第22卷 第1期
Vol.22 No.1

新 疆 地 质
XINJIANG GEOLOGY

2004年3月
Mar.2004

文章编号: 1000-8845(2004)01-036-07　　**中图分类号:** P588.12⁺1　　**文献标识码:** A

西准噶尔紫苏花岗岩成因岩石学研究

张立飞[1],冼伟胜[1,2],孙敏[2]

(1.北京大学地球与空间科学学院,北京 100871;2.香港大学地球科学系,香港特别行政区)

摘 要: 紫苏花岗岩呈岩体形式侵入于石炭纪地层中,又为碱长花岗岩侵入.紫苏花岗岩由斜方辉石、单斜辉石、铁橄榄石、条纹长石、石英组成,以正 ε_{Nd} 为特征(ε_{Nd}=+4.8~+5.8).矿物组成、结构和野外产状表明:这些紫苏花岗岩是火成成因的.温压计算估测其结晶条件是 T=700~800 ℃, P=420~575 kPa.紫苏花岗岩中有小的富云母包体和巨大的条带状捕虏体.前者被认为是残留体,后者与其围岩-火山碎屑岩相当.残留体中较低的 ε_{Nd} 正值(ε_{Nd}=+2.6~+3.5)要求新生的下部地壳是紫苏花岗岩的主要源岩:来自这些源岩的紫苏花岗岩的母岩浆在结晶前与一些来自于亏损地幔中的融体混合.该地区体积巨大的碱性花岗岩可能也来自相同的岩浆源,只不过它是在较浅的地壳深度上结晶的.

关键词: 新疆;西准噶尔;紫苏花岗岩;富云母包体;碱性花岗岩

紫苏花岗岩是一种含有紫苏辉石的特殊类型的花岗岩,通常出现在前寒武纪高级变质岩区,如世界上几个典型的前寒武纪克拉通地区都有紫苏花岗岩出露[1].显生宙的紫苏花岗岩比较少见,特别是含有橄榄石的岩浆型紫苏花岗岩,目前有报道的只有澳大利亚显生宙紫苏花岗岩[2].我国在广东云开大山一带发现过加里东期紫苏花岗岩,但它是含有石榴石等特征变质矿物的变质成因的紫苏花岗岩[3],至今尚没有显生宙岩浆型紫苏花岗岩的报道.根据笔者在西准噶尔庙尔沟地区工作发现了岩浆型紫苏花岗岩[4],并较详细地报道了新疆西准噶尔庙尔沟含橄榄石的紫苏花岗岩体的岩石学和地球化学特征.

1 区域地质概况

含橄榄石的紫苏花岗岩出露在新疆西准噶尔庙尔沟一带(图 1).该区位于中东亚造山带的西南部[5],相当于 Sengor 等.提出的阿勒泰碰撞造山带的东南部[6].西准噶尔地区通常被认为是西伯利亚和中朝-塔里木板块间多次俯冲碰撞形成的海西期造山带[7~10].在海西晚期该区出现了 6 个碱长花岗岩岩基,它们是铁厂沟、哈图、红山、阿克巴斯套、克拉玛依和庙尔沟岩基,它们侵入到石炭纪以前的地层中,形成时代大都在 250~320 Ma[11].紫苏花岗岩就出露在庙尔沟岩体中,它以岩体形式侵入于早石炭统的太勒古拉组基性火山岩和包古图组凝灰质火山沉积岩中(图 1),

