

论阿尔泰3号伟晶岩脉的成因

邹天人^①

张相宸 贾富义 王汝聪

曹惠志 吴柏青

(中国地质科学院矿床地质研究所)

(新疆有色金属公司)

(新疆冶金地质研究所)

我国阿尔泰伟晶岩区分布着 10 万余条伟晶岩脉,蕴藏着工业白云母、陶瓷长石、稀有金属、宝石和水晶等丰富的矿产资源。在众多的伟晶岩脉中,要数 3 号伟晶岩脉最享有盛名,凡知其一二的研究者,无不为其的奇丽壮观所惊讶。虽说如此,但对其发掘和认识也是经历了一段较长时间的。

自 1935 年发现该伟晶岩田后,直到 1946 年牧民从地表的锂云母露头挖掘锂辉石和绿柱石时才发现了 3 号伟晶岩脉。随即进行了锂、铍矿物的开采,几年后才开始对锂、铍进行地质勘探。五十年代初期, K. A. 弗拉索夫, A. A. 别乌斯, H. A. 索洛多夫, M. B. 库兹明科等对 3 号伟晶岩脉作过矿物学、地球化学和矿床地质学的研究,发表了多篇论文和专著^[7-18],以 3 号伟晶岩为依据,提出了伟晶岩成因学说^[8,9,16]。在这些著作中,把我国阿尔泰伟晶岩统称为蒙古阿尔泰伟晶岩。不久,3 号伟晶岩脉就被世人公认为是世界典型的伟晶岩脉之一,在矿床学和稀有金属矿床地质学教科书和专著^[4,10,11,13,14,15,16,18]中作为典型矿床实例广泛引用。在相互转载的过程中,一些不了解实情的编著者,竟把我国阿尔泰的 3 号伟晶岩误写为蒙古的复杂伟晶岩脉^[4]。出现这样的错误,是不能容许的,应该予以澄清。

一、3号脉产出的地质背景

3 号伟晶岩脉位于阿尔泰加里东—华力西褶皱带的轴部。地层、褶皱、断裂等均沿 NW-SE 向展布。区内地层主要分布有震旦—寒武系、中上奥陶统、中志留统、中下泥盆统、下石炭统,除震旦—寒武系(主要为千枚岩)及下石炭统(主要为绢云母片岩)等浅变质岩外,其余地层变质较深,主要为片麻岩、片岩、变粒岩、变火山岩等。区内花岗岩分布较广,有加里东期的苏长岩—斜长角闪岩、英云闪长岩—花岗闪长岩、黑云母斜长花岗岩、黑云母花岗岩、浅色电气石白云母花岗岩等。还有华力西期的闪长岩—苏长岩、片麻状黑云母花岗岩、角闪黑云二长花岗岩、似斑状或等粒状黑云母花岗岩、二云母花岗岩、白云母花岗岩等。

伟晶岩属于华力西期,有变质分异、混合交代和重熔岩浆分异等三种成因。

3 号伟晶岩脉的围岩为斜长角闪岩,脉边部多处见有棱角状的斜长角闪岩捕虏体。脉的外接触带有程度不一的锂蓝闪石化、铯黑云母化、白云母化、电气石化、萤石化蚀变带,且有厚 0.5—3m 的锂、铷、铯、氟等元素的分散晕。这些特征说明该脉具有岩浆成因的性质。

① 曾经参加过部分工作的还有杨岳清、徐建国、于学元、裘愉卓、王贤觉、吴六汀、李维显、宁广进、潘厚辉、景泽被、韩凤鸣、陈建华等。

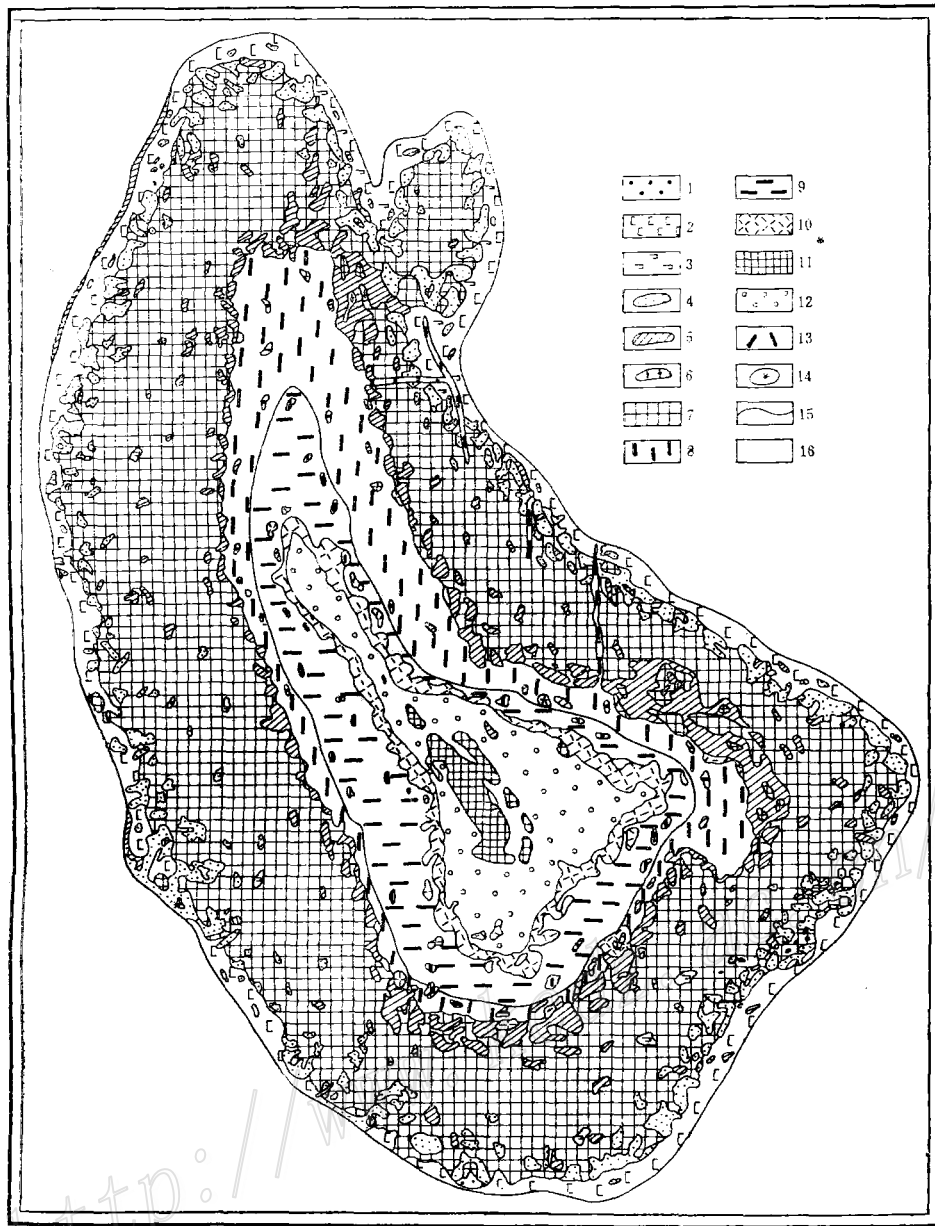


图 1 3号伟晶岩脉主要的矿物组合(结构单元)分布示意图(地表下30m)

1—白云母-钠长石-石英(即条带伟晶岩); 2—文象变文象伟晶岩; 3—准文象伟晶岩; 4—糖晶钠长石; 5—白云母-石英; 6—叶钠长石; 7—块体微斜长石; 8—叶钠长石-锂辉石; 9—石英-锂辉石; 10—白云母-薄片钠长石; 11—核部块体微斜长石; 12—核部块体石英; 13—锂辉石; 14—叶钠长石-锂云母; 15—地质界线; 16—围岩(斜长角闪岩)

Fig. 1. Plan (30m below the surface) showing distribution of major mineral assemblages (textural units) in No. 3 pegmatite vein.

