

浙江武义—东阳地区萤石矿床的 锶同位素地球化学研究

李长江 蒋叙良

(浙江省地质科学研究所)

内容提要: 本文通过对浙中火山岩区中最著名的武义—东阳萤石成矿区9个矿床和地层岩石的38个样品的锶同位素地球化学研究,证实了赋矿岩层下伏基底的前寒武纪陈蔡群变质岩是该区萤石矿床的主要矿源层; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 和F/Sr比值表明,萤石成矿过程中约57—76%的氟和40—50%的锶(钙)来自陈蔡群变质岩,来源于上地幔的氟平均不超过24%。 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值和其它稳定同位素等资料,也揭示这些萤石矿床的形成主要与古地热水环流汲取作用有关,从而对其成因属于火山热液矿床的传统认识提出了异议。

主题词: 萤石矿床 锶同位素地球化学 古地热水环流汲取成矿作用 浙江武义—东阳

一、引言

浙江是中国萤石矿床的重要产地。已查明75%以上的矿床集中分布在江山—绍兴和丽水—宁波深断裂之间的余姚—遂昌隆起区。以往发表的一些论著^{〔1〕〔2〕}①②都认为,这些萤石矿床在成因上和火山热液有关,属火山或次火山热液矿床。最近,张理刚(1958)^{〔3〕}根据氢氧同位素研究,认为是大气降水沿断裂带深部渗流淋滤富含氟的火山岩、岩浆岩后充填沉积而形成的。

但是,除了余姚—遂昌隆起区(浙中火山岩区)外,在浙江大约还有66%以上的中生代火山岩分布区至今没有发现工业价值较大的萤石矿床。笔者③对中国东南地区600余处萤石矿床(点)统计分析的结果表明,萤石矿床的产出与围岩性质或火山岩成分无明显关系。由此,我们曾提出浙中闽北隆起区的陈蔡群、建瓯群变质岩是该区萤石矿床矿源建造的观点,认为浙中火山岩萤石矿床的矿质来源与火山岩层下伏的陈蔡群变质岩有关。为对上述观点提供充分的依据,我们(1985)对余姚—遂昌隆起带中最著名的武义—东阳萤石成矿区的一些萤石矿床和围岩作了锶同位素比值测定,试图用锶同位素资料来探讨萤石矿床的矿质来源和成因。

① 浙江省区域地质调查大队(1982)“浙江省萤石成矿远景区划说明书(1/50万)”。

② 韩文彬、张文育(1985)“武义—东阳地区萤石矿化与次火山岩的成生关系”

③ 李长江(1984)“有关脉状萤石矿床成矿预测的若干问题”

