

文章编号: 0258-7106(2002)04-0341-09

德兴斑岩铜矿成矿过程的氧、锶、钕同位素证据*

金章东^{1,2} 朱金初¹ 李福春^{1,3}

(1 南京大学地球科学系, 南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室, 江苏 南京 210093; 2 中国科学院南京地理与湖泊研究所, 江苏 南京 210008; 3 南京农业大学资源与环境科学学院, 江苏 南京 210095)

摘 要 为探讨德兴铜厂斑岩铜矿床成矿热液流体的来源、作用范围、时空演化及 Cu 在热液流体中的行为和迁移方向等重要问题, 对采集于该矿床南部不同蚀变程度的岩石进行了氧、锶、钕同位素分析。结果表明, 虽然与铜厂斑岩铜矿成矿过程有关的热液流体至少有 3 种, 包括高温岩浆流体、来自深部围岩的非岩浆流体和大气降水, 但是起主导作用的是岩浆流体。钕、锶同位素在空间上的变化表明, 在成矿流体形成及演化过程中, 锶同位素值由斑岩体内部向围岩接触带有规律地升高(0.705→0.711), 指示了矿床是因热液流体将成矿元素从岩体内部迁移到接触带附近富集而成的, 它符合斑岩铜矿的正岩浆模式。而钕同位素则相对稳定, 可作为蚀变侵入体岩浆起源的示踪剂。

关键词 地球化学 斑岩铜矿 成矿过程 热液流体 示踪 氧、锶、钕同位素 德兴

中图分类号: P579+.1; P618.41

文献标识码: A

越来越多的研究表明(Carten et al., 1988; Keith et al., 1988; Lowenstern, 1993), 热液流体对斑岩矿床的成矿起着主导作用, 因为斑岩型矿床并不是含异常高金属元素的岩体侵位后简单结晶的产物, 而是热液流体经过对流循环, 将岩浆中的金属聚集起来而成矿的。在此, 如何有效地确定热液流体的起源、演化及迁移途径成了认识斑岩成矿过程的关键。然而, 目前尚无法获得原始岩浆的物质组成, 而同位素示踪是探讨热液流体演化及其成矿过程的一个有效途径。

氧同位素组成反映了与成矿作用密切相关的热液流体的状态及其演化过程。在热液流体作用过程中, 锶同位素的迁移行为与成矿元素如 Cu, Mo 等的行为十分相似, 并且受岩浆流体的制约围岩中的锶同位素也将发生类似的迁移作用(De Paolo et al., 1982; Norman et al., 1983; Ruiz et al., 1984)。因此, 锶同位素组成的空间变化可用来指示携带成矿元素的流体的迁移行为和方向。钕同位素则相对稳定, 可示踪岩浆及流体的起源。如果这些放射成因同位素组成是已知的, 而且不同来源的同位素组成

是可以区分的, 那么利用不同蚀变岩石中的同位素组成就可以确定溶质的来源及携带溶质流体的迁移途径了(De Paolo et al., 1982; Farmer et al., 1984)。

德兴斑岩铜矿床具备探讨热液蚀变期间发生同位素组成分异的 3 个基本条件(Ruiz et al., 1984; Allegre et al., 1980): ①热液蚀变和成矿作用与 165 Ma 期间侵入的斑岩岩浆活动直接相关; ②成矿后基本没有发生明显的后生富集作用; ③侵入斑岩体和上元古界浅变质千枚岩存在明显不同的锶、钕同位素组成。本文以氧、锶、钕同位素为示踪剂, 探讨了德兴斑岩铜矿成矿过程的热液流体来源、演化途径及 Cu 等成矿元素在热液流体中的迁移方向和迁移程度。

1 铜厂斑岩体-矿体地质特征

德兴斑岩铜矿田位于扬子地台内江南台隆的南东边缘, 由铜厂、富家坞、朱砂红 3 个矿床构成。矿田内主要出露地层为上元古界九岭群九都组的浅变质沉凝灰岩、凝灰质千枚岩和绢云母千枚岩等。铜厂斑岩体呈岩株状, 地表出露面积约为 0.7 km² (图

* 本文得到国家自然科学基金(编号: 49733120, 40003001)和中国博士后基金资助

第一作者简介 金章东, 男, 1971 年生, 博士, 副研究员, 地球化学专业。

收稿日期 2001-11-01; 改回日期 2002-06-06。李 岩编辑。

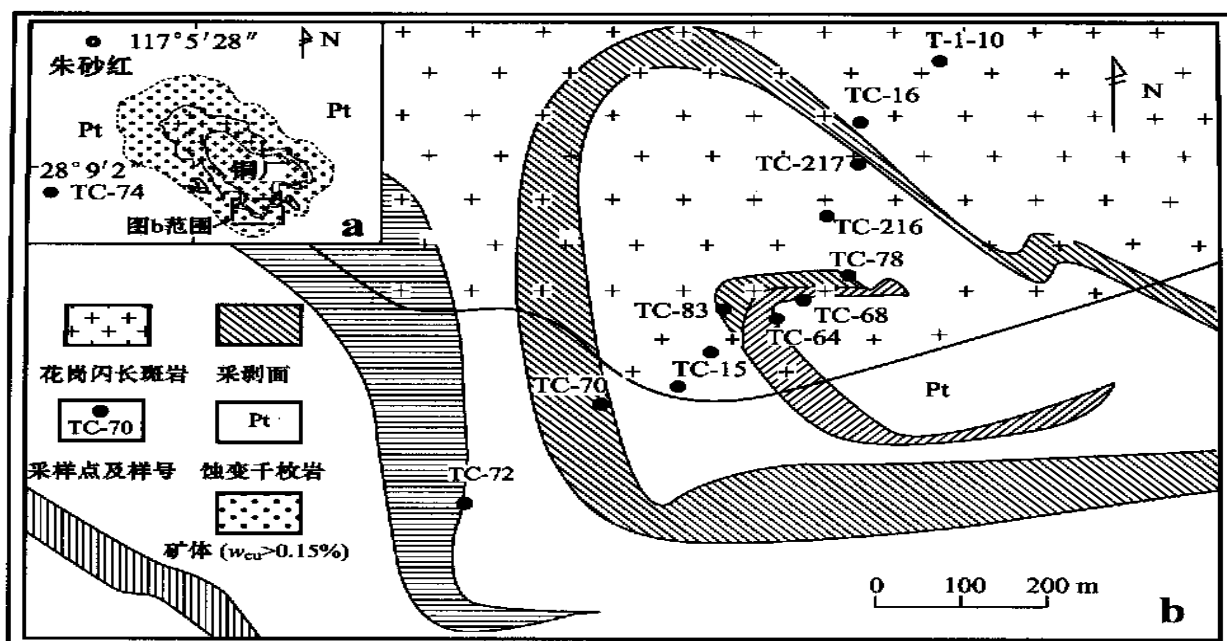


图1 铜厂斑岩铜矿床矿区地质简图及采样位置

Fig.1 Diagrammatic geological map of the Tongchang porphyry Cu deposit and sampling locations within the ore field

