

四川甲基卡伟晶岩型锂多金属矿床 成矿流体来源研究

李建康^{1,2}, 王登红², 张德会¹, 付小方³

(1. 中国地质大学, 北京 100083; 2. 中国地质科学院 矿产资源研究所, 北京 100037;

3. 四川省地质科学研究所, 四川 成都 610081)

摘要:四川康定甲基卡锂矿是我国规模最大的伟晶岩型锂矿床, 目前对其成矿流体来源的研究很少。本文对 400 多个原生流体包裹体进行了测温实验, 结果表明 $\text{CO}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$ 包裹体和盐水溶液包裹体的均一温度和相对数量呈渐变关系。在均一温度 $< 300^\circ\text{C}$ 时, $\text{CO}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$ 流体的盐度低于盐水溶液的盐度, 前者的压力均值高于后者。这说明随着温度和压力的降低, $\text{CO}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$ 流体逐步向盐水溶液演化, 该过程与岩浆分异成因的阿尔泰可可托海及加拿大 Tanco 伟晶岩的成矿流体的演化过程相似。 $\text{CO}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$ 流体包裹体的拉曼光谱分析表明流体的主要成分是 CO_2 和 H_2O , 未测试出烃类物质, 这与成矿流体属于深源流体、与岩浆活动有关相吻合。流体的氢氧同位素组成与岩浆水接近, 碳同位素组成为 $-3.4\text{‰} \sim -7.3\text{‰}$ 。此外, 伟晶岩脉的形成稍晚于二云母花岗岩体。根据这些特征可推断出成矿流体源于花岗岩浆的结晶分异, 晚期有少量建造水混入。

关键词: 流体包裹体 碳氢氧同位素 成矿流体来源 伟晶岩 锂多金属矿床 甲基卡

中图分类号: P618.71 P611

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524 (2006) 01-0045-08

The source of ore-forming fluid in Jiajika pegmatite type lithium polymetallic deposit, Sichuan Province

LI Jian-kang^{1, 2}, WANG Deng-hong², ZHANG De-hui¹ and FU Xiao-fang³

(1. China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 2. Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 3. Institute of Geological Sciences of Sichuan Province, Chengdu 610081, China)

Abstract: The Jiajika pegmatite type lithium deposit in Kangdi of Sichuan Province is the largest lithium deposit in China. Nevertheless, researches are very insufficient on the source of its ore-forming fluid. More than 400 primary inclusions in the Jiajika deposit were analyzed by the authors. The results show that the homogenization temperatures of $\text{CO}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$ inclusions and brine inclusions change gradually into each other. When the homogenization temperatures are lower than 300°C , the salinity of $\text{CO}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$ fluid is lower than that of $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ fluid. The capturing pressure of $\text{CO}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$ fluid is larger than that of $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ fluid. These data show that the ore-forming fluid evolved from $\text{CO}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$ to $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ with the falling temperature and pressure, which is similar to the fluid evolution of the Keketuohai pegmatite deposit in Altay and the Tanco deposit in Canada. The laser Raman test shows that the main compositions of $\text{CO}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$ fluid inclusions are CO_2 and H_2O , with no hydrocarbon detected, which is consistent with characteristics of the fluid derived from the mantle and related to magmatism. The composition of O and H isotopes is located in the area of magma water in diagram, and the $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}\text{‰}$ values are $-3.4\text{‰} \sim -7.3\text{‰}$. The formation time of pegmatite dikes is lat-

收稿日期: 2005-01-25; 修订日期: 2005-06-10

基金项目: 国家自然科学基金资助项目 (40202012) 国家科技攻关项目 (2003BA612A-01)

作者简介: 李建康 (1976-), 男, 研究实习员, 在读博士研究生, 从事地幔柱、地球化学数值模拟和矿床地质的研究, E-mail: health.li@263.net

er than that of the granite body. These characteristics indicate that the ore-forming fluid resulted from fractional crystallization of magma, with the participation of some connate water at the late stage.

Key words: fluid inclusion; C, H, O isotope; source of ore-forming fluid; pegmatite; lithium polymetallic deposit; Jiajika

伟晶岩型稀有金属矿床的成因及流体来源长期以来有两种不同的观点。岩浆分异成因的观点认为,伟晶岩是花岗岩浆演化到后期的、近共结的、富挥发分的残余熔体沿裂隙贯入到相对封闭的围岩中结晶而成的(London, 1986; 卢焕章, 1990; Shearer *et al.*, 1992; 戒嘉树, 1997; 朱金初等, 2000; Evensen and London, 2002; London and Evensen, 2003; Sirbescu and Nabelek, 2003)。变质分异成因的观点认为,随着挥发组分的聚集,伟晶岩脉是由超变质的深熔作用或选择重熔作用形成的深熔流体对固态岩石发生重结晶作用及交代作用或沿构造裂隙贯入而形成的(Stewart, 1978; 袁见齐等, 1985; Norton and Redden, 1990; Shearer *et al.*, 1992; Simmons *et al.*, 1995; 冯明月, 1996; Novak *et al.*, 1999; 李兆麟, 2001; 李文等, 2000, 2001)。在新疆阿尔泰地区, 岩浆成因和变质成因的伟晶岩型稀有金属矿床均存在(王登红等, 2002)。

