

活断层中断层泥分形与断裂活动关系

胡道功¹⁾ 吴树仁¹⁾ 吴淦国²⁾

1) 中国地质科学院地质力学研究所,北京,100081; 2) 中国地质大学,北京,100083

内容提要 以长江三峡仙女山、九湾溪和天阳坪3条断裂为例,对断裂活动性与断层泥分维值(D)进行对比研究发现, D 值受断裂活动性与断层泥粒度双因素制约。同一断裂带中细粒断层泥 D 值低于粗粒断层泥 D 值;不同断裂之间相对活动断裂 D 值低于弱活动断裂 D 值。在改进断层泥分形计算方法的基础上,通过变换得到了具有物理意义的判断断裂活动性的单因素参量(r_L)。该方法克服了用断层泥分维值判断断裂活动性时粒径影响 D 值的困难,为利用分形理论定量研究基岩区断裂活动性开辟了新的途径。

关键词 断层泥 分形 断层活动性 r_L 判据

断层泥是断裂新活动的重要信息载体,它蕴含着断裂活动时代、方式和物理环境的大量信息(林传勇等,1995)。Sammis等(1987)对断层泥的研究表明断层泥具有自相似特征,并提出了碎裂岩发育的“近相邻”理论,我国学者在将分形理论应用于成矿、断裂和地球化学研究(丁式江等,1998;侯贵廷,1998;金章东等,1998;卢新卫等,1998;李长江等,1999;许建东等,1999)的同时也将分形理论用于活动断裂带断层泥分维值与断裂活动关系的研究中,发现断层泥在一定的尺度内不仅具有分形结构特征,而且其分维值大小反映了断裂活动方式(易顺民等,1995;王华林等,1996;邵顺妹等,1996),为活动断裂的定量研究开辟了新途径。最近我们在研究断层泥时发现, D 值除受断裂活动方式影响外,断层泥粒径也是影响 D 值大小的重要因素。为此,笔者选用长江三峡工程库首区仙女山断裂、九湾溪断裂和天阳坪断裂的断层泥进行分形研究,探讨断层泥分维值与断裂活动性及断层泥粒度的关系。

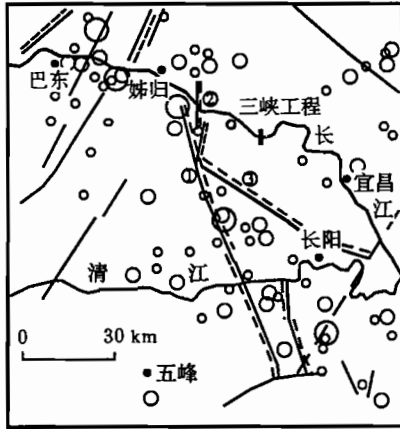
1 分形理论与断层泥分维值 D 值

分形是用来描述较欧氏几何空间更为复杂的不规则物体几何属性的术语,分形结构没有特征尺度,即在一定尺度范围内,次级结构是其高级结构的缩影(Mandelbrot,1982),从这个意义上说分形是自相似的,许多自然界的物体表现为统计自相似性(Mandelbrot,1982;Korvin,1989)。碎裂岩是地壳浅部从公里尺度(Gallagher,1981)到微米级(Sammis et al.,1987)碎块的碾磨、旋转和摩擦滑动形成的,变形过程中其粒级的逐渐变小使其成为分形分析的理想物体(Sammis et al.,1987;Zhao et al.,1990)。理论研究和断层泥的大量分形研究表明(Zhao et al.,1990;Turcotte,1986;Blenkinsop,1991;Babaie et al.,1995),断裂破裂过程具有统计自相似性,断层泥粒度分布具有分形结构特征。

计算断层泥分维值有Sammis法、图象分析法和筛选法。因筛选法简单易行,精度较高,特别适用胶结程度较差的断层泥分维分析,成为国内学者常用分析方法。具体求法如下:

注:本文为国家自然科学基金项目(编号49772145)资助成果。

本文1999年4月收到,2000年1月改回,任希飞编辑。



○ $M_L < 2.0$ ○ $M_L = 2.0 \sim 2.9$ ○ $M_L \geq 3.0$

图1 长江三峡工程库首区活动断裂带及地震分布(据陈学波,1994)

Fig.1 Map showing the distribution of active fault zones and earthquakes in the front region of the reservoir for the Three Gorges project (after Chen, 1994)

- ①—仙女山断裂带; ②—九湾溪断裂带;
③—天阳坪断裂带
①—Xiannushan fault zone; ②—Jiuwanxi fault zone; ③—Tianyangping fault zone

仙女山断裂带位于三峡工程上游19 km处,呈NNW走向,向东或西陡倾,全长80 km,经历了燕山期右旋走滑和喜马拉雅期的挤压逆冲活动(吴树仁,1995)。对断层活动年代测试结果表明该断裂最新活动年龄为150 ka左右(袁登维等,1996);位移监测显示其右行扭动和垂直形变速率分别为0.12 mm/a和0.06 mm/a,西盘下降;30多年仪器记录了20余次 $M_s < 3$ 级地震,最大地震为1961年潘家湾4.9级地震。九湾溪断裂呈NNE走向,长30 km,断裂最新活动年龄为110 ka,现今运动状态为拉张兼顺扭,水平形变率很低,垂直形变率0.137 mm/a。天阳坪断裂总体走向NW,倾向SW,中等倾角,燕山期和喜马拉雅期均遭受强烈的挤压变形,断裂最新活动年龄为230 ka,现今运动状态为受压兼反扭,垂直形变率很低,水平形变率0.07 mm/a,沿断裂无地震活动(图1)。由此可见仙女山断裂和九湾溪断裂活动性明显强于天阳坪断裂。该区现今NE向最大主压应力方向(高士钧,1986)决定了断裂现今活动性的差异。

上述断裂带内均发育15~50 cm厚的断层泥,沿断裂带采取断层泥样品,其粒度分析结果如表1所示。由表1可见,不同断裂带断层泥粒度粗细不均,即使同一断裂带,由于取样部位的不同其粒度也有粗细之分。为进一步揭示颗粒粒径对分维值大小的影响,对所有样品均按不同粒径分别计算其分维值。据断层泥粒度分布特点,将表1中断层泥按照粒径 $r_1 \leq 2000 \mu\text{m}$ 、 $r_2 \leq 500 \mu\text{m}$ 、 $r_3 \leq 125 \mu\text{m}$ 和 $r_4 \leq 31.3 \mu\text{m}$ 分为4组分别求分维值,即在计算分维值时不计 $r > 2000 \mu\text{m}$ 的颗粒。对最大粒径小于125 μm 的细粒断层泥样品(7b、8、12和16号样)分为 $r_3 \leq 125 \mu\text{m}$ 和 $r_4 \leq 31.3 \mu\text{m}$ 两组。据筛选法(易顺民等,1995)求得各粒径断层泥分维值如表2。

3 计算结果与讨论

由表2可见,对不同粒径而言,除2号 R_1 外,相关系数均在0.916以上,强相关关系表明,采用不同粒径分别计算断层泥粒度分维值的方法是切实可行的,其分形也是客观存在的。可以

按照分形的定义,在分形集中,若某一集合关于标度 ϵ 具有自相似性,且在标度 ϵ 度量下的个数为 N ,则有:

$$N = (1/\epsilon)^D = \epsilon^{-D}$$

式中 D 即为分维值。对断层泥而言,设断层泥颗粒的粒径为 r , $M(r)$ 为粒径小于 r 的颗粒累计质量, M 为样品总质量。经推导可得(易顺民等,1995):

$$D = 3 - b$$

如果断层泥各个粒径含量 $M(r)/M$ 和相应粒径 r 在双对数坐标图上具有很好的线性关系,则表明其粒度分布具有分形结构。这样,只要在 $M(r)/M$ 与 r 的双对数坐标图上用最小二乘法拟合直线并求出该直线段的斜率 b ,代入上式即可求出断层泥的分维值 D 。

