科学通报 2008 年 第 53 卷 第 24 期: 3112 ~ 3119
论 文
《中国科学》杂志社
SCIENCE IN CHINA PRESS

湖南骑田岭花岗岩中的原生含锡榍石：一个重要的含锡矿物及其找矿指示意义

谢磊, 王汝成, 陈骏, 朱金初, 张文兰, 王德滋, 于阿朋

内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室, 南京大学地球科学与工程学院, 南京 210093
E-mail: xielei@nju.edu.cn

2008-07-18 收稿, 2008-10-16 接受
国家自然科学基金(批准号: 40730423 和 40221301)和中国地质调查局调查项目(编号: 1212010632100)资助

摘要 在湖南骑田岭花岗岩体东南部的淘锡窝钙碱性花岗岩中, 通过精细的矿物学研究, 发现了一类重要的含锡矿物——榍石, 它通常与黑云母共生, 自形, 具典型“信封状”外形, 并且内部环带构造发育, 其中的 SnO_2 平均含量 0.43 wt%, 最高可达 1.12 wt%. 分析表明, 这类榍石为岩浆阶段结晶的产物, 伴随着花岗岩结晶作用, 从岩浆中分异出的流体会交代早期矿物, 从而原生含锡榍石可部分或全部发生热液蚀变, 但仍然保留榍石特有的“信封状”外形, 在大多数情况下, 蚀变产物中可包含微粒锡石, 此外还包括钛铁矿 + 含锡金红石 + 萤石 + 石英矿物组合系列. 因此, 作为钙碱性花岗岩中的常见副矿物, 榍石是含锡矿物中的重要聚锡矿物之一, 反映了花岗岩岩浆中的初始锡富集特征, 而榍石的热液分解作用则体现了后期锡元素的迁移和聚集过程. 由此可见, 湖南骑田岭花岗岩中的原生含锡榍石不仅是一个重要的含锡矿物, 而且对找矿具有重要指示意义.

关键词
含锡榍石
成因矿物学
找矿指示意义
骑田岭
花岗岩

花岗岩与锡矿床之间具有密切的成因联系, 因此寻找含锡花岗岩的矿物学、岩石学和地球化学判识标志成为地质学家关注的重要科学问题[1~5]. 通常认为, 云母(主要是黑云母)是花岗岩中主要的标志性含锡矿物, 但黑云母在流体作用下极易蚀变为绿泥石, 所以这极大地限制了黑云母作为锡成矿指示矿物的普适性. 相比而言, 榍石[$CaTiSiO_5$]是花岗岩, 尤其是钙碱性花岗岩中的常见副矿物[6], 属于单斜晶系的岛状硅酸盐矿物, 其结构是由[TiO_6]八面体和孤立的[SiO_4]四面体以共角顶的形式连接而成, 八面体和四面体之间是七次配位[CaO_7]多面体的位置[7]. 这种结构使得榍石内部能够容纳稀土元素和Nb, Ta等微量元素, 并且榍石中的钛可以不同程度地被锡所替代, 从而构成榍石-马来亚石[$CaSnSiO_5$]固溶体系列. 由此可见, 榍石可以成为潜在的含锡花岗岩的标志性矿物. 但尽管如此, 根据已有研究, 大多锡含量较高的榍石均属于花岗伟晶岩中的热液成因矿物, 如波兰Zolkiewka伟晶岩中的热液榍石都富含锡, Janeczek[8]研究认为热液榍石平均含 2.81 wt% SnO_2(wt%为质量分数, 下同), Szełęg[9]发现热液榍石最高可含 15.4 wt% SnO_2. 因此, 对于榍石是否可以成为含锡花岗岩的标志性矿物, 解决花岗岩中岩浆榍石的聚锡能力问题是关键[10,11].

本文以湖南骑田岭淘锡窝花岗岩为例, 旨在通过精细的矿物学研究, 对这一问题作初步讨论, 根据原生榍石的含锡特征及锡在热液体系中的地球化学行为, 探讨含锡榍石的找矿指示意义. 研究表明, 湖南骑田岭花岗岩中的原生含锡榍石不仅是一个常见的含锡矿物, 而且对找矿具有显著指示意义, 因此, 这一研究结果具有重要的理论基础与实践应用参考意义.

1 地质背景简介

湖南骑田岭花岗岩是南岭地区重要的含锡花岗

岩，近年来因在内外接触带发现了芙蓉超大型锡矿床而备受关注，其锡初步探明储量可达 60 多万吨[12]. 该花岗岩岩体属于钙碱性花岗岩，出露于湖南郴县、宜章和桂阳 3 县，平面上整个岩体呈近等轴状，总面积约 520 km^2. 岩体位于扬子地块与华夏地块的结合部位，发育于两陆块的碰撞带—— NNE向茶陵-郴州-临武深大断裂带，侵位于石炭系-二叠系灰岩和二叠系-三叠系细碎屑岩中[13,14]. 总体而言，骑田岭花岗岩是一个多阶段侵入的复式岩体(图 1)[15,16]，根据岩性和形成时代可划分为 3 个阶段. 第一阶段是粗粒斑状角闪黑云母二长花岗岩，岩石具有斑状结构，基质为粗粒花岗结构. 斑晶主要由微斜长石和少量斜长石组成，偶见卵状石英. 常见有浑圆状花岗闪长质、二长花岗质和石英二长质暗色微花岗岩类包体. 第二阶段为中粒黑云母花岗岩，岩石具有斑状结构. 两个阶段花岗岩的侵入年龄分别为 165~159 和 157~153 Ma[15,17]. 第三阶段为晚期细粒花岗岩，切穿骑田岭第一和第二阶段花岗岩，主要呈岩瘤、岩脉等小侵入体散布于复式岩基各处[18].