四川甲基卡矿床是我国规模最大的伟晶岩型锂矿床(张云湘等, 1996), 与国内外同类矿床相比具有规模大、品位富、矿种多、埋藏浅、选矿性能好等特征, 是研究含稀有金属伟晶岩的一个较理想的典型矿床。唐国凡等^①曾根据岩石化学资料试用“重熔-分异”的模型解释该矿床的成因, 认为其成岩成矿流体是地壳重熔型岩浆分异的结果。除此以外, 目前还没有其他关于甲基卡矿床成矿流体来源的研究资料, 这与该矿床位置偏远和海拔超过 4 000 m 有一定的关系。本文试图通过对该矿床中矿物流体包裹体的系统研究, 进一步探讨成矿流体的来源, 为研究其成因机制提供依据。

1 矿床地质特征

甲基卡矿区位于扬子板块西缘的松潘-甘孜造山带。据中华人民共和国区域地质调查报告·康定幅^②, 矿区出露地层主要为上三叠统, 由泥岩、粉砂岩

及砂岩组成。矿区以南北向甲基卡背斜和一系列南北向断层为主体, 甲基卡背斜呈穹隆状, 轴面直立, 翼部形态复杂, 发育一系列次级倒转褶曲。主要的控脉构造是成脉前和成脉期各类节理和裂隙, 以东北、北西向X型陡倾剪裂隙最重要(图1)。矿区出

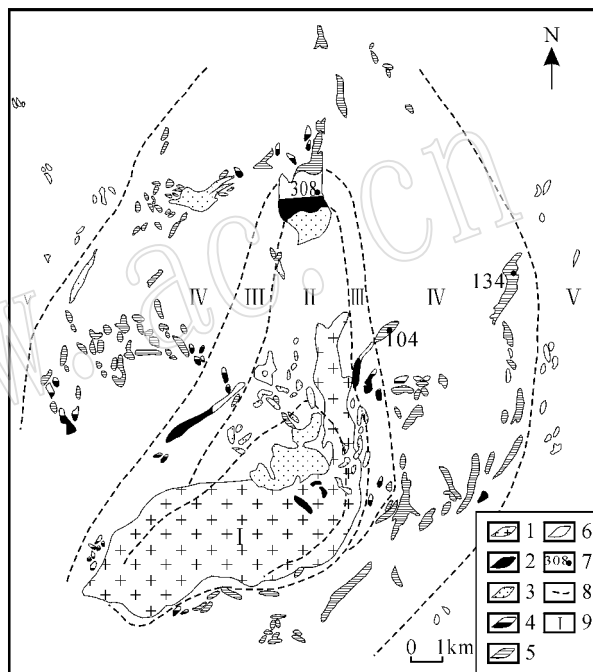


图1 四川省甲基卡花岗伟晶岩脉分布图(唐国凡等, 1984^①; 袁见齐等, 1985)

Fig. 1 Distribution of granitic pegmatites in Jiajika, Sichuan Province

1—二云母花岗岩; 2—微斜长石型伟晶岩; 3—微斜长石钠长石型伟晶岩; 4—钠长石型伟晶岩; 5—钠长石锂辉石型伟晶岩; 6—钠长石锂云母型伟晶岩; 7—伟晶岩脉编号及采样位置; 8—类型分带线; 9—类型分带编号; I—微斜长石伟晶岩带; II—微斜长石-钠长石带; III—钠长石带; IV—锂辉石带; V—锂(白)云母带
1—two-mica granite; 2—microcline pegmatite; 3—microcline-albite pegmatite; 4—albite pegmatite; 5—albite-spodumene pegmatite; 6—albite lepidolite pegmatite; 7—serial number of pegmatite dike and sampling site; 8—boundary between different types; 9—serial number of different zones; I—microcline pegmatite zone; II—microcline-albite zone; III—albite zone; IV—spodumene zone; V—lepidolite (muscovite) zone

① 唐国凡, 吴盛先. 1984. 四川省康定县甲基卡花岗伟晶岩锂矿床地质研究报告.

② 四川省地质矿产局区域地质调查队四分队. 1984. 中华人民共和国区域地质调查报告·康定幅.

露的二云母花岗岩体与成矿作用关系密切,位于矿区中部偏南,侵位于甲基卡背斜轴部南段近倾末端,出露面积约 5.3 km^2 。伴随构造岩浆活动的发展,甲基卡矿区三叠系经受了多期次、多类型、多相叠加的变质作用,自岩体向外依次出现透辉石带、十字石带、红柱石十字石带、红柱石带和黑云母带,构成较完整的变质带序列。

二云母花岗岩株在平面上呈镰刀状,侵位于三叠纪道泽沟组、甲基卡组地层中,大致处于晕圈状接触变质带的中心。花岗岩呈灰白色,局部肉红色,细粒花岗结构、显微文象结构,块状构造、平行构造。矿物粒度多在 1 mm 以下,个别微斜长石达 2 cm 。花岗岩的 Rb-Sr 等时线年龄为 $214.65 \pm 1.66 \text{ Ma}$, Sr 初始值为 0.7088 ± 0.0001 ①。

