

文章编号: 1000-4734(2013)02-0231-08

金沙江—红河富碱侵入岩磷灰石挥发分 组成特征及其地质意义

王蝶^{1,2}, 毕献武¹, 周汀^{1,2}, 张文兰³, 王新松^{1,2}, 胥磊落¹

(1. 中国科学院 地球化学研究所 矿床地球化学国家重点实验室, 贵州 贵阳 550002; 2. 中国科学院大学, 北京 100049; 3. 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)

摘要: 运用电子探针系统地分析了西南三江地区金沙江—红河富碱侵入岩带内 8 个与铜、金成矿密切相关的以及不含矿的喜山期富碱侵入岩中含水矿物磷灰石的成分。结果表明, 岩体岩浆期磷灰石显示出富 F 而贫 Cl、SO₃、OH 的特征, 这种特点与环太平洋成矿带类似岩体磷灰石中所表现出来的有一定差异, 体现了大陆环境斑岩铜金矿床岩浆挥发分的特殊性。

关键词: 富碱侵入岩; 磷灰石; 挥发分

中图分类号: P588.13; P599; P618.4101 **文献标识码:** A

作者简介: 王蝶, 女, 1984 年生, 博士研究生, 矿床地球化学专业. E-mail: wangdie0612@yahoo.cn

近年来许多与富碱侵入岩有关的大型-超大型铜、金矿床的发现, 使得富碱侵入岩受到了极大关注^[1-7]。富碱侵入岩具有较高的碱含量, 是一组产于特定构造环境、具有特殊性质的岩石类型^[1,4-5]。我国富碱侵入岩发育较为丰富, 西南三江地区的金沙江—红河富碱侵入岩带是我国最长的富碱侵入岩带之一, 带内发育许多富碱斑岩体, 其中部分岩体与斑岩型铜、金、钼矿床的形成有关^[1-3,6]。研究表明, 与环太平洋成矿带的斑岩型矿床相比, 这种产于大陆环境的斑岩铜矿在动力学背景、岩浆起源演化、金属运移过程等机制方面独具特色^[8]。

一般认为, 斑岩型 Cu (Au) 矿床中的 Cu 和 Au 主要来自其寄主岩石的地幔源区^[4-5,9-11]。因此, 确定含矿斑岩的源岩类型和特征, 对阐明成矿岩浆的形成机制至关重要。目前, 虽已确定三江地区富碱侵入岩的成岩物质具有壳幔混合的特征, 但对其源区物质组成的认识仍存在很大争议。

挥发性组分是花岗质岩浆的重要组成部分, 它们可直接或间接地影响到岩浆的性质和岩浆

作用的过程, 包括岩浆的产生和运移、岩浆的对流和扩散、岩浆的结晶分异和液相不混溶等, 同时也制约着元素在熔体/流体相中的分配以及流体体系的地球化学行为及其成矿效应^[12-15]。因此, 对岩浆中挥发性组分 (H₂O、CO₂、F、Cl、S 等) 及其性状的研究, 是花岗岩成岩、成矿研究领域十分重要的内容。而作为副矿物普遍存在于各类火成岩中的磷灰石, 是含挥发性组分的主要寄主矿物。在一些缺少含水矿物岩石中 (如月岩样品), 它是研究岩浆挥发性组分的主要对象^[16-17]。

磷灰石是金沙江—红河富碱侵入岩带内富碱侵入岩中普遍存在的副矿物。本文对金沙江—红河富碱侵入岩带内与铜成矿有关的玉龙二长花岗斑岩、马厂箐花岗斑岩、长安冲石英正长斑岩, 与金成矿有关的北衙石英正长斑岩、姚安正长斑岩, 以及无矿的剑川碱性粗面斑岩、六合正长斑岩、松桂正长斑岩中磷灰石的挥发分进行了系统的研究, 在此基础上探讨了岩浆挥发性物质组成特点对源区物质组成的指示意义。

1 研究区地质及富碱侵入岩体概况

西南三江地区金沙江—红河富碱侵入岩带地处印度—亚洲大陆主碰撞带西缘, 呈北西-北西西向分布, 长度大于 1000 km, 宽约 50~80 km。带内发育许多与铜、金、钼矿化有关的富碱斑岩,

收稿日期: 2012-11-01

基金项目: 国家自然科学基金重点项目 (批准号: 41130423); 中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室项目群项目 (SKLOGD-ZY125-03); 南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室开放基金资助项目 (18-13-1)

以及相当数量不成矿的富碱斑岩。含矿岩体如北段玉龙二长花岗斑岩、中段马厂箐斑岩、南段长安冲石英正长斑岩、中段北衙石英正长斑岩和姚安正长斑岩；不成矿岩体如中段剑川粗面斑岩、六合正长斑岩、松桂正长斑岩（图 1）。这些岩体都显示高钾、富碱的特征，年代学和地球化学研究显示，它们的年龄在 30~45 Ma 左右，是大陆内部的大型走滑-伸展作用的产物^[2-3,6-7,18-21]。

