

云南哀牢山伟晶岩流体来源研究

李文^{1,2}, 李兆麟^{1,2}, 石贵勇¹

(1. 中山大学 地球科学系, 广东 广州 510275; 2. 南京大学 金属成矿作用国家重点实验室, 江苏 南京 210093)

摘 要:云南哀牢山的变质岩、混合岩、伟晶岩及石英脉中包裹体的化学成分及碳、氢、氧同位素进行研究表明,伟晶岩流体成分有水、二氧化碳、一氧化碳、有机物等,且与变质流体同源。水主要来源于古海水和大气降水,有机质来源于沉积岩中生物质;二氧化碳多数来源于碳酸盐岩,少数来源于有机质的氧化分解。这些流体受构造运动的驱动而活化迁移,成为成矿物质的搬运介质,参与了对岩石的改造,是本区伟晶岩流体的重要来源。

关 键 词:伟晶岩;流体;包裹体;同位素

中图分类号: P588.13⁺1(274) **文献标识码:** A **文章编号:** 1007-2802(2001)04-0266-05

哀牢山位于云南省中南部,北起大理州弥勒县,向南东方向延伸至红河州河口市及金平县出国境,全长 400 多 km,构造上处于印度板块与欧亚板块接触地带,是一个构造活动与成岩成矿作用关系密切的地区。该区位于丽江台缘褶皱带哀牢山断褶东南段,东北面以红河断裂为界与扬子准地台相邻,西南面以哀牢山断裂为界与兰坪-思茅褶皱带相邻^[1]。云南地矿局在区域调查的基础上,对其变质成岩成矿作用作了一些研究^[2~5],但研究程度总的来说不高,还需要作大量的工作。

研究区出露下元古界哀牢山群地层,自北西向南东呈楔状展布于红河及哀牢山断裂之间,为北西—南东走向的单斜,地层已发生低至中深程度变质,据变质程度和所含特征变质矿物,区内自南西向北东划分为 3 个变质带:黑云母变质带、石榴子石-十字石变质带和矽线石变质带,3 带从南西向北东递增排列,呈长条状沿北西—南东向展布,变质递增顺序与地层新老顺序相反,反映为由优地槽复理石建造沉积经变质而得到一套浅到中深热动力变质岩系列。同时在变质岩中广泛发育各种混合岩,自南西向北东还可以分为 3 个递增的混合岩带:条纹状混合岩带、条带状混合岩带、眼球状混合岩带,混合岩与变质岩交互产出,混合岩带与变质岩带相互重叠,二者界线不一致。区内岩石有:板岩、变质砂岩、变

质砾岩、变质泥灰岩、大理岩、角闪岩、片岩、片麻岩、变粒岩、麻粒岩、透辉岩、混合岩、混合花岗岩等,最常见的岩性为变粒岩、片麻岩夹角闪岩、片岩及混合岩,偶尔穿插花岗岩岩株和岩墙,岩性为黑云母花岗岩和二长花岗岩。在南段则有大面积的花岗岩岩基出露,侵入体与构造发育方向一致。区内曾发生多期构造运动,最近期的也是对本区改造最深的构造运动为喜马拉雅运动^[6]。

在变质岩、混合岩、花岗岩中广泛发育各种脉岩,有石英脉、长石石英细晶岩脉、花岗伟晶岩脉。伟晶岩型矿床是本区重要的矿床类型,产有水晶、绿柱石、海蓝宝石、碧玺、刚玉等宝石。

1 伟晶岩地质

根据野外产状,可将本区伟晶岩分为两种类型,即简单伟晶岩和复杂伟晶岩。

简单伟晶岩主要产于变质岩及混合岩中,岩脉规模较小(长十几米至几分米,厚几分米至几厘米),顺层或穿层产出,粒度几毫米至 2 cm,分带性差,成分简单,主要为长英质,接近于混合岩中的浅色脉体,从野外产状看,混合岩脉体与伟晶岩脉相连通,该部分伟晶岩脉是由混合岩脉体串连或汇聚成的大脉体。很明显,这种伟晶岩主要是变质岩部分交代或部分熔融形成的熔体在岩石应力驱动下,于层内