在水平及垂直方向上,甲基卡伟晶岩脉环绕二云母花岗岩体大致呈离心式带状成群分布。区内统计伟晶岩脉共 498 条,多产于二云母花岗岩体顶部外接触带,在内接触带仅 22 条。岩脉形态和产状受成岩前及成岩期构造裂隙控制,在岩体内主要产于冷缩性质的纵、横裂隙中,产状陡;在接触面及岩体外侧接触带多产于张性裂隙中,产状缓;在远离接触带则主要产于受改造的剪裂隙中,产状陡。矿体厚度在走向上多是中段厚,两端薄;沿倾向方向地表多较地下厚,延伸至长度的 $3/4$ 后急剧变薄而尖灭。

2 矿物流体包裹体的类型

本文的研究工作集中在 No. 134、No. 104、No. 308 和 No. 158 等 4 条伟晶岩脉,各伟晶岩脉围绕二

云母花岗岩株分布,无穿插关系。No. 134 是矿区规模最大的一条锂矿脉,长约 1000 m ,厚 $20 \sim 100 \text{ m}$,主要矿物为锂辉石、石英、白云母和长石,1966 ~ 1967 年间探明的 Li_2O 储量为 51.2 万吨①。No. 104、No. 308 和 No. 158 矿脉规模较小,主要矿物为石英、白云母、长石及少量锂辉石。锂辉石和石英是伟晶岩脉中最常见的矿物,锂辉石呈柱状,灰白色,一组解理完全,颗粒粗大,最大可达 15 cm ,与白云母、石英共生;石英或呈块状与长石共生,或充填于锂辉石晶体间的空隙中,或锂辉石晶体穿插于石英矿物集合体中。

本研究共磨制 29 个包裹体薄片,测试了原生流体包裹体 400 多个,其中 97 个包裹体赋存在锂辉石中,321 个赋存在石英中。锂辉石和石英矿物中的包裹体以原生为主,仅发现少量次生包裹体。原生包裹体分散分布,形态规则,次生包裹体沿裂隙分布。本研究以原生包裹体为对象研究成矿成岩流体的演化,排除后期热液活动的影响。流体包裹体的类型主要有 3 种(图 2):

类型 I 气液两相盐水溶液包裹体。主要寄生于石英矿物中,包裹体的大小不等,一般在 $10 \sim 30 \mu\text{m}$ 之间,气体体积分数一般小于 20% ,个别达到 50% ,负晶形。在加热升温过程中,包裹体中气泡逐渐变小(部分气泡剧烈跳动直至消失),最后均一到液相,均一温度在 $80 \sim 400^\circ\text{C}$ 之间,集中在 200°C 左右。

类型 II CO_2 - NaCl - H_2O 三相包裹体。在锂辉石石中最为常见,室温(20°C)下呈气态 CO_2 、液态 CO_2 和盐水三相, CO_2 体积分数多数大于 30% 。其中锂

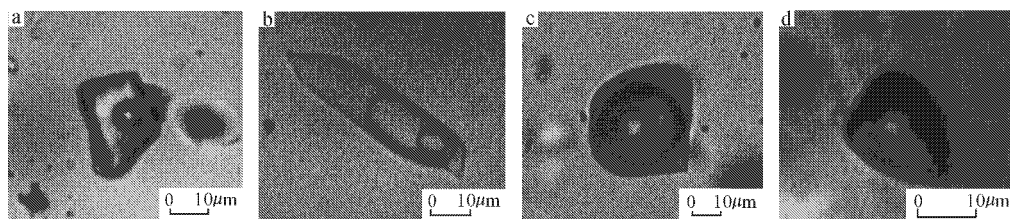


图 2 甲基卡伟晶岩脉中的不同类型的流体包裹体

Fig. 2 Micrograms of different types of fluid inclusions in Jiajika pegmatite dike

a—石英中气液两相盐水溶液包裹体;b—锂辉石中的 CO_2 - NaCl - H_2O 三相包裹体;c—石英中的 CO_2 - NaCl - H_2O 三相包裹体;

d—石英中纯 CO_2 包裹体

a—gas-liquid two-phase brine solution inclusion in quartz;b— CO_2 - NaCl - H_2O three-phase inclusion in spodumene;

c— CO_2 - NaCl - H_2O three-phase inclusion in quartz;d—pure CO_2 inclusion in quartz

① 唐国凡, 吴盛先. 1984. 四川省康定县甲基卡花岗岩伟晶岩锂矿床地质研究报告.