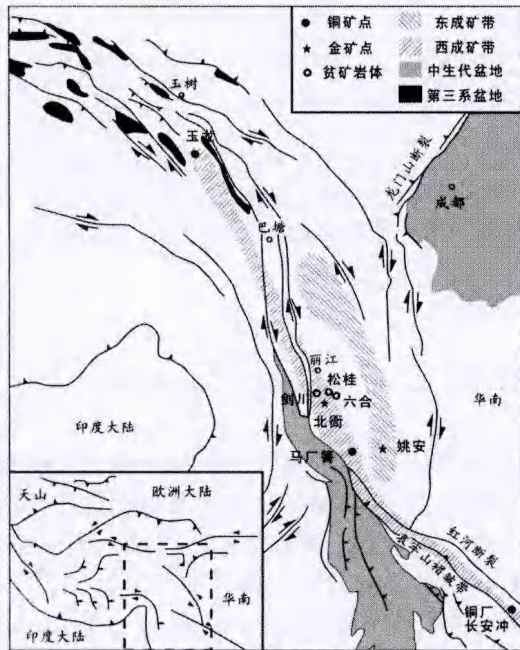


图 1 研究区区域位置图（据 Hou et al. 2006^[6]修改）

Fig. 1. Location of the deposits.

这个带内最北端的玉龙斑岩铜矿床位于西藏东缘，铜储量达 6.5 Mt，是我国目前最大的几个铜矿之一。含矿岩体为二长花岗斑岩，呈陡倾的筒状侵入于上三叠系碎屑岩和碳酸盐岩地层中，地表出露面积 0.64 km²，锆石定年为 41.2~36.9 Ma^[22]。岩石矿物组合主要是长石、石英、黑云母、角闪石，副矿物主要是磷灰石、锆石和磁铁矿。马厂箐斑岩铜矿床位于云南省祥云县境内，属于中型铜矿床。矿区出露地层主要是下奥陶统细碎屑岩和泥盆系薄层灰岩。与成矿有关的岩体主要为正长斑岩和斑状花岗岩，出露面积约 1.3 km²，锆石 U-Pb 定年显示成岩时代约为 36 Ma^[21]。两个岩体岩石的矿物组合主要是长石、石英、角闪石和黑云母，副矿物有磷灰石、锆石、磁铁矿。长安冲斑岩型铜矿床位于云南省金平县，属于小型矿床。与成矿有关的岩体主要是石英正长斑岩，出露约 0.18 km²，侵入于中志留统灰质白云岩中，锆石定年为 36 Ma^[21]。岩石

主要由长石、石英、角闪石和黑云母组成，副矿物有磷灰石、锆石和磁铁矿。北衙斑岩型金矿床位于云南省鹤庆县境内，金远景资源量超过 100 t。与成矿有关的岩体主要是石英正长斑岩，³⁹Ar/⁴⁰Ar 定年显示侵位年龄为 25~33 Ma^[20]。岩体蚀变较重，能辨认的矿物组成主要是长石、石英、黑云母，副矿物主要是磷灰石及少量锆石。姚安斑岩金矿床位于云南省姚安县境内，出露地层主要是侏罗系粉砂质泥岩。矿区出露岩体主要是正长斑岩，K-Ar 定年为 36 Ma 左右^[2]。岩石主要由正长石、角闪石和黑云母组成，副矿物以磷灰石和锆石为主，含少量锆石。剑川粗面岩体位于云南省剑川县，侵入第三系地层中，属于超浅成侵入体。矿物组合主要为辉石、长石和少量石英，副矿物主要是磷灰石、锆石和磁铁矿。六合正长斑岩体位于云南省鹤庆县六合乡河东村。矿物组合主要是长石、石英、角闪石、黑云母、辉石，副矿物有磷灰石、磁铁矿等。松桂正长斑岩体位于云南省鹤庆县松桂镇，岩石矿物组合主要是长石、石英、角闪石、辉石，副矿物有磷灰石、锆石、磁铁矿等。剑川、六合、松桂三个岩体侵位年龄都在 35~40 Ma 之间^[21]。

2 分析测试

运用电子探针对矿物中的挥发性气体元素（F、Cl、S 等）进行分析是一种较为常用的方法^[23-25]。Michael^[26]运用电子探针、二次离子探针等多种方法对磷灰石进行了 F-Cl-S-Br 等元素的分析，显示了较为一致的测试结果，说明运用电子探针对磷灰石中的挥发性气体元素进行测试分析是一种可靠的方法。但是，由于电子探针的电子束对磷灰石进行多次轰击后会导致其中 F 的损失^[27]，因此在测试过程中将 F、Cl、S 三个挥发性元素优先测试，以提高测试的准确度。

电子探针成分分析工作在南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室 JXA-8100（JEOL）上进行。分析测试的条件为：加速电压 15 kV，束流 20 nA，束斑 2 μm，所用标样来自于美国国家标准局的磷灰石标样。电子探针精度可达 0.1%，详细的分析测试条件可参见文献^[24]。图 2 是磷灰石的背散射图像，在中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室 EPMA-1600 上拍摄，可以看出单颗粒磷灰石成分比较均匀。姚安岩体中发亮的点为稀土矿物。测试结果见表 1。

表1 磷灰石电子探针分析结果 ($w_B/\%$)