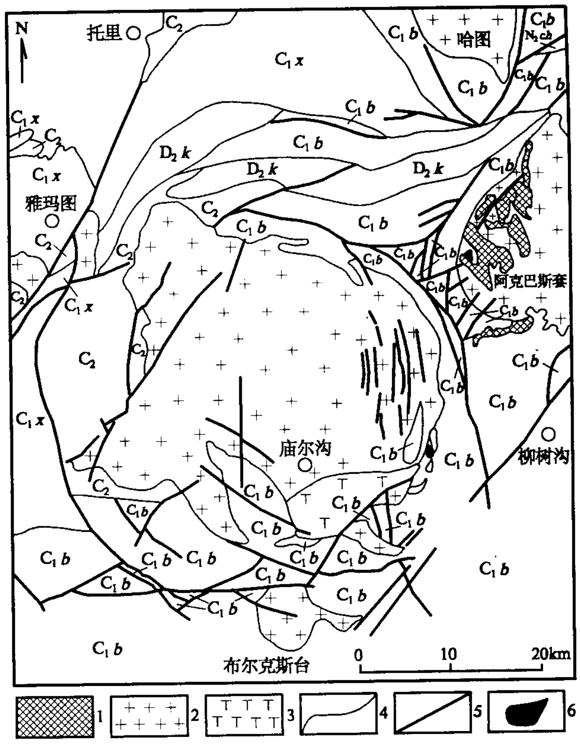


图 1 西准噶尔庙尔沟一带区域地质简图

Fig.1 Geological map of Miaoergou intrusions and charnockites in Western Junggar

1.第四系;2.碱长花岗岩;3.紫苏花岗岩;4.地质界线;5.性质不明断层;6.花岗斑岩

N_2ch——新近系昌吉河群;C_2——中石炭统;C_1b——下石炭统包古图组;C_1x——下石炭统希贝库拉斯组;D_2k——中泥盆统库鲁木迪组

项目资助:高等学校优秀青年教师教学科研奖励计划和归国留学人员启动基金联合资助
收稿日期:2003-10-15;修订日期:2003-11-19;作者 Email: lfzhang@pku.edu.cn
第一作者简介:张立飞(1963-),男,吉林梨树人,教授,1990 年获北京大学地质学博士,从事变质岩岩石学研究

又为晚期的庙尔沟碱长花岗岩(240~270 Ma)侵入[11],因此西准噶尔庙尔沟含橄榄石的紫苏花岗岩形成时代应为古生代晚期.

2 野外产状和岩石学特征

紫苏花岗岩出露在新疆西准噶尔地区最大的庙尔沟岩体的东南部和北部边缘.在紫苏花岗岩体中含有几米长的条带状围岩凝灰质火山岩捕虏体和小的扁豆状的麻粒岩相富云母包体.

紫苏花岗岩呈青黑色、块状,中粗粒花岗结构,特征矿物包括紫苏辉石(15%)、普通辉石(10%)、条纹长石(10%)、斜长石(40%)、石英(10%)、角闪石(10%)、黑云母(3%)、铁橄榄石(<2%)和一些副矿物.紫苏辉石呈粗粒自形粒状,含少量 Fe-Ti 氧化物包裹体,与普通辉石、铁橄榄石呈平衡结构;橄榄石并不常见,经常被 Fe-Ti 氧化物包围;角闪石可达 10%,似是辉石的次生矿物;条纹长石、反条纹长石(总量~10%)呈粗粒自形-半自形,与斜长石和它形石英平衡共生(斜长石组分一般是 An20~An30);其他组成矿物包括黑云母(3%)和副矿物磁铁矿/钛铁矿、榍石和锆石等.

3 矿物化学

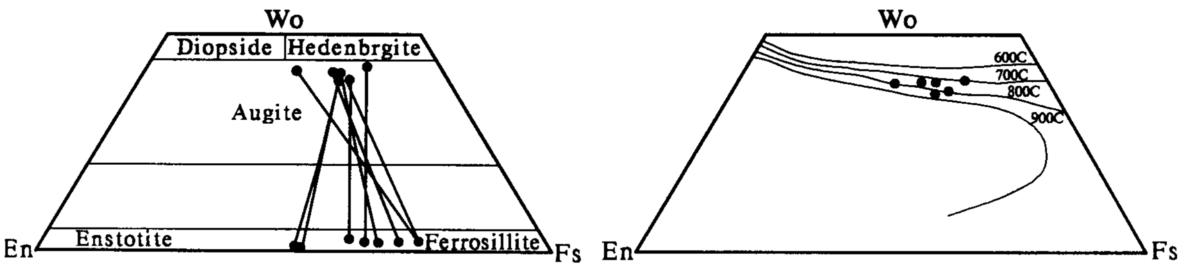
矿物成分的电子探针分析是在中国科学院地质研究所岩石圈开放实验室的 Cameca SX51 型电子显微镜上进行的,加速电压 15 kV,定向束流 20 nA(表 1,图 2A)[20],计数器时间 10~20 s,最后结果用 PAP 矫正

表 1　西准噶尔紫苏花岗岩辉石的代表性成分

Table 1　The representive analyses of pyroxenes from charnockites, Western Junggar

