

94, 30(5)

1-6, 13

中国与花岗岩有关的萤石矿床地质特征及成矿作用*

曹俊臣

(中国科学院广州地质新技术研究所)

p 619.215

A

我国的萤石矿床主要产于火山岩系和硅酸盐岩石中。空间上多与中生代火山岩和酸性侵入岩有关,少部分产于沉积碳酸盐岩地区,成矿方式多为热液脉状充填(交代)式。重点讨论了与花岗岩有关的我国萤石矿床的地质特征及其成矿作用。

关键词 萤石矿床 地质特征 成矿作用 花岗岩

矿化



地质·矿床

1 矿床地质特征

1.1 矿床的时空分布

近年来,人们从环太平洋成矿带中划分出许多分布于大陆边缘的萤石成矿带。中国东部(主要指华南、华东和中南)中一新世代火山岩和侵入岩广泛出露地区,正处于这类成矿带中。在大地构造位置上,昆仑—秦岭地槽东段以南,尤其是扬子—钱塘准褶皱带以南、江南古陆以东和以南地区,是我国萤石的主要产区。其中不少萤石矿床处于各类花岗岩特别是燕山期花岗岩分布区。例如,河南西部和西南部,存在着一个北西—南东向的萤石成矿带。对该带50多个矿床(点)的130多条较大萤石矿脉统计结果表明,有85%的矿脉赋存在燕山期花岗岩体或其内外接触带中^①。湖北孝感地区北部,沿北西向构造带展布的萤石矿化带,可延至陕西、安徽境内,总长达数百km。仅孝感地区就有110km,是湖北萤石主要产地。而这些萤石矿床(点)在空间上均与燕山期花岗岩、花岗斑岩或钠长斑岩有关^②。福建省燕山早期第3

阶段第3次侵入的黑云母花岗岩,出露面积占全省总面积的16%,占侵入体面积的48%。萤石矿床的围岩主要是燕山早期中粗粒黑云母花岗岩和似斑状黑云母花岗岩。按矿点总数统计,这两类岩石中的萤石矿约占43%,但就矿床规模而言,却包括了4大萤石矿床(将乐常口、建阳洄潭、邵武南山下和光泽羊古庵)和多数中型矿床(李建碧、陈文森,1990)。赣东北和赣南地区是江西省萤石主要产区,区内几乎所有萤石矿床均产于花岗岩内或其内外接触带。广东河源到吉、乐昌两江和张姑岭等大型萤石矿床,也都赋存在燕山期中粗粒黑云母花岗岩及其接触带上。广西、湖南等省(区),也广泛分布着该类矿床。

1.2 主要岩石类型与特征

作为萤石矿床围岩的花岗岩类型,主要有花岗闪长岩、花岗闪长玢岩、花岗斑岩、钠长斑岩、斑状花岗岩、黑云母花岗岩、白云钠长岩等,而以黑云母花岗岩最多(表1)。据统计,这类大、中型矿床,与黑云母花岗岩有关的占76.5%。