Table 1. Apatite analysis by EPMA

研究区	点号	SO ₃	F	Cl	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	CaO	MgO	MnO	TiO ₂	SiO ₂	FeO	Total
YL908	1	0.02	4.20	0.01	0.00	0.04	41.01	53.92	0.02	0.00	0.00	0.19	0.04	97.67
	2	0.01	3.96	0.02	0.01	0.10	41.12	54.63	0.02	0.00	0.01	0.26	0.05	98.50
	3	0.01	4.25	0.02	0.00	0.00	40.93	54.14	0.01	0.00	0.00	0.21	0.00	97.77
	4	0.01	3.59	0.02	0.00	0.02	40.40	54.62	0.00	0.00	0.06	0.13	0.00	97.33
YL906	5	0.05	3.85	0.02	0.00	0.14	40.29	54.01	0.05	0.01	0.00	0.22	0.04	97.05
	6	0.06	4.10	0.01	0.02	0.14	40.60	54.50	0.03	0.01	0.02	0.13	0.05	97.94
	7	0.04	4.20	0.00	0.01	0.15	40.59	54.83	0.00	0.02	0.02	0.20	0.03	98.33
	8	0.09	4.51	0.02	0.00	0.30	39.89	53.69	0.01	0.00	0.11	0.30	0.05	97.06
	9	0.04	4.00	0.01	0.00	0.09	40.67	54.72	0.01	0.00	0.00	0.19	0.04	98.09
	10	0.03	4.12	0.01	0.00	0.07	40.22	54.01	0.00	0.00	0.00	0.43	0.03	97.19
BXC920	11	0.05	4.72	0.01	0.00	0.06	40.53	53.96	0.01	0.03	0.00	0.27	0.00	97.64
	12	0.03	5.59	0.01	0.00	0.10	40.91	53.95	0.02	0.03	0.00	0.31	0.05	98.63
	13	0.08	4.86	0.00	0.01	0.10	39.91	53.76	0.02	0.00	0.06	0.27	0.12	97.14
	14	0.07	4.42	0.02	0.00	0.12	40.36	54.63	0.02	0.01	0.02	0.28	0.03	98.12
	15	0.05	3.59	0.03	0.02	0.10	41.22	53.56	0.01	0.01	0.07	0.19	0.06	97.38
	16	0.05	4.02	0.02	0.01	0.07	40.48	53.83	0.02	0.02	0.09	0.30	0.04	97.25
	17	0.04	3.87	0.01	0.01	0.00	41.08	53.98	0.03	0.00	0.00	0.33	0.05	97.77
	18	0.08	3.63	0.02	0.01	0.12	40.70	53.59	0.00	0.01	0.06	0.23	0.03	96.95
BXC922	19	0.01	4.26	0.02	0.00	0.13	40.63	54.49	0.03	0.00	0.00	0.30	0.05	98.11
	20	0.03	5.30	0.02	0.00	0.12	40.07	53.83	0.01	0.02	0.00	0.28	0.02	97.46
	21	0.03	3.57	0.02	0.01	0.11	40.51	53.53	0.01	0.01	0.09	0.26	0.06	96.69
CAC11-2	22	0.09	2.88	0.12	0.00	0.17	40.58	52.49	0.03	0.00	0.13	0.29	0.17	95.70
	23	0.07	3.14	0.09	0.00	0.12	41.01	53.64	0.02	0.04	0.03	0.19	0.06	97.06
	24	0.09	3.91	0.10	0.02	0.17	40.36	53.44	0.02	0.00	0.08	0.42	0.06	96.98
	25	0.04	4.25	0.10	0.00	0.16	40.57	53.94	0.03	0.00	0.10	0.17	0.10	97.64
	26	0.12	4.11	0.06	0.13	0.20	40.63	53.16	0.04	0.00	0.03	0.42	0.38	97.54
	27	0.13	4.21	0.07	0.08	0.32	40.42	54.13	0.02	0.00	0.04	0.43	0.31	98.37
	28	0.06	3.75	0.06	0.01	0.06	40.31	53.44	0.03	0.00	0.00	0.34	0.03	96.51
	29	0.20	3.29	0.05	0.01	0.30	40.66	54.85	0.02	0.01	0.00	0.37	0.09	98.46
	30	0.08	3.26	0.05	0.00	0.13	39.67	52.99	0.00	0.04	0.03	0.46	0.04	95.37
	31	0.07	3.18	0.05	0.00	0.15	40.54	53.42	0.05	0.01	0.00	0.39	0.02	96.53
	32	0.22	3.38	0.08	0.00	0.21	38.87	52.65	0.00	0.00	0.01	0.71	0.07	94.77
33	0.17	3.32	0.06	0.00	0.17	39.35	53.10	0.03	0.00	0.00	0.46	0.05	95.30	
HNT11-1	34	0.06	4.26	0.01	0.00	0.10	40.68	54.94	0.00	0.00	0.08	0.19	0.03	98.54
	35	0.10	4.03	0.00	0.02	0.10	40.61	55.28	0.00	0.02	0.00	0.11	0.08	98.64
	36	0.15	4.32	0.01	0.01	0.11	40.03	55.47	0.01	0.05	0.08	0.25	0.03	98.69
	37	0.26	3.96	0.04	0.02	0.22	39.06	54.58	0.12	0.00	0.15	0.49	0.18	97.40
WDS11-7	38	0.08	3.69	0.02	0.02	0.06	41.71	54.79	0.02	0.00	0.00	0.25	0.13	99.22
	39	0.07	3.62	0.01	0.00	0.02	41.49	55.17	0.02	0.01	0.03	0.16	0.04	99.11
	40	0.30	3.89	0.01	0.00	0.10	40.45	54.42	0.02	0.00	0.00	0.46	0.03	98.05
	41	0.16	4.02	0.00	0.02	0.16	40.28	54.91	0.01	0.00	0.00	0.27	0.00	98.14
	42	0.12	3.12	0.01	0.00	0.11	41.35	55.66	0.01	0.00	0.00	0.28	0.05	99.38
	43	0.06	3.05	0.01	0.01	0.03	40.18	55.00	0.02	0.01	0.06	0.20	0.09	97.43
	44	0.02	2.69	0.02	0.01	0.00	42.04	55.42	0.01	0.01	0.01	0.05	0.05	99.20
	45	0.23	3.98	0.01	0.01	0.25	39.28	53.69	0.05	0.00	0.09	0.27	0.15	96.33
	46	0.28	4.49	0.00	0.00	0.30	40.00	54.07	0.02	0.00	0.03	0.17	0.10	97.57

