

断裂构造分形模型和 反转构造研究新发展

主 编 晁吉祥
副主编 徐志斌

中国矿业大学出版社

断裂构造分形模型和反转构造研究新发展

主 编 晁吉祥

副主编 徐志斌

中国矿业大学出版社

(苏)新登字第 010 号

内 容 提 要

本书选编了断裂构造分形模型和反转构造的论文九篇,文章虽不多,但其反映了国内外地质学者对此问题的研究成果与发展概况。本书为广大的地质工作者,特别是煤田地质及石油地质工作者、高校地质专业师生、研究生和科研人员提供了有益的参考资料。

断裂构造分形模型和反转构造研究新发展

主 编 晁吉祥 副主编 徐志斌

责任编辑 瓮立平

中国矿业大学出版社出版

新华书店经销 中国矿业大学出版社印刷厂印刷

开本 787×1092mm1/16 印张 6.5 字数 150 千字

1994 年 10 月第一版 1994 年 10 月第一次印刷

印数:1—500 册

ISBN 7-81040-303-6

序 言

本世纪 80 年代中期以来,国内外地质学界对断裂构造的研究继逆冲推覆构造之后,在两个方面有重要的突破。一是对脆性断裂变形的“分形模型”研究,使得对断裂构造的研究由定性的分析进入定量研究的阶段,许多学者所做出的有益贡献,在本论文集的译文和论文中多数得到了反映;二是发现了断陷盆地中发育的“反转”构造及其对煤田和油气田的形成和赋存的重要意义,1987 年 3 月,英国皇家学会在伦敦举行的“反转”构造会议上,专家们认为,反转构造是一种较为广泛存在的构造型式。我国不少学者在“反转”构造的研究中也做了有益的工作。

此外,我国煤炭资源丰富,煤炭的开发利用占据着我国能源政策的首位。自本世纪 50 年代末期以来,我国进行了三次全国规模的煤田预测工作,提出和发展了“构造控煤”理论,在煤田区域地质理论方面取得了举世瞩目的成果。但是,在含煤建造(构造相)类型划分方面尚有进一步研究的必要,许多学者也正为此而努力并取得了有益的研究成果。

近年来,我们在科研和研究生教学中,对上述问题做了一些工作。一是由煤炭部科技教育司教材编审室与中国矿业大学地质系构造室合作,翻译了国外发表的有关论文,以引进国外先进的理论和实践成果;二是开展了断裂变形分形模型、反转构造和含煤建造类型划分的研究并取得了一定的成果。为了总结工作,更主要的是向广大地质工作者介绍国内外的研究新发展,我们选择了部分译文和研究成果编辑成论文集,以利于我们进一步深入地开展这方面的研究工作。

本论文集由晁吉祥、陈训雄和徐志斌分工合作而成。译文部分由陈训雄完成,徐志斌和云武进行校核,晁吉祥负责译文总审校并与徐志斌一起负责论文集的统、定稿工作。由于我们水平所限,不足之处难免,敬请读者批评指正。

由于篇幅所限,在译文和论文中没有全部列入参考文献,特此致歉。

编 者

1994 年 8 月

目 录

一、地壳变形的一种分形模型	D. L. Turcotte
陈训雄 译 徐志斌 校(1)	
二、分形分析在碎裂岩中的应用	赵中岩 王毅 刘小汉
陈训雄 译 徐志斌 校(11)	
三、岩石中断裂构造的分形分析——康托尘法	
..... B. Velde ¹ , J. Dabo ² , G. Touchard ³ and A. Badri	
陈训雄 译 徐志斌 校(17)	
四、断裂构造的分形结构	徐志斌 王继尧(25)
五、峰峰二矿断裂分维在垂向上的变化及其成因探讨	
..... 王继尧 徐志斌 张大顺(32)	
六、反转构造的几何学特征	A. B. Hayward R. H. Graham
陈训雄 译 云 武 校(37)	
七、丹麦中部地堑反转的“运动学”	J. A. Cartwright
陈训雄 译 云 武 校(60)	
八、依兰——伊通裂谷反转构造的特征	云 武 王桂梁 荆惠林(81)
九、试论含煤建造的地洼说分类	洪 流 晁吉祥(91)

一、地壳变形的一种分形模型

D. L. Turcotte

[摘要] 我们假定地壳变形发生在一种比例不变的断层模型中。为简便起见,仅考虑一种发生走滑断层作用的二维六边形模式,模式中的断层系统受控于单一参数,即分形维数。变形发生在各种规模的断层上,分形维数决定了总位移中的一小部分发生在一级断层或主干断层上。根据地震的频度-震级关系式,可以求得分形维数值。本文的结果被应用于加利福尼亚中部的圣安德烈斯系,地震研究给出了 $D=1.90$ 。将安德烈斯断层主要沿海地段与模型中分形系统的主干断层相联系,我们预测这一地段的相对位移速度为 2.93cm/a ,太平洋和北美两板块之间的相对位移速度为 5.5cm/a ,其中一部是发生在较高级别的断层上。预测的速度值与地质研究所获的速度值 $3.39 \pm 0.29\text{cm/a}$ 极为吻合。