与萤石矿化有关的花岗岩,多为涂光炽教授划分的壳源型花岗岩(王中刚等,1989),

* 文中部分内容由国家自然科学基金资助完成。

本文1994年5月收到,张旭明编辑。

① 刘启明,河南省萤石矿床类型与成矿条件,1984。

② 湖北第六地质队,湖北孝感地区萤石矿地质特征,1980。

表 1 我国某些产于花岗岩中的脉状萤石矿床特征

矿床名称	赋矿部位	围岩时代	围岩岩性特征	控矿构造	矿石自然类型	矿床规模
山东蓬莱巨山沟	岩浆边缘相	燕山期	花岗岩闪长岩、斑状花岗岩、花岗闪长岩	北北东向巨山沟一下炉、布庄断裂以及北东东和南东东向两组共轭断裂	石英—钾长石—萤石建造,有萤石—石英型和石英—萤石型	中型
广西资源胡家田	花岗岩体(苗儿山岩体)中段、东段内接触带	燕山期(占25%),侵入于加里东期(占80%)	中粒黑云母花岗岩、中粒斑状黑云母花岗岩、细粒黑云母花岗岩	北北东向控矿断裂为一组近平行区域北、北东向主干断裂的高角度次级断裂	萤石型、石英—萤石型、萤石—石英型	中型
广西资源舟江	花岗岩体(苗儿山岩体)中段西侧岩体内	印支期花岗岩破碎带中(燕山期侵入于印支期)	黑云母花岗岩	北东40°水头断裂南段(F ₁ 断裂)和北东30°的天金桥断裂南段(F ₂ 断裂)	萤石型、石英—萤石型、萤石—石英型、石英—萤石型	中型
湖南衡南双江口	花岗岩体(将军庙岩体)内	印支期和燕山期	细粒和中粒斑状黑云母花岗岩	北北东向将军庙—枫林断裂破碎带	萤石型、方铅矿—萤石型	大型
湖南资兴汤市	花岗岩体(彭公庙岩体)北端内接触带(边缘相)	加里东期第一次侵入(Y ₁)	中粗粒黑云母二长花岗岩	北北东向断裂与之配套的北东向断裂	萤石型	中型
福建将乐常口	花岗岩体(云壠山岩体)内外接触带	岩体为燕山早期,地层为中侏罗统薄平组	中粗粒黑云母花岗岩边缘相,为似斑状黑云母花岗岩及花岗斑岩脉	区内以近南北向的将乐挤压带为主,梅花井—赖地断裂(F ₁)为主干断裂	萤石型、石英—萤石型、萤石—石英型	大型
福建邵武南山下	花岗岩与变质岩接触带	花岗岩为燕山早期,变质岩为前震旦系建群	中粗粒斑状黑云母花岗岩(Y ₁ ¹³),黑云母长石石英片岩	沿接触带的北北东向压扭性断裂为主干断裂	萤石型、石英—萤石型	大型
河南信阳尖山	花岗岩体(魏家寺岩体)内外接触带	燕山晚期(Y ₂)	酸性花岗岩	北东东及近东西向断裂为主干断裂	萤石型、石英—萤石型、石英—方解石—萤石型	大型
浙江德清康村	花岗岩、花岗闪长岩与火山岩接触带	花岗岩为燕山晚期(Y ₂ ³),火山岩为上侏罗统	花岗岩、花岗闪长岩、熔结凝灰岩	受北东向断裂控制	萤石型、石英—萤石型为主,其次有黄铁矿—萤石型等	大型
江西永丰南坑	花岗岩体(金竹岩体西部)边缘相	燕山期(Y ₂)	斑状黑云母花岗岩(上盘)、斜长花岗岩(下盘)	纵贯矿区中部的北北东向招携—大沽断裂	萤石型、石英—萤石型	大型
江西广丰曹坑	岭底花岗岩岩株内接触带	燕山中晚期花岗岩侵入上侏罗统中	富铝、钾花岗斑岩	北西向压扭断裂	单一萤石型为主,其次为石英—萤石型和萤石—石英型	中型
广东河源到吉	花岗岩体(属板埔岩体)内或接触带上	燕山期第三期(Y ₂ ³)	中细粒斑状黑云母花岗岩和细粒花岗岩	新华夏系河源断裂派生的北北东、北东东和北西向三组断裂,以北东东(F ₁)向为主干断裂	萤石型、石英—萤石型	大型
广东乐昌两江	花岗岩(九峰山岩体)内	燕山早期(Y ₂ ¹)	中细粒黑云母花岗岩	北北东向为主控断裂,常成近平行排列出现	萤石型、石英—萤石型、萤石—石英型	中型

• 此表根据有关省(区)地矿局地质队资料编制。

即酸性花岗岩(黑云母花岗岩、花岗斑岩)和某些中酸性花岗岩类(花岗闪长岩)。根据岩性判断,与萤石成矿有关的花岗岩也应属王联魁教授划分的系列 I (南岭系列)花岗岩,即酸性系列花岗岩(花岗闪长岩—二长花岗岩—黑云母花岗岩—浅色花岗岩—花岗斑岩系列,王联魁等,1984)。与该系列相对应的金属成矿系列中,某些金属矿化与萤石矿化关系密切,更充分证实了这一点。例如,日本列岛的萤石矿明显与锡矿化有关,凡有锡矿化的地方就有萤石出现(Sato,1980)。我国赣南钨矿,华南某铀矿,湖南桃江铅锌矿、衡东银矿冲萤石—多金属矿、衡南双江口大型萤石矿等,都是萤石矿化与多金属或稀有金属矿化同时并存,且均构成规模不等的矿床。

