地　质　学　报
1988 年　ACTA GEOLOGICA SINICA　第 1 期
http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx

对江西西华山钨矿脉雁行构造成因的初步探讨*

何绍勋　奚小双
（中南工业大学地质系，长沙）

从分析西华山钨矿脉在三维空间的构造形态的变化特征，说明该矿脉的雁行构造是形成于应力方位转变，使完整矿脉发生分裂，而不同于剪切带中的雁行断裂。由于矿脉的分布受岩性界面控制，以及在岩性界面附近产生应力方位的旋转，从而导致了矿脉在接近岩性界面时产生雁行构造。矿区内由于界面产状的变化而引起矿脉雁行型式的变化是一个很有意义的构造现象。雁行构造还显示了相邻矿脉在扩展中的变化特征。

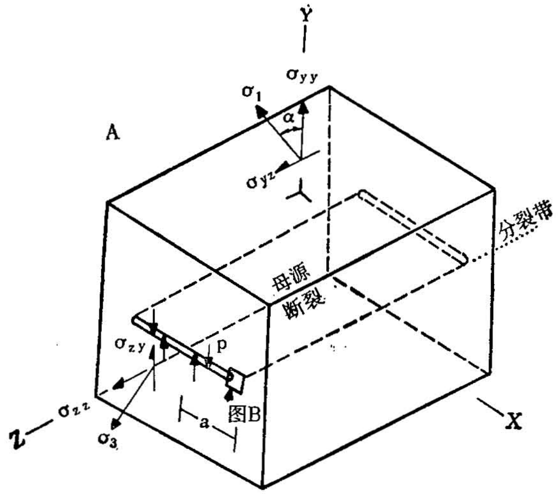
位于江西省大余县的西华山钨矿是一个大型的内接触带型脉状钨矿床。矿区位于西华山花岗岩株的南缘。含钨石英脉受花岗岩体与围岩变质岩的接触界面控制，总体沿花岗岩体的表层呈壳状分布。矿区内矿脉密集排列。矿脉走向为东西向或北东东向，一般倾向北，倾角在 70°—90° 之间。经多年开采所得到的地质资料表明，钨矿脉构造的形态和力学性质是很复杂的。其中矿脉的雁行构造和侧羽构造分布广泛，形态奇特，尤为引人注目。过去对西华山钨矿脉的几何形态和力学成因已作了许多描述和分析。一般认为雁行矿脉是产生于剪切带或剪切断裂之中，但这与矿脉所具有的张开位移的特征不一致，因此一直存在着争议。本文试图通过对西华山部分钨矿脉的构造形态的分析，说明由于在不同区域应力方位发生转变而形成雁行断裂的力学模式，并希望对认识矿脉整体的力学性质和发展演化能有所帮助。本文中规定张应力为正，并 $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$。

一、分裂产生的雁行断裂

关于雁行断裂的成因，已有很长的研究历史。以往讨论比较多的是产于剪切带中的各种雁行断裂。最早由 W. Riedel[1]、E. cloos[2] 等所进行的粘土剪切实验，奠定了雁行断裂剪切成因的基础。这方面的研究至今已经十分深入了[3,4,5,6]。关于雁行断裂成因的另一种模式认为雁行断裂是由于应力场方位转变而从张性断裂分裂而成的。这种模式最早由 E. M. Anderson[7] 在对岩脉构造的研究中提出。他指出岩脉是由于岩浆侵入时流体压力的劈裂作用形成的，属张性断裂。岩脉在向上扩展时遇到转变的应力场，但仍保持其原来的力学性质，与最大张应力主方向垂直，因而发生分裂（Breakdown），成为雁行断

* 本文得到高等学校科学技术资金资助。
本文 1985 年 7 月收到，1986 年 1 月改回，王毅编辑。

裂。 E. Sommer[8] 曾在对玻璃棒的实验中模拟了这种断裂机制，在张性断裂上施以反平面剪切(III 型剪切)，形成 I—III 型的载荷，使断裂扩展分裂成矛状 (fracture lances)。R. J. Lutton[9] 描述了岩体中张断裂扩展形成雁行断裂的过程和几何形态，并指出这时在断面上产生羽状饰痕 (hackle marks) 和阶步 (step)。近年来，D. D. Pollard 等[10,11]结合岩石断裂的实例，应用断裂力学理论对分裂产生的雁行断裂的力学条件、几何特征和扩展变化等方面进行了详细的讨论和综合，从而使这方面的研究趋于系统化，丰富了雁行断裂成因机制的有关理论。邱



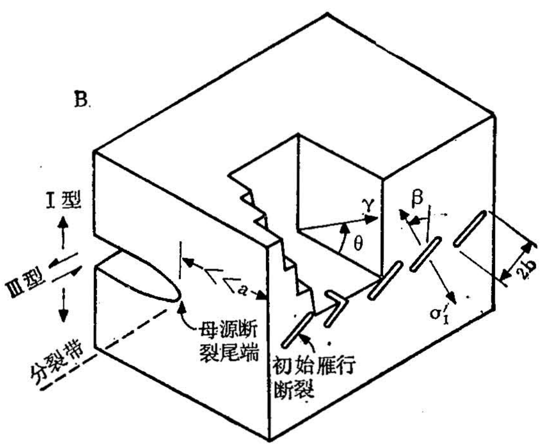


图 1 张性断裂分裂成雁行断裂的理想模型图

Fig. 1 Idealized block diagrams illustrating breakdown of a tensile crack into many echelon-crack segments