辉石中的 $\text{CO}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$ 包裹体呈长条状,沿解理发育,长度最大的可超过 $100\text{ }\mu\text{m}$ 石英中的 $\text{CO}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$ 包裹体呈圆形或椭圆形, $6\sim 80\text{ }\mu\text{m}$ 。此类包裹体在加热到 $20\sim 30^\circ\text{C}$ 时 CO_2 部分均一到液态,加热到 $180\sim 550^\circ\text{C}$ 时完全均一到液态 CO_2 ($\text{CO}_2>50\%$) 或液态水 ($\text{CO}_2<50\%$),当加热超过 300°C 时包裹体容易发生爆裂或者漏气。

类型Ⅲ 纯液相 CO_2 包裹体。多见于石英中,大小在 $5\sim 20\text{ }\mu\text{m}$ 之间,一般近圆形。在室温 (30°C) 时,只呈现液态 CO_2 一相,当降温到 20°C 以下时 CO_2 气泡出现。

3 成矿流体的均一温度、盐度、密度及压力

包裹体测温实验由笔者在中国地质大学(北京)流体包裹体实验室完成,采用的冷热台为 Linkam

TH600。测温时,首先以 $30^\circ\text{C}/\text{min}$ 降至 -100°C ,再以 $20^\circ\text{C}/\text{min}$ 升至 -22°C ;然后以 $1^\circ\text{C}/\text{min}$ 升温至 0°C ,观测盐水溶液包裹体的冷却温度,对于 $\text{CO}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$ 包裹体还要继续以 $1^\circ\text{C}/\text{min}$ 升温至 35°C 以观测笼形物溶解温度和 CO_2 的部分均一温度;随后以 $20^\circ\text{C}/\text{min}$ 升温,如各相稍有变化则降低升温速率至 $5^\circ\text{C}/\text{min}$,接近均一时降至 $1^\circ\text{C}/\text{min}$,观测均一温度,结果见表 1。

3.1 均一温度

从包裹体的均一温度直方图(图 3)可以看出:甲基卡伟晶岩矿床的均一温度介于 $80\sim 550^\circ\text{C}$ 之间,主要集中于 $340\sim 160^\circ\text{C}$ 的区间内。其中, $\text{CO}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$ 包裹体的均一温度范围是 $540\sim 160^\circ\text{C}$, 盐水溶液包裹体的均一温度范围是 $400\sim 80^\circ\text{C}$ 。随着温度的降低,盐水溶液包裹体从无到有,与 $\text{CO}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$ 包裹体的数量呈互为消长关系,并具有明显的过渡特征。

表 1 甲基卡伟晶岩矿床原生流体包裹体测温结果及部分参数

Table 1 Temperatures and some parameters of different types of inclusions in Jiajika pegmatite deposit											
流体体系	观测的包裹体个数	CO_2 相均一温度 (均值)/ $^\circ\text{C}$	均一温度 / $^\circ\text{C}$	冰点温度 / $^\circ\text{C}$	笼形物熔化温度/ $^\circ\text{C}$	$x(\text{CO}_2)$ 均值	$x(\text{NaCl})$ 均值	CO_2 密度 / $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$	盐度(均值) $w(\text{NaCl})/\%$	压力均值 / MPa	
$\text{CO}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$	184	15.2~29.3(22.8)	167~550		-1.0~9.5	0.291	0.015	0.719	1.03~16.49(6.2)	275	
$\text{NaCl-H}_2\text{O}$	210		83~400	-0.8~-15.0					1.35~18.25(10.1)	230	
纯 CO_2	24		20.0~22.4								

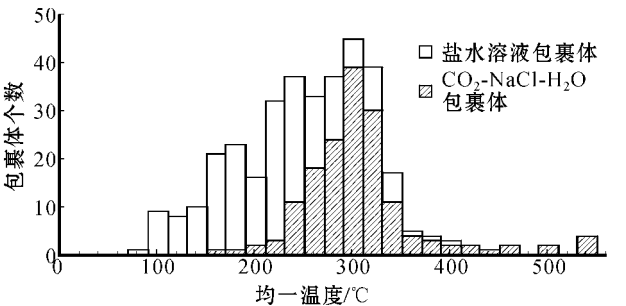


图 3 甲基卡矿床流体包裹体均一温度直方图

Fig. 3 Histogram showing homogenization temperature of fluid inclusions in the Jiajika deposit

3.2 盐度

盐度是根据盐水溶液包裹体的冰点和 $\text{CO}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$ 包裹体的笼形物熔化温度估算的。根据温度-盐度表(卢焕章等,2004)查出盐水溶液的盐度,由 Parry(1986)的公式: $w(\text{NaCl})/\% = 15.52022 - 1.02342t - 0.05286t^2$ (t 为笼型物熔化温度, $^\circ\text{C}$), 计算出 $\text{CO}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$ 流体的盐度。由图 4 可知,在

$500\sim 300^\circ\text{C}$ 区间,随着温度的降低, $\text{CO}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$ 流体的盐度范围有所扩大;当低于 300°C 时, $\text{CO}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$ 流体的盐度范围缩小为 $1\%\sim 10\%$, 盐水

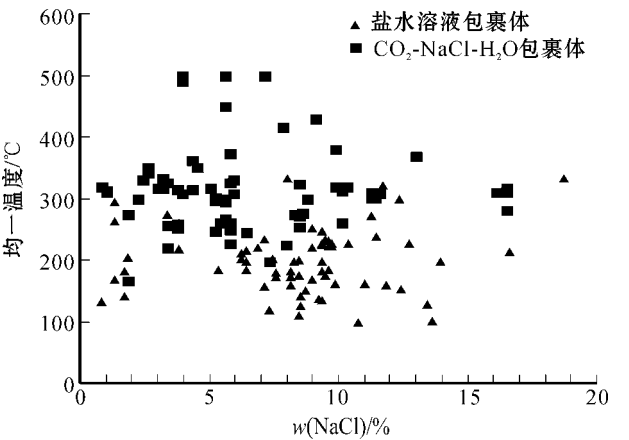


图 4 甲基卡矿床中流体包裹体温度-盐度分布图

Fig. 4 Temperature-salinity distribution of fluid inclusions in the Jiajika deposit

