西藏玉龙斑岩铜矿含矿斑岩中石英斑晶的成因*

Genesis of Quartz Phenocrysts in Ore-bearing Porphyry
of Yulong Porphyry Copper Deposit, Tibet

陈文明 盛继福 曲晓明

(中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037)

Chen Wenming, Sheng Jifu, Qu Xiaoming

(Institute of mineral resources, Chinese academy of geological sciences, Beijing 100037, China)

摘要 西藏玉龙斑岩铜矿含矿斑岩的石英斑晶含丰富的原生流体包裹体, 缺乏(未见)熔融包裹体, 且流体包裹体具明显的饱和及过饱和盐水-蒸气沸腾流体包裹体组合的特征。根据饱和和盐水包裹体的均一温度及过饱和和盐水包裹体中气液的均一温度, 确定该沸腾流体包裹体的捕获温度为 190~407 °C。流体包裹体成分主要为 H₂O、CO₂、K⁺、Na⁺、Cl⁻ 等。包裹体中水的 δ¹⁸O 为 +1.81‰~-6.78‰, δD 为 -99.9‰~-133.5‰, 石英(矿物)的 δ¹⁸O 为 +8.32‰~+10.1‰。斑晶的结构具明显的包含、筛状、聚合及次生加大等变斑晶结构。上述资料表明玉龙含矿斑岩体的石英斑晶并非来自地幔或下地壳岩浆直接结晶的产物, 而很可能是深源富碱、硅热流体交代(包括重结晶、次生加大)上部地壳硅酸盐矿物的结果。

关键词 石英斑晶 流体包裹体 斑状变晶 形成机制 玉龙含矿斑岩体

玉龙斑岩铜矿是我国规模最大、品位最富的斑岩铜矿, 它位于金沙江西侧玉龙-芒康斑岩铜矿带北段, 成矿年龄 46.4 Ma, 形成于地台活化阶段、是一个较典型的陆(板)内斑岩铜矿(陈文明, 1984, 1993, 1996), 该矿床成因颇受国内外矿床学家关注。本文着重从玉龙含矿斑岩体石英斑晶的流体包裹体、同位素及斑晶结构特征方面论述石英斑晶的形成机制。

1 流体包裹体特征

玉龙含矿斑岩体主要为二长花岗斑岩, 赋存其中的流体包裹体前人已作过大量的工作(李荫清等, 1981, 1984, 唐仁鲤等, 1995)。根据前人的工作, 含矿斑岩体含丰富的流体包裹体, 而熔融包裹体却很少见。流体包裹体的均一温度范围很宽, 为 115~1180 °C, 主要集中在 180~600 °C(占 98.4%), 并有沸腾流体包裹体特征。因此玉龙含矿斑岩体中应有很多流体包裹体为“不均一”捕获。如沸腾包裹体组合中那些过饱和盐水包裹体及气液比大的液相或气液比小的气相包裹体常为不均一捕获。但前人的研究中, 对流体包裹体没有区分“均一”捕获与“非均一”捕获, 同时对“均一温度”未进行压力校正, 也没有很好区分不同矿物及同一种矿物不同时期、不同赋存状态的流体包裹体特征。因此很难较准确地获得流体包裹体捕获时, 即成岩成矿时的温压条件, 有时还会得出错误的推论。

基于上述分析, 笔者在前人工作的基础上将流体包裹体的研究重点放在含矿斑岩体的石英斑晶上。我们选择了我国玉龙斑岩铜矿含矿斑岩体中流体包裹体含盐度较高的二长花岗斑岩中部及边部 5 个样品(均为钻孔岩心)的 14 个石英斑晶进行测试, 测试流体包裹体 205 个, 由于篇幅所限仅将 3 个斑晶的测试资料列于表 1。根据测试资料获得以下认识:

(1) 玉龙二长花岗斑岩中石英斑晶的流体包裹体具明显的饱和及过饱和盐水-蒸气沸腾流体包裹体组合特征。其中过饱和和盐水包裹体占 29%, 饱和和盐水包裹体占 2%、不饱和和盐水包裹体占 45% 及气相包

* 本文由国家自然科学基金项目(编号 4997032)及中国地质调查局地查项目(编号: 20023005)资助
第一作者简介: 陈文明, 男, 1942 年生, 研究员, 长期从事铜矿床研究工作。