A——母源断裂与转变的区域应力方向的关系，应力绕 X 轴旋转，假定断裂在 Z 方向无限延长，断裂宽度为 2a，断裂沿 X 方向扩展。断裂内有充填流压 p；B——示母源断裂尾端应力状态，断裂为 I-III 型应力分布，初始雁行断裂系指距母源断裂尾端很近时，它与局部主应力 σ_1' 垂直，与母源断裂夹角为 β，雁行断裂宽度为 2b，γ 和 θ 为建立在母源断裂尾端的极坐标(据 D.D. Pollard 等，1982)

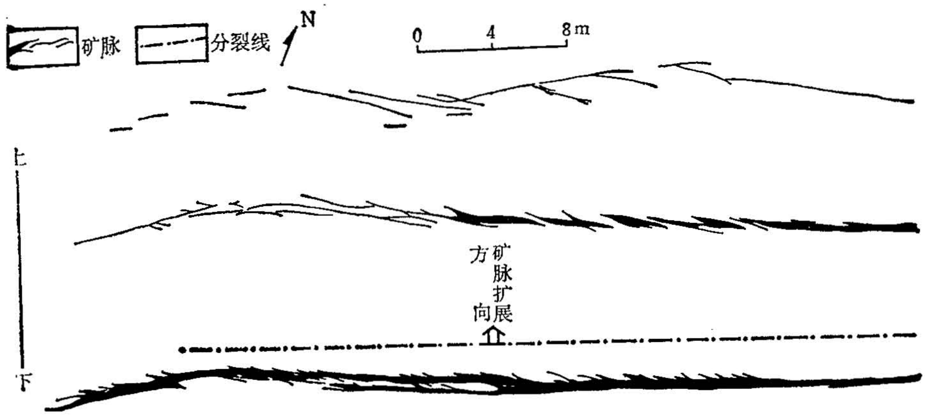


图 2　矿山中区 448 号脉平面素描图。

Fig. 2　Sketch maps of the no. 448 vein on three different levels in the central part of the tungsten mine

同一矿脉在三个不同高程上的素描，间隔高差约 10m，矿脉从下向上扩展时变为雁行矿脉，并趋尖灭（据西华山钨矿地质测量科）

作为一般的模式，可假设应力方位以 σ_2 中间主应力方向为轴发生旋转（图 1)。断裂在进入旋转的应力场之前保持完整的断面，称为母源断裂 (Parent crack)。这时断裂的性质为张性。应力方位改变后最大主应力 σ_1 与断面斜交，这使断裂两侧与断面平行的面上除了正应力 σ_{yy} 外，还出现剪应力 σ_{yz}，断面扩展前缘上由原来的 I 型应力分布变成了 I-III 型应力分布，这使母源张断裂不能继续保持其沿原断面方位扩展，断面将追随与 σ_1 垂直的方向发生旋转。

这种形态的矿脉构造在西华山钨矿是常见的。一部分矿脉素描图从三维空间清晰的表现出矿脉的这种变化过程，(图 2)。首先从矿脉向上方延伸时趋于尖灭的现象，判断矿脉是由下向上扩展的。图 2 下部的矿脉呈侧羽状，但仍保持为一完整的断面，至中部，矿脉已分裂成若干个孤立的小矿脉，小矿脉组成右行雁列[1]。上部的矿脉细小，可知已接近断面边缘，亦表现为右行雁列。据图 1 所示的模式，在典型的 I-III 型应力分布的断面上分裂带延伸方向是与扩展方向垂直的。在图 2 的矿脉中，分裂带应为水平方向，正与扩展方向保持垂直。在矿山北区，85N2 号脉也显示由分裂扩展产生雁行构造的形态，但该矿脉是向偏西的斜上方扩展尖灭的，相应的开始出现雁行脉的分裂带的方向也是倾斜的。同时据剖面图资料，该矿脉在剖面上也发育雁行构造，这正是矿脉向斜上方扩展时发生分裂的结果。在矿区的剖面上，矿脉向上方延伸转变成雁行矿脉的现象是很普遍的（图 5），这应表示矿脉沿水平方向扩展分裂的成分。