溶液的盐度集中于 5%~15%, 高于 $\text{CO}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$ 流体的盐度。此外, 在低温区间还存在一小部分低盐度的盐水溶液包裹体。

3.3 流体捕获压力的估算

由于石英中主要发育盐水溶液包裹体, 取石英形成温度的均值 400°C ①代表盐水溶液包裹体的捕获温度, 该类包裹体的均一温度均值为 237°C 。采用

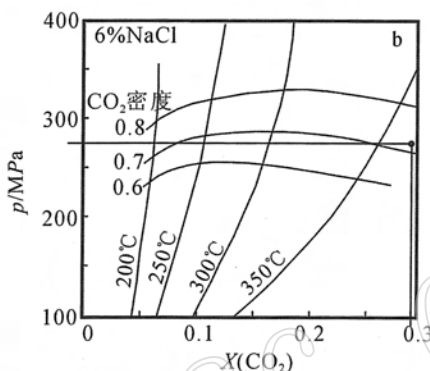
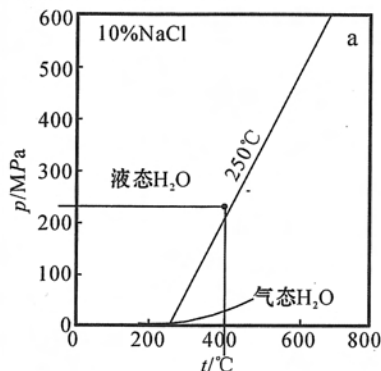


图5 盐水溶液包裹体(a)和 $\text{CO}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$ 包裹体(b)的捕获压力估算图解(底图引自卢焕章等, 2004)

Fig.5 Estimation of capturing pressure of brine inclusions (a) and $\text{CO}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$ inclusions (b) in Jiajika deposit (after Lu Huanzhang *et al.*, 2004)

4 $\text{CO}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$ 包裹体的激光拉曼探针分析

激光拉曼探针分析是在中国地质科学院矿产资源研究所流体包裹体实验室完成的, 采用 Renishaw RM 2000 型激光拉曼光谱仪对石英矿物中的 $\text{CO}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$ 包裹体进行了激光拉曼成分分析, 测试时室温约为 15°C 。分析结果表明, 同一 $\text{CO}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$ 包裹体中气态 CO_2 相的成分主要为 CO_2 (图 6a), 液态 CO_2 相的成分以 CO_2 为主, 含有少量 H_2O (图 6b), 液态水相的成分以 H_2O 为主, 含少量 CO_2 (图 6c), 三相中均未测试出烃类物质。

5 流体的稳定同位素示踪

稳定同位素的测试在国土资源部同位素实验室完成。首先, 把石英和锂辉石单矿物破碎到 60~80 目。然后, 采取真空热爆法提取包裹体中的水, 经纯化除杂质后, 与金属锌反应转化为 H_2 。矿物的氧同

均一温度+独立地质温度的方法得到盐水溶液包裹体的捕获压力均值约为 230 MPa (图 5a)。

根据刘斌等(2000)提供的公式, 由 CO_2 相均一温度、盐度、充填度等数据估算出 $x(\text{CO}_2)$ 的均值为 0.291, CO_2 相密度均值为 $0.719 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$, 从 $\text{CO}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$ 体系的压力估算图解得到 $\text{CO}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$ 包裹体的捕获压力均值约为 275 MPa (图 5b)。

位素制样采用 BrF_5 法, 采用分步加热爆裂法提取包裹体中的 CO_2 气体, 将其用液氮冷冻在样品管中, 经约 -70°C 的酒精干冰冷冻后抽去样品管中未能冷冻的气体(CO), 以保证提取纯 CO_2 气体。最后, 在 MAT251 质谱仪上测定 δD 、 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 和 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, 分析精度分别为 $\pm 3\text{‰}$ 、 $\pm 0.2\text{‰}$ 和 $\pm 0.5\text{‰}$ 。测试结果如表 2。

石英-水的氧同位素分馏公式 $1000 \ln \alpha_{\text{石英-水}} = 3.38 \times 10^6 t^{-2} - 2.90$ (Clayton *et al.*, 1972) 中, 温度取均一温度的峰值 240°C , 计算出的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O-SMOW}}$ 如表 2 所示。图 7 中部分样品漂移出岩浆水区域, 表明可能有少量建造水混入到伟晶岩成矿流体中。这与图 4 显示的在低温阶段除了大量较高盐度的盐水溶液包裹体外, 还存在少量低盐度盐水溶液包裹体的现象是一致的, 这些包裹体很可能是少量建造水混入的结果。

6 讨论与结论

研究认为, 甲基卡伟晶岩流体主要来源于花岗

① 唐国凡, 吴盛先. 1984. 四川省康定县甲基卡花岗伟晶岩锂矿床地质研究报告.