2 样品和地质特征

仙女山断裂带位于三峡工程上游19 km处,呈NNW走向,向东或西陡倾,全长80 km,经历了燕山期右旋走滑和喜马拉雅期的挤压逆冲活动(吴树仁,1995)。对断层活动年代测试结果表明该断裂最新活动年龄为150 ka左右(袁登维等,1996);位移监测显示其右行扭动和垂直形变速率分别为0.12 mm/a和0.06 mm/a,西盘下降;30多年仪器记录了20余次 $M_s < 3$ 级地震,最大地震为1961年潘家湾4.9级地震。九湾溪断裂呈NNE走向,长30 km,断裂最新活动年龄为110 ka,现今运动状态为拉张兼

看出,断层泥分维值具有如下变化规律:① 同一样品中, $D_1 > D_2 > D_3 > D_4$,即粒径越大分维值就越大;② 就整个样品而言,不同样品之间,粗粒断层泥 D 值较细粒断层泥 D 值大;③ 不论断层泥粒度原始粗细,用同一粒径计算的断层泥 D 值大小基本一致;④ 不同断裂之间,在粒径相同的情况下,断裂活动性越强, D 值越小。

表 1 断层泥粒度分布

Table 1 The grain size distribution of fault gouges

断 裂	样 号	不同粒径(μm)的百分含量 $M(r)/M(\%)$												
		>2000	2000~1000	1000~500	500~250	250~125	125~62.5	62.5~31.3	31.3~15.6	15.6~7.8	7.8~3.9	3.9~2	2~1	<1
仙女山断裂	1		2.19	4.19	3.62	3.68	5.35	17.03	13.64	11.18	11.46	9.18	6.64	11.84
	2		1.29	0.76	1.08	2.22	4.50	17.77	17.52	15.16	14.14	9.06	7.82	8.68
	3		1.96	2.15	3.49	4.58	5.13	18.77	16.66	14.64	11.32	7.90	5.50	7.90
	7b						1.62	20.76	14.70	13.44	10.86	8.36	9.36	20.96
	8						2.33	14.27	17.84	17.32	13.38	9.80	8.52	16.54
	9	7.95	4.99	3.49	2.46	2.29	3.12	19.32	13.56	13.12	10.28	7.60	5.02	6.80
	10	2.04	1.54	1.38	1.11	1.23	1.53	18.27	15.56	13.26	11.38	6.48	7.40	18.80
13	14.70	14.51	5.77	2.65	2.23	2.90	10.74	10.02	10.64	8.02	6.38	5.26	6.18	
九湾溪断裂	4	0.87	0.97	2.62	4.00	8.54	8.78	17.61	12.20	12.96	9.56	6.12	7.00	8.68
	5	19.79	10.53	8.11	6.03	5.00	5.19	8.31	6.82	16.26	4.74	3.36	2.20	3.84
	6	28.66	8.08	5.01	3.89	4.06	4.72	9.71	7.34	10.18	6.54	4.48	3.98	3.38
	7a	6.01	5.12	4.32	4.96	5.44	5.23	14.32	13.58	14.42	11.12	5.94	3.62	5.92
天阳坪断裂	11	24.73	6.77	3.65	2.34	2.13	2.71	11.11	9.72	10.12	7.70	5.54	4.02	9.46
	12						5.59	8.65	15.72	15.82	13.04	11.04	8.42	21.72
	14	2.06	2.39	2.39	1.99	2.86	6.76	17.83	12.12	11.58	9.16	8.06	5.96	16.84
	15	19.85	7.59	5.28	3.16	2.22	1.71	4.53	4.92	9.90	8.84	8.38	5.66	17.96
	16						4.69	9.99	13.24	18.26	15.32	12.48	7.96	18.06
	平均													

注:资料来源于:国家地震局地质研究所.1989.三峡库首附近地区主要断层带断层泥的成分与结构特征研究.