裹体占 24% (表 2), 包裹体中气相比例变化大, 变化区间为 5%~95%。

表 1 玉龙斑岩铜矿二长花岗岩斑岩中石英斑晶的流体包裹体测试结果

斑晶号	类型	包裹体特征			$t_h / ^\circ\text{C}$	$t_{\text{子矿物消失}} / ^\circ\text{C}$	$w(\text{NaCl}_{\text{eq}}) / \%$	样品描述
		大小 / μm	相比 / %	性质				
ZK107-3 ①	多相	14	V-20 S-25 D-5	过饱和盐水	281	344	41.08	位于岩体中部 46 米处, 斑晶中不同层位均有包裹体存在。可见气体包裹体、多相包裹体 (主要为含 NaCl 子晶包裹体、含 NaCl 和其他 1-3 种矿物的包裹体)。包裹体多为负晶状和部分不规则状。包裹体大小不一, 大者 >36 μm 小者 3-8 μm , 多集中在 5-15 μm 之间。包裹体在斑晶中约占 3% (其中气相包裹体占整体包裹体的 10% 左右), D 未消失
	多相	15	V-10 S-20 D-5	过饱和盐水	224	341	40.87	
	多相	25	V-10 S-15	过饱和盐水	352	397	45.70	
	多相	6	V-8 S-10 D-5	过饱和盐水	230	351	41.58	
	多相	6	V-10 S-15	过饱和盐水	235	320	39.38	
	多相	15	V-15 S-20	过饱和盐水	255	325	39.75	
	多相	10	V-15 S-25	过饱和盐水	330	393	45.30	
	多相	12	V-10 S-15	过饱和盐水	210	350	41.50	
	多相	4	V-15 S-20	过饱和盐水	279	357	42.03	
	多相	29	V-5 S-5	饱和盐水	327	327	39.89	
	多相	11	V-20 S-20	饱和盐水	311	311	38.71	
	多相	18	V-20 D-5	不饱和盐水	359			
	多相	21	V-10 D-5	不饱和盐水	276			
	多相	16	V-20 D-5	不饱和盐水	351			
	多相	8	V-15 D-5	不饱和盐水	358			
	多相	11	V-25 D-5	不饱和盐水	517			
	多相	7	V-20 D-5	不饱和盐水	439			
	V-L	5	V-15	不饱和盐水	243		28.50	
	V	9	V-90	气相	401(扩大)			
V	5	V-75	气相	>550				
V	4	V-50	气相	>550				
V	11	V-50 D-5	气相	>550				
ZK107-6 ②	多相	12	V-10 S-15	过饱和盐水	223	340	40.80	位于岩体中部 173 m 处, 包裹体在斑晶中约占 1%~2%, 多呈浑圆状、负晶状, 大小在 5~15 μm 之间, 均一后 D 未消失
	多相	9	V-25 S-30	过饱和盐水	292	372	42.42	
	多相	12	V-30 S-40	过饱和盐水	276	318	39.23	
	多相	8	V-10 S-20	过饱和盐水	282	374	43.50	
	多相	12	V-20 S-20	过饱和盐水	321	375	43.58	
	多相	16	V-10 S-20	过饱和盐水	230	350	41.50	
	多相	18	V-10 S-25 D-5	过饱和盐水	321	381	44.10	
	多相	8	V-10 S-15	过饱和盐水	287	470 未均一		
	多相	7	V-10 S-20	过饱和盐水	275	330	40.10	
	多相	7	V-20 S-15	不饱和盐水	421	366	42.76	
	多相	17	V-45 S-10	不饱和盐水	510(爆)	333	40.31	
	V-L	11	V-20	不饱和盐水	165		28.21	
	多相	5	V-10 S-80		395		未测到	
	V	10	V-75	气相	526(扩大)			
	V	11	V-65	气相	451(扩大)			
	V	12	V-85	气相	>530			
	V	24	V-80	气相	467(扩大)			
	V	14	V-70 D-5	气相	>550			
	V	25	V-60	气相	438(扩大)			
V	12	V-65	气相	468(扩大)				
玉	多相	8	V-20 S-30	过饱和盐水	377	414	47.12	样品位于岩体的东北部 163 m 处, 斑晶中包裹体密度为 2%~5% 左右, 呈片分布于不同层位以气相包裹体为主, 少量含 NaCl 子晶多相包裹体 (有个别包裹体常温下不见 S, 降温后 S 出现)。包裹体呈负晶状、浑圆状、长条状和少量不规则状。样品中 D 均未消失
CK8-163 ⑥	多相	13	V-20 S-30	过饱和盐水	387	406	46.48	
	多相	14	V-15 S-30	饱和盐水	407	407	46.56	
	多相	12	V-40 S-20	不饱和盐水	>520	356	41.95	
	多相	11	V-30 S-30	不饱和盐水	435	392	45.20	
	多相	10	V-20 S-15	不饱和盐水	398	333	40.31	
	多相	11	V-20 S-25	不饱和盐水	470	401	46.08	
V	15-20	V-80	气相	>550 (5 个)				