表 2 矿物包裹体水的氢、氧、碳和石英的氧同位素组成

Table 2 H, O, C isotope compositions of water in inclusions and O isotope compositions of quartz

样品号	矿物	$\delta^{18}\text{O}_{\text{石英-SMOW}}/\text{‰}$	$\Delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O-SMOW}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O-SMOW}}/\text{‰}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}/\text{‰}$
104-2-2	石英	14.9	-84	6.3	-5.6
104-5	石英	15.6	-79	7.0	-5.0
158-1-2	石英	16.2	-75	5.2	-6.0
158-3	石英	15.8	-72	7.6	-4.6
308-1	石英	15.5	-82	7.2	-3.9
308-9	石英	14.3	-84	6.9	-3.4
134-4	锂辉石				-5.7
134-5	锂辉石				-5.8
158-1-1	锂辉石				-7.3
104-2-1	锂辉石				-6.0

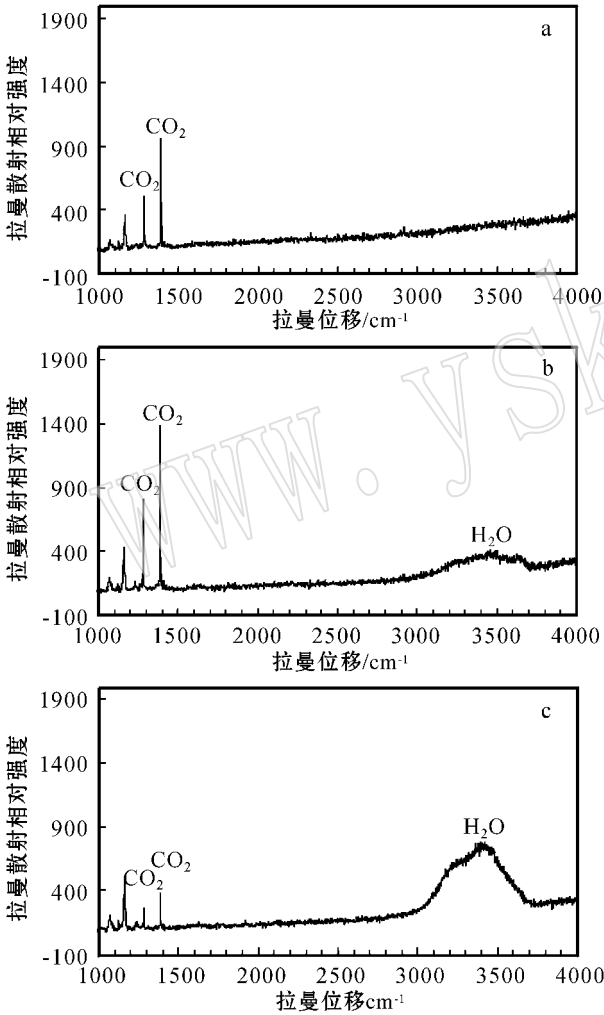


图 6 甲基卡矿床石英中 CO₂-NaCl-H₂O 包裹体的拉曼光谱图

Fig. 6 Raman microscopy of CO₂-NaCl-H₂O fluid inclusions in quartz from the Jiajika ore deposits

岩浆期后分异的热液,甲基卡二云母花岗岩是其矿源岩。依据如下:

(1) 由均一温度直方图(图3)和压力估算可知,

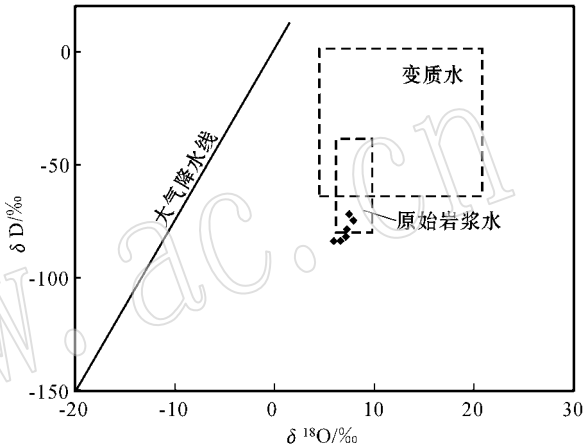


图 7 甲基卡矿床石英中包裹体水的 δD-δ¹⁸O 的组成

Fig. 7 δD-δ¹⁸O plot of water in inclusions in the Jiajika deposit

随着温度的降低,CO₂-NaCl-H₂O 包裹体逐渐过渡到盐水溶液包裹体,前者的压力均值高于后者的压力均值,因此这是一个流体自深部上升、压力和温度降低的过程。此外,在中低温阶段(< 300℃) CO₂-NaCl-H₂O 流体的盐度范围小于盐水溶液的盐度范围。这些现象可解释为:由于 CO₂ 和 NaCl-H₂O 间的互溶程度很低,所以随着流体的上升和温度、压力的降低,CO₂ 逐渐达到饱和,迫使 CO₂ 自 CO₂-NaCl-H₂O 流体中分离,形成低盐度 CO₂-H₂O 包裹体(本文将此类包裹体仍归为 CO₂-NaCl-H₂O 包裹体类型)和较高盐度的盐水溶液包裹体,纯 CO₂ 包裹体也是这一流体分异过程的结果。因此,甲基卡伟晶岩流体中盐水溶液主要是从 CO₂-NaCl-H₂O 流体分异出来的。该现象也存在于阿尔泰可可托海伟晶岩矿床(卢焕章等,1996)和加拿大 Tanco 伟晶岩矿床中(London,1986),这些矿床的流体演化如图 8 所示。据此模式,甲基卡矿床的成矿流体最初来源于花岗