本次工作所选用的花岗岩样品采自岩体东南部的淘锡窝矿段ZK4011 钻孔. 该区产出云英岩型的锡矿石，锡矿石的Ar-Ar坪年龄为(160.1±0.9) Ma，与花岗岩年龄数据的一致性体现了花岗岩与锡成矿具有密切关系[19]. 淘锡窝花岗岩属于中粒黑云母花岗岩，轻微蚀变，主要矿物有石英 38%、钾长石 35%、斜长石 20%和黑云母 7%，局部含有少量钾长石和石英斑晶. 全岩地球化学分析结果表明(表 1)，该岩体花岗岩属酸性，SiO_2 达 71.14%；岩石明显富碱，全碱含量 8.47%，尤其是富钾，K_2O达 5.26%，K_2O/Na_2O = 1.64；铝饱和系数A/CNK值为 0.93，属于准铝范围；岩石

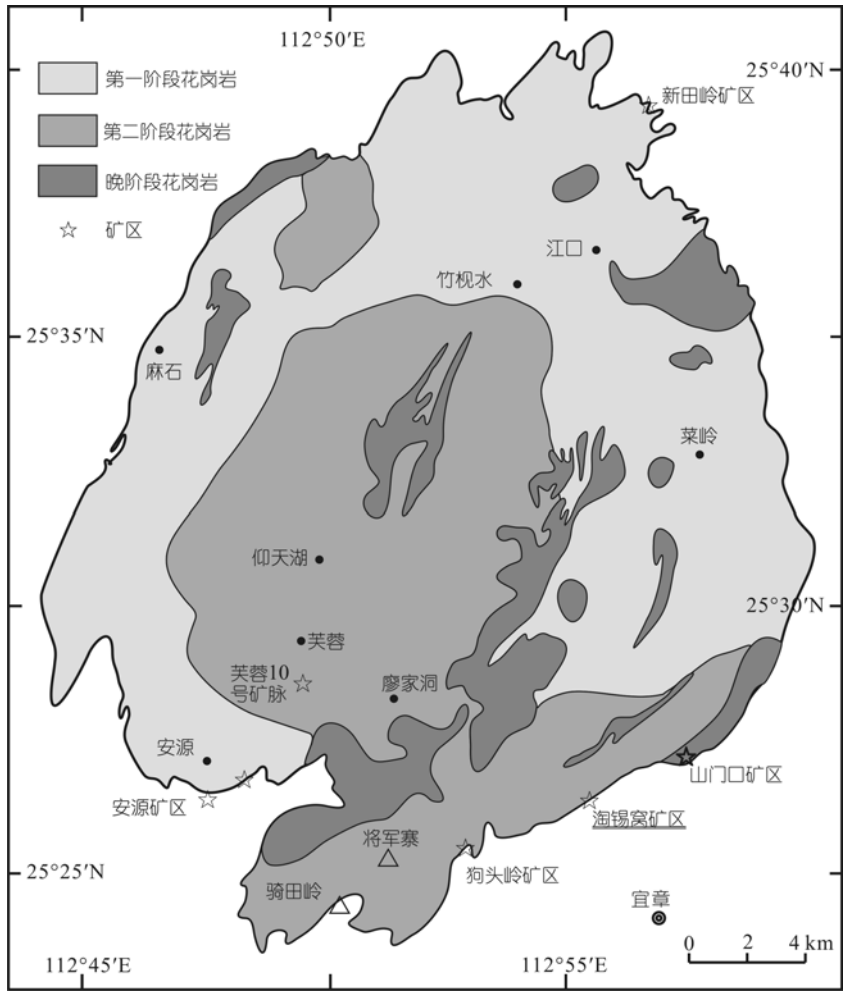


图 1　湖南骑田岭岩体地质图(据文献[15,16]修改)

