联系在一起, 认为地震不可预测, 这是自然的; 而另一方则主要从地震研究发展的角度, 认为地震不是不可预测的. 关于两种观点的争论, 陈运泰^[1]、吴忠良等^[49,50] 已作了很好的评述, 这里不再赘述. 我们则以离散态颗粒物理原理来说明地震的孕育和发生的机制, 从前兆信息传播和探测等方面来说明地震的可预测性, 并讨论可能预测的程度.

根据颗粒物理原理和上面的分析, 可判定地震可能发生的范围是岩石层块组成力链的某个和若干断层, 这时发生临界转变的关联长度大大减小. 而且, 前兆信息的物理机制清楚, 传播路径和时间顺序基本可测, 因此, 在某个或几个断层的范围是否会发生地震应是可探测的. 若能在每个岩石层块布设探测点, 通过前述的多种方法观测岩石层块的滞滑移动和力链, 认识力链中位移、力分布和变化状态, 并对岩石层块内部应力阶跃类型进行区分, 则可以判断哪些区域将可能发生地震, 哪些区域不会发生地震. 若观测到岩石层块锁定和应力阶跃不断上升, 且积累到很高值^[33,34], 则附近区域将可能发生地震. 地震的大小取决于附近地层阻力和抗破裂强度, 与地质条件密切相关. 力链中滞滑移动和力链影响区域大小原则上与地震孕育能量积累有关, 是否可作为判断地震震级的依据, 尚需更多实际观测数据的检验.

根据我们上面的分析和目前的认识, 以及所能获得的观测资料, 判断发生地震的地点、地震大小和大致时间是可能的, 而判定准确时间则较困难. 是否可根据前兆信息、地质环境、各种临震效应和经验规律的综合分析获得确定的认识, 还需深入研究和大量的实际观测. 值得关注的是局域地层破裂或错动前附近区域产生的临震效应, 如在强作用力下地层产生的电磁效应等.

需要说明, 有些地震前兆信息出现后, 依然可能不发生地震. 至少有两种因素会导致这种可能

性:一是地幔驱动力在某些情况下减弱或消失,如局域地幔以很小的堵塞-流动转变释放能量;二是岩石层块力链的松弛,非均匀颗粒力链的弛豫或其他干扰可使力链减弱或消失,这也是颗粒物质的特性.例如,通过力链上某些岩石层块的滞滑移动可使已积累的能量逐步释放掉.慢地震^[51]可能就是这种松弛和能量释放过程而引起,此过程应该是可观测到的.另外,在临震状态下,其他地震或因素可能诱发地震,在实际观测中也应注意.

地震是极为复杂的自然现象,对地震的预测需要大量的投入和艰苦的研究积累.首先要正确认识地震孕育过程和前兆产生的物理机制,采取合适的探测和分析方法.还必需设立足够多探测点,在关注区域各岩石层块和断层至少设置一组合适探测仪器,并构成网络.同时,需要对我国断层等地质状况有更深入的了解.我们相信,在深入认识地震物理原理的基础上,通过大量观测资料积累和综合分析,可以逐步接近和实现地震预测的目标.我国是大陆地震灾害最严重国家,占全球陆地面积7%,在20世纪发生了占全球35%的7级以上大陆地震^[52].对于大陆地震,相对较易设立足够多探测点,并实现地震预测.而在海洋区域,则困难得多.

以上关于地震预测的讨论仅限于浅源地震.对于深源地震,由于目前还无法直接观测地幔区域的信息,难以获得其前兆和进行预测.

9 结论

由板块、断层和其间的断层泥构成的地壳岩石层,以及岩石块和熔融物质混合组成的地幔并非连续介质,应将它们看作大尺度离散态颗粒物质体系.本文以颗粒物理原理和已有观测事实为依据,对地震成因、前兆和可探测性等进行研究,获得了与连续介质理论不同的新认识.从颗粒物质作用力

及其运动不均匀的特征出发,提出了引发地震的构造力形成机制.地震的发生决定于驱动力、地块阻力和地层抵抗破裂能力三者的演化和竞争.地震孕育过程中,地震前兆信息以岩石层块发生滞滑移动并以力链形式分布和传递.通过模拟实验和分析阐述了力-移动-形变在地层中分布的表达形式和传播时间序.说明了地震前兆信息的主要特征及其与地震发生之间的关联,以及探测有效地震前兆信息的方法原理.用颗粒流动的阻塞-解阻塞转变原理解释了深源地震成因.根据颗粒物质性质和运动特征,对连续介质观点无法理解的若干重要地震学现象进行了解释.在对地壳离散态特性和地震前兆传播规律的认识基础上,探讨了地震的可预测性,认为通过设立足够和合适的监测,并采取正确的分析方法,在某个或若干断层的尺度范围是否会发生地震应是可预测的.

