

东疆白石头泉含黄玉天河石花岗岩体的 地球化学: 分带和岩浆演化

顾连兴, 吴昌志, 张遵忠, 苟晓琴, 刘四海, 郑远川, 张光辉

(内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室(南京大学), 南京大学地球科学系, 南京 210093)

摘要: 白石头泉含黄玉的天河石花岗岩体Rb-Sr等时线年龄 209.6 ± 9.6 Ma, 从下至上可分为5个连续过渡的岩相带, 即淡色花岗岩(a带), 含天河石花岗岩(b带), 天河石花岗岩(c带), 含黄玉天河石花岗岩(d带)以及黄玉钠长花岗岩(e带)。岩体的岩石地球化学特征是高F($>2\%$)、高Rb($500 \times 10^{-6} \sim 1\,087 \times 10^{-6}$), 低 P_2O_5 ($\leq 0.06\%$), $Na_2O > K_2O$, 弱过铝($A/NKC=1.00 \sim 1.11$)、翼型稀土元素配分曲线($\Sigma REE=28.6 \times 10^{-6} \sim 231.9 \times 10^{-6}$)、低 $(La/Lu)_N$ 值($0.11 \sim 0.68$)、强烈Eu负异常($Eu/Eu^*=0.0005 \sim 0.0110$)、Nd同位素富集($\varepsilon_{Nd}(t)=-4.4 \sim -4.9$)。该岩体的岩浆是中地壳云母片麻岩部分熔融的产物。从a带到e带的地球化学变化是: (1) F, A_2O_3 和 Na_2O 含量逐渐增加, 而 SiO_2 , $(Fe_2O_3+FeO+MgO+MnO)$ 、FeO和 K_2O 含量逐渐减少, 在标准矿物的Qz-Ab-Or图上总体向Ab角顶移动; (2) 总体而言, Cr, Ni, Co, V, W, Nb, Zr, U, Th和Y含量逐渐减少, 而F, Li, Rb, Hf, Ta, Sn, Sc, Ga和Zn含量逐渐增加, 但d带到e带间存在Li, Rb, Sn, Sc和Zn含量的突降; (3) K/Rb, Al/Ga, Nb/Ta和Zr/Hf值下降, 但K/Cs, Th/U, $(La/Lu)_N$ 值上升; (4) 全岩的 $\delta^{18}O$ 值从a带的 $9.25\% \sim 9.75\%$ 降低到e带的 7.32% , d带与e带间存在 2.1% 的 $\delta^{18}O$ 值突降。岩浆从a带到e带的垂向分带是分离结晶和流体运输的共同结果。岩体的d带与e带存在明显的成分间断。在矿物成分上表现为黄玉、钠长石和白云母的剧增, 钾长石和天河石的剧减。在主量元素上表现为 Na_2O 和CaO含量的剧增, SiO_2 和 K_2O 含量的剧减。在微量元素上表现为F, Ga, Sr和Ba含量的剧增, Li, Rb, Sc, Zn和Sn含量的剧减。在稀土元素上, Eu/Eu^* 和 $(La/Lu)_N$ 值增加, 而 ΣREE 值降低。在氧同位素特征上, $\delta^{18}O$ 值显著降低。这种间断不仅受分离结晶和流体运输的制约, 也与天水加入、围岩混染和亚固相线淋滤有关。

关键词: 淡色花岗岩; 萤石; 黄玉; 天河石; 分带; 分离结晶; 东疆

中图分类号: P588.121; P595

文献标识码: A

文章编号: 1006-7493(2007)02-0207-17

含黄玉花岗岩类因常与W, Sn, Be, Nb和Ta等稀有金属成矿密切相关而倍受关注(Bailey, 1977; Kovalenko and Kovalenko, 1976; Manning, 1981; Pichavant et al, 1988; Congdon and Nash, 1988; Webster and Holloway, 1990; Raimbault and Burnol, 1998; Reyf et al, 2000), 而其内部分带则是研究热点之一(Kovalenko and Kovalenko, 1984; Zhu and Liu, 1990; Zhu et al, 2001; Haapala and Lukkari, 2005)。然而, 目前尚未报道过同时含有黄玉和天河石的淡色花岗岩, 且所报道的岩相分带均不超过3个。东

天山星星峡地区的白石头泉岩体同时含有黄玉和天河石, 并发育5个渐变的相带。顾连兴等(1994, 2003)已对该岩体各相带的岩相学、矿物学作了较为详细的研究。本文将对岩体各相带的地球化学特征进行详细研究, 并在此基础上探讨这类高铷富氟花岗岩的岩相分带和岩浆演化机制。

1 岩体地质与岩相学

白石头泉岩体位于甘-新边界星星峡镇北东约30 km处, 大地构造位置属于中天山前寒武纪构

收稿日期: 2007-03-28; 修回日期: 2007-04-11

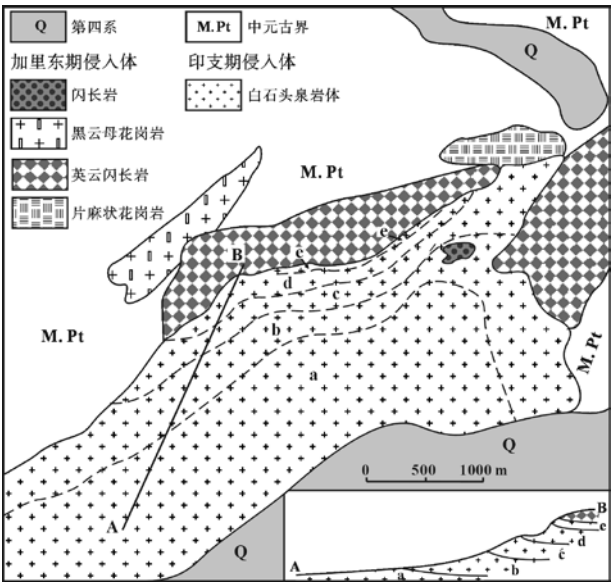
基金项目: 国家自然科学基金(40603008, 40472042, 40672040); 国家重点基础研究发展规划(No. 2001CB409802)项目资助

作者简介: 顾连兴, 男, 1944年9月生, 教授, 博士生导师, 主要从事矿物学、岩石学、矿床学教学和研究; E-mail: lxgu@nju.edu.cn

造带东部北缘,侵入于中元古界星星峡群片岩、片麻岩和可能属于加里东期的闪长岩、英云闪长岩、黑云母花岗岩和片麻状花岗岩中。该岩体已报道的矿物-全岩 Rb-Sr 等时线年龄为 209.6 ± 9.6 Ma (顾连兴等 (1994))。顾连兴等 (2003, 2006) 已对该区的地质发展史和该岩体的侵位环境作过简要叙述。

白石头泉岩体沿山岗呈 NE 向展布,露头面积约 7 km^2 (图 1)。沿山坡而上,可在岩体中分出 5 个渐变的相带 (图 1),即淡色花岗岩 (a 带),含天河石花岗岩 (b 带),天河石花岗岩 (c 带),含黄玉天河石花岗岩 (d 带) 和黄玉钠长石花岗岩 (e 带)。整个岩体热液蚀变微弱。在 a 带中局部产有含绿柱石的伟晶岩脉和囊状体,目前已被当地居民采尽。

顾连兴等 (2003) 已对白石头泉岩体各相带作了详细的岩相学描述。就整个岩体而言,造



A-B线先后通过淡色花岗岩(a带)、含天河石花岗岩(b带)、天河石花岗岩(c带)、含黄玉天河石花岗岩(d带)和黄玉钠长石花岗岩(e带)
Broken lines are transitional boundaries for lithological zones: a-leucogranite; b-amazonite-bearing granite; c-amazonite granite; d-topaz-bearing amazonite granite and e-topaz albite granite. The thickness of zone e is exaggerated

图1 白石头泉岩体地质与剖面图 (据顾连兴等, 2003)
Fig. 1 Geological map and cross section of the BST pluton (after Gu et al, 2003)

岩矿物主要有斜长石、石英、钾长石、白色云母和黄玉,副矿物有石榴石、萤石、锡石、锆石和独居石等。该岩体以石英呈斑晶产出为特征,且越往顶部石英晶形越好。在 d 和 e 带中还出现黄玉斑晶。岩体中斜长石均为钠长石。钾长石可分为早、晚两个

世代: 早世代钾长石以缺乏格状双晶和贫铷为特征; 晚世代钾长石为发育格状双晶的天河石,其 29 个点电子探针 Rb 含量平均值为 1700×10^{-6} 。顾连兴等 (2003) 认为天河石是富含流体的残留岩浆直接结晶和交代先存矿物的产物。他们还测得 a, b, d 和 e 带石英中熔体包裹体熔融温度分别为 $860 \sim 810^\circ\text{C}$, $850 \sim 790^\circ\text{C}$, $810 \sim 660^\circ\text{C}$ 和 $680 \sim 660^\circ\text{C}$, 因此认为该岩体各相带是从下到上先后结晶的。在详细显微镜观察的基础上,本文以石英斑晶生长的末期为参考界限,将岩浆结晶过程划分为早期岩浆阶段和晚期岩浆阶段,并将白石头泉岩体的矿物共生次序归纳于图 2。

	早期岩浆阶段	晚期岩浆阶段	热液阶段
黄玉	—————		
石英	———	—————	
钠长石	———	—————	———
白色云母		—————	—————
钾长石		—————	
天河石		—————	———
锆石	—————		
石榴子石	———	—————	———
锡石		—————	
萤石			—————

图2 白石头泉岩体矿物共生次序(据顾连兴等, 2003)
Fig. 2 Mineral paragenesis of the BST pluton (after Gu et al, 2003)

2 地球化学特征

2.1 主量元素

如表 1 所示,白石头泉岩体的 5 个相带均以高硅、富碱和弱过铝 ($A/NKC = 1.00 \sim 1.11$, 仅一个样品例外,为 0.98) 为特征,并有较低的 Ti, Fe, Ca 和 Mg 含量。5 个带中 P_2O_5 含量均很低,可与富 F 花岗岩的低 P 组 ($\text{P}_2\text{O}_5 < 0.1\%$, Taylor, 1992) 相对比。岩体中 $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$ 的特征类似于 New Brunswick 南部 Pleasant Ridge (Taylor, 1992) 和法国中央高原 (Pichavant and Manning, 1984) 等地的黄玉花岗岩以及蒙古的翁岗岩,但不同于美国西部的黄玉流纹岩 (Burt et al, 1982; Christiansen et al, 1984)。

从 a 带到 e 带,岩体化学成分变化总的趋势是 Al_2O_3 和 Na_2O 值增加 (图 3A),但 SiO_2 和 $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})$ 值降低 (图 3B, C)。这些趋势与岩体从下到上钠长石和黄玉的增加以及石英和镁铁质

表1 白石头泉岩体全岩主量元素(%)和微量元素($\mu\text{g/g}$)测试结果
Table1 Chemical analyses of major (in %) and trace ($\mu\text{g/g}$) elements for the BST pluton