二、地质背景

本区位于江山—绍兴和丽水—宁波深断裂之间的余姚—遂昌隆起带中段(图1)。区内地层

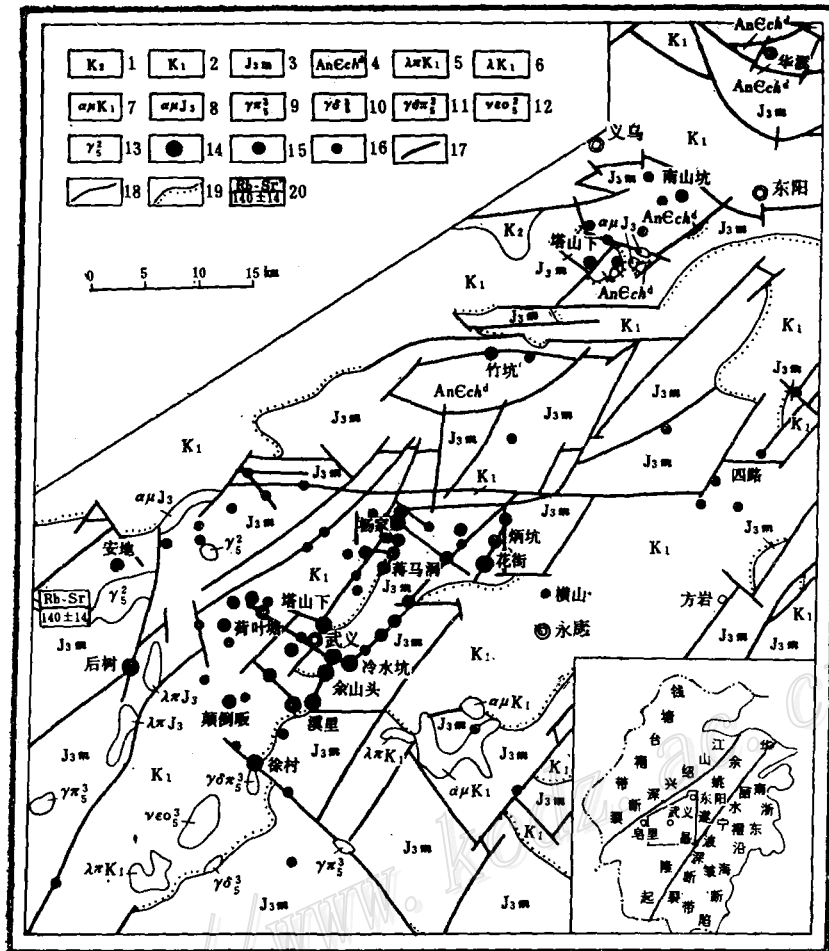


图1 浙江武义—东阳地区萤石地质矿产图

1—沉积岩; 2—上部为沉积岩; 下部为沉积岩夹火山岩; 3—磨石山群火山岩夹沉积岩; 4—陈蔡群d段变质岩; 5~7—早白垩世次火山岩; 8—晚侏罗世次火山岩; 9~12—依次为燕山晚期花岗斑岩、花岗闪长岩、花岗闪长斑岩、石英二长岩; 13—燕山早期花岗岩; 14~16—大、中、小型萤石矿床; 17—断裂; 18—地质界线; 19—地层不整合界线; 20—同位素年龄(Ma)及测定方法

Fig.1. Geological map of Wuyi-Dongyang area of Zhejiang Province showing distribution of fluorite resources.

1. Sedimentary rocks; 2. Sedimentary rocks in the upper part and sedimentary rocks intercalated with volcanic rocks in the lower part; 3. Volcanic rocks intercalated with sedimentary rocks of Moshishan Group; 4. Metamorphic rocks of d Member of Chencai Group; 5-7. Early Cretaceous subvolcanic rocks; 8. Late Jurassic subvolcanic rocks; 9,10,11,12. Late Yanshanian granite porphyry, granodiorite, granodiorite porphyry and quartz monzonite respectively; 13. Early Yanshanian granite; 14,15,16. Large-, medium-, small-sized fluorite deposit respectively; 17. Fault; 18. Geological boundary; 19. Unconformity; 20. Isotopic age (Ma) with the analytical method.

较为简单,前寒武系陈蔡群($An\epsilon ch$)变质岩构成隆起区基底,仅局部出露;侏罗系上统磨石山群(J_3^{ms})火山岩及白垩系红色沉积岩组成盖层。

变质岩岩石组合为黑云(含榴)斜(钾)长片麻岩、含榴黑云角闪片麻岩。石英黑云片岩等在层位上属于陈蔡群d段($An\epsilon ch^d$)。磨石山群火山岩主要由酸性、中酸性火山碎屑岩、熔岩夹沉积岩组成,属钙碱性的英安-流纹岩组合。分布在断陷盆地内的下白垩统,其下部朝川组为一套以红色与紫色砂岩、泥岩和砾岩互层为主体的湖相沉积岩,其中含较多钙质结核及灰岩透镜体,具少量火山岩夹层;上部方岩组主要为紫红色砾岩夹砂岩、钙质砂岩,不含火山岩夹层。砾岩的砾石成分主要为火山岩等,属山麓洪积物。方岩组和朝川组之间为连续沉积。

从区内各类岩石含氟量测定结果(表1)可以看出,火山岩并不富含氟(大陆地壳中氟的丰度值为0.047%,黎彤等,1981),而变质岩的平均含氟量则略高于火山岩和红层。

表1 各类岩石含氟量

Table 1. Fluorine contents of various rocks

时 代	岩 性	样 品 数	F 含 量 (%)		资 料 来 源
			变 化 范 围	平 均 值	
早白垩世	沉积岩	13	0.021—1.420	0.068	本文 浙江省第三地质大队(1984)
晚侏罗世	火山岩	529	0.005—0.460	0.053	
前寒武纪	变质岩	257	0.002—0.485	0.091	

三、 萤石矿化特征

区内萤石矿床的矿体形态均为脉状。含脉断裂走向以北东为主,其次为北西和近东西向。矿脉延长数十米至千米,延深几十米至数百米。赋矿岩层以上侏罗统火山岩为主,其次是沉积岩(朝川组)和变质岩。个别矿床中,萤石脉穿过火山岩进入到方岩组中。由此可见,在萤石成矿时期,区内已无火山喷发活动,并且先前火山喷发的碎屑物已固结成岩并遭受了风化剥蚀(方岩组红层堆积);萤石脉充填时间的下限不超过70Ma。这就排除了成矿物质或矿液直接来自晚侏罗世—早白垩世火山喷发活动的可能性。