1)。主要铜矿体产于斑岩体顶部及浅部内外接触带中,空间形态呈倾向北西的空心筒状,平面上呈环形,产状基本与斑岩岩株相一致。矿体规模大,形态完整,上接触带厚度稳定,垂直延伸超过1 000 m,矿筒的最大外直径可达2 500 m,未矿化空心核直径为400~700 m。斑岩中矿体的规模和矿化品位均小于围岩中的铜矿体,两者储量之比约为1:2(朱训等,1983)。铜矿体主要产于硅化、绢云母化、伊利石化等叠加的蚀变带中,铜品位大于0.25%的矿体主要赋存于接触带附近。铜矿体的主要赋存空间是因岩浆侵入引发的岩石破裂强烈、渗透性较好的接触带附近,它是热液流体强烈聚集和活动的中心(朱训等,1983;郭新生等,1999)。发生矿化的同时还伴随着强烈的热液蚀变,热液蚀变类型与矿化强度呈一定的对应关系。矿化空间基本上与硅化-绢云母化带(强蚀变)、伊利石(绿泥石)化(中等蚀变)带相吻合。斑岩体中下部钾长石化-黑云母化和围岩的晚期绿泥石化-碳酸盐化带中矿化微弱,不构成矿体。

发育在铜厂斑岩体与围岩中的热液蚀变类型、矿化强度均以岩体核部未蚀变斑岩为中心,向岩体南北方向呈环带状对称分布,远离斑岩体矿化强度逐渐减弱,斑岩体中上部和接触带围岩都经受了强烈的热液蚀变和矿化作用。原岩内斜长石斑晶的破坏程度及蚀变矿物的形成温度、类型与含量是划分

蚀变带的主要依据。自斑岩体核部到围岩按形成时间和温度可划分为4个热液蚀变带:钾化带、绢云母-硅化带、伊利石化带和绿泥石-碳酸盐化带,后者叠加前者,形成了一个中心式多阶段复合矿化蚀变晕圈。其中,钾长石化和黑云母化为成矿前热液蚀变,绿泥石-碳酸盐化为成矿后蚀变类型,与铜矿化紧密共生的是发生在成矿主期的硅化和绢云母化及成矿晚期的伊利石化。

2 样品制备与测试

在铜厂矿区采集了14个岩石样品用于同位素分析(图1)。所有样品中,除TC-74和T-3-09外,其他12个样品是在铜厂矿体南部110~140 m剥采平台上从斑岩体中心至围岩间1 km的范围(垂直蚀变带)内采集的。T-3-09样品采自钻孔内地表下220 m处的微弱蚀变黑云母花岗闪长斑岩内。TC-74样品采自矿区西约2 km处,可代表基本未受斑岩体影响的新鲜围岩。所有样品都是经室内严格鉴定的新鲜蚀变岩,没有晚期的脉石矿物。

氧同位素质谱分析样品的制备采用常规的 BrF_5 法,在南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室内完成。首先在真空条件下从18 mg样品中提取 O_2 ,然后将得到的 O_2 与热碳棒反应转换成

CO₂, 再将收集到的 CO₂ 在 MAT252 质谱仪上测定¹⁸O/¹⁶O 同位素比值, 结果换算为 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$, 测试精度为(1 σ) $\leq 0.02\text{‰}$ 。锶、钕同位素分析是在南京大学现代分析中心的 VG-354 质谱计上测定的。锶同位素测定的标准采用 NBS987 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710310 \pm 12(2\sigma)$ 。钕同位素比值的测定采用质量分馏作用幂定律标准化, 以美国 LaJolla $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511864 \pm 9(2\sigma)$ 为测定标准值。同位素测定结果列于表 1 中。

3 结果与讨论

3.1 Sm-Nd 系统及 Nd 的稳定性

从表 1 中可以看出, 虽然靠近斑岩体接触界线

的绿泥石绢云母化斑岩 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 比值, $\epsilon_{\text{Nd}}(165\text{ Ma})$ 初始值略有变化(- 0.76 ~ - 3.60, 图 2), 但是蚀变斑岩的 Sm、Nd 浓度变化不大(表 1)。这是初始 Sm、Nd 浓度很低和 ^{147}Sm 半衰期长的缘故, 从而表明, 在热液蚀变过程中钕同位素基本稳定。它们之间存在的细小变化可能是 Sm、Nd 在流体迁移过程中由分馏作用引起的(Allegre et al., 1980), 也可能是围岩 Nd 混染的结果(沈渭洲等, 1999)。总之, 钕同位素资料表明在流体作用期间 Nd 的活动性较小。Nd 的惰性可能是由下列两种情况造成的(Allegre et al., 1980; Solomon et al., 1989): 一是富集 REE 的副矿物(如褐帘石、榍石等)在流体蚀变期间相对稳定; 二是 Nd 在热液流体中的溶解度非常低。因此未蚀变样品的 $\epsilon_{\text{Nd}}(165\text{ Ma})$ 值(- 1.0 左右) 可以看作

表 1 德兴铜厂斑岩铜矿氧、锶、钕同位素测定结果

Table 1 Oxygen, strontium and neodymium isotopic data from the Tongchang porphyry copper deposit, Dexing