表 1 骑田岭淘锡窝岩体全岩分析结果

常量元素/wt%		微量元素/μg·g^{-1}		稀土元素/μg·g^{-1}	
SiO_2	71.14	Li	70.01	La	61.45
TiO_2	0.35	V	23.02	Ce	115.58
Al_2O_3	13.14	Cr	13.00	Pr	12.35
Fe_2O_3	2.66	Ga	19.24	Nd	41.32
MnO	0.06	Rb	474.1	Sm	7.53
MgO	0.45	Sr	118.77	Eu	0.87
CaO	1.70	Y	40.06	Gd	7.34
Na_2O	3.21	Zr	233.13	Tb	1.02
K_2O	5.26	Nb	21.94	Dy	6.83
P_2O_5	0.08	Mo	7.70	Ho	1.49
SO_3	0.24	Sn	103.52	Er	4.45
烧失量	1.11	Cs	23.66	Tm	0.69
总和	99.40	Ba	245.02	Yb	4.72
Na_2O+K_2O	8.47	Hf	5.59	Lu	0.69
A/CNK	0.933	Ta	3.04	ΣREE	266.33
NK/A	0.835	W	4.21	LREE	239.10
$(Na_2O+K_2O)/CaO$	4.982	Pb	34.65	HREE	27.23
FeO/MgO	5.320	Th	57.19	δEu	0.353
K_2O/Na_2O	1.639	U	21.19	LREE/HREE	8.781

富铁贫镁(FeO/MgO = 5.32). 尤其值得注意的是该岩体全岩 Sn 含量较高, 达到 104 μg/g, 体现了花岗岩原始岩浆富锡的特征.

2 样品与分析方法

淘锡窝黑云母花岗岩样品的常量元素分析在南京大学现代分析中心, 使用 ARL9800XP+(瑞士制造)X 荧光光谱仪完成. 微量元素和稀土元素在南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室用高灵敏度等离子质谱仪 Finnigan Element Ⅱ(德国制造)测定. 两者的分析误差分别为小于 0.5%和小于 5%.

利用 JEOL JXA-8100 型电子探针对骑田岭淘锡窝花岗岩的岩石光薄片进行了背散射电子像观察、定量成分分析和面分析. 工作条件: 加速电压 15 kV, 加速电流 20 nA, 束斑直径<1 μm, 所有测试数据都进行了 ZAF 处理. 测定硅酸盐过程中, Sn 和 W 的特征峰测量时间为 80 s, 背景测量时间为 40 s, 以降低检测限; 而硅酸盐中的其他元素和氧化物中所有元素的特征峰测量时间为 20 s, 背景测量时间为 10 s. 定量分析测定硅酸盐时, SiO_2, MnO, K_2O 和 F 分别使用美国国家标准局的矿物标样(钠长石、橄榄石、正长石、磷灰石), 其他元素均使用角闪石标样; 测定氧化物时, 部分使用美国国家标准局的标样, TiO_2 使用角闪石标样, FeO 使用橄榄石标样, 而 Nb_2O_5, Ta_2O_5, SnO_2, Sc_2O_3 和 MnO 分别使用国家标准委员会的 Nb 金属、Ta 金属、锡石、Sc 金属和红钛锰矿($MnTiO_3$)标样.

3 原生榍石

榍石作为骑田岭花岗岩中的副矿物, 分布在主要造岩矿物(石英、长石和黑云母)之间, 半自形至自形, 常呈似信封状外形, 尤其背散射电子像显示榍石晶体内部具有清晰的环带或砂钟构造(图 2(a), (b)), 这些现象都表明榍石是原始岩浆中结晶出来的产物[20]. 颗粒大小比较均一, 长度约 200~350 μm. 榍石还包裹有一些稀土矿物如磷钇矿等, 或与锆石等副矿物共生.

对榍石化学成分的系统分析表明, 除了主要元素Si, Ti, Ca以外, 榍石不同程度地富集了Sn, Fe, Al等微量元素(表 2). SnO_2 含量变化较大, 反映榍石环带构造的成分变化特征, 如图 2(a)中的榍石中心部位 SnO_2 含量为 0.16 wt%, 而边部的含量则为 1.12 wt%, Sn含量相差一个数量级; 29 个测试数据的平均SnO_2 含量为 0.43 wt%, 最高为 1.12 wt%. 榍石还富含有 1.63 wt%~2.58 wt% FeO. Al_2O_3 的含量变化很小且较低, 介于 3.46 wt%~4.24 wt%之间. F与Al含量成正相关关系, 表示它们同时参与替换作用, 即$Ti^{4+} + O^{2-} \Leftrightarrow Al^{3+} + F^-$[21]. 除了榍石的定量化学成分以外, 利用元素面分析技术能直观地反映榍石主要元素的变化. 对图 2(b)中的一颗自形榍石及其分解产物进行的元素面分析结果显示(图 3), Si元素基本没有任何变化,