元素	T1	T2	T3	T4	T7	T9	T11	T15	T16	T17	T18	T19	T20	T21	T22	T30					
SiO ₂	75.72	74.93	75.9	75.7	76.9	76.58	73.95	76.96	75.56	74.44	72.37	76.38	72.53	73.57	74.33	72.47	74.27	75.26	69.14	69.6	68.92
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	13.03	13.26	12.92	12.94	12.46	12.86	14.46	12.56	13.59	14.62	15.38	13.05	14.9	14.73	14.56	15.86	14.74	13.81	17.17	17.44	18.1
FeO	0.37	0.59	0.4	0.39	0.41	0.33	0.19	0.24	0.19	0.26	0.31	0.31	0.36	0.28	0.16	0.13	0.19	0.34	0.21	0.19	0.10
Fe ₂ O ₃	0.68	0.66	0.72	0.70	0.64	0.62	0.6	0.73	0.51	0.55	0.64	0.53	0.72	0.65	0.59	0.62	0.53	0.57	0.33	0.55	0.43
MnO	0.05	0.05	0.05	0.06	0.08	0.06	0.12	0.1	0.13	0.12	0.17	0.11	0.07	0.07	0.06	0.12	0.13	0.13	0.04	0.04	0.03
MgO	0.28	0.28	0.28	0.28	0.28	0.28	0.08	0.00	0.00	0.10	0.10	0.00	0.22	0.28	0.28	0.00	0.14	0.13	0.28	0.28	0.01
CaO	0.5	0.56	0.56	0.56	0.26	0.56	0.66	0.55	0.24	0.26	0.34	0.43	0.32	0.50	0.50	0.60	0.67	0.67	0.82	0.88	0.56
Na ₂ O	4.54	4.64	4.32	4.44	4.52	4.52	5.53	4.97	4.94	5.15	5.80	4.90	5.32	5.28	5.54	5.73	5.23	4.33	7.34	7.76	8.28
K ₂ O	4.05	3.95	3.75	4.05	3.54	3.44	3.91	3.48	4.01	4.32	4.64	3.65	4.48	3.38	3.24	3.91	3.81	4.55	3.65	1.86	2.48
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.06	0.03	0.06	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00
I.L.	0.49	0.67	0.50	0.50	0.26	0.38	0.29	0.54	0.43	0.30	0.45	0.54	0.50	0.66	0.46	0.65	0.52	0.63	0.68	0.97	0.42
Total	99.71	99.59	99.4	99.62	99.35	99.63	99.79	100.13	99.69	100.18	100.23	100	99.47	99.4	99.72	100.11	100.23	100.47	99.66	99.57	99.33
A/NKC	1.02	1.03	1.06	1.02	1.06	1.06	1.00	1.00	1.05	1.07	1.01	1.02	1.05	1.11	1.08	1.08	1.06	1.04	0.98	1.06	1.04
OX	0.35	0.47	0.36	0.36	0.39	0.35	0.24	0.25	0.27	0.32	0.33	0.37	0.33	0.3	0.21	0.17	0.26	0.37	0.39	0.26	0.19
Li	88.65	79.57	131.33	163.57	132.41	119.36	102.36	123.19	-	-	-	-	199	203.69	162	210.9	-	-	23.82	72.22	126.6
Sc	1.11	1.71	1.58	1.75	1.57	0.092	1.62	1.84	-	-	-	-	3.25	5.37	5.56	5.36	-	-	1.73	4.19	2.95
Co	4.40	4.30	4.50	7.10	6.10	6.40	5.50	5.30	-	-	-	-	5.00	4.00	5.10	5.50	-	-	4.60	6.00	3.90
Ga	28.78	29.92	30.84	37.18	29.17	24.57	31.84	38.02	-	-	-	-	40.3	40.8	39.13	52.42	-	-	50.06	52.56	48.31
Rb	661.8	618.4	695.8	762.8	556.1	543.9	627.4	813.8	-	-	-	-	894.0	883.2	677.0	1087.0	-	-	765.3	499.5	594.7
Sr	3.81	6.59	12.05	3.26	5.14	2.07	3.098	1.22	-	-	-	-	4.56	5.04	3.17	4.76	-	-	26.59	69.13	7.57
Y	148.59	187.86	195.01	181	110.76	166	181.65	164.52	-	-	-	-	91.03	50.37	44.22	55.77	-	-	19.18	47.88	10.97
Zr	118.7	126.9	131.6	118.0	121.	109.4	103.4	105.4	-	-	-	-	64.69	73.26	50.3	87.39	-	-	61.55	74.88	78.37
Nb	45.28	32.36	43.68	27.3	40.84	21.15	26.27	17.13	-	-	-	-	23.25	44.38	39.33	49.55	-	-	42.52	38.38	19.95
Mo	0.734	1.007	1.39	1.13	1.06	1.03	1.24	0.917	-	-	-	-	0.00	0.96	0.00	1.129	-	-	1.79	1.07	0.485
Sn	16.87	18.99	20.35	26.53	16.82	20.41	33.94	32.85	-	-	-	-	42.67	64.3	51.06	69.94	-	-	24.47	47.63	61.62
W	10.00	13.00	13.00	14.00	11.00	12.00	17.00	11.00	-	-	-	-	11.00	6.40	7.90	4.20	-	-	1.30	8.10	0.60
Cs	26.27	24.85	23.48	25.1	18.8	20.99	16.08	22.39	-	-	-	-	37.09	17.07	13.57	22.26	-	-	13.73	9.23	15.17
Ba	7.14	5.39	7.95	7.2	12.22	1.24	9.46	1.12	-	-	-	-	3.27	10.44	3.67	8.22	-	-	42.50	76.43	10.42
Hf	9.32	10.34	10.81	14.09	12.63	11.73	12.15	14.88	-	-	-	-	12.78	14.56	12.66	16.29	-	-	12.27	14.97	15.06
Ta	7.81	4.08	6.1	6.67	7.5	3.46	5.83	5.31	-	-	-	-	5.51	10.24	8.68	11.30	-	-	10.26	19.17	7.35
Th	29.22	34.82	31.75	20.19	28.45	24	22.72	22.31	-	-	-	-	19.06	17.4	14.37	16.83	-	-	13.46	10.26	15.06
U	9.43	13.12	16.86	5.58	7.81	6.30	19.00	11.00	-	-	-	-	4.82	4.79	2.77	8.03	-	-	2.35	2.12	4.87
Cr	u.d.	27	u.d.	13	u.d.	u.d.	18	u.d.	-	-	-	-	u.d.	u.d.	3	u.d.	-	-	u.d.	u.d.	u.d.
Ni	8.6	8.4	8	9.3	6.1	11	8.9	11	-	-	-	-	9.6	6.2	5.8	7.5	-	-	4.6	3.7	3.5

续表 1

元素	T1	T2	T3	T4	T7	T9	T11	T15	T16	T17	T18	T19	T20	T21	T22	T30
V	12	15	14	9	15	6	12	10	-	17	12	9	9	-	19	15
Cu	1.4	1	8.9	1.3	0.4	3	u.d.	u.d.	-	7.1	10.4	0.2	u.d.	-	3.4	u.d.
Pb	100	87	92	112	100	118	106	151	-	162	130	115	122	-	111	124
Zn	105	118	95	109	99	118	120	136	-	189	173	171	154	-	58	101
La	3.1	3.59	4.09	6.67	5.52	1.04	5.71	8.792	-	6.53	7.02	4.98	7.12	-	3.02	1.93
Ce	10.95	10.76	12.85	22.36	18.62	5.17	17.46	29.01	-	21.15	23.82	16.35	25.94	-	8.55	5.79
Pr	1.77	2.04	2.28	3.89	3.11	0.765	3.26	5.54	-	4.166	4.63	3.1	4.78	-	1.37	0.85
Nd	9.41	11.24	12.23	20.7	15.73	4.6	16.88	28.49	-	19.33	21.65	14.32	22.04	-	5.77	3.56
Sm	6.79	8.35	8.82	14.37	9.93	3.58	11.51	19.02	-	12.93	13.76	9.25	14.09	-	3.75	2.32
Eu	0.026	0.024	0.032	0.018	0.011	0.01	0.02	0.011	-	0.024	0.038	0.026	0.017	-	0.046	0.013
Gd	11.23	14.4	15.32	23.01	14.01	5.87	17.68	25.38	-	14.23	14.16	8.39	14.66	-	4.26	2.6
Tb	2.69	3.34	3.63	5.45	3.16	1.45	4.25	6.07	-	3.96	3.69	2.51	3.87	-	1.244	0.716
Dy	21.68	26.273	28.65	42.35	24.63	11.312	33.45	43.99	-	27.28	26.33	16.84	27.64	-	9.59	5.02
Ho	4.42	5.43	5.85	8.46	5.01	2.2	6.61	7.73	-	5.17	4.1	3.05	4.36	-	1.61	0.8
Er	15.45	18.76	20.4	29.87	18.82	7.3	23.36	25.02	-	14.68	12.71	8.1	13.41	-	5.11	2.14
Tm	2.31	2.82	2.98	4.56	3.19	1.08	3.68	3.83	-	2.58	1.99	1.48	2.12	-	0.88	0.353
Yb	15.44	18.87	19.75	30.89	23.51	6.89	25.25	25.43	-	17.52	13.27	10.08	14.03	-	6.07	2.2
Lu	2.4	2.903	3.05	4.71	3.72	0.99	3.84	3.56	-	2.22	1.71	1.23	1.82	-	0.79	0.29
F	2560	3400	3040	3160	1760	2860	2280	2360	-	3200	6200	5900	5400	-	2560	2860
Cl	50	120	50	60	60	40	20	30	-	50	30	40	30	-	50	30
K/Rb	50.79	53.02	44.73	44.06	52.83	52.5	51.72	35.49	-	41.59	31.76	39.72	29.86	-	39.58	34.61
K/Cs	1279	1319	1326	1339	1562	1360	2018	1290	-	1002	1643	1981	1458	-	2206	1357
Al/Ga	2398	2347	2222	1845	2262	2774	2403	1751	-	1960	1912	1972	1602	-	1818	1984
Nb/Ta	5.8	7.93	7.17	4.10	5.45	6.11	4.51	3.23	-	4.22	4.33	4.53	4.38	-	4.14	2.72
Zr/Hf	12.74	12.27	12.18	8.37	9.59	9.32	8.51	7.08	-	5.06	5.03	3.97	5.36	-	5.02	5.20
Th/U	3.10	2.66	1.88	3.61	3.64	3.80	1.03	1.71	-	3.96	3.63	5.19	2.10	-	5.73	3.09
ΣREE	107.64	128.79	139.93	217.3	148.95	52.27	172.96	231.86	-	151.77	148.85	99.89	155.9	-	52.04	28.59
ΣREE/ΣHREE	0.42	0.39	0.4	0.46	0.55	0.41	0.46	0.64	-	0.73	0.91	0.93	0.9	-	0.76	1.02
Eu/Eu*	0.0029	0.0021	0.0027	0.001	0.0009	0.0021	0.0014	0.0005	-	0.0018	0.0027	0.0029	0.0012	-	0.011	0.0053
La/Sm	0.46	0.43	0.46	0.46	0.56	0.29	0.5	0.46	-	0.51	0.51	0.54	0.51	-	0.81	0.83
(La/Lu) _N	0.13	0.13	0.14	0.15	0.15	0.11	0.15	0.26	-	0.31	0.43	0.42	0.4	-	0.41	0.68

注：主量元素由南京大学地球科学系实验室用湿化学法测得，分析精度优于0.5%~1%；稀土元素和部分微量元素(Li, Sc, Co, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Sn, Cs, Ba, Hf, Ta, Th和U)由内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室(南京大学)用高分辨等离子质谱仪(HR-ICPMS)测得，分析精度优于10%；Cr, Ni, V, W, Cu, Pb和Zn由南京大学现代分析测试中心在VF320单道荧光光谱仪(XRF)上测得，分析精度优于5%；AN/KC= molar $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)$ ；OX=FeO/(FeO+Fe₂O₃)；稀土元素的球粒陨石标准化值据Boynton, 1984；-为未测元素；u.d. 为低于检测限；T1-T30为样号，a-e为岩相带。

矿物的减少(顾连兴等, 2003)相一致。从 a 带到 c 带, K_2O 含量增加, 至 d 带略为降低, 到 e 带急剧降低(图 3D), 这与钾长石从 c 带到 e 带减少(顾连兴等, 2003)的趋势相一致。从 a 带到 e 带, 氧化指数($OX=FeO/(FeO+Fe_2O_3)$, 表 1, 图 3E)的变化不显著。 CaO 含量从 a 带到 d 带无系统变化规律, 但 e 带却明显升高(图 3F)。Xiong et al (2002) 以富氟花岗岩为试料的分离结晶实验表明, 残余熔体成分向 SiO_2 和 K_2O 含量降低、 Si/Al 比值降低, 而 Na_2O , F , Al_2O_3 和 CaO 含量增加的方向演化。Xiong et al (2002) 进一步将 CaO 的增加解释为早阶段贫 Ca 碱性长石分离结晶作用的结果。但考虑到 e 带内填隙状和薄膜状萤石的含量较高, 作者等认为 CaF_2 在流体相的高溶解度会造成 e 带中钙的富集。但是, 也有部分钙, 至少萤石脉中的部分 Ca 可能来源于天水对围岩英云闪长岩的淋滤作用

(详细讨论见下文)。

在 $Qz-Ab-Or$ 标准矿物含量投影图(图 4)中, 白石头泉岩体各相带从靠近无 F 低共熔点的淡色花岗岩向左下方演化。该趋势与饱和水的 $Qz-Ab-Or$ 体系在 $1 \times 10^8 Pa$ 条件下随着 F 含量的增加而发生的低共熔点移动趋势(Manning, 1981)相一致, 也与 Kovalenko (1977) 的实验结果相吻合。Kovalenko (1977) 的实验表明, 在温度为 $800 \sim 600^\circ C$ 和 $1\% \sim 2\%$ HF 的条件下, 分离结晶作用可使残余熔体成分朝 Ab 端点移动。