采样位置	样 号	岩 性 描 述	Sm	Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd (±2σ)	ε _{Nd}
钻 孔 岩体中心	T-3-09	弱蚀变黑云母斑岩	8.821	55.89	0.09546	0.12391 ±18	- 2.69
	T-1-10	角闪石黑云母斑岩	6.993	48.25	0.08768	0.51454 ±14	- 1.29
	TC-16	弱蚀变黑云母斑岩	3.539	22.64	0.09457	0.51289 ±16	- 0.76
	TC-217	钾长石化黑云母化斑岩	3.012	20.57	0.08861	0.512473 ±24	- 0.94
↓	TC-216	钾长石化黑云母化(绢云母化)斑岩	1.210	8.014	0.09134	0.512406 ±22	- 2.31
	TC-78	绢云母化硅化(绿泥石化碳酸盐化)斑岩	2.381	14.05	0.10040	0.512376 ±15	- 3.08
	TC-68	硅化绢云母化(碳酸盐化)斑岩	3.368	19.12	0.10590	0.512394 ±22	- 2.85
	接触带	TC-64	绿泥石化绢云母化斑岩	-	-	-	-
↓	TC-83	绢云母化绿泥石化碳酸盐化斑岩	4.153	25.96	0.09632	0.512355 ±19	- 3.41
	TC-15	绿泥石化绢云母化硅化斑岩	-	-	-	-	-
	TC-81	绢云母化硅化绿泥石化碳酸盐化斑岩	2.459	15.17	0.09805	0.512347 ±18	- 3.60
	TC-70	硅化千枚岩	-	-	-	-	-
↓	TC-72	绿泥石化千枚岩	-	-	-	-	-
	围岩	TC-74	浅变质千枚岩	-	-	-	-

采样位置	样 号	Rb	Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr(±2σ)	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	ε _{Sr}	迁入 Sr/ %	δ ¹⁸ O/ ‰	w _{Cu} / %
钻 孔 岩体中心	T-3-09	97.18	1318.0	0.217	0.70859 ±2	0.70809	53.6	42	8.17	0.0302
	T-1-10	74.25	638.2	0.342	0.70586 ±4	0.70508	10.7	0	6.89	0.0037
	TC-16	72.32	734.3	0.278	0.70719 ±9	0.70656	31.7	21	8.62	0.0048
	TC-217	116.70	260.3	1.316	0.70835 ±2	0.70533	13.6	3	7.02	0.1023
↓	TC-216	112.40	725.6	0.456	0.70851 ±3	0.70746	44.5	33	7.15	0.1007
	TC-78	179.40	337.5	1.535	0.71138 ±4	0.70790	49.3	39	9.88	0.1170
	TC-68	125.10	849.7	0.424	0.70953 ±6	0.70857	60.1	49	7.75	0.0247
	接触带	TC-64	73.20	199.7	1.055	0.71131 ±9	0.70892	63.5	54	7.68
↓	TC-83	200.70	141.8	4.094	0.71862 ±8	0.70933	66.9	59	6.47	0.0306
	TC-15	87.34	54.2	4.697	0.71981 ±3	0.70916	66.1	57	7.70	0.1780
	TC-81	141.60	32.3	12.890	0.74013 ±4	0.71092	79.1	82	8.09	0.4532
	TC-70	229.30	47.9	13.980	0.74322 ±6	0.71151	-	- 10	7.49	0.3411
↓	TC-72	16.51	284.9	0.164	0.71162 ±9	0.71124	-	- 14	8.21	0.0013
	围岩	TC-74	40.12	202.3	0.552	0.71348 ±6	0.71223	-	0	10.05

注: ①计算公式: $\epsilon_{\text{Nd}}(165\text{ Ma}) = [(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{岩石}} / (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{陨石}} - 1] \times 10^4$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{陨石}} = 0.512638$, $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{陨石}} = 0.1967$; ② $\epsilon_{\text{Sr}}(165\text{ Ma}) = [(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{岩石}} / (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{陨石}} - 1] \times 10^4$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{陨石}} = 0.7045$, $(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_{\text{陨石}} = 0.0827$; ③“-”为未测。

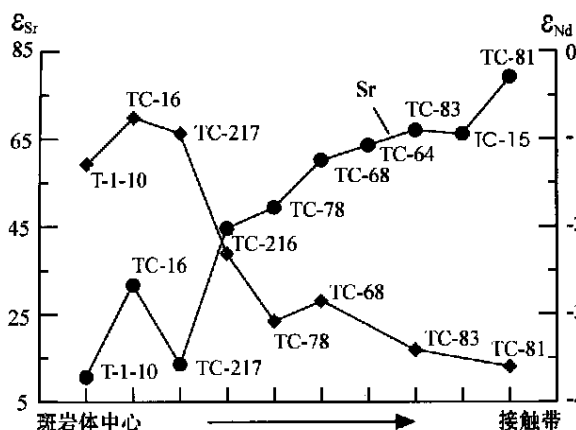


图2 铜厂斑岩铜矿床蚀变岩石锶、钕同位素空间变化示意图

Fig. 2 Sketch map showing spatial variation of both Sr and Nd isotopes in altered rocks from the Tongchang deposit

是斑岩在蚀变前的同位素组成近似值,而钕同位素可以作为蚀变侵入岩体岩浆起源的可靠指示剂。

3.2 Rb-Sr 体系与 Sr 的迁移

与 Sm、Nd 不同,蚀变岩的 Rb、Sr 含量、 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 存在明显差别。未蚀变浅变质千枚岩的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 均比新鲜斑岩的高(表1)。在斑岩体与围岩接触带的附近,蚀变斑岩和围岩的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值随着铜矿化的增强而逐渐增大(图2),浅变质千枚岩的

$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 逐渐接近斑岩的组成。蚀变斑岩和围岩的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 呈两种相反的变化趋势:从斑岩体内部到接触带,蚀变斑岩的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 呈总体增加的趋势;而蚀变围岩则明显地随着接近斑岩体由 0.71223 降低到 0.71151(表1)。与弱蚀变带相比,接触带附近强绢云母化、硅化带的蚀变岩 Sr 含量 $(32 \times 10^{-6} \sim 48 \times 10^{-6})$ 明显降低。季克俭等(1989)所得的围岩 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值在空间上也有类似的变化趋势。