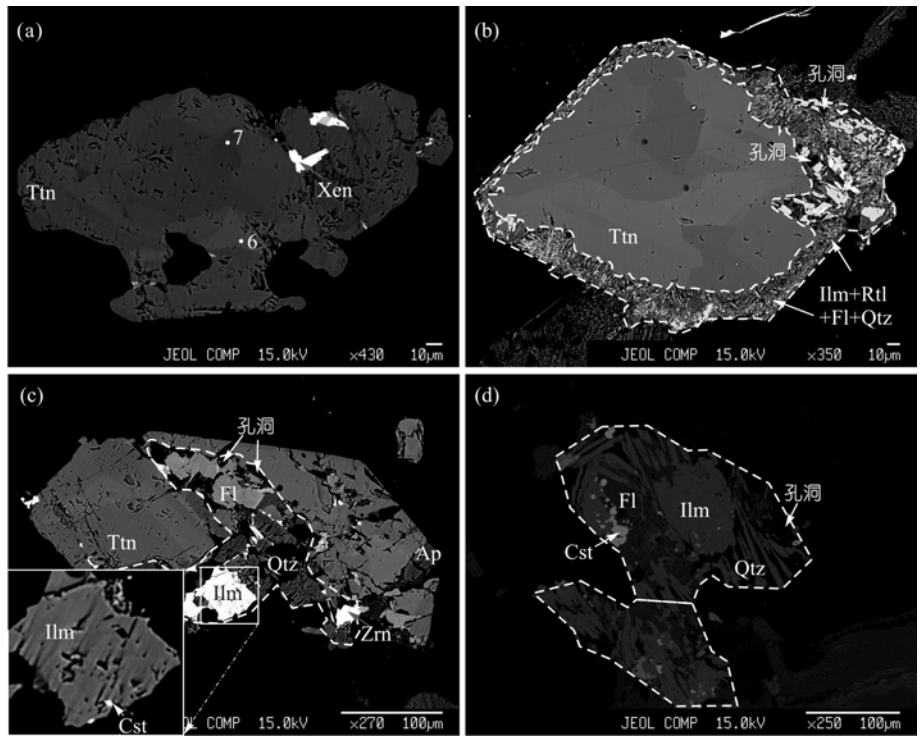


图 2　骑田岭花岗岩中榍石及其分解产物的背散射电子图像

(a) 原生岩浆榍石, 包裹有磷钇矿(Xen), 图中数字(6, 7)对应表 2 中成分; (b) 原生榍石, 边部分解为钛铁矿 + 金红石 + 萤石 + 石英; (c) 原生榍石, 部分蚀变为萤石、石英、钛铁矿、金红石、锡石; 左下角为局部放大, 钛铁矿包裹微粒锡石(细箭头所指); (d) 锡石、钛铁矿、萤石、石英矿物组合, 其轮廓似榍石信封状外形(虚线表示颗粒边缘). 矿物缩写: 榍石(Ttn), 磷钇矿(Xen), 钛铁矿(Ilm), 金红石(Rtl), 萤石(Fl), 石英(Qtz), 锡石(Cst), 锆石(Zrn)

而主要元素(Ca, Ti)和微量元素(Sn, Fe, Al)则表现出程度不等的变化. Sn含量的变化与背散射电子像的亮度基本一致, 显示其置换Ti的重要性, Sn与Ti之间较好的负相关关系与Sn⇔Ti传统置换关系一致[22]. 但是, Al和Fe面扫描图显示它们也可以置换Ti, 并且在某些部位甚至优于Sn. 另外, Ca在颗粒中的不均一分布体现了与Fe^{2+}发生置换反应的可能性(图 3(b)).

4　榍石的热液蚀变

根据背散射电子像观察, 部分榍石可程度不同地遭受热液蚀变作用. 蚀变可沿榍石边部发生(图 2(b)), 也可延伸至晶体内部(图 2(c)), 直至全部蚀变(图 2(d)), 但蚀变组合仍然保留有榍石特有的信封状外形(图 2(b), (d)中的虚线框), 显示出原地蚀变的特征. 利用电子探针数值化元素扫描和定量分析对原生榍石的蚀变矿物组合进行了观察和鉴定分析, 发现基本矿物为钛铁矿、金红石、萤石、石英, 锡石也在大部分情况下可以存在(图 2(c), (d)), 此外, 在蚀变部位还可以看到一些孔洞. 根据榍石遭受的蚀变程度的差异, 分弱、中、强 3 种情况对蚀变产物特征分述如下.

(1) 自形榍石仅仅外部边缘被矿物组合取代, 中心仍然保留有原生榍石的结构和成分, 并且能够极好地复原出原始的榍石形态. 这些边缘的矿物细小且密集共生, 最小的颗粒<1 μm, 仅有局部钛铁矿的颗粒较大达到 15 μm, 形状可见呈细针状和粒状(图 2(b)). 钛铁矿富含 MnO (2.8 wt%~9.9 wt%), Sn 含量不高, 介于 0 ~ 0.3 wt%; 金红石的成分较纯净, 含少量的 Nb 和 Fe, Sn 含量较钛铁矿中的略高, 最高达到 0.4 wt% (表 3). 在图 3(d)(Sn 面分布图)中, 两颗非常小的锡石颗粒也可以在榍石的蚀变边发现(箭头所指).

(2) 榍石蚀变作用由边部延伸至晶体内部, 根据残留榍石的形态仍可以大概判断出原始榍石的自形形态. 蚀变矿物与第一类边部的蚀变矿物种类和成分均一致, 主要是他形萤石、石英和钛铁矿, 但是颗粒大小约 50 μm. 钛铁矿之中偶尔包含锡石微粒包裹体, 其粒径仅 2 μm 左右(图 2(c)).