在图 4 中, a, b, c 和 d 带投影点集中于右上方, 这些点之间的关系反映了熔体的连续演化, 然而 e 带样品的点则向左下方显著偏移, 表明 d 带和 e 带在成分上有一个明显的间断。

2.2 微量元素

微量元素分析结果列于表 1。考虑到从岩体底

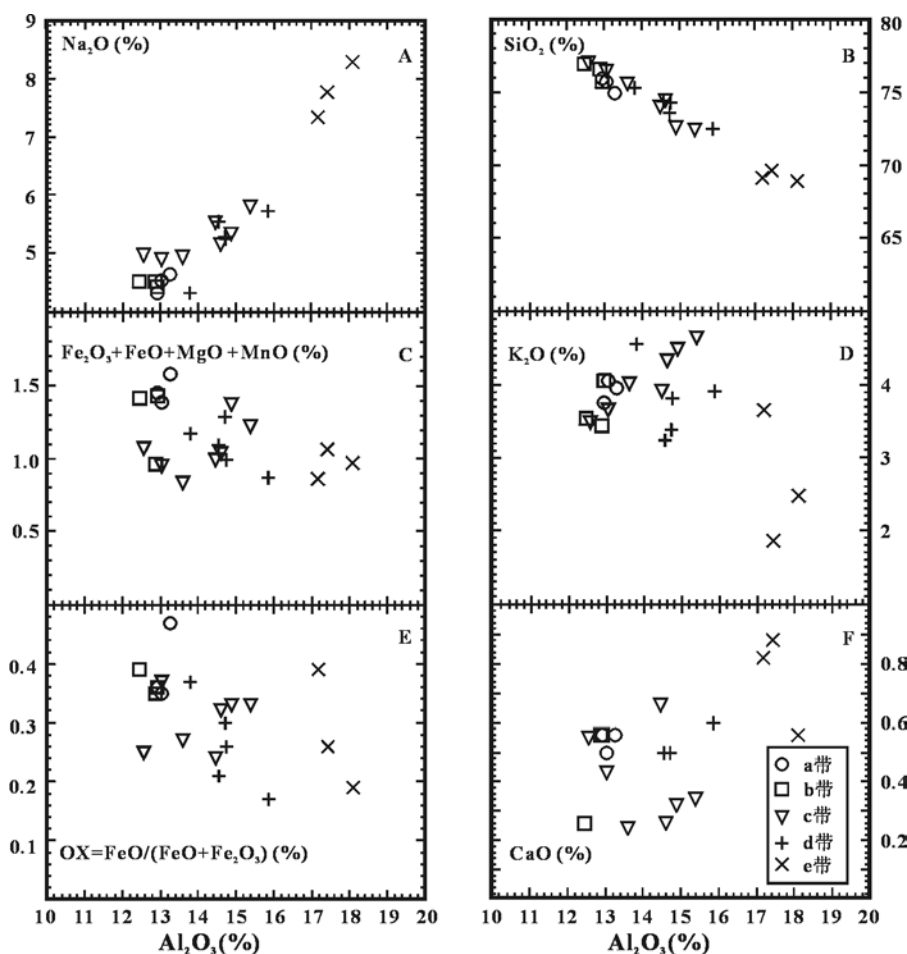
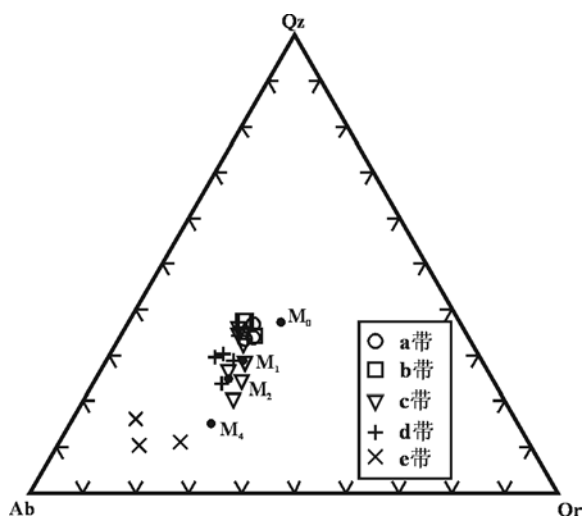


图3 白石头泉岩体 Al_2O_3 与 Na_2O , SiO_2 , $(Fe_2O_3 + FeO + MgO + MnO)$, K_2O , OX 和 CaO 的协变关系图
Fig. 3 Covariance of Na_2O , SiO_2 , $(Fe_2O_3 + FeO + MgO + MnO)$, K_2O , OX and CaO vs. Al_2O_3 of the BST pluton



实心圆代表Manning (1981)实验所得出的 1×10^8 Pa下Qz-Ab-Or-H₂O-F体系的初熔组分; Mo=无氟初熔点; M₁-M₄=氟含量分别为1%~4%的初熔点
Filled circles are minimum melt compositions of the system Qz-Ab-Or-H₂O-F at 1×10^8 Pa after the experiments of Manning (1981): Mo = minimum for the fluorine-free system, M₁ to M₄ = minima for 1 to 4% added fluorine, respectively

图4 白石头泉岩体Qz-Ab-Or标准矿物图解

Fig. 4 Normative Qz-Ab-Or diagram of the BST pluton

部到顶部, Zr 的含量显示逐渐降低的趋势, 作者将其它元素均对于 Zr 作图 (图 5)。

2.2.1 挥发性元素

白石头泉岩体的 F 含量为 $(1\,760 \sim 6\,200) \times 10^{-6}$ (表 1)。所有 5 个相带中, e 带的黄玉含量最高, 达 10%~20%, 据此可估算出 e 带岩石中的 F 含量高达 2%。这与 F 易于残留岩浆中富集的实验结果 (赵劲松等, 1996; Xiong et al, 1999) 相一致。然而, 黄玉钠长花岗岩 (e 带) 的 F 含量测定值 (表 1, 图 5A) 却低于 d 带含黄玉天河石花岗岩。这一偏差显然是由于 e 带中的黄玉已受强烈白云母化的缘故。该带的热液蚀变表明, 岩浆体的顶层因分离结晶和挥发份出溶而富集了水和 F (Kovalenko and Kovalenko, 1984; Xiong et al, 1999)。

白石头泉岩体的 Cl 含量明显低于 F (表 1, 图 5B)。F 相对于 Cl 的富集可能是由以下两种因素或其中之一所引起: 其一是源岩相对富 F 而贫 Cl; 其二是当岩浆进入地壳浅部后, 因 Cl 比 F 更容易进入出溶的流体相而更容易逸散 (c.f. Bailey, 1977; Burnham and Ohmoto, 1980; Xu et al, 1984; Taylor, 1988; Webster and Holloway, 1990)。除了黄玉和萤石外, 白石头泉岩体中的白云母也是 F 的重要寄主矿物 (顾连兴等, 2003)。

2.2.2 大离子亲石元素

白石头泉岩体的 Li 含量为 $(23.8 \sim 210.9) \times 10^{-6}$ (表 1), 略高于 Černý et al (1985) 提供的花岗岩标准值 ($<100 \times 10^{-6}$), 但明显低于很多 Li-F 花岗岩 (如加拿大的 Pleasant Ridge 花岗岩的 Li 高达 $1\,124 \times 10^{-6}$, Taylor, 1992; 英格兰西南部 St. Austell 岩体的 Li 达 $2\,385 \times 10^{-6}$, Taylor, 1992; 华南粟木黄玉钠长花岗岩的 Li 含量达 $1\,001 \times 10^{-6}$, Zhu et al, 2001)。与之相反的是, 白石头岩体的 Rb ($500 \times 10^{-6} \sim 1087 \times 10^{-6}$) 含量明显高于花岗岩的平均值 ($190 \times 10^{-6} \sim 276 \times 10^{-6}$, Černý et al, 1985)。

从 a 带到 d 带, Li 和 Rb 含量逐渐增加, 但到 e 带又发生了明显的降低 (图 5C, D)。Li 和 Rb 从 a 带到 d 带的增加趋势与上文述及的 Li 在白云母中含量的变化 (顾连兴等, 2003) 相一致, 也表明白云母是 Li 的主要载体矿物。虽然白云母中的 Rb 含量也很高 (顾连兴等, 2003), 但钾长石, 尤其是天河石的含量与白云母相比占绝对优势, 因而钾长石仍是 Rb 的最主要载体。

白石头泉岩体 c 和 d 带 Rb 含量最高, 这与这两个带内天河石含量最高相一致。该岩体较低的 K/Rb ($29.9 \sim 53.0$, 表 1) 值与其它高度演化的浅色花岗岩 (如加拿大新斯科舍 East Kemptville 岩体的 K/Rb 值约为 40, Kontak, 1990; 该省 Davis Lake 岩体的 K/Rb 值 <50 , Dostal and Chatterjee, 2000) 相近。一些作者 (Shaw, 1968; Dostal and Chatterjee, 2000) 认为, 如此低的 K/Rb 值不能仅靠分离结晶作用, 还需要辅之以流体输运。总体而言, 从 a 带到 e 带, K/Rb 含量逐渐降低 (图 6A)。

岩体的 Cs 含量变化于 $(9.2 \sim 37.1) \times 10^{-6}$ 之间 (表 1, 图 5E), 与其它地区作为稀有金属伟晶岩母岩的浅色花岗岩和伟晶花岗岩 ($10 \times 10^{-6} \sim 50 \times 10^{-6}$, Černý et al, 1985) 相当。由于该岩体中的钾长石含量远高于云母, 因此钾长石不仅是 Rb, 也是 Cs 的主要载体矿物。但是, 与 Rb 含量和 K/Rb 值的变化趋势不同, 从 a 带到 e 带, Cs 含量逐渐降低, 而 K/Cs 值逐渐增加 (图 5E, 6B)。从 K, Rb 和 Cs 三种元素的关系似乎可以解释以上演化趋势: 首先, K 是可被 Cs 进行类质同像置换的唯一主量元素, 因而 K 控制了岩浆分异过程中 Cs 在固相和熔体之间的配分系数。在岩体向上演化过程中, 随着 K₂O 含