需要指出的一个特点是，西华山钨矿脉作为断裂构造具有明显的张性力学性质[2]，但不一定是纯张性的断裂，而可能有剪切的成分。然而根据上面列举的现象分析，矿脉产生

1）在平面上从垂直于矿脉走向方向观察，远离观察者的雁行断裂段向右手方向偏移时，称右行雁列，向左手方向偏移时称左行雁列。

2）王泽华、周玉振，1980，西华山钨矿床容矿裂隙展布规律及力学性质分析。

雁行构造往往并不是由于矿脉本身的剪切成分所致，而是因为在扩展过程中遇到了变化的应力场，矿脉仍然可能保持原来的力学性质。

断裂面在发生旋转的同时接着分裂成若干个较小的雁行断裂，因为这样，可以使断裂扩展的阻力减小。 D. D. Pollard 等[11]通过计算新扩展的断面面积来说明这一关系。设旋转断面为一螺旋形面，它的面积计算公式为：

$$S=\omega\rho^2\{(b/\rho)\sqrt{(b/\rho)^2+1}+\ln[(b/\rho)+\sqrt{(b/\rho)^2+1}]\} \quad (1)$$

式中 ρ 表示断面旋转的速率。当母源断裂的宽度固定不变时，如果只形成一个旋转断面，其面积为 S_1，断裂的宽度为 2nb；如果分裂成 n 个断面，它们的总面积为 Sn，每个断裂的宽为 2b。计算结果说明，分裂断裂的数量越多，扩展断面的面积越小（图 3），这样使断裂扩展时消耗于表面能增量的能量较小，减少了断裂扩展的阻力。当然，雁行断裂数量的多少，是与断裂的扩展力 G 相适应的，并不会无限增多。

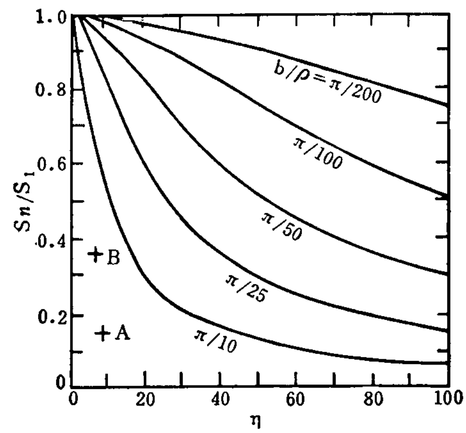


图 3 曲线图表示螺旋形断面的表面积比 Sn/S_1，雁行断裂数量 n 和比值 b/ρ 之间的关系

Fig. 3 Graph illustrating relations among surface area ratios of helicoidal cracks Sn/S_1, the number of echelon cracks n and the ratio b/ρ

A 和 B 分别代表中区 448 号脉（图 2）和北区 85N2 号脉雁行断裂的数据，（见表 1）（据 Pollard 等，1982）

表 1 雁行矿脉断面面积的测算数据

Table 1 Measured and calculated data on the surface areas of echelon veins

	ω（度）	b（米）	ρ（度/米）	n（个）	Sn/S_1
中区 448 号脉	7	2.6	1.428	10	0.152
北区 85N2 号脉	8	2.57	3.45	7	0.378

在表 1 中列出了从中区 448 号脉和北区 85N2 号脉测算的各项数据，其中北区 85N2 号脉的数据是结合剖面上的分量综合而成。两项结果都标于图 3 中。可以看到，这两处雁行断面的总面积都比较小，说明矿脉在旋转分裂时的扩展力都比较低。这可能是因为

这两处雁行矿脉都产生在断裂快要尖灭消失的尾端，在这种位置上，断裂的扩展力都相对于断裂扩展的阻力大大降低了。

二、产生雁行矿脉的应力条件

母源矿脉转变成雁行矿脉的具体方式与区域应力状态有关。如果不考虑中间主应力 σ_2 的作用，就可以把问题简化成平面问题来处理。这时用下面平均应力和偏应力的比来表示区域或矿区的应力状态[11]

$$R = \left(p + \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2}\right) \Big/ \left(\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2}\right) \tag{2}$$

式中 P 是矿脉内矿液充填时的流体压力。因为矿脉是张开的，所以一定有 $p \geqslant -\sigma_1$。

当区域应力场发生旋转 α 角度后，断裂转变成 I-III 型应力分布（图 1），这时断裂具有 I 型强度因子 $K_I = (\sigma_{yy} + p)\sqrt{a\pi}$ 和 III 型强度因子 $K_{III} = \sigma_{yz}\sqrt{a\pi}$，取它们的比为下式：

$$K_{III}/K_I = (\sin 2\alpha)/(R + \cos 2\alpha) \tag{3}$$

K_{III} 强度因子是由于区域应力旋转 α 角度引起的，一般情况下，在 α 角不很大时（如小于 60° 时），应力强度比 K_{III}/K_I 与 α 角成正比，与 R 成反比（Pollard 等 1982 图 5）。由于雁行断裂的最初定向决定于母源断裂尾端附近的局部应力方位，雁行断裂将与局部应力主方向 σ_1' 相垂直（图 1），因此在母源断裂附近，雁行断裂的旋转角一般不等于 α，而等于 β。为使问题简化，只考虑 XZ 平面的情况（$\theta = 0$ 时），则计算 β 角的公式是：

$$\beta = 1/2\tan^{-1}[K_{III}/K_I(1/2 - \nu)] \tag{4}$$

式中 ν 为泊松比。3 式和 4 式表示了 α、β 和 R 之间的关系。据此，如能利用野外实际资料得到 R 值和 β 角度，就可以计算出区域应力方位的旋转角 α。