表 2 骑田岭花岗岩中榍石的电子探针化学成分 a)

	1	2	3	4	5	6	7	8	平均 n=29	标准偏差
WO_3(wt%)	0.24	0.02	0.05	0.01	0.13	0.23	0.06	0.22	0.15	0.100
SiO_2	29.95	29.83	29.65	30.09	30.43	29.19	29.52	29.73	29.52	0.399
TiO_2	33.25	32.74	32.74	34.48	32.94	30.57	32.16	31.39	32.09	1.285
SnO_2	0.15	0.69	0.35	0.24	0.46	1.12	0.16	0.86	0.43	0.318
Al_2O_3	4.01	3.78	4.12	3.46	4.02	4.23	3.97	4.24	4.01	0.235
MgO	0.15	0.11	0.10	0.06	0.11	0.21	0.15	0.18	0.14	0.042
CaO	26.89	26.72	27.00	27.52	27.83	26.32	27.83	27.19	26.70	0.743
MnO	0.06	0.08	0.02	0.01	0.01	0.12	0.07	0.08	0.06	0.032
FeO	2.15	2.00	2.10	1.95	1.63	2.37	2.20	2.35	2.22	0.324
Na_2O	0.04	0.01	0.04	0.03	0.04	0.09	0.06	0.06	0.05	0.032
K_2O	–	0.01	0.01	0.04	–	–	–	–	0.01	0.010
F	1.73	1.64	1.95	1.57	1.87	1.19	1.28	1.10	1.45	0.305
=O	0.73	0.69	0.82	0.66	0.79	0.50	0.54	0.46	0.61	0.128
总和	97.90	96.94	97.28	98.80	98.68	95.12	96.91	96.93	96.20	1.451
根据阳离子总数=3 计算晶体化学式										
W	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.002	0.001	
Si	0.991	0.998	0.987	0.986	0.997	0.992	0.979	0.989	0.991	
Ti	0.827	0.823	0.819	0.850	0.812	0.781	0.802	0.785	0.810	
Sn	0.002	0.009	0.005	0.003	0.006	0.015	0.002	0.011	0.006	
Al	0.156	0.149	0.161	0.134	0.155	0.169	0.155	0.166	0.159	
Mg	0.005	0.004	0.003	0.002	0.004	0.008	0.005	0.006	0.005	
Ca	0.953	0.957	0.962	0.967	0.977	0.958	0.989	0.969	0.960	
Mn	0.002	0.002	0.001	0.000	0.000	0.003	0.002	0.002	0.002	
Fe	0.059	0.056	0.059	0.053	0.045	0.067	0.061	0.065	0.062	
Na	0.003	0.000	0.002	0.002	0.002	0.006	0.004	0.004	0.003	
K		0.001	0.000	0.002					0.000	
F	0.181	0.173	0.205	0.163	0.194	0.128	0.134	0.116	0.153	

a) “–”: 低于元素检测限(K: 100 μg/g); n 表示分析数据数; 标准偏差根据 n 个数据计算得出

表 3 骑田岭花岗岩中典型 Ti-Sn 氧化物矿物的电子探针化学成分 a)(wt%)

	WO_3	Nb_2O_5	Ta_2O_5	TiO_2	SnO_2	Sc_2O_3	MnO	FeO	总和
钛铁矿									
1	0.04	0.15	0.15	51.78	0.02	0.01	6.43	39.95	98.52
2	–	0.59	0.37	52.64	0.10	0.01	8.29	38.13	100.12
3	0.04	0.63	0.20	51.79	0.25	0.02	9.89	35.94	98.76
4	0.00	–	0.21	51.08	0.05	–	4.44	42.49	98.28
5	0.06	0.31	–	49.34	0.06	0.01	2.84	46.35	98.96
6	–	0.09	0.30	52.06	0.04	0.01	3.40	43.07	98.97
金红石									
7	–	2.48	0.59	95.11	0.21	–	0.03	1.29	99.71
8	–	1.71	0.54	94.58	0.40	0.01	0.01	0.95	98.19
9	0.03	2.06	0.63	93.21	0.40	–	0.03	0.86	97.22
10	–	1.72	0.61	95.23	0.09	–	–	0.74	98.38
11	–	2.67	0.39	93.38	0.24	–	–	0.78	97.46
12	–	1.97	0.73	94.94	0.31	–	0.01	1.16	99.12
锡石									
13	0.09	0.22	–	0.97	98.20	0.02	–	0.41	99.91
14	0.24	0.09	0.05	1.61	96.88	0.01	0.15	1.67	100.70
15	–	0.23	0.07	3.34	91.43	–	2.18	0.12	97.36
16	0.13	1.23	0.18	6.27	90.73	0.03	0.16	1.66	100.40

a) “–”: 低于元素检测限(W: 50 μg/g; Nb: 100 μg/g; Ta: 100 μg/g; Sc: 100 μg/g; Mn: 50 μg/g)