1. 引言

长期以来,人们就已认识到地质过程是极为复杂的。但是最近 20 年来,人们已经将许多复杂的地质过程变成了简单的和可以理解的各种过程。板块构造便是一例。虽然具有确定边界的刚性板块学说只是一种近似的假说,但是,以板块构造为基础的一些结果却解释了许多地质过程。在地质学中,另一种成功的假说的实例就是岩石圈挠曲,岩石圈挠曲的解析解,解释了海沟、岛链、海山链和沉积盆地的变形。运用这种方法研究地质问题,可以建立边值问题的公式,并且可以获得其解析解或数值解。

从理论上讲,任何地质问题都可以通过进一步的模拟来解决。但是,对于一个复杂的断层系统来说,不可能得到其真实的解,加利福尼亚的圣安德烈斯断层系就是要考虑的一个具体实例。为了建立边值问题的公式,断层系中的各种断层都必须被详细说明,显然这是不可能的。如果仅涉及到那些大断层并且做些假设(Bird & Baumgardner, 1984; Turcotte et al, 1984),那么,可以应用有限单元法来获得其解。但是,这些结果的有效性是悬而未决的重要问题。

对于复杂的地质问题,所选择的研究方法可以是一种统计学方法。在广泛的尺度范围内,许多地质问题是比例不变的。为了确定各种比例不变的物理过程的量值,已经建立了分形概念(Mandelbrot, 1982)。分形(分形维数)概念的原始基础是岩石质海岸线(Mandelbrot, 1967)。分形的一种定义是:

$$P \sim l^{1-D} \quad (1)$$

式中 P 为使用长度 l 的测尺所测定的海岸线的长度。若 P 作为 l 的函数满足方程(1),则 D 是海岸线的分形维数。当测尺的长度趋近于零时,海岸线的长度趋近于无穷大。 D 的典型数值为 1.2。分形概念亦可被用来产生极为逼真的人造地形(Mandelbrot, 1982)。

另一种可供选择的分形定义是:

$$n \sim A^{-D/2} \quad (2)$$

式中 n 为面积大于 A 的岛状物的个数;在广泛研究的基础上,发现 $D=1.3$ (Mandelbrot, 1975)。

根据地震的分布和地面地质,可以提供一条规模较大的断层带在某一区域内的位移而被人们所认识,应用分形概念可以更好地认识这种位移分布。加利福尼亚中部的圣安德烈斯断层系就是所要研究的一个具体实例。人们公认该断层系是太平洋与北美两板块间的主要边界。该断层所在地区两板块之间的相对位移速度为 5.5cm/a 。与圣安德烈斯断层有关的一个重要问题就是这一相对位移速度的一小部分在圣安德烈斯断层上被提供。该断层上的平均位移速度可以由各种方法来获得。在加利福尼亚中部所进行的蠕变测量给出了一种瞬时速度。但是,尚不清楚目前的位移速度是否就是地质时间尺度上的速度单位。地质年代已知的断层的水平错距给出了较长时期范围内平均位移的估计值。这些观测所给出的位移速度均低于上述两板块的相对位移速度。圣安德烈斯断层的相对位移速度可能在 $3\sim 3.5\text{cm/a}$ 的范围内 (Sieh & Jahns, 1984)。上述两板块之间的相对位移速度仅有一小部分由圣安德烈斯断层所提供,这并不奇怪。因为邻近圣安德烈斯断层的地区发育有伸展构造及许多次级断层,所以,板块之间相对位移速度的一小部分可以由美国西部的其它地区来提供。

本文假设邻近圣安德烈斯断层的地带由各种尺度的、呈分形分布的断层所组成。因此,圣安德烈斯主干断层仅仅提供了由该断层系所提供位移中的一小部分。虽然一些小地震亦发生在圣安德烈斯断层上,但最大规模的地震均发生在该断层上。假设次级断层上的大多数地震或特征地震呈分形分布或比例不变分布。

在许多地理区,地震具有十分确定的统计分布规律。具有震级大于 m 的地震次数 N 与震级的关系为:

$$\log N = -bm + a \quad (3)$$

式中 a 和 b 均为常数。不同地区的 b 值亦不相同。但是,在一般情况下 b 值在 $0.5 < b < 1.5$ 范围内。Aki (1981) 曾证明方程 (3) 与地震的分形行为一致。

地震的震矩 M 被定义为:

$$M = \mu \delta A \quad (4)$$

式中 μ 为剪切模量, A 为断层错动面积, δ 为断层错动的平均错距。地震矩与震级的关系为:

$$\log M = cm + d \quad (5)$$

式中 c 和 d 均为常数。Kanamori 和 Anderson (1975) 已经建立了取 $c=1.5$ 的理论基础。他们亦已证明取

$$M = ar^3 \quad (6)$$

是一种很好的近似。式中 $r=A^{1/2}$ 为地震错动的直线长度。联立方程 (3)、(5)、(6) 得:

$$\log N = -\frac{3b}{c} \log r + \log \beta \quad (7)$$

式中:

$$\log \beta = \frac{bd}{c} + a - \frac{b}{c} \log \alpha \quad (8)$$

并且方程(7)可变换为:

$$N = \beta r^{-3b/c} \quad (9)$$

对照方程(2)可得:

$$D = 3b/c \quad (10)$$

D 为某一区域地震的分形维数。

2. 模型的表达式

我们现在用公式来表达地壳连续变形的一种模型。该公式以 king(1983)的工作为基础。king 将分形概念应用于三条走滑断层相交的三联点。他证明断层的分形分布服从于方程(3)给定的频度-震级关系。在本文中,扩展了与三联点分形模型有关的概念,以便获得各种级别断层上的变形分布。