样品号	321	322	841	842	302	273	272	271	321	322	841	272	302	273
矿物成分	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx
SiO_2	49.9	49.0	51.0	51.3	48.9	48.5	48.5	49.2	49.9	50.1	50.3	49.7	48.7	49.6
TiO_2	0.12	0.25	0.18	0.17	0.17	0.13	0.16	0.21	0.16	0.19	0.24	0.26	0.07	0.17
Al_2O_3	0.27	0.24	0.30	0.28	0.19	0.14	0.24	0.28	0.31	0.35	0.35	0.42	0.42	0.44
FeO*	35.6	32.0	29.0	29.2	39.2	39.4	36.9	35.9	24.0	23.0	21.9	20.0	20.7	16.9
MnO	0.94	1.05	0.81	0.98	1.05	1.27	1.08	0.84	0.61	0.61	0.63	0.77	0.62	0.34
MgO	11.9	12.1	17.0	16.9	9.65	9.51	10.8	11.9	4.87	6.60	7.27	7.15	6.76	9.96
CaO	1.61	1.64	1.16	0.84	1.28	1.12	1.37	1.73	20.3	19.0	19.0	19.3	19.3	20.6
Na_2O	0.02	0.00	0.02	0.03	0.03	0.03	0.01	0.06	0.33	0.34	0.37	0.34	0.17	0.39
K_2O	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00
Total	100.5	99.8	99.6	99.9	100.1	100.2	99.36	100.3	100.6	100.3	100.2	100.3	99.5	100.3
O														
Si^{4+}	1.99	2.02	1.98	1.99	1.98	1.98	1.97	1.97	1.98	1.98	1.98	1.99	1.98	1.94
Al^{IV}	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02
Al^{VI}	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Fe^{3+}	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.01	0.02	0.08
Ti^{4+}	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Mg^{2+}	0.71	0.74	0.98	0.98	0.58	0.58	0.66	0.71	0.29	0.39	0.43	0.43	0.41	0.58
Fe^{2+}	1.17	1.11	0.93	0.94	1.31	1.31	1.22	1.15	0.76	0.72	0.68	0.66	0.68	0.47
Mn^{2+}	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01
Ca^{2+}	0.07	0.07	0.05	0.04	0.06	0.05	0.06	0.07	0.86	0.80	0.80	0.83	0.84	0.86
Na^{+}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.03	0.03	0.01	0.03
K^{+}	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cations	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Wo	3.44	3.71	2.42	1.75	2.77	2.43	2.97	3.68	43.8	40.8	40.7	42.5	42.6	43.0
En	35.6	38.0	49.2	49.1	29.1	28.7	32.7	35.3	14.6	19.7	21.7	21.9	20.8	28.9
Fs	61.0	58.3	48.4	49.1	68.1	68.9	64.3	61.0	41.5	39.5	37.7	35.6	36.7	28.1

注:FeO*——全铁;Opx——斜方辉石;Cpx——单斜辉石;单位:常量为%



(A)　　(B)

图 2　紫苏花岗岩中辉石化学成分图解

Fig.2　Compositional diagrams for pyroxenes from charnockites

(A)——辉石的化学成分分类;(B)——单斜辉石温度计

表 2 紫苏花岗岩中各类矿物的代表性成分

Table 2 The representive analyses of various meinerals from charnockites, Western Junggar