在西华山钨矿北区，发育两组互相交叉的矿脉，一组为北东东向，一组为东西向，夹角约20度左右。关于两组矿脉相互之间的力学关系问题，还存在不同的意见。本文中倾向于两组矿脉是共轭断裂的关系[12]，主要证据是在两组矿脉的交叉处，充填的石英脉总是混然一体，不显示成分上的差异和互相交截的迹象，另外，矿液的充填和断裂的扩展很可能是同时进行的[7,10]。因此可知矿区的应力方位是：二组矿脉的交线代表中间主应力 σ_2 的方向，产状近直立，二组矿脉的锐夹角等分线代表最小主应力 σ_3 方向，为近水平的约北东 80° 方向。同时可知共轭断裂的剪裂角仅 10°，因此，在莫尔应力图上，发生断裂时的临界应力圆与莫尔包络线的切点处，切线的斜率很大，切线与 σ 轴的夹角为 $\phi = 70°$（图 4）。据此作图得到对应的临界应力圆，并在图中量得 $\sigma_1 = 100\text{kg/cm}^2$，$\sigma_3 = -51\text{kg/cm}^2$。将此临界主应力值代入 2 式中，得 $R = 0.324$。另外，在西华山矿区测得雁行断裂的转角一般在 30° 以下，取 $\beta = 30°$，经换算得对应的 $\alpha \approx 15°$，（取泊松比 $\nu = 0.25$）。考虑到莫尔包络线的选择会带有一定的局限性，因此取抛物线型的包络线作为补充，抛物线的形式如下[14]：

$$\tau^2 = 4T_0(T_0 - \sigma) \tag{5}$$

式中 T_0 为最大抗张强度，取 $T_0 = 104\text{kg/cm}^2$[13]。据此获得的结果为 $R \approx -0.5$，相应

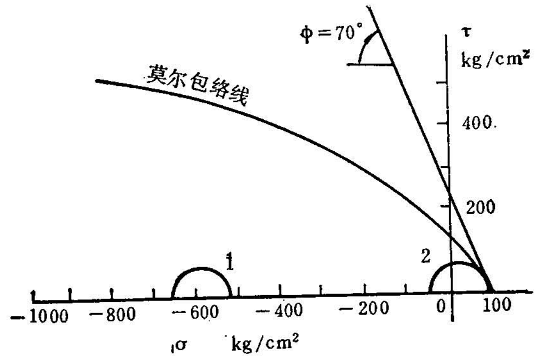


图 4 莫尔图解表示西华山钨矿脉断裂发生时的应力状态

Fig. 4 Mohr diagram illustrating the states of stress during the formation of fracture in Xihuashan

莫尔包络线为花岗岩的实验断裂临界曲线，(据西原平松[13])，$\phi=70°$ 系根据矿脉所测得的，应力圆 1 为无流压 P 时的区域应力状态，应力圆 2 为矿液充填后的临界应力状态，流压 P 约等于 620kg/cm²

得 $\alpha\approx 6°$，因此可推算矿区内 α 在 15°—6° 之间。这里的计算是将矿脉作为纯张性断裂看待，所以结果带有一定的近似性。总之，计算结果说明矿区区域应力的旋转角不大，并且还表明，矿区的应力条件是 $R<3$，或表示为 $\alpha<\beta$，因此母源矿脉在转变成雁行矿脉时应为粗糙分裂 (Rough breakdown)，(Pollard 等 1982 图 7)[11]。这就是说，在母源矿脉和雁行矿脉之间是产生一个不连续的分裂带。这一现象是可以在矿山开采中得到验证的。

从出现共轭断裂的现象可以知道区域应力的比值 R 将是较小的，这是西华山钨矿区域应力的一个有重要意义的特征。因为 R 很小，应力方向发生较小的旋转，都会使矿脉断裂边缘的 III 型剪切应力强度因子 K_{III} 快速增长。因此，只要达到临界应力状态，矿脉就很容易分裂成雁行构造，或者说，矿脉在分裂成雁行矿脉时，对应力方向的微小变化都将是很敏感的，这可以说明为什么在西华山钨矿雁行矿脉和矿脉的侧羽构造十分发育的原因。侧羽状矿脉是指主矿脉两侧细小的分支矿脉，它和雁行矿脉可能有相似的成因。另一方面，在西华山钨矿产生剪裂角很小的断裂，又表明这时的临界应力状态，其偏应力不太大，并且最大主应力 σ_1 是张应力，这就很可能使矿液充填流压 P 在矿脉的扩展中起决定性的作用。也就是说，如果没有矿液充填的作用，而仅在区域应力下，应力圆将处在远离莫尔临界包络线以下的安全区中，断裂就不会扩展，矿脉也不可能形成 (参看图 4)。近年来在石油地质上广泛采用的水力压裂技术说明这种设想是可能的[15,16]。事实上现在已有不少实测数据表明西华山石英钨矿脉的充填压力是很大的，因此矿脉的张开位移不一定需要存在区域张应力，但区域应力将控制矿脉的定向。