值得着重指出的是衡东银矿冲矿床。该矿床为一典型的铅、锌—钨—铜—萤石复合矿床。其中萤石为大型,铅锌为中型,钨、铜为小型矿床^①,矿区内同时还有钼、银、镓、镉等多种金属矿化。矿床所在区域内,有著名的白连寺、将军庙、丫江桥等花岗岩体出露。岩石类型主要为燕山期细—中粒斑状黑云母花岗岩。不同矿种矿化具有明显的水平分带现象。例如,自白连寺岩体向东南方向大致可分成4个带:白连寺钨、铜矿带—东岗山和吊马楼锡、砷、黄铁矿、铅锌矿带—银矿冲铅锌、萤石矿带—锡岩冲和石峡铅锌、汞、铋、金、雄黄、雌黄矿带。这种分带性反映了氟对这些金属元素的迁移、富集所起的重要作用。

1.3 控矿构造

我们在讨论层控萤石矿床时,曾着重指出,层控萤石的成矿作用与背斜构造关系十分密切(涂光炽等,1987)。与花岗岩有关的萤石成矿作用,虽然不像层控萤石矿床那样明显受背斜构造控制,但多数也处于隆起区。例如,江西东北部90%以上的萤石矿床(点)都

分布在穹隆或背斜中,坳陷或向斜部位所见甚少。大多数产于花岗岩地区的福建萤石矿床,有67%分布在闽西北隆起带,向东和向南均明显减少,而且大中型矿床多分布在隆起带边缘。

与花岗岩有关的萤石矿床,明显地受断裂构造控制。研究表明,在一个矿床或矿区内,往往存在一个含矿最佳的主断裂,其他断裂居次要地位。按断裂性质,又以压扭性断裂比较稳定,有利于成矿;而张性断裂变化较大,对成矿不利。

成矿作用明显受中国东部北东向构造控制。据统计,这里的萤石出露地区,大部分含矿断裂为北东向或北北东向。从矿床规模看,有89.3%的大型矿床主矿脉走向是北东向,少数为北西向。同时,由规模大小不等的矿床组成的成矿带或成矿区的展布方向,也多为北东向。例如,福建西北部以4大萤石矿床为主体的4个萤石成矿带,有3个为北东向,一个为北西向;赣南地区3个级别的6个成矿带均为北东向。

1.4 围岩蚀变

最常见的围岩蚀变有硅化、绢云母化、绿泥石化和高岭土化,其中硅化最为普遍。一般在萤石矿脉两侧形成几厘米、几米甚至几十米宽的硅化带。例如,广西资源胡家田萤石矿床,近矿硅化带宽1~5m,随着远离矿体硅化减弱,接着是几厘米到几米的绢云母化带^②。河南信阳尖山萤石矿床,围岩硅化十分强烈,局部地段的花岗岩变成了石英岩,形成一个较大的硅化带。矿脉两侧围岩不同,蚀变类型也不同,与花岗岩接触的一侧,发育硅化、绢云母化和高岭土化;与角闪岩接触的一侧主要发育硅化和绿泥石化。广东乐昌张姑岭矿床,矿脉与砂岩接触的一侧发育硅化和萤石化,与花岗岩接触的一侧发育硅化和粘土化。

① 湖南416地质队,湖南衡东县银矿冲矿区地质特征,1982。

② 广西第一地质大队,广西资源胡家田萤石矿区普查地质报告,1981。

同种围岩,随着远离矿体,有水平分带现象。例如,湖南衡南双江口矿床,矿脉两侧由近到远离矿体,依次有硅化、绿泥石化(有时见有钠长石化)、高岭土化。萤石矿脉两侧围岩蚀变的分带性,反映了成矿热液在运移和成矿过程中,与围岩发生反应,导致热液本身的分异和演化。在大致相同的温度下,起决定作用的是溶液内部各种离子浓度(化学势)的变化,它控制了各带原生矿物的稳定和蚀变矿物的产生(王联魁、曹俊臣等,1977)。

2 萤石成矿作用

2.1 成矿的专属性及氟的来源

研究结果表明,地壳中的 F 主要来自地幔。在地球演化过程中,挥发分由地幔向地壳上部运动,在莫霍面附近形成一个 H_2O 和 F 的富集带。随着时间的延续,这个带逐渐上升,在地球演化到晚期达到地表,形成许多氟矿床。据统计,随着地质时代变新,世界工业

