



断裂带中的流体活动及其作用

张西娟¹, 曾庆利², 马寅生¹

(1. 中国地质科学院地质力学研究所, 北京 100081;

2. 中国科学院地质与地球物理研究所工程地质力学重点实验室, 北京 100029)

摘要:大量证据表明活动断裂带中存在大量流体, 不仅可以造成断裂带强度的变化, 而且可以导致有效正应力减小, 进而诱发地震。在野外观察与模拟的基础上, 许多模式被用来解释这一现象。本文简要介绍了有关断裂带特征和分类、流体的来源和运动, 以及流体对断裂带的影响和对地震的触发作用等方面的研究进展。

关键词: 活动断裂带; 流体; 地震

中图分类号: P315.72⁺3

文献标识码: A

文章编号: 1000-0844(2006)03-0274-06

Fluid Involvement in Active Fault Zone

ZHANG Xi-juan¹, ZENG Qing-li², MA Yin-sheng¹

(1. Institute of Geomechanics, Chinese Academy of Geosciences, Beijing 100081, China;

2. Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Science, Beijing 100029, China)

Abstract: In active fault zone there is a lot fluid which may not only alter the strength of fault zone, but also change stress and trigger earthquake. In this paper the recently research on the characteristics and types of fault zone, as well as source and fluxion of the fluid in the zone are described, the discussion on influence of the fluid and the role of the fluid in earthquake preparation process are also introduced.

Key words: Fault zone; Fluid; Earthquake

0 引言

从 20 世纪中叶以来国内就大规模地开展了利用地下水温度、水位和断层带气体(Rn, Hg, H₂, He, CO₂)的异常来分析预报地震, 并取得了较为显著的效果。尽管目前出现了由“单井单项异常预报”向“多井多异常预报”的发展, 试图利用更多的异常来追踪异常场的时空演化过程, 使得地震短临预报较为可靠, 但总体而言目前的前兆异常场研究仍处于初级阶段, 只是对较为模糊现象的认识, 或者说仅是现象的组合而已, 并没有搞清楚该异常场的形成与演化机理^[1]。而国际上自上世纪 90 年代以来出

现了研究断层带和流体相互作用的热潮^[2-16], 通过多种手段和方法的综合运用, 试图解释流体在渗透过程中对断裂带造成的影响以及在触发地震方面所起的作用。如对野外露头及断裂带附近钻孔中流体化学成分、流体包裹体成分及同位素测定, 使人们不仅认识到了断裂带中流体的来源, 而且还可以进一步推测流体被封闭时的温压条件^[2-4, 15]。而在野外工作基础上的物理模拟和数值模拟均表明, 水岩相互作用造成粘土等软弱物质的形成及超高压流体导致应力的变化等都可能造成地震的发生^[5-15]。因此, 不同的模式被用来解释流体对断裂带的弱化及

收稿日期: 2006-01-25

基金项目: 中国地质调查局地质调查项目(NO.1212010511508)

作者简介: 张西娟(1977—), 女(汉族), 陕西蓝田人, 博士研究生, 研究方向为新构造与构造应力场。

对地震的触发,如 Byerlee 的流体室模式^[16]、Sibson 的断层阀门模式^[17]以及 Gold 的流体域模式^[18]都是为了解释流体触发地震机制而提出来的。另外,来自深源气体的释放也可能造成地震的发生^[3]。本文主要介绍断裂带特征和分类、流体的来源和运动,以及此基础上探讨流体对断裂带的影响和对地震的触发作用方面的最新研究进展。

1 断裂带的特征

1.1 断裂带结构

根据断裂带的变形程度,可将断裂带细分为核部(fault core)、破裂带(damage zone)及围岩^[19](图1),分别在流体运移过程中起着不同的作用。

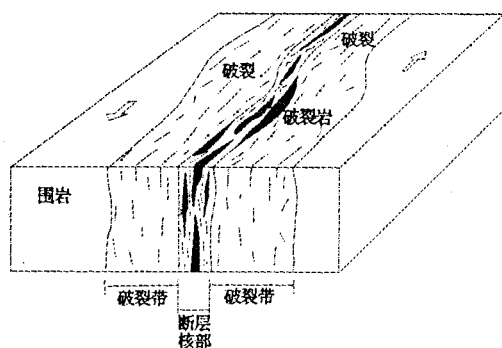


图1 大型走滑断裂带结构示意图
(据 Gudmundsson, 2001)^[12]

Fig. 1 Schematic infrastructure of a large-scale strike-slip fault zone.