判别原始岩浆起源及演化的一个有用工具是 ϵ_{Nd} 、 ϵ_{Sr} 图(图3)。由图3可见,铜厂斑岩的 ϵ_{Nd} 和 ϵ_{Sr} 都落在第 IV 象限内,钕同位素组成的变化较小,而锶同位素组成的变化幅度较大,且蚀变越强, ϵ_{Nd} 越小, ϵ_{Sr} 越大。但是,弱蚀变的角闪石黑云母花岗岩闪长斑岩(T-1-10)和钾长石黑云母化斑岩(TC-217)两个样品的 ϵ_{Nd} 和 ϵ_{Sr} 值则落在“地幔系列”内(DePaolo et al., 1979)(图3),显示铜厂岩浆的壳-幔混合成因。通过与区域内分布的中-新元古代时期双桥山群基底变质岩(沈渭洲等,1999)Nd 模式年龄(1.1 ~ 1.7 Ga)、 ϵ_{Nd} 值(-6.8 ~ -1.6)和 I_{Sr} 值(0.7063 ~ 0.7122)及地幔 Sr、Nd 组成($\epsilon_{\text{Nd}} = -5 \sim 5$, $I_{\text{Sr}} = 0.704 \pm 0.02$, DePaolo et al., 1979)对比,可以推测铜厂斑岩可能是由基底变质岩与部分地幔组分混合熔融形成的。

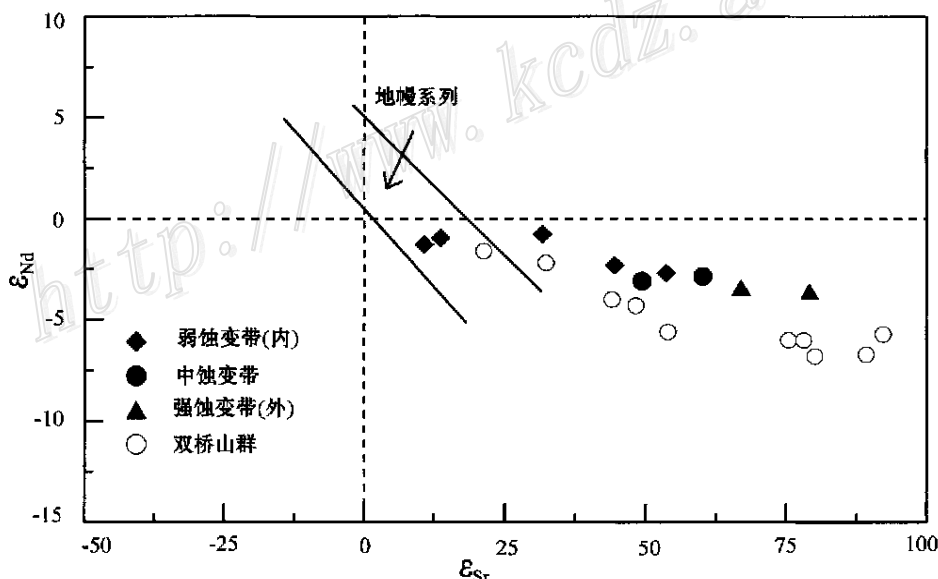


图3 铜厂花岗闪长斑岩的 ϵ_{Nd} 和 ϵ_{Sr} 图

两条斜线内为“地幔系列”的 ϵ_{Nd} 和 ϵ_{Sr} 组成(DePaolo et al., 1979)。双桥山群岩 ϵ_{Nd} 和 I_{Sr} 组成来自沈渭洲等,1999

其中 T-1-10, TC-217 两个样品的 ϵ_{Nd} 和 ϵ_{Sr} 值落在地幔系列内

Fig. 3 The ϵ_{Nd} and ϵ_{Sr} values of Tongchang granodiorite-porphyry

那么,对于没有经历后期岩浆侵入和次生富集作用的铜厂斑岩体系来说,锶同位素的变化是什么机制引起的呢?是蚀变作用之前斑岩本身的化学成分和同位素组成的不均一还是在流体作用期间 Rb, Sr 的活化迁移?这两种可能是很容易加以区别的。我们已经知道铜厂斑岩 Rb-Sr 同位素等时线年龄约为 165 Ma,因此,如果在流体蚀变作用过程中斑岩没有发生过同位素迁移,那么所有样品在图 4 中应该构成一条直线,且与 165 Ma 等时线相重合。

由图 4 可知,蚀变岩石的同位素比值没有落在 165 Ma 等时线上,蚀变越强偏离越远,说明在热液流体作用期间斑岩体系的 Rb-Sr 系统曾开放,因而有外来放射成因 Sr 的干扰(计算得到的等时线年龄为 60 Ma,与岩浆侵入时代相差太大,也不可能为热液蚀变年龄,显然没有意义)。由此可见,蚀变矿化斑岩的 Rb, Sr 浓度和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值的变化不能被结晶后的放射衰变原理解释,它们并不是由矿化蚀变之前岩石的化学成分和同位素组成不均匀引起的,而是在流体循环作用下与富放射成因 Sr 的流体发生差异性部分交换的结果(De Paolo et al., 1982; Norman et al., 1983; Farmer et al., 1984)。同样,蚀变浅变质千枚岩的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值比外围新鲜围岩的(0.71223)低(表 1),表明在热液流体作用期间围

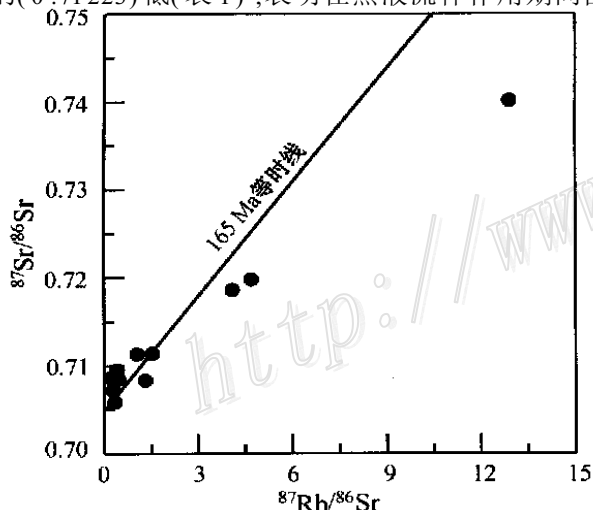


图 4 德兴铜厂花岗闪长斑岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 相关变化图

165 Ma 等时线根据 Keith 等(1980)作法和陈毓川等(1989)数据

Fig. 4 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ diagram of Tongchang granodiorite-porphyry

165 Ma isochron from data of Keith et al., 1980 and Cheng et al., 1989

岩的 Rb-Sr 体系也发生过开放。由蚀变斑岩的 Rb, Sr 浓度和 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 比值的变化来看,其 Rb-Sr 系统同时在两种作用下发生过开放:一是与流体中的放射成因 Sr 进行过交换,并且流体应具有高 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 的性质;二是 Rb 和 Sr 的分异作用,造成 Rb/Sr 比值的变化。