续表 1

研究区	点号	SO ₃	F	Cl	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	CaO	MgO	MnO	TiO ₂	SiO ₂	FeO	Total
YA11-5	47	0.11	3.28	0.09	0.00	0.16	40.56	53.72	0.03	0.00	0.00	0.35	0.11	97.02
	48	0.10	3.16	0.08	0.00	0.14	40.25	53.41	0.03	0.00	0.00	0.40	0.06	96.28
	49	0.23	2.92	0.11	0.00	0.42	39.62	53.46	0.04	0.00	0.06	0.41	0.20	96.21
	50	0.12	4.19	0.09	0.00	0.25	40.04	53.03	0.07	0.00	0.00	0.45	0.06	96.51
	51	0.14	3.36	0.09	0.01	0.13	39.67	52.64	0.06	0.02	0.00	0.54	0.06	95.27
	52	0.15	3.14	0.09	0.00	0.18	38.93	52.31	0.01	0.00	0.00	0.80	0.07	94.34
	53	0.10	3.73	0.09	0.00	0.19	40.28	53.11	0.05	0.01	0.02	0.54	0.11	96.63
	54	0.10	3.72	0.09	0.01	0.15	39.76	53.06	0.01	0.00	0.00	0.70	0.08	96.10
YA11-2	55	0.29	3.65	0.12	0.01	0.32	39.71	53.25	0.03	0.04	0.00	0.63	0.09	96.58
	56	0.11	2.99	0.22	0.01	0.23	40.28	52.26	0.06	0.04	0.00	0.52	0.10	95.45
	57	0.28	2.67	0.10	0.02	0.39	39.74	53.81	0.03	0.00	0.00	0.66	0.12	96.66
	58	0.15	3.04	0.10	0.00	0.22	40.04	54.03	0.04	0.00	0.02	0.34	0.08	96.74
	59	0.13	3.84	0.10	0.01	0.16	40.26	53.29	0.04	0.00	0.00	0.44	0.11	96.73
	60	0.12	3.06	0.15	0.00	0.15	40.50	53.41	0.03	0.01	0.03	0.34	0.12	96.61
	61	0.39	2.88	0.16	0.01	0.32	39.51	54.40	0.03	0.00	0.00	0.43	0.08	94.96
JCB03	62	0.16	2.94	0.03	0.00	0.17	39.60	54.57	0.05	0.00	0.00	0.64	0.17	97.09
	63	0.50	3.92	0.03	0.00	0.36	39.14	51.94	0.09	0.00	0.11	0.27	4.71	99.39
	64	0.13	4.37	0.06	0.00	0.08	40.32	53.79	0.09	0.02	0.00	0.62	0.15	97.77
	65	0.29	4.12	0.06	0.00	0.23	39.93	53.80	0.06	0.00	0.00	0.53	0.14	97.39
	66	0.20	3.87	0.02	0.01	0.33	36.96	53.35	0.05	0.06	0.01	0.15	0.06	93.44
	67	0.31	3.50	0.04	0.00	0.29	41.45	53.93	0.05	0.03	0.00	0.29	0.14	98.56
	LH02	68	0.06	4.17	0.00	0.01	0.15	41.02	54.59	0.04	0.00	0.03	0.11	0.05
69		0.10	3.63	0.02	0.02	0.15	41.55	54.23	0.17	0.03	0.09	0.10	0.31	98.85
70		0.11	3.10	0.03	0.02	0.17	41.01	54.55	0.08	0.00	0.00	0.11	0.31	98.17
71		0.02	3.82	0.01	0.00	0.06	39.48	53.12	0.24	0.05	0.01	0.00	0.18	95.37
72		0.08	3.79	0.02	0.00	0.24	40.85	54.63	0.07	0.00	0.00	0.07	0.10	98.24
73		0.12	3.08	0.03	0.00	0.21	40.98	54.41	0.11	0.00	0.08	0.02	0.08	97.81
74		0.17	3.66	0.02	0.00	0.26	41.60	54.02	0.07	0.02	0.10	0.08	0.10	98.55
75		0.16	4.02	0.03	0.01	0.16	40.34	54.07	0.15	0.00	0.10	0.18	0.17	97.68
SG05	76	0.09	2.87	0.02	0.02	0.06	40.22	54.19	0.11	0.00	0.00	0.22	0.13	96.70
	77	0.09	3.16	0.01	0.00	0.06	41.86	55.77	0.00	0.03	0.00	0.14	0.01	99.80
	78	0.18	3.12	0.01	0.01	0.19	38.83	54.87	0.02	0.00	0.00	0.47	0.08	96.47
	79	0.15	3.19	0.01	0.00	0.05	38.85	53.67	0.09	0.03	0.00	0.40	0.14	95.23
	80	0.13	3.99	0.01	0.02	0.03	41.44	54.88	0.00	0.01	0.01	0.14	0.04	99.02
	81	0.08	4.08	0.00	0.00	0.03	39.75	55.24	0.05	0.02	0.00	0.23	0.11	97.87