萤石的共生矿物主要为石英,其次有方解石、重晶石等。萤石脉两侧围岩一般都发育有不同程度的中—低温热液蚀变。蚀变类型主要为硅化、绢云母化、绿泥石化,其次有高岭土化、碳酸盐化等。

对萤石中包裹体的研究表明,大多数矿床的均一温度在100—200℃左右。包裹体气液比一般在5—25%,盐度为5—15wt.%NaCl。

四、 锶同位素分析结果

1. 地层岩石的锶同位素组成:早白垩世朝川组不同岩石的锶同位素组成列于表2。除了Hs-2样品以外,其余样品的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值较为接近。 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 平均比值为0.7276。

火山岩和变质岩的Rb-Sr同位素测定结果见表3和表4。本文根据萤石成矿时间(约70 Ma)使用表3和表4的数据分别计算了萤石成矿时期火山岩和变质岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值。其计算结果同火山岩中薄层、透镜状灰岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值和Sr含量一并列于表5。

2. 萤石的锶同位素组成: 不同类型围岩的萤石矿床中萤石样品的锶同位素组成(表6)相当接近, 都在0.7500左右, 高于火山岩和沉积岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 平均比值。除个别样品外, 大多数萤石的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值都落在变质岩的锶同位素比值变化范围内, 但低于其 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 平均比值。

表2 朝川组的锶同位素组成

Table 2. Strontium isotope composition of Caochuan Formation

样品号	样品名称	Sr (ppm)	$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}$
Hc-1	钙质结核	134.16	0.7298
Hc-2	钙质结核	155.81	0.7227
Hc-3	钙质结核	149.18	0.7367
Hc-4	钙质结核	226.60	0.7186
Tc-1	钙质结核	113.85	0.7277
Tc-2	灰岩	104.62	0.7239
Zc-1	钙质结核	267.79	0.7192
Zc-2	灰岩	374.62	0.7137
Hs-1	粉砂质泥岩	224.19	0.7199
Hs-2	泥质粉砂岩	41.92	0.7640

(由宜昌地矿所用MAT 260质谱计测定)

表3 磨石山群火山岩铷、锶测定结果

Table 3. Rubidium and strontium determinations of volcanic rocks of Moshishan Gr up

样品	岩性	样品名称	^{87}Rb (ppm)	^{86}Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	等时线处理结果
Po34	霏细岩	全岩	48.55	12.96	3.747	0.7138	$(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}})$ 初始值为 0.7089 ± 0.0021 ; 年龄值为 $140 \pm 14\text{Ma}$; 相关系数为 0.9752; 年龄计算采用 $\lambda = 1.42 \times 10^{-11}\text{a}^{-1}$
Po35	流纹斑岩	全岩	71.64	13.62	5.259	0.7207	
Po36	凝灰岩中熔岩球	全岩	56.78	6.293	9.025	0.7310	
Po37	晶屑凝灰岩	全岩	101.69	7.974	12.700	0.7300	
Po37-k	晶屑凝灰岩	钾长石	115.66	5.673	20.16	0.7499	
Po38	霏细岩	全岩	70.49	13.46	5.236	0.7217	
Po39	流纹斑岩	全岩	63.17	20.70	3.052	0.7139	

(据施实1979^[4])

表4 陈蔡群变质岩铷、锶测定结果

Table 4. Rubidium and strontium determinations of metamorphic rocks of Chencai Group

样号	样品名称	^{87}Rb (ppm)	^{86}Sr (ppm)	$\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}$	$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}$	等时线处理结果
TN101	含榴黑云片麻岩	98.77	10.47	9.4350	0.9224	$(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}})$ 初始比值为 0.7074 ; 年龄值为 1568.3Ma ; 相关系数为 0.985; 年龄计算采用 $\lambda = 1.42 \times 10^{-11}\text{a}^{-1}$
TN103	黑云斜长片麻岩	46.88	26.38	1.7762	0.7556	
TN105	含榴黑云角闪斜长片麻岩	56.96	17.81	3.1976	0.7826	
TN106	含榴黑云角闪斜长片麻岩	44.98	18.65	2.4122	0.7607	
TN107	黑云钾长片麻岩	63.95	16.41	3.8968	0.7743	
TN110	石榴角闪钾长片麻岩	62.51	14.20	4.4017	0.8148	

(据郑人杰, 1985)