3.3 成矿流体的氧同位素组成和演化

前人根据流体氢、氧同位素资料,认为德兴斑岩铜矿的形成主要是岩浆流体和大气降水两种流体作用的结果(朱训等,1983;季克俭等,1989;张理刚等,1996),相应的成矿过程也有正岩浆模式和地下水对流模式两种观点。但是有关的研究只局限于铜厂斑岩铜矿床地表及上部的一般特征(郭新生等,1999;张理刚等,1996),缺少系统的、纵向的对比研究。同时,斑岩铜矿成矿流体的“两源论”似乎过于简单化,如 Bowman 等(1987)在对美国犹他州 Bingham 斑岩铜矿的研究中,发现成矿流体除岩浆流体和大气降水外,还含有高一中等盐度的岩浆流体和构造层间水组分。

与区域新鲜浅变质千枚岩($\delta^{18}\text{O}=12.3\text{‰}$, 张理刚等,1996)相比,德兴斑岩铜矿矿区外围浅变质千枚岩新鲜样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 值有所降低,且蚀变强度越大, $\delta^{18}\text{O}$ 值越小(表 1)。不论蚀变类型与蚀变强弱,浅部斑岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值总体比深部的高(图 5)。这种空间变化趋势可能由两种机制引起:一为不同温度下热液流体与岩石在蚀变过程中发生同位素交换;二为岩浆结晶分异。然而,后者往往只造成原岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值较小幅度的变化(Taylor, 1968; Norman et al., 1991)。铜厂蚀变斑岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化区间很大,为 $5.43\text{‰} \sim 10.86\text{‰}$ 。并且,与其原始岩浆的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ 值(约为 8.36‰ , 表 1 及张理刚等,1996)相比,斑岩全岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值在纵向上可归为 3 个不同的区段(图 5):①标高 0~80 m 之间,样品接近原始岩浆 $\delta^{18}\text{O}$ 值;②标高 80 m 以上,经受不同类型蚀变的斑岩样品 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化区间很大,相对于原始岩浆来说,既有富集 ^{18}O 的,也有亏损 ^{18}O 的;③标高 0 m 以下,未蚀变或弱蚀变斑岩样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 值均一,相对原始岩浆组成均亏损 ^{18}O , $\delta^{18}\text{O}$ 集中在 $6.8\text{‰} \pm 0.5\text{‰}$ 范围内(图 5)。铜厂成矿体系中富集 ^{18}O 和亏损 ^{18}O 的岩石共存的现象显然不是简单的雨水-热液交换的结果。因为在与低 ^{18}O 的大气降水(初始 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 约为 $-7\text{‰} \sim -14\text{‰}$)的交换作用过程中,蚀变岩石和矿物都将比原始岩浆相对亏损 ^{18}O ,这将导致低 $\delta^{18}\text{O}$ 值的蚀变

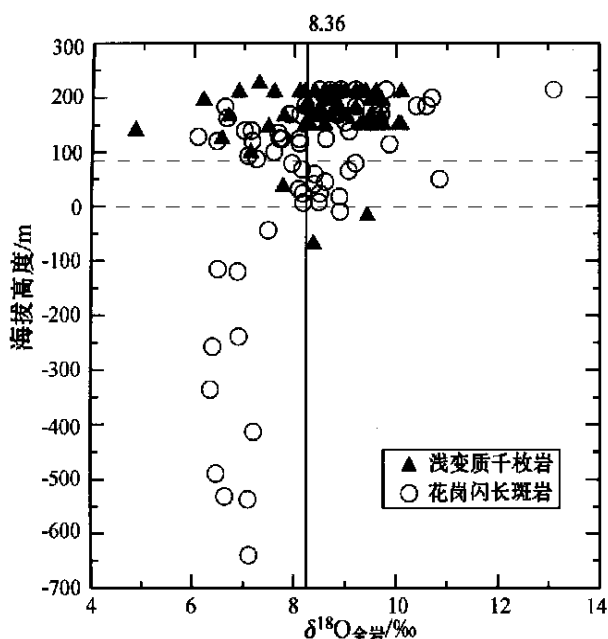


图5 铜厂花岗闪长斑岩和浅变质千枚岩全岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值随深度变化图

数据来自朱训等(1983), 季克俭等(1989), 张理刚等(1996), 郭新生等(1999)和本研究

Fig. 5 Variation of whole-rock oxygen isotope compositions in the Tongchang orefield with depth

侵入岩大量存在于大陆壳内的热液体系中 (Taylor, 1968; Sheppard et al., 1971)。因此, 铜厂矿床全岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值的空间变化特征必然与受温度、水/岩比和水-岩交换过程控制的不同热液流体环境有关。

在热液流体作用过程中, 花岗质岩石与流体之间的 ^{18}O 配分关系为:

$$10^3 \ln \beta = A \times 10^6 / T^2 + B \times 10^3 / T + C \quad \dots (1)$$

其中 $A = 6.579$, $B = 8.687$, $C = -3.98$ 。根据(1)计算, 在 $200 \sim 250^\circ\text{C}$ 之间的岩浆水与岩石交换后蚀变岩石的 $\delta^{18}\text{O}$ 值接近于原始岩浆组成, 即 $\Delta \approx 8.36$ 。流体包裹体资料表明, 在此温度下铜厂成矿体系处于成矿作用的晚期阶段, 并已有大气降水参与 (金章东等, 2000)。由于热液流体由下至上运移, 最后聚集在由于岩浆侵入造成的破碎带中, 充分的水-岩交换必然使岩石与流体之间达到氧同位素交换平衡, 标高 $0 \sim 80$ m 之间的斑岩样品的 $\delta^{18}\text{O}$ 值基本接近原始岩浆初始值 (图 5), 且与斑岩体中上部强矿化部位相吻合 (朱训等, 1983)。因而此区段可推断为各种热液流体聚集并强烈活动的空间, 不但可能达到水-岩同位素交换平衡, 而且由于流体间的混合作用导致成矿流体物理化学状态改变, 从而发生锶同位

素卸载和沉淀成矿作用。

而低于标高 0 m 以下的深部的未/弱蚀变花岗闪长斑岩则相对亏损 ^{18}O ($\Delta < 8.36$), 并且 $\delta^{18}\text{O}$ 值十分均一, 集中在 $6.8\text{‰} \pm 0.5\text{‰}$ (图 5), 比岩浆原始 $\delta^{18}\text{O}$ 值低 1.5‰ 左右。这是在更高温度下 ($> 300^\circ\text{C}$) 斑岩-流体之间发生的氧同位素交换造成的。那么, 深部花岗闪长斑岩如此氧同位素的变化是不是大气降水作用的结果呢?