萤石矿床储量呈指数增长。100%的萤石矿床形成于 500Ma 内,53%的萤石工业矿床,是在 90Ma 内形成的(Валах,1968)。从表 2 可以看出,按岩性,酸性岩含 F 最高;按时代,燕山期花岗岩含 F 最高,均有利于萤石成矿。杨文金等在总结两个系列花岗岩中 F、Cl 含量时得出结论,系列 I 花岗岩中 F 含量均高于系列 II(杨文金等,1986)。这就是为什么与萤石矿化有关的花岗岩多为系列 I 花岗岩的原因。据统计,华南花岗岩地区的萤石矿,有 80% 以上与黑云母花岗岩有关,其主要原因也是由于黑云母是花岗岩中 F 的主要携带者。有资料表明,花岗岩中黑云母所含 F 占岩石 F 含量的 40%~70%(中科院贵阳地化所,1979)。因此,花岗岩中黑云母的多少及其成分变化,对 F 的地球化学行为,尤其对萤石等 F 矿物或含 F 矿物的形成与矿化,起着重要作用。

用于形成萤石矿床的 F,固然主要来自

表 2 我国不同岩性侵入岩和不同时代花岗岩的含 F 量($\times 10^{-5}$)

侵入岩岩性	超基性岩	基性岩	中性岩	酸性岩
F 含量	100	370	500	800
花岗岩时代	四堡—雪峰期	加里东期	海西—印支期	燕山期
F 含量	720	792	944	1388

据林家遂、黄韬,龙泉八部萤石矿床成矿特征和物质来源分析,1985。

花岗岩,但地层中的 F 也不容忽视。据研究表明,在沉积成岩作用中,F 是普遍存在的,事实上,一些纯属灰岩、白云岩等沉积碳酸盐地区,也不乏中—大型萤石矿床,而矿床所在区域并无任何岩浆岩或火山岩出露。这些矿床的 F 一部分来自地下深层非岩浆地质作用,一部分可能来自赋矿围岩(涂光炽等,1987)。与花岗岩有关的萤石矿床也有类似情况。据统计,浙江西北部新桥萤石矿床中的 F,来自地层(奥陶纪灰岩)和燕山期花岗岩的各占 50%^①。

2.2 稀土元素地球化学特征

由于 Ca^{2+} 的离子半径与 REE^{3+} 相近, REE^{3+} 极易以类质同像置换方式进入萤石晶格中,因此,近些年来,不少学者通过研究萤石稀土配分模式,来探讨萤石的成因类型和成矿物质来源(Möller 等,1976; Hein 等,1990)。笔者在研究华南地区低温热液脉状萤石矿床过程中,对 15 个与花岗岩有关的萤石矿床近百个萤石及围岩的稀土元素组成,进行了系统测试研究,并得出以下几点认识:

(1) 萤石中稀土含量大部分都在 $100 \times 10^{-6} \sim 200 \times 10^{-6}$, 而且有随围岩(主要是花岗岩)稀土含量增高而增加的趋势。例如,广

①: 李长江、蒋叙良,有关脉状萤石矿床地质的若干问题,1987。

东乐昌地区黑云母花岗岩稀土总量为 500×10^{-6} 左右, 对应萤石为 140×10^{-6} 左右; 江西广丰地区花岗岩稀土总量为 270×10^{-6} 左右, 则萤石仅为 80×10^{-6} ; 福建建阳地区花岗岩稀土含量为 140×10^{-6} 左右, 萤石也仅为 75×10^{-6} 。

(2) 随着热液成矿作用由早到晚, 稀土总量由多到少, 且愈到晚期, 愈相对富集重稀土。例如, 建阳洞潭萤石矿的 3 个成矿阶段稀土总量依次为 $75.26 \times 10^{-6} \rightarrow 27.61 \times 10^{-6} \rightarrow 8.07 \times 10^{-6}$, LREE/HREE 依次为 $2.23 \rightarrow 1.13 \rightarrow 0.99$, $(La/Sm)_N$ 由 $1.66 \rightarrow 1.60$, $(Gd/Yb)_N$ 由 $5.24 \rightarrow 2.29$ (该值愈小愈相对富集重稀土)。将乐常口矿的 3 个阶段稀土含量依次为 $31.29 \times 10^{-6} \rightarrow 17.07 \times 10^{-6} \rightarrow 3.23 \times 10^{-6}$, 相应参数也同样反映出晚期相对富集重稀土的特征。Möller 等 (1976)、Kapcykov (1987) 及 Hein 等 (1984) 都曾通过对纯萤石中稀土的研究, 得出过同样结论, 显然, 这是由于 ΣY 络合物稳定性大于 ΣYCe , 从而前者迁移能力大于后者的缘故 (刘英俊等, 1984)。