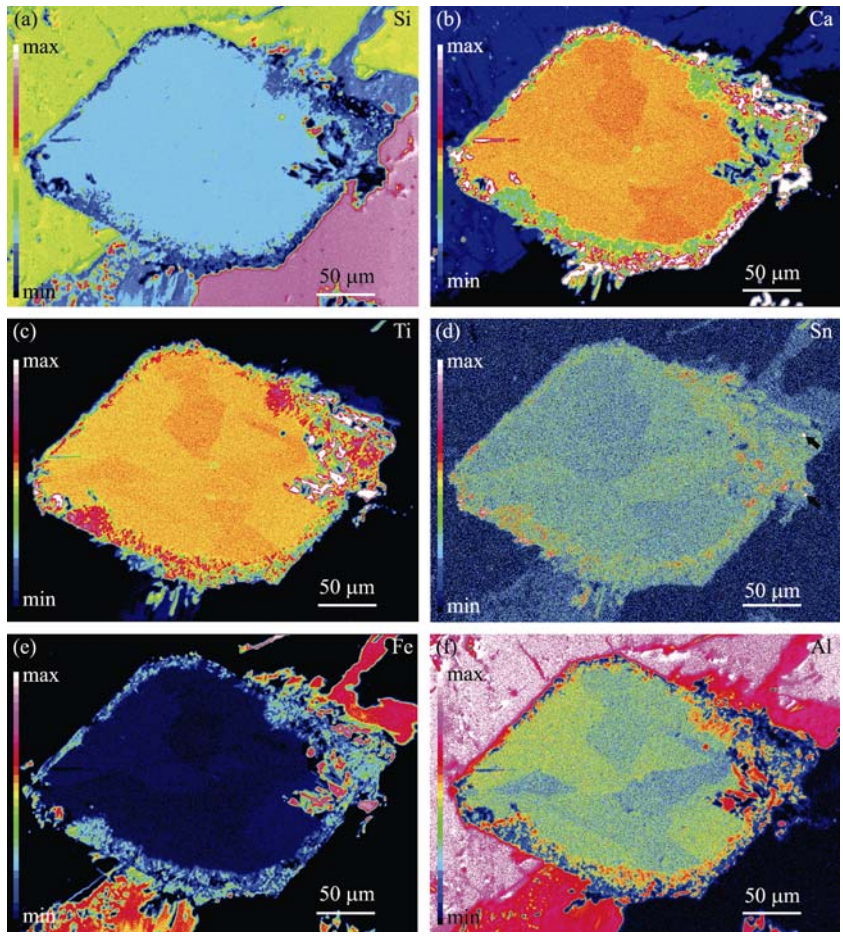


图 3　骑田岭花岗岩中榍石及其分解产物的元素面分布图

背散射电子像见图 2(b). 左侧色带柱指示元素的相对计数, 白色最高(max), 黑色最低(min). (d)中箭头所指为微粒锡石

(3) 榍石完全蚀变, 但很好地保留了原生榍石的形态(图 2(d)). 蚀变产物为板条状钛铁矿, 最长可以达到 100 μm; 萤石和石英呈填隙状产出; 更明显的是他形锡石以浸染状分布在上述的矿物之中, 粒径可达约 20 μm, 电子探针分析显示, 锡石含有少量的 Ti, Fe, Mn, Nb 和 Ta 等(表 3).

5　讨论

5.1　原生榍石: 岩浆原始富锡的标志

锡对于许多矿物来说属于相容元素, 因此可以在多种矿物中以不同量级存在[11,23~25]. 在不同类型的含锡花岗岩中, 可以存在多种原生含锡矿物, 其中, 锡石无疑是最能反映花岗岩含锡能力的重要标志性矿物, 如在强过铝稀有金属花岗岩中, 锡石是最常见的岩浆期副矿物[1,3,26]; 此外, 云母一直是花岗岩中备受关注的含锡矿物[5,27,28]. 除此之外, 榍石是花岗岩, 尤其是钙碱性花岗岩中常见的含锡副矿物. 榍石中锡含量变化范围很大, 可以相差 10^2 以上的数量级(SnO_2=0.22 wt%[29]; 1.79 wt%[2]; 7.40 wt%[8]). 同时, 锡还可以微量元素的形式存在于钛铁氧化物等副矿物中[10,22,30]. 因此, 矿物体现了不同花岗岩体中的原始富锡特征.

骑田岭花岗岩全岩地球化学数据表明, 未蚀变岩石含有很高的锡含量(34.7~45 μg/g[31]; 104 μg/g, 本文). 通过对骑田岭岩体中黑云母花岗岩的系统研究表明, 这类钙碱性花岗岩中最主要的原生富锡矿物是榍石, 它们具有自形的菱形或信封状切面, 环带构造和砂钟构造显著, 反映了它们是典型的岩浆期矿物. 锡在榍石中存在的基本方式是占据钛的位置, 同一颗粒的锡含量也会表现出比较明显的差异, SnO_2 含量最高达到了 1.12 wt%. 榍石与马来亚石[$CaSnSiO_5$]是类质同像的两个端元组分, 在 650~700℃以上的温度时为完全固溶体

[32]. 波兰Żółkiewka地区伟晶岩中的原生榍石含 7.4 wt% SnO_2[8], 同一地区产出的热液榍石是目前发现的锡含量最高的天然榍石(15.41 wt% SnO_2[9]). 但是, 花岗岩中的榍石的锡含量普遍低于 1 wt%. 原始岩浆明显富集锡元素才能结晶出具有自形形态的原生含锡榍石. 根据电子探针对各种矿物成矿元素的分析表明, 淘锡窝花岗岩中榍石是最重要的锡赋存矿物之一. 原生的自形榍石的发现充分表明了该花岗岩体的初始含矿性.