收稿日期:2001-06-30

基金项目:国家自然科学基金(49673189,49873018)、高等学校博士学科点专项科研基金(98055807)及南京大学金属成矿作用国家重点实验室资助项目

第一作者简介:李文(1967—),男,博士研究生,讲师,从事矿床地球化学教学及科研工作。

流动或越出层面汇聚成较大的熔体,并常含较多的母岩挥发份,直接形成独立的伟晶岩浆,在原地附近形成伟晶岩,因为所含挥发分数量相对仍然不多,熔融体体积不大且分散,物质来源有限,加上冷却速度较快,所形成的伟晶岩粒度不大,分带性不明显。这种伟晶岩与混合岩脉体部分在成因上十分相近,只是相对规模和位移量不同。

另一种类型的伟晶岩是与花岗岩有关的复杂伟晶岩,主要产于花岗岩岩株、岩墙的上部和边部,少数产于变质岩中,但仍能观察到与花岗岩侵入体有密切的联系,还有少数产于混合岩化程度较深规模较大的混合花岗岩中。这些伟晶岩呈巢状、囊状、透镜状、串珠状单生或连生,规模稍大(长十几米至几米,厚几米至几分米),带状构造明显,由边部向中部分为文象伟晶岩带—黑(白)云母花岗伟晶岩带—块状长石石英伟晶岩带—石英核带—晶洞,这种类型的伟晶岩常产出水晶、绿柱石、海蓝宝石、电气石、刚玉等粒度较大的晶体,构成有工业意义的宝石伟晶岩矿床。常见许多产出复杂伟晶岩的花岗岩体附近,同时存在大理岩层,在只有花岗岩体的地方,较少伟晶岩脉产出。

2 矿物包裹体流体特征

(1) 变质岩及混合岩矿物中包裹体流体特征:对变质岩、混合岩包裹体进行观察,普遍存在气液相包裹体,部分还有固体包裹体和熔融包裹体,结果显示岩石包裹体相态类型及相态比例与岩石变质强度特征相一致,岩石在变质过程中普遍有各种流体的参与,致使通过变质而形成的岩石中,均含有气液包裹体。流体的性质也不同,直接观察到的流体有水溶液、二氧化碳有机质,它们的液相之间不混溶。在包裹体中经常可以看到一种流体单独存在或两种流体混杂在一起,不均匀地分布在矿物中,偶尔有3种流体相出现在一个包裹体中,进一步说明变质流体可以呈单一相态,也可以是多种流体不混溶态。它们在矿物中的分布亦是不均匀的,在某一处以水溶液包裹体为主,在另一处则以含二氧化碳气液包裹体为主,或者在相态比例上不同,说明本区流体介质是随时空变化的复杂流体系统。

岩石包裹体中的气液包裹体在数量与岩性存在一定关系,按变质岩—混合岩—混合花岗岩顺序递

减;在变质岩石英脉和混合岩石英脉中,虽然数量都多,但前者比后者明显要多,这些岩石形成温度条件是递增的,说明岩石所受到的温压作用越强,流体活动性和溶解物质的能力越强,在开放体系中释放出来的流体越多。温压条件的升高是流体活动的动力,可以得到这样的结论:变质岩在向高层次演化过程中,将所含的流体成分释放出来,成为脉岩流体的重要来源。

(2) 伟晶岩矿物中包裹体流体特征:将复杂伟晶岩中的绿柱石按产出带划分为3个世代,对绿柱石及外带的文象石英内带的水晶进行包裹体观察,综合如下:

文象石英:长石石英文象带是伟晶岩脉较为外侧的一个构造分带,靠近边部,伟晶岩从这一带开始就与母岩花岗岩有了很大差别,结晶粒度明显增大,所含矿物也明显与母岩不同。文象石英明显受长石解理控制,为呈两个方向排列的楔形。气液包裹体由 L 、 L_{CO_2} 和 G 组成,均一化温度低于内带的绿柱石包裹体,从这些特征可以判断,文象石英是从微斜长石中出溶形成。

绿柱石:各世代绿柱石均含熔融包裹体、流体-熔融包裹体和气液包裹体,但不同世代所含包裹体类型情况不同。第I世代绿柱石以含熔融包裹体为主,第II世代绿柱石以含流体-熔融包裹体和气液包裹体为主,第III世代绿柱石中主要为气液包裹体,绿柱石从早世代到晚世代包裹体表现为熔融包裹体渐少、气液包裹体渐多、流体-熔融包裹体先变多后变少的情况,并且各种包裹体相互混杂,出现沸腾包裹体群。