显然,如果以整个样品分维值大小来判断断裂活动性,势必会造成判断上的错误,尽管 D 值是一定量参数.上述④之规律虽然可以判断断裂活动性的强弱,但缺少实际操作的标准.因此,要客观判断断裂活动性,还需要寻求不受采样部位等因素影响的、反映断裂活动方式与活动强度的单因素参量.由上述可知,随着计算粒径的逐渐增大, D 值也随之变大,如仙女山断裂 D 值从 2.483 逐渐增大到 2.843,九湾溪断裂和天阳坪断裂分别从 2.373 和 2.588 增加到 2.819 和 2.891,可以预见,随着各组计算粒径差无限减小,

表 2 不同粒径断层泥分维值

Table 2 Fractal dimensions of fault gouges for different grain size

断 裂	样 号	$r_1 \leq 2000 \mu\text{m}$		$r_2 \leq 500 \mu\text{m}$		$r_3 \leq 125 \mu\text{m}$		$r_4 \leq 31.3 \mu\text{m}$	
		D_1	R_1	D_2	R_2	D_3	R_3	D_4	R_4
仙女山断裂	1	2.853	0.927	2.767	0.955	2.596	0.982	2.511	0.991
	2	2.834	0.896	2.723	0.936	2.495	0.972	2.392	0.989
	3	2.822	0.918	2.713	0.952	2.498	0.982	2.392	0.995
	7b					2.650	0.986	2.627	0.996
	8					2.593	0.978	2.531	0.997
	9	2.827	0.916	2.726	0.946	2.514	0.980	2.383	0.993
	10	2.880	0.920	2.803	0.956	2.647	0.989	2.609	0.999
13	2.847	0.927	2.774	0.939	2.607	0.971	2.421	0.988	
平均	2.843	0.917	2.751	0.947	2.575	0.980	2.483	0.994	
九湾溪断裂	4	2.831	0.938	2.735	0.966	2.563	0.985	2.466	0.991
	5	2.808	0.945	2.727	0.957	2.554	0.979	2.371	0.993
	6	2.826	0.928	2.745	0.945	2.574	0.970	2.322	0.985
	7a	2.813	0.926	2.709	0.952	2.502	0.980	2.334	0.996
	平均	2.819	0.934	2.729	0.955	2.548	0.978	2.373	0.991
天阳坪断裂	11	2.869	0.936	2.803	0.956	2.663	0.985	2.534	0.997
	12					2.659	0.977	2.598	0.996
	14	2.872	0.939	2.798	0.968	2.655	0.993	2.611	0.998
	15	2.913	0.927	2.873	0.930	2.778	0.959	2.660	0.988
	16					2.617	0.968	2.537	0.992
	平均	2.891	0.934	2.825	0.951	2.674	0.976	2.588	0.994

注: r —断层泥粒径(单位: μm); D —分维值; R —相关系数.

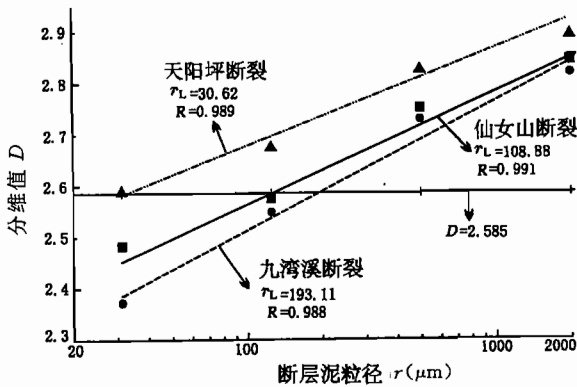


图2 3条活断层中断层泥分维值与断层泥粒径图解
Fig. 2 Diagrams showing the $\lg r-D$ of the three active fault zones