5.2 锡的热液活动和聚集

围绕自形榍石分布的钛铁矿、金红石、石英、萤石、锡石等矿物是与榍石蚀变作用直接相关的热液产物, 即便是在这些矿物组合中未见原生榍石, 仍保留了榍石特有的自形形态. 此外, 在蚀变组合中还有一些孔洞, 表明榍石的热液蚀变作用是伴随着矿物体积发生变化所导致的[20,33]. 即富锡榍石在热液流体的作用下, 发生了溶解-再沉淀作用, 形成了新的矿物组合:

$$\underset{\text{含锡榍石}}{Ca[Ti_xSn_{(1-x)}]SiO_4(O, OH, F)} + \text{流体} \rightarrow$$
$$\underset{\text{萤石}}{CaF_2} + \underset{\text{钛铁矿}}{FeTiO_3} + \underset{\text{金红石}}{TiO_2} + \underset{\text{石英}}{SiO_2} + \underset{\text{锡石}}{SnO_2}$$

黑云母是一类易蚀变的矿物, 采自淘锡窝黑云母花岗岩中的黑云母已基本蚀变为绿泥石, 反映了在岩浆晚期, 流体频繁活动. 同样, 榍石也受到了这些岩浆晚期热液流体的作用, 发生了分解反应. 在蚀变过程中, 与榍石有关的蚀变矿物组合也相应变化, 早阶段蚀变作用发生于矿物边缘, 蚀变产物颗粒较细密, 几乎不能分辨矿物的成分, 锡元素赋存在新生成的矿物之中; 而随着流体越来越多, 蚀变作用增强, 榍石局部的溶解再沉淀作用比较完全, 矿物颗粒增大, 同时也有了锡石的微粒包裹体的出现; 在蚀变的最后阶段, 榍石颗粒完全被矿物组合取代, 仅保留有其外部轮廓, 这个阶段形成的矿物颗粒不仅较大, 而且成一定的方向定向排列, 同时锡石颗粒也有了形成的充足组分和空间, 他形颗粒呈团块状在晶间生长(图 2). 因此, 榍石的一系列蚀变组合体现了锡在这些不同的阶段赋存状态的变化, 从位于富锡榍石的晶格之中, 到因热液作用迁移至分解产物金红石和钛铁矿中(它们都或多或少地包含成矿元素锡), 在蚀变作用最强烈的阶段, 锡通过迁移并聚集, 形成了独立矿物锡石, 与其他分解产物共生. 由于富锡榍石中的锡含量是有限的, 不排除流体不仅作为催化剂的作用, 同时也带来了锡元素, 但流体活动持续的时间或规模有限, 这也是并未形成大批量的锡石颗粒的原因.

5.3 原生榍石: 含锡花岗岩的找矿指示意义

花岗岩对锡成矿作用的影响是由花岗岩的成矿能力所决定的. 因此, 研究花岗岩与锡成矿作用的关系, 必须考虑以下三点要素: 首先是花岗岩浆中是否存在足量的初始富集; 其次, 锡赋存在什么矿物中; 第三, 是否存在流体相从而有利于成矿元素的迁移并在适当的位置富集成矿. 本文对骑田岭岩体淘锡窝黑云母花岗岩中含锡榍石的精细微区研究, 提供了含锡花岗岩成矿能力的矿物学信息. (1) 原生含锡榍石只有在原始岩浆富含锡元素的条件下才能形成, 而且锡含量可以达到较高程度. 因此富锡榍石可以充分地反应该花岗岩体的初始含矿性. (2) 次生含锡金红石, 尤其是锡石的存在充分说明了含锡榍石与流体发生了作用, 导致锡的释放. 晚期分异流体相的存在有利于锡的迁移和进一步富集成矿. 榍石的分解作用为示踪花岗岩晚期流体相作用提供了矿物学判别标志. (3) 榍石的分解作用在骑田岭地区的其他岩体(如中部白蜡水岩体)中也有发现, 是一种常见的现象, 证明了晚期强烈流体活动的普遍性.

致谢 感谢匿名审稿人对本文提出的建设性修改意见.