1—Muscovite-albite-quartz (striped pegmatite); 2—Graphic and blastographic pegmatite; 3—Metagraphic pegmatite; 4—Sugar-granular albite; 5—Muscovite-quartz; 6—Cleavelandite; 7—Massive microcline; 8—Cleavelandite-spodumene; 9—Quartz-spodumene; 10—Muscovite—thin-sliced albite; 11—Massive microcline core; 12—Massive quartz core; 13—Spodumene; 14—Cleavelandite-lepidolite; 15—Boundary between textural units; 16—Country rock (plagioclase hornblende).

二、脉体形态及内部结构

3号伟晶岩脉由上部椭圆形的岩钟体和下部的缓倾斜脉体构成。空间形态颇似一顶实心草帽。岩钟体走向 $N335^{\circ}W$ ，倾向NE，上盘倾角为 $40^{\circ}-60^{\circ}$ ，下盘倾角为 80° 。缓倾斜脉体波状起伏，走向 $N310^{\circ}W$ ，倾向SW，倾角 $18^{\circ}-30^{\circ}$ ，产状和厚度变化均较大。

脉体内部结构复杂，分带清晰。从岩钟体的边部到中心，依次形成各种矿物组合，并在空间上顺序交替而构成同心环状带——结构带（图1）。各结构带在空间上顺序展布。需要说明的是石英-铯榴石带，主要位于脉顶部的锂云母-薄片钠长石带与核部块体石英带之间，早已采毕。但从岩钟体的石英-锂辉石带伸向外带直到围岩的支脉中的锂云母-钠长石带内仍可见到石英-铯榴石带。

三、3号伟晶岩脉的矿物组合——结构单元

矿物组合就是组成伟晶岩的最小结构单位，是相互渐变过渡或彼此界线分明的矿物集合

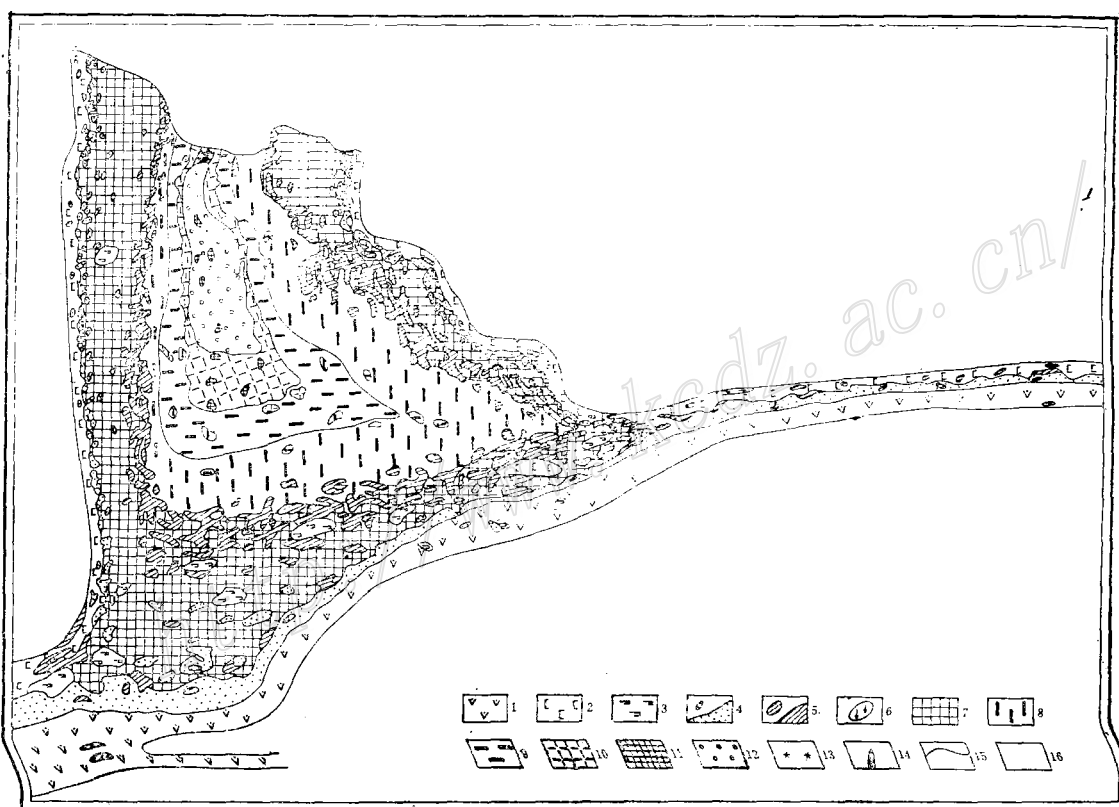


图2 3号伟晶岩脉的主要矿物组合（结构单元）在垂直剖面上的分布示意图

1—细粒伟晶岩，2—12—同图1，13—锂云母-钠长石，14—石英-铯榴石，15—16同图1

Fig. 2. Diagrammatic section illustrating distribution of major mineral assemblages (textural units) in No. 3 pegmatite.

1—Fine-grained pegmatite, 13—Lepidolite-abite, 14—Quartz-pollucite. For 2—12 and 15, 16, see Fig. 1.