晶洞水晶:水晶是伟晶岩脉中最中间的矿物,形成顺序也最后,代表伟晶岩形成的最后阶段。水晶与II世代绿柱石的包裹体相近,主要为气液包裹体。

伟晶岩包裹体的特征显示伟晶岩浆成分初期以硅酸盐熔体为主,并含有一定数量的以水为主的挥发分,随着温度的降低,硅酸盐熔体逐渐析出,挥发份所占比例不断提高,中间经历了沸腾不均匀状态,最后演化为气水热液。包裹体相态及均一化温度显示伟晶岩形成是降温过程。

(3) 包裹体流体成分:发育于变质岩中的石英脉,集中了变质流体成分的特征。伟晶岩矿物包裹体也包含了伟晶岩流体的信息,对二者进行成分分析(表1)。

表 1 包裹体液相与气相组分

Table 1 Components of liquid and gas in inclusions

编 号	名 称	液 相 组 分									
		Ca ²⁺	Na ⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Fe ³⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	F ⁻	pH
Y021-MQ	变质岩石英脉	4.31	0.91	0.41	0.30	0.068	9.88	4.55	0.38	0.30	6.87
YKM-11(I)	伟晶岩绿柱石	1.25	0.32	0.18	0.16	0.11	2.31	0.35	0.35	0.16	7.9
编 号	名 称	气 相 组 分									还原参数 <i>R</i>
		H ₂ O	CO ₂	CO	C ₂ H ₆	X _{H₂O}	X _{CO₂}	X _{CO}	X _{C₂H₆}		
Y021-MQ	变质岩石英脉	161.87	24.71	17.55	6.61	0.768	0.117	0.083	0.031	0.975	
YKM-11(I)	伟晶岩绿柱石	58.94	24.01	12.43	3.76	0.595	0.242	0.125	0.038	0.874	

分析者:南京大学金属成矿国家重点实验室分析

从表 1 可以看出,伟晶岩绿柱石和变质岩石英脉包裹体液相成分中均含阳离子有 Ca²⁺、Na⁺、Mg²⁺、K⁺、Fe³⁺,且 Ca²⁺ > Na⁺ > Mg²⁺ > K⁺ > Fe³⁺,阴离子有 HCO₃⁻、F⁻、Cl⁻、SO₄²⁻,且 HCO₃⁻ > SO₄²⁻ > Cl⁻ > F⁻,由此可以看出液相以 Ca²⁺、Na⁺、HCO₃⁻、SO₄²⁻ 离子为主。伟晶岩与变质岩包裹体液相成分具有同样的排序,说明二者流体同源。而 SO₄²⁻ 是地表水体中常见的阴离子,说明伟晶岩流体有来自浅源的成分。

伟晶岩与石英脉包裹体中气相成分显示含 H₂O、CO₂、CO、C₂H₆(表 1),以 H₂O、CO₂ 居多,含少量 C₂H₆ 气体和 CO,这与包裹体薄片观察结果相一致:

包裹体以水溶液为主,富含 CO₂ 及有机质。还原性气体的存在,说明沉积物中的有机质分解产生的碳与氧或氧化物反应,使流体体系呈还原状态。包裹体气相成分分析显示有较多数量的 CO₂ 存在,与薄片观察的有相当数量二氧化碳存在相一致,可知二氧化碳在溶液中溶解度已达饱和,反映在液相成分中 HCO₃⁻ 数量也比较多。对比伟晶岩绿柱石和变质岩中石英脉气相成分,二者十分相似,显示了伟晶岩流体与变质岩流体同源。