区域应力场方位发生旋转，其原因可能是多种多样的，地壳构造的任何不均匀性都可以引起应力方位的转变[11]。在西华山钨矿，广泛分布的岩性界面在全矿区都控制着矿脉的分布。岩性界面是岩体中岩石力学性质的不连续面，它将在界面附近一定范围内引起应力的不均匀分布，使应力方位发生改变，矿脉在扩展进入这个范围之内时，就可能适应这种应力的转向而分裂成雁行矿脉。

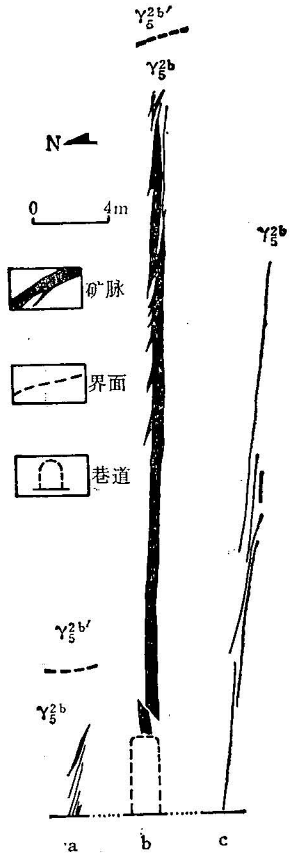


图 5　剖面素描图，表示北区 85N2 号脉沿东西走向上的三个剖面。

Fig. 5　Longitudinal sections of the no. 85N2 vein from east to west respectively in the north of the tungsten mine

a——为西段剖面，b——为中段剖面，c——为东段剖面。每一个剖面上都显示出矿脉在铅直方向上的变化，表明矿脉在界面作用的影响下分裂成雁行矿脉。γ_5^{2b}——中粒花岗岩，$\gamma_6^{2b'}$——细粒花岗岩(据西华山钨矿地质测量科)

西华山钨矿脉形态变化的总体特征是矿脉在上部和东西边部呈现更发育的雁行、侧羽等构造，而在中部、深部则以单支矿脉或平行脉组为主。这显然是因为矿脉在上部和边部接近岩性界面的原因。在图 5 中是同一条矿脉沿东西方向不同位置上的三个剖面图。这条矿脉向西和向上扩展时受岩性界面控制而趋消失，这时矿脉都转变成雁行矿脉，而矿脉在深部和向东尖灭时由于未受界面影响，就没有或很少发育雁行构造，以呈现单支脉为主。需要说明的是，该矿脉向西和向东尖灭的原因是不相同的，向西尖灭是由于界面附近岩石断裂韧度增高，使扩展阻力增大而止裂[17]，向东尖灭则是由于在岩体中部远离界面后应力下降使断裂扩展力降低而止裂。由于矿脉尖灭的方式不同，所以矿脉尖灭的形态也不同。

在因界面的存在使应力方向改变的情况中，应力方向怎样旋转显然与界面的产状有关。例如可以假定应力方向是以界面法线为轴发生旋转的，而区域应力方向原来在各处均为一致，这样如果界面产状改变，就会导致应力旋转的方向在各处不同。西华山钨矿处

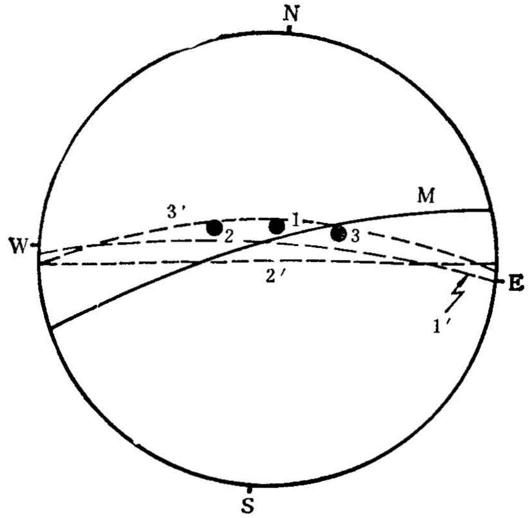


图 6 赤平极射投影图

表示由于界面产状变化引起应力方向发生旋转而导致相应形成不同产状雁行断裂与母源断裂的关系。

Fig. 6 Stereographic projection illustrating the relationships between parent crack and its echelon cracks formed by rotation of stress direction because of change in attitude of the boundary surface

极点 1、2 和 3 分别代表矿山中部、东部和西部界面法线的投影，也作为应力方位的旋轴，各转20°，按从上向下看顺时针方向旋转。大圆弧 1′、2′ 和3′分别代表矿山三部分旋转后雁行断面的投影。实线大圆弧M代表母源断裂面的投影。（下半球投影）。