注: YL-玉龙二长花岗斑岩; BXC-马厂箐正长斑岩; CAC-长安冲石英正长斑岩; BY-北衙万洞山石英正长斑岩; YA-姚安正长斑岩; JCB-剑川粗面斑岩; LH-六合正长斑岩; SG-松桂正长斑岩。



a. 马厂箐岩体; b. 姚安岩体; c. 剑川岩体

图 2 磷灰石的背散射图像

Fig. 2. BSE images of apatite.

3 分析和讨论

从表1和图3中可以看出, 本次研究的岩体中磷灰石 $w(\text{F})$ 含量主要集中在 3%~5%, $w(\text{Cl})$ 平均 < 0.3%, 显示出富 F 而贫 Cl 的特点。SO₃ 含量则在不同岩体中有所差异。根据 Webster^[28] 实验得出的酸性岩浆中 F、Cl 在熔体和磷灰石中分配系数 $D_{\text{ap/melt}}(\text{F})=11\sim40$, $D_{\text{Cl}}^{\text{ap/melt}}=9\sim43$, 计算出对应的岩浆熔体中 F 和 Cl 含量, 结果同样显示出富含 F 而贫 Cl 的特点。

对于磷灰石矿物化学式 $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{Z}$, 在 Z 位置上的成分主要是 F、Cl 和 OH^[23], 当运用电子探针测试得到磷灰石 F、Cl 含量时, 可通过标准矿物化学式计算出 Z 位置上 OH 的含量。这种通过测试磷灰石中 F、Cl 含量计算 OH 离子以示踪岩浆中 H₂O 的方法在月球岩石、陨石以及地幔捕虏岩等岩石样品中的运用较多并得到普遍认可^[16-17,29]。笔者对研究区样品的测试和计算结果表明, 8 个岩体中的磷灰石都以氟磷灰石为主, 计算出的羟基含量甚少(表2), 在一定意义上表明这些富碱侵入岩体中水含量较低。

对比环太平洋斑岩铜、金成矿带中与成矿有关的岩体中磷灰石挥发性组分特点, 可以看出环太平洋带斑岩多数显示出较低的 F 含量和较高的 Cl 或和 SO₃ 含量^[30-33], 计算的磷灰石羟基值较大。比如太平洋东岸与斑岩铜矿有关的 Yerington 石英二长岩岩基、菲律宾岛弧与铜矿有关的诸多斑岩体、我国德兴铜矿花岗闪长斑岩体以及日本岛弧很多不成矿的中、酸性火成岩等(表2)。

F 作为一种不相容元素, 主要富集于地壳中,

地幔中甚少^[34-35], 但地幔捕虏体中观察到大量金云母和磷灰石的存在, 也证明 F 在地幔中可通过这些矿物而产生局部富集^[36-37]。因此, 岩浆中的高 F 含量可能是由于以下的原因: 岩浆有大规模地壳混染或直接是壳源物质熔融形成(如与大多数钨矿和铀矿有关的花岗质岩体中的岩浆磷灰石都具有高 F 的特点); 或者岩浆来自的深部源区 F 含量较高(如源区有大量金云母、磷灰石等富 F 矿物的残留)。而哀牢山—金沙江富碱侵入岩 Sr、Nd 同位素等诸多证据显示, 岩浆来源于富集地幔的部分熔融, 很少受到壳源物质的混染, 并且源区很可能存在金云母这种作为大离子亲石元素以及 F 的储存库的矿物^[2,7]。因此, 金沙江—红河富碱侵入岩高 F 含量的产生更可能是源区高 F 矿物熔融导致。