参考文献

1 Lehmann B. Metallogeny of Tin. Berlin: Springer-Verlag, 1990. 211
2 Černý P, Novák M, Chapman R. The Al(Nb, Ta)Ti_{-2} substitution in titianite: The emergence of a new species? Miner Petrol, 1995, 52: 61—73[DOI]
3 Raimbault L, Burnol L. The Richement rhyolitic dyke, Maddif Central, France: A subvolacanic equivalent of rare-mental granites. Can

Mineral, 1998, 36: 265—282
4 陈骏, 王汝成, 周建平, 等. 锡的地球化学. 南京: 南京大学出版社, 2000. 320
5 Tischendorf G, Förster H J, Gottesmann B. Minor- and trace-element composition of trioctahedral micas: A review. Mineral Mag, 2001, 65(2): 249—276[DOI]
6 Helmy H M, Ahmed A F, El Mahallawi M M, et al. Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions of calc-alkaline granitoids, Eastern Desert of Egypt, and tectonic implications. J African Earth Sci, 2004, 38: 255—268[DOI]
7 Ribbe P H. Titanite. Rev Mineral Geochem, 1980, 5: 137—154
8 Janeczek J. Nb-, Ta- and Sn-rich titanite and its alteration in pegmatites from Zółkiewka, Polan. N Jb Miner Mh, 1996, 10: 459—469
9 Szełęg E. The crystal chemistry of Tin in titanite. Polskie Towarzystwo Mineralogiczne, 2003, 22: 218—220
10 Taylor R G. Geology of Tin Deposits. Amsterdam: Elsevier, 1979. 543
11 朱金初. 锡矿物和锡的类质同像置换. 南京大学学报, 1989, 4: 77—84
12 魏绍六, 曾钦旺, 许以明, 等. 华南骑田岭地区锡矿床特征及找矿前景. 中国地质, 2002, 29(1): 67—75
13 史明魁, 熊成云, 贾德裕, 等. 湘桂粤赣地区有色金属隐伏矿床综合预测. 北京: 地质出版社, 1993. 133
14 柏道远, 陈建超, 马铁球, 等. 湘东南骑田岭岩体 A 型花岗岩的地球化学特征及其构造环境. 岩石矿物学杂志, 2005, 24(4): 255—272
15 朱金初, 张佩华, 谢才富, 等. 骑田岭岩体. 见: 周新民, 主编. 南岭地区晚中生代花岗岩成因与岩石圈动力学演化. 北京: 科学出版社, 2007. 520—532
16 刘义茂, 许继峰, 戴橦模, 等. 骑田岭花岗岩 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 同位素年龄及其地质意义. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2002, 32(增刊 1): 41—48
17 赵葵东, 蒋少涌, 姜耀辉, 等. 湘南骑田岭岩体芙蓉超单元的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄及其地质意义. 岩石学报, 2006, 22(10): 2611—2616
18 汪雄武, 王晓地, 刘家齐, 等. 湖南骑田岭花岗岩与锡成矿的关系. 地质科技情报, 2004, 23(2): 1—12
19 毛景文, 李晓峰, Lehmann B, 等. 湖南芙蓉锡矿床锡矿石和有关花岗岩的 ^{40}Ar-^{39}Ar 年龄及其地球动力学意义. 矿床地质, 2004, 23(2): 164—174
20 Broska I, Harlov D, Tropper P, et al. Formation of magmatic tianite and titianite-ilmenite phase relations during alteration in the Tribeč Mountains, Western Carpathians, Slobavakia. Litho, 2007, 95: 58—71[DOI]
21 Deer W A, Howie R A, Zussman J. An Introduction to the Rock Forming Minerals. 2nd ed. New York: Longman Scientific & Technical, 1992. 696
22 Padurow N. The system SnO_2-TiO_2. Naturwissenschaften, 1956, 43: 395—396
23 Bergerhoff G, Hamaguch H, Kuroda R, et al. Tin. Wedepohl K H, ed. Handbook of Geochemistry. Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag, 1978
24 Kunz M, Xiriuchakis D, Wang Y, et al. Structural investigations along the join $CaTiOSiO_4$-$CaSnOSiO_4$. Schweiz Miner Petrog, 1997, 77: 1—11
25 Williamson B J, Spratt J, Adams J T, et al. Geochemical constraints from zoned hydrothermal tourmalines on fluid evolution and tin mineralization: An example from fault breccias at Roche, SW England. J Petrol, 2000, 41: 1439—1543[DOI]
26 Lawrence L J. An unusual cassiterite paragenesis and its genetic implications. Mineral Mag, 1957, 31: 402—405
27 王玉荣, 梁伟义, 王道德. 锡石的合成及锡在热液中搬运形式的模拟实验初步研究. 地质科学, 1965, 2: 141—154
28 Clarke M C G, Beddoe-Stephens B. Geochemistry, mineralogy and plate tectonic setting of a Late Cretaceous Sn-W granite from Sumatra, Indonesia. Mineral Mag, 1987, 51: 371—387[DOI]
29 朱金初, 王新光, 殷成玉. 个旧锡矿区不同岩石中锡的富集特征及成矿模式. 地质找矿论丛, 1991, 6(2): 11—17
30 Ramdohr P. The Ore Minerals and Their Intergrowths. Oxford: Pergamon Press, 1969. 1174
31 王登红, 陈毓川, 李华芹, 等. 湖南芙蓉锡矿的地质地球化学特征及找矿意义. 地质通报, 2003, 22(1): 50—56
32 Takenouchi S. Hydrothermal synthesis and consideration of the genesis of malayaite. Miner Depos, 1971, 6: 335—347
33 Putnis A. Mineral replacement reactions: From macroscopic observations to microscopic mechanisms. Mineral Mag, 2002, 65: 685—708