表1 3号伟晶岩脉的结构带和结构单元及其形成顺序

Table 1. Textural zones and textural units of No.3 pegmatite and their formation sequence

结 构 带	结 构 单 元 (矿 物 组 合) 名 称			伟晶作用的 元素地球化 学 阶 段
	(1) 结晶分异组合	(2) 自交代组合	(3) (1) + (2)混合组合	
I	文象变文象伟晶岩带	文象伟晶岩; 准文象伟晶岩; 中-粗粒伟晶岩; 大块体伟晶岩	白云母-石英边缘体; 白云母-钠长石-石英; 糖晶状钠长石; 云英岩; 白云母-石英	变文象伟晶岩 钠化伟晶岩 钠化小块体伟晶岩
II	糖晶钠长石带	中-粗粒伟晶岩; 小块体伟晶岩	糖晶状钠长石; 白云母-石英	钠化中粗粒伟晶岩
III	块体微斜长石带	块体微斜长石; 准文象结构块体微 斜长石	糖晶状钠长石; 白云母-石英	钠化块体微斜长石
IV	白云母-石英带	块体微斜长石; 叶钠长石	白云母-石英; 薄片钠长石	
V	叶钠长石-锂辉石带	叶钠长石-锂辉石; 叶钠长石-锂辉石- 磷锂铝石; 石英-锂辉石; 石英-锂辉石-磷锰 锂矿; 块体微斜长石	叶钠长石-白云母-石 英; 叶钠长石-玫瑰色白 云母-石英; 黄绿色锂白云母; 叶钠长石-锂云母	
VI	石英-锂辉石带	石英-锂辉石; 叶钠长石-锂辉石; 石英-微斜长石-锂 辉石; 块体微斜长石; 石英-锂辉石-磷锂 铝石; 石英-锂辉石-磷锰 锂矿	叶钠长石-玫瑰色锂 白云母	
VII	白云母-钠长石带	薄片钠长石; 白云母-薄片钠长 石		
VIII	锂云母-钠长石带	锂云母-锂电气石- 钠长石; 锂云母-钠长石; 锂云母		
IX	石英-石榴石带	石英-铯榴石; 石英-磷锂铝石; 锂云母-钠长石		
X	核部块体石英带	石英-磷锂铝石; 块体微斜长石; 块体石英		

体，它们是构成伟晶岩的基本单位，谓之“矿物共生组合体”，简称“矿物组合”，又叫“结构单元”。3号伟晶岩脉各结构带的结构单元列于表1，各结构单元在水平方向和垂直剖面上的分布如图1、2，其岩石化学特征见图3。

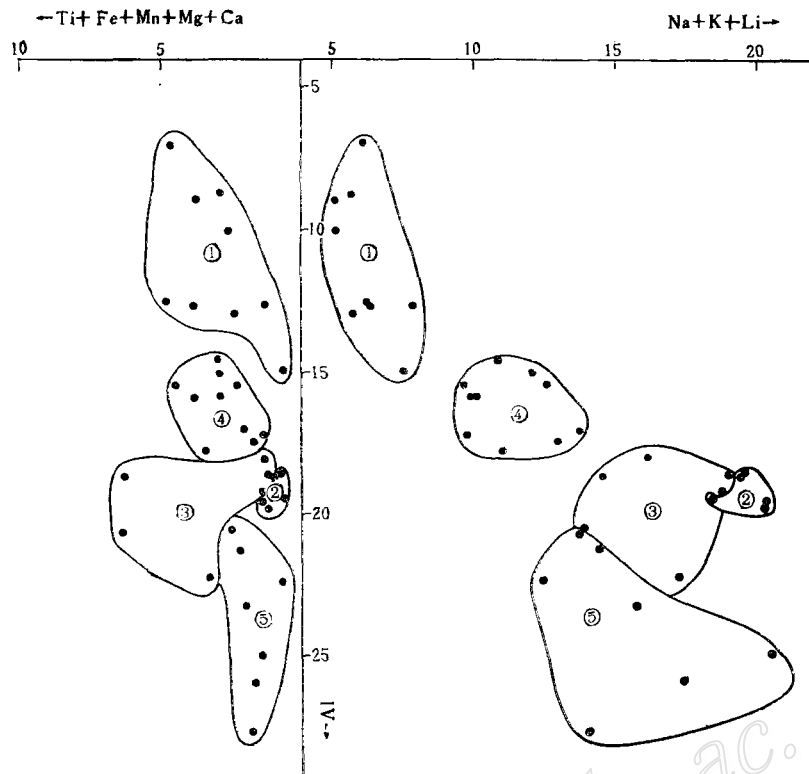


图 3 3号伟晶岩脉主要结构单元的岩石化学特征数值图解

①白云母-石英组合，富集铍、铌；②块体微斜长石组合，富集铷；③糖晶钠长石组合，富集铍；④叶钠长石-锂辉石组合及石英-锂辉石组合，富集锂、铌、钽；⑤白云母-薄片钠长石组合及薄片钠长石-锂云母组合，富集钽、铯、铪

Fig. 3. Diagram showing petrochemical characteristic values of major textural units in No. 3 pegmatite.

①—Be-, Nb-rich muscovite-quartz assemblage; ②—Rb-rich massive microcline assemblage; ③—Be-rich sugar-granular albite; ④—Li, Nb, Ta rich cleavelandite-spodumene assemblage and quartz-spodumene assemblage; ⑤—Ta, Cs, Hf rich muscovite-thin-sliced albite assemblage and thin-sliced albite-lepidolite assemblage.

四、3号伟晶岩脉的同位素地质特征

1. 同位素年代学

3号伟晶岩脉侵位于斜长角闪岩体内，脉下部的缓倾脉体穿切了侵位于斜长角闪岩体内的二云母花岗岩脉。斜长角闪岩之下为与之呈侵入接触的黑云母花岗岩。后者之黑云母经 K-Ar 法测定的同位素年龄值为 3.25—3.30 亿年。3号伟晶岩脉已取得的同位素年龄数值列于表2。

表2 3号伟晶岩脉同位素年龄值 ($\times 10^5$ a)

Table 2. Isotope ages of No.3 pegmatite

测定结果 结构带		K-Ar 法		Rb-Sr 法		U-Pb 法	
		测定矿物	年龄值	测定矿物	年龄值	测定矿物	年龄值
I	文象变文象伟晶岩带	白云母	246				
II	糖晶钠长石带	白云母	292, 194.51, 198.51	全岩	331.9 ± 1.5		
III	块体微斜长石带						
IV	白云母-石英带	白云母	265, 203.93, 220, 182, 211, 176				
V	叶钠长石-锂辉石带	白云母	275, 199.04				
VI	石英-锂辉石带	白云母	211				
VII	白云母-薄片钠长石带	白云母	175.19, 160.38			铀细晶石	196.4 ± 0.1
VIII	锂云母-薄片钠长石带						
IX	石英-铯榴石带						
X	核部块体微斜长石石英带	微斜长石	120				

由于测试结果受多种因素影响,加之测试技术本身也难达到完善尽美的程度,以至表2所列数值差别仍较大。虽然如此,也还能大致看出,从脉的边缘到中心的各结构带有一个由早到晚的形成过程,即从3.30亿年左右,伟晶岩浆侵位后开始结晶,逐渐形成了以铍矿化为主的I—IV带;到2.7亿年左右以锂矿化为主的大量锂辉石和叶钠长石晶出,形成V—VI;延续到2亿年左右才形成以高钽矿化为特征的VII—VIII带。核部微斜长石的测定值为1.2亿年,误差较大。因为钾长石的K-Ar年龄值总是偏低,所以不能代表核部微斜长石形成的真实时间。