假设一种垂直走滑断层的均匀模型,所有变形均在水平面内。基本的断层模式是一种位于 $N_{f1}=3$ 、长度为 h_1 的一级走滑断层之间的对称三联点,如图 1a 所示。这种在三联点形成了如图所示的六边形的内部景观;六边形是我们模型的基本建筑砌块。每一条一级断层的相对位移速度为 v_1 。如果所有断层均发生右旋(或左旋),断层位移则可以瞬时和谐共存,但是将导致三联点处发生变形,这将在下一节中讨论。

由于假设模型完全对称,都有无穷个相似的六边形,所以,两条平行断层的间距 $w_1 = 3^{1/2}h_1$ 。如若略去复杂的平面相互影响,那么一级断层上地震位移 δ_1 与应力降 σ_0 的关系为:

$$\delta_1 = \frac{\sigma_0 w_1}{\mu} = \frac{3^{1/2} \sigma_0 h_1}{\mu} \quad (11)$$

对这种简单的模型来说,一级地震的间隔时间 τ_1 为:

$$\tau_1 = \frac{\delta}{v_1} = \frac{3^{1/2} \sigma_0 h_1}{\mu v_1} \quad (12)$$

并且在此间隔时间内将发生 $N_{e1}=3$ 次地震。三次地震的总地震矩为:

$$M_1 = 3\mu h_1^2 \delta_1 = 3^{3/2} \sigma_0 h_1^3 \quad (13)$$

在这种理想化的模型中,一级断层上的三次地震被假设同生发生,以便保持几何上的一致性。其结果被概括在表 1 中。

表 1 1、2、3 和 n 级断层性质简表

Order	N_{fn}	N_{en}	δ_n	τ_n	M_n
1	3	3	$\frac{3^{1/2} \sigma_0 h_1}{\mu}$	$\frac{3^{1/2} \sigma_0 h_1}{\mu v_1}$	$3^{3/2} \sigma_0 h_1^3$
2	24	$24(v_2/v_1)$	$\frac{3^{1/2} \sigma_0 h_1}{2\mu}$	$\frac{3^{1/2} \sigma_0 h_1}{\mu v_2}$	$3^{3/2} \sigma_0 h_1^3 (v_2/v_1)$
3	192	$192(v_3/v_1)$	$\frac{3^{1/2} \sigma_0 h_1}{4\mu}$	$\frac{3^{1/2} \sigma_0 h_1}{\mu v_3}$	$3^{3/2} \sigma_0 h_1^3 (v_3/v_1)$
n	$3 \times 2^{3(n-1)}$	$3 \times 2^{3(n-1)} (v_n/v_1)$	$\frac{3^{1/2} \sigma_0 h_1}{2^{n-1} \mu}$	$\frac{3^{1/2} \sigma_0 h_1}{\mu v_n}$	$3^{3/2} \sigma_0 h_1^3 (v_n/v_1)$

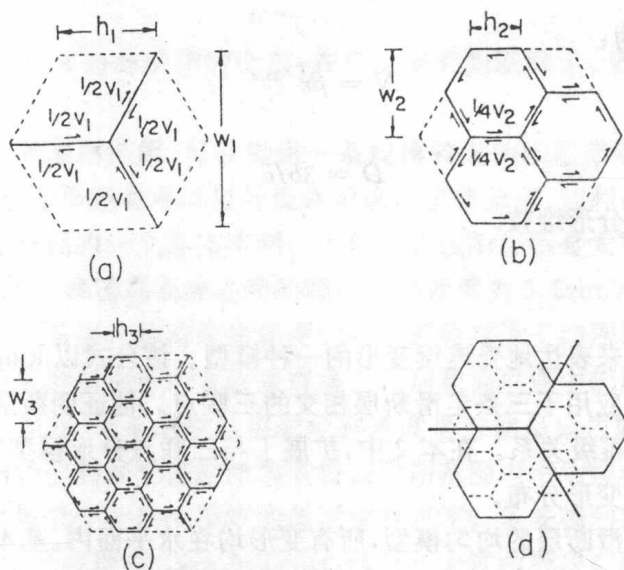


图1 地壳变形的分形模型

(a) 3条和 h_1 的一级走滑断层构成一个对称三联点。每条断层的相对位移速度为 v_1 ; (b) 12条长度 $h_2 = h_1/2$ 的二级走滑断层构成一系列对称三联点。实际上存在两层切割深度 $h_1/2$ 的断层, 所以, 二级断层的总数为 24 条。每条断层的相对位移速度为 $v_2/2$; (c) 18 条长 $h_3 = h_1/4$ 的三级走滑断层构成一系列对称三联点。实际上存在四层切割深度为 $h_1/4$ 的断层, 所以, 三级断层的总数为 192 条, 每条断层的相对位移速度为 $v_3/4$; (d) 一、二、三级断层的模型图, 所有断层均位于边长为 $h_1/4$ 的等边三角形上