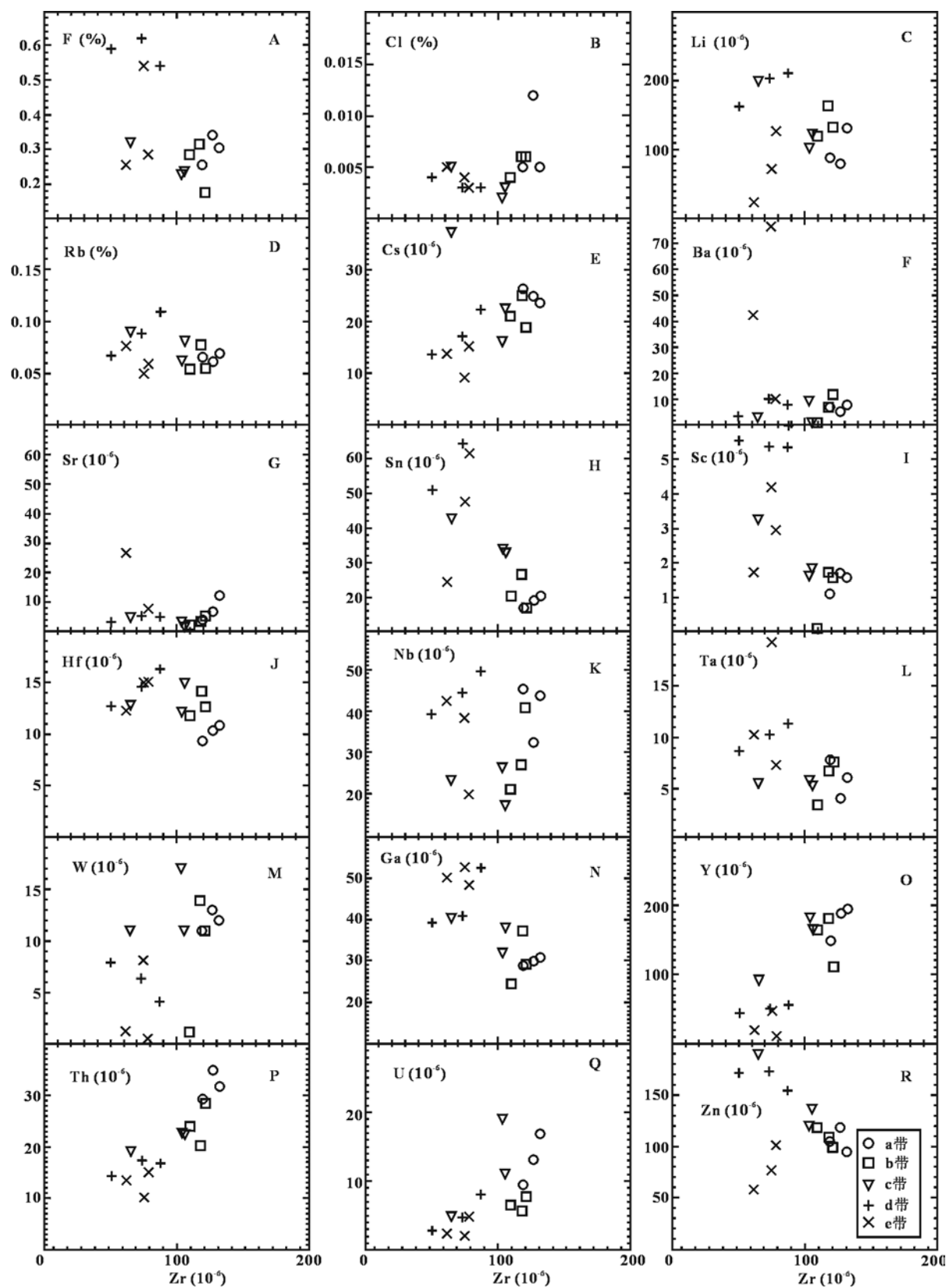


图5 白石头泉岩体微量元素对Zr的Hark图解

Fig. 5 Plots of trace elements against Zr for each zone of the BST pluton

量的降低(图6B), Cs对K的替换也不可避免地减少。第二, Cs^+ (16.7 nm) 与 K^+ (13.3 nm) 的半径差远大于 Rb^+ (14.7 nm) 与 K^+ 的半径差, 当 Rb^+ 存在时, Cs^+ 便被排斥于钾长石晶格之外, 因此在岩体向上部演化时, 钾长石的 K/Cs 值增加而 K/Rb 值降低。第三, 相对于 Rb 而言, Cs 在流体中的活动性更强 (Pearce, 1996), 因而可能在岩浆液化过程中因流体输运而逸散。

白石头泉岩体中的 Ba 的 Sr 含量相对较低, 分别为 $(1.1\sim 76.4) \times 10^{-6}$ 和 $(1.2\sim 69.1) \times 10^{-6}$ (表1), 与其它地区的稀有金属花岗岩和伟晶花岗岩 (Tischendorf, 1977; Černý et al, 1985) 的含量相近。岩体中的 Ba 和 Sr 含量从 a 到 d 带未出现有规律变化, 表明岩浆演化过程中并无富 Ba 矿物 (如云母和钾长石) 的强烈分离结晶, 且早期贫钙长石的结晶也未能影响到残留岩浆中 Ba 的含量。然而, 从 d

带到 e 带 Ba 和 Sr 含量显著升高 (图 5F, G), 这与 e 带具最高的 CaO 含量相一致。因此, 在 e 带中, 至少有部分 Ba 和 Sr 来源于流经围岩英云闪长岩的天水 (证据见后文)。

2.2.3 高场强元素

岩体内从下往上, 各相带高场强元素 (HFSE) Sn, Sc, Nb, Ta, Zr, Hf, W, Ga 和 Y 展现了不同的变化趋势。

岩体的锡含量变化于 $(16.8\sim 69.9) \times 10^{-6}$, d 带最高 (表1), 与华南产稀有金属矿床的 S 型花岗岩 Sn 含量相当 (28×10^{-6} , 刘英俊等, 1982)。由于通常作为 Sn 载体的镁铁矿物 (陈骏等, 2000) 在岩石中含量甚低, 因此本岩体中 Sn 的主要载体矿物应为锡石。从 a 带到 d 带, Sn 的含量与 F 同步增高 (图 5H)。但是, 从 d 带到 e 带, Sn 的含量急剧降低, 而 F 含量则达到峰值 (大于 2%)。Sn 和 F

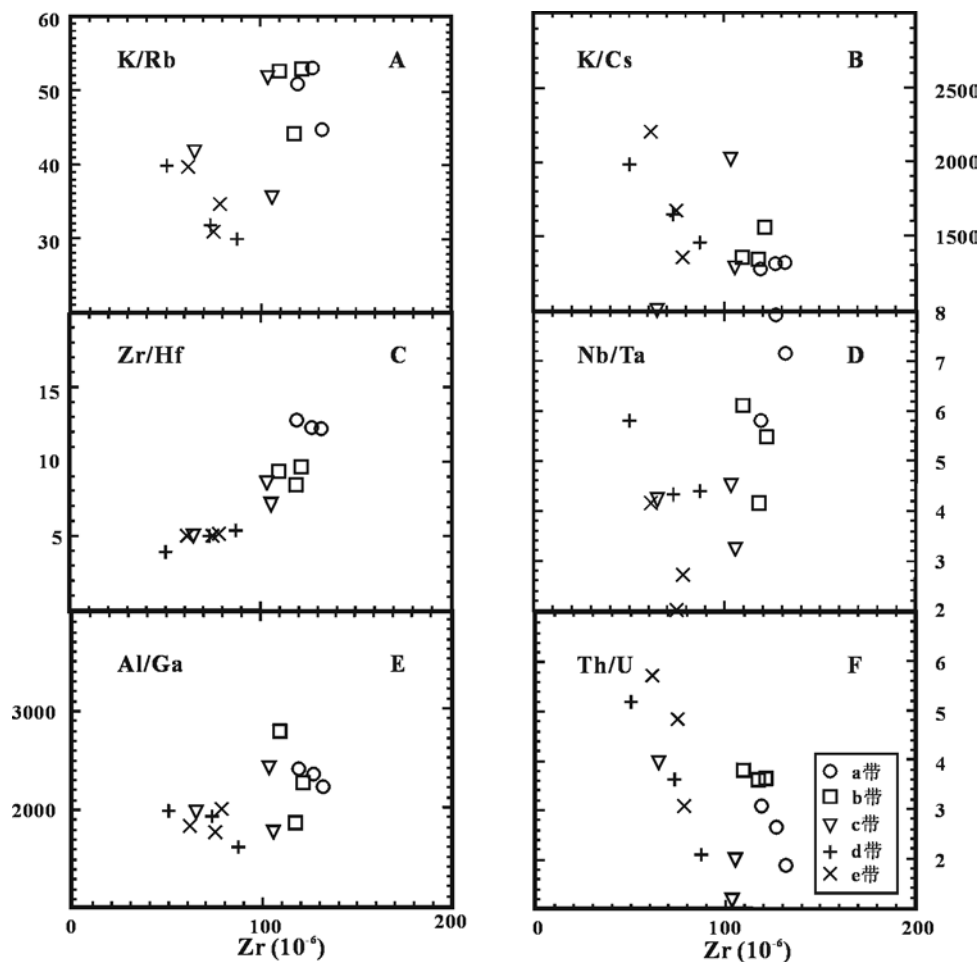


图6 白石头泉岩体微量元素比值对Zr的Hark图解

Fig.6 Trace element vs. Zr diagram for each zone of the BST pluton

的这种关系可用 Bhalla et al (2005) 的实验结果加以解释, 即, 当熔体中的 F 含量从 0 增加到 1.12 % 时, SnO_2 溶解度随之增加, 而当 F 含量进一步增加到 2.12% 时, SnO_2 含量不但不会继续增加, 反而会有所下降。从 d 带到 e 带 Sn 含量的降低也符合李富春等 (2002) 的实验结果, 即花岗岩 -HF-H₂O 体系从 750℃ 到 700℃ 的分离结晶会造成 Sn 含量的增加, 而温度降到 650℃ 后继续分离结晶, 体系中的 Sn 含量则会显著降低。

岩体的 Sc 含量 ($0.1\sim 5.6$) $\times 10^{-6}$ (表 1), 并显示与 Sn 的明显相关性 (图 5I, 图 7)。从 a 到 d 带, 两种元素均逐渐增加, 而到 e 带又显著下降。从表 1 数据可以得出两者的相关性公式: $\text{Sc} = 0.0818\text{Sn} + 0.3443$, 相关系数 $r = 0.875$ 。与之不同的是, Sc 与 Fe^{3+} 及 Sc 与 Mg^{2+} 之间却没有明显相关性。基于 Sc 与上述元素的关系, 作者认为锡石应是 Sc 的主要载体矿物。Taylor (1979) 推测 Sc^{3+} 趋于与 Nb^{5+} 或 Ta^{5+} 结合以替代 Sn^{4+} 。但 Wang (1988) 注意到 Sc 在锡石中的浓度通常高于 Nb 和 Ta, 因此认为 Sc^{3+} 替代 Sn^{4+} 造成的锡石晶格内电价不平衡将由额外的 Sc^{3+} 补偿。

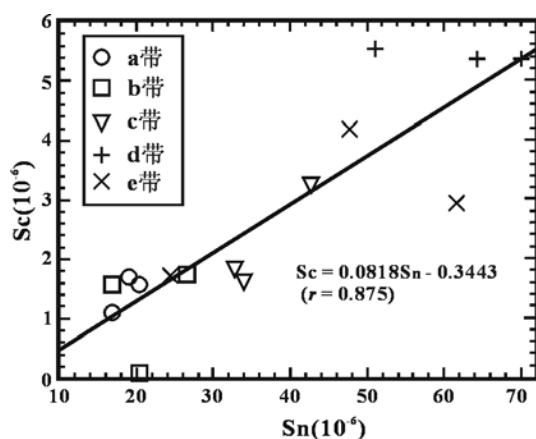


图7 白石头泉岩体Sc-Sn相关性图解

Fig.7 Correlation plot of Sc vs. Sn for each zone of the BST pluton

岩体的 Zr ($50.3\sim 131.6$) $\times 10^{-6}$ 和 Hf ($9.3\sim 16.3$) $\times 10^{-6}$ 含量分别低于和高于上部陆壳平均值 (190×10^{-6} 和 $\times 10^{-6}$; Taylor and McLennan, 1985), 其 Zr/Hf 值 (4.0~12.7) 可与其它高演化的富 F 花岗岩和伟晶花岗岩值相类比 (如加拿大 Manitoba 东南部花岗岩和伟晶花岗岩的 Zr/Hf 值为 5~32, Černý et al, 1985; 华南栗木黄玉钠长花岗岩

的 Zr/Hf 值为 6.6~12.7, Zhu et al, 2001)。在长英质岩浆结晶过程中, Zr 和 Hf 对于主要造岩石物而言是不相容元素, 但对于锆石而言却是相容元素 (Collin et al, 1982; Watson and Harrison, 1984; Dostal and Chatterjee, 2000)。白石头泉岩体全岩 Zr 含量虽较低 (图 5), 但造岩矿物斜长石和白色云母中均可见锆石包裹体, 这似乎表明当岩浆开始结晶时, 锆石便已达到饱和。Chappell et al (2004) 报道了澳大利亚拉克兰低温 I 型花岗岩中 Zr 随 SiO_2 含量的升高而降低的现象, 然而白石头泉岩体从 b 带到 e 带, 由于石英的分离结晶作用, 岩石的 SiO_2 含量却逐渐降低。白石头泉岩体与拉克兰花岗岩中 Zr-SiO₂ 间这一相反的变化关系表明, 锆过饱和的岩浆始终朝锆石分离结晶、Zr 含量降低的方向演化, 而与 SiO_2 含量的变化无关。与 Zr 相反, 岩体演化过程中 Hf 含量逐渐增加, 表明锆石的分离结晶作用并没有降低熔体中的 Hf 浓度。也正因为这一原因, 从岩体的 a 带到 e 带, Zr/Hf 值显著降低 (图 6C), 这也可与其它地区花岗岩 Zr/Hf 值的演化趋势相类比 (Černý et al, 1985; Linnen and Keppler, 2002)。除了分离结晶作用的影响, 一些作者还认为岩浆演化过程中 Zr/Hf 的降低是因为 Hf 比 Zr 更容易被流体输运 (Černý et al, 1985)。