在花岗岩株南端，就总体来说，界面的产状在西部向南西倾斜，在东部向南东倾斜，在中部向南倾斜。简单的模拟这些条件分别进行三种情况的旋转[18]，得到的结果如图 6 所示。旋转的结果与西华山钨矿脉的雁行构造形式十分吻合，这就是在矿区西部剖面上矿脉呈后行雁列[1)]，在矿区东部剖面上矿脉呈前行雁列，在中部矿脉呈过渡状态，雁行构造不发育或呈平行脉组（图 7），在平面上各处以右行雁列为主。对矿山资料的初步调查表明这一变化规律是普遍存在的，有时同一条矿脉沿东西方向延伸也显示这种变化。但要注意图 6 中仅仅是表示了母源矿脉和雁行矿脉的产状关系，而实际情况中矿脉还必须按特定的方向扩展时，才能形成图 7 所示的雁行型式。其他多种因素的影响也要加以考虑。

上面所说的旋转是按照从上向下看并沿着顺时针方向进行的。区域应力场的这样一种旋转，可以用来解释西华山钨矿北东东向和东西向两组矿脉的形态面貌明显不同的现象。由于应力方向的旋转正好使区域最大主应力 σ_1 与东西向矿脉接近垂直，而与北东东向矿脉的夹角减小，所以东西向矿脉有变成纯张性断裂的趋势，剪切成分减小，使雁行构造和侧羽构造不十分发育，而北东东向矿脉上的剪切成分却增大，雁行和侧羽构造就比较发育，矿脉的张开幅度同时减小。应该看到，因为应力场方位旋转以后，使东西向脉和北东东向脉相对应力方位的变化是不同的，所以这两组脉对应力旋转的反应也是不相同的。

1）剖面上平行断裂延伸方向观察，从上向下看若干雁行断裂段向断裂倾向的反方向一侧偏移时称为后行雁列，向断裂倾向方向偏移时称为前行雁列。

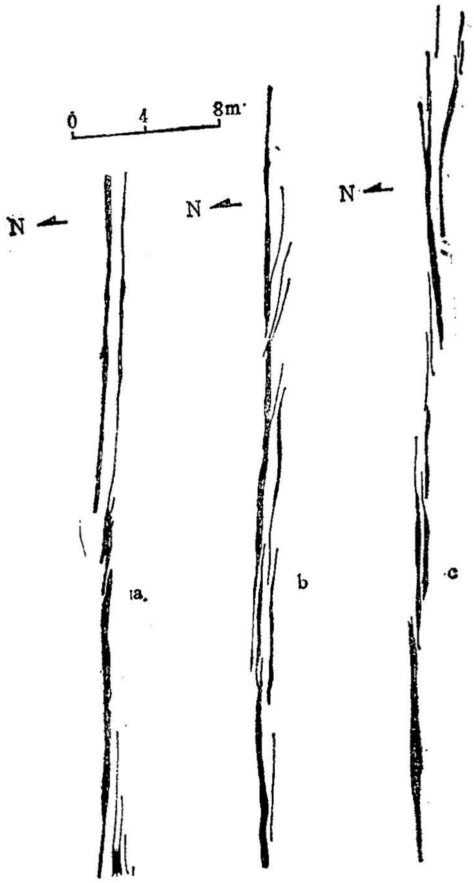


图.7　矿脉剖面素描图，
表示雁行矿脉沿铅直方向上的形态变化

Fig. 7 Longitudinal sections illustrating the variation in shapes of echelon veins along vertical direction

a——为西部剖面(北区 435N 号脉)表现为后行雁列； b——为中部剖面(南区 215S 号脉)表现为平行脉组； c——为东部剖面（中区 235N 号脉)表现为前行雁列(据西华山钨矿地测科)

另外还可以看到，按照分裂雁行断裂的模式，从单纯几何关系看，雁行断裂与母源断裂的交线一般的不能代表σ_2中间主应力的方向，这与剪切成因的雁行断裂的情况是不同的。

在西华山钨矿，除了花岗岩与变质岩的界面外，在花岗岩体内部还存在着粗粒、细粒和中粒三种花岗岩之间的界面，它们对矿脉构造同样有重要影响。这些界面两侧的岩体中都形成矿脉，因岩性不同使矿脉的形态有很大差异，如粗粒花岗岩中矿脉形态十分不规则，形成了“两层矿化”的模式[1)]。