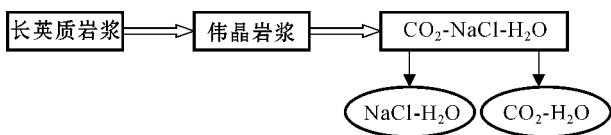


图8 伟晶岩浆分出热液模式图(据卢焕章,1996)

Fig.8 Sketch map showing the fractionation process of hydrothermal solution from magmas (after Lu Huangzhang, 1996)

岩浆。

(2) 在 $\delta D - \delta^{18}O_{H_2O-SMOW}$ 图解中,甲基卡的样品主要落入原始岩浆水区域,说明伟晶岩流体主要来源于岩浆水。

(3) 本文测试的 $\delta^{13}C_{V-PDB}‰$ 组成为 $-3.4‰ \sim -7.3‰$,显然不同于海相碳酸盐岩的碳同位素组成 ($0.56‰ \pm 1.55‰$),也不同于变化更大的淡水成因碳酸盐岩的碳同位素组成,而与岩浆成因碳同位素组成 ($-5.1‰ \pm 1.4‰$)、火成碳酸岩白云石的碳同位素组成 ($-5‰ \pm 0.7‰$)、地幔岩石部分熔融所形成的岩浆碳同位素组成 ($-5‰ \pm 2‰$) (Barnes, 1979)十分接近。二云母花岗岩株的 Sr 初始值为 0.7088,高于现在地幔平均值 0.7040,明显低于现在地壳平均值 0.7190,说明花岗岩浆含有地幔来源物质。结合花岗岩株与伟晶岩脉的空间关系,推断伟晶岩流体中的碳可能主要来自深部,与矿区的岩浆活动有关。

(4) 由激光拉曼光谱分析可知, $CO_2-NaCl-H_2O$ 流体的成分主要为 CO_2 和 H_2O ,未测试出烃类物质,结合上述资料,这与 $CO_2-NaCl-H_2O$ 流体属于深部来源、与岩浆活动有关、一般缺少有机质相吻合。

二云母花岗岩的 Rb-Sr 等时线年龄为 214.65 ± 1.66 Ma,早于伟晶岩(其中白云母的 Ar-Ar 法坪年龄为 $195 Ma \pm 0.14 Ma$)^①,据此推测,甲基卡矿区含矿伟晶岩的成岩成矿流体主要来自于花岗质岩浆的结晶分异作用,含矿伟晶岩在成因上与岩浆作用关系密切,但含矿流体在上升过程中可能混入少量建造水。

References

Barnes H L. 1979. Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits (Second Edition) [M]. New York: John Wiley & Sons.

Clayton R N, O'Neil J R and Mayeda T K. 1972. Oxygen isotope exchange between quartz and water [J]. Journal of Geophysical Research, B77: 3 057~3 067.

Evensen J M and London D. 2002. Experimental silicate mineral/melt partition coefficients for beryllium, and the beryllium cycle from migmatite to pegmatite [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 66: 2 239~2 265.

Feng Mingyue. 1996. Discussion on the genesis uranium-producing pegmatite in Shangdan area [J]. Uranium Geology, 12(1): 30~36 (in Chinese with English abstract).

Li Wen, Li Zhaolin and Shi Guiyong. 2000. Characters of metamorphic fluid of Ailaoshan, Yunnan [J]. Acta Petrologica Sinica, 20(4): 266~270 (in Chinese with English abstract).

Li Wen, Li Zhaolin and Shi Guiyong. 2001. Study on source of pegmatite fluid in Ailaoshan, Yunnan [J]. Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry, 20(4): 649~654 (in Chinese with English abstract).

Li Zhaolin. 2001. Some thoughts on relationships between metamorphic anatexis and petrogenesis-mineralization [J]. Earth Science Frontier, 8(3): 29~38 (in Chinese with English abstract).

Liu Bin, Zhu Silin and Shen Kun. 2000. Softwares and Examples for Calculating the Thermodynamic Parameters of Fluid Inclusions [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1~37 (in Chinese).

London D. 1986. Magmatic-hydrothermal transition in the Tranco rare-element pegmatite: evidence from fluid inclusions and phase-equilibrium experiments [J]. American Mineralogist, 71: 376~395.

London D and Evensen J M. 2003. Beryllium in silicic magmas and the origin of beryl-bearing pegmatite [A]. Grew E S. Beryllium: Mineralogy, Petrology, and Geochemistry [C]. Mineralogical society of America Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 50: 445~486.

Lu Huangzhang. 1990. Melt-fluid inclusions [J]. Geochemistry. 3: 225~229 (in Chinese with English abstract).

Lu Huanzhang, Fan Hongrui, Ni Pei, et al. 2004. Fluid Inclusions [M]. Beijing: Science Press, 232~240 (in Chinese).