虽然这些富碱侵入岩体都有高 F 而低 Cl、SO₃ 的特征, 但岩体之间又有些差异。从图 3a 可以看出, 与铜成矿有关的岩体其平均 F 含量最高(实心点), Cl 的含量范围较窄, 而与金矿有关的岩体其平均 F 值稍低(空心点), 但 Cl 的含量范围较为宽泛, 不成矿的岩体具有最窄的 Cl 含量范围。总体上体现了 Cl 在不含矿岩石的磷灰石中较少, 而在含矿岩体磷灰石中含量范围变化较大的趋势。

4 结论

本次研究选择了西南三江地区金沙江—红河富碱侵入岩带内 5 个与铜、金成矿有关岩体和 3 个不含矿岩体为研究对象, 用电子探针对岩浆期磷灰石进行了测试, 结果显示:

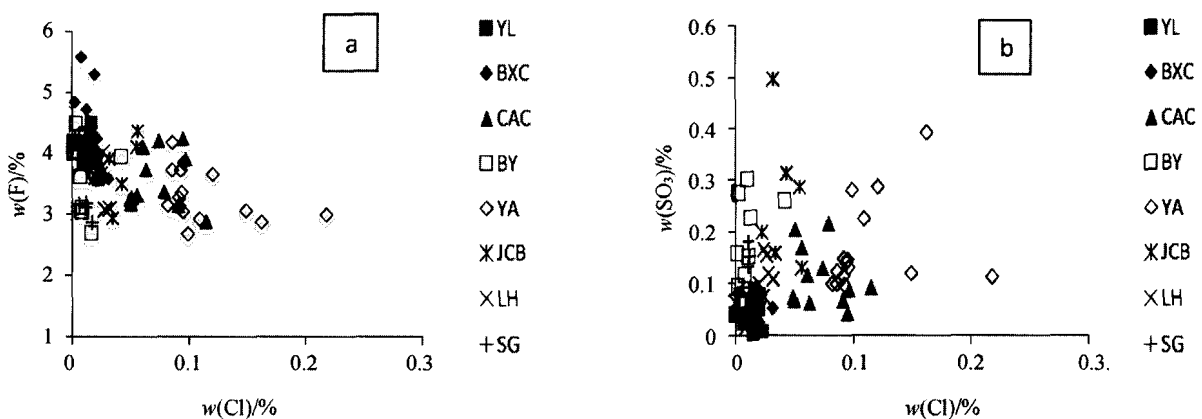


图3 研究区岩体中磷灰石 F、Cl、SO₃ 相关图解

Fig. 3. Diagram of F, Cl, and SO₃ of apatite.

表 2 磷灰石及计算出的熔体中的 F、Cl、S、OH 对比($w_B/\%$)

Table 2. Compositions of F, Cl, S, and OH in apatite and melt

研究区	岩性	磷灰石				熔体	
		F	Cl	S	OH	F	Cl
玉龙	二长花岗斑岩	4.08	0.01	0.03	0.00	0.102~0.371	0.003~0.014
马厂箐	正长斑岩	4.30	0.02	0.05	0.01	0.107~0.391	0.004~0.017
长安冲	石英正长斑岩	3.56	0.07	0.11	0.08	0.089~0.323	0.016~0.072
北衙	正长斑岩	3.81	0.01	0.14	0.05	0.095~0.347	0.002~0.010
姚安	正长斑岩	3.29	0.11	0.16	0.12	0.082~0.299	0.024~0.106
剑川	粗面斑岩	3.85	0.04	0.24	0.05	0.096~0.350	0.009~0.041
六合	正长斑岩	3.67	0.02	0.10	0.05	0.092~0.334	0.005~0.022
松桂	正长斑岩	3.36	0.01	0.12	0.12	0.084~0.306	0.002~0.010
菲律宾斑岩 Cu 矿							
Lobo-Boneng	石英闪长斑岩	2.08	1.69	0.20	0.20		
Santo Tomas	石英闪长斑岩	1.79	2.26	0.26	0.19		
Clifton	石英闪长斑岩	1.27	3.32	0.23	0.18		
Bumolo	石英闪长斑岩	1.63	2.67	0.15	0.18		
Cam6	石英闪长斑岩	0.81	2.36	0.19	0.44		
日本岛弧							
Shiretoko-Iwozan	安山岩	2.25	1.67	0.17	0.16		
Atosanupri	英安岩	2.42	1.26	0.41	0.17		
Esan	英安岩	2.18	1.47	0.03	0.21		
Adachi	英云闪长岩	2.43	0.68	0.07	0.26		
Saku	石英闪长斑岩	2.77	1.08	0.03	0.11		
太平洋东岸斑岩 Cu 矿							
Yerington	石英二长岩	2.88	0.17	0.82	0.21		
德兴	花岗闪长斑岩	1.95	2.06	0.26	0.16	0.049~0.177	0.458~2.062

注: 熔体中的 F、Cl 值范围根据 Webster 等^[28] 计算得到。

(1) 带内岩体中磷灰石矿物的挥发性组成都表现出富 F 而贫 Cl、 SO_3 、OH 的特点;

(2) 这种挥发分组成特点与环太平洋带斑岩体中磷灰石所表现的高 Cl 和/或 S 而 F 较低的性质有所差异, 前者高 F 的原因很可能是岩浆源区高 F 矿物的熔体导致;

(3) 挥发性气体元素在研究区各个岩体磷

灰石中有所差异, 其中与铜矿有关的岩体中总体表现出较高的 F 含量而 Cl 含量范围窄, 与金矿有关岩体 F 稍低且 Cl 范围较宽, 而无矿岩体显示出最窄的 Cl 值范围。

致谢: 在实验和数据分析中得到中国科学院地球化学研究所电子探针室周国富研究员、郑文勤高级工程师、刘世荣研究员的帮助, 特致以诚挚的谢意!