本文的研究表明,对于地震学中准静力学过程和地震在局域地区发生所涉及的不均匀运动行为,连续介质理论不再适用,必须以离散态颗粒物理观念处理.用颗粒物理原理与连续介质观念对地震成因、前兆和可探测性的认识有本质区别.

实现地震预测的关键是获得有效的前兆信息并认识其物理机制和规律,对于地震成因、前兆和可探测性的新认识,以及根据此认识采用合适和足够的方法探测有效地震前兆信息,对实现地震预测的目标十分必要.然而,地震是极其复杂的行为,实现对地震预测的时间、地点和震级三要素的准确判断,还需要做大量实际探测和研究工作.

感谢中国地震局车时给予的支持和建议,感谢王玉莹、佟晓辉、孙威、童彭尔、张彤、彭政、王学昭、吴耀宇、李寅闾、刘锐、沈容、翟永亮、李晨曦、牛小娟等的有益讨论和帮助.

- [1] Chen Y T 2007 *Seis. Geomag. Obser. Res.* **28** 1 (in Chinese) [陈运泰 2007 地震地磁观测与研究 **28** 1]
- [2] Shearer P M (translated by Chen Z L) 1999 *Introduction to Seismology* (New York: Cambridge University Press) [席勒 P M 著 (陈章立译) 2008 地震学引论 (北京:地震出版社)]
- [3] Chen Z L 2004 *Introduction to the Base of Seismological Method for Earthquake Prediction* (Beijing: Seismic Press) (in Chinese) [陈章立 2004 浅论地震预报地震学方法基础 (北京:地震出版社)]
- [4] Zhang G M, Fu Z X, Gui X T 2001 *Introduction to Earthquake*

- Prediction* (Beijing: Science Press) (in Chinese) [张国民,傅征祥,桂燮泰 2001 地震预报引论 (北京:科学出版社)]
- [5] de Gennes P G. 1999 *Rev. Mod. Phys.* **71** S374
- [6] Kadanoff L P 1999 *Rev. Mod. Phys.* **71** S435
- [7] Lu K Q, Liu J X, 2004 *Physics* **33** 629,713 (in Chinese) [陆坤权,刘寄星 2004 物理 **33** 629,713]
- [8] Duran J 1999 *Sands, Powders, and Grains, An Introduction to the Physics of Granular Materials* (New York:Springer)
- [9] Brace W F, Byerlee J D 1966 *Science* **153** 990
- [10] Burridge R, Knopoff L 1967 *Bull. Seismol. Soc. Am.* **57** 341