矿物成分			角闪石					黑云母				橄榄石		斜长石
样品号	302	321	322	841	272	302	321	841	271	272	302-1	302-2	273	302	273
SiO_2	44.1	44.4	45.1	45.9	45.6	36.22	35.43	37.42	35.39	35.66	30.01	29.97	29.54	65.68	62.84
TiO_2	1.54	1.47	1.69	0.99	1.58	4.47	4.94	5.27	3.76	4.24	0.02	0.06	0.05	0.01	0.00
Al_2O_3	6.14	6.42	6.68	5.73	6.26	12.36	12.48	12.68	11.95	11.83	0.00	0.00	0.00	19.13	22.73
FeO*	25.0	23.7	23.8	25.0	22.4	25.52	26.07	17.42	28.77	28.71	65.00	66.05	66.07	0.07	0.00
MnO	0.34	0.32	0.29	0.59	0.26	0.12	0.07	0.12	0.24	0.17	1.48	1.35	1.46	0	0
MgO	7.17	8.49	7.78	7.12	8.45	7.98	7.68	12.40	6.11	6.10	3.50	3.86	2.72	0	0
CaO	10.2	10.2	10.4	10.9	10.8	0.00	0.00	0.02	0.02	0.11	0.07	0.05	0.06	0.23	5.35
Na_2O	1.57	1.71	1.67	1.70	1.57	0.29	0.17	0.26	0.07	0.12	0.07	0.02	0.02	3.16	7.94
K_2O	0.77	0.69	0.79	0.87	0.81	9.14	9.29	9.67	8.95	8.88	0.00	0.03	0.04	12.09	0.44
Total	96.8	97.4	98.1	98.7	97.8	96.10	96.13	95.26	95.27	95.83	100.28	100.39	99.99	100.37	99.35
O			23					12				4		8	
Si^{4+}	6.79	6.72	6.82	6.98	6.91	2.96	2.92	2.96	2.98	2.98	0.99	0.98	0.99	2.98	2.80
Al^{IV}	1.11	1.15	1.19	1.02	1.09	1.19	1.21	1.18	1.18	1.16	0.00	0.00	0.00	1.02	1.19
Al^{VI}	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03										
Fe^{3+}	0.96	1.12	0.80	0.57	0.57										
Ti^{4+}	0.18	0.17	0.19	0.11	0.18	0.28	0.31	0.31	0.24	0.27	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe^{2+}	2.26	1.88	2.21	2.62	2.28	1.75	1.79	1.15	2.02	2.00	1.79	1.81	1.84	0	0
Mn^{2+}	0.04	0.04	0.04	0.08	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.04	0.04	0.04	0	0
Mg^{2+}	1.65	1.92	1.75	1.62	1.91	0.97	0.94	1.47	0.77	0.76	0.17	0.19	0.14	0	0
Ca^{2+}	1.68	1.66	1.68	1.77	1.75	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.26
Na^+	0.47	0.50	0.49	0.50	0.47	0.05	0.03	0.04	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.28	0.69
K^+	0.15	0.13	0.15	0.17	0.16	0.95	0.97	0.98	0.96	0.95	0.00	0.00	0.00	0.70	0.03
Cations	15.3	15.3	15.3	15.4	15.4	8.16	8.17	8.13	8.18	8.16	3.01	3.02	3.01	5.00	4.96
Mg#	0.42	0.51	0.44	0.38	0.46	0.36	0.34	0.56	0.27	0.27	0.09	0.09	0.07		
Ab														28.10	71.00
An														1.10	26.40
Or														70.80	2.60

注:FeO*为全铁, Mg# = Mg/(Mg+Fe^{2+});单位:常量为%

方程简化,矿物分子式计算采用 Minpet2.0 软件计算.紫苏花岗岩中含有斜方辉石和单斜辉石,斜方辉石中 En 从 29.1%~49.1%,单斜辉石中 Wo 变化于 40.7%~43.8%;角闪石的化学成分见表 2,角闪石的 Mg/(Mg+Fe^{2+})比值从 0.38~0.51,属铁角闪石,黑云母富 TiO_2 (3.76%~5.27%),Mg/(Mg+Fe^{2+})比值变化于 0.27~0.56,其 Al_2O_3 变化于 0.27~0.56.在 Al-Mg 图上,紫苏花岗岩和碱性花岗岩的黑云母都投在 A 型花岗岩区,表明它们形成于非造山环境;紫苏花岗岩中碱性长石的 Or 组分约 71%,而斜长石中 An 组分约 26.4%(表 2);橄榄石中 Fe/(Mg+Fe^{2+}) = 0.91~0.93,接近于铁橄榄石端元.

4 岩石化学和 Nd 同位素地球化学

全岩主要元素 XRF 分析在中国有色金属研究院完成,其中 FeO 用湿化学法标定.因为紫苏花岗岩中含有大量的锆石,很难用化学方法溶解,因此 Zr 值也采用 XRF 分析数据.测定的精度为 5%(主要元素)和 5%~10% (Zr)[12].其他痕量元素在香港大学用 VG-PQ-3 型 ICP-MS 分析[13].Sm-Nd 同位素分析是在中国科学院地质研究所进行的[14].计算的 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 比值标准化为 $^{146}Nd/^{144}Nd$=0.7219.