注: D—包裹体含有除子晶外, 还含有 2 个其他矿物。468 (扩大)—加温到 468 $^\circ\text{C}$ 时包裹体气相扩大均一。510 (爆)—加温到 510 $^\circ\text{C}$ 时包裹体未达到均一而爆裂。V—气相; L—液相; V-L—气液两相包裹体; S—包裹体中所含 NaCl。测试者: 中国地质科学院矿产资源研究所 陈伟十。

(2) 斑晶中过饱和盐水包裹体的比例在岩体的中部、下部明显高于岩体的边部、上部，反之不饱和盐水包裹体的比例在岩体边部、上部明显高于岩体的中部、下部。而气相包裹体的比例在岩体的中部、边部及上部、下部无明显的变化(表 2)。

表 2 玉龙二长花岗斑岩中石英的沸腾流体包裹体组合特征

位置	样号	过饱和盐水		饱和盐水		不饱和盐水		气相		
		个数	比例/%	个数	比例/%	个数	比例/%	个数	比例/%	
岩体中部	深 46 m	ZK107-3	22	37	2	3	22	37	14	23
	深 173 m	ZK107-6	26	65	0	0	4	11	9	24
	平均		48	49	2	2	26	26	23	23
岩体边部	深 65 m	ZK9-3	8	11	0	0	50	72	12	17
	深 163 m	ZK8-163	4	11	2	6	16	44	14	39
	平均		12	11	2	2	66	62	26	25
全岩平均			60	29	4	2	92	45	49	24

(3) 根据饱和及不饱和盐水-蒸气沸腾流体包裹体组合中饱和盐水包裹体(4 个)的均一温度为 311~407℃及过饱和盐水包裹体(59 个)中气液均一温度为 190~397℃, 从而确定该斑岩体石英斑晶中流体包裹体的捕获温度区间主要为 190~407℃, 并主要集中在 220~340℃(占 85%)。

(4) 流体包裹体在斑晶中呈面状多层分布, 分布密集度为 1%~5%, 包裹体常呈负形晶显示原生包裹体的特征。

(5) 根据流体包裹体的成分分析, 石英斑晶中流体包裹体的成分主要为 H₂O、CO₂、Na⁺、K⁺、Cl⁻, 其次为 Ca、Mg、SO₄²⁻及 F。

2 同位素特征

根据石英斑晶及斑晶中流体包裹体中的水同位素分析, 石英矿物的 δ¹⁸O 值为 +8.32‰~+10.1‰, 包裹体中水的 δ¹⁸O 值为 +1.81‰~-6.78‰, δD 值为 -99.9‰~133.5‰(芮宗瑶, 1984; 陈文明, 1997)。这些数据均显示石英斑晶的形成具壳幔混合的特征。

3 斑晶结构

通过对石英斑晶的镜下研究, 发现石英斑晶具明显的变晶结构, 这种变晶结构主要有以下几种:

(1) 镶嵌结构: 这是石英斑晶较常见的结构, 它是由不同石英变晶镶嵌而成, 有时不同变晶的镶嵌处有基质残体, 斑晶以半自形, 他形为多。

(2) 包含(筛状)结构: 这也是石英斑晶较常见的变晶结构, 在斑晶中包含有各种矿物(包括金属矿物)包体及基质的残体。有些斑晶中包体具定向排列, 其排列方向同矿物的生长线一致。包体多者呈筛状结构。该类斑晶多为自形、半自形, 具清晰的轮廓, 斑晶较大, 一般为 0.1~2 cm。