假设比例不变且存在一组边长为 $h_2 = h_1/2$ 的二级六边形, 该组二级六边形如图 1b 所示。完全位于一级六边形内部的二级六边形的边归一级单元, 而位于边缘上的二级六边形的那些边则被均等分配在正在研究的一级单元和相邻的一级单元之间。因此, 共有 12 条长度为 h_2 的断层。但是, 为了保持比例不变, 假设二级六边形的深度为 h_2 , 因而存在着两层二级六边形。这样就有 24 条面积为 $h_2^2 = h_1^2/4$ 的断层。

$h_2 = h_1/2$ 这一假设看来似乎是任意的。然而, 所得的结果却基本上与此种选择无关。例如: $h_2 = h_1/3$ 或 $h_2 = h_1/4$ 中任一假设均给出相似的结果。在地壳中, 断层的尺度是连续分布的。根据 $h_2 = h_1/2$ 的选择, 我们确定了分割这种连续分布的单位尺度。

每条二级断层的相对位移速度为 $v_2/2$, v_2 是一级六边形在二级断层上发生位移的速度, 取每条断层均向右旋转, 按照与一级断层相同的步骤, 在二级断层上的地震位移为:

$$\delta_2 = \frac{3^{1/2} \sigma_0 h_2}{\mu} = \frac{3^{1/2}}{2} \frac{\sigma_0 h_1}{\mu} \quad (14)$$

此处假定应力降 δ_0 与断层级别无关。在给定的断层上, 二级地震之间的间隔时间 τ_2 为:

$$\tau_2 = \frac{2\delta_2}{v_2} = 3^{1/2} \frac{\sigma_0 h_1}{\mu v_2} \quad (15)$$

在时间 τ_1 内二级地震的次数 N_2 可由下式确定:

$$N_{e2} = N_{f2} \frac{\tau_1}{\tau_2} = 24 \frac{v_2}{v_1} \quad (16)$$

在时间 τ_1 内二级断层上的总地震矩为:

$$M_2 = 24 \mu h_2^2 \delta_2 \frac{\tau_1}{\tau_2} = 3^{3/2} \sigma_0 h_1^3 \frac{v_1}{v_2} \quad (17)$$

正如所期望的那样,若 $v_2 = v_1$, 那么二级断层上的总地震矩就等于一级断层上的总地震矩。

一组如图 1c 所示的三级六边形, 具有 48 条与每一层一级六边形有关的长度为 $h_3 = h_1/4$ 的断层。对四层一级六边形来说, 共有 $N_{f3} = 192$ 条断层, 每条断层的面积为 $h_3^2 = h_1^2/16$ 。每条三级断层的相对位移速度为 $v_3/4$, v_3 是一级六边形在三级断层位移时的速度。所有断层再次向右旋转, 按照同样的步骤, 三级断层上的地震位移为:

$$\delta_3 = \frac{3^{1/2} \sigma_0 h_3}{\mu} = \frac{3^{1/2}}{4} \frac{\sigma_0 h_1}{\mu} \quad (18)$$

三级地震之间的间隔时间 τ_3 为:

$$\tau_3 = \frac{4\sigma_3}{v_3} = 3^{1/2} \frac{\sigma_0 h_1}{\mu v_3} \quad (19)$$

在时间 τ_1 内三级地震的次数为:

$$N_{e3} = N_{f3} \frac{\tau_1}{\tau_3} = 192 \frac{v_3}{v_1} \quad (20)$$

并且在时间 τ_1 内三级断层上的总地震矩为:

$$M_3 = 192 \mu h_3^2 \delta_3 \frac{\tau_1}{\tau_3} = 3^{3/2} \sigma_0 h_1^3 \frac{v_3}{v_1} \quad (21)$$

在图 1d 中可以看到一、二、三级断层均于一组边长为 $h_1/4$ 的等边三角形上。

上述结果容易推广至第 n 级。有 $N_{fn} = 3 \times 2^{3(n-1)}$ 条面积为 $h_n^2 = h_1^2/2^{2(n-1)}$ 的断层。每条 n 级断层的相对位移速度为 $v_n/2^{(n-1)}$, v_n 是一级六边形在 n 级断层上位移时的相对速度。 n 级断层上的地震位移为:

$$\delta_n = \frac{3^{1/2} \sigma_0 h_n}{\mu} = \frac{3^{1/2}}{2^{n-1}} \frac{\sigma_0 h_1}{\mu} \quad (22)$$

n 级地震之间的间隔时间为:

$$\tau_n = \frac{2^{n-1} \delta_n}{v_n} = 3^{1/2} \frac{\sigma_0 h_1}{\mu v_n} \quad (23)$$

n 级断层的数量为:

$$N_{fn} = 3 \times 2^{3(n-1)} \quad (24)$$

在时间 τ_1 内 n 级地震的次数为:

$$N_{en} = N_{fn} \frac{\tau_1}{\tau_n} = 3 \times 2^{3(n-1)} \frac{v_n}{v_1} \quad (24a)$$