主要元素和痕量元素数据见表 3.紫苏花岗岩的 SiO_2=61.26%~65.29%,Al_2O_3=15.3%~16.8%,ALK=

表 3 西准噶尔紫苏花岗岩的主元素和痕量元素成分

Table 3 Major and trace elements for charnockites from Western Junggar

样品号	134	271	321	207	841	114	ar2*	d129*
SiO_2	61.26	61.39	62.19	64.46	65.29	64.62	62.02	60.20
TiO_2	0.61	1.24	1.11	0.80	0.77	0.83	1.63	2.04
Al_2O_3	16.82	15.73	15.30	15.49	15.52	14.82	14.38	13.72
Fe_2O_3	2.17	1.20	2.61	1.93	1.31	1.92	7.99	9.27
FeO	2.71	6.12	4.09	4.03	3.98	3.42	0.00	0.00
MnO	0.08	0.18	0.13	0.11	0.09	0.10	0.16	0.12
MgO	0.99	1.65	1.56	0.81	0.75	0.90	1.89	2.29
CaO	2.95	4.21	4.15	2.90	2.62	2.63	4.89	5.29
Na_2O	3.91	4.18	4.88	5.31	5.45	5.81	2.90	2.83
K_2O	3.18	2.16	2.23	2.69	2.96	3.44	3.66	3.27
P_2O_5	0.17	0.36	0.35	0.17	0.17	0.26	0.48	0.68
H_2Om	1.07	0.25	0.68	0.98	0.82	0.52	0.00	0.00
LOI	0.58	0.88	0.45	0.00	0.44	0.59	0.00	0.00
Total	99.70	99.55	99.76	100.13	100.17	99.86	100.01	99.71
Cs	1.02	1.77	2.36	3.14	4.01	1.87		
Rb	24.20	36.14	47.68	72.77	187.29	141.64	111	110
Ba	277.13	449.77	508.52	995.15	3772.9	558.63	1180	1026
Th	3.05	4.01	5.31	8.41	15.19	5.5	6	
U	0.50	1.06	1.14	2.55	2.74	1.61	1	
Nb	4.24	9.84	13.52	16.82	28.00	8.2	20	9
Sr	428.87	266.57	321.60	290.11	491.20	311.64	245	300
Zr	22.15	190.14	41.84	79.45	402.00	219	317	654
Y	16.73	33.25	40.59	50.88	41.33	53.25	48	77
La	11.48	19.80	23.53	29.86	23.96	27.12	42	126
Ce	26.60	45.92	47.54	62.23	60.24	54.16	102	253
Pr	3.51	5.87	7.29	8.11	7.82	9.34		28
Nd	14.48	26.03	33.95	39.09	34.01	41.57		108
Sm	3.31	6.30	8.03	9.16	8.31	10.10		21
Eu	0.77	1.82	2.09	2.25	1.57	1.47		4
Gd	3.22	6.25	7.73	8.65	7.98	9.63		17
Tb	0.50	0.98	1.23	1.39	1.13	1.51		
Dy	2.99	5.97	7.35	8.28	6.53	8.85		13
Ho	0.68	1.30	1.58	1.77	1.32	1.85		
Er	1.88	3.81	4.65	5.05	3.62	5.52		6.1
Tm	0.27	0.56	0.65	0.73	0.50	0.77		
Yb	1.60	3.70	3.83	4.36	2.98	4.6		5.3
Lu	0.25	0.59	0.63	0.73	0.45	0.72		0.7
Eu/Eu*	0.73	0.89	0.82	0.78	0.59	0.62		0.75

注:ar2*:Ardey 紫苏花岗岩[16];d129*:紫苏花岗杂岩[17];
主元素单位:%;痕量元素单位:×10^{-6}

6.34%~8.41%,MgO+FeO=3.70%~7.77%.在标准的 QAP 图上[15],西准噶尔紫苏花岗岩投在紫苏花岗岩紫苏石英二长岩区(图 3)[15].这些紫苏花岗岩的主要元素组成类似于 Ardey 紫苏花岗岩侵入体和 Toro 紫苏花岗质杂岩[16,17].