断裂带核部可能表现为一个滑动面,也可能由富粘土的断层泥组成,甚或形成高度固结的碎裂岩带。对南加利福尼亚州几条断层的研究发现^[19],核部宽度很窄,小断层可能仅有2~3 mm宽,大的断层也就10~20 cm宽。尽管断裂带核部宽度普遍很窄,但却吸收了该断裂带的大部分变形。

破裂带规模比起核部来相对较大,宽度约数百米左右,但变形程度却相对要弱^[19]。在破裂带中,小断层、裂隙以及小褶皱等比较发育。若裂隙发育在断层带核部附近^[12],其可能被核部的碎裂岩、断层泥等截切,并与后者高角度相交。

而分布在破裂带之外的围岩,基本不发生变形。

1.2 断裂带分类

根据断裂带核部在流体运移中所起的作用(导管或隔水层),断裂带可以分为四类^[20](图2):局部导水断层带(SFF)、导水断层带(DDZ)、局部隔水断层带(LDZ)和导水—隔水复合断层带(CDZ),分别代表了断层演化过程中的流体运移的几个理想阶

段^[20]。新形成的断层可能只有一个破裂面,位移距离也很小,因此流体沿着该破裂面的渗透率将增大,从而形成了局部导水断层带;随着断层的扩展,沿着主破裂面两侧可能形成了格网状的破裂带,使得该断层带的渗透率增高,形成导水断层带;但也不可能破裂带并不发育,而仅形成了核部的断层泥和碎裂岩等,成为流体运移的屏障,形成局部隔水断层带;但在自然界中最常见的为导水—隔水复合断层带,其核部的断层泥和碎裂岩等对流体起阻隔作用,而两侧的破裂带则渗透率较高。Caine 等^[20]依据断裂带在流体运移过程中所起的作用归纳出的这种理想模型在渗透率较低的岩石中可能比较适用,而对于渗透率较高的松散的沉积岩而言,由于破裂带并不发育,因此狭窄的与断层面平行的断层带核部渗透率降低,并导致其对流体的运移起阻碍作用。

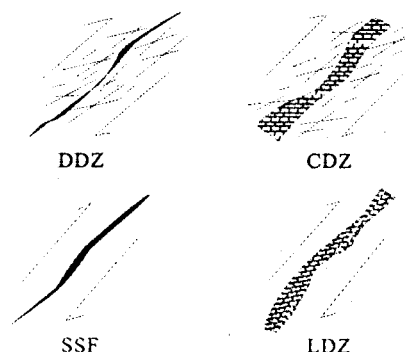


图2 断裂带分类(据 Caine 等)

Fig. 2 Conceptual scheme of fluid-related fault.

1.3 断裂带性质的变化

流体在断裂带中的运移可能造成断层带化学性质发生变化。在地震形成的破裂带中,流体可能参与形成一系列热液交代矿物。如在1995年发生过阪神地震的 Nojima 断层附近进行打钻^[2],发现了三个破裂带,深度分别为1 140 m、1 300 m 和1 800 m,其中位于1 140 m的破裂带是由于该次地震新形成的。矿物学分析显示:在浅层(1 140 m)破裂带里,除了包含一些来自于原岩的矿物(石英、长石和黑云母等)外,还发现了一些与热液交代有关的矿物,如高岭石、蒙脱石、浊沸石、辉沸石、方解石、铁白云石等,其中一些新矿物的含量在上下盘不对称,表明其是该次断裂新形成的破裂带;在1 300 m 深度的破裂带中,H₂O 和 CO₂ 的含量比位于其上下的两个破裂带中相应含量均低,同时与热液有关的矿物也比较少见;在1 800 m 深度破裂带中,缺少蒙托石,而代之以绿泥石出现。由于绿泥石化的温度要超过200℃,因此其形成时的深度要大于1 800 m,