参 考 文 献:

- [1] 涂光炽. 关于富碱侵入岩[J]. 矿产与地质, 1989, 13(3): 1-4.
- [2] 张玉泉, 谢应雯. 哀牢山—金沙江富碱侵入岩年代学和 Nd, Sr 同位素特征[J]. 中国科学(D 辑) 1997, 27(4): 289-293.
- [3] 毕献武, 胡瑞忠, 叶造军, 邵树勋. A 型花岗岩类与铜成矿关系研究——以马厂箐铜矿为例[J]. 中国科学(D 辑), 1999, 29(6): 489-495.
- [4] Müller D. Gold-copper mineralization in alkaline rocks [J]. *Mineralium Deposita*, 2002, 37(1): 1-3.
- [5] Sillitoe R H. Some metallogenic features of gold and copper deposits related to alkaline rocks and consequences for exploration [J]. *Mineralium Deposita*, 2002, 37(1): 4-13.
- [6] Hou Z Q, Pu Z S, Gao Y F, Du A D, Fu D M. Himalayan Cu-Mo-Au mineralization in the eastern Indo-Asian collision zone: Constraints from Re-Os dating of molybdenite [J]. *Miner Deposita*, 2006, 41: 33-45.
- [7] 姜耀辉, 蒋少涌, 凌洪飞, 戴宝章. 陆-陆碰撞造山环境下含铜斑岩岩石成因——以藏东玉龙斑岩铜矿带为例[J]. 岩石学报, 2006, 22(3): 697-706.
- [8] 侯增谦, 潘小菲, 杨志明, 曲晓明. 初论大陆环境斑岩铜矿[J]. 现代地质, 2007, 21(2): 332-351.