(4)包裹体流体同位素特征:丫口的几个伟晶岩及围岩、石英脉进行氢、氧、碳同位素分析结果如表 2。

表 2 包裹体碳、氢、氧同位素分析

Table 2 Isotope compositions of carbon, hydrogen and oxygen in inclusions

编 号	名 称	δD _{SMOW} (‰)	δ ¹⁸ O _{SMOW} (‰)	δ ¹³ C _{PDB} (‰)
Y011	文象石英	- 64.5	8.86	0.51
L100	第 I 世代绿柱石	- 68.5	8.39	
YKXW400-10(III)	第 II 世代绿柱石	- 67.9	7.88	- 0.1
YKQ	水 晶	- 57.3	8.69	2.06
Y071	变质岩肠状石英	- 77.4	9.89	- 18.58
Y001	黑云母花岗岩		10.36	
Y051	二长花岗岩		11.20	
Y069	条带混合岩		11.67	
Y019	片麻岩		12.58	
K37	天河石	- 79.8	9.81	
K21	第 I 世代绿柱石	- 81.3	9.23	
K40	第 II 世代绿柱石	- 88.2	9.90	
K41	第 II 世代绿柱石	- 85.6	10.06	
K28	第 II 世代绿柱石	- 89.9	10.37	
K29	第 III 世代绿柱石	- 86.6	9.05	

分析者:南京大学金属成矿国家重点实验室分析;

注:δ¹³C_{PDB}为包裹体中 CO₂ 的碳同位素值;δD_{SMOW}为包裹体中 H₂O 的氢同位素值;δ¹⁸O_{SMOW}为矿物的氧同位素值

伟晶岩流体在演化过程中会产生分馏现象,伟晶岩矿物包裹体同位素反映了伟晶岩流体的分馏差异。苦芦寨伟晶岩矿物包裹体水的 δD(‰) 值范围为 - 79.8 ~ - 89.9,最大相差 12.6 ‰,δ¹⁸O 值为 9.05 ~ 10.37,最大相差 14.6 ‰,说明同一伟晶岩脉中同

位素的分馏差别不大。

丫口伟晶岩与变质岩中石英脉矿物氢、氧同位素组成十分接近,显示伟晶岩与变质流体同源。然而,流体状态有些改变,δD(‰) 值从伟晶岩的 - 68.5 ~ - 57.3 下降为石英脉的 - 77.4,δ¹⁸O(‰) 值从伟晶

岩的 $8.86 \sim 7.88$ 上升为石英脉的 9.89 , 伟晶岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 比石英脉的绝对变差小, 说明伟晶岩流体继承了变质流体并发生了演化。

丫口伟晶岩及围岩的氧同位素特征具有一定规律性, 变质岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 12.58‰ , 混合岩为 11.67‰ , 花岗岩平均 10.78‰ , 变质岩石英脉为 9.89‰ , 伟晶岩矿物平均 8.455‰ , 矿物 $\delta^{18}\text{O}$ 值随岩石演化而逐渐减小, 反映矿物中 ^{18}O 富集程度降低。造成上述情况可以有两种方式: 一是温度升高使矿物—水的氧同位素分馏程度降低, ^{18}O 从矿物进到水中; 二是有低 $\delta^{18}\text{O}$ 值的海水或大气水加入, 分馏平衡作用降低了 ^{18}O 在矿物中的富集程度。

进一步比较伟晶岩与混合岩、花岗岩, 可以追溯流体来源。首先, 正常的矿物—水的氧同位素分馏交换反应是 ^{18}O 趋向于在矿物中富集, 且温度越低, 富集程度越高; 其次, 伟晶岩的形成是降温过程, 伟晶岩比产出它的混合岩或花岗岩形成温度低, 自然 ^{18}O 应该在伟晶岩中的富集程度高, 即 $\delta^{18}\text{O}$ 高。然而, 这里的伟晶岩却比混合岩与花岗岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值低, 所以从温度角度不能去解释, 说明伟晶岩流体来源中除原有的封存水外, 后期有相对低 $\delta^{18}\text{O}$ 值的大气水的加入, 降低了伟晶岩矿物的 $\delta^{18}\text{O}$ 值。

氢同位素同样具有一定的规律性, 伟晶岩早期形成的绿柱石包裹体 δD 值为 -68.5‰ , 晚期形成的绿柱石为 -67.9‰ , 从微斜长石出溶形成的文象石英为 -64.5‰ , 最后形成的水晶则为 -57.3‰ , 显示水的 D 富集程度不断升高。