三、雁行矿脉的扩展

雁行矿脉在形成之后，继续扩展的结果，将在相邻的雁行矿脉段之间产生应力场的相

1) 王泽华，周玉振，1980，试论西华山矿床两层矿化特征及形成机理。

互干扰，这对矿脉的进一步扩展影响很大。据研究可将雁行矿脉的扩展划分为三个阶段(图 8)[11]。

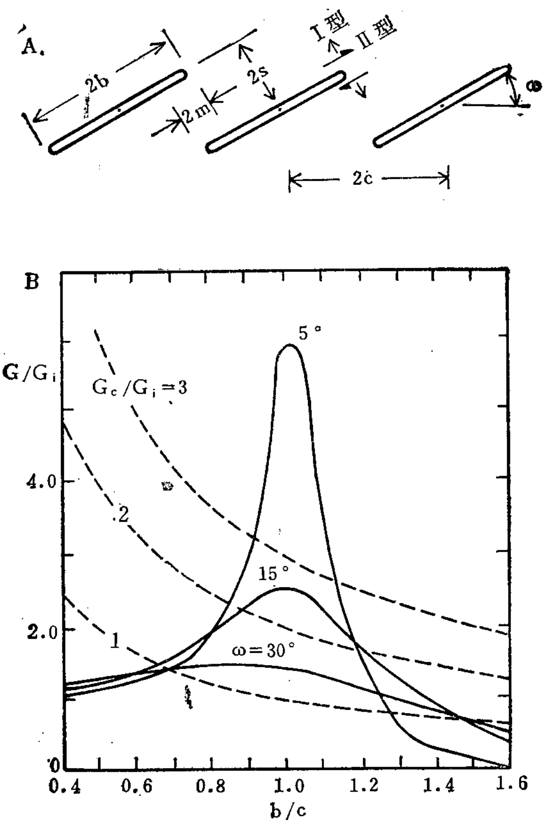


图 8　雁行断裂横向扩展关系图

Fig. 8　Graphs illustrating relations among echelon cracks propogating along horizontal direction

A. 雁行断裂的几何关系和横向扩展应力关系示意图；　B. 雁行断裂扩展力 G 与宽度 b 的消长关系；G. 为雁行断裂各段之间有弹性应力影响时断裂的扩展力；G_i 为单独一个断裂时的扩展力；G_c 为材料的临界扩展力；纵坐标为断裂扩展力 G/G_i，横坐标为雁行断裂宽度 b/c（据 Pollard 等，1982）

第一阶段，b/c 在 0.4—1.0 之间，矿脉间的应力干扰将增强矿脉的扩展力 G，这时矿脉将顺利扩展。根据雁行矿脉间的几何关系，有公式 $m = b - c\cos\omega$。当 $b = c$ 时有 $m = b(1 - \cos\omega)$，这是矿脉雁行段之间的最低限的重叠长度，雁行矿脉刚从母源矿脉分裂出来时就具有这个重叠长度。不过实际情况不一定如此。这一阶段中，在各雁行段的尾端可能产生负的 II 型剪切(同名剪切[1])，因此矿脉扩展的路线可能是向外弯的曲线，由于这一特征，所以即使二相邻矿脉在近于共面时，它们接近时不会连通。

第二阶段，$b/c > 1.0$，矿脉之间的应力干扰使矿脉的扩展力 G 下降。但是当

1）何绍勋，1979，小型构造的研究。湖南冶金地质二三七队印。

$G/G_i \geqslant 1$ 时，矿脉仍可顺利扩展，当 G 降低到小于极限值 G_c 时，矿脉的扩展被阻止。这时如果扩展力被增强，例如流体压力 P 增大，矿脉仍可继续扩展，有时可使雁行矿脉之间的重叠率大大增加。这一阶段矿脉的扩展路线可以是直线，但由于断裂尾端的 II 型剪切变成正值(异名剪切)，扩展也可能沿一个向内弯的路线进行。

第三阶段，当扩展沿内弯路线进行时，继续增大内压 p，最终将使相邻的矿脉连通，这样分离的雁行矿脉被连接成一条完整的矿脉，矿脉在连接处呈弯曲状。雁行矿脉的连接总是由一个雁行段的尾端与相邻段的边界相接，而不是由两个段的尾端直接对接。一般情况下，当一个雁行段的尾端被连通，应力得到释放，另一个雁行段尾端就将停止扩展。

由于应力条件变化后矿脉的扩展随时可以停止，所以在西华山钨矿，上述三个阶段矿脉扩展的特殊形态都有许多典型实例存在，这些特殊形态的矿脉往往使矿脉构造复杂化，而实际上它们具有密切的内在联系，反映了同一成因机制。

以上过程对任意两个彼此接近的张性矿脉都适用。雁行矿脉除了上述横向扩展外，还有垂直雁行矿脉分裂带方向上的纵向扩展，这将使雁行矿脉脱离母源矿脉的影响，直接与区域应力方向对应而扩展。

矿脉扩展总是选择阻力最小的方向进行。当横向扩展受阻，而上部围压减小使矿脉向上作纵向扩展，反过来矿脉向上扩展后会形成压力梯度[16]，增大下部矿脉的流压 p，促进下部矿脉的横向扩展，使雁行段之间连通。例如北区 509 号脉的三维形态就表现为这种变化特征。

矿脉在扩展中相互之间的屏蔽作用[7,19]也是很重要的，那些规模较小的矿脉在扩展过程中逐渐被抑制住。另外，一部分侧羽矿脉可能是由雁行矿脉的扩展连通而形成的，但这个问题有待于进一步研究。