在高温 ($> 300^\circ\text{C}$) 条件下沿亚固相线进行的热液蚀变是以 $m_{\text{水}}/m_{\text{岩石}} < 1.0$ 为特征的 (Taylor et al., 1979)。如果只考虑温度对氧同位素的影响, 假设矿区中生代雨水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $-7\text{‰} \sim -12\text{‰}$ (张理刚等, 1996), 那么大气降水的同位素交换作用可使斑岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值降低 $5\text{‰} \sim 10\text{‰}$ (Taylor et al., 1979), 而不是均一地降低 1.5‰ 左右。根据(1)可知, 温度越高, 岩石将越亏损 ^{18}O , 而流体越富集 ^{18}O 。因此, 铜厂深部斑岩氧同位素的降低不可能是大气降水流体作用的结果。

这里要求在岩浆侵入体的深部有一种比雨水更富集初始 ^{18}O 的热液流体与斑岩发生交换, 因为只有这样才造成深部斑岩普遍偏低, 但降低幅度只有 1.5‰ 左右的 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化。

一种可能就是初始 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 0 左右的海水。海水与雨水的最大差别在于它和原始岩浆的 $\delta^{18}\text{O}$ 值相差较小, 为 8‰ 左右 (雨水与后者之差为 $15\text{‰} \sim 20\text{‰}$)。在较高的温度条件下, 火成岩及围岩与海水发生热液交换后将亏损 ^{18}O (Taylor, 1968; Taylor et al., 1979)。但是热液流体低的负 δD 值 (张理刚等, 1996) 和铜厂斑岩体侵入时所处的古陆边缘地质环境 (朱训等, 1983; 陈毓川等, 1989) (地表水为雨水) 表明德兴斑岩铜矿的成矿流体不可能为纯海水。

另一种可能就是来自围岩中的非岩浆源流体, 如起源于雨水和/或海水的建造水。在富 ^{18}O 和高 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i (0.71223) 比值的中元古代围岩中, 长时间的成岩、变质作用过程中发生的同位素交换完全可以形成这种比雨水更富集初始 ^{18}O 的流体 (Norman et al., 1991)。这种高 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 的非岩浆源流体初始 $\delta^{18}\text{O}$ 值可以在 $-0.5\text{‰} \sim +0.5\text{‰}$ 之间。它是在岩浆侵入的早期从深部沿接触带进入岩体的。经过高温 ($> 300^\circ\text{C}$)、低 $m_{\text{水}}/m_{\text{岩}}$ (< 1.0) 环境下的同位素交换, 岩石发生中等蚀变及 $\delta^{18}\text{O}$ 均一降低至 $+6.8\text{‰}$, 而非岩浆流体本身的 $\delta^{18}\text{O}$ 值可以增大到 $+2\text{‰} \sim +9\text{‰}$ 。

在浅部,金属沉淀后的低 ^{18}O 的混合热液流体发生水-岩反应,如晚期绿泥石化-碳酸盐化普遍叠加在其他早期蚀变带上,蚀变斑岩和蚀变千枚岩样品 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化区间很大,可能与浅部强烈的碳酸盐化有关;斜长石在温度降低到 $150\sim 200\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时还蚀变形成绿泥石化。雨水和岩浆岩之间存在的大的 $\delta^{18}\text{O}$ 值差势必造成蚀变岩石亏损 ^{18}O 。与蚀变千枚岩中绿泥石平衡的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为 $-4.86\text{ }_{\text{‰}}$,反映了大气降水的特征,它是由大气降水参与的晚期热液流体蚀变的产物。因此浅部斑岩样品 $\delta^{18}\text{O}$ 值存在较大的变化区间($5.43\text{ }_{\text{‰}}\sim 13.1\text{ }_{\text{‰}}$),它是多种交换反应后的综合反映,即所谓的“同位素老化”(isotopic aging)。

因此,铜厂斑岩体系在成矿过程中至少存在 3 种不同来源的热液流体,包括高温岩浆流体、来自深部围岩的非岩浆流体和大气降水。铜厂斑岩中 ^{18}O 富集与亏损共存的现象就是这 3 种不同来源的热液流体在不同温度和水/岩比环境下与岩石发生交换反应造成的。

3.4 放射成因 Sr 对成矿元素迁移的示踪

在流体势作用下,热液流体由深部向浅部、由内部向接触带运移。随着热液流体的向上及侧向运移,热液流体最终聚集到斑岩体顶部和上盘接触带上,并造成强烈矿化和蚀变。蚀变花岗闪长斑岩的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 比值从斑岩体内部向接触带的逐渐增高正是由这种热液流体作用造成的,并且这种热液流体应相对富放射成因 Sr (Depaolo et al., 1982; Allegre et al., 1980)。上述氧同位素资料已表明,在岩浆上侵过程中,有一种来自围岩、富放射成因 Sr 的非岩浆源流体从深部加入岩浆流体中,形成混合热液流体向上运移。随后与富含铜的岩浆不混溶流体相混合,最后聚集于上接触带部位并与携带少量放射成因 Sr 和贫 ^{18}O 的大气降水相混合。由于流体混合后物理-化学性质的改变,在上接触带发生了强烈的矿化和蚀变作用,这里也必然是热液流体中富放射成因 Sr 的卸载最多的空间,从而造成了从斑岩体内部到接触带,随着矿化程度的增强, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 比值逐渐增大(图 2)。这也就是为什么靠近接触带的蚀变围岩比外围浅变质千枚岩 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比值相对低的原因。反之,也证实了来自围岩的非岩浆源流体的参与作用。