并且在时间 τ_1 内 n 级断层上的总地震矩为:

$$M_n = N_{fn} \mu h_n^2 \delta_n \frac{\tau_1}{\tau_n} = 3^{3/2} \sigma_0 h_1^3 \frac{v_n}{v_1} \quad (25)$$

至此, 断层相对位移速度比 v_n/v_1 已无需详细说明。为此我们引入分形概念, 并且定

义 n 级地震次数的分形关系式为:

$$\frac{N_{en}}{N_{e1}} = (2^{n-1})^D = 2^{D(n-1)} \quad (26)$$

我们将证明该关系式等价于方程(2)。将方程(24)与方程(26)对照,可求得:

$$\frac{v_n}{v_1} = 2^{-(3-D)(n-1)} \quad (27)$$

一级六边形的总位移速度 v 是各级别六边形位移速度的总和,并且由下式给出:

$$v = \sum_{n=1}^{\infty} v_n = v_1 \sum_{n=1}^{\infty} 2^{-(3-D)(n-1)} = \frac{v_1}{1 - 2^{-(3-D)}} \quad (28)$$

联立方程(27)和(28),得:

$$\frac{v_n}{v} = [1 - 2^{-(3-D)}] 2^{-(3-D)(n-1)} \quad (29)$$

总位移速度中由主干断层(一级断层)所提供的那部分位移速度为:

$$\frac{v_1}{v} = 1 - 2^{-(3-D)} \quad (30)$$

若 $D=2$, 则 $v_1/v = \frac{1}{2}$, 那么总位移速度的一半是由主干断层所提供。因此可以获得 $0 < D < 3$ 。当 D 趋近于 3 时, 实际上全部位移均发生在小断层上。

3. 应用

作为一个特例, 我们将研究与加利福尼亚中部的圣安德烈斯断层系有关的变形。Shi 和 Bolt(1982)已经获得了加利福尼亚中部的地震 b 值, 取其平均值 $b=0.9$, 并且根据方程(10)取 $c=1.5$ 得 $D=1.90$ 。假设太平洋与北美两板块之间的全部相对位移速度均出现在该断层系上, 并且取 $v=5.5\text{cm/a}$ 。将圣安德烈斯断层系的主干断层与模型的一级断层联系起来, 那么由方程(30)可以获得主干断层相对位移速度的预测值为 $v_1=2.93\text{cm/a}$ 。相对运动的其余部分被较高级别的断层所占有。

在加利福尼亚中部 Carrizo 平原的 Wallace 河附近, Sieh 和 Jahns(1984)已经测定了圣安德烈斯断层的平均滑动速度, 在过去的 3700 年间滑移速度为 $3.39 \pm 0.29\text{cm/a}$, 这一数值与我们的预测值相一致。鉴于加利福尼亚中部圣安德烈斯断层的走向非常接近于所预测并是走滑断层所需要的旋转角度, 所以大部分的相对运动不大可能在美国西部地区以外的其它地区出现(Turcotte, 1977)。我们认为, 出现于太平洋板块和北美板块之间相对位移速度中的残余部分的较高级别的断层, 是毗邻圣安德烈斯断层系的主干断层。

由于我们的模型假设比例不变, 所以该模型不适合考虑圣安德烈斯断层上的大地震。与这些大地震有关的断裂, 其长度大于深度。这样一级断层就可能不同于较高级别断层的几何形状。为了取得广泛详尽的资料, 我们将把模型应用于 1966 年 6 月 27 日的 Parkfield 地震, Parkfield 地震发生在圣安德烈斯断层系的主干断层上。因此, 它相当于模型中一级断层上的一次地震。Trifunac 和 Udawadia(1974)曾详细地研究了 Parkfield 地震, 并且给出了平均的断层位移 $\delta_1=120\text{m}$, 地震矩 $M_1=4.4 \times 10^{25}\text{dyne-cm}$ 、剪切模量 $\mu=3 \times 10^{11}\text{dyne/cm}^2$ 。据方程(4), 断层面积为 $A=122\text{km}^2$, 所以 $h_1=11\text{km}$ 。应用我们的优化模型, 根据

方程(11)求得相应的应力降为 $\delta_0 = 20\text{Pa}$, 这一数值十分恰当。若取 $\delta_1 = 120\text{cm}$ 、 $v_1 = 3.3$ 9cm/a , 则由方程(12)求得地震之间的间隔时间 $\tau_1 = 35.4\text{a}$ 。Bakun 和 McEvilly (1984) 证明, 在圣安德烈斯断层 Parkfield 段上曾于 1857、1881、1901、1922、1934 年发生过地震。1934 年和 1966 年之间的间隔时间为 32a 。这个数值与上述求得的 35.4a 相当吻合。显然, 较早发生的地震其间隔时间要短得多。应用方程(5)并取 $c = 1.5$ 、 $d = -16$, 则求得 $m = 6$ 。43. 对 1966 年 Parkfield 地震震级所做的估计值在 $5.3 \sim 6.5$ 范围内 ($m_b = 5.3$, USGS; $m_L = 5.5$, Berkeley; $m_L = 5.8$, Pasadena; $m_s = 6.5$, Palisades)。