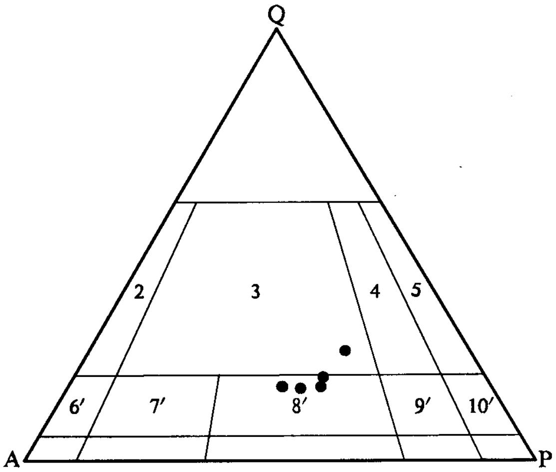


图 3 紫苏花岗岩的 QAP 分类图

Fig.3 QAP diagram of charnockitic rocks

2——紫苏碱性长石花岗岩;3——紫苏花岗岩;4——紫苏花岗闪长岩;5——紫苏英云闪长岩;6'——碱性长石正长岩;7'——紫苏石英正长岩;8'——紫苏石英二长岩;9'——紫苏石英二长闪长岩;10'——紫苏石英闪长岩

紫苏花岗岩的初始地幔标准化痕量元素分布模式明显富 LREE 和大离子亲石元素[18], 如 Cs、Rb、Ba、U、K,具显著的 Nb、Ti、P 负异常, K、Zr、Sr、Ba 正异常(图 4).它们的球粒陨石标准化稀土分布模式具轻微的 LREE 富集(图 5a), $(La/Sm)_N$ = 1.65~1.99, 较显著的 Eu 负异常(Eu/Eu*=0.59~0.89).这些紫苏花岗岩的分布模式类似于 Ardey 紫苏花岗岩侵入体,后者被认为是典型的火成紫苏花岗岩[16].

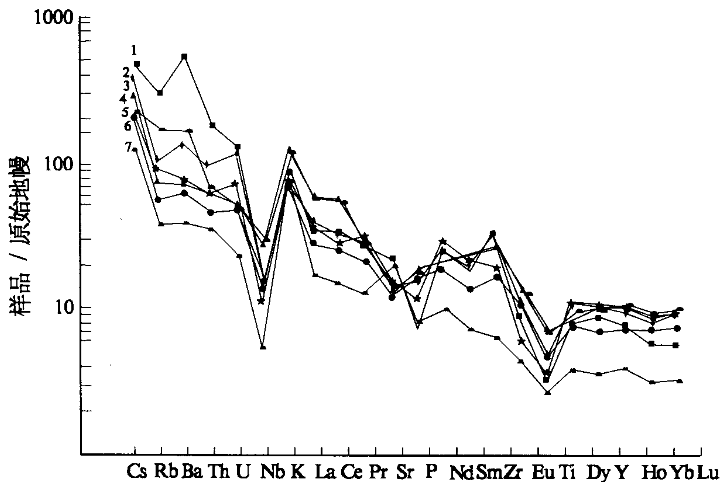


图 4 西准噶尔紫苏花岗岩原始地幔标准化图解

Fig.4 Primitive mantle normalized trace element patters for charnockites

(原始地幔标准化值据[18])

1——841;2——207;3——321;4——114;5——271;6——ar2;7——134

Nd 同位素的数据见表4.紫苏花岗岩 ^{143}Nd /^{144}Nd 比值从 0.512 75~0.512 82,其 $\varepsilon_{Nd}(T)$ = +4.8~5.9(据锆石 U-Pb 年龄为 320 Ma[8]).Nd 同位素亏损地幔模式计算年龄为 690~790 Ma,采用直线方程,假设 Nd(T)在鞋 4.55 Ga 时为 10,则现在的 Nd (T) =+10.

表 4 西准噶尔紫苏花岗岩的 Sm/Nd 同位素分析

Table 4 Sm/Nd isotope data for charnockites from Western Junggar

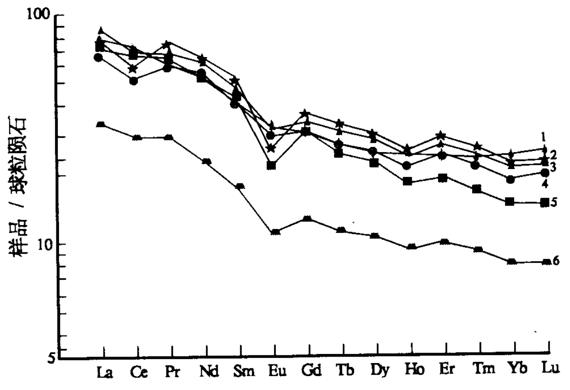
样品	Sm $\times10^{-6}$	Nd $\times10^{-6}$	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$ $\pm2\sigma$	T(DM)	e (320 Ma)
207	7.931	32.08	0.1495	0.512809±7	790	5.50
841	7.536	32.78	0.1390	0.512801±6	690	5.78
134	3.181	13.84	0.1391	0.512752±7	790	4.82
114	10.12	42.88	0.1428	0.512817±7	690	5.93