在此,利用斑岩和千枚岩在蚀变作用前的同位素组成估算值,可以大致地计算出一定体积的蚀变

岩石内 Sr 发生迁移的相对比例。计算中,采用基本未蚀变的角闪石黑云母花岗闪长斑岩(T-1-10)和新鲜千枚岩(TC-74)的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 作为端员同位素组成。结果表明,在靠近斑岩岩株中心的钾长石化-黑云母化蚀变带中有 $3\%\sim 33\%$ 的放射成因 Sr 是迁移进来的,而在硅化-绢云母化等蚀变带中有 $39\%\sim 59\%$,在接触带最高可达 82% 的迁移量(表 1)。从斑岩体内部向接触带,放射成因 Sr 的迁移距离可达 $500\sim 700\text{ m}$ 。与之相对,在靠近接触带的数米范围内绿泥石化硅化千枚岩只有 $10\%\sim 14\%$ 的放射成因 Sr 发生迁移,表明在浅部循环的大气降水向接触带运移过程中也可能携带了一部分 Sr 进入岩体,并造成了浅部岩石的贫 ^{18}O 。但与岩浆水和深部非岩浆流体作用相比,大气降水造成的迁移量要小得多,下部围岩则可能会有更大的 ^{87}Sr 迁移量。因此,发生了强烈热液蚀变的斑岩中 ϵ_{Sr} 值增大(图 3),这主要是来自围岩的非岩浆流体由深部进入岩体并与岩石发生交换造成的。

虽然 Cu 和放射成因 Sr 均是随混合热液流体一道由深部向浅部及侧向(接触带)迁移,并与岩石发生交换后沉淀的,但是,与主要来自岩浆本身的成矿元素 Cu 不同,放射成因 Sr 是由非岩浆热液流体从深部进入富放射成因 Sr 的围岩而带入斑岩体系的。由此可见,锶同位素可成为推测或确定古热液流体体系活动及示踪成矿元素迁移的有效手段。

当然,模拟放射成因 Sr 在流体中的迁移机理(包括扩散-渗透-裂隙流)和它的迁移时间,仅仅依靠现有的资料是远远不够的。因为这类模式是时间-空间-矿物-流体配分系数的综合函数,它需要具体的流体中主要元素及微量元素的浓度、流体的流速、水-岩交换程度、岩石的渗透率和孔隙度等参数。其中,最重要的是要确定在放射成因 Sr 发生迁移的过程中混合热液流体与大气降水热液之间的相对比例,但是上述氧同位素资料表明大气降水主要与浅成岩石发生交换反应,并不起主导作用。因此,放射成因 Sr 的迁移行为主要是通过中、高温的混合热液流体完成的,这可以作为建立 Sr 迁移模式的一个重要限制条件。

4 结 论

根据流体动力学原理,在一个由正在冷凝结晶的浅成筒状岩体和水饱和围岩组成的热流体体系

中,在较深部位的相同标高处,热流体将因比重差异从围岩向岩体方向做侧向流动;在岩体范围内,垂直方向的压力梯度驱使热流体自下而上运移;而在浅部,由于爆破裂隙作用和压力的骤然下降,热流体会向岩体的上部和侧上部的减压带运移。在包含斑岩铜矿体在内的水平剖面上,则表现为热流体从岩体中心向侧部接触带的迁移,并造成强烈矿化和蚀变,其成矿物质主要来源于岩浆本身,即斑岩铜矿的正岩浆成因模式。

与德兴斑岩铜矿成矿过程有关的热液流体至少有 3 种,包括高温岩浆流体、来自深部围岩的非岩浆流体和大气降水。在热液流体活动过程中, Sr 有显著活动性而 Nd 活动性较小。锶同位素空间变化表明,在流体循环期间 Sr、Cu 的主要迁移方向为从岩株中心向接触带,并向外进入围岩。由于闪锌矿和方铅矿具有比黄铜矿低得多的沉淀温度,因此 Cu 矿体外围的 Pb、Zn 矿化晕(金章东等,2000)也进一步暗示了热液流体及其成矿元素的迁移方向。与其他斑岩铜矿一样,铜厂斑岩铜矿床在围岩中的金属储量比斑岩体中的要大得多(两者之比为 2:1,朱训等,1983),而蚀变斑岩的铜品位从斑岩体内部到接触带也逐渐增大(0.0048%→0.4532%)(表 1),这些都与形成斑岩铜矿的正岩浆成因模式相一致。锶同位素研究可成为推测或确定古热液流体体系活动及成矿元素迁移踪迹的有效手段。然而,并非所有的矿化斑岩都能分辨出锶同位素的迁移变化,因为在许多情况下矿化和未矿化的侵入体也具有一样的同位素组成(Farmer et al., 1984),如我国多宝山斑岩铜矿区、Arizona 南部地区矿化花岗闪长岩体的锶同位素组成都是均匀的(Farmer et al., 1984; 芮宗瑶等, 1984)。