作为不同级别断层上地震活动性分布的一个例子, 我们来研究表 2 中的 Parkfield 实例。根据我们的基本假设, 断层长度 h_n 和断层位移 δ_n 按因子 2 递减。假如只有一条主干断层或一级断层, 则较高级别的断层条数 N_{fn} 按因子 8 递增。直线长度大于 h 的断层累加条数 N_{cf} 亦被列于表 2 中, 并且作为 n 的函数在图 2 中被给出。大体上, $N_{cf} \sim h^3$ 。可以看出小断层的数量非常之大。

n 级断层上的总位移速度 v_n 作为由方程(29)取 $D = 1.9$ 所获得的数值亦列于表 2 中。亦给出了每条断层的位移速度 $v_{fn} = v_n / N_{fn}$ 。根据方程(12)取 $\delta = 210\text{cm}$ 、 $v_1 = 2.93\text{cm/a}$, 求得主震(一级地震)之间的间隔时间 $\tau_1 = 41\text{a}$ 。这一数值与上述求得的 35.4 不同, 是由于观测值 $v_1 = 3.39\text{cm/a}$ 被应用于这一情况中。较高级别断层上的地震间隔时间作为 h 的函数由图 3 给出。大体上, $\tau \sim h^{-1.1}$ 。小断层上地震间隔时间很长, 在时间 τ 内较高级别断层上地震的次数 N_{cn} 被列于表 2 中。 n 级断层上每次地震的地震矩 M_{cn} 及相应的震级 M_m 亦由表 2 给出。在间隔时间 τ 内, 震级大于 m 的地震的累加次数 N_{cm} 作 m 的函数由图 4 给出。正如所期望的那样, 获得了与方程(3)取 $b = 0.95$ 时一致的结果。

应该强调指出: 对于尺度连续分布的断层来说, 我们的断层分级仅是一种近似方法, 大体上是一种单元分类。分形维数可以确定总位移中发生在特征长度大于 h 的断层上的那一部分位移。一旦确定了分形维数, 就可确定特征长度大于 h 的断层条数, 如图 4 所示。而且还可确定地震次数及其间隔时间, 如图 2 和图 3 所示。

4. 膨胀作用

如上所述, 六边形变形完全适用于小变形。但是, 对有限变形来说, 六边形的各个角则发生偏移。这就能导致材料移动或导致空隙的产生。在地壳浅部, 空隙的产生可以导致膨胀作用。

在图 5 中简明了空隙的产生, 其右旋侧向应变为 $\gamma_{xy} = 0.05$ 。在六边形每个角上形成一个面积为 $\delta/2$ 的三角形空隙。这样体积膨胀为:

$$\Delta = \frac{2(\frac{1}{2}\delta^2)}{\frac{3^{1/2}}{2}W^2} = \frac{2}{3^{1/2}}\left(\frac{\delta}{W}\right)^2 \quad (31)$$

这一结果对各种级别的变形均有效, 所以可由下式:

$$\Delta = \frac{4}{3^{1/2}} \epsilon_{xy} \quad (32)$$

将体积膨胀与总应变联系起来。膨胀的空间可由像石英这样一类的外生矿物来充填或在

表 2 适合于加利福尼亚中部圣安德列斯断层系的 1—10 级断层的性质

次序	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
断层尺度 h_n , km	11	5.5	2.75	1.375	0.6875	0.3438	0.1719	0.0859	0.0429	0.0215
地震位移 δ_n , cm	120	60	30	15	7.5	3.75	1.875	0.9375	0.4688	0.2344
断层条数 N_n	1	8	64	512	4,096	32,768	262,144	2,097,152	16,777,216	134,217,728
断层累积条数 N_{cn}	1	9	73	585	4,681	37,449	299,593	2,396,745	19,173,961	153,391,689
地震次数 N_n	1	4	14	52	195	727	2,711	10,088	37,710	140,859
地震累积次数 N_{cn}	1	5	19	71	266	993	3,704	13,792	51,502	192,361
总位移速度 v_n , cm/a	2.93	1.37	0.639	0.298	0.139	0.0649	0.0303	0.0141	0.00657	0.00307
每条断层的位移速度 v_n , cm/a	2.93	0.685	0.160	0.0372	0.00869	0.00203	4.73×10^{-4}	1.10×10^{-4}	2.57×10^{-5}	6.00×10^{-6}
地震间隔 τ_n , a	41	88	188	403	863	1,847	3,964	8,523	18,241	39,067
地震距 M_{cn} , dynccm	4.4×10^{25}	5.5×10^{24}	6.88×10^{23}	8.59×10^{22}	1.07×10^{22}	1.34×10^{21}	1.68×10^{20}	2.10×10^{19}	2.62×10^{18}	3.28×10^{17}
震级 m_{cn}	6.43	5.83	5.23	4.62	4.02	3.41	2.81	2.21	1.61	1.01