如果我们所列出的同位素年龄资料有一定的可信度,那就可以认为:3号伟晶岩脉的同心环带构造是经历了较长时间(约1亿年左右)的结晶分异作用而形成的。这个结论虽然还下得为时过早,但可以作为一个问题提出,即富含挥发分的富碱岩浆,在较封闭的环境内,究竟需要多长的结晶分异时间才能形成3号伟晶岩脉那样完美的典型环带构造?希望从事同位素年代学研究的学者们予以注意。

2. 稳定同位素组成特征

(1) 氧同位素组成:笔者从3号伟晶岩脉的边部到中心逐带采取了石英和绿柱石样品,进行了 $\delta^{18}\text{O}$ 值测定^①。其取样位置及测定值见图4。据其结果可以得出以下结论:

①从南到北,由边部到中心石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $+11.84—+13.87\%$ 之间,比一般伟晶岩石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值($+8—+11\%$)高,属于高 ^{18}O 值的伟晶岩。说明富锂、铍、铌、钽、铯的伟晶岩浆是来自高 ^{18}O 值的岩浆源或来自分异程度较高的岩浆。

③从早到晚,即从脉边部到中心,氧同位素值变化不大,图4内石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值曲线近于水平。这与该脉的结晶温度梯度变化较小一致。从边部I带(包裹体的均一温度为 620°C)

① 全部样品由中国地质科学院矿床地质研究所金生今同志测定。

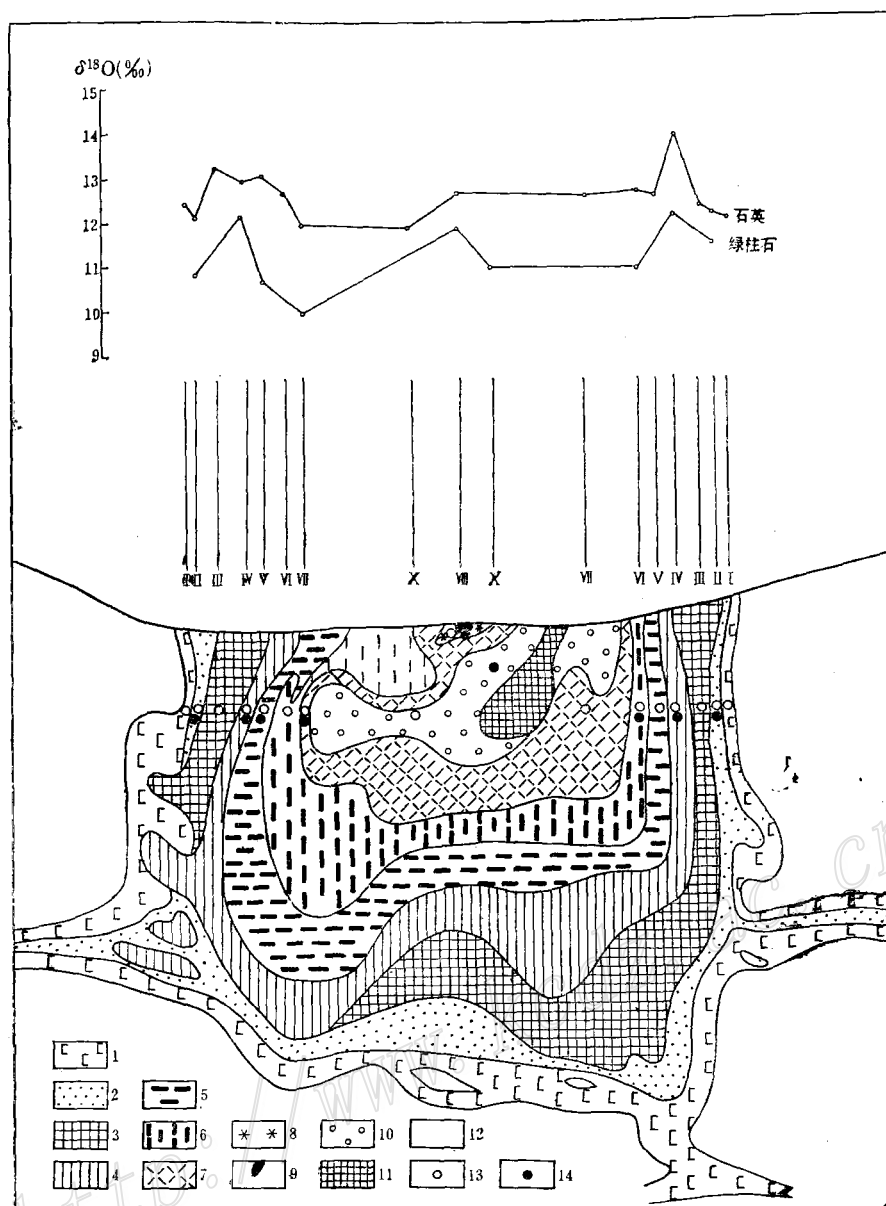


图 4 氧同位素值在地质剖面上的变化

1—文象变文象伟晶岩带；2—糖晶钠长石带；3—块体微斜长石带；4—白云母-石英带；5—叶钠长石-锂辉石带；6—石英-锂辉石带；7—白云母-薄片钠长石带；8—锂云母-薄片钠长石带；9—石英-铌榴石带；10—核部块体石英带；11—核部块体微斜长石带；12—围岩——斜长角闪岩；13—石英取样位置；14—绿柱石取样位置

Fig. 4. Variation in $\delta^{18}\text{O}$ values along the section of No. 3 pegmatite.

1—Graphic and blastographic pegmatite zone; 2—Sugar-granular albite zone; 3—Massive microcline zone; 4—Muscovite-quartz zone; 5—Cleavelandite-spodumene zone; 6—Quartz-spodumene zone; 7—Muscovite—thin-sliced albite zone; 8—Lepidolite—thin-sliced albite zone; 9—Quartz-pollucite zone; 10—Massive quartz core; 11—Massive microcline core; 12—Country rock (plagioclase-hornblende); 13—Sampling site of quartz; 14—Sampling site of beryl.

到核部块体石英带(均一温度为510℃)温度变化不大。

③从早到晚,即从脉边部到中心,绿柱石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化与石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化曲线基本一致,说明结晶温度是决定氧同位素分馏的主要因素。

④富含云母类矿物的IV、Ⅷ带内绿柱石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值有急剧增高的趋势。而富含云母类矿物(占20—40%)则是体系 $P_{\text{H}_2\text{O}}$ 较大和含氟量较高的重要标志,因此说明挥发分的聚集也是促进氧同位素分馏的重要因素。

(2) 氢同位素组成: 采用真空爆破法,先加温到300℃进行预爆,去除<300℃时炸裂的包体水(因为它们大多属于次生包裹体),然后加温到600℃收集石英包裹体内的流体 H_2O ,进行 δD 的测定。测得V带和X带石英包裹体 H_2O 的 δD 值为-86.6‰及-48.6‰。这两个数值与国外同类伟晶岩原生包裹体 H_2O 的 δD 值(-32—-94‰)一致,说明它们具有相似的岩浆演化历史。将该石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值按其形成温度换算为 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值和 δD 值投入 δD - $\delta^{18}\text{O}$ 图解(图5),由图明显可见,形成3号伟晶岩脉的流体水属于岩浆水。