白石头泉岩体的 Nb ($17.1\sim 49.6$) $\times 10^{-6}$ 和 Ta ($3.5\sim 19.2$) $\times 10^{-6}$ 含量高于上地壳平均值 (Nb 为 25×10^{-6} , Ta 为 2.2×10^{-6} , Taylor and McLennan, 1985), 与世界各地富氟花岗岩的 Nb 和 Ta 含量相当 (如 New Brunswick 南部 Pleasant Ridge 岩体的 Nb 和 Ta 含量分别为 $(26\sim 50)\times 10^{-6}$ 和 $(11\sim 18)\times 10^{-6}$; 英格兰西南部 St. Austell 岩体的 Nb 和 Ta 含量分别为 $(45\sim 57)\times 10^{-6}$ 和 $(19\sim 25)\times 10^{-6}$, Taylor, 1992; 加拿大 Davis Lake 淡色花岗岩 Nb 和 Ta 的平均含量分别为 24.60×10^{-6} 和 8.79×10^{-6} , Dostal and Chatterjee, 2000), 也可与富集 Nb-Ta 的高演化过铝花岗质熔体的典型代表——Macusani 玻璃质岩石的 Nb-Ta 含量相对比 (分别高达 47×10^{-6} 和 27×10^{-6} , Pichavant et al 1988), 但是, 此岩体的 Nb-Ta 含量仍明显低于某些 Nb-Ta 矿化花岗岩 (如华南的宜春 Ta-Nb-Li 矿化花岗岩, Yin et al, 1995; 法国中央高原 Sn-Li-Ta-Nb-Be 矿化的 Beauvoir 花岗岩, Cuney et al, 1992)。此岩体的

Nb-Ta 比值 (2.0~7.9, 表 1) 低于晚太古代陆壳平均值 (~11, Taylor and McLennan, 1985), 且可与加拿大新斯科舍 Davis Lake 富 F 淡色花岗岩相类比 ($2.3 \times 10^{-6} \sim 9.9 \times 10^{-6}$, Dostal and Chatterjee, 2000)。在岩体中, 锆石、锡石和榍石等副矿物应是 Nb-Ta 这两种元素的主要载体, 因此, 在 Nb-Zr 和 Ta-Zr 图上投影点的离散性 (图 5K, L) 应与岩石中这些副矿物含量较少并且分布不均匀有关。与 Zr-Hf 相似, Nb-Ta 的分馏特性也与它们的离子特性相悖, 即从 a 到 e 带, Nb-Ta 值从 7.9 降低至 2.0 (图 6D)。尽管 Linnen and Keppler (1997) 主张 Ta 相对 Nb 的富集仅通过熔体分异便可实现, 但富 F 流体的输运 (王贤觉等, 1981; 赵劲松等, 1996; Dostal and Chatterjee, 2000) 也应当是该岩浆分异过程中 Ta 相对于 Nb 发生富集的机制。

白石头泉岩体的 W 含量 ($0.6 \times 10^{-6} \sim 17 \times 10^{-6}$, 表 1 和图 5M) 多数高于上地壳平均值 (2.0×10^{-6} , Taylor and McLennan, 1985), 但与 F, Sn, Nb 和 Ta 相反, 从 a 到 e 带, W 含量呈逐渐降低趋势。W 与 F 的这种负相关关系与实验结果相一致, 即分离结晶将使残留熔体中 F, Sn, Nb 和 Ta 的溶解度升高, 而使 W 的溶解度降低 (赵劲松等, 1996)。这样的关系也表明 F 的络合物对 W 的输运并不重要 (Keppler and Wyllie, 1991; 赵劲松等, 1996)。在岩体中从下到上 W 含量的降低趋势可能与云母的晶出有关, 这是因为云母通常被认为是花岗岩中 W 的主要载体矿物 (刘英俊等, 1984)。此外, 在岩浆结晶的晚期, W 也可能进入流体相 (赵劲松等, 1996; Zhu et al, 2001) 并沿围岩中的裂隙系统逸散。W 与 Nb-Ta 如此不同的特性似乎也可以用来解释为何 Nb-Ta 矿物总是散布于花岗岩的顶部, 而 W 则常常产于切割岩体顶板围岩或早期冷凝壳的石英脉中 (南京大学地质系, 1981)。

白石头泉岩体的 Ga 含量 ($24.6 \times 10^{-6} \sim 52.6 \times 10^{-6}$, 表 1 和图 5N) 略高于大多数火成岩 ($< 1 \times 10^{-6} \sim 40 \times 10^{-6}$, Černý et al, 1985), Al/Ga (1 602~2774, 表 1 和图 6E) 值低于正常花岗岩 (2 000~8 000, Černý et al, 1985)。相对于 Ga 而言, Al 更易进入钙长石的结构之中 (Goodman, 1972), 因此低的 Al/Ga 值指示富钙斜长石可能是其源区部分熔融时的残留相。随着岩体从 a 带到 e 带的演化, Ga 含

量也随 Al_2O_3 逐渐富集而更快速地增加 (图 5N), 从而导致 Al/Ga 值的逐渐降低 (图 6E)。尽管白云母也可以是 Ga 的重要载体, 但在此岩体中其量甚低, 故大部分 Ga 应赋存于碱性长石中。Ga 与 F 的同步增长表明, F 的络合物可能是 Ga 在岩浆分异过程中稳定存在于熔体相的重要形式, 而 F 络合物的出溶和往上运移可能是上部相带中 Ga 富集的另一种机制。Ga 可稳定存在于酸性流体中, 在热液蚀变尤其是白云母化和钠长石化过程中, 可以沉淀析出 (Černý et al, 1985), 这也与 e 带同时具最高的 Ga 含量和较显著的白云母化和钠长石化的事实相一致。

岩体中的 Y 含量为 $11 \times 10^{-6} \sim 195 \times 10^{-6}$ (表 1)。Y 相容于锆石和石榴石, 因而随着石榴石和锆石的分离, 其含量从 a 到 e 带逐渐降低 (图 5O)。

岩体 Th ($10.3 \times 10^{-6} \sim 34.8 \times 10^{-6}$) 和 U ($2.1 \times 10^{-6} \sim 19.0 \times 10^{-6}$, 表 1) 含量总体高于上地壳的 Th 和 U 平均值 (分别为 10.7×10^{-6} 和 2.8×10^{-6} , Taylor and McLennan, 1985)。与 Zr 的演化相似, 从 a 到 e 带, Th 和 U 总体显示下降的趋势 (图 5P, Q), 而 Th/U 比值总体显示上升趋势 (图 6F)。在锆石中 U 的相容性强于 Th (刘英俊等, 1984b) 而在独居石中则 Th 的相容性强于 U, 因此 Th/U 比值的变化可能是锆石结晶早于独居石的结果。

2.3 稀土元素

白石头泉岩体的 14 种稀土元素总量 (ΣREE) 变化于 $(28.6 \sim 231.9) \times 10^{-6}$ (表 1)。各带稀土的球粒陨石标准化配分曲线均呈平坦的翼型, Eu 具强烈的负异常 ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.0005 \sim 0.0110$, 表 1 和图 8A-D), 这些特征可与其它地区一些低 P 的含黄玉花岗岩 (Taylor, 1992; Liu et al, 1995) 相类比。各相带的 $(\text{La}/\text{Lu})_N$ 和 La/Sm 值分别变化于 0.11~0.68 和 0.29~0.83 之间 (表 1), 在稀土配分图上显示左低右高的特征 (图 8A-D)。一些作者 (Hanson, 1978; Webb et al, 1995) 将这种重稀土 (HREE) 富集的特征归因于 F 对 HREE 的络合作用。Ponader and Brown (1989) 的实验也表明, 富 F 流体可使 HREE 在熔体相中富集。强烈的负 Eu 异常要求大量斜长石作为源区熔融的残留相或岩浆上升和侵位过程中的分离结晶相 (Cullers and Graf, 1984; Taylor, 1992)。但也有作者认为, 如此强

烈的 Eu 负异常主要是 Eu 大量进入挥发份而被运输的结果 (Irber, 1999; 刘丛强和张辉, 2003)。

从 a 到 e 带, $\Sigma \text{LREE}/\Sigma \text{HREE}$ 和 $(\text{La}/\text{Lu})_N$ 值显示逐渐增加的趋势 (图 8E, F)。 ΣREE 和 Eu/Eu^* 值在岩体下部四个带中基本稳定, 但到 e 带时 ΣREE 值明显降低, 而 Eu/Eu^* 值明显升高 (图 8G, H)。以上变化特征是岩浆结晶过程中一些富

REE 副矿物共同作用的结果。石榴石和锆石是岩石中 HREE 的主要载体, 其分离会使残留岩浆中的 HREE 含量下降, 于是造成 $\Sigma \text{LREE}/\Sigma \text{HREE}$ 和 $(\text{La}/\text{Lu})_N$ 值升高 (Cullers and Graf, 1984; Thomas et al, 2002)。尽管独居石在岩石中含量甚低 (c 带为 0.7 g/t, 顾连兴等, 2003), 但仍是 LREE 的主要载体, 因而独居石的较晚结晶进一步促进了残留岩浆中

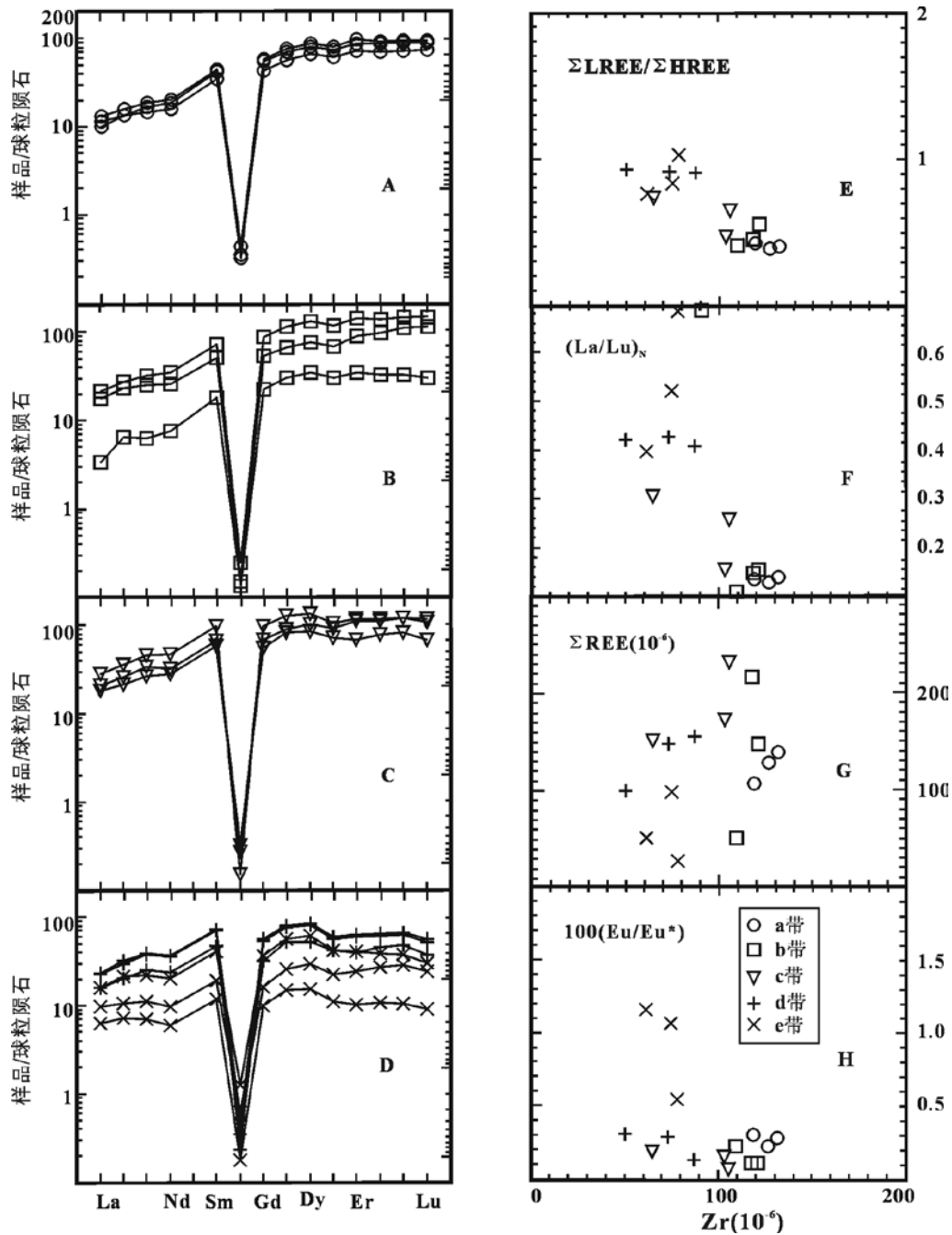


图8 白石头泉岩体稀土元素球粒陨石标准化曲线和稀土元素对Zr相关性图解

Fig. 8 Plots of REE and REE vs. Zr for each zone of the BST pluton

$\Sigma \text{LREE}/\Sigma \text{HREE}$ 值的升高。这也与 Th/U 值在岩体上部相带中富集的特征相一致。从 c 到 e 带 ΣREE 的逐渐减少也与李福春等 (2002) 的富 F 花岗岩实验结果相一致,即岩浆结晶晚阶段的富 F 流体相中 REE 含量极低。岩体中 e 带 Eu/Eu^* 值最高,这可能是因为 Eu 对于流体的配分系数高于其它 REE (Irber, 1999; 刘丛强等, 2003),所以易被输运至岩体顶部的缘故。此外,岩体顶部的 REE 元素特性可能还一定程度地受到了天水的影响。由于天水对围岩英云闪长岩的淋滤和随后与岩体的反应,英云闪长岩的 REE 特征也影响了岩体,从而使 e 带的 Eu/Eu^* 和 $(\text{La}/\text{Lu})_{\text{N}}$ 值升高, ΣREE 值降低。