- [11] Agnolin I, Roux J N 2007 *Phys. Rev. E* **76** 061304
- [12] Liu A J, Nagel S R 1998 *Nature* **396** 21
- [13] Trappe V, Prasad V, Cipelletti L, Segre P N, Weitz D A 2001 *Nature* **411** 772
- [14] To K, Lai P Y, Pak H K 2001 *Phys. Rev. Lett.* **86** 71
- [15] Hou M Y, Chen W, Zhang T, Lu K Q, Chan C K 2003 *Phys. Rev. Lett.* **91** 204301
- [16] Zhu X H, Cai Y L 2006 *Advance in Earth Sciences* **21** 496 (in Chinese) [朱晓华, 蔡运龙 2006 地球科学进展 **21** 496]
- [17] Yang S D Ed. 2001 *An Outline of Earth Sciences* (2nd Ed.) (Hangzhou: Zhejiang University Press) (in Chinese) [杨树铎主编 2001 地球科学概论 (第2版)(杭州: 浙江大学出版社)]
- [18] Song X D, Li S T, Li Y C, Zheng S H, Xie X N 2004 *Earth Sci. J. China Univ. Geosci.* **9** 531 (in Chinese) [宋晓东, 李思田, 李迎春, 郑斯华, 解习农 2004 中国地质大学学报: 地球科学 **9** 531]
- [19] Li Z W, Xu Y, Hao T Y, Liu J S, Zhang L 2006 *Chin. J. Geophys.* **49** 707 (in Chinese) [李志伟, 胥颐, 郝天珢, 刘劲松, 张岭 2006 地球物理学报 **49** 707]
- [20] Helffrich G R, Wood B J 2001 *Nature* **412** 501
- [21] Teng J W 1996 *Introduction to Solid Geophysics* (Beijing: Seismic Press) (in Chinese) [滕吉文 1996 固体地球物理学概论 (北京: 地震出版社)]
- [22] Li Y H, Wu Q J, Tian X B, Zhang R Q, Pan J T 2009 *Chin. J. Geophys.* **52** 67 (in Chinese) [李永华, 吴庆举, 田小波, 张瑞青, 潘佳铁 2009 地球物理学报 **52** 67]
- [23] Dragert H, Wang K, James T S 2001 *Science* **292** 1525
- [24] Wang Q, Zhang P Z, Niu Z J, Freymueller J T, Lai X A, Li Y X, Zhu W Y, Liu J N, Bilhan R, Larson K M 2001 *Sci. China D* **31** 529 (in Chinese) [王琪, 张培震, 牛之俊, Freymueller J T, 赖锡安, 李延兴, 朱文耀, 刘经南, Bilhan R, Larson K M 2001 中国科学 (D辑) **31** 529]
- [25] Zhang P Z, Deng Q D, Zhang G M, Ma J, Gan W J, Min W, Mao F Y, Wang Q 2003 *Sci. China D* **33** 12 (in Chinese) [张培震, 邓起东, 张国民, 马瑾, 甘卫军, 闵伟, 毛凤英, 王琪 2003 中国科学 (D辑) **33** 12]
- [26] Li Y X, Yang G H, Li Z, Guo L Q, Huang C, Zhu W Y, Fu Y, Wang Q, Jiang Z S, Wang M 2003 *Sci. China D* **33** 65 (in Chinese) [李延兴, 杨国华, 李智, 郭良迁, 黄城, 朱文耀, 符养, 王琪, 江在森, 王敏 2003 中国科学 (D辑) **33** 65]
- [27] Tang H T, Zhang X L, Zhang X, Jiang F Y 2011 *Plateau Earthquake Research* **23** 37 (in Chinese) [唐红涛, 张晓亮, 张希, 蒋锋云 2011 高原地震 **23** 37]
- [28] Zhang P Z, Xu X W, Wen X Z, Ran Y K 2008 *Chin. J. Geophys.* **51** 1066 (in Chinese) [张培震, 徐锡伟, 闻学泽, 冉勇康 2008 地球物理学报 **51** 1066]
- [29] Shen Z K, Sun J B, Zhang P Z, Wan Y G, Wang M, Bürgmann R, Zeng Y H, Gan W J, Liao H, Wang Q L 2009 *Nature Geosci.* **2** 718
- [30] Lu K Q, Hou M Y, Wang Q, Jiang Z H, Liu J X 2011 *Acta Phys. Sin.* **60** 119101 (in Chinese) [陆坤权, 厚美瑛, 王强, 姜泽辉, 刘寄星 2011 物理学报 **60** 119101]
- [31] Wang L 2004 *Earthquake Research in Sichuan* **110** 42 (in Chinese) [王兰 2004 四川地震 **110** 42]
- [32] Niu F L, Silver P G, Daley T M 2008 *Nature* **454** 204
- [33] Jiang J X, Yin G H, Wang Z H, Wang X G, Tang X Y 2004 *Chin. J. Rock Mech. Engin.* **23** 4072 (in Chinese) [蒋靖祥, 尹光华, 王在华, 王新刚, 唐小勇 2004 岩石力学与工程学报 **23** 4072]
- [34] Jiang J X, Yin G H 2005 *J. Geodesy Geodynamics* **25** 91 (in Chinese) [蒋靖祥, 尹光华 2005 大地测量与地球动力学 **25** 91]
- [35] Peng H, Ma X M, Jiang J J 2008 *J. Geomechanics* **14** 97 (in Chinese) [彭华, 马秀敏, 姜景捷 2008 地质力学学报 **14** 97]
- [36] Fan G Y, Shi L Q, Li L S 2002 *J. Seismology* **22** 7 (in Chinese) [范桂英, 拾礼勤, 李兰生 2002 地震学刊 **22** 7]
- [37] Qiu Z H, Zhang B H, Chi S L, Tang L, Song M 2010 *Sci. China: Geosci.* **40** 1031 (in Chinese) [邱泽华, 张宝红, 池顺良, 唐磊, 宋莱 2010 中国科学: 地球科学 **40** 1031]
- [38] The Monitoring and Prediction Department of China Seismological Bureau 2005 *The Indonesian Earthquake and Its Impact on the Chinese Mainland Area* (Beijing: Seismic Press) (in Chinese) [中国地震局监测预报司编 2005 2004 年印尼 8.7 级大地震及其对中国大陆地区的影响 (北京: 地震出版社)]
- [39] Lu K Q, Hou M Y, Wang Q, Peng Z, Sun W, Sun X M, Wang Y Y, Tong X H, Jiang Z H, Liu J X 2011 *Chin. Sci. Bull.* **56** 1071 [陆坤权, 厚美瑛, 王强, 彭政, 孙威, 孙晓明, 王玉莹, 佟晓辉, 姜泽辉, 刘寄星 2011 科学通报 **56** 1071]
- [40] Li J, Jin X, Zhou Z R, Lin S, Yuan L W, Chen Y 2009 *Acta Seismol. Sin.* **31** 629 (in Chinese) [李军, 金星, 周峥嵘, 林树, 袁丽文, 陈莹 2009 地震学报 **31** 629]
- [41] Frohlich C 1989 *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* **17** 227
- [42] Green H W, Houston H 1995 *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* **23** 169
- [43] Li G B 2005 *Plateau Earthquake Research* **17** 33 (in Chinese) [李国斌 2005 高原地震 **17** 33]
- [44] Che Y T, Gu Y Z, Yu J Z, Liu W Z 2002 *Earthquake* **22** 106 (in Chinese) [车用太, 谷元珠, 鱼金子, 刘五洲 2002 地震 **22** 106]
- [45] Zhang X M, Zhai Y Z, Guo J F, Guo X Z, Han H P 2006 *Earthquake* **26** 82 (in Chinese) [张学民, 翟彦忠, 郭建芳, 郭学增, 韩和平 2006 地震 **26** 82]
- [46] Xu S X 2006 *Chin. Academy Engin.* **8** 14 (in Chinese) [许绍燮 2006 中国工程科学 **8** 14]
- [47] Zhang G M, Wang S Y, Li L, Zhang X D, Ma H S 2002 *Chin. Sci. Bull.* **47** 663 (in Chinese) [张国民, 汪素云, 李丽, 张晓东, 马宏生 2002 科学通报 **47** 663]
- [48] Bak P (translated by Li W, Cai M) 2001 *How Nature Works* (Wuhan: Central China Normal University Press) [巴克帕著 (李炜, 蔡勋译) 2001 大自然如何工作 (武汉: 华中师范大学出版社)]
- [49] Wu Z L, Jiang C S 2005 *Earthquake Research in China* **21** 103 (in Chinese) [吴忠良, 蒋长胜 2005 中国地震 **21** 103]
- [50] Wu Z L, Jiang C S 2006 *Earthquake Research in China* **22** 236 (in Chinese) [吴忠良, 蒋长胜 2006 中国地震 **22** 236]
- [51] Wang Y Z, Shen Z K 2007 *Earthquake Research in China* **23** 1 (in Chinese) [王阎昭, 沈正康 2007 中国地震 **23** 1]
- [52] Zhang G M, Ma H S, Wang H, Li L 2004 *Sci. China D* **34** 591 (in Chinese) [张国民, 马宏生, 王辉, 李丽 2004 中国科学 (D辑) **34** 591]