本文的讨论表明，西华山钨矿脉雁行构造的特征符合于应力场方位转变所产生分裂的雁行断裂模式，这使矿脉总体的张性力学性质与它的雁行形态可以统一起来。过去根据钨矿脉在剖面上的雁行状和侧羽状构造多呈后行，就将矿脉断裂定为逆断层性质，这一认识现在似应重新考虑。采用这种新的模式，可以较好的说明矿脉形态复杂化的原因，总结出矿脉形态变化的某些规律。这种解释可能为今后研究西华山钨矿脉构造的机制提供新的线索和途径。

工作中得到西华山钨矿地质测量科熊以谦、周玉振以及韩志新、易光福、吴桥生、程乐晃、兰祥晶等多位同志的热情帮助和支持，在此谨致感谢！

参　考　文　献

[1] Riedel, W., 1929, Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen ein Beitrag zum Problem der "Fiederspalten". Centralblatt Min. Geol. Pal., Abt. B. pp. 354—369.

[2] Cloos, E., 1932, "Feather Joints" as Indicators of the direction of movements on faults, thrust, joints and magmatic contacts. Proc. Nat. Acad. Sci. USA, Vol. 18, pp. 387—395.

[3] Tchalenko, J. S., 1970, Similarities between shear zones of different magnitudes. Geol. Soci. Am. Bull., v. 81, No. 6, pp. 1625—1640.

[4] Hancock, P. L., 1972, The analysis of en-echelon veins. Geol. Mag., Vol. 109, No. 3, pp. 269—276.

[5] Beach, A., 1975, The geometry of en-echelon vein arrays. Tectonophysics, Vol. 28, pp. 245—263.

[6] Gamond, J. F., 1983, Displacement features associated with fault zones, a comparison between observed examples and experimental models. J. Struct. Geol, Vol. 5, No. 1, pp. 33—45.

[7] Anderson, E. M., 1951, The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain. London, England, Oliver and Boyd. 206p.
[8] Sommer, E., 1969, Formation of fracture lances in glass. Engineering Fracture Mechanics, Vol. 1, pp. 539—546.
[9] Lutton, R. J., 1971, Tensile fracture mechanics from fracture surface morphology, in Clark, G. B., ed., "Dynamic rock mechanics", U. S. symposium on rock mechanics, 12th, pp. 561—571.
[10] Pollard, D. D., Muller, D. H., and Dockstader, D. R., 1975, The form and growth of fingered sheet intrusions. Geol. Soci. Am. Bull., pp. 86, pp. 351—363.
[11] Pollard, D. D., Segall, P., and Delaney, P. T., 1982, Formation and interpretation of dilatant echelon cracks. Geol. Soci. Am. Bull. pp. 93, pp. 1291—1303.
[12] 朱焱龄，李崇佑，林运淮，1981，赣南钨矿地质．江西人民出版社。
[13] 山口梅太郎，西松裕一，1977，岩石力学基础．(黄世衡译，1982) 冶金出版社。
[14] Jaeger, J. C., and Cook, N. G. W., 1976, Fundamentals of rock Mechanics. London, Chapman and Hall. 593p.
[15] Howard, G. C., and Fast, C. R., 1970, 水力压裂．(付灿邦，任书泉译，1980) 石油工业出版社。
[16] Pollard, D. D., and Holzhausen, G., 1978, On the mechanical interaction between a fluid-filled fracture and the Earth's surface, Tectonophysics, Vol. 53, pp. 27—57.
[17] 褚武扬，1979，断裂力学基础．科学出版社。
[18] 何绍勋，1979，构造地质学中的赤平极射投影．地质出版社。
[19] Segall, P., and Pollard, D. D., 1983, Joint formation in granitic rock of the Sierra Nevada. Geol. Soci. Am. Bull., Vol. 94, pp. 563—575.

THE GENESIS OF THE EN-ECHELON STRUCTURE OF TUNGSTEN VEINS IN XIHUASHAN, JIANGXI

He Shaoxun and Xi Xiaoshuang

(Department of Geology, Central South University of technology, Changsha)

Abstract

The en-echelon structure of tungsten veins is well developed in Xihuashan and assumes very complicated patterns. Analysis of the structural patterns of the tungsten veins in three dimensions proves that the en-echelon structure of the veins has been formed by the break up of single complete veins. When the tungsten veins met a changing stress field in the process of their propagation, the veins tended to maintain the mechanical nature of the original fractures and called for a reduction in propagation resistance; as a result, a single vein broke up into en-echelon veins. They are different from the en-echelon fractures formed in a shear zone. Calculation based on the data shows that the ratio of average stress to deviatoric stress is low, which favours the break up of a vein into the en-echelon structure. The lithological boundaries widespread in the ore district are responsible for the rotation of the stress direction; therefore the en-echelon structure generally occurs when a vein approaches the boundary. A change in attitude of the lithological boundary may lead to a change in the rotation of the stress direction, thus forming en-echelon veins of different patterns. The fact that the ENE and E-W sets of tungsten veins assume quite different structural patterns is probably related to the rotation of the stress direction. After the formation of the en-echelon veins, stress interference was produced between the adjacent veins, which would control further propagation of tungsten veins and form multiple vein structures of varying shapes.