References

- Allegre G J and Othman D B. 1980. Nd-Sr isotopic relationship in granitoid rocks and continental crust development: a chemical approach to orogenesis [J]. *Nature*, 286: 335 ~ 341.
- Bowman J R, Parry W T, Kropp W P, et al. 1987. Chemical and isotopic evolution of hydrothermal solutions at Bingham, Utah [J]. *Econ. Geol.*, 82: 395 ~ 428.
- Carten R B, Geraghty E P, Walker B M, et al. 1988. Cyclic development of igneous features and their relationship to high-temperature hydrothermal features in the Henderson porphyry molybdenum deposit, Colorado [J]. *Econ. Geol.*, 83: 266 ~ 296.
- Chen Y C, Pei R F, Zhang H L, et al. 1989. Rare-earth and nonferrous metal deposits related with the Nanling Mesozoic granites [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 1 ~ 508 (in Chinese).
- DePaolo D J and Wasserburg G J. 1979. Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43: 615 ~ 627.
- DePaolo D J, Manton W I, Grew E S, et al. 1982. Sm-Nd, Rb-Sr, and U-Th-Pb systematics of granulite facies rocks from Fyfe Hills, Enderby Land, Antarctica [J]. *Nature*, 298: 614 ~ 618.
- Farmer G L and DePaolo D J. 1984. Origin of Mesozoic and Tertiary granite in the western United States and implications for pre-Mesozoic crustal structure [J]. *J. Geophys. Res.*, 89: 10141 ~ 10160.
- Guo X S, Ji K J, Huang Y S, et al. 1999. The origin and evolution for the ore-forming fluids of Tongchang porphyry copper deposit, Dexing: Oxygen isotopic constrains of granodiorites [J]. *Geol. J. China Univ.* 5(3): 260 ~ 268 (in Chinese with English abstract).
- Ji K J, Wu X H and Zhang G B. 1989. Water and heat sources of hydrothermal deposits and their distribution [M]. Beijing: Beijing Sci. Tech. Press. 3 ~ 22 (in Chinese).
- Jin Z D, Zhu J C, Ni P, et al. 2000. Further discussion on the source of ore-forming materials in the Dexing porphyry copper deposit, Jiangxi Province [J]. *Geol. Rev.*, 46: 255 ~ 262 (in Chinese with English abstract).
- Keith J D and Shanks W C. 1988. Chemical evolution and volatile fugacities of the Pine Grove porphyry molybdenum and ash-flow tuff system, Southwestern Utah [J]. *Canadian Mining Metallurgy*, 39: 402 ~ 423.
- Lowenstern J B. 1993. Evidence for a copper-bearing fluid in magma erupted at the Valley of Ten Thousand Smokes, Alaska [J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 114: 409 ~ 421.
- 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 [J]. *Econ. Geol.*, 78: 451 ~ 465.
- Norman D K, Parry W T and Bowman J R. 1991. Petrology and geochemistry of porphyritic alteration at Southwest Tintic, Utah [J]. *Econ. Geol.*, 86: 13 ~ 28.
- Rui Z Y, Huang C K, Qi G M, et al. 1984. Porphyry copper (molybdenum) deposits of China [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 1 ~ 306 (in Chinese).
- Ruiz J, Jones L M and Kelly W C. 1984. Rubidium-strontium dating of ore deposits hosted by Rb-rich rocks, using calcite and other common Sr-bearing mineral [J]. *Geol.*, 12: 159 ~ 262.
- Shen W Z, Ling H F, Li W X, et al. 1999. Nd and Sr isotope study of granites in southeast China [J]. *Geol. J. China Univ.*, 5: 22 ~ 32 (in Chinese with English abstract).
- Sheppard S M F, Nielsen R L and Taylor H P Jr. 1971. Hydrogen and oxygen isotope ratios in minerals from porphyry copper deposits [J]. *Econ. Geol.*, 66: 515 ~ 542.
- Solomon G C and Taylor H P Jr. 1989. Isotopic evidence for the origin of Mesozoic and Cenozoic granitic plutons of the northern Great Basin [J]. *Geol.*, 17: 591 ~ 594.

- Taylor H P Jr. 1968. The oxygen isotope geochemistry of igneous rocks [J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 19: 1 ~ 71.
- Taylor H P Jr and Forester R W. 1979. An oxygen and hydrogen isotope study of the Skaergaard intrusion and its country rocks: A description of a 55 m. y. old fossil hydrothermal system [J]. *Petrol.*, 20: 355 ~ 419.
- Zhang L G, Liu J X, Chen Z S, et al. 1996. Hydrogen and oxygen evolution for water-rock system in super-huge Tongchang copper deposit, Jiangxi Province [J]. *Scientia Geologica Sinica*, 31(3): 250 ~ 263 (in Chinese with English abstract).
- Zhu X, Rui Z Y, Huang C K, et al. 1983. Dexing porphyry Cu deposits [M]. Beijing: Geol. Pub. House. 1 ~ 336 (in Chinese).

附中文参考文献

陈毓川, 裴荣富, 张宏良, 等. 1989. 南岭地区与中生代花岗岩有关

的有色及稀有金属矿床地质[M]. 北京: 地质出版社. 1 ~ 508.

郭新生, 季克俭, 黄耀生, 等. 1999. 德兴斑岩铜矿成矿热液的来源及其演化[J]. *高校地质学报*, 3: 260 ~ 268.

季克俭, 吴学汉, 张国柄. 1989. 热液矿床矿源水源和热源及矿床分布规律[M]. 北京: 北京科技出版社. 3 ~ 22.

金章东, 朱金初, 倪培, 等. 2000. 再论德兴斑岩铜矿成矿物质来源[J]. *地质论评*, 46: 255 ~ 262.

芮宗瑶, 黄崇珂, 齐国明, 等. 1984. 中国斑岩铜(钼)矿床[M]. 北京: 地质出版社. 1 ~ 306.

沈渭洲, 凌洪飞, 李武显, 等. 1999. 中国东南部花岗岩 Nd-Sr 同位素研究[J]. *高校地质学报*, 5: 22 ~ 32.

张理刚, 刘敬秀, 陈振胜, 等. 1996. 江西德兴铜矿水-岩体系氢氧同位素演化[J]. *地质科学*, 31: 250 ~ 263.

朱训, 芮宗瑶, 黄崇珂, 等. 1983. 德兴斑岩铜矿床[M]. 北京: 地质出版社. 1 ~ 336.

O, Sr and Nd Isotopic Tracing of Ore-forming Process in Dexing Porphyry Copper Deposit, Jiangxi Province

Jin Zhangdong^{1,2}, Zhu Jinchu¹ and Li Fuchun^{1,3}

(1 Department of Earth Sciences, State Key Laboratory for Research of Mineral Deposits, Nanjing University, Nanjing 210093, Jiangsu, China; 2 Nanjing Institute of Geography & Limnology, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 210008, Jiangsu, China; 3 School of Resource and Environment Sciences, Nanjing Agriculture University, Nanjing 210095, Jiangsu, China)

Abstract

To understand the sources, evolution process and transportation behavior of ore-forming fluids in the Tongchang porphyry copper orefield, Dexing County, the authors have studied such independent isotopic compositions as oxygen, strontium and neodymium in altered rocks from the southern part of the Tongchang deposit. According to oxygen and strontium isotope variations in the Tongchang porphyry system, at least three types of hydrothermal fluids were detected: the magmatic fluid, the deep-seated nonmagmatic fluid and the meteoric water. The magmatic fluid played a decisive role in the ore-forming process. Spatial Sr and Nd isotopic variation shows a gradual increase of Sr isotopic composition from the interior to the contact zone within Tongchang porphyry body (from 0.705 to 0.711), which suggests that the ore-forming elements including copper were transported by hydrothermal fluids from parent magma upwards and along the contact zone with the wall rocks, forming ores along the contact zone and in the shallow portion of the porphyry cupola. This accords with the model of orthomagmatic genesis for porphyry copper deposit. Nd isotope composition, however, is relatively stable during the hydrothermal fluid-rock interaction, and hence can serve as a tracer for magmatic origin of ore-forming fluids.

Key words: geochemistry, porphyry copper deposit, O, Sr, Nd isotopes, ore-forming process, hydrothermal fluid, tracer