因此该断裂带可能形成于早期。同时,流体的运动也导致了浅层新形成的破裂带中一些常量元素含量发生小幅度波动,最明显的是活动性很弱的 TiO_2 和 P_2O_5 ,在 1 127 m 和 1 308.3 m 处均发生富集,而活动性很强的 CaO 和 MgO 分别在 1 103 m, 1 125 m 和 1 140 m 处发生富集。

流体在断裂带中的运移也可能造成断层岩物理性质发生改变^[2],如断裂带孔隙度较高,但密度、电阻率以及纵波速率都较低。另一方面,由于水岩长期相互作用,导致断层岩强度也可能发生变化^[6],表现在断层带强度可能降低。

2 断裂带中流体的活动特征

2.1 流体的来源

活动断裂带的流体有多种可能的来源,除了大气降水(包括海水)向深部循环导致断裂带含有流体之外,岩石成岩、进变质及剪切加热造成的矿物脱水也可能是浅层活动断裂带流体的一个来源^[5]。另外,深源岩浆排出的流体或幔源流体也是断裂带流体可能的来源^[21]。流体中的挥发性成分同样也可能有多种来源^[5],除了大气水之外,也有可能来自于沉积地层中有机质的分解,甚至来源于地幔。对弗朗西斯科断裂带富 CO_2 型水的重碳酸盐和 CO_2 碳同位素($\delta^{13}\text{C}$)进行测试后发现,其值在 -20‰ ~ $+23\text{‰}$ 之间变化,涵盖了已知的所有碳的来源^[3]。另外,有些样品中碳同位素值($\delta^{13}\text{C}$)为 -6‰ ~ -11‰ ,说明其可能主要来源于地幔^[3]。

2.2 流体的成分

断裂带流体的成分与流体来源、水岩相互作用、断层位移方向以及大小有关^[21]。对于主要来自大气水(包括海水)的流体而言,其化学成分受断裂带地质背景的影响较大。这些流体在运移的过程中,可能与围岩发生作用,从而改变其 pH 值和 Eh 值等,也造成了一些元素的富集和一些矿物的形成^[2]。另外,断层带的受力方式也影响着其流体的成分^[4],其中以逆冲断裂和压扭性断裂中围岩对流体成分的影响最为显著,而张性断裂中围岩对流体的影响还存在争议。

2.3 流体的运动

在断裂带,流体主要以裂隙渗流和孔隙渗流的方式运移,其中在破裂带中流体运移速度最大,因此破裂带是断裂带流体运移的主要通道。围岩的渗透率很低,渗透系数与孔隙直径的平方成正比,因此其与围岩的岩石性质有关。断裂带核部的渗透率比较

复杂,在 10^{-10} ~ 10^{-22} m^2 范围内变化,尤其在地震发生时和地震平静期对比明显^[13]。如对于厚度为 1 m 的角砾岩,在地震平静期,最大渗透率估计为 10^{-10} m^2 。而在地震时,当采用宽度为 0.3 cm 的裂隙进行模拟时,最大渗透率可能暂时升高 8 个数量级,约为 10^{-2} m^2 。气体在核部断层泥中的运移速率约为 10^{-20} m/s。

流体运动具有各向异性,但不是很明显。如对裂隙宽度均采用 100 μm 进行模拟发现^[7],流体在断裂带中运移时,在核部,NN:PN:PP(第一个字母表示流动方向与断层面的关系,第二个字母表示流动方向与滑动方向的关系;N 表示两者垂直,P 表示两者平行;在模拟中简化为三者方向互相垂直,PP 表示流体垂直断层面横向渗透,PP 和 PN 均表示流体沿着断层面渗透,但前者和断层的滑动方向一致,后者与滑动方向相垂直)三个方向的速率比为 1:6:5,在围岩中相应的比值为 1:0.2:0.8,各向异性比较明显,流体倾向于沿着断层面运移。在自然界,裂隙大小虽然变化范围很大,但对一些露头统计表明,其长宽比基本集中分布在某一很小的变化范围内^[12],因此在实际的断裂带中,流体可能更倾向于沿着断裂带垂向运移。同时,裂隙展布方向对流体运移速度有一定的影响。如 Agust G 研究了已被石英、玉髓及沸石充填了的走滑断层破裂带里裂隙的几何性质,并在此基础上模拟了古水流的流动特征^[12],其认为在未发生变形的岩石中,水流在垂向裂缝中的运移速率是水平裂缝中的 6 倍;在变形的岩石中,其比值约为 1.5 倍,表明流体的垂直运移要优于水平运移。