Lu Huanzhang, Wang Zhonggang and Li Yuansheng. 1996. Magma-fluid transition and genesis of pegmatite dike No. 3 at Altay, Xinjiang [J]. Acta Mineralogica Sinica, 16(1): 1~7 (in Chinese with English abstract).

Norton J J and Redden J A. 1990. Relations of zoned pegmatites to other pegmatites, granite, and metamorphic rocks, in the southern Black Hills, South Dakota [J]. American Mineralogist, 75: 631~655.

Novak M, Selway J B, Cerny P, et al. 1999. Tourmaline of the elbaite-dravite series from an elbaite subtype pegmatite at Blizna, southern Bohemia, Czech Republic [J]. European Journal of Mineralogy, 11: 557~568.

Parry W T. 1986. Estimation of XCO_2 , P, and fluid inclusion volume from fluid inclusion temperature measurement in the system $CO_2-NaCl-H_2O$ [J]. Economic Geology, 81: 1 009~1 013.

① 王登红, 李建康, 付小方. 四川甲基卡伟晶岩型稀有金属矿床的成矿时代及构造意义. 待刊稿.

- Rong Jiashu. 1997. An overview on the research of granite pegmatite [J]. Overseas Uranium and Gold Geology, 14 (2) : 97~108 (in Chinese with English abstract).
- Shearer C K, Papike J J and Jolliff B L. 1992. Petrogenetic links among granites and pegmatites in the Harney Peak rare-element granite-pegmatite system, Black Hill, South Dakota [J]. Canadian Mineralogist, 30 : 785~809. Simmons W B, Ford E E, Falster A U, King V T. 1995. Evidence for an anatectic origin of granite pegmatites, western Maine, USA [J]. Abstracts with Programs (Geological Society of America), 27 : 411.
- Sirbescu M C and Nabelek P I. 2003. Crystallization conditions and evolution of magmatic fluids in the Harney Peak Granite and associated pegmatites, Black Hills, South Dakota—evidence from fluid inclusions [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 67 (13) : 2 443~2 465.
- Stewart D B. 1978. Petrogenesis of lithium-rich pegmatites [J]. American Mineralogist, 63 : 970~980.
- Wang Denghong, Chen Yunchuan, Xu Zhigang, *et al.* 2002. Metallogenic Series and Regularity of the Altay Metallogenic Province [M]. Beijing : Atomic Energy Press, 370~371 (in Chinese).
- Yuan Jianqi, Zhu Shangqing and Zhai Yusheng. 1985. Ore Deposit [M]. Beijing : Geological Publishing House, 54~71 (in Chinese).
- Zhang Yunxiang, Hu Zhenggang, Luo Yaonan, *et al.* 1996. The Discovery of Mineral Deposit of China·Sichuan [M]. Beijing : Geological Publishing House, 131~135 (in Chinese).
- Zhu Jinchu, Wu Chanyuan, Liu Chanyshi, *et al.* 2000. Magmatic – hydrothermal evolution and Genesis of Koktokay No. 3 rare metal pegmatite dyke, Altai, China [J]. Geological Journal of China Universities, 6 (1) : 40~52 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 冯明月. 1996. 尚丹地区产铀伟晶岩成因讨论 [J]. 铀矿地质, 12 (1) : 30~36.
- 李文, 李兆麟, 石贵勇. 2000. 云南哀牢山变质流体特征 [J]. 岩石学报, 16 (4) : 649~654.
- 李文, 李兆麟, 石贵勇. 2001. 云南哀牢山伟晶岩流体来源研究 [J]. 矿物岩石地球化学通报, 20 (4) : 266~270.
- 李兆麟. 2001. 关于变质深熔作用与成岩成矿关系的思考 [J]. 地学前缘, 8 (3) : 29~38.
- 刘斌, 朱思林, 沈昆. 2000. 流体包裹体热力学参数计算软件及算例 [M]. 北京 : 地质出版社, 7~35.
- 卢焕章. 1990. 流体-熔融包裹体 [J]. 地球化学, 3 : 225~229.
- 卢焕章, 范宏瑞, 倪培, 等. 2004. 流体包裹体 [M]. 北京 : 科学出版社, 232~240.
- 卢焕章, 王中刚, 李院生. 1996. 岩浆-流体过渡和阿尔泰 3 号伟晶岩脉之成因 [J]. 矿物学报, 16 (1) : 1~7.
- 戎嘉树. 1997. 花岗伟晶岩研究概况 [J]. 国外铀矿地质, 14 (2) : 97~108.
- 王登红, 陈毓川, 徐志刚, 等. 2002. 阿尔泰成矿省的成矿系列及成矿规律 [M]. 北京 : 原子能出版社, 370~371.
- 袁见齐, 朱上庆, 翟裕生. 1985. 矿床学 [M]. 北京 : 地质出版社, 54~71.
- 张云湘, 胡正纲, 骆耀南, 等. 1996. 中国矿床发现史·四川卷 [M]. 北京 : 地质出版社, 131~135.
- 朱金初, 吴长年, 刘昌实, 等. 2000. 新疆阿尔泰可可托海 3 号伟晶岩脉岩浆-热液演化和成因 [J]. 高校地质学报, 6 (1) : 40~52.