- [9] McInnes B I A, Cameron E M. Carbonated alkaline hybridizing melts from a sub-arc environment: mantle wedge samples from the Tabar-Lihir-Tanga-Feni arc, Papua New Guinea [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1994, 122(1): 125-141.
- [10] Richards J P. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation [J]. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, 2003, 98(8): 1515-1533.
- [11] Sillitoe R H. Porphyry copper systems [J]. *Economic Geology*, 2010, 105(1): 3-41.
- [12] Mountain B W, Seward T M. Hydrosulfide/sulfide complexes of copper (I): Experimental confirmation of the stoichiometry and stability of $\text{Cu}(\text{HS})_2$ to elevated temperatures [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2003, 67(16): 3005-3014.
- [13] Nagaseki H, Hayashi K I, IIDA A. Quantitative analysis of fluid inclusions by synchrotron X-ray fluorescence: Calibration of Cu and Zn in synthetic quartz inclusions [J]. *European Journal of Mineralogy*, 2006, 18(3): 309-318.
- [14] Koleszar A M, Saal A E, Hauri E H, Nagle A N, Liang Y, Kurz M D. The volatile contents of the Galapagos plume: Evidence for H_2O and F open system behavior in melt inclusions [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2009, 287(3-4): 442-452.
- [15] Berry A J, Harris A C, Kamenetsky V S, Newville M, Sutton S R. The speciation of copper in natural fluid inclusions at temperatures up to 700 °C [J]. *Chemical Geology*, 2009, 259(1-2): 2-7.
- [16] Jeremy W B, Yang Liu, George R R, Yunbin Guan, John M E, Edward M S, Lawrence A T. Lunar apatite with terrestrial volatile abundances [J]. *Nature*, 2010, 466(22): 466-470.
- [17] Elkins-Tanton L T, Grove T L. Water (hydrogen) in the lunar mantle: Results from petrology and magma ocean modeling [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2011, 307: 173-179.
- [18] Gu X X, Tang J X, Wang C S, Chen J P, He B B. Himalayan magmatism and porphyry copper-molybdenum mineralization in the Yulong ore belt, East Tibet [J]. *Mineralogy and Petrology*, 2003, 78(1-2): 1-20.
- [19] 毕献武, 胡瑞忠, 彭建堂, 吴开兴, 苏文超, 战新志, 姚安和马厂箐富碱侵入岩体的地球化学特征[J]. *岩石学报*, 2005, 21(01): 113-124.
- [20] 徐兴旺, 蔡新平, 宋保昌, 张宝林, 应汉龙, 肖骑彬, 王杰. 滇西北衙金矿区碱性斑岩岩石学、年代学和地球化学特征及其成因机制[J]. *岩石学报*, 2006, 22(3): 631-642.
- [21] Xu L L, Bi X W, Hu R Z, Zhang X C, Su W C, Qu W J, Hu Z C, Tang Y Y. Relationships between porphyry Cu-Mo mineralization in the Jinshajiang-Red River metallogenic belt and tectonic activity: Constraints from zircon U-Pb and molybdenite Re-Os geochronology [J]. *Ore Geology Reviews*, 2012, 48: 460-473.
- [22] Liang H Y, Campbell I H, Allen C, Sun W D, Liu C Q, Yu H X, Xie Y W, Zhang Y Q. Zircon $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ ratios and ages for Yulong ore-bearing porphyries in eastern Tibet [J]. *Mineralium Deposita*, 2006, 41(2): 152-159.
- [23] Philip M P, Philip A C. Apatite in igneous systems [J]. *The Mineralogical Society of America*, 2002, (48): 255-292.
- [24] 张文兰, 邵济安, 王汝成, 徐夕生, 车旭东, 杨岳衡. 荡子山白榴霓霞岩体中富 Sr 磷灰石的发现及其成因矿物学研究[J]. *科学通报*, 2010, 33(55): 3214-3225.
- [25] McCubbin F M, Jolliff B L, Nekvasil H C, Zeigler R A, Steele A, Elardo S M, Lindsley D H. Fluorine and chlorine abundances in lunar apatite: Implications for heterogeneous distributions of magmatic volatiles in the lunar interior [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2011, 75: 5073-5093.
- [26] Marks Michael A W, Thomas W, Whitehouse M J, Loose M, Thomas Z, Matthias B, Krasz W L, EG, Hagen S, Gregor M. The volatile inventory (F, Cl, Br, S, C) of magmatic apatite: An integrated analytical approach [J]. *Chemical Geology*, 2012, 291: 241-255.
- [27] Stormer J C, Pierson M L, Tacker R C. Variation of F and Cl X-ray intensity due to anisotropic diffusion in apatite during electron microprobe analysis [J]. *American Mineralogist*, 1993, 78(2-3): 641-648.
- [28] James D W, Christine M T, Charles W M. Partitioning behavior of chlorine and fluorine in the system apatite-melt-fluid. II: Felsic silicate systems at 200 MPa [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2009, 73(3): 559-581.
- [29] Saal A E, Hauri E H, Lo C M, Van O J A., Rutherford M C, Cooper R F. Volatile content of lunar volcanic glasses and the presence of water in the Moon's interior [J]. *Nature*, 2008, 454(7201): 192-196.
- [30] Martin J S, John H D. Sulfur evolution of oxidized arc magmas as recorded in apatite from a porphyry copper batholiths [J]. *Geology*, 1998, 26(6): 523-526.
- [31] Imai A. Metallogenesis of porphyry Cu deposits of the Western Luzon Arc, Philippines: K-Ar ages, SO_3 contents of microphenocrystic apatite and significance of intrusive rocks [J]. *Resource Geology*, 2002, 52(2): 147-161.
- [32] Imai A. Variation of Cl and SO_3 contents of microphenocrystic apatite in intermediate to silicic igneous rocks of Cenozoic Japanese island arcs: Implications for porphyry Cu metallogenesis in the Western Pacific Island arcs [J]. *Resource Geology*, 2004, 54(3): 357-372.
- [33] 王蝶, 毕献武, 尚林波. 德兴铜矿花岗闪长斑岩成岩过程分异的初始岩浆流体 HF-HCl 浓度特征[J]. *矿物学报*, 2010, 30(3): 331-337.
- [34] Aoki K, Ishiwaka K, Kanisawa S. Fluorine geochemistry of basaltic rocks from continental and oceanic regions and petrogenetic application [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1981, 78: 53-59.
- [35] Gundmundur E, Sigvaldson E, Oskarsson N. Fluorine in basalts from Iceland [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1986, 94: 263-271.
- [36] Smith J V, Delaney J S, Hervig R L, Dawson J B. Storage of F and Cl in upper mantle: Geochemical implications [J]. *Lithos*, 1981, 14: 132-147.

- [37] Vukadinovic D, Edgar A D. Phase relations in the phlogopite-apatite system at 20 kbar: Implications for the role of fluorine in mantle melting [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1993, 114: 254-274.
- [38] Cauzid J, Philippot P, Criado G M, Menez B, Laboure S. Contrasting Cu-complexing behaviour in vapour and liquid fluid inclusions from the Yankee Lode tin deposit, Mole Granite, Australia [J]. *Chemical Geology*, 2007, 246(1-2): 39-54.

Volatile Abundances in Apatite from Alkaline Magma in the Jinshajiang-Honghe in Continental Tectonic Setting

WANG Die^{1,2}, BI Xian-wu¹, ZHOU Ting^{1,2}, ZHANG Wen-lan³, WANG Xin-song^{1,2}, XU Lei-luo¹

(1. *State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China;*

2. *University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China;*

3. *State Key Laboratory for Mineral Deposits Research, Nanjing University, Nanjing 210093, China*)

Abstract: In this study, apatite in alkaline rock from the Cenozoic Jinshajiang-Honghe was analyzed by using electron microprobe. The volatile abundance shows that the alkaline magma in the belt has higher F and lower Cl and SO₃ contents. This trend shows special characteristics and is different from that in circum-Pacific magma arc, and the difference may derive from the distinction of the source.

Key words: alkaline rock; apatite; volatile