表5 萤石成矿时期火山岩和变质岩的锶同位素组成

Table 5. Strontium isotope composition of volcanic and metamorphic rocks of fluorite-forming period

样号	样品名称	地层	Sr(ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	资料来源
Fo34	霏细岩	磨石山群	131.40	0.7126	据表3数据计算
Fo35	流纹斑岩		138.28	0.7141	
Fo36	凝灰岩中熔岩球		63.95	0.7179	
Fo37	晶屑凝灰岩		81.01	0.7215	
Fo37-k	钾长石		57.74	0.7289	
Fo38	霏细岩		136.64	0.7141	本文
Fo39	流纹斑岩		210.03	0.7119	
YJc-1	火山岩中灰岩		1419.30	0.7103	
YJc-2	火山岩中灰岩		844.59	0.7108	
Y-11	火山岩中灰岩			0.7085	
				平均0.7151	
TN101	含榴黑云片麻岩	陈蔡群d段	108.40	0.9103	据表4数据计算
TN103	黑云斜长片麻岩		268.75	0.7456	
TN105	含榴黑云角闪斜长片麻岩		181.97	0.7762	
TN106	含榴黑云角闪斜长片麻岩		190.04	0.7593	
TN107	黑云钾长片麻岩		167.45	0.7704	
TN110	石榴角闪钾长片麻岩		145.48	0.8021	
				平均0.7940	

表6 萤石的锶同位素组成和锶含量分析结果

Table 6. Strontium isotope composition and strontium analyses of fluorite

样号	矿床名称	围岩	Sr(ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Rb/Sr
YJF-1	杨家	火山岩夹沉积岩	56.73	0.7506	0.0037
YJF-3	杨家	火山岩夹沉积岩	38.89	0.7710	
YSF-1	余山头	火山岩	49.08	0.7433	
HF-1	荷叶塘	沉积岩	52.47	0.7661	
HF-2	荷叶塘	沉积岩	50.27	0.7594	
HF-3	荷叶塘	沉积岩	50.27	0.7578	0.0056
SF-1	陈岗	沉积岩	91.70	0.7345	
ZF-1	朱村	沉积岩	67.19	0.7326	
TF-1	塘头	沉积岩	42.24	0.7527	
NF-1	南山坑	火山岩	57.96	0.7619	
ZKF-1	竹坑	火山岩、变质岩	87.74	0.7306	
HXF-1	华溪	变质岩	59.95	0.7551	

(由宜昌地矿所用MAT260质谱计测定)

五、讨 论

1. 成矿流体中放射成因锶的来源: 萤石晶格中钙的位置可以有限地接受锶而不接受铷 (Deer等, 1966)^[6]。本文测定的两个萤石的Rb/Sr比值小于0.0056 (表6)。因此, 在萤石

晶出时圈闭在萤石中的锶同位素组成不会因添加放射成因的 ^{87}Sr 而发生明显改变。而且 ^{87}Sr 和 ^{86}Sr 在质量上的微小差异表明,在一种矿物从热液中沉淀期间, ^{87}Sr 和 ^{86}Sr 不会发生明显的分离(Faure, 1977)^[7]。这样,就可以把萤石的锶同位素组成看作是它们晶出时的成矿流体的锶同位素组成。表6中萤石的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值显著高于火山岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值。火山岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始值为0.7089^[4],萤石矿化年龄为70Ma左右。如果成矿流体中所有的放射成因锶都是选择性淋滤而来自火山岩,那么要达到从萤石中测量到的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值,就需要火山岩(或选择的主要矿物相,如钾长石)的Rb/Sr比值远高于表3所反映出的实际测量值,这显然是不可能的。同样,成矿流体中放射成因锶也不可能全部来自早白垩世沉积岩($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 平均值为0.7276)。由于萤石的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值一般都高于其火山岩和沉积岩围岩,而低于变质岩(表2、表5和表6),所以只有当成矿流体在火山岩、沉积岩和下伏变质岩中流动循环,才有可能为萤石(成矿流体)提供大量的放射成因锶。晚侏罗世火山岩和早白垩世沉积岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值近似,故取其平均值(0.7213)作为区内盖层岩石的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值。谢格洛夫(1980)^①和马里诺夫(1980)^②等认为萤石矿床中矿石的主要组分可能来自上地幔。考察地幔物质对萤石成矿的影响,我们取上地幔的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值为0.7050(Faure, 1977)^[7],并且设想区内萤石的锶同位素组成受来自基底(变质岩)、盖层(火山岩和沉积岩)和上地幔三种锶同位素的混合体系所控制。于是,移用Faure (1979)^[7]研究大洋水 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值的方法,可用下列方程表示:

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{Fr}} = \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{c}} + \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{b}} + \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{m}} \dots\dots\dots (1)$$

这里的 $\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{Fr}}$ 为萤石的锶同位素比值。等式右方依次分别代表盖层、基底和上地幔供给成矿流体的锶同位素比值。上角标c、b、m分别代表上述三种来源锶的供给比例。

将盖层、基底和上地幔的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 平均比值代入方程(1),就得到

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_{\text{Fr}} = 0.7213c + 0.7940b + 0.7050m \dots\dots\dots (2)$$

用图2表示这个方程,萤石的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值就被限定在0.7050到0.7940的范围之内。将表6中萤石的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值投于图2上,所获得的萤石(成矿流体)中三种锶来源的比例列于表7。从表7可以看出,对于大多数萤石样品来说,其中锶的40—50%左右是由基底的前寒武纪变质岩提供的,来自盖层岩石和上地幔的锶不超过60%。

2. 矿质来源: 本区萤石成矿和晚侏罗世火山喷发碎屑物成岩作用之间的巨大时间差(>70Ma)似乎表明,成矿溶液中的溶质(F^- 、 Ca^{2+} 、 Sr^{2+} 等)可能主要是通过溶滤汲取作用从岩石中获得的。

锶同位素比值可以较好地反映热液中溶质(矿质)的来源^[8]。尤其是锶和钙在地球化学性质上的相似性,使得锶可以作为萤石中钙来源的示踪物^[9]。这样,表7估算的萤石锶同位素组成的混合比例也就间接地反映了萤石中钙不同来源的比例。

① A. И. 谢格洛夫(1980),《成矿分析原理》,叶敬仁(1984)译

② H. A. 马里诺夫(1980),论蒙古东部萤石矿化作用,叶有钟(1984)译

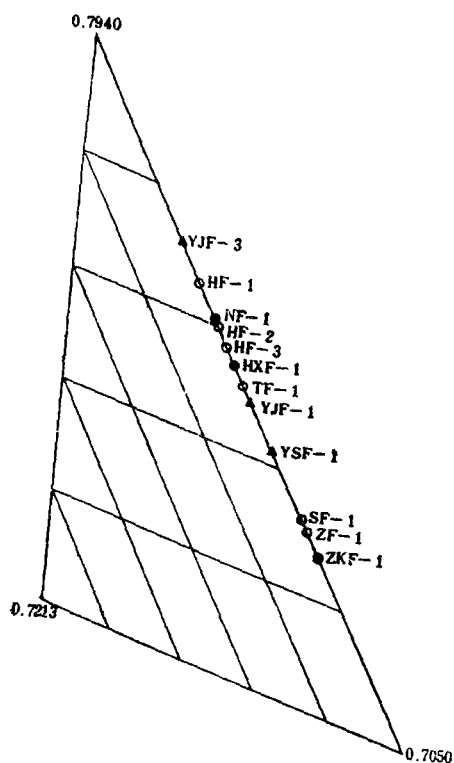


图2 武义—东阳地区萤石锶同位素组成的混合模式图
(样品号同表7)

Fig. 2. Mixed model for strontium isotope composition of fluorite from Wuyi—Dongyang area.

氟目前还没有这样的示踪物。但是在本区岩石中，锶的主要载体是一些含钙或钾的矿物（如斜长石、钾长石等），氟的携带矿物主要是一些含 OH^- 较高的层状硅酸盐矿物（如变质岩中的黑云母等）。在有些矿物中，锶和氟的含量都较高，如角闪石、磷灰石等。研究表明，这些含锶、氟矿物的溶滤稳定性依次为：角闪石 < 黑云母 < 斜长石 < 磷灰石 < 钾长石。因此，如果成矿溶液中的锶主要是通过溶滤汲取作用从岩石中获得的，那么在这个过程中，岩石里的氟也必然会被带入溶液中。因此，根据表8中的 F/Sr 和表7所列的三种锶的来源的比例，仍然可以对萤石成矿过程中各种氟来源的相对比例进行估算。估算结果（表9）表明，本区萤石中氟主要来源于基底的陈蔡群变质岩。

3. 萤石成矿机制：杨家萤石矿床矿脉中方解石的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值为 0.7102 ± 0.0002 [5]，这个数值和该矿床围岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值（灰岩为 $0.7085-0.7108$ ，火山岩为 $0.7119-0.7289$ ，见表5）相当接近，但明显不同于萤石的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值（ $0.7506-0.7710$ ，表6）。这表明，晶出萤石和方解石的溶液的组成是不同的。方解石中的锶（钙）几乎全部来自围岩；而萤石的锶同位素组成，如前所述，是受三种锶同位素的混合体系所控制，其中含有较多经过长距离运移的高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值锶（变质岩源锶）。