从 δD 值也可以得到流体来源。正常的伟晶岩是在封闭的体系内形成的, 存在含羟基的矿物与水进行同位素分馏交换反应, 温度降低, 分馏程度提高, D 趋向于进入矿物中, 水的 D 富集程度降低, 其 δD 值应该不断降低。反观这里的伟晶岩矿物包裹体 δD 值却不断升高, 说明伟晶岩浆流体在演化过程中, 有相对高 δD 值的大气水加入, 从中还可看出伟晶岩浆中的水等挥发分越到后期越集中。

^{13}C 可以提供流体中 CO_2 的来源。变质岩石英脉包裹体 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 -18.58‰ , 接近海相有机质中的碳, 说明原沉积岩在变质作用过程中所含有有机质发生分解氧化, 除形成有机流体外还形成 CO_2 和 CO , 成为石英脉中 CO_2 的来源。而伟晶岩矿物包裹体中 CO_2 的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 $-0.1\text{‰} \sim 2.06\text{‰}$, 表现为海相碳酸盐岩特征, $\delta^{13}\text{C}$ 指示了伟晶岩流体 CO_2 主要来自于碳酸盐岩而不是有机质的氧化分解。由于温

度上升, 水溶液溶解碳酸盐矿物的数量大为提高, 增加了流体的新来源和运矿因子, 本区不少分带较好的伟晶岩产出与大理岩在空间上密切相关, 可能是这方面的原因。

本区伟晶岩流体继承了变质流体, 是变质流体发展演化的结果。流体的成分是发展变化的, 各个阶段有所差异。Crawford M. L.^[7] 与 J. Touret^[8] 研究了变质流体 CO_2 来源于碳酸盐岩。通过研究, 本区伟晶岩流体与变质流体虽然有许多相同的地方, 但还是有不同, 如本区 CO_2 来源是多元的, 早期来源于有机质氧化分解, 后期来源于碳酸盐岩, 并且成为主要来源。

3 伟晶岩流体的形成演化分析

本区岩石在早元古代即已形成, 最早变质时间在中元古代吕梁运动期^[9], 该运动造成大面积区域变质岩, 奠定了本区岩石演化的基础, 以后经历的较大构造运动有海西运动、印支运动、燕山运动和喜马拉雅运动, 其中影响程度最深的是喜山运动, 造成大规模的混合岩化及岩石重熔。

区内各类岩石都含有云母类矿物。云母片岩类的存在, 说明区内岩石相当富含挥发分, 因为云母(白云母、黑云母)中需要挥发分 OH^- 、 F^- 参与组成分子。本区变质岩是由沉积岩变质而成的, 沉积物在堆积过程中已经结合、吸附及封闭了一些海水在岩石中。沉积物成岩过程中, 虽然排出了一部分海水, 但在岩石中仍有相当数量的水保留。当造山运动使岩石抬升出海面, 并产生褶皱构造形变, 可产生许多裂隙, 成为雨水和地下水的贮存空间和运移通道。岩石中不仅含水, 且含有较多的古生物遗体和碳酸盐矿物, 它们中都含有大量的流体物质, 可在以后的岩石演化中发展成为流体。

早期地壳较薄热流值大, 前期构造活动引起岩石温度升高, 原岩中的水活动性增强, 对岩石中的组分进行大规模的改造, 将矿物成分转移重组, 使岩石发生重结晶、变质结晶、变质分异, 岩石中的矿物颗粒明显增大, 并顺应区域应力方向使矿物定向排列, 产生片状及片麻状构造, 形成变质岩。溶液因溶解 CaCO_3 而呈弱碱性 $\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O} = \text{Ca}^{2+} + \text{HCO}_3^- + \text{OH}^-$, 同时有机质部分可分解氧化产生 CO_2 、 CO 和碳氢化合物, CO_2 溶于水成为碳酸溶液 $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} = \text{HCO}_3^- + \text{H}^+$, 两种作用可同时进行, 从石英脉包裹体分析结果看, 流体呈中偏碱性。流体的存在大大加