(3) 碳同位素组成: 在3号伟晶岩脉内,碳主要以 CO_2 的形式存在于流体相内,特别是富锂的伟晶岩内, CO_2 气体包裹体占了很大的优势。3号伟晶岩石英内流体包裹体 CO_2 的

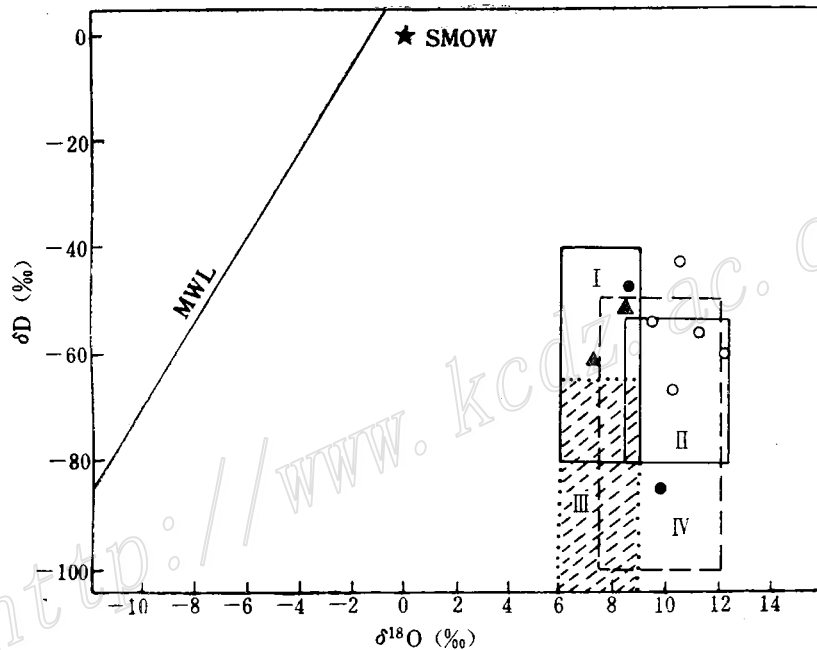


图5 3号伟晶岩脉的 δD - $\delta^{18}\text{O}$ 图解

MWL—雨水线; SMOW—海水标准值; I—原生岩浆水范围; II—华南钨、锡、铌、钽系列花岗岩的范围; III—长江中下游铁、铜、钼、多金属系列中酸性岩的范围; IV—日本中部花岗岩的范围; ●—样品取自3号伟晶岩; ○—样品取自华南重熔花岗岩浆成因的伟晶岩; ▲—幔源花岗岩

Fig. 5. δD versus $\delta^{18}\text{O}$ diagram of No. 3 pegmatite.

MWL—Meteoric Water Line; SMOW—Standard Mean Ocean Water; I—Area of Primary magmatic water; II—Area of W, Sn, Nb, Ta granites in South China; III—Area of Fe, Cu, Mo and polymetallic intermediate-acid rocks in middle and lower Yangtze valley; IV—Area of granites in central Japan; ●—Sample from No. 3 pegmatite; ○—Sample from pegmatite of anatectic magma origin in South China; ▲—Sample from mantle-source granite.

$\delta^{13}\text{C}$ 值为 -6.4% ，与B.E.Tayler和H.Friedrichsen (1983)所测定的挪威伟晶岩石英中 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值(-6.1 — -6.4%)和美国哈丁伟晶岩石英中 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值(-6.7 — -7.7%)相近，也与B.E.Tayler等(1979)测定的美国加利福尼亚B组伟晶岩(碳未同围岩交换或富集 ^{13}C 的 CO_2 未损失到体系外)的 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值(-7.9%)很接近。说明3号伟晶岩脉的 CO_2 来自岩浆，是在较封闭的系统中经过结晶分异作用形成的，没有外来物质的污染，也未损失到体系外。

(4) 锶同位素组成：3号伟晶岩脉Ⅱ带(糖晶钠长石带)的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 的初始比值为 0.7512 ± 0.014 ，该带的磷灰石的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值为 0.7522 。因为磷灰石是属于贫铷富锶的矿物，其值应接近于初始比值。两个数值很相近，说明3号伟晶岩脉主要是壳源物质重熔岩浆分异的产物。

(5) 铅同位素组成：3号伟晶岩脉Ⅶ带的铀细晶石的铅同位素测定结果表明，矿石铅属于放射性成因高的异常铅。将其有关比值投入 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图上(图6)，其点落在造山带与上地壳铅演化曲线之间，说明3号伟晶岩脉的矿石铅主要来自上部陆壳，而且形成于造山带。此铅同位素组成与我国华南钨、锡、铌、钽系列花岗岩的铅同位素组成相近，与长江中下游铁、铜、钼、多金属系列的中酸性岩不同，而与东秦岭钼矿有关的花岗闪长岩差别更大。后两者属于放射成因铅低的异常铅，多数点靠近地幔铅的演化曲线分布，少数点落在上地壳铅演化曲线附近，说明在其形成过程中有上地壳铅的部分混染。

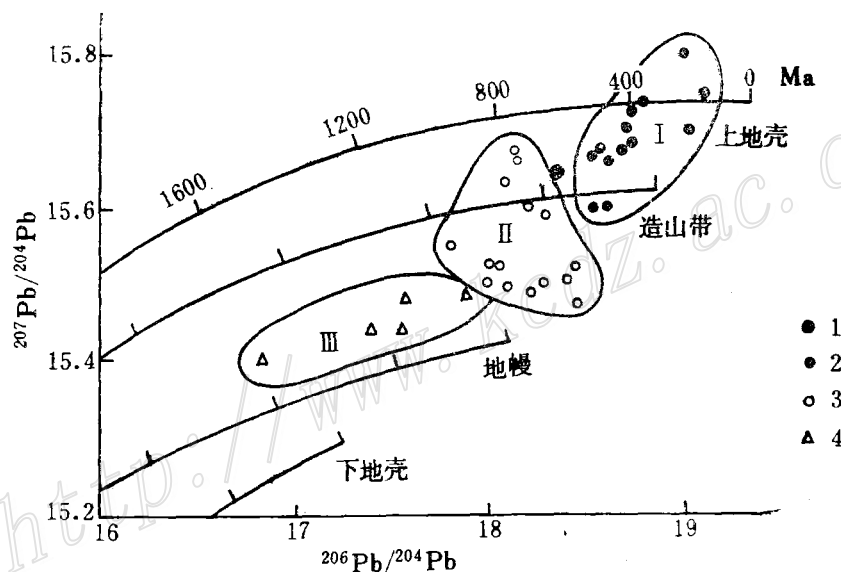


图6 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 关系图
(铅演化曲线据C. M. Hampton和P. N. Taylor⁽³⁾)

- 1—3号伟晶岩脉Ⅶ带的铀细晶石(数据由李顺智测定)；2—华南钨、锡、铌、钽系列的花岗岩(引自张理刚)；
3—长江中下游铁、铜、钼、多金属系列的中酸性岩(引自张理刚、陆玉梅等)；4—东秦岭钼矿有关的花岗闪长岩类(引自黄典豪等)

Fig. 6. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram of uran-microlite.
(Lead evolution curves after C. M. Hampton and P. N. Taylor, 1983)

- 1—Uran-microlite from muscovite-albite zone of No. 3 pegmatite; 2—W, Sn, Nb, Ta granites in South China; 3—Fe, Cu, Mo and polymetallic intermediate-acid rocks in middle and lower Yangtze valley; 4—Mo-related granodiorites in east Qinling Mountains.