由于方解石是在热液作用的晚期阶段形成的，其晶出时间晚于萤石，所以萤石与方解石及其围岩在锶同位素组成上的差异，可以解释为，在热液作用过程中，由于溶液与围岩的锶同位素交换作用不断进行，溶液中围岩锶（钙）的比例是逐渐增高的。这样，随着溶液中的氟被不断消耗（萤石沉淀），钙含量相对地不断增高，到最终发生方解石晶出时，溶液便具有和围岩相似的锶同位素组成特征。

另一方面，氢、氧同位素资料（表10）表明，成矿流体中大气降水的成分也是随着热液活动的进程而增加的。例如，萤石包裹体水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值和 δD 值具有中生代地热水的氢氧同位素组成特征（图3），这是大气降水与岩石进行同位素交换而提高了 $\delta^{18}\text{O}$ 值的结果。方解石的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值均为较低的负值，说明在成矿晚期有大量雨水进入了热液系统。

综上所述，本区萤石矿床的形成可以认为主要是一种古地热水环流汲取成矿作用的结果。当大气降水沿断裂构造渗流到深部（变质基底），随着地热增温和区域构造活动的热效应而被加热，同时在渗流途中不断地溶滤吸取出岩石中的 F^- 、 Ca^{2+} 等成矿组分并与岩石进行同位

表 7 萤石锶同位素组成的混合百分比

Table 7. Mixing percentage of strontium isotope composition of fluorite

样号	盖层来源 (J _{3m} -K ₁)	基底来源 (An ₆ Ch)	上地幔来源
YJF-1	62—0	38—42	0—58
YJF-3	34—0	66—72	0—28
YSF-1	70—0	30—42	0—52
HF-1	42—0	58—66	0—34
HF-2	50—0	50—60	0—40
HF-3	52—0	48—57	0—43
SF-1	81—0	19—33	0—67
ZF-1	83—0	17—31	0—69
TF-1	59—0	41—51	0—49
NF-1	48—0	52—61	0—39
ZKF-1	87—0	13—28	0—72
HXF-1	55—0	45—54	0—46
平均值	60—0	40—50	0—50

素交换作用,还可能与来自深部的岩浆气液混合;成为富氟热水溶液向上运移。而浅部岩石中的大气补给水因温度低而不断向下流动,从而形成一个对流体系。经过深部循环加热上升的富氟(和钙)热水与在浅部富钙红层和火山岩中渗流形成的相对富钙的“冷”水不断混合,使溶液中F⁻、Ca²⁺浓度积增大,当温度、压力降低, pH值升高时,在这种环流活动的混合区内的有利空间便导致了萤石沉淀。这种古地热水环流汲取成矿作用模式如图4所示。

表 8 盖层、基底及上地幔的F/Sr比值

Table 8. F/Sr ratios of the cover, basement and upper mantle

结构层	F (ppm)	Sr (ppm)	F/Sr
盖层(J _{3m} -K ₁)	605	261	2.32
基底(An ₆ Ch)	910	177	5.14
上地幔	170①	120①	1.42

①据黎彤、郭范(1981)

表 9 萤石成矿中的氟来源百分比

Table 9. Percentage of various fluorine sources for fluorite mineralization

样号	矿床名称	盖层来源 (J _{3m} -K ₁)	基底来源 (An ₆ Ch)	上地幔来源
YJF-1	杨家	42—0	58—72	0—28
YJF-3	杨家	19—0	81—90	0—10
YSF-1	余山头	51—0	49—72	0—72
HF-1	荷叶塘	27—0	73—88	0—12
HF-2	荷叶塘	31—0	69—84	0—16
HF-3	荷叶塘	33—0	67—83	0—17
SF-1	陈岗	66—0	34—64	0—36
ZF-1	朱村	69—0	31—62	0—38
TF-1	塘头	39—0	61—79	0—21
NF-1	南山坑	29—0	71—85	0—15
ZKF-1	竹坑	75—0	25—58	0—42
HXF-1	华溪	36—0	64—81	0—19
平均值		43—0	57—76	0—24

表 10 杨家矿田萤石矿床的氢氧同位素组成

Table 10. Hydrogen and oxygen isotopic composition of fluorite deposits in the Yanjia orefield