2.4 同位素

顾连兴等 (2003) 测定了不同相带中石英或全岩氧同位素组成,并采用 Taylor (1978) 的方法将石英测定值换算为全岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值,于是获得 a, b, c, d 和 e 带的全岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值分别为 9.25‰~9.75‰, 9.18‰, 8.97‰~9.85‰, 9.42‰和 7.32‰。由此可知全岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值从 a 带到 d 带变化不显著,而在 e 和 d 带之间却出现了差值为 2.1‰的 $\delta^{18}\text{O}$ 骤降。石英的较早结晶固然可使岩体上部岩相带的 SiO_2 含量和 $\delta^{18}\text{O}$ 值降低,但并不足以解释 e 和 d 带之间的骤降,因此,该骤降可能还与 e 带结晶过程中或结晶之后一定量天水的加入有关。

两个分别采自白石头泉体 a 和 b 带样品的 Sr 和 Nd 同位素组成列于表 2。基于该岩体 210 Ma 的 Rb-Sr 等时线年龄 (顾连兴等, 1994),作者计算出上述两个样品的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{i}}$ 和 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值分别为

表2 白石头泉岩体Nd同位素组成
Table 2 Nd isotopic data for the BST pluton

同位素	T2C a	T7C b
Sm (10^{-6})	8.681	10.05
Nd (10^{-6})	12.16	16.31
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.4512	0.3727
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512764±22	0.512629±24
$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{i}}$	0.51214	0.51212
$\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$	-4.4	-4.9

$\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 的函义见Hu et al, 2000; $\varepsilon_{\text{Nd}}(t) = \varepsilon_{\text{Nd}}(0) - Q \times t \times t$, where;
 $\varepsilon_{\text{Nd}}(0) = [(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{e}} / (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} - 1] \times 10000$; T2C, T7C为样号, a, b 为岩相带。

0.727, - 4.4 和 0.730, - 4.9。因此,白石头泉岩体的岩浆应主要来源于地壳物质。

3 讨论

3.1 岩浆结晶作用

白石头泉岩体各相带石英斑晶中的熔体包裹体发育 (顾连兴等, 2003),造岩矿物具典型的火成结构,亚固相线矿物不发育,表明该岩体主要是岩浆结晶的产物。但是,与一些斑岩型矿化侵入岩从外向内的结晶顺序 (Burnham, 1997) 不同,此岩体从 a 带到 e 带的液相线温度越来越低 (顾连兴等, 2003),表明其结晶作用自下而上地进行。因此,有理由推测白石头泉岩体代表了埋藏于现今地表之下的一个较大岩株的、经过了强烈演化的顶部。Webster and Holloway (1990) 的实验结果表明, F 在较高温度下 (如 800℃) 更易进入含水流体,而当温度下降时则更易进入熔体。因此,在岩株侵位之初,挥发分出溶所释出的 F 和 H_2O 向岩浆体顶部聚集 (Zhu et al, 1996; Burnham, 1997; Wilkinson, 2001)。F 和 H_2O 的富集使岩体顶部岩浆密度和粘度下降,进而加速了晶体-熔体间的扩散和分异 (Bailey, 1977; Dingwell et al, 1985; Pitcher, 1993)。F 和 H_2O 的富集降低了固相线,从而扩大了岩浆结晶的温度间隔 (Manning, 1981; Kovalenko and Kovalenko, 1984; Xiong et al, 1999)。白石头泉岩体上部石英斑晶的加大正是富 F 的 Qz-Ab-Or 体系 (Manning, 1981) 中石英结晶域扩大和在低粘度下 SiO_2 扩散速率升高的结果。岩浆较高的 F 含量促使 d 和 e 带的黄玉较早地结晶,而较低的钙含量又使萤石的沉淀延迟到岩浆结晶的最晚期。显然,白石头泉岩体中萤石的结晶晚于 Pervomaisky 二云母花岗岩中被钾长石包裹的萤石 (Sato et al (2003) 中的图 5D)。基于对前人工作的评述, Scaillet and Macdonald (2004) 认为萤石在过铝质熔体中的溶解度随铝饱和指数的增加而增加,因而强过铝花岗岩浆中的萤石会推迟结晶。

相对于正常花岗岩而言,富 F 和 H_2O 的花岗岩通常具有较高的 SiO_2 和 Al_2O_3 含量,较低的 TiO_2 , FeO , Fe_2O_3 , CaO , MgO 和 P_2O_5 含量 (Taylor, 1992; Dostal and Chatterjee, 1995; Yin et al, 1995; Zhu et al, 2001)。白石头泉岩体也具有类似的特征。从

a 带到 e 带, Al_2O_3 和 F 的同步增加是因为岩体上部 F 的聚集提高了 Al_2O_3 在岩浆中的溶解度。Shimulovich et al (1995) 的实验也支持了这一推论。岩体中天河石对钾长石和斜长石的强烈交代、萤石-石榴石-锡石组合的孔隙充填, 以及 c, d 和 e 带中的伟晶岩囊团, 代表了从富含流体的残留岩浆向富含硅酸盐的热液的过渡。

3.2 岩相分带机制

白石头泉岩体矿物学和地球化学分带的形成包括了分离结晶和流体分异两种作用 (Dostal and Chatterjee, 1995)。前人对 Qz-Ab-Or- H_2O -F 体系的研究 (Manning, 1981; 熊小林等, 2002) 表明, 富 F 花岗岩浆的分离结晶会导致残留岩浆中 F, H_2O , Al_2O_3 和 Na_2O 含量的升高和 SiO_2 , Fe_2O_3 , FeO 和 K_2O 降低, 并形成黄玉钠长花岗岩。这种岩浆粘度的降低和结晶温度间隔的扩大将促进早结晶矿物的重力沉降, 于是造成了白石头泉岩体从 a 带到 e 带岩石化学和标准矿物成分的系统变化。锆石和石榴石的不断分离导致熔体中 Zr, HREE, Y, Th, U 含量和 Zr/Hf 值的降低以及 Th/U 值的升高 (Cullers and Graf, 1984; Bea and Montero, 1999)。独居石的较晚结晶可能加剧了这些变化趋势。锡石的不断结晶使岩体内从下往上 Sc 和 Sn 含量不断升高。毫无疑问, Li, Rb, Cs, Ga 和部分 Sn 可在岩浆中与 F 和 H_2O 形成稳定的络合物 (Hildreth, 1981; Černý et al, 1985; Keppler and Wyllie, 1991; Ulrich et al, 1999; 李福春等, 2002; Bhalla et al, 2005)。因此, 流体分异和输运对于促进岩浆的分层应发挥了重要的作用。上述流体分异和输运机制与白石头泉岩体中这些元素从 a 带到 e 带增加的趋势完全吻合。此外, 即使对那些易于进入早结晶副矿物中的元素, 其在熔体中的浓度也会受流体作用的显著影响。例如, 与 Zr, Nb 和 LREE 的络合物相比, Hf, Ta 和 HREE 与羟基或氟的络合物一直到较低的温度下仍保持稳定 (王贤觉等, 1981; Černý et al, 1985; Webb et al, 1995)。这些元素的流体输运必然影响到残留熔体中的 Zr/Hf, Nb/Ta, Al/Ga 和 LREE/HREE 值。白石头泉岩体从 a 带到 e 带氧化指数的下降也是由于向岩体上部 F 富集, 造成岩浆酸度增强, 从而使 $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ 值上升。此外, Eh 值的下降使 Sn, Eu 等元素易于随流体上升到岩体顶部。

分离结晶作用应开始于液相线最高的 a 带。随着分离结晶作用的进行, 残留岩浆和流体通过对流向上运移 (Worster et al, 1990; Haapala and Lukkari, 2005), 在岩浆体上部形成了演化程度较高的岩浆。随着温度进一步降低, b, c 和 d 带也发生分离结晶和残留相进一步上移。因此, 岩体中的从下往上各相带代表了演化成熟度不断提高的岩浆。值得注意的是, d 带与 e 带间的界线相对清晰, 同时, 石英斑晶仅出现于 c, d 和 e 带, 而黄玉斑晶仅见于 d 和 e 带。这些现象表明, 当 c, d 和 e 带开时结晶时, b, c 和 d 带的岩浆粘度已因去挥发分和结晶作用而显著提高, 从而阻碍了上部岩浆中斑晶的重力沉降。

白石头泉岩体顶部的黄玉钠长花岗岩结晶最晚、最富 F 和 H_2O 、石英斑晶的粒度最大且自形程度最佳、含大量黄玉、萤石和流体包裹体, 亚固线白云母化较显著。这些特征与熊小林等 (2002) 的实验结果相一致, 即黄玉钠长花岗岩可由富 F 花岗质岩浆分离结晶产生。但是, 白石头泉岩体 e 带的黄玉钠长花岗岩与 d 带含黄玉天河石花岗岩之间还存在地球化学和同位素组成的间断。这一间断在 Qz-Ab-Or 图 (图 4) 上表现明显。从 a 到 d 带, Li, Rb, Cs 和 Sc 等亲水或亲氟活动元素含量增加, 但到 e 带, 上述元素显著减少。作者认为, e 带上述元素的剧减是因为在岩浆固结或亚固线交代作用过程中流体沿顶部围岩裂隙逸散时将这些元素带走的结果。e 带较强烈的白云母化证实了上述交代作用曾经存在。

前大量的研究表明 (Sheppard and Taylor, 1974; Hugh and Taylor, 1997; 顾连兴等, 2002), 经过围岩的循环天水可进入正在冷凝的侵入体。 $\delta^{18}\text{O}$ 从 d 到 e 带的突降表明 e 带确有天水的加入。这种流体不仅会改变 e 带的同位素组成, 还使之发生不同程度的亚固相线交代作用, 将其中的水活性 (water-mobile) 元素 (如 Li, Rb, Sc, Zn 等) 带出, 并使围岩英云闪长岩中的元素 (如 Ca, Sr, Ba 和 Eu 等) 发生活化转移, 从而加剧了 d 和 e 带间上述元素的含量突变。岩体 e 带中的氧化指数 (OX) 没有发生明显降低 (表 1) 可能是因为天水在进入岩体之前便与围岩已达到了 OX 平衡。

下部岩相带 (a 带) 白色云母包裹有岩浆成因的黑云母残留体。据此, 作者推测淡色花岗岩可

能向下过渡为隐伏的含黑云母花岗岩。正是该黑云母花岗岩浆的分离结晶、挥发份出溶和流体输运 (Dostal and Chatterjee, 1995; Sato et al, 2003) 产生了如今见于地表的白石头泉岩体 5 个相。

3.3 岩浆源区

白石头泉岩体 $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 较高, FeO 、 MgO 和 TiO_2 较低, 弱过铝, a 带 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 $9.25\text{‰} \sim 9.75\text{‰}$, $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值低于地球平均值。这些特征表明, 形成该岩体的岩浆来源于古老的长英质地壳。

白石头泉岩体较低的 CaO 含量表明, 富钙的斜长石是其源区残留相, 源区熔融所需的水来自富水矿物的脱水作用 (Castro et al, 2000)。与残留斜长石的平衡导致岩浆具强烈的 Eu 亏损和低 Al/Ga 值。岩体较低的 $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ 值 (<0.3) 表明云母是源区主要含水矿物相, 而岩体 a 带黑云母残留体的存在表明源区熔融时也发生过黑云母的分解。因此, 白石头泉岩体的原始岩浆可能是源于中地壳的云母片麻岩。岩浆中高度富集的 Rb 和 F 可能来源于云母的分解。