原地的应力状态,断层的倾向,断层岩的各向异性,裂隙的连通性以及被矿物充填的程度等都对流体在断裂带中的运动产生影响^[22]。实验表明^[8],随着围压的增高,流体的运移速率降低。但当围压再次降低时,流体的运移速率却不能恢复到原先的水平。进一步的研究发现,围压对断层泥和碎裂岩中流体运移速率的影响明显的比富含裂隙的碎裂岩要大。对断层带的力学性质与流体运移的关系一些学者也进行了探讨和研究^[9],逆断层及其核部的断层泥对流体的运动起阻挡作用,导致这些流体与围岩进行比较充分的水岩相互作用,从而使得该流体的碳、氧同位素含量与围岩相近,而正断层的作用恰恰相反,其充当着流体运移的通道,尤其在地震时,核部破裂加剧,导致运移速率加快。但 I. Morreti 认为逆断层并不全是对流体运动起着阻挡作用^[9],这

和其所处的深度及其温度有关。针对玻利维亚地区的安第斯逆冲断裂带,其认为温度大于 100°C ,同时深度大于 3 km 的逆冲断裂对流体的运动主要起着阻碍作用,而在该深度以上的逆冲断裂由于构造变形导致形成裂隙,且地层以砂岩为主,因此依然处于开放体系,流体依然能够向断层的两侧运移。

2.4 大气水运移的深度和机制

运用 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 手段, Kerrich 等认为这些流体(主要指大气水)参与断裂带活动的深度可达到 15 km 以上^[12]。而按 Brace 和 Kohlstedt 的意见,孔隙之间,裂隙之间或孔隙与裂隙之间互相沟通,其证据在 5 km 以上是确信无疑的(水主要是以自由水的形式存在),在 8 km 以上也比较充分,即使在 20 km 以上也可能具有一定的贯穿性,说明流体(主要指大气水)在断裂带的运移深度可能超过 20 km ,而 $5\sim 20\text{ km}$ 的深度^[22]正好和浅源地震的震源深度带相对应。

对于大气水如何能运移到地下数公里深, Lin. A 提出一个断层抽水泵模式^[15](图3),认为断层的作用相当于一个真空抽水泵,将地表水从水势能高的地方牵引到水势能低的地方。在地震发生时,这种作用表现比较明显。由于地下水势能场在地震期间发生扰动,不仅造成了地震带喷水冒沙现象,也导致了地下水下渗能力加强。因此如果沿断裂带地震频繁发生,则使得地下水不断地向深处运移。另外,地形及地震发生时产生的垂直位移对水势能的分布也产生影响。

3 断裂带中流体作用的效应

在有流体参与的断裂带中,流体与断裂带的水岩相互作用比较复杂,主要体现在水岩相互作用导致断裂带强度的变化上以及水岩摩擦作用产生的热应力等引起的流体压力的变化对断裂带稳定性的影响上,进而使断裂带失稳,触发地震。

3.1 水-岩作用

断裂带水岩相互作用被分为水控体系、岩控体系和富镁体系^[6,23],其中后者是基于断层岩中镁含量而言的,并不能算作单独一类。在水控体系中,大气水在断裂带中与先存流体混合,导致 pH 值降低,流体成分更接近高岭石域。为了达到化学平衡,长石被溶解,并依次形成高岭石和白云母等层状硅酸盐矿物,造成断层岩强度降低。在这一体系中流体成分变化不大。在岩控体系中,由于 H^+ 被处在高温下的碱性硅酸盐矿物表面吸附,导致 pH 值增高,