(3) 萤石中稀土元素配分曲线, 与黑云母花岗岩及其中的黑云母, 三者具有相似性和同步性。表明成矿热液对围岩的淋滤、汲取作用, 而且进一步证明萤石中的 F 主要来自破坏了的黑云母。

(4) 矿脉两侧围岩不同, 蚀变产物的稀土配分模式也不同。例如, 广东乐昌张姑岭矿床处于砂岩与花岗岩接触带。矿脉围岩为砂岩的一侧变为硅化砂岩 (含萤石化), 轻稀土 La 和 Ce 等较围岩相比失去较多, LREE/HREE 值下降 ($4.0 \rightarrow 2.76$), $(La/Sm)_N$ 由围岩的 4.33 降为 3.55 , $(Gd/Yb)_N$ 由 1.89 降为 1.78 , LREE% 由 $76.6\% \rightarrow 70.73\%$, MREE% 由 $9.4\% \rightarrow 11.09\%$, HREE% 由 $13.47\% \rightarrow 18.17\%$, 显然, 蚀变结果导致中稀土和重稀土相对富集。以花岗岩为围岩的一侧, 由花岗岩蚀变为粘土化花岗岩时, LREE/HREE 由 $2.99 \rightarrow 4.94$, $(La/Sm)_N$ 由

$3.61 \rightarrow 4.81$, $(Gd/Yb)_N$ 由 $1.67 \rightarrow 1.78$, LREE% 由 $71.88\% \rightarrow 80.09\%$, MREE% 由 $9.4\% \rightarrow 7.6\%$, HREE 由 $18.19\% \rightarrow 12.30\%$, 表现出蚀变后的岩石较原岩相对富集轻稀土。显然, 这是由于稀土元素被粘土吸附的能力, 随着原子序数的增加而增加, 随半径的减小而减小, 亦即 ΣCe 被吸附的能力大于 ΣY 所致 (刘英俊等, 1984)。上述情况在建阳的洞潭, 河源到吉等矿床内均可见到。

2.3 稳定同位素测试结果

由地表水 (大气降水) 演化为地热水并从岩石中萃取成矿物质, 变为成矿溶液, 最后形成矿床, 这既是现代成矿作用理论中被普遍公认的事实, 又不断被地质历史上形成的热液矿床研究成果所验证。与花岗岩有关的萤石矿床的 δD 、 $\delta^{18}O$ 和 Sr 等稳定同位素测试结果, 也清楚地证明了这点。

2.3.1 δD 和 $\delta^{18}O$ 测试结果

在对国内 15 个与花岗岩有关的萤石矿床萤石气液包裹体氢氧同位素测试研究结果表明 (曹俊臣, 1994), δD 和 $\delta^{18}O$ 对应值在 $\delta D - \delta^{18}O$ 坐标图上的点, 均落在大气降水线的右下方, 远离岩浆水和变质水区域。而且这些点均在近似与大气降水线平行的斜线上。 δD 具有明显的纬度效应, 即随纬度增高 δD 值下降, 表明成矿流体主要由大气降水组成, δD 平均值为 -57% , 相当于中生代大气降水的平均值 ($-60\% \pm 10\%$)。处于中国东部区域中生代大气降水范围内 ($-50\% \geq \delta D \geq -70\%$)。以上结果证明, 那些与燕山期花岗岩有关的萤石矿床成矿热液是由循环于地下的中生代大气降水不断淋滤围岩而形成的。

2.3.2 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值测定结果

对于某些低 Rb/Sr 值的矿物 (如方解石、重晶石、萤石等) 来讲, Sr 的组成是一种有用的示踪剂。 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值的大小, 与提供 Sr 源的岩石密切相关, Ca 与 Sr 有着相似的结晶化学特性, 因此, 根据该比值即可判断 Sr, 同时也是 Ca 的来源。产于花岗岩地区的萤

石矿床 Sr 稳定同位素测定结果表明,矿物中的 Ca、Sr、Ba 等,主要来自当地围岩。例如,广东、浙江等省某些与花岗岩有关的萤石矿床,萤石的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值与蚀变围岩相同(相当于