对于中部地壳熔融, 如果只靠底侵体的热传导则很难达到本岩体岩浆所达到的 860°C 以上的温度。因此, 顾连兴等 (2006) 将其源区的部分熔融解释为印支期幔源岩浆的内侵。

4 结论

侵位于中生代的白石头泉岩体主量元素以高 SiO_2 , Na_2O , K_2O 和 F, 低 Ti, Fe, Ca, Mg 和 P, 弱过铝质 ($\text{A/NKC}=1.00\sim 1.11$) 和 $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}>1$ 为特征, 其微量元素以高的 Li, Rb, Cs, Pb, Zn, W, Sn, Nb, Ta, Hf, Th, U 和 Ga 含量, 以及较低的 Cl, CO_2 , Sr, Ba, Co, Ni, Cr, V, Cu 和 Zr 为特征。岩体 REE 的球粒陨石标准化配分曲线呈燕翼形, 并具低的 $(\text{La/Lu})_{\text{N}}$ 值和强烈的 Eu 负异常。

该岩体 5 个相带从下到上有以下地球化学演化趋势: 1) F, A_2O_3 和 Na_2O 含量渐增, 而 SiO_2 ($\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}+\text{MgO}+\text{MnO}$), FeO 和 K_2O 含量渐减, 在标准矿物的 Qz-Ab-Or 图上向 Ab 角顶移动; 2) 总体而言, Cr, Ni, Co, V, W, Nb, Zr, U, Th 和 Y 含量渐减, 而 F, Li, Rb, Hf, Ta, Sn, Sc, Ga 和 Zn 含量渐增, 但 d 带到 e 带间存在 Li, Rb, Sn, Sc 和 Zn 含量的突降; 3) K/Rb, Al/Ga, Nb/

Ta 和 Zr/Hf 值下降, 但 K/Cs, Th/U, $(\text{La/Lu})_{\text{N}}$ 值上升; 4) 全岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值从 a 带的 $9.25\text{‰} \sim 9.75\text{‰}$ 降低到 e 带的 7.32‰ , d 带与 e 带间存在 2.1‰ 的 $\delta^{18}\text{O}$ 值突降。

白石头泉岩体岩浆自下而上地结晶。结晶过程中出现过明显的岩浆分层, 这种分层是分离结晶和流体分异共同作用的结果。富 F 和 H_2O 降低了岩浆的粘度, 扩大了岩浆发生分离结晶的温度间隔, 从而促进了较早结晶矿物的重力分异, 使残余岩浆中不相容元素更加富集。出溶并向上聚集的 F 和 H_2O 等挥发份, 将相当数量的 Li, Rb, Cs, Ga, Sn, Sc, Hf, Ta 和 HREE 输运至上部岩相带。岩体 d 和 e 带的组成有明显突变, 在矿物成分上表现为黄玉、钠长石和白云母含量急剧增高而钾长石和天河石含量急剧降低, 在主量元素上表现为 Na_2O 和 CaO 含量明显增高而 SiO_2 和 K_2O 含量明显降低, 在微量元素上表现为 F, Ga, Sr 和 Ba 含量突然增高而 Li, Rb, Sc, Zn 和 Sn 含量突然降低, 在稀土元素特征上表现为 Eu/Eu^* 和 $(\text{La/Lu})_{\text{N}}$ 值显著增大而 ΣREE 值显著降低, 在同位素组成上表现为 $\delta^{18}\text{O}$ 值急剧降低。这一间断是以下几种作用共同作用的产物: 1) 岩浆分离结晶和流体输运; 2) 天水淋滤带来的围岩组分; 3) 亚固相线的交代过程中元素的淋失。

白石头泉岩体的原始岩浆可能来自中地壳云母片麻岩的部分熔融, 而中部地壳的部分熔融可能与幔源岩浆的内侵有关。

致谢: 胡受奚教授对本文的研究作了悉心指导, 严正富、杨浩、王金珠、郭继春、廖静娟、诸建林和郝爱华等参加了早期野外工作, 作者等在此谨致谢忱。

参考文献 [References]:

- Bailey J C. 1977. Fluorine in granitic rocks and melts: A review. *Chem. Geol.*, 19, 1-42.
- Bea F and Montero P. 1999. Behaviour of accessory phases and redistribution of Zr, REE, Y, Th, and U during metamorphism and partial melting of metapelites in the lower crust: An example from the Kinzigite Formation of Ivrea-Verbano, NW Italy. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 63(7/8): 1133-1153.
- Bhalla P, Holtz F, Linnen R L, Behrens H. 2005. Solubility of cassiterite in evolved granitic melts: effect of T, fO_2 and additional volatiles. *Lithos*, 80: 387-400.
- Boynton W V. 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P (ed.). *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, 63-114.
- Burnham C W, Ohmoto H. 1980. Late-stage processes of felsic

- magmatism. In: Ishihara S, Takenouchi S (eds.). *Granitic Magmatism and Related Mineralization. Min. Geol. Spec. Issue*, 8: 1–11.
- Burnham C W. 1997. Magmas and hydrothermal fluids. In: Barnes H.L(ed.). *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits* (third edition). John Wiley & Sons, New York, pp. 63–124.
- Burt D M, Sheridan M F, Bikun J V, Christiansen E H. 1982. Topaz rhyolites—distribution, origin and significance for exploration. *Econ. Geol.*, 77: 1818–1836.
- Castro A, Corretge L G, El-Beid M, et al. 2000. Experimental constraints on Hercynian anatexis in the Iberian Massive, Spain. *J. Petrol.* 42(10): 1471–1488.
- Černý P, Meintzer R E, Anderson A J. 1985. Extreme fractionation in rare-element granitic pegmatites: selected examples of data and mechanisms. *Can. Mineral.*, 23, 381–421.
- Chappell B W, White A J R, Whilliams I S, Wyborn D. 2004. Low- and high-temperature granites. *Transactions of Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 95: 125–140.
- 陈骏, 王汝成, 周建平, 等. 2000. 锡的地球化学. 南京: 南京大学出版社, 1–320.
- [Chen J, Wang R C, Zhou J P, et al. 2000. *Geochemistry of Tin*. Nanjing: Nanjing University Press, pp. 1–320. (in Chinese)]
- Christiansen E H, Bikun J V, Sheridan M F, Burt D M. 1984. Geochemical evolution of topaz rhyolites from the Thomas Range and Spor Mountain, Utah. *Am. Mineral.*, 69: 223–236.
- Collin W J, Beams S D, White A J R, Chappell B W. 1982. Nature and Origin of A-type granites with particular references to Southeastern Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80: 189–200.
- Congdon R D and Nash W P. 1988. High-fluorine rhyolite: An eruptive pegmatite magma at the Honeycomb Hills, Utah. *Geology*, 16: 1018–1021.
- Cullers R L and Graf J L. 1984. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: intermediate to silicic rocks-ore petrogenesis. In: Henderson P(ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, pp. 275–316.
- Cuney M, Marignac C, Weisbrod A. 1992. The Beauvoir Topaz–Lepidolite Albite granite (Massif Central, France): the disseminated magmatic Sn–Li–Ta–Nb–Be mineralisation. *Econ. Geol.*, 87: 1766–1794.
- 南京大学地质系. 1981. 华南不同时代花岗岩类及其与成矿关系. 北京: 科学出版社. 395pp.
- [DGNU (Department of Geology, Nanjing University). 1981. *Granites of Different Ages in South China and Their Metallogenic Relations*. Science Press, Beijing, 395pp. (in Chinese)]
- Dingwell D B, Scarfe C M, Cronin D J. 1985. The effect of fluorine on viscosities in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$: implications for phonolites, trachytes and rhyolites. *Am. Mineral.*, 70: 80–87.
- Dostal J and Chatterjee A K. 1995. Origin of topaz-bearing and related peraluminous granites of the Late Devonian Davis Lake pluton, Nova Scotiz, Canada: Crystal versus fluid fractionation. *Chem. Geol.*, 123: 7–88.
- Dostal J, Chatterjee A K. 2000. Contrasting behaviour of Nb/Ta and Zr/Hf ratios in a peraluminous granitic pluton (Nova Scotia, Canada). *Chem. Geol.*, 163: 207–218.
- Goodman R J. 1972. The distribution of Ga and Rb in coexisting groundmass and phenocrust phases of some basic volcanic rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 36: 303–317.
- 顾连兴, 苟晓琴, 张遵忠, 等. 2003. 东天山一个多相带高铷氟花岗岩的地球化学及成岩作用. *岩石学报*, 19(4): 585–600.
- [Gu L X, Gou X Q, Zhang Z Z, et al. 2003. *Geochemistry and petrogenesis of a multi-zoned high Rb and F granite in eastern Tianshan. Acta Petrologica Sinica*, 19(4): 585–600. (in Chinese with English abstract)]
- 顾连兴, 杨浩, 严正富. 1990. 中天山东段花岗岩类铷—锶年代学及其构造演化. *桂林冶金地质学院学报*, 10 (1): 49–55.
- [Gu, L X, Yang H, Yan Z F. 1990. Rb-Sr Geochronology and the tectonic evolution of the east section of the Middle Tianshan Mountains. *J. Guilin. Collage. Geol.*, 10: 49–55. (in Chinese with English abstract)]
- 顾连兴, 杨浩, 苟晓琴, 等. 1994. 东疆星星峡地区白石头泉高铷氟花岗岩的特征和成因. *岩石学报*, 10 (1): 41–5.
- [Gu L X, Yang H, Gou X Q, et al. 1994. *Geology and genesis of the Baishitouquan high-rubidium and fluorine granites in the Xingxingshia district of Hami County, Xinjiang. Acta Petrol. Sin.*, 10: 41–53. (in Chinese with English abstract)]
- 顾连兴, 陈培荣, 倪培, 等. 2002. 长江中, 下游燕山期热液铜金矿床成矿流体. *南京大学学报 (自然科学版)*, 38 (3): 392–407.
- [Gu L X, Chen P R, Ni P, et al. 2002. Comparative research on ore-forming fluids for the main types of hydrothermal copper-gold deposits in the middle and lower reaches of the Yangtze River. *J. Nanjing Univ. (Natural Sciences)*, 38(3): 392–407. (in Chinese with English abstract)]
- 顾连兴, 张遵忠, 吴昌志, 等. 2006. 关于东天山花岗岩与陆壳垂向增生的若干认识. *岩石学报*, 22 (5): 1103–1120.
- [Gu L X, Zhang Z Z, Wu C Z, et al. 2006. Some problems on granites and vertical growth of the continental crust in the eastern Tianshan Mountains, NW China. *Acta Petrologica Sinica*, 22(5): 1103–1120. (in Chinese with English abstract)]
- Haapala I and Lukkari S. 2005. Petrological and geochemical evolution of the Kymi stock, a topaz granite cupola within the Wiborg rapakivi batholith, Finland. *Lithos*, 80: 347–362.
- Hanson G N. 1978. The application of trace elements to petrogenesis of igneous rocks of granitic compositions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 7: 93–98.
- Hildreth W. 1981. Gradients in silicic magma chambers: interpretation for lithospheric magmatism. *J. Geophys. Res.*, 86: 10153–10192.
- Hugh P and Taylor, J H P. 1997. Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits. In: Barnes HL (ed.). *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits* (third edition). New York: John Wiley & Sons, pp. 299–302.
- Irber W. 1999. The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 63: 489–508.
- Keppler H and Wyllie J P. 1991. Partitioning of Cu, Sn, Mo, W, U, and Th between melt and aqueous fluid in the systems haplogranite-H₂O-HCl and haplogranite-H₂O-HF. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 109: 139–150.
- Kontak D J. 1990. The east Kemptville topaz leucogranite, Nova Scotia: I. Geological setting and whole-rock geochemistry. *Can. Mineral.*, 28: 787–825.
- Kovalenko V I and Kovalenko N I. 1984. Problems of the origin, ore-bearing and evolution of rare-metal granitoids. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 35:51–62.
- Kovalenko V I and Kovalenko N I. 1976. Ongonites (Topaz-Bearing Quartz Keratophyre)—Subvolcanic Analogue of Rare-Metal Li-F Granites (in Russia). Moscow: science Press, p. 1–124.
- Kovalenko V I. 1977. The reactions between granite and aqueous hydrofluoric acid in relation to the origin of fluorine-bearing granites. *Geokhimiya*, (4): 503–515.
- 李福春, 朱金初, 饶冰, 等. 2002. 花岗质熔体中 SnO₂ 含量与结晶温度和时间的关系. *矿床地质*. 21(4): 393–398.