0.991、0.988和0.989(图2),说明断层泥分维值具有二次分形分布特征。由于在粒径相同的情况下,同一断裂带不同样品之间的分维值大小相近,而不同断裂之间分维值具有较大差别。因此,用 D 值平均值计算的 r_L 值应与由断裂带中各个样品分别求得的 r_L 值近似一致,这样就可以根据所求的 r_L 值来判断断裂活动性。可以看出,断裂现今活动性越强, r_L 值就越高,它只与断裂现今活动强度呈正相关,与所取断层泥粒度分布无关, r_L 即为判断断裂活动性的单因素参量。由 r_L 值判断,九湾溪断裂和仙女山断裂活动性明显要强于天阳坪断裂,这一结果与野外地质、地震及仪器观测结果是基本一致的。同时可以看出,九湾溪断裂较仙女山断裂更为活动,其现今地震活动弱于仙女山断裂带可能是因为九湾溪断裂带规模较小之故。

Samms等(1987)认为,断层泥在碎裂过程中,相邻颗粒具有相近的粒度将优先碎裂,任何初始粒度分布的断层泥都将演化为具有自相似粒度分布特点的碎裂岩,其结果必然是颗粒的逐渐变细,最终向具有完全自相似碎裂的Sierpinski地毯模型理论分维值(2.585)的断层泥结构发展。表1和表2所示的断层泥同样显示出这种发展趋势,细粒断层泥 D 值更接近理论分维值。然而,岩石和地质体的碎裂过程是复杂多样的,Zhao等(1990)认为分数维 D 值的大小取决于碎裂模式,本文研究说明断层泥分维值与断层活动方式及活动强度有关,由此外推,碎裂模式体现了断裂活动方式,这是断层泥分维值 D 的物理内涵。当然, D 值的变化也可以因其它因素而引起,如构造活动期次、围压、较大颗粒的选择性破裂等(Blenkinsop,1991)。

r_L 值与断裂活动性或碎裂模式相关,而与断层泥粒度或断裂应变变量无关,这一认识为基于分维值的断裂活动性定量评价开辟了新的途径。通过 r_L 来判断断裂的活动性具有更为明确的物理意义,也更为量化。但上述认识是否具有普遍适应性还需要更多的实践检验。对不同构造活动区活动断裂断层泥分维值的对比研究,将有可能进一步确立 r_L 值与断层泥粒度、断裂活动方式与活动强度的定量关系。

参 考 文 献

- 陈学波. 1994. 长江三峡工程坝区及外围深部构造特征研究. 北京:地震出版社,138~141.
丁式江,翟裕生,邓军. 1998. 中国金矿床分布的分形研究. 地质论评,44(2): 188~193.
高士钧. 1986. 长江三峡地区地壳应力场与地震. 北京:地震出版社,26~31.

分维值最终必然出现随 r 值变化而连续变化,从而可以构筑以 r 为自变量, D 为因变量的函数 $D=f(r)$,该函数必存在一 r 值,使 D 值等于Samms等(1987)修改的Sierpinski地毯模型的理论分维值2.585。我们将该 r 值定义为 r_L ,即具有理论分维值2.585时断层泥的粒径。 r_L 可以通过以下方法求得,在 $\lg r-D$ 图解中,用最小二乘法拟合一条直线,求出该直线与 $D=2.585$ 交点坐标,其交点横坐标 r 即为所求 r_L 。

根据上述方法利用表2中 D 值平均值求出仙女山断裂、九湾溪断裂和天阳坪断裂的 r_L 值分别为108.88 μm 、193.11 μm 和30.62 μm ,直线的相关系数分别为