成矿时期的比值)。由此可见,成矿物质主要来自地下热水溶液对围岩的淋滤、汲妈作用(表 3)。

综上所述,该类萤石矿床是在花岗岩成

表 3 某些与花岗岩有关的萤石矿床锶同位素组成

代表性矿床	赋矿岩石	矿床的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	样品数	岩石的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	样品数
新桥庚村、 泗潭、到吉	花岗岩(γ_2^{S})、沉积岩(O、J、K ₂ 等)、火山岩(J ₃)、变质岩(An、C)	早期萤石 0.7094~0.7166	12	花岗岩 0.7059~0.7216	6
		晚期萤石、重晶石 0.7099~0.7188	9	火山岩、沉积岩 0.7071~0.7276	12

据李长江、蒋叙良,1991。

岩以后,循环于地下的中生代大气降水,在温度增高情况下;形成成矿热液,又不断对围岩淋滤、汲取,使 F、Ca 等重新活化转移、成矿的。花岗岩只起到物源或热源作用。矿床成矿时代较花岗岩晚得多,也进一步证实了这一点。例如,浙江德清庚村萤石的 Rb—Sr 同位素年龄为 72~93Ma,而花岗岩年龄为 $150 \pm 10\text{Ma}$ (卢武长等,1990),两者相差几十个百万年。广东河源到吉、江西瑞金谢场萤石矿床,矿脉切过燕山期黑云母花岗岩而进入晚白垩世红层,也是有利的佐证。

2.4 成矿物理化学条件

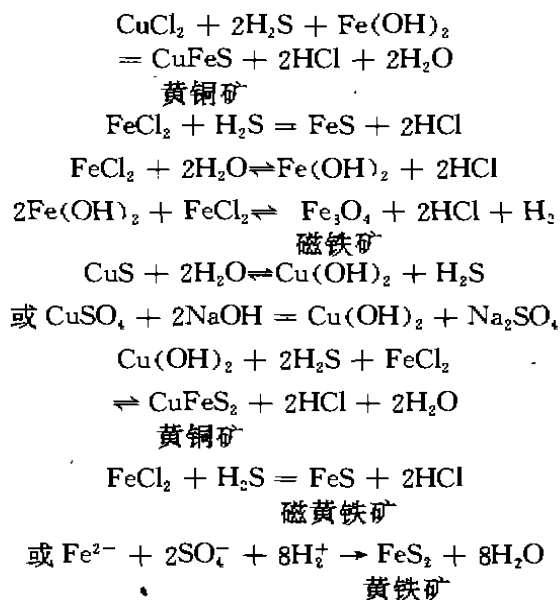
据我们对华南的江西、广东、福建等省 20 个与花岗岩有关的矿床(点)、上百个萤石气液包裹体均一温度测定表明,这类矿床形成温度平均为 $150 \sim 200^\circ\text{C}$,属低温热液作用产物。盐度为 0.2~6.3(NaCl)wt%,成矿溶液的流体为淡化的大气降水。姚洪烈曾对浙西北产于花岗岩中萤石矿床的 2782 个气液包裹体测得均一温度变化区间为 $80 \sim 350^\circ\text{C}$,而 $95 \sim 140^\circ\text{C}$ 的占 66.8%,黄时胜(1989)对江西永丰矿萤石包裹体测得均一温度为 $140 \sim 180^\circ\text{C}$ 。并且根据包裹体成分计算得知,成矿溶液 pH 值为 7~7.9,少数为 5.5~6,基本上属中性偏碱性,亦即 CaF_2 在较酸性条件下形成、迁移,在 pH 值逐渐升高条件下逐渐沉淀、成矿(涂光炽等,1987)。