五、3号伟晶岩脉的流体包裹体特征

3号伟晶岩脉的微斜长石、锂辉石、叶钠长石、石英等造岩矿物内常见到高折射率的柱状、针状固体包裹体，在边部带的微斜长石和石英内更易找到较小(20 μ m)的含有CO₂气相的玻璃质熔融包裹体，李兆麟和王淑珍^①用高温加热台及淬火炉进行均一法测定，测得其形成温度为1140—930℃。张思世等^②用同样的方法测得其形成温度为1060—930℃。由于受当前测试条件的限制，这些数据可能还有一些误差，但仍可看出形成3号伟晶岩脉的岩浆具有熔体-溶液性质。

在3号伟晶岩脉的各种矿物内，包含有大量的流体包裹体，它们的特征是从脉边部到中心，包裹体的气/液比增加，CO₂气相增大，单一CO₂气体包裹体增多。对一般的原生流体包裹体测得的均一温度列于表3。该温度由于未经压力校正，比实际结晶温度偏低。据所列测定值仍能明显看出，3号伟晶岩脉是伟晶岩浆缓慢结晶形成，大致经历了早、中、晚三个时期。如果就结晶温度而言，早期(形成I—IV带)的结晶温度较高，相当于750—600℃，中期(形成V—VI带)，可能主要在650—550℃之间结晶，晚期(VII—X带)在550—500℃时结晶。

表3 3号伟晶岩脉的形成温度

Table 3. Formation temperatures of No.3 pegmatite

结 构 带		测定矿物	均 一 温 度 (℃) ^①		
带 号	名 称		本 文	李兆麟等 ^②	张思林等 ^②
I	文象变文象伟晶岩带	石英、微斜长石	620	610	720—830
II	糖晶钠长石带	石 英	553	670	
		绿柱石	465		461
III	块体微斜长石带	微斜长石	548	570	
IV	白云母-石英带	石 英	542	420	
V	叶钠长石-锂辉石带	叶钠长石	529	660	
VI	石英-锂辉石带	石 英	520	520	
VII	白云母-薄片钠长石带	钠长石	510—525	460	
VIII	锂云母-薄片钠长石带	钠长石	494	590	
IX	石英-铯榴石带				
X ₁	核部块体微斜长石带	微斜长石	516		
X ₂	核部块体石英带	石 英	510		

① 为原生包裹体的测定值，未经压力校正；

② 1985年，全国伟晶岩会议论文摘要汇编

① 1985年全国伟晶岩会议论文摘要汇编。

3号伟晶岩脉的流体包裹体的成分见表4。其特征是 K^+ 、 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 较低, Cl^- 、 F^- 、 SO_4^{2-} 较高, 到伟晶岩最晚期时 SO_4^{2-} 及 HCO_3^- 升高; 气相成分中以 H_2O 和 CO_2 为主, 在富含Li的V—VI带形成时期, CO_2 增加, 占气相成分的22%或更高。岩浆内 CO_2 含量高, 说明可能有来自深部的物质或热流体的参与; 气相成分内无游离 O_2 的存在, 反映伟晶岩的形成深度较大。

表4 3号伟晶岩脉流体包裹体的液相和气相成分分析结果

Table 4. Analyses of liquid phase and gaseous phase of fluid inclusions from No.3 pegmatite

成 分	样品位置	V带 (叶钠长石-锂辉石带)		X带 (核部块体石英带)	
		mg/10g	(mol) %	mg/10g	(mol) %
Na^+		0.0216	22.98	0.0028	60.00
K^+		0.0009	0.49	0.0031	40.00
Ca^{2+}		0.0750	45.72	0.0000	0.00
Mg^{2+}		0.0307	30.81	0.0000	0.00
Na^+/K^+		24.0		0.90	
Cl^-		0.1091	83.47	0.0250	3.67
F^-		0.0032	4.61	0.0575	15.64
SO_4^{2-}		0.0427	11.92	0.6750	36.29
HCO_3^-		0.0000	0.00	0.5250	44.40
CO_2		0.9000		0.2450	
H_2O		3.1818		2.2000	
CH_4		0.0000		0.0000	
CO_2/H_2O		0.28		0.11	
$CO_2/(CO_2 + H_2O)$		22.0		10.0	
含盐度		9.77%		0.35%	

分析者: 中国科学院地球化学研究所李本超、施继锡

成矿流体的盐度据流体包裹体成分的分析结果计算获得, V、X带的含盐度分别为9.77%和0.35%。由于分析时还有一些阳离子和酸根离子未能检出, 其结果可能偏低。但是, 形成伟晶岩的流体属低盐度、低密度是无疑的。因为经过大量的包裹体观测, 至今还未发现包裹体内有任何子晶矿物, 只从这一事实就可以说明其盐度低于26.4% (因为这是子晶矿物析出的最低盐度)。值得注意的是在伟晶岩形成的晚期 (X带形成时), 流体的盐度仅为0.35%。不言而喻, 如此低盐度的流体已经不太可能再对已结晶的矿物发生交代置换作用。

据以上计算的盐度及均一温度资料, 可以从Roedder (1967) 编制的 $NaCl-H_2O$ 体系的压力-组分图上, 得知3号伟晶岩脉V带形成的压力大于 $10^8 Pa$ 。显然, 这个数值与实际形成压力相比可能偏低。

六、锂铝硅酸盐矿物的形成条件

3号伟晶岩脉是属于富含锂铝硅酸盐矿物的岩脉, 锂铝硅酸盐矿物主要集中富集于V—VI带 (占全脉的23.51%), 因此, 可以从锂铝硅酸盐矿物的角度探讨3号伟晶岩脉的形成条件。

自然条件下发现的锂铝硅酸盐矿物主要是：锂霞石 (LiAlSiO_4)、锂辉石 ($\text{LiAlSi}_2\text{O}_6$)、透锂长石 ($\text{LiAlSi}_4\text{O}_{10}$)。

含锂铝硅酸盐矿物的伟晶岩，在产出地质环境和矿物共生组合方面都具有有一些非常独特的性质。例如：

1、含锂伟晶岩分布量少，仅占一个伟晶岩密集区（伟晶岩田）众多伟晶岩的极少数（ $<3\%$ ），而且仅位于该密集区的最高部位或最外缘，表明锂是在伟晶岩浆时就发生分离，形成富含锂的伟晶岩浆，而且具有较强的活动性。