To understand earthquake from the granular physics point of view—causes of earthquakes, earthquake precursors and prediction

Lu Kun-Quan^{1)†} Hou Mei-Ying¹⁾ Jiang Ze-Hui²⁾ Wang Qiang¹⁾
Sun Gang¹⁾ Liu Ji Xing³⁾

1) (Key Laboratory of Soft Matter Physics, Beijing National Laboratory for Condensed Matter Physics, Institute of Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100190, China)

2) (Department of Applied Physics, Harbin Institute of Technology, Harbin 150001, China)

3) (Institute of Theoretical Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100190, China)

(Received 2 May 2012; revised manuscript received 4 May 2012)

Abstract

To recognize the seismogenic process, mechanism and behavior of seismic precursors, as well as look for the ways of earthquake prediction the granular physics principle is applied based on the basic structure of the crust and mantle and existing experimental observations, where we treat the earth crust and mantle as large scale discrete matters. Main outcomes are: A granular model of the structure and movement of the earth crust and mantle is established. A formation mechanism of the tectonic forces, which causes the earthquakes, and a model of propagation for precursive signals are proposed. Properties of the seismic precursive signal and its relevance with the earthquake occurrence are illustrated, and principle of ways to detect the effective seismic precursor is elaborated. In the paper the mechanism of palintectic earthquake is also explained by the jamming-unjamming transition of the granular flow. Some earthquake phenomena which were previously difficult to understand are explained, and the predictability of the earthquake is discussed. Due to the discrete nature of the earth crust and mantle, the continuum theory no longer applies during the quasi-static seismogenic process. In all in this paper, based on granular physics, we study the causes of earthquakes, earthquake precursors and earthquake prediction, and a new understanding, different from the traditional seismological point of view, is obtained.

Keywords: granular matter, earthquake prediction, earthquake precursor, deep earthquake

PACS: 91.30.Px, 45.70.-n, 91.30.pd

* Project supported by the Knowledge Innovation Project of the Chinese Academy of Sciences (Grant Nos. KJCX2-SW-W15, KKCX1-YW-03), the National Natural Science Foundation of China (Grant Nos. 10374111, 11034010), and the Special Fund for Earthquake Research of China (Grant No. 201208011).

† E-mail: lukq@iphy.ac.cn