矿床名称	矿物	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	均一化 温度(℃)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ (‰)	δD ① (‰)	资料来源
蒋马洞等	萤石			+1.3	-68	参考文献[3]
东寺山	萤石			+1.4		本文
杨家	萤石				-48.23	参考文献[5]
	萤石				-67.5	张惠堂等(1984)
	方解石	+4.2—+4.7	150±	-8.4—-7.9		张惠堂等(1984)
	方解石	+6.59	150±	-6.04		参考文献[5]

①包裹体水的测定值

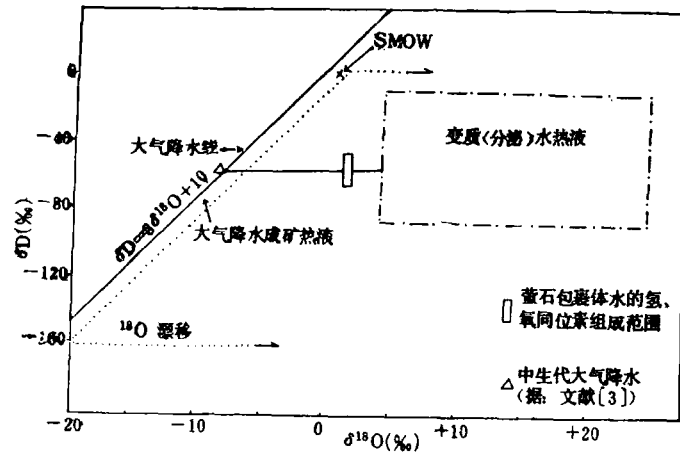
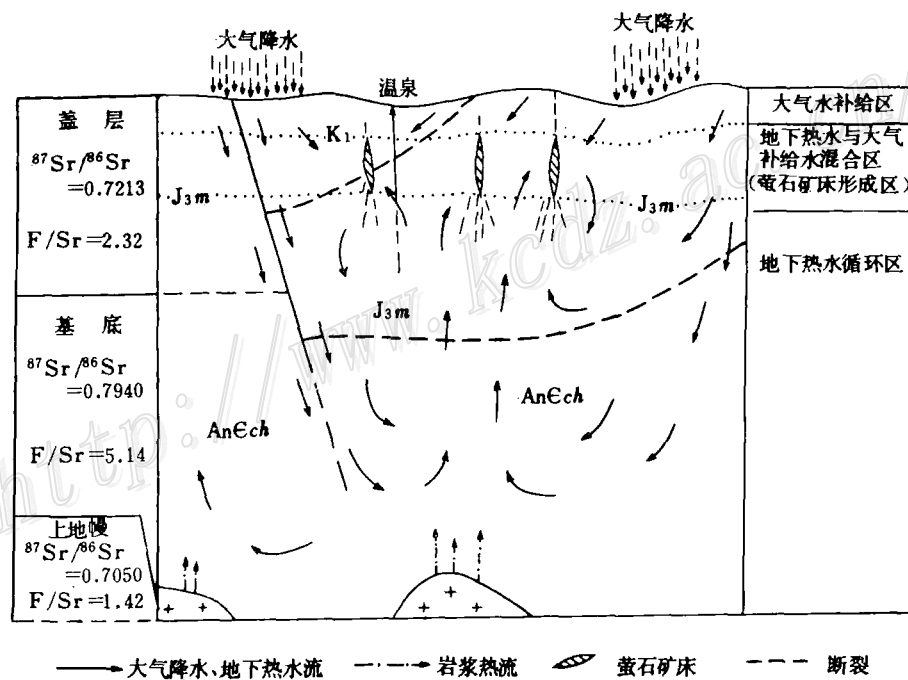
图3 杨家矿田萤石包裹体水的 $\delta^{18}\text{O}$ - δD 相关图Fig. 3. $\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$ versus $\delta\text{D}(\text{‰})$ diagram of water in fluorite inclusions of Yangjia ore field.

图4 古地热水循环汲取成矿示意图

Fig. 4. Schematic diagram showing mineralization through circulation and drawing of paleogeothermal waters.