参考文献

- 曹俊臣. 我国某些热液脉型萤石矿床的萤石气液包裹体氢、氧同位素特征. 地质与勘探, 1994, 30(4).
- 黄时胜. 永丰南坑萤石矿床地质特征与成因研究. 建对地质, 1989, (6): 3~10.
- 李长江, 蒋叙良. 中国东南部两类萤石矿床的成矿模式. 地质学报, 1991, (3): 263~273.
- 卢武长, 杨绍全, 张平. 德清庚村萤石矿的锶同位素研究. 矿物岩石, 1990, (2): 77~81.
- 刘美俊, 曹历明等. 元素地球化学. 北京: 科学出版社, 1984, 194~215.
- 李建碧, 陈文森. 福建萤石矿床特征及其开发前景. 地质与勘探, 1990, (3): 17~20.
- 涂光炽等. 中国层控矿床地球化学第 2 卷. 北京.
- 王联魁, 朱为芳等. 华南地区来源不同的两种系列花岗岩成矿探讨. 地质与勘探, 1984, (11): 8~15.
- 王联魁, 曹俊臣等. 中低温热液近矿围岩蚀变的地球化学模型(以某矿区为例). 地球化学, 1977, (1): 25~45.
- 王中刚, 于学元, 赵振华等. 稀土元素地球化学. 北京: 科学出版社, 1989, 215~225.
- 杨文金, 王联魁等. 华南两个不同成因系列花岗岩的云母标型特征. 矿物学报, 1986, (4): 298~307.
- 中国科学院贵阳地球化学研究所. 华南花岗岩类的地球化学. 北京: 科学出版社, 1979, 50~76.
- 张培元. 中国工业矿物和岩石(下册). 北京: 地质出版社, 1987, 60~79.
- Hejn V F, Luders V and Dulskip. The fluorite vein mineralization of the southern Alps; combind application of fluid inclusion and rare earth element (REE) distribution. Min. Mag 1990, 54: 325~333.

(下转第 13 页)

应式为:



晚期阶段: 200℃以下, 含矿流体在地下水参与下, 产生碳酸盐化、绿泥石化, 并伴有少量金属矿物沉淀。

根据上述成岩成矿机理的分析, 笔者将

铜山口地区成岩成矿组合模式概括如图3。

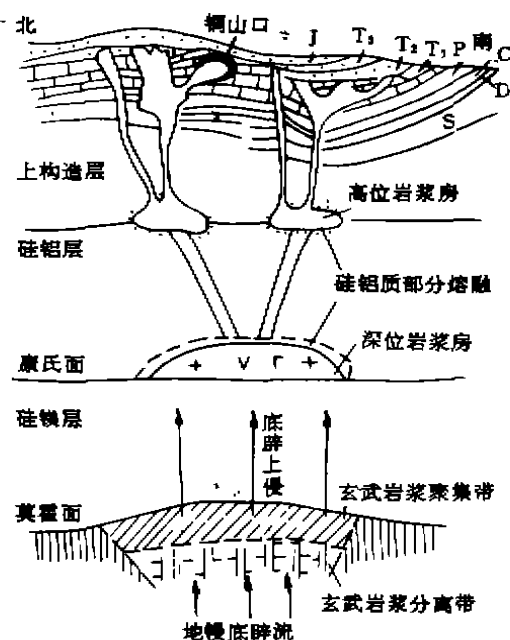


图3 铜山口地区成岩成矿组合模式图
J—侏罗系; T₁、T₂、T₃—三叠系; P—二叠系; C—石炭系;
D—泥盆系; O—奥陶系

Approaching the Mechanism of Diagenetic and Metallogenic Evolution of Tongshankou Cu-deposit

Fang Kedong

It has been proved by sulfur and strontium isotopes, rare earth element (REE), metallogenic microelement and lithochemical composition feature that Tongshankou massif resulted from basalt magma by syntesis and provided the source of ores for the Cu deposit. And, the metallogenic process and evolution mechanism of the Cu deposit is also discussed.

(上接第6页)

- 15 Moller P, Parekh P P and Schnelder H J. The application of Tb/Ca—Tb/La abundance ratio to problem of fluorspar genesis. Min. Dep. 1976, (11): 111~116.
- 16 Sato K. Distribution of fluorite deposits in Japanese islands. Min. Dep. 1980, (15): 327~334.
- 17 Валах Р. Геохимические особенности распределения фтора

и воды в изверженных породах земной коры. Геохимия. 1978, (6): 675~687.

- 18 Карсуков В Л и др. Редкоземельные элементы во флюоритах Хинганского оловорудного месторождения как индикатор условий минералообразования. Геохимия. 1987, (2): 163~177.

Geological Feature and Mineralization of Fluorite Deposit Related to Granite in China

Cao Junchen

In China, fluorite deposit is mainly located in volcanic rocks and silicate rocks, in space, for most parts of it, related to Mesozoic volcanic rocks and acid intrusive rocks. A small part of it occurred in sedimentary carbonate rock. Metallogenic mode is generally vein fill (metasomatic). In this paper, the geological feature and its mineralization of fluorite deposit related to granite are emphasized.