5 紫苏花岗岩结晶 P-T 条件估算

西准噶尔紫苏花岗岩矿物组合是斜方辉石-单斜辉石-铁橄榄石-角闪石-黑云母-钾长石-斜长石-石英.利用 Wood and Banno 的二辉石中 Ca-Mg 转换的二元模式温度计估算的紫苏花岗岩的结晶温度为 T=709~826 ℃[19];根据 Lindsley 的二辉石 Di-En-Hd-Fs 四边形表示的三元模式地质温度计的估算紫苏花岗岩中与斜方辉石共生的单斜辉石形成温度介于 700~800 ℃之间(图 2B).含铁橄榄石紫苏花岗岩的最低压力可以用富铁橄榄石-斜方辉石之间 Fe-Mg 的分配计算.根据 Muller 经过校正的方程式[21]: P=–41.224 +23.709X_{OpxFe}+18.263X_{OlFe}+0.014 3T (℃)(该方程的适用范围是 700~800 ℃),计算紫苏花岗岩结晶的最低压力为 3.78~4.88 kPa,相当于 15~20 km 的深度.根据 Davidson and Lindsley 的地质压力计[22]:利用四元(FeO-MgO-CaO-SiO_2)三相(辉石-橄榄石-石英)平衡组合中的 X_{Fe} 计算压力,计算在 800 ℃时紫苏花岗岩的形成压力是 378~575 kPa.这些不同方法计算结果较接近,紫苏花岗岩的结晶温度为 700~820 ℃,压力为 378~525 kPa,相当 15~20 km 深度.

6 紫苏花岗岩成因及构造意义

紫苏花岗岩是一种不常见的花岗岩类,有关其成因一直存有争议.目前一般认为紫苏花岗岩有 2 种成因类型:一种是变质成因



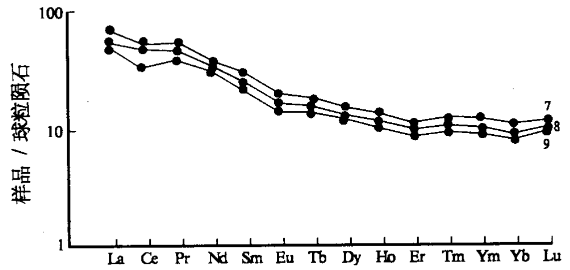


图 5 西准噶尔紫苏花岗(a)及其富云母包体(b)球粒陨石标准化稀土分布图解

Fig.5 Chondrite normalized REE patterns for charnockites (a) and surmicaceous enclaves (b)

1——321;2——207;3——841;4——134;5——271;6——114;7——981;8——1931;9——1932

的;另一种是火成成因的[16,23].在很多实例中,火成紫苏花岗岩通常与非造山花岗岩伴生.如典型的中元古代AMCG(斜长岩-纹长二长岩-紫苏花岗岩-环斑花岗岩)杂岩体和显生宙紫苏花岗岩与 A 型花岗岩的共生[2,24~26].目前提出来的有关火成紫苏花岗岩成因模式包括:①花岗质融体运移后的堆晶岩或残留体[23, 27~30];②由于 CO_2 的流入增强了麻粒岩相矿物组合的部分熔融作用[2,23,31];③脱水的地幔分异玄武岩的部分熔融[2,32];④融体亏损的麻粒岩源岩的再次部分熔融[33,34];⑤幔源分异的辉长质岩浆的分异结晶作用和地壳同化作用[26, 35].

在中东亚地区,晚古生代到中生代的大规模花岗质侵入体侵入到中东亚造山带[5].这些侵入体一般都是碱性-过碱性花岗岩、正长花岗岩、正长岩、花岗闪长岩,这些花岗岩类的一个重要特征是 ε_{Nd}正值.这已引起许多地球科学家的兴趣,纷纷探讨它们对显生宙地壳生长的意义.西准噶尔地区后造山花岗岩基空间上位于中东亚大体积花