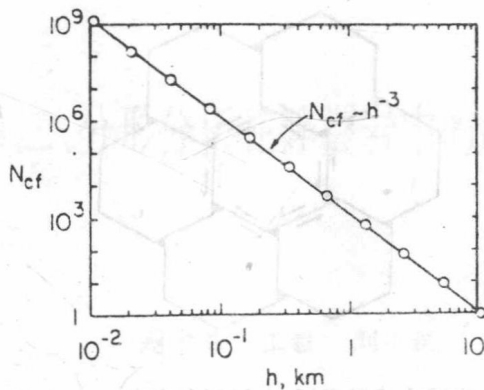


图2 直线长度大于 h 的断层 N_{cf} 的预测条数, 这些断层组成了加利福尼亚中部圣安德烈斯断层系

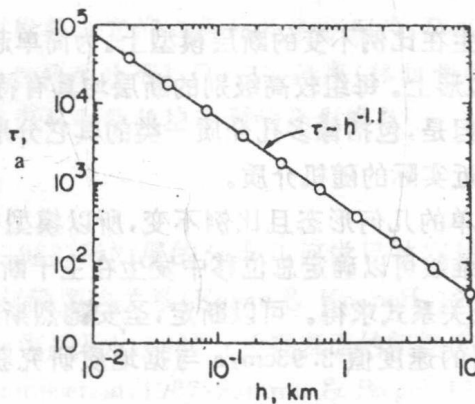


图3 对加利福尼亚中部圣安德烈斯断层系来说, 地震间隔时间 τ 是断层直线长度 h 的函数

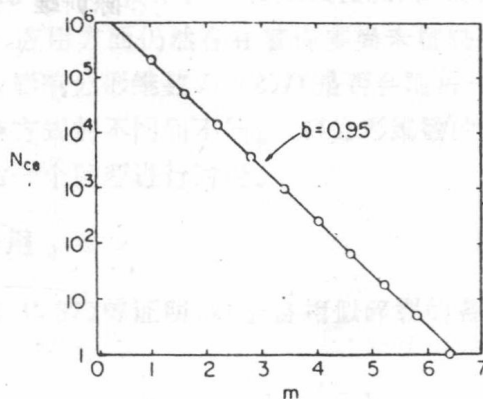


图4 在间隔时间 $\tau_1 = 41a$ 期间, 在圣安德烈斯断层系的加利福尼亚中部地段上, 震级等于或大于 m 的地震的预测次数 N_{ce}

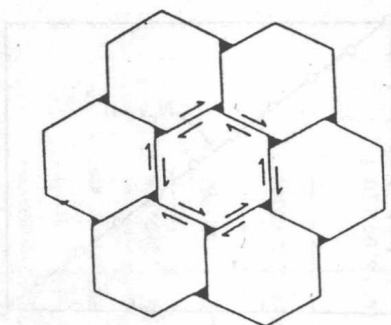


图5 空隙生成示意图,右旋侧向应变 $\gamma_{xy}=0.05$

地表形成小型拗陷湖盆。

5. 结论

我们已假定地壳变形发生在比例不变的断层模型上。为简单起见,又假设了平面六边形模型,走滑断层出现在六边形上。每组较高级别的断层均具有特征长度。无疑地壳中充满了极为随机分布的断层。但是,包括像多孔介质一类的其它分形系统在内的经验表明,我们的比例不变模型非常接近实际的随机介质。

由于已假定模型具有简单的几何形态且比例不变,所以模型中断裂系的行为仅受分形维数一个参数控制。分形维数可以确定总位移中发生在主干断层上的那部分位移。分形维数可以由地震频度-震级关系式求得。可以断定,圣安德烈斯断层系的位移有一部分发生在主干断层上。所预测的速度值 2.93cm/a 与据地质研究获得的速度值 $3.39 \pm 0.29\text{cm/a}$ 相当一致。

6. 致谢(略)

Turcotte, D. L., 1986. A fractal model for crustal deformation. *Tectonophysics* 132(1-3): 261-269.

陈训雄 译 徐志斌 校

二、分形分析在碎裂岩中的应用

赵中岩 王毅 刘小汉

[摘要] 碎裂岩能够用它们的分形维数来表征,其分形维数取决于碎裂方式。用基数“ B ”和易碎单元数“ N_f ”可以定义一种碎裂方式。在对数坐标系中,通过求解与颗粒粒径、面积和体积频度分布直线相吻合的最小二乘法的斜率,可以获得碎裂岩的分形维数。它们之间的关系分别为: $D = -\text{斜率}$ (粒径频度分布), $D = -2 \times \text{斜率}$ (面积频度分布), $D = 3 \times \text{斜率}$ (体积频度分布)。据此分析,所测量的碎裂岩的颗粒形状和粒径均不影响分形维数。