2、锂铝硅酸盐矿物不与黑云母类矿物和 $An=10$ 以上的斜长石共生，也不单独与钾长石共存。而常与含铷高的白云母及钠长石在一起，也可有一些含铷高的钾长石伴随，显示了锂伟晶岩的组分特点。

3、锂铝硅酸盐矿物不产于具细晶岩带或花岗岩带冷凝边的伟晶岩中。且在锂铝硅酸盐矿物富集带内常含1—5cm大小的晶洞，洞壁常生长着钠长石、铷白云母、水晶、钠沸石等矿物小晶体，说明岩浆富含挥发分。

4、富含锂铝硅酸盐矿物的地带，不会有由钾长石和石英所构成的文象、准文象结构的伟晶岩共存，反映它与一般伟晶岩晶出时间稍晚，结晶温度较低。

5、锂铝硅酸盐矿物富集带内磷酸盐类矿物较发育，常见的有磷锂铝石、磷锰锂矿，氟磷灰石、磷钙钛矿等，其形成时间略晚于锂铝硅酸盐矿物。

6、锂铝硅酸盐矿物富集带常常（铷+铯）高，（铈+钡）低，说明是岩浆高度分异的结果。

7、锂铝硅酸盐矿物既可像本脉一样只富集于分带伟晶岩内部的某些带，也可单独形成均一板状脉，说明自然界有锂伟晶岩浆的存在。就分带伟晶岩内的富锂带而言，它与均一板状锂伟晶岩脉的矿物组合、化学成分及痕量元素等方面完全一致。反映它们属于同一成因。

8、锂铝硅酸盐矿物不是均匀地分布于3号伟晶岩脉的各个部位，而是集中富集于V—VI带内，说明伟晶岩浆侵位后，形成I—IV带的伟晶岩浆与内部富含锂的伟晶岩浆已经发生了熔离作用，在脉的内部或上部聚集着富含锂的熔离岩浆。

9、锂铝硅酸盐矿物仅在伟晶岩内发生高量富集，而在其它岩类中很少出现，表明伟晶作用能有效地促进形成锂大量聚集的含锂岩浆，并具有促使锂铝硅酸盐矿物稳定的条件。

关于锂铝硅酸盐矿物稳定的条件，国外已作了较多矿物合成及稳定条件的实验，这些实验结果，为我们进行这方面的讨论提供了方便。特别是J.L.Munoz (1969, 1973)、D.J.Drysdale (1975)、P.černý (1972, 1983)、D.B.Stewart (1963, 1978) 和D.London (1981, 1982, 1984) 等研究者的实验和报导的数据，对了解锂铝硅酸盐矿物的形成条件是十分有益的，综合这些资料可以归纳为：

硅锂石 ($\text{Li}_x\text{Al}_x\text{Si}_{3-x}\text{O}_6$) 仅在高温高压 ($P_{\text{H}_2\text{O}} > 44 \times 10^7 \text{Pa}$) 时稳定；

β 锂辉石 ($\text{LiAlSi}_2\text{O}_6$) 仅在高温 ($> 675^\circ\text{C}$) 时稳定；

锂辉石 + 石英 ($\text{LiAlSi}_2\text{O}_6 + \text{SiO}_2$) 高压 ($P_{\text{H}_2\text{O}} > 15 \times 10^7 \text{Pa}$) 时稳定；

透锂长石 + 锂辉石在中温中压时稳定；

透锂长石 ($\text{LiAlSi}_4\text{O}_{10}$) 在中温低压时稳定；

锂霞石 + 石英 ($\text{LiAlSiO}_4 + \text{SiO}_2$) 在低温低压时稳定。

上述锂硅酸盐矿物相之间的关系见图7。由图7可以明显地看出各矿物组合稳定的温压范围,随着体系的温压条件变化,新的矿物组合代替旧的矿物组合。由于伟晶岩的形成深度大,温度下降缓慢,不具备形成硅锂石和 β 锂辉石的条件,常见的只有透锂长石、锂辉石(即 α 锂辉石)和锂霞石(即 α 锂霞石)。据此三个矿物及其组合在伟晶岩内的存在和分布情况,可以判别伟晶岩形成的压力和温度。

在 SiO_2 饱和的3号伟晶岩脉内,至今未发现透锂长石,其主要由锂辉石组成。这说明它形成时的压力较大, $P_{\text{H}_2\text{O}}$ 应大于 $1500 \times 10^5 \text{ Pa}$ (即形成深度 $>5\text{km}$),与美国哈丁伟晶岩相近,而不同于加拿大坦科伟晶岩和津巴布韦的比基塔伟晶岩。另一个不同点是3号伟晶岩脉没有出现锂霞石+石英的组合,说明该脉全部晶出完毕时的压力仍较高。最晚期形成的X带气液包裹体的均一温度仍为 510°C ,说明当时的温度也不低。因此,3号伟晶岩脉不具有形成锂霞石+石英组合的温压条件,可能这正是该脉比国外有名的一些伟晶岩脉的带状构造更为典型的原因。

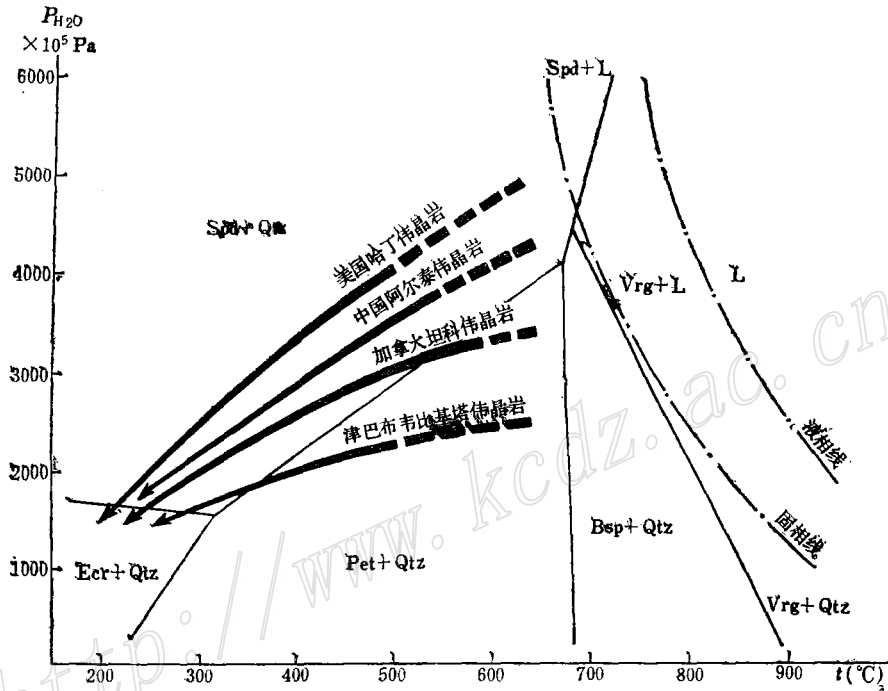


图7 伟晶岩浆 SiO_2 饱和条件下锂铝硅酸盐矿物的形成条件

(据D. London⁽²⁾的图1和图2编制)

箭头方向示岩浆结晶作用路线; Vrg—硅锂石; βsp — β 锂辉石; Spd—锂辉石; Pet—透锂长石; Ecr—锂霞石; Qtz—石英; L—液相

Fig. 7. Phase diagram of lithium aluminosilicate minerals of pegmatite under the condition of SiO_2 saturation and inferred P - t crystallization paths. (Adapted from Figs. 1 and 2 by D. London, 1984)

Vrg—Virgilite; βSp — β Spodumene; βpd —Spodumene; Pet—Petalite; Ecr—eucryptite; Qtz—Quartz; L—Liquid phase.