速了物质的搬运速度,变质岩的形成如果没有流体的参与,形成极其缓慢,甚至不可能。

喜马拉雅运动对本区影响十分显著,超过了以往水平,当温度进一步上升,流体则溶解更多 Si、Al、K、Na 等物质,伴随交代作用,其本身所含的组分也越来越丰富,还促使其它一些难熔矿物熔解,从增压到降压冷却变质作用过程中,在降压升温即热弛豫阶段,出现岩石部分熔融,形成混合岩。当变质温度条件进一步升高,流体活动能力增强,溶解的组分更多,其本身也越来越趋于溶浆化。岩石重熔的比例加大,所形成的熔体趋向于花岗岩浆,其活动范围受制于固体的岩石,就地形成混合花岗岩。其中部分熔体含有较多的挥发份,直接形成了伟晶岩浆,在一定的密闭条件下形成小规模产于混合岩和混合花岗岩中的简单伟晶岩。如果构造出现低压区,这些岩石部分熔融形成的熔体在应力的驱动下,就从岩石中移出,形成大规模的岩浆侵入,流体在残余岩浆中富集,间接变成伟晶岩浆,当岩浆侵入接触大理岩时,就会溶入更多且有利成矿的挥发分,有利于形成伟晶岩浆,进而形成有工业意义的复杂伟晶岩。

4 结 论

哀牢山伟晶岩流体成分复杂,有水溶液、二氧化碳、有机物,内部来自岩石本身所蕴含的流体物质,外部有雨水的不断下渗注入。从直接来源上说,伟晶岩流体来源于变质岩中的流体物质和大气水;从

最初来源上说,水主要来源于古海水和大气降水;有机质来源于海相古生物,二氧化碳主要来源于碳酸盐岩,其次为有机生物物质。它们受构造运动的驱动而活跃起来,并随时空变化,参与本区岩石的重组改造,成为成岩成矿物质的搬运介质,为形成本区伟晶岩矿床及其它变质矿床的重要流体物质。

参考文献:

- [1] 云南省地质矿产局. 云南省区域地质志[M]. 北京: 地质出版社, 1990. 448 - 523.
- [2] 陈扬玉. 哀牢山群和瑶山群区域地球化学差异及其地质意义初探[J]. 云南区域地质, 1990, (8): 34 - 36.
- [3] 李兴林. 哀牢山韧性剪切变质带类型划分及岩石分类命名[J]. 云南区域地质, 1994, (12): 10 - 17.
- [4] 胡长寿. 云南哀牢山岩群中深变质岩系中矽线石的初步研究[J]. 云南区域地质, 1995, (14): 12 - 15.
- [5] 胡长寿. 云南哀牢山群的低压变质作用特征[J]. 云南区域地质, 1997, (16): 5 - 9.
- [6] 云南省地质矿产局. 区域地质调查报告(元阳幅)[M]. 北京: 地质出版社, 1965.
- [7] Crawford M L, Kraus D W, Holister L S. Petrologic and fluid inclusion study of calc-silicate rocks[J]. American Journal of Science, 1979, 279: 1135 - 1159.
- [8] Jacques L R, Touret, Hansteen Thor H. Geothermobarometry and fluid inclusions in a rock from the Doddabetta charnockite complex, South-west India[J]. Rendiconti Della Societa di Mineralogia E Petrologia, 1988, 43: 63 - 81.
- [9] 翟明国. 中国滇西南造山带变质岩 Sm-Nd 和 Rb-Sr 同位素年代学[J]. 岩石学报, 1990, 6(4): 1 - 11.

Study on Source of Pegmatite Fluid in Ailaoshan, Yunnan

LI Wen^{1,2}, LI Zhao-lin^{1,2}, SHI Gui-yong¹

(1. Department of Earth Sciences, Zhongshan University, Guangdong, Guangzhou 510275, China;

2. State Key Laboratory for Research of Mineral Deposits, Nanjing University, Jiangsu, Nanjing 210093, China)

Abstract: The paper has investigated chemical components and isotopes: carbon, hydrogen and oxygen of inclusions in metamorphite, chorismite, pegmatite and quartz dike rock from Ailaoshan, Yunnan Province. The results indicate that pegmatite fluid possesses the same source as metamorphite fluid. Their components consist of water, carbon dioxide, carbon monoxide and organic material. The water mostly comes from ancient sea and atmosphere while organic material from ancient life-form. The majority of carbon dioxide is originated from carbonate rock while the minority from organic material. All these fluids are driven to turn active by tectogenesis. Then they not only become the transportation medium of forming-ore material but also take part in rebuilding the rocks. All of them are the important sources of pegmatite fluid in the region.

Key words: pegmatite; fluid; inclusion; isotope