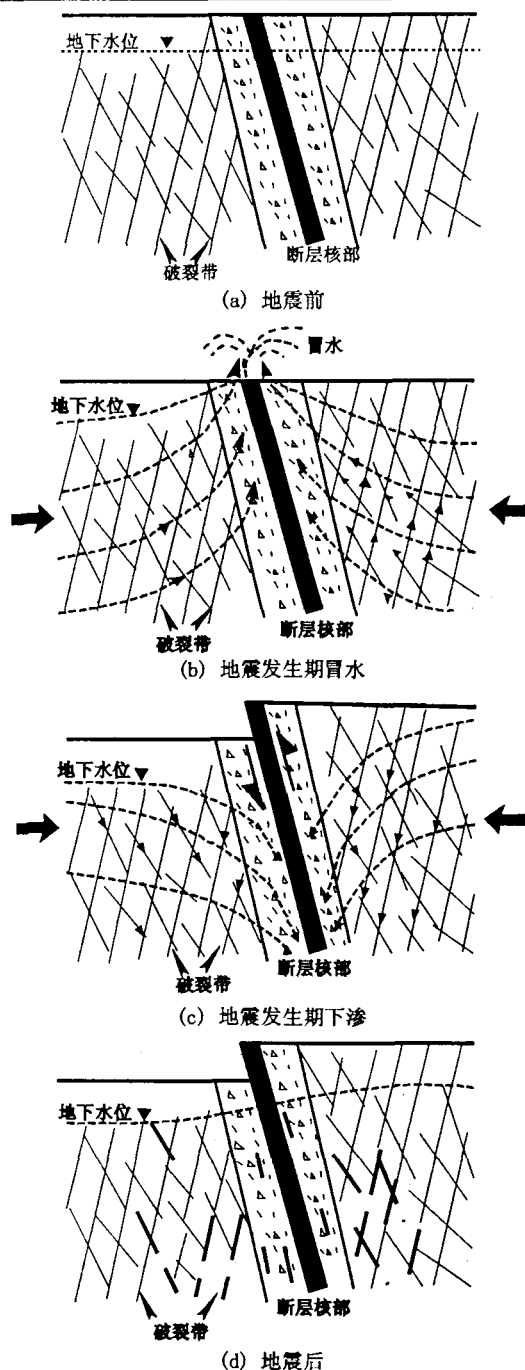


图3 断裂带地下水下渗模式^[15]

Fig. 3 Fault pumping model.

碱性氢氧化物形成,进而产生和水控体系相反的反应过程,即层状硅酸盐矿物溶解,长石形成,造成断层岩强度可能增大。在这一体系中流体成分受溶解沉淀和岩石表面交代作用的影响较大。而在富镁的断裂带,不管是受水控还是岩控,都将产生层状硅酸盐矿物,导致断裂带强度降低。断裂带中水岩相互作用的机制可能与压溶作用有关,并导致了断裂带中发育的部分裂隙被未固结的粘土矿物、方解石、

石英和玉燧等矿物充填。研究表明这些破裂一愈合脉的张开封闭机制可能与地震的循环发生有关^[12],其中这些裂隙被压溶产生的物质完全充填的时间决定于围岩的温度及结构,从几十年到几百万年不等。

3.2 断裂带应力的变化

流体对断裂带应力的影响因素主要有以下几个:(1)断裂带的类型;(2)地震平静期,断层蠕动造成孔隙压实的程度;(3)地震平静期矿物的沉淀和胶结;(4)摩擦产生的热;(5)地震期间超压气体的释放。

首先,在地震平静期断层蠕动造成的孔隙压实程度影响着流体压力的大小,而流体压力的变化又对断层带的有效正应力产生影响。一般认为流体压力(主要指水压)的增加使岩体有效正应力减小,进而可能降低摩擦滑移所必须的抗剪强度,而应力转移又使剪应力增加,因此由孔隙流体扩散引起的这两种作用的共同结果使岩体弱化,不稳定性加强^[25]。但对于不同类型的断裂带而言,这种有效正应力和剪应力的变化既可能使该断裂带弱化,也有可能促使其更加稳定。对于正断层和走滑断层来说,由流体压力引起的有效正应力和剪应力的变化可能要小于其对逆断层的影响,但其是否造成某类断裂带强度弱化还需要更进一步的研究。

其次,对有流体存在的断裂带而言,摩擦产生的热反应随断裂带和围岩的渗透率和可压缩性以及断裂带的宽度而定^[24]。在渗透率和压缩性高而剪应变低时,剪切加热可小到忽略不计。反之,如果渗透率和压缩性低而断裂带剪应变高,那么剪切加热可能显著发育,导致高孔隙流体压力和低剪切阻力,从而可能造成断裂带的弱化。

再者,断裂带中裂隙的周期性张开与闭合受流体的波动以及与之共生的由变形所导致断裂带的渗透率的周期性变化所控制^[12],被认为和地震旋回有关。在地震活动期,裂隙张开,断裂带渗透率增加,可能产生瞬时流体压力减小。Rudnicki 和 Chen 指出,如果由于滑移期间产生扩容,增大孔隙体积,促使流体压力暂时减小,导致有效正应力升高,反而能够使面临失控而滑移的断层稳定下来。而在地震平静期,裂隙被发生在颗粒及其缝合面间的压溶作用产生的矿物质充填而封闭,并造成断裂带某些区段超压流体的形成,进而引起水压破裂,并有可能诱发地震。

最后,超压气体的快速释放也可能导致流体压力增高,进而对断裂带的应力产生影响。

3.3 流体与地震

对于断裂带的流体在触发地震方面所起的作用,目前意见还不统一,因此有多种模式^[16-18,26]用来解释流体压力的变化导致地震的发生。Sibson 等认为,断裂带流体压力的增大使得断裂带摩擦强度降低,而当剪切应力达到摩擦强度时,断层便摩擦失稳,发生地震活动^[17]。Byerlee 等认为,水和断裂带的相互作用使断裂带内部由于矿物成分、构造、温度的变化而形成了相互密隔且具有不同压力的流体室,但随着构造应力的积累导致这些流体室的密封壁产生水压破裂,并使得被相互分割得流体重新流动^[16]。如果两个不同的流体室压力差足够大,这种破裂将触发地震。而 Gold 等认为,来自地壳深部的高压流体使被侵入的岩石地层弱化,并降低内摩擦强度,导致水压破裂,导致地震发生。另外,来自深源气体的释放也可能造成地震的发生^[3]。模拟发现,给定适当的参数,仅幔源或地壳深处释放的二氧化碳气体在断裂带快速流动造成的孔隙压力升高,就足以在断裂带的某些地段触发地震。

4 结论

近几十年来,对断裂带中的流体及其作用的研究表明,活动断裂带中存在大量流体,其既可能来源于地表水向地壳深部的循环,也可能来源于岩石成岩、进变质及剪切加热造成的矿物脱水,或者来源于深源岩浆排出的流体或幔源流体。流体在断裂带中的运移速率和方式受断裂带的结构影响,同时流体与围岩及断层岩发生的压溶等作用也对断裂带强度、应力的分布等产生影响,并可能导致地震的发生。尽管学者们提出了不同的模式来解释流体在地震发生中所起的作用,但因为对流体在应力转化、裂隙形成、断层粘滑、摩擦失稳及断层带强度的长期作用方面的力学机制还不是十分清楚,而且实际的断层带的情况又相对复杂的多,因此这些模式还需要在不同的断层带中进行验证和改善。

总之,由于活动断层带中流体的存在及其在诱发地震方面可能产生影响,因此还需要对一些典型的断裂带进行更详细的野外调查和采样分析,结合实验及数值模拟,以及多年来对地下流体方面的监测成果,提出更加有效的模式来指导地震预测。

[参考文献]

- [1] 车用太,王吉易,李一兵,等.首都圈地下流体监测与地震预测[M].北京:气象出版社,2004.

- [2] Tatsuo M, Kentaro O, Ryuji I. Fracture-zone conditions on a recently active fault; insights from mineralogical and geochemical analyses of the Hirabayashi NIED drill core on the Nojima fault, southwest Japan, which ruptured in the 1995 Kobe earthquake[J]. *Tectonophysics*, 2004, **378**: 143-163.
- [3] Kharaka Y K, Thordsen J, Evans W C. Geochemistry and hydromechanical interaction of fluids associated with the San Andreas Fault System, California[A]. In: Haneberg, et al., eds. *Faults and Subsurface Fluid Flow in the Shallow Crust* [C]. American Geophysical Union Geophysical Monograph, 1999, Series **13**: 129-148.
- [4] Contia L, Turpin R, Polino, et al. The relationship between evolution of fluid chemistry and the style of brittle deformation: examples from the Northern Apennines (Italy) [J]. *Tectonophysics*, 2001, **330**: 103-117.
- [5] Hickman S, Sibson R, Bruhn R. Introduction to special section: mechanical involvement of fluids in faulting [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1995, **100**: 12 841-12 840.
- [6] Wintsch K P, Christoffersen R, Kronenberg A K. Fluid-rock reaction of fault zones[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1995, **100**: 13 021-13 032.
- [7] Caine J S. Fault zone architecture and fluid flow; insights from field data and numerical modeling[A]. In: Haneberg, et al., eds. *Faults and Subsurface Fluid Flow in the Shallow Crust* [C]. American Geophysical Union Geophysical Monograph, 1999, Series **13**: 101-127.
- [8] Ghisetti F, Kirschner K, Vezzani L. Tectonic controls on large-scale fluid circulation in the Apennines (Italy) [J]. *Journal of Geochemical Exploration*, 2000, **69-70**: 533-537.
- [9] Moretti P, Labaume S, Sheppard L. Compartmentalisation of fluid flow by thrust faults, Sub-Andean Zone, Bolivia[J]. *Journal of Geochemical Exploration*, 2000, **69-70**: 493-497.
- [10] Renard F, Gratier J, Jamveit B. Kinetics of crack-sealing, intergranular pressure solution, and compaction around active faults[J]. *Journal of Structural Geology*, 2000, **22**: 395-1407.
- [11] Chambon G. Effects of normal stress variations on frictional stability of a fluid-infiltrated fault[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2001, **106**: 11353-11372.
- [12] Gudmundsson A, Berg S, Lyslo K B. Fracture networks and fluid transport in active fault zone [J]. *Journal of Structure Geology*, 2001, **23**: 343-353.
- [13] Gudmundsson A. Fluid overpressure and flow in fault zone; field measurements and models [J]. *Tectonophysics*, 2001, **336**: 183-197.
- [14] Shin-ichi U, Toshihiko S. Gas permeability evolution of cataclastic and fault gouge in triaxial compression and implications for changes in fault-zone permeability structure through the earthquake cycle [J]. *Tectonophysics*, 2004, **378**: 183-195.
- [15] Lin A, Tanaka N, Uda S. Repeated coseismic infiltration of meteoric and seawater into deep fault zones: a case study of the Nojima fault zone, Japan[J]. *Chemical Geology*, 2003, **202**: 139-153.
- [16] Byerlee J. Model for episodic flow of high-pressure water in fault zones before earthquakes[J]. *Geology*, 1993, **21**: 303-306.
- [17] Sibson R H. Implications of fault-valve behavior for rupture nucleation and recurrence [J]. *Tectonophysics*, 1992, **211**: 283-293.
- [18] Gold T, Soter S. Fluid ascent through the solid lithosphere and its relation to earthquake [J]. *Pure and Applied Geophysics*, 1984/85, **122**: 492-530.
- [19] Yehuda Ben-Zion, Charles G S. Characterization of fault zone [A]. In: Yehuda Ben-Zion, eds. *Pure and Applied Geophysics, Seismic Waves and Fault Zone Structure* [C]. Springer, 2003, **160**: 677-715.
- [20] Caine J S. Fault zone architecture and permeability structure [J]. *Geology*, 1996, **24**(11): 1025-1028.
- [21] Kennedy B M, Kharaka Y K, Evans W C, et al. Mantle fluids in the San Andreas fault system, California [J]. *Science*, 1997, **278**: 1278-1281.
- [22] Muir-Wood R, King G. Hydrological signatures associated with earthquake strain [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1993, **98**: 22 035-22 068.
- [23] 解习农, 李思田. 断裂带流体作用及动力学模型 [J]. *地学前缘*, 1996, **3**(3-4): 145-151.
- [24] 庄培仁, 常志忠. 断裂构造研究 [M]. 北京: 地震出版社, 1996.
- [25] 施行觉, Wang C Y. 水的扩散与断层的粘滑 [J]. *中国地震*, 1986, **2**(3): 14-20.
- [26] Guillaume Chambon, Rudnicki J W. Effects of normal stress variations on frictional stability of a fluid-infiltrated fault [J]. *Journal of Geophysical Research*, 2001, **106**: 11 353-11 372.
- [27] 刘亮明. 断裂带中超压流体及其在地震和成矿中的作用 [J]. *地球科学进展*, 2001, **16**(2): 238-243.