七、结 论

1. 3号伟晶岩脉侵位于斜长角闪岩内,已测定的同位素年龄值,与下伏花岗岩的同位素年龄值基本一致(约3.3亿年),形成于华力西早期,两者具有同一成因。

2. 形成3号伟晶岩脉的伟晶岩浆侵位后,从边部向中心结晶,顺序生成了36种矿物组合(结构单元),由其中一些主要的矿物组合组成同心环状结构,空间上构成典型的带状构造。

3. 据K-Ar法、Rb-Sr法、U-Pb法同位素年龄测定,形成3号伟晶岩脉的10个结构带,侵位到全部结晶,可能经历了约1亿年左右的时间。

4. 3号伟晶岩脉具有熔体、熔-流体和流体包裹体,其均一温度主要为1100—500℃。流体盐度较低(<10%),到结晶晚期时,流体盐度<1%,显然,这种流体不可能对已结晶岩石发生明显的交代作用。

5. 氧、氢、碳、铅同位素的研究结果证明,形成3号伟晶岩脉的物质主要属于壳源重熔花岗岩浆,经过较高程度的岩浆分异后侵位结晶形成。

6. 据锂铝硅酸盐矿物——锂辉石、透锂长石、锂霞石间的温压指示剂,3号伟晶岩脉的形成压力 $P_{H_2O} > 15 \times 10^7 \text{Pa}$,结晶温度高于500℃。

本项研究工作得到涂光炽、郭承基、宋叔和教授及李庆昌总工程师的关怀和指导,图件朱念秀清绘,在此一并致谢。

参 考 文 献

- [1] 邹天人 徐建国 1975 论花岗伟晶岩的成因及类型的划分 地球化学 第3期
- [2] 王贤觉 邹天人等 1981 阿尔泰伟晶岩矿物研究 科学出版社
- [3] 张理刚 1985 稳定同位素在地质科学中的应用 陕西科学技术出版社
- [4] Raguin, E., 1976, *Geologie du granite*.
- [5] Hampton, C. M. and Taylor, P. N., 1983, The age and nature of the basement of southern Britain: evidence from Sr and Pb isotopes in granites. *Journal of the Geological Society*, Vol. 140, part 3, pp. 499—509.
- [6] London, D., 1984, Experimental phase equilibria in the system $\text{LiAlSiO}_4\text{--SiO}_2\text{--H}_2\text{O}$: a petrogenetic grid for lithium-rich pegmatites. *The American Mineralogist*, Vol. 69, pp. 995—1004.
- [7] Беус А. А., 1954, К вопросу о происхождении зональности гранитных пегматитов. Докл. АН СССР, Т. 97, №.1.
- [8] Власов К. А., 1952, Текстурно-парагенетическая классификация гранитных пегматитов. Изв. АН СССР. Сер. геол., №.2.
- [9] Власов К. А., 1961, Принципы классификация гранитных пегматитов и их текстурно-парагенетические типы. Изв. АН СССР. Сер. геол., №. 1.
- [10] Власов К. А., 1965, Генетические типы месторождений редких элементов. Т. 3. М. Наука.
- [11] Коган Б. И., Названова В. А. и Солодов Н. А., 1971, Рубидий и Цезий. М. Наука.
- [12] Кузьменко М. В., 1965, Танталовые пегматиты и их роль в сырьевой базе тантала. В кн. Новые данные по геологии геохимии и генезису пегматитов. М. Наука.
- [13] Кузьменко М. В. и Еськова Е. М., 1968, Тантал и ниобий. М. Наука.

- [14] Кузьменко М. В., 1976, Поля редкометалльных гранидных пегматитов. М. Наука.
- [15] Смирнов В. И., 1976, Геология полезных ископаемых. М. Наука.
- [16] Солодов Н. А., 1962, Внутреннее строение и геохимия редкометалльных гранитных пегматитов. М. Наука.
- [17] Солодов Н. А. и Филипова, Ю. И., 1965, Зональность редкометалльных пегматитовых пучков и причины её возникновения. В Кн: Новые данные по геологии геохимии и генезису пегматитов. М. Наука.
- [18] Солодов Н. А., 1980, Месторождения литофильных редких металлов. М. Наука.

THE ORIGIN OF No.3 PEGMATITE IN ALTAYSHAN, XINJIANG

Zou Tianren

*(Institute of Mineral Deposits, Chinese Academy of Geological
Sciences, Beijing)*

Zhang Xiangchen, Jia Fuyi and Wang Rucong
(Xinjiang Nonferrous Metals Corporation, Urumqi, Xinjiang)

Cao Huizhi and Wu Boqing
(Xinjiang Institute of Metallurgy and Geology, Urumqi, Xinjiang)

Abstract

Being of muscovite-microcline-albite-spodumene type, No. 3 pegmatite is composed of 80 minerals which make up 36 mineral assemblages and 10 textural zones, showing typical structure of concentric rings.

No. 3 pegmatite was formed as a result of prolonged slow crystallization differentiation with isotopic ages ranging from 330 Ma to 200 Ma, decreasing gradually from the margin towards the center of the vein.

The stable isotope values of No.3 pegmatite are as follows: $\delta^{18}\text{O}$ (quartz) $+11.84\text{‰}$ — $+13.87\text{‰}$, δD (water in fluid inclusions) -86.6‰ — -48.4‰ , $\delta^{13}\text{C}$ (CO_2 in fluid inclusions) -6.4‰ , $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (whole rock) 0.7512, and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (apatite) 0.7522.

In outer part of the pegmatite (graphic pegmatite), the primary inclusions consists of silicate aggregates containing some 20—30 percent (in volume) gaseous phase with homogenization temperatures being 930—1100°C. In contrast, the fluid inclusions have homogenization temperatures of 620—500°C and salinity of 9.77—0.35 (in weight percentage).

The spodumene-quartz assemblage seems to be the unique lithium aluminosilicate mineral assemblage in No. 3 pegmatite, implying the formation of the rocks through magmatic crystallization under comparatively high P - T conditions.

The conclusion can therefore be reached that No.3 pegmatite was produced by differentiation of magmas formed through anatexis of upper continental crust.