1. 引言

Mandelbrot(1977,1983)所发展的分形几何学已被应用于地质科学的诸多方面,如:地震的时间空间、量级与频度的关系(Kagan & Knopoff,1981;king,1983);圣安德烈斯断层特征段的研究(Aviles & Scholz,1987);断裂表面的粗糙度(Power et al,1987,1988)以及碎裂岩的粒径分布(Sammiset. al,1987;Sammis & Biegel,1989)。分形分析的优点就在于有可能使混乱的地质过程定量化。

碎裂岩的粒径分布被认为携带着有关产生碎裂岩的力学过程的重要信息,并且人们已将其粒径分布作为幂次律、对数正态分布和分形来描述。最近,Sammis等(1987)发展了一项确定断层泥分形维数的新技术。Turcotte(1986)曾就分形碎裂作用进行过较多的理论探讨。然而,在分形应用方面仍然存在着许多尚未解决的问题,诸如:(1)应用 Sammis技术时,颗粒形状是否影响分形维数 D ?(2) D 是否会随每一颗粒测量轴线的变化而变化?(3) D 是否会由于碎裂方式的不同而不同?(4)分形维数的地质意义是什么?本文将研究前三个问题,并对最后一个问题进行讨论。

2. 分形几何与碎裂作用

Mandelbrot(1983,P. 37)曾证明,对于自相似碎裂的各向同性平行六面体,其维数 D 适用下式:

$$\gamma = \frac{1}{B} = \frac{1}{N^{(1/D)}}$$

($0 \leq D \leq E$, E :欧氏空间)

(1)

或

$$D = \log N / \log(1/\gamma) = \log N / \log B \quad (2)$$

式中 D 为分形维数 ($0 \leq D \leq E$, E : 欧氏维数)、 N 为母单元或基本单元每次碎裂所产生的次级单元数、 γ 为相似比率、 B 为一种“基数”, 母单元按此基数分裂成次级单元 (B 取整数)。上述方程虽然描述了分形维数 D 、基数 B 和次级单元数 N 三者之间的一般关系, 但未具体说明 D 所依赖的碎裂方式。在能够将分形几何进一步应用于碎裂岩之前, 最重要的就是了解分形维数与碎裂方式之间的关系。

通过修正方程(1)和(2)可以确定一种分形碎裂方式:

$$B^E = N_f + A \quad (3)$$

$$D = \log N_f / \log B \quad (4)$$

式中 B 为基数、 E 为欧氏维数、 N_f 为将要碎裂成为二级单元数、 A 为母单元逐次碎裂过程中仍保持不碎裂的二级单元数。

方程(4)是分形几何应用于碎裂作用的基础, 并且可以由改变下节中所讨论的 B 和 N_f 来具体阐明一种碎裂方式。

3. 分形碎裂方式

在此, 我们采用了某些修正的 Turcotte(1986)标记法, 即将基本单元视作进一步碎裂成为子单元的母单元。子单元包括可以再碎裂形成更低级别单元的易碎单元和在连续碎裂过程中仍保持不碎裂的完好单元。

由方程(4)可以看出, 分形维数依赖于 B 和 N_f 两个变量。碎裂方式就是 B 和 N_f 的各种可能的组合。

首先, 给定 B 、改变 N_f 。那么最简单的情况就是 $B=2$ 的立方体, 其欧氏维数为 3。在基本单元中, 易碎单元和完好单元共计有 $2^8=256$ 种可能的组合。用代表 8 种碎裂方式的 22 个拓朴构型图(图 1)可以说明这些组合。除变形方式 0 以外, 我们让其余 21 种构型碎裂与 N_f 在 1~8 之间变化。分形维数 D 将有一个限定的范围: $0 \leq D \leq 3$ 。其中, 特别有趣的是变形方式 1、4f 和 8。就变形方式而言, 基本单元每次碎裂时, 8 个单元中仅有 1 个是易碎单元, 即 $N_f=1$, 由此可得: $D = \log 1 / \log 2 = 0$ 。其物理意义是碎裂作用产生许多颗粒均等的颗粒。至于变形方式 4f, 易碎单元与完好单元数量相等, 即 $N_f=A=4$, $D = \log 4 / \log 2 = 2$ 。其物理意义是 $D > 2$ 的各种碎裂方式所产生的易碎单元数多于完好单元数, 即 $N_f > A$; 而 $D < 2$ 的各种碎裂方式所产生的易碎单元数少于完好单元数。对于变形方式 8 而言, 所产生的单元均为易碎单元, 即 $N_f=8$ 、 $D=3$, 碎裂作用仅产生相同粒径的颗粒。这样便简化为方程(1)。

其次, 给定 N_f 、改变 B 。采用立方体模型, 设 $N_f=6$ (或 $1 \leq N_f \leq B^3$), 那么存在无穷个具有 6 个易碎单元的构型, 这 6 个单元分别占据立方体基本单元的不同位置。并且每一构型均代表一种不同的碎裂方式。但是, 对所有构型来说, 分形维数有一个限定范围:

$$\lim_{B \rightarrow 2} D = \log 6 / \log B = 2.585$$