- [Li F C, Zhu J C, Rao B, et al. **2002**. SnO_2 concentration in granitic melt and its relation with crystallisation temperature and time duration. *Mineral Deposits*, 21(4): 393–398. (in Chinese with English abstract)]
- Linnen R L and Keppler H. **1997**. Columbite solubility in granitic melts: consequences for the enrichment and fractionation of Nb and Ta in the Earth's crust. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 128: 213–227.
- Linnen R L and Keppler H. **2002**. Melt composition control of Zr/Hf fractionation in magmatic processes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 66(18): 3293–3301.
- 刘丛强, 张辉. 2003. 过铝质岩浆体系中不相容元素的地球化学行为及机理——元素对分异和稀土元素“四重效应”及其对流体作用过程的指示意义. 高校地质学报, 9(4): 648–660.
- [Liu C Q, Zhang H. **2003**. Geochemical behavior of incompatible elements in peraluminous magmatic system and its mechanism—fractionation of the coherent elemental pairs and the Lanthanide tetrad effect in granitic magmas: implications for melt–fluid interaction. *Geol. J. China Univ.*, 9(4): 648–660. (in Chinese with English abstract)]
- 刘英俊, 曹励明, 李兆麟, 等. 1984. 元素地球化学, 北京: 科学出版社, 548pp.
- [Liu Y J, Cao L M, Li Z L, et al. **1984**. Elemental Geochemistry. Beijing: Science Press, pp. 1–548. (in Chinese)]
- Manning D A C. **1981**. The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the system Qz-Ab-Or with excess water at 1 kbar. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76: 257–262.
- Pearce J. **1996**. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19(4): 120–125.
- Pichavant M and Manning D. **1984**. Petrogenesis of tourmaline granites and topaz granites: the contribution of experimental data. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 35: 31–50.
- Pichavant M, Herrera J V, Boulmier S, Briquieu L. **1988**. The Macusani glasses, SE Peru: evidence of chemical fractionation in peraluminous magmas. In: Mysen BO(ed.). Magmatic Processes: Physicochemical Principles: *The Geochemical Society Special Publication*, 1: 359–373.
- Pitcher W S. **1993**. The Nature and Origin of Granites. Blackie Academic & Professional, London, pp. 1–321.
- Ponader C W and Brown G E. **1989**. Rare earth elements in silicate glass/melt systems, II. Interaction of La, Gd and Yb with halogens. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53: 2905–2914.
- Raimbault L and Burnol L. **1998**. The Richemont rhyolite dyke, Massif Central, France: a subvolcanic equivalent of rare-metal granites. *Can. Mineral.*, 36: 265–282.
- Reyf F G, Seltmann R, Zaraisky G P. **2000**. The role of magmatic processes in the formation of banded Li, F-enriched granites from the Orlovka tantalum deposit, Transbaikalia, Russia: Hydrothermometric evidence. *Can. Mineral.*, 38: 915–936.
- Sato K, Suzuki K, Nedachi M, et al. **2003**. Fluorite Deposits at Voznesenka in the Khanka Massif, Russia: Geology and age of mineralization. *Resour. Geol.*, 53: 193–211.
- Scailliet B and Macdonald R. **2004**. Fluorite stability in silicic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 147: 319–329.
- Sheppard S M F and Taylor J H P. **1974**. Hydrogen and oxygen isotope evidence for the origin of water in the Boulder batholith and the Butte ore deposits, Montana. *Econ. Geol.*, 69: 926–946.
- Shimulovich K I, Yardley B W D, Gonchar G G. **1995**. Fluids in the Crust: Equilibrium and Transport Properties. London: Chapman & Hall, pp. 323.
- Shaw D M. **1968**. A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 32: 573–601.
- Taylor B E. **1988**. Degassing of rhyolitic magmas: hydrogen isotope evidence and implications for magmatic-hydrothermal ore deposits. In: Taylor RP, Strong DF(eds.). Recent Advances in the Geology of Granite-Related Mineral Deposits. *Can. Inst. Min. Metall. Spec.*, 139: 33–49.
- Taylor G R. **1979**. Geology of Tin Deposits. New York: Elsevier, 554 pp.
- Taylor H P. **1978**. Oxygen and hydrogen isotope studies of plutonic granitic rocks. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 38: 177–210.
- Taylor R P. **1992**. Petrological and geochemical characteristics of the Pleasant Ridge Zinnwaldite-topaz granite, southern New Brunswick, and comparisons with other topaz-bearing felsic rocks. *Can. Mineral.*, 30: 895–921.
- Taylor S R, McLennan S M. **1985**. The Continental Crust: Its composition and evolution. Oxford, UK: Blackwell, pp. 312.
- Thomas J B, Bodnar R, Shimizu J N, Sinha A K. **2002**. Determination of zircon/melt trace element partition coefficients from SIMS analysis of melt inclusions in zircon. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 66(16): 2887–2901.
- Tischendorf G. **1977**. Geochemical and petrographic characteristic of silicate magmatic rocks associated with rare-element mineralisation. In: Stempok M, Burnol L, Tischendorf G (eds.). Metallization Associated with Acidic Magmatism: New York: John Wiley and Sons, pp. 41–96.
- Ulrich T, Gilnther D, Helnich C A. **1999**. Gold concentrations of magmatic brines and the metal budget of porphyry copper deposits. *Nature*, 399: 676–679.
- Wang R C. **1988**. Etude minéralogique et cristallographique de cassiterite, niobotantalates et minéraux disséminés du granite de Beauvoir (Allier); implications métallogéniques. Doctoral Dissertation, Paul Sabatier University of Toulouse, France, 203pp.
- 王贤觉, 邹天人, 徐建国, 等. 1981. 阿尔泰伟晶岩矿物研究. 北京: 科学出版社, 1–140.
- [Wang X J, Zou T R., Xu J G, et al. **1981**. Study of Pegmatite Minerals of the Altai Region. Science Publishing House, Beijing, pp. 140. (in Chinese)]
- Watson E B, Harrison T M. **1984**. Accessory minerals and the geochemical evolution of crustal magmatic systems: a summary and prospects of experimental approaches. *Phys. Earth. Planet. Inter.*, 35: 19–30.
- Webb P C, Tindle A G, Barritt S D, et al. **1995**. Radiothermal granites of the United Kingdom: comparison of fractionation patterns and variation of heat production for selected granites. In: High Heat Production (HHP) Granites, Hydrothermal Circulation and Ore Genesis. *Inst. Min. Metall., London*, pp. 409–424.
- Webster J D and Holloway JR. **1990**. Partitioning of F and Cl between magmatic hydrothermal fluids and highly evolved granitic magmas. *Geological Society of America Special Papers*, 246: 21–34.
- Wilkinson J J. **2001**. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, 55: 229–272.
- Worster M G, Huppert H E, Sparks R S J. **1990**. Convection and crystallisation in magma cooled from above. *Earth and Planetary Science Letters*, 101: 78–79.
- Xiong X L, Rao B, Chen F R, et al. **2002**. Crystallisation and melting experiments of a fluorine-rich leucogranite from the Xianghualing Pluton, South China, at 150 MPa and H_2O -saturated conditions. *J. Asian Earth Sci.*, 21: 175–188.
- 熊小林, 饶冰, 朱金初, 等. 2002. 黑鳞云母花岗质岩浆的结晶分异及钠长花岗质岩浆的形成. 岩石学报, 18: 223–230.
- [Xiong X L, Rao B, Zhu J C, **2002**. Fractional crystallisation of a protolithionite granitic magma and the formation mechanism of

- albite granitic melt. *Acta Petrologica Sinica*, 18: 223–230. (in Chinese with English abstract)]
- Xiong X L, Zhao Z H, Zhu J C, Rao B. **1999**. Phase relations in albitite granite-H₂O-HF system and their petrogenetic applications. *Geochim. J.*, 33: 199–214.
- Xu K Q, Sun N, Wang D Z, et al. **1984**. Petrology of granites and their metallogenetic relations in South China. In: Xu KQ, Tu GC(eds.), *Geology of Granites and Their Metallogenetic Relations: Proceedings of the International Symposium Held at Nanjing University, Nanjing, China. October 26–30, 1982*, Beijing: Science Press, pp1–20.
- Yin L, Pollard P J, Hu SX, Taylor R G. **1995**. Geological and geochemical characteristics of the Yichun Ta-Nb-Li deposit, Jiangxi Province, South China. *Econ. Geol.*, 90: 577–585.
- 赵劲松, 赵斌, 饶冰. 1996. 初论铌、钽和钨的成矿作用. 实验研究, 25(3): 286–295.
- [Zhao J S, Zhao B, Rao B. **1996**. A preliminary experimental study on mineralisation of Nb, Ta and W. *Geochim.*, 25(3): 286–295. (in Chinese with English abstract)]
- Zhu J C, Liu W X. **1990**. Topazite-ongonite relationship and its bearing on vertical zonation in rare-metal granites: evidence from xianghualing district, Hunan Province, China. Proceedings of the 8th Quadrennial IAGOD Symposium, Ottawa, 303–313.
- Zhu J C, Li R K, Li F C, et al. 2001. Topaz-albite granites and rare-metal mineralization in the Limu District, Guangxi Province, southeast China. *Miner. Deposita*, 36: 393–405.

Geochemistry of the Baishitouquan Topaz-bearing Amazonite Granite: Zoning and Magma Evolution

GU Lian-xing, WU Chang-zhi, ZHANG Zun-zhong, GOU Xiao-qin,
LIU Si-hai, ZHENG Yuan-chuan and ZHANG Guang-hui

(State Key Laboratory for Mineral Deposit Research (Nanjing University), Department of Earth Sciences;
Nanjing University, Nanjing 210093, China)

Abstract: The Mesozoic Baishitouquan (BST) topaz-bearing amazonite granite pluton has been dated at 209.6 ± 9.6 Ma by the Rb–Sr isochron method. This pluton exhibits five lithological zones, which, gradational from the lowest level upwards, are leucogranite (zone a), amazonite-bearing granite (zone b), amazonite granite (zone c), topaz-bearing amazonite granite (zone d) and topaz albite granite (zone e). Geochemically, The rocks are characterised by higher F (>2%) and Rb ($500 \sim 1087 \times 10^{-6}$), lower P₂O₅ ($\leq 0.06\%$), Na₂O>K₂O, A/NKC=1.00~1.11, $\Sigma 14 \text{ REE}=28.6 \sim 231.9 \times 10^{-6}$ with gull wing-shaped distribution patterns (LaN/LuN=0.11~0.68) and strong Eu depletion (Eu/Eu* = 0.0005~0.0110). $\delta^{18}\text{O}=9.75 \sim 7.32\%$, $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -4.4 \sim -4.9$. The magma for this pluton was derived by partial melting of a mica gneiss in the middle crust. The pluton exhibits the following geochemical transition from zone a to zone e: 1) Increasing F, Al₂O₃ and Na₂O, and decreasing SiO₂, (Fe₂O₃+FeO+MgO+MnO) and K₂O. Plots of normative compositions on the Qz-Ab-Or diagram move gradually towards the Ab apex. 2) Overall, contents of Cr, Ni, Co, V, W, Nb, Zr, U, Th and Y decrease, while contents of F, Li, Rb, Hf, Ta, Sn, Sc, Ga and Zn increase. 3) K/Rb, Al/Ga, Nb/Ta and Zr/Hf decrease, and K/Cs, Th/U, and (La/Lu)_N increase; 4) Whole-rock $\delta^{18}\text{O}$ decreases from 9.25~9.75‰ in zone a to 7.32‰ in zone e. It is interpreted that crystallisation of the magma started from zone a and proceeded upwards to zone e, and the vertical zoning was produced by fractional crystallisation accompanied by fluid fractionation. There is a compositional gap on the transition trend between zone d and e. This gap is manifested in mineralogy by sharp increase in topaz, albite and muscovite and decrease in K-feldspar and amazonite; in major elements by sharp increase in Na₂O and CaO and decrease in SiO₂ and K₂O; in trace elements by sharp increase in F, Ga, Sr and Ba, and sudden decrease in Li, Rb, Sc, Zn and Sn; in REE behaviour by sudden increase in Eu/Eu* and (La/Lu)_N, and decrease in ΣREE ; and in isotope composition by sharp decrease in $\delta^{18}\text{O}$. Such a gap might have been constrained not only by fractional crystallization and fluid fractionation, but also by involvement of meteoric water, contamination of wallrock-derived components, and leaching and dispersion due to subsolidus metasomatism.

Key words: leucogranite; fluorine; topaz; amazonite; zoning; fractional crystallization; eastern Xinjiang