- 侯贵廷. 1998. 褶皱的分形模拟. 地质学报(英文版), 72(2): 217~223.
- 金章东, 卢新卫, 张传林. 1998. 江西德兴斑岩铜矿田断裂分形研究. 地质论评, 44(1): 57~62.
- 李长江, 麻士华, 朱兴盛, 胡永和. 1999. 分形布朗运动与地球化学测量——地壳中元素含量空间分布的定量表征. 地质论评, 45(1): 76~84.
- 林传勇, 史兰斌, 刘行松等. 1995. 断层泥在基岩区断层新活动研究中的意义. 中国地震, 11(2): 26~32.
- 卢新卫, 马东升. 湘中断裂体系分维与锑矿分布. 1998. 地质论评, 44(5): 542~546.
- 邵顺妹, 邹谨敏, 滕瑞增. 1996. 西秦岭北缘断裂带东段断层泥的粒度分布和显微构造特征. 西北地震学报, 18(2): 74~79.
- 王华林, 耿杰. 1996. 沂沭断裂及其附近断层的断层泥分形特征及其地震地质意义. 中国地震, 12(3): 307~315.
- 吴树仁. 1995. 清江流域地壳稳定性工程地质研究. 武汉: 中国地质大学出版社, 1~22.
- 许建东, 曲国胜, 罗伯特·雅可比. 1999. 天然裂缝空间分布的分维与多分维特征——理论分析和实际应用. 地质学报(英文版), 73(4): 477~487.
- 袁登维, 梅应堂, 秦兴黎. 1996. 长江三峡工程坝区及外围地壳稳定性研究. 武汉: 中国地质大学出版社, 42~71.
- 易顺民, 唐辉民. 1995. 活动断裂的分形结构特征. 地球科学, 20(1): 58~62.
- Babaie H A, Hadizadeh J, Babaei A. 1995. Self-similar cataclasis in the Saltville thrust zone, Knoxville, Tennessee. J. Geophys. Res., 100: 18075~18084.
- Blenkinsop T G. 1991. Cataclasis and processes of particle size reduction. Pure Appl. Geophys., 136: 59~86.
- Gallagher J J. 1981. Tectonics of China; continental scale cataclastic flow. In: Carter N L, et al. ed. Mechanical behavior of crustal rocks. The Handin Volume, Geophys. Monogr. Ser., vol. 24, Washington D. C., 259~273.
- Korvin G. 1989. Fractured but not fractal; fragmentation of the Gulf of Suez basement. Pure Appl. Geophys., 131: 289~305.
- Mandelbrot B B. 1982. The fractal geometry of nature. New York: W H Freeman, 1~486.
- Sammis C G, King G, Biegel R. 1987. The kinematics of gouge deformation. Pure Appl. Geophys., 125: 777~812.
- Turcotte D L. 1986. Fractals and fragmentation. J. Geophys. Res., 91: 1921~1926.
- Zhao Z Y, Wang Y, Liu X H. 1990. Fractal analysis applied to cataclastic rocks. Tectonophysics, 178: 373~377.

Correlation between the Fractal Dimension of Fault Gouges and Fault Activity in Active Fault Zones

Hu Daogong¹⁾ Wu Shuren¹⁾ Wu Ganguo²⁾

1) Institute of Geomechanics, CAGS, Beijing, 100081; 2) China University of Geosciences, Beijing, 100083

Abstract

The correlation between fault activity and the fractal dimension (D) of fault gouges has been studied taking the Xiannushan, Jiuwanxi and Tianyangping fault zones in the Three Gorges area as examples. It is found that the D value depends on both the fault activity and the grain size of fault gouges. In the same fault zones, the D value measured in fine-grained fault gouges is always lower than that in coarse-grained ones. On the basis of an improved calculation technique, a new parameter r_L , which only depends on fault activity and has physical significance, is obtained by substitution. It is found that a larger r_L value corresponds to a stronger active fault in the active fault zones. With the parameter r_L , the difficulties in judging the fault activity by only using the D value of gouges may be overcome, thus new applications of the fractal theory are found to the quantitative judgement of recent fault activity in bedrock areas.

Key words: gouge; fractal; fault activity; r_L criterion

作者简介

胡道功,男,1963年生。副研究员,博士。现在中国地质科学院地质力学研究所从事工程地质、灾害地质方面的研究工作。通讯地址:100081,北京市海淀区民族学院南路11号,地质力学研究所;电话:(010)68486784。