(3) 聚斑结构: 是由不同石英颗粒变晶聚合而成, 变晶间有较多的基质残体, 多为他形、半自形。

(4) 杂斑结构: 由石英与其它不同矿物变晶聚合或镶嵌而成。

(5) 次生加大结构: 斑晶是由原矿物颗粒(碎屑)次生加大而成, 斑晶内常保留原矿物颗粒的轮廓, 次生加大部分有时呈筛状结构。

(6) 变晶屑(碎屑)结构: 斑晶是附近若干个石英颗粒(晶屑或碎屑)次生加大连合而成, 形态多异, 常呈港湾状、晶屑状, 斑晶内有时含较多包体。

4 讨论与结论

上述资料表明玉龙含矿斑岩体石英斑晶中富含大量流体包裹体、缺乏或少数见熔融包裹体, 流体包裹体主要为饱和及过饱和盐水-蒸气沸腾流体包裹体组合, 其捕获温度, 即石英斑晶的形成温度, 主要为190~407℃, 那么这些高盐度的沸腾流体来自何方? 何时? 以何种方式与石英斑晶共生? 按岩浆结晶的观点, 斑岩体的斑晶是岩浆在深部温压条件比较稳定、冷却速度较慢的相对较封闭的环境中形成的, 而这种环境不可能产生饱和及过饱和盐水-蒸气组合的沸腾流体, 因这种沸腾流体形成于温压条件突然下降的开放、半开放的环境, 同时根据大量的实验资料, 在压力(100~500 MPa, 有过剩水参与下, 中酸性岩浆岩的固相线温度为600~925℃, 而石英(斑晶)的结晶温度又高于固相线(曹荣龙等, 1980)因此石英斑晶及赋存其中的流体包裹体如果是在岩浆阶段形成的, 那么其形成温度应高于固相线温度, 但我们测得的温度明显低于此值, 显然石英斑晶及其结晶时捕获的流体包裹体不是在岩浆阶段形成的。那么是否可能是岩浆结晶晚期岩浆二次沸腾析出的热液冷却后通过裂隙进入岩浆阶段结晶的石英斑晶? 若是这样, 这些流体包裹体都应是次生包裹体, 而事实并非如此, 我们所测的却是原生包裹体。因此石英斑晶不是主要在岩浆阶段结晶, 而主要形成于热液阶段, 我们所获得的石英斑晶形成温度也正是石英在热液中结晶的主要温度(Kennedy, 1950; 曾贻善, 1987)。同时根据石英斑晶的变晶结构、流体包裹体组分及其同位素具壳幔混合等特征, 我们有理由推断玉龙含矿斑岩体的石英斑晶并非来自自由地幔或下地壳岩浆直接结晶的产物, 而很可能是深源(地幔或下地壳)的富碱、硅热流体(可与地壳岩石中的裂隙水、地-水混合)交代(包括重结晶、次生加大)上部地壳含Cu岩石而成。当然并不排除有少量的局部熔融, 因熔融与热液交代作用只是一个地质热事件的二种表现形式, 它决定于热事件的强度与规模(能量的大小)。同时, 一个热事件的不同阶段可以有不同的表现形式, 如深源热流体的早期温度较高(大于中酸性岩浆岩的固相线), 可以使地壳岩石局部少量熔融, 随后(如与地壳中水的混合)温度很快降至固相线以下而进入热液交代作用阶段, 因此交代和熔融在不同的斑岩体中有不同的比例, 且可能在以交代为主的斑岩体中可出现一些(少量)熔融包裹体(陈文明, 2001、2002)。

参 考 文 献

- 曹荣龙, 赵斌、曾易善等. 1980. 成岩与成矿实验[M]. 北京: 地质出版社.
- 陈文明. 1984. 玉龙斑岩铜矿与杂色页岩铜矿成矿作用的内在联系[J]. 地质论评, 3: 239~252.
- 陈文明. 1996. 中国陆(板)内地台活化型玉龙斑岩铜矿带地质特征及形成机制[A]. 地质科学研究论文集[C]. 北京: 中国经济出版社, 359~364.
- 陈文明. 1997. 论深源富碱热流体与斑岩铜矿含矿斑岩体的成因联系[J]. 中国地质科学院矿床地质研究所所刊, (1): 86~93.
- 陈文明. 2001. 深源富碱性热流体与斑岩铜矿含矿斑岩体的成因联系及流体包裹体、斑晶结构证据[J]. 地学前缘, 8(4): 409~421.
- 陈文明. 2002. 论斑岩铜矿的成因[J]. 现代地质, 16(1):1~8.
- 董申葆、贺高品. 1987. 花岗岩石的交代结构构造及成因意义[J]. 中国地质科学院院报, 16: 71~82.
- 李荫清, 芮宗瑶, 张洪涛. 1981. 玉龙斑岩 Cu-Mo 矿床流体包裹体及成矿作用研究[J]. 地质学报, 3: 216~231.
- 刘斌, 沈昆. 1998. 流体包裹体热力学[M]. 北京:地质出版社.
- 芮宗瑶, 黄崇轲, 齐国明, 等. 1984. 中国斑岩铜(钼)矿床[M]. 北京: 地质出版社.
- 唐仁鲤, 罗怀松, 李荫清, 等. 1995. 西藏玉龙斑岩铜(钼)矿带地质[M]. 北京: 地质出版社.
- 曾贻善. 1987. 实验地球化学[M]. 北京: 北京大学出版社.
- Augustithis. S. S. 1985. Atlas of the textural patterns of Metamorphoseal (transformed and deformed) rocks and their genetic significance[M]. Theophrastus pulictions S. A. Athens.
- Chen Wenming. 1993. The Relationship between the Formation of the Cu-Mo Deposits and crustal Evolution in China[J]. Sourec Geology special ISSVE, 15(Japan):19.
- Kennedy G C. 1950. A Portion of the system silica-water[J]. Econ Geol.,45:629~653.