六、结 论

1. 锶同位素资料及岩石的F/Sr比值表明, 萤石成矿过程中约 57—76% 的氟和 40—50% 的锶(钙)来自基底的陈蔡群(*An Cheng*)变质岩, 来源于上地幔的氟平均不超过 24%。这个结果证实, 陈蔡群变质岩是本区萤石矿床的主要矿源层。

2. 锶同位素和其它资料说明本区萤石矿床的形成主要与古地热水环流汲取作用有关。因此, 这些萤石矿床在成因上不属于火山热液矿床。

本文在写作过程中, 承蒙徐步台、胡永和工程师提出许多有益的建议; 覃加铭、徐永生工程师等完成了样品测试, 特此一并致谢。

参 考 文 献

- [1] 袁见齐、朱上庆、翟裕生, 1979 《矿床学》地质出版社
- [2] 胡受奚、周顺之、刘孝善、陈泽铭等 1982 《矿床学》(上册) 地质出版社
- [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] 施实 1979 浙江中生代酸性火山岩同位素地质年龄研究 地球化学 第1期
- [5] 曹俊臣 1985 初论中国层控萤石矿床分类及某些地球化学特征 地质与勘探 第7期
- [6] Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J., 1966, An introduction to the rock forming minerals. New York Longman press, pp. 511-515.
- [7] Faure, G., 1977, Principles of isotope geology. New York, John Wiley and Sons, pp. 97-146.
- [8] Norman, D. I. and Landis, G. P., 1983, Source of mineralizing components in hydrothermal ore fluids as evidenced by $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and stable isotope data from the Pasto Bueno deposit, Peru. Econ. Geol., Vol. 78, pp. 451-465.
- [9] Ruiz, J., Kesler, S. E. and Jones, L. M., 1981, Strontium isotopic geochemistry of fluorite mineralization from northern Mexico(abs.). American Abstracts with programs. Vol. 13, p. 514

STRONTIUM ISOTOPE GEOCHEMISTRY OF FLUORITE DEPOSITS IN WUYI-DONGYANG AREA, ZHEJIANG PROVINCE

Li Changjiang and Jiang Xuliang

(Zhejiang Institute of Geological Sciences, Hangzhou, Zhejiang)

Abstract

Fluorite deposits in Wuyi-Dongyang fluorite minerogenic area occur mostly in Late Jurassic volcanic rocks and secondarily in Early Cretaceous sedimentary rocks and metamorphic rocks of precambrian Chencai Group. Orebodies are unexceptionally in the vein-like form and fluorite mineralization has an age of some 70 Ma. The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of fluorite-related Late Jurassic
(下转接42页 to be continued on p.42)

the variation in trace element contents of the host rocks in the Dachang ore deposits with that of bedded chert and tourmalinite in some massive sulfide deposits as well as with that of sandstone, limestone and shale, the authors fail to reveal any significant regularities among them. However, according to cluster analysis with the Euclidean distance of the trace element composition based on eleven parameters including contents of the above eight elements and ratios of Zr/TiO_2 , Nb/Y , Ga/Sc , the geochemical classification of the host rocks in terms of the trace elements in the Dachang ore deposits shows markedly genetic significance: siliceous rocks, K-feldspar-rich rocks and tourmalinites could be classified as the group of exhalite-chert, and sericitic rocks and sericite-bearing feldspar-rich rocks could be assigned to the group of shales. Obviously, the geochemical characteristics of the trace elements, just like the REE characteristics, can provide new evidence for the role of exhalative processes in the formation of the Devonian host rocks in the Dachang tin-polymetallic ore field.

× × × × × × × × × × × × × ×

(上接74页 continued from p. 74)

volcanic rocks, Early Cretaceous sedimentary rocks and metamorphic rocks of Precambrian Chencai Group are respectively 0.7085—0.7289 (averagely 0.7151), 0.7137—0.7640 (averagely 0.7276) and 0.7456—0.9103 (averagely 0.7940). Fluorites from fluorite deposits in different types of wall rocks have fairly similar strontium composition, and $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios vary in the range of 0.7306—0.7710, with the average being 0.7500 or so. These data indicate that the strontium isotope composition of fluorite-forming fluids was controlled by mixed system of strontium isotopes derived from different sources. The three-component mixing model and F/Sr ratios of the rocks suggest that, during the mineralization of fluorite, about 57—76% F and 40—50% Sr (Ca) came from basement metamorphic rocks of Precambrian Chencai Group, while F derived from upper mantle did not exceed 24% on the average. This result demonstrates convincingly that metamorphic rocks of Precambrian Chencai Group is the main source bed for fluorite deposits in this area. $\delta^{18}O$ and δD values of water in fluorite inclusions are respectively +1.3—1.4‰ and -48.23—68.00‰, showing hydrogen and oxygen isotopic composition characters of geothermal water. It is believed from the above Sr, H, O isotopic data and field studies that, rather than being of volcanic hydrothermal origin, the fluorite deposits in this area should mainly attribute their formation to circulation and drawing of paleogeothermal waters.