中国科学: 地球科学 2014 年 第 44 卷 第 10 期: 2274 ~ 2284
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

汶川地震断层岩气体和液体渗透率实验研究

段庆宝, 杨晓松*

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: xsyang@ies.ac.cn

收稿日期: 2013-06-25; 接受日期: 2013-11-01; 网络版发表日期: 2014-09-23

国家科技专项汶川地震断裂带科学钻探项目(编号: WFSD-09)、地震动力学国家重点实验室自主研究课题(编号: LED2010A03)、国家自然科学基金项目(批准号: 41372202)和地震行业科研专项(编号: 200808012)资助

摘要 以N_2和水为孔隙流体在20~180 MPa围压范围内详细测量了汶川地震断裂带断层岩的渗透率, 并同时测量了作为参照的砂岩的渗透率. 实验结果表明, 气体和液体渗透率均随围压增加而幂次衰减. 在相同围压和孔隙压条件下, N_2渗透率高于水渗透率接近1个数量级. 将Klinkenberg效应校正后的气体渗透率(绝对渗透率)与水渗透率进行了比较. 对比结果显示, 砂岩的绝对渗透率与水渗透率基本一致; 但断层岩绝对渗透率显著高于水渗透率, 表明断层岩气体渗透率与水渗透率之差别不能完全由Klinkenberg效应解释. 对实验数据的拟合分析表明, 滑脱因子b值与绝对渗透率k_l存在幂律关系($b=\lambda k_l^d$). 断层岩符合$b=0.2\times10^{-3}k_l^{-0.557}$关系($R^2=0.998$), 显示绝对渗透率在$10^{-16}$~$10^{-20}$ m^{2}范围内, 控制断层岩渗透率的因素是一致的. 另一方面, 断层岩的d值明显小于砂岩的d值, 暗示二者的滑脱效应存在差异. 分析表明, 断层岩中的粘土矿物颗粒表面吸附水及粘土矿物吸水膨胀导致有效孔隙尺寸减小是造成断层岩渗透率显著低于绝对渗透率的主要原因. 研究结果显示, 对于富含粘土矿物的断层岩, 经Klinkenberg校正后的气体渗透率与水渗透率并不一致, 因此采用相应的液体作为测量介质才能够更为准确和真实地揭示地下流体的渗流状况.

关键词
断层岩
渗透率
Klinkenberg效应
孔隙压力振荡法
断层带

断层带被认为是深部流体的主要通道和流体活动最强的区段之一. 近年来, 地震断层带中流体活动及其效应倍受关注, 其最主要原因是地震断层流体活动与地震的孕育和发生存在某种关联. 流体被认为是理解地震成核、发生和断层扩展以及震后断层愈合等过程的重要因素(Brace 等, 1968; Zoback 和 Byerlee, 1975; Morrow 等, 1981; Sibson, 1992; Rice, 1992; Byerlee, 1993; Caine 等, 1996; Evans 等, 1997; Bernabé 等, 1982; 陈顒等, 2009; Faulkner 和 Rutter, 2003; 陈建业等, 2011; 陈建业和杨晓松, 2012; Chen 等, 2013a, 2013b). 渗透率是控制地壳岩石流体运移的重要物理参数, 准确获得断层岩的渗透率参数对于人们认识断层带的流体输运特性以及流体活动在地震过程中的作用具有关键意义.

影响岩石渗透率测量的因素主要可分为外因和内因两大类. 外因主要有压力、温度及测量流体的性质; 内因有岩石的矿物结构、孔隙结构、颗粒大小及组成成分等. 与普通岩石相比, 断层岩在成分和结构上都有其独特性. 断层岩通常含有较多的粘土矿物, 动力变质作用明显, 岩石破碎程度较高. 这些特点导

中文引用格式: 段庆宝, 杨晓松. 2014. 汶川地震断层岩气体和液体渗透率实验研究. 中国科学: 地球科学, 44: 2274–2284
英文引用格式: Duan Q B, Yang X S. 2014. Experimental studies on gas and water permeability of fault rocks from the rupture of the 2008 Wenchuan earthquake, China. Science China: Earth Sciences, doi: 10.1007/s11430-014-4948-7

致其渗透率测量困难.

目前实验室内测量岩石渗透率通常是以气体(主要是氮气)或水为测量介质. 由于用气体测量渗透率具有化学性质稳定、对环境因素敏感程度低、测量时间短等优点(Freeman 和 Bush, 1983; Rodwell 和 Nash, 1992; Tanikawa 和 Shimamoto, 2009), 因此, 用气体代替水进行渗透率实验被很多学者所青睐. 但由于岩石孔隙中主要是液体在流动, 从这种意义上说, 液体渗透率才能准确地反映地壳深部流体输运的真实状况. 渗透率作为一项岩石物理属性, 其值与测量所用的孔隙流体种类无关. 因此, 理论上讲, 采用气体或水作为孔隙流体所测量的渗透率应该一致. 然而, 大量研究表明, 岩石的气体渗透率要明显高于水渗透率, 可达到 2~10 倍(Heid 等, 1950; Jones 和 Stanley, 1972; Jones 和 Owens, 1980; Faulkner 和 Rutter, 2000; Tanikawa 和 Shimamoto, 2009). 此外, 在有效压力相同的条件下, 岩石的气体渗透率也随孔隙压变化而变化(Faulkner 和 Rutter, 2000; Zhang 等, 2001; Tanikawa 和 Shimamoto, 2009; 陈卫忠等, 2008). 该现象通常被认为与 Klinkenberg 效应有关. 有可能通过 Klinkenberg 效应的校正来获得水渗透率, 并且使得对比不同渗透介质的测量结果成为可能. 已有实验表明沉积岩的气体渗透率经过 Klinkenberg 效应校正后与其水渗透率一致(Tanikawa 和 Shimamoto, 2009). 需要说明的是, 前人对 Klinkenberg 效应的研究大多数集中在油气藏相关的砂岩等沉积岩上(Wu 等, 1998; Zhang 等, 2001; 朱益华等, 2007; 胡国忠等, 2009; 于丽艳等, 2011), 很少涉及断层岩, 因而对其效应之认识相对粗浅. 渗透率越低的岩石 Klinkenberg 效应越强, 由于断层岩(尤其是断层泥), 其渗透率往往极低(10^{-19}~10^{-22} m^2), 因此其 Klinkenberg 效应不能忽略. 另外, 由于断层岩矿物成分特点(含有大量的粘土矿物), 采用气体和液体分别作为孔隙流体时, 其自身结构响应并不相同, 这也可能导致其气、液渗透率存在差别. Kwon 等(2004)采用不同流体(水, NaCl, KCl, $CaCl_2$ 等溶液)测得的富含伊利石的页岩渗透率存在差别, Mesri 等(1971)发现采用非极性流体测得的粘土矿物样品的渗透率高于极性流体(电解液)的渗透率, 表明粘土矿物与水之间发生的物理化学反应是导致其渗透率偏低的另一可能因素(Morre 等, 1982; Morris 和 Shepperd, 1982).

汶川地震为研究地震断裂带渗透性提供了机会. 本文以汶川地震断裂带中的断层岩为主要研究对象, 并以致密石英砂岩作为数据对比的参照体. 分别采用 N_2 和水为测量介质开展了精细的渗透率实验, 定量研究了断层岩的气体和液体渗透率之差别. 在实验研究的基础上, 结合成分和粒度分析结果, 探讨了造成其差别的原因及影响因素. 该结果为人们评价和引用以往断层岩渗透率数据以及理解断层带中水输运特征提供了实验约束.

1 样品与实验方法

实验选取了不同类型的三个样品(表 1). 断层泥样品在野外直接用内径 20 mm 的钢管钻取; 角砾岩样品则是在室内从采集到的块状样品上钻取. 样品长度为 10~20 mm. 样品两端磨平, 实验前样品置于烘箱内, 经 80℃恒温 72 h 以上处理, 以保证水分彻底散失.

样品(S002)为致密石英砂岩, 主要矿物成分是石英、长石, 粘土矿物含量极少. 显微镜下样品呈中细粒近等粒结构(图 1(a)和(b)), 分选好、磨圆度较高, 颗粒呈次圆状、紧密堆积, 颗粒支撑类型为主, 少数颗粒间有岩屑及硅质胶结物(图 1(c)), 流体运移通道主要是粒间微孔隙. 断层角砾岩样品(ZJG09-9-23)采自映秀-北川断裂带, 北川县擂鼓镇赵家沟村剖面. 其原岩为碳酸盐岩, 成分分析(X 射线粉晶衍射)显示此角砾岩主要由白云石和方解石(92.7%)组成, 粘土矿物含量 4.8%. 显微镜下观察显示颗粒呈棱角状, 大小不一, 部分角砾被断层泥基质胶结(图 1(d)~(f)). 局部发育细微破碎和密集裂隙带, 并被断层泥胶结, 破碎带及裂隙边缘显示流体活动及交代作用痕迹, 例如方解石脉等. 除被断层泥胶结的局部破碎带为基质支撑外, 断层角砾岩主体为颗粒支撑. 流体运移通道主要是裂隙和粒间孔隙. 断层泥样品(WF09-9-13)采自映秀-北川断裂, 都江堰深溪沟剖面. 其主要由粘土矿物和石英组成, 粘土矿物含量 65.2% (党嘉祥等, 2012). 断层泥样品中往往发育有局部受剪切作用

表 1 实验样品及参数

样品号	岩性	孔隙度(%)	长度(mm)	直径(mm)
S002	致密砂岩	9.9	5.20	20.24
ZJG09-9-23	胶结角砾岩	6.6	14.58	21.09
WF09-9-13	断层泥	21.0	13.21	18.03

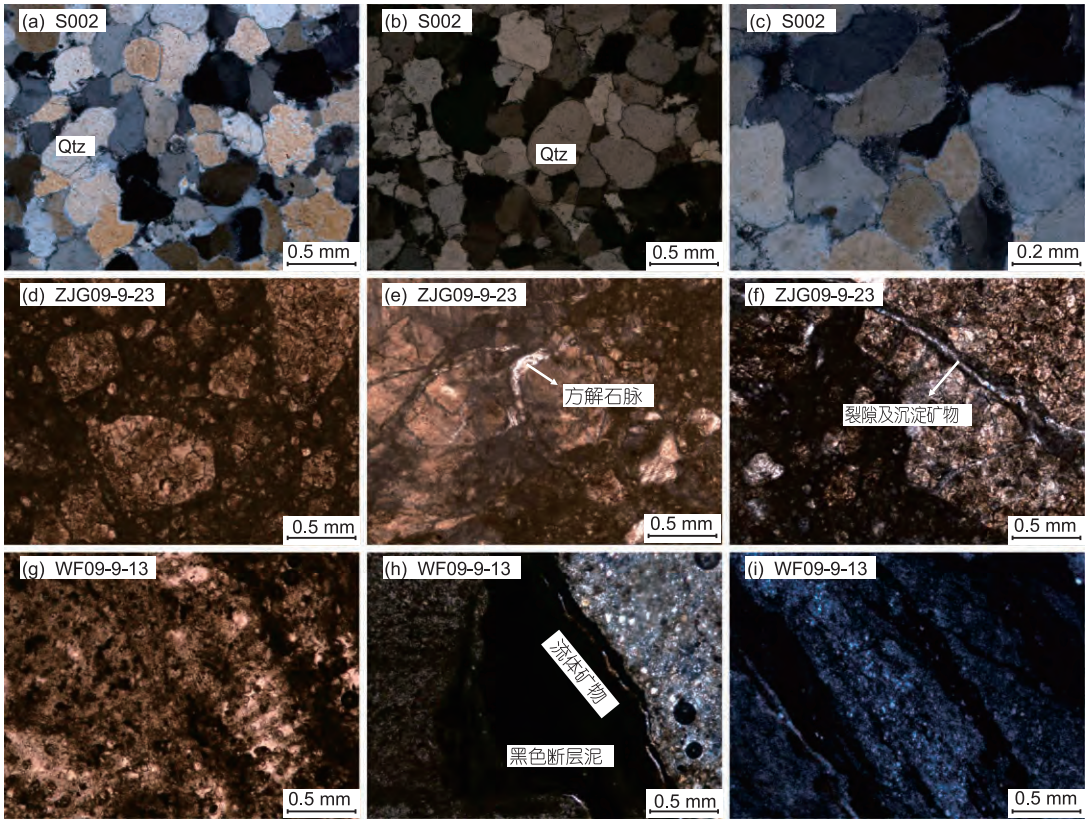

图 1　实验样品显微照片

(d), (e)和(g)为单偏光; (a), (b), (c), (f), (h)和(i)为正交偏光. 箭头标示裂隙及沉淀的流体矿物

而形成的黑色条带, 其颗粒更为细小和均匀(图 1(g)和(h)). 微孔隙主要沿剪切(图 1(i))滑动面分布, 构成流体的主要运移通道. 剪切带边缘分布有流体交代所形成的矿物.

在地震动力学国家重点实验室超低渗透率测量仪上分别以气体(N_2)和水为介质对上述样品进行了渗透率测量. 仪器主要由围压系统、孔隙压系统、样品腔、中间容器、回压系统和数据采集处理系统六部分组成(设备详情参见陈建业和杨晓松, 2012; Chen 等, 2013a). 仪器可以分别实现气体、液体介质的稳态法和振荡法渗透率测量. 设备围压范围为 0.1~200 MPa; 孔隙压范围为 0.1~40 MPa; 渗透率测量范围为 10^{-11}~10^{-22} m^2. 由于样品的渗透率很低, 故主要采用孔隙压振荡法进行渗透率测量. 孔隙压振荡法是一种非稳态方法, 其基本原理是通过在样品上游端施加一定周期振荡的孔隙压力, 在下游端检测压力的响应(图 2), 通过测量上、下游压力幅值衰减和相位延迟计算样品的渗透率, 并同时获得比储流率参数

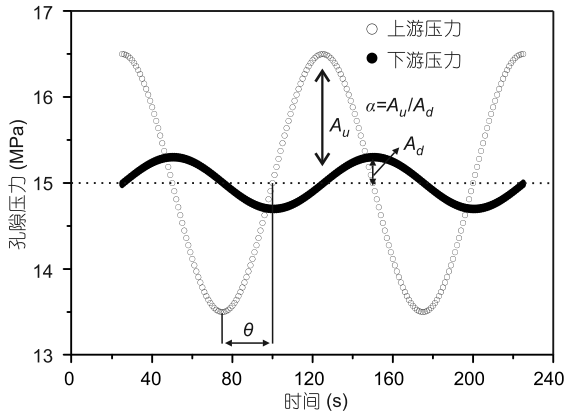

图 2　振荡法渗透率测量原理图

θ, 上下游压力相位差; A_u, 上游压力幅值; A_d, 下游压力幅值; α, 上下游压力幅值之比

(Kranz 等, 1990; Fischer 和 Paterson, 1992; Faulkner 和 Rutter, 2000; 吴曼等, 2011). 振荡法渗透率计算公式为

$$k=\frac{\pi\eta B_d L}{TA\psi^2\gamma}, \quad (1)$$

式中, η, T, L 和 A 分别为测量流体的粘滞系数、压力振荡周期、样品长度和样品的横截面积; B_d 为下游端储流系数, 定义为测量系统下游端单位压力变化所引起的流体体积变化, 其单位是 $m^3\ Pa^{-1}$, 实验前对 B_d 值进行了精确标定; ψ 和 γ 是渗透率迭代计算过程中引入的两个无量纲的参数(Kranz 等, 1990; Fischer 和 Paterson, 1992).

为避免“压实作用”(Morrow 等, 1986; Bernabé 等, 1982; Faulkner 和 Rutter, 1998)对测量结果产生影响, 确保不同循环过程中所测量的结果具有可比性, 测量前需要对样品进行循环加载围压及卸载围压的处理. 对每个样品均进行 5 次围压加载和卸载循环(简称“循环”), 并在循环过程中对其渗透率进行测量, 具体实验条件(渗透介质、围压和孔隙压等)见表 2. 在围压加、卸载的循环过程中首先采用气体(N_2)恒流法监测围压加载和卸载过程中样品渗透率的变化. 监测结果表明, 两次循环(第 1 和 2 次循环)后, 其渗透率数据稳定, 不再随循环次数的增加而明显变化.

对压实后的样品分别进行气体和液体的渗透率测量. 由于振荡法测量需要在较高的孔隙压条件下进行(≥13 MPa), 因此, 低孔隙压条件下的气体介质测量采用恒流法(第 3 次循环测量). 气体恒流法测量的围压范围为 10~100 MPa. 在每一个围压条件下, 分别测量上游孔隙压力为 0.3, 0.6, 1.0, 2.0 和 4.0 MPa 时的渗透率. 气体恒流法测量完成后, 利用气体振荡法在孔隙压为 15 MPa, 围压为 20~180 MPa 循环过程中测量样品的渗透率(第 4 次循环测量). 完成气体渗透率的全部测量内容后, 对样品进行 12 h 以上的抽真空、水驱气和饱水处理. 之后, 利用液体振荡法在孔隙压为 15 MPa, 围压为 20~180 MPa 循环过程中测量样品的水渗透率(第 5 次循环测量).

2　实验结果

实验结果显示, 随围压增加所有样品的渗透率逐渐下降, 且其变化基本符合幂次变化关系. 砂岩样品(S002)在第 2 次循环中测得渗透率比第 1 次循环的渗透率略有下降; 而第 3 次和第 2 次循环过程中得到的渗透率基本一致(图 3(a)). 这表明砂岩样品“压实作用”不明显, 并且对应的压实变形主要以弹性变形为主. 该特点与结晶岩的测量结果类似(Morrow 等, 1986; Bernabé 等, 1982). 角砾岩样品(ZJG09-9-23)在第 1 次循环过程中, 卸载时的渗透率相对加载时的渗透率有一定降低(最大降幅 31.7%). 第 2 次循环中测得的渗透率结果基本不变(图 3(b)). 断层泥样品(WF09-9-13)在第 1 次循环中, 卸载围压过程中测得的渗透率显著小于其加载过程中的渗透率, 其最大下降幅度达到 92.3%, 显示在第 1 次循环中所发生的变形很难恢复, 反映出断层泥在初次加压过程中以塑性变形为主; 但此后, 渗透率逐渐稳定(图 3(c)).

第 3 次循环测量结果显示, 随上游压力由 0.3 MPa 逐渐变化至 4 MPa, 3 个样品渗透率结果均表现出对上游压力依赖性, 随上游压力升高渗透率逐渐下降(图 4), 并且随围压升高渗透率下降的相对幅度有一定增大趋势(图 4(a)和(b)). 第 4 次循环和第 5 次循环用孔隙压力振荡法分别用 N_2 和水作为孔隙流体测量渗透率(表 3). 结果显示, 水渗透率比 N_2 渗透率普遍降低(图 5); S002 降低 83.3%~41.3%, ZJG09-9-23 降低 83.5%~61.6%, WF09-9-13 降低 86.6%~79.9%, 最大降幅接近 1 个数量级. 渗透率随围压变化均符合幂次关系: $k=k_0(P_c/P_0)^{-n}$, 其中, k_0 为压力为 0.1 MPa 时(地表)渗透率, P_c 为围压、P_0 为 0.1 MPa(大气压力), n 为拟合得到的幂次常数. 拟合实验结果表明, 砂岩 n 值介于 1.5~2.1, 角砾岩介于 0.36~0.69, 断层泥介于 0.91~1.18, 不同的 n 值反映了不同岩石的渗透率对围压的敏感程度不同. 砂岩(S002)对围压敏感程度最高,

表 2　实验步骤及实验条件

循环次数 a)	测量方法	测量介质	孔隙压力(MPa)	围压范围(MPa) b)
第 1 次	恒流法	N_2	4	10→180→10
第 2 次	恒流法	N_2	4	10→180→10
第 3 次	恒流法	N_2	0.3, 0.6, 1, 2, 4	10→100
第 4 次	振荡法	N_2	15	20→180→20
第 5 次	振荡法	水	15	20→180→20

a) 表示相应的围压加载与卸载的循环过程; b) 如“10→180→10”表示围压由 10 MPa 逐步加载到 180 MPa 后逐步卸载至 10MPa 的加载和卸载循环

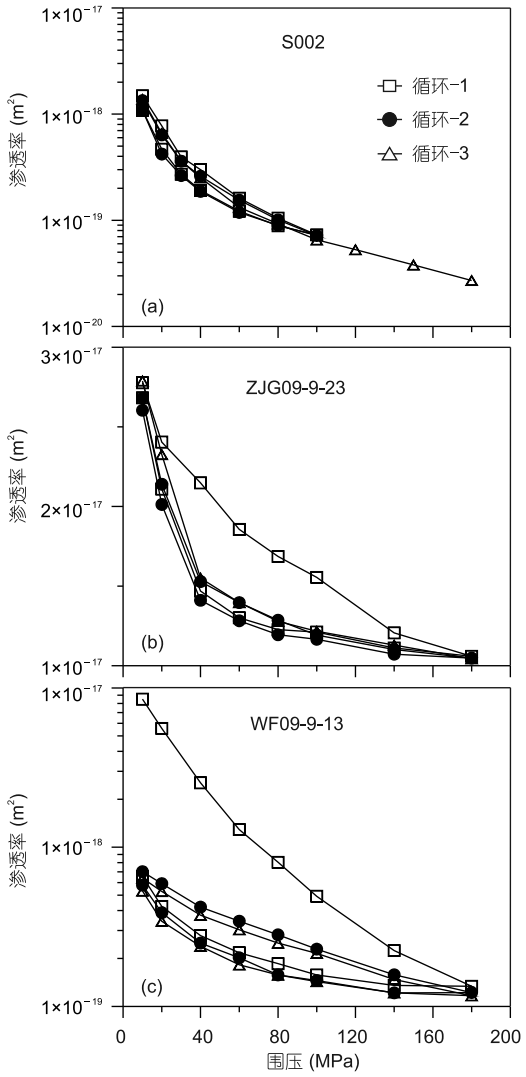

图 3　第 1~3 次循环压实过程渗透率实验结果

(a) 样品 S002 实验结果; (b) 样品 ZJG09-9-23 实验结果; (c) 样品 WF09-9-13 实验结果. 测量方法是 N_2 恒流法, 上游压力均为 4 MPa, 其中 S002 第三次循环只测量了围压加载过程中的渗透率

在围压由 20 MPa 到 180 MPa 的过程中, S002 渗透率下降约 2 个数量级, 角砾岩(ZJG09-9-23)下降约 0.5 个数量级, 断层泥(WF09-9-13)下降约 1 个数量级.

3　讨论

3.1　气体渗透率及 Klinkenberg 效应

由于气体的可压缩性, 其在多孔介质中流动的特征与液体不同. 当用气体进行渗透率测量时需要修正经典 Darcy 定律. Klinkenberg(1941)用不同液体和气体作为孔隙介质研究毛细管壁对流体的吸附效应. 结果表明, 不同液体作为孔隙介质进行测量时, 样品的渗透率没有明显差别; 而不同气体的实验结果则差别较大, 且均大于液体渗透率. Klinkenberg 用气体分子的滑脱效应来解释该现象. 当气体的平均分子自由程和岩石孔隙尺寸相当时, 管壁上的气体分子的速度不再是零, 这样与连续流比较就多出了一个附加项, 这种现象被称为 Klinkenberg 效应(Klinkenberg, 1941). 气体的渗透率公式为

$$k_g = k_l\left(1+\frac{4cl}{r}\right) = k_l\left(1+\frac{b}{P}\right) \approx k_l\left(1+\frac{2b}{P_u+P_d}\right), \quad (2)$$

式中, k_g 为气体渗透率; k_l 为绝对渗透率; c 为常数因子(一般取 0.9); l 为气体的平均分子自由程; r 为平均孔隙半径; P 为孔隙压力, 近似为上下游压力的平均值; b 为滑脱因子(Pa):

$$b = \frac{cRT}{\pi \times r^3}, \quad (3)$$

式中, R 为波尔兹曼常数, T 为绝对温度. b 值受温度和孔隙结构所控制. 通常渗透率低的岩石 b 值大, 即 Klinkenberg 效应更为明显(Jones 和 Owens, 1980).

3 个样品的第 3 次循环气体渗透率随 $2/(P_u+P_d)$ 的变化均为正相关的线性关系(图 4), 这表明气体渗透率存在明显的 Klinkenberg 效应. 这一效应是导致其渗透率随孔隙压力升高而下降的主要原因之一(Tanikawa 和 Shimamoto, 2009). 将第 3 次循环实验结果按照公式(2)进行线性回归(图 4), 得到了相应围压下的绝对渗透率 k_l, 和滑脱因子 b 值.

大量研究表明 k_l 与 b 值之间存在幂次关系, 即 $b=\lambda k_l^d$. Heid 等研究渗透率范围是 10^{-12}~10^{-17}m^2 的岩心样品得出两者间的关系为 $b=0.11k_l^{-0.39}$; Jones 和 Owens 研究渗透率范围是 10^{-14}~10^{-19}m^2 的低渗砂岩样品得出两者间的关系为 $b=k_l^{-0.33}$; Tanikawa 等研究渗透率范围是 10^{-14}~10^{-21}m^2 的沉积岩样品得出两者间的关系为 $b=(0.15\pm0.06)\times k_l^{(-0.37\pm0.038)}$. 本文 3 个样品在低渗透率范围内($10^{-17}$~$10^{-20}$ m^2)获得了 21 个实验结果. 在 b 与 k_l 的双对数图中 3 个样品的结果分别集中在不同位置(图 6). 砂岩(S002)的实验数据点分布与前人沉积岩实验结果吻合的很好; 渗透率较高的角砾岩样品(ZJG09-9-23)之实验结果与沉积岩实验结果较为接近; 而断层泥样品(WF09-9-13)数据点分布明显偏离沉积岩的分布区. 拟合断层岩样品数据得

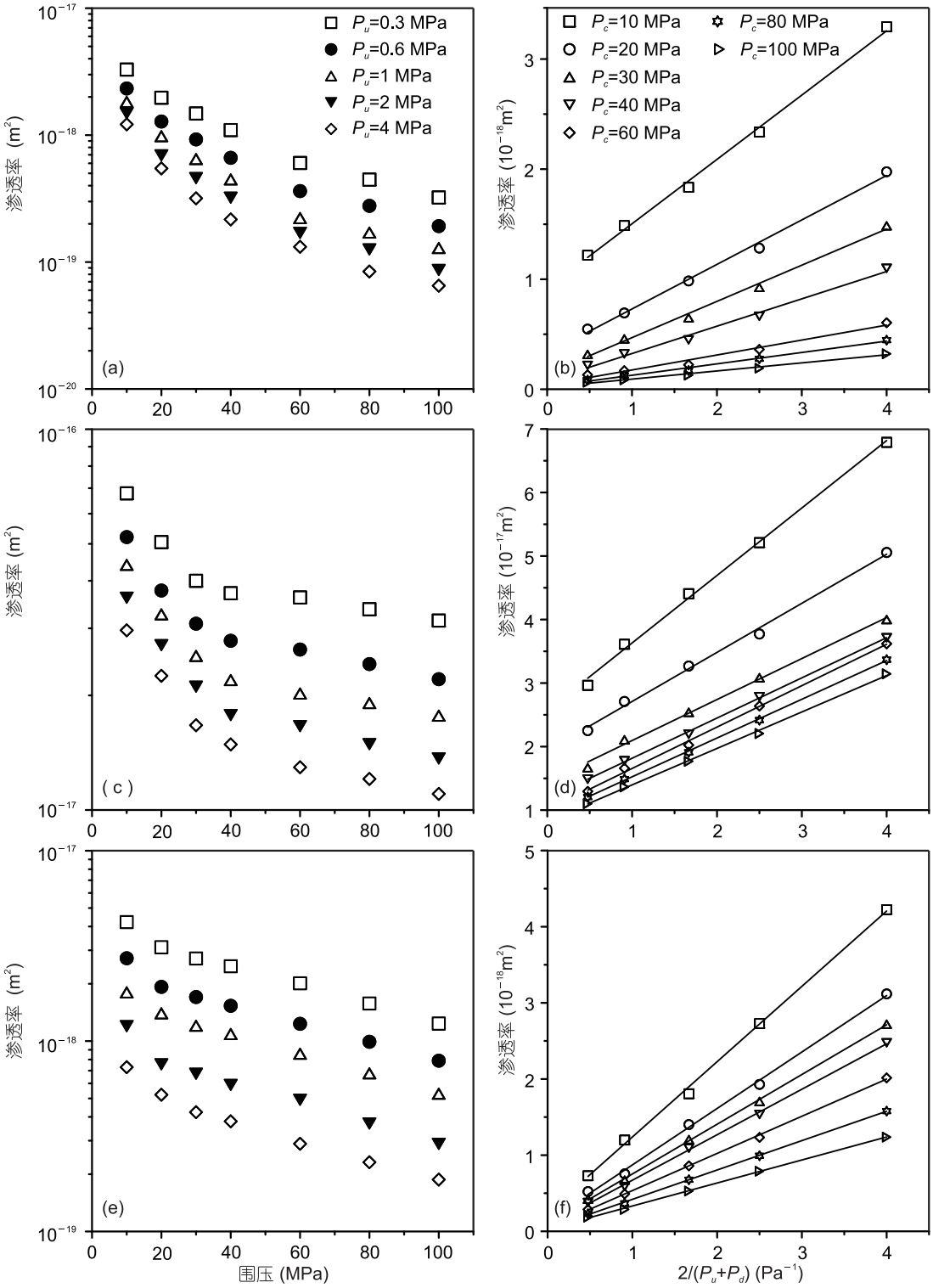

图 4　第 3 次循环恒流法渗透率测量结果及相应的 Klinkenberg 校正

(a), (b) 样品 S002 实验结果; (c), (d) 样品 ZJG09-9-23 实验结果; (e), (f) 样品 WF09-9-13 实验结果. 左侧为不同围压下分别变化上游压力测得的气体渗透率; 右侧为对应的 Klinkenberg 效应校正图, 实线为线性拟合结果

表 3　渗透率实验结果 a)

围压(MPa)	20	30	40	60	80	100	120	150	180
样品 S002									
$k_g(10^{-19}\,m^2)$	15.92	4.39	2.28	1.02	0.569	0.387	0.276	0.183	0.130
$k_w(10^{-19}\,m^2)$	2.66	1.08	0.684	0.354	0.233	0.171	0.123	0.0883	0.0694
$k_l(10^{-19}\,m^2)$	3.25	1.40	0.761	0.392	0.241	0.181	–	–	–
b(MPa)	1.24	2.35	3.26	3.49	4.29	4.03	–	–	–
样品 ZJG09-9-23									
$k_g(10^{-18}\,m^2)$	48.4	26.3	17.8	14.6	12.5	11.2	10.6	9.66	9.08
$k_w(10^{-18}\,m^2)$	8.38	7.50	6.58	5.86	5.12	4.29	3.98	3.35	3.13
$k_l(10^{-18}\,m^2)$	19.38	14.49	11.84	10.04	9.14	8.23	–	–	–
b(MPa)	0.398	0.445	0.534	0.648	0.667	0.696	–	–	–
样品 WF09-9-13									
$k_g(10^{-20}\,m^2)$	33.2	20.2	15.9	11.4	8.58	6.80	5.40	3.98	2.95
$k_w(10^{-20}\,m^2)$	6.03	4.07	3.05	1.90	1.21	0.910	–	–	–
$k_l(10^{-20}\,m^2)$	9.40	7.11	5.22	3.14	1.90	1.41	–	–	–
b(MPa)	8.19	9.59	11.27	16.93	20.68	22.64	–	–	–

a) 表中只列出了随围压加载过程中的渗透率测量结果, k_g 为第 4 次循环 N_2 振荡法渗透率测量结果, k_w 为第 5 次循环水振荡法渗透率测量结果, 振荡法孔隙压力均为 15 MPa, k_l 为第 3 次循环恒流法气体渗透率经 Klinkenberg 效应校正得到的绝对渗透率, b 为滑脱因子; –, 无测量结果

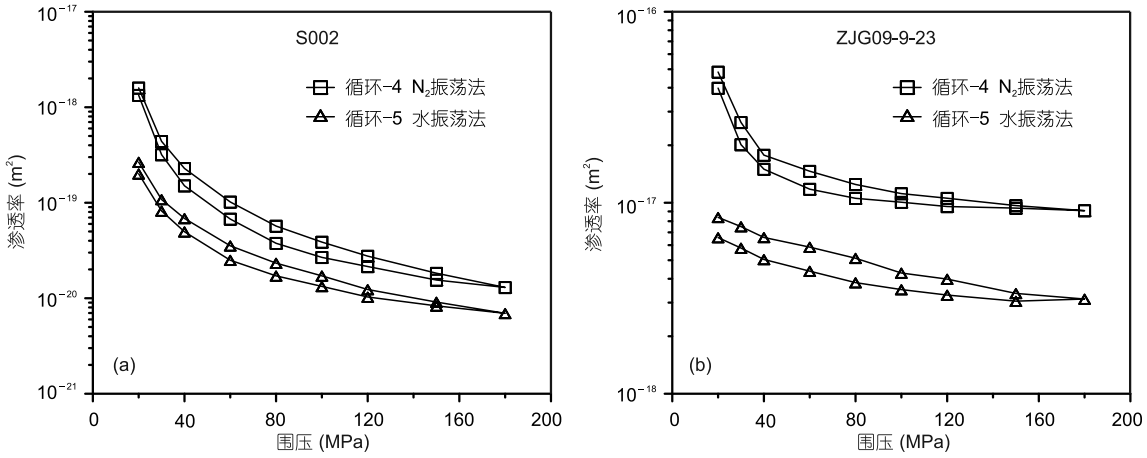

图 5　N_2 振荡法和水振荡法渗透率测量结果

(a) 循环-4 和循环-5 样品 S002 实验结果; (b) 循环-4 和循环-5 样品 ZJG09-9-23 实验结果. 孔隙压力均为 15 MPa

出 $b=0.2\times10^{-3}k_l^{-0.557}$, 数据的相关性很高($R^2=0.998$)(图 6 中实线). 断层岩的幂次 d 值为–0.557, 明显小于沉积岩的 d 值(–0.3~–0.4), 表明断层岩与沉积岩的滑脱效应存在差异, 并暗示在低渗范围内, 断层岩的滑脱效应更强. 这一现象可能与断层岩自身的矿物组成及孔隙结构有关. 将 $b=0.2\times10^{-3}(k_l)^{-0.557}$ 带入公式(2)中, 得出 $k_g/k_l=1+(0.4\times10^{-3}k_l^{-0.557})/(P_u+P_d)$(图 7). 从图 7 中可以看出, 对于渗透率较高的样品(>10^{-19} m^2), 采用 10 MPa 左右的孔隙压力测量, k_g 与 k_l 的比值小于 3; 但当样品渗透率很低时(10^{-22}~10^{-20} m^2), 尽管采用 10 MPa 甚至更高的孔隙压力, k_g 依然是 k_l 的十倍甚至几十倍. 因此, 对于超低渗(10^{-22}~10^{-21} m^2)的样品, 提高孔隙压力亦很难避免滑脱效应.

3.2　气、水渗透率差异原因分析

将 Klinkengberg 校正得到的绝对渗透率 k_l 与第 5 次循环测得的水渗透率对比发现, S002 绝对渗透率 k_l 与水渗透率基本相当(图 8(a)). 大量有关沉积岩的实

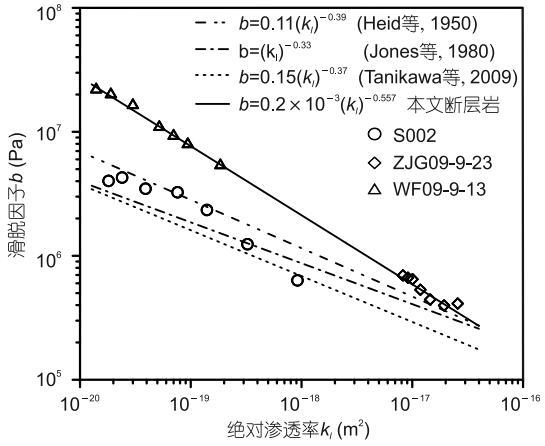

图 6　滑脱因子 *b* 值和绝对渗透率的关系

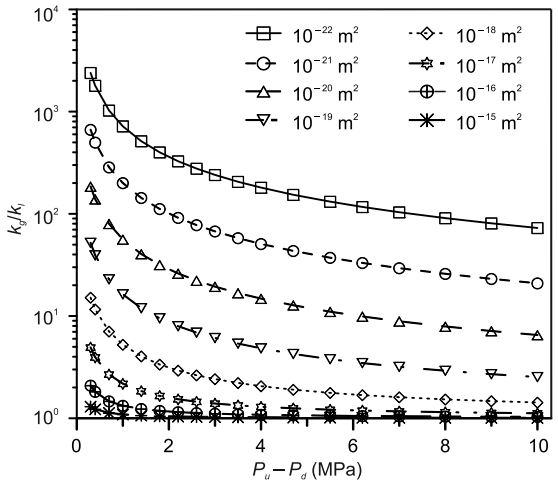

图 7　气体渗透率与绝对渗透率之比随上下游压力差的变化

k_g 和 k_l 分别为气体渗透率和绝对渗透率, P_u 为上游压力, P_d 为下游压力

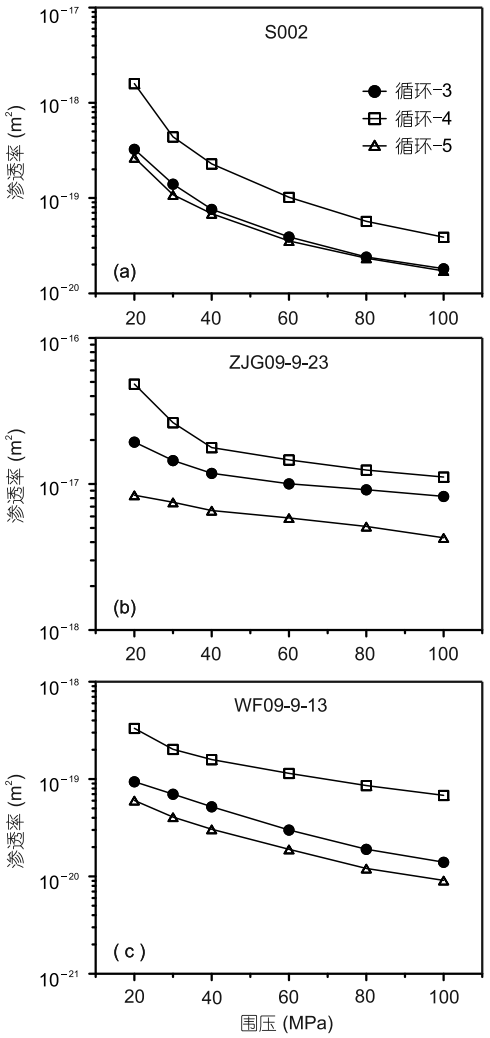

图 8　绝对渗透率 k_l 与 N_2 和水渗透率对比图

实心圆代表第 3 次围压循环过程中采用 N_2 恒流法测得的渗透率经 Klinkenberg 效应校正后得到的绝对渗透率

验结果也表明 Klinkenberg 滑脱效应校正后的绝对渗透率与液体测量的渗透率结果一致(Rushing 等, 2004; Tanikawa 和 Shimamoto, 2009). 因此对于砂岩等沉积岩, Klinkenberg 滑脱效应能够很好的解释其气体渗透率偏高现象. 换言之, 砂岩可以利用气体渗透率测量数据, 经滑脱效应校正来获得液体渗透率, 从而避免直接用水等流体来进行相对困难的渗透率测量.

断层岩样品 ZJG09-9-23 和 WF09-9-13 的绝对渗透率 k_l 分别高于水渗透率 41.7%~56.8% (图 8(b))和 18.2%~31.2%(图 8(c)). 与第 4 次循环所测得的 N_2 渗透率结果相比, k_l 分别下降 53.2%~79.6%和 26.3%~59.9%. 由此可见, Klinkenberg 效应是造成断层岩气体渗透率偏高的重要因素, 但不能完全解释其气体渗透率高于液体渗透率的现象.

研究表明膨胀性粘土矿物吸水膨胀是导致含粘土矿物的样品水渗透率偏低的原因之一, 纯蒙脱石样品的氩气渗透率高出相同条件下水渗透率约 2 个数量级(Behnsen 和 Faulkner, 2011). 对于不含膨胀相粘土矿物的样品, 由于粘土矿物的亲水性, 当样品中含有大量非固结的粘土矿物颗粒时, 孔隙流体会吸附在粘土矿物颗粒表面, 从而导致有效孔隙尺寸减小, 影响其渗透性(Israelachvi, 1992; Cases 等, 1997; Faulkner 和 Rutter, 2000; Elisabeth 和 Jérôme, 2005).

与砂岩相比, 非黏结性(incohesive)断层岩具有

两个明显的特征: 其一, 断层岩通常富含粘土矿物, 其中可能包含大量水膨胀相粘土矿物(如蒙脱石、伊-蒙混层等); 其二, 在断层剪切滑动过程中, 矿物遭受压碎和磨碎作用, 导致其含有大量细小的矿物, 具有很高的比表面积. XRD 成分分析显示 ZJG09-9-23 和 WF09-9-13 具有富含粘土矿物的特点, 尤其是断层泥(WF09-9-13), 粘土矿物含量达 65.2%, 其中膨胀相粘土矿物含量为 33.3%(党嘉祥等, 2012). 粒度分析结果显示汶川地震断层带角砾岩分形维介于 2.46~2.75, 断层泥分形维介于 3.00~3.48. 角砾岩中粒径小于 63 μm 的颗粒占总质量的 5%左右; 断层泥中粒径小于 63 μm 的颗粒占总质量 20%以上(Yang 等, 2011). 超高的粒度分形维导致断层岩具有很高的比表面积, 流体与粘土矿物颗粒的接触面积也大大增加. 因此综合考虑以上因素及与砂岩结果的对比, 作者认为造成断层岩气体渗透率高于液体渗透率的原因除了 Klinkenberg 滑脱效应外, 还有粘土矿物颗粒表面吸附水及膨胀相粘土矿物吸水膨胀; 并且粘土矿物的水膨胀及水吸附效应与 Klinkenberg 滑脱效应的贡献大体相当.

与纯水相比, 地下流体常含有一定的化学成分, 主要包括气体, 阴离子(HCO_3^-, SO_4^{2-}, Cl^-), 阳离子(Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+})等(王大纯等, 1995), 不同地区的成分及浓度差异也比较大. 研究表明溶液中所含的阳离子(如 Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+})可以与粘土矿物相结合而抑制膨胀相粘土矿物的水化膨胀(李健鹰和吴同明, 1987). 采用不同化学成分的盐水溶液测得的含粘土矿物之岩石的渗透率要高于用水测得的渗透率(Baptist 和 Sweeney, 1954; Jones 和 Frank, 1964; Kia 等, 1987; 王正波等, 2007; Kwon 等, 2004). 因此, 一方面含有一定盐度的流体对粘土矿物吸水膨胀现象具有一定抑制作用, 但其不可能完全消除这一影响, 即粘土膨胀现象仍然存在(Brown 和 Ransom, 1996; Kwon 等, 2004); 另一方面, 地壳中各地区的流体矿化程度不均一, 相差非常大, 从这方面说采用水作为测量介质可能具有普遍适用意义. 当研究地下流体渗流过程时, 需要考虑到气体与水渗透率之间约一个数量级(甚至更高)的差别, 同时也要注意到采用水与不同化学成分流体测得的渗透率之间也会存在差别.

4 结论

在围压 20~180 MPa 范围内进行了断层岩的气体(N_2)和水渗透率实验, 将气体滑脱效应校正后的绝对渗透率与水渗透率进行了比较. 结合断层岩成分、粒度及前人研究, 分析总结实验结果得出以下结论.

(1) 气体渗透率测量存在 Klinkenberg 滑脱效应, 气体渗透率随孔隙压力升高逐渐下降, 断层岩滑脱因子 b 值与绝对渗透率 k_l 存在幂律关系: $b=0.2\times10^{-3}(k_l)^{-0.557}$, 低渗范围内, 断层岩的滑脱效应较砂岩相比更强.

(2) 相同孔隙压力(15 MPa)条件下, N_2 渗透率高于水渗透率接近 1 个数量级. 砂岩气体渗透率高于水渗透率的原因是气体滑脱效应; 断层岩气体渗透率高于水渗透率的原因除了 Klinkenberg 滑脱效应外, 还有粘土矿物颗粒表面吸附水及膨胀相粘土矿物吸水膨胀; 并且粘土矿物的水膨胀及水吸附效应与 Klinkenberg 滑脱效应的贡献大体相当.

(3) 砂岩等沉积岩采用 Klinkenberg 校正得到的绝对渗透率可以近似为液体渗透率; 断层岩气体渗透率经 Klinkenberg 效应校正得到的绝对渗透率不能近似为液体渗透率. 因此, 当研究地壳断层带流体输运过程时, 需要用相应的液体作为孔隙流体进行渗透率测量, 所获得的渗透率结果才能更精确地反映断层带流体渗流的真实情况.

参考文献

陈建业, 杨晓松, 党嘉祥, 等. 2011. 汶川地震断层带结构及渗透率. 地球物理学报, 54: 1805–1816

陈建业, 杨晓松. 2012. 地震断层的渗透性. 地学前缘, 19: 30–40

陈卫忠, 杨建平, 伍国军, 等. 2008. 低渗透介质渗透性实验研究. 岩石力学与工程学报, 27: 236–243

陈颙, 黄庭芳, 刘恩儒. 2009. 岩石物理学. 合肥: 中国科学技术大学出版社

党嘉祥, 周永胜, 韩亮, 等. 2012. 虹口八角庙-深溪沟炭质泥岩同震断层泥的 X 射线衍射分析结果. 地震地质, 34: 17–27

胡国忠, 王宏图, 范晓刚, 等. 2009. 低渗透突出煤的瓦斯渗流规律研究. 岩石力学与工程学报, 28: 2527–2534

李健鹰, 吴同明. 1987. 钾盐对油气层中粘土水化膨胀的抑制作用. 天然气工业, 7: 50–52
王大纯, 张人权, 史毅虹, 等. 1995. 水文地质学基础. 北京: 地质出版社
王正波, 岳湘安, 韩冬. 2007. 粘土矿物及流体对低渗透岩心渗流特性的影响. 油气地质与采收率, 14: 89–93
吴曼, 杨晓松, 陈建业. 2011. 超低渗透率测量仪的标定及初步试验结果. 地震地质, 33: 719–735
于丽艳, 潘一山, 肖晓春, 等. 2011. 低渗煤层气藏气体 KlinKenberg 效应试验研究. 水资源与水工程学报, 22: 15–19
朱益华, 陶果, 方伟, 等. 2007. 低渗气藏中气体渗流 Klinkenberg 效应研究进展. 地球物理学进展, 22: 1591–1596
Baptist O C, Sweeney S A. 1954. The effect of clays on the permeability of reservoir sands to waters of different saline contents. Coast Regional Conference on Clays and Clay. 505–515
Behnsen J, Faulkner D R. 2011. Water and argon permeability of phyllosilicate powders under medium to high pressure. J Geophys Res, 116: B12203
Bernabé Y, Brace W, Evans B. 1982. Permeability, porosity and pore geometry of hot-pressed calcite. Mech Mater, 1: 173–183
Brace W F, Walsh J B, Frangos W T. 1968. Permeability of granite under high pressure. J Geophys Res, 73: 2225–2236
Brown K M, Ransom B. 1996. Porosity corrections for smectite-rich sediments: Impact on studies of compaction, fluid generation, and tectonic history. Geology, 24: 843–846
Byerlee J. 1993. Model for episodic flow of high-pressure water in fault zones before earthquakes. Geology, 21: 303–306
Caine J S, Evans J P, Forster C B. 1996. Fault zone architecture and permeability structure. Geology, 24: 1025–1028
Cases J, Berend I, Francois M, et al. 1997. Mechanism of adsorption and desorption of water vapor by homoionic montmorillonite: 3. The Mg^{2+}, Ca^{2+}, Sr^{2+} and Ba^{2+} echanged forms. Clays Clay Minerals, 45: 8–22
Chen J Y, Yang X S, Duan Q B, et al. 2013a. Importance of thermochemical pressurization in the dynamic weakening of Longmenshan fault during the 2008 Wenchuan earthquake: Inference from experiments and modeling. J Geophys Res, 118: 4145–4169
Chen J Y, Yang X S, Ma S L, et al. 2013b. Mass removal and clay mineral dehydration/rehydration in carbonate-rich surface exposures of the 2008 Wenchuan Earthquake fault: Geochemical evidence and implications for fault zone evolution and coseismic slip. J Geophys Res, 118: 474–496
Elisabeth C, Jérôme C. 2005. Adhesion forces between wetted solid surfaces. J Chem Phys, 122: 1–9
Evans J P, Forster C B, Goddard J V. 1997. Permeability of fault-related rocks, and implications for hydraulic structure of fault zone. J Struc Geol, 19: 1393–1404
Faulkner D R, Rutter E H. 1998. The gas permeability of clay-bearing fault gouge at 20°C. In: Jones G., Fisher Q J, Knipe R J, eds. Faulting, Faulting, Faulting Sealing and Fluid Flow in Hydrocarbon Reservoirs. London Geol Soc Spec Publ, 147: 147–156
Faulkner D R, Rutter E H. 2000. Comparisons of water and argon permeability in natural clay-bearing fault gouge under high pressure at 20°C. J Geophys Res, 105: 16415–16426
Faulkner D R, Rutter E H. 2003. The effect of temperature, the nature of the pore fluid, and subyield differential stress on the permeability of phyllosilicate-rich fault gouge. J Geophys Res, 108(B5): 2227
Fischer G J, Paterson M S. 1992. Measurements of Permeability and Storage Capacity in Rocks during Deformation at High Temperature and Pressure. In: Evans B, Wong T F, eds. Fault Mechanics and Transport Properties of Rocks. New York: Academic Press. 213–52
Freeman D L, Bush D C. 1983. Low-permeability laboratory measurements by nonsteady-state and conventional methods. Soc Petrol Eng J, 23: 928–936
Heid J G, McMahon J J, Nielson R F. 1950. Study of the permeability of rocks to homogeneous fluids. Am Pet Inst Drill Prod Pract. 230–244
Israelachvili J N. 1992. Adhesion forces between surfaces in liquids and condensable vapours. Surf Sci Rep, 14: 109–159
Jones F O, Owens W W. 1980. A laboratory study of low-permeability gas sands. J Pet Technol, 32: 1631–1640
Jones J R, Frank O. 1964. Influence of chemical composition of water on clay blocking of permeability. J Pet Technol, 16: 441–446
Jones, Stanley C. 1972. Rapid accurate unsteady-state Klinkenberg permeameter. Spe J, 12: 383–397
Kia S F, Fogler H, Reed M G, et al. 1987. Effect of salt composition on clay release in Berea sandstones. SPE Prod Eng, 2: 277–283
Klinkenberg L J. 1941. The permeability of porous media to liquids and gases. Am Pet Inst Drill Prod Pract. 200–213
Kranz R L, Saltzman J S, Blacic J D. 1990. Hydraulic diffusivity measurements on laboratory samples using an oscillating pore pressure method. Int J Rock Mech Min Sci Geomech Abstr, 27: 345–52
Kwon O, Herbert B, Kronenberg A. 2004. Permeability of illite-bearing shale: 2. Influence of fluid chemistry on flow and functionally connected pores. J Geophys Res, 109: B10206
Mesri G, Olson R. 1971. Mechanisms controlling the permeability of clays. Clays Clay Minerals, 19: 151–158
Moore D, Morrow C, Byerlee J. 1982. Use of swelling clays to reduce permeability and its potential application to nuclear waste repository

sealing. Geophys Res Lett, 9: 1009–1012

Morrow C A, Shi L Q, Byerlee J B. 1981. Permeability and strength of San Andreas fault gouge under high pressure. Geophys Res Lett, 8: 325–328

Morrow C A, Zhang B C, Byerlee J D. 1986. Effective pressure law for permeability of Westerly granite under cyclic loading. J Geophys Res, 91: 3870–3876

Morris K, Shepperd C. 1982. The role of clay minerals in influencing porosity and permeability characteristics in the bridport sands of wytch farm, dorset. Clay Minerals, 17: 41–54

Rice J R. 1992. Fault stress states, pore pressure distributions, and the weakness of the San Andreas Fault. In: Evans B, Wong T F, eds. Earthquake Mechanics and Transport Properties of Rocks. London: Academic Press. 475–503

Rodwell W R, Nash P J. 1992. Mechanisms and modeling of gas migration from deep radioactive waste repositories. London: United Kingdom Nirex Ltd. 86

Rushing J A, Newsham K E, Lasswell P M, et al. 2004. Klinkenberg-corrected permeability measurements in tight gas sands: Steady-state versus unsteady-state techniques. SPE Annual Technical Conference and Exhibition, doi: 10.2118/89867-MS

Sibson R H. 1992. Implications of fault-valve behaviour for rupture nucleation and recurrence. Tectonophysics, 211: 283–293

Tanikawa W, Shimamoto T. 2009. Comparison of Klinkenberg-corrected gas permeability and water permeability in sedimentary rocks. Int J Rock Mech and Min Sci, 46: 229–238

Wu Y S, Pruess K, Persoff P. 1998. Gas flow in porous media with Klinkenberg effects. Transport Porous Media, 32: 117–137

Yang X S. Chen J Y, Duan Q B. 2011. Grain size distribution of fault rocks: Implication from natural gouges and high velocity friction experiments. American Geophysical Union, Fall Meeting. T32C–08

Zhang M, Takeda M, Esaki T, et al. 2001. Effects of confining pressure on gas and water permeabilities of rocks. Mat Res Soc Symp Proc. 663

Zoback D M, Byerlee D J. 1975. The effect of microcrack dilatancy on the permeability of westerly granite. J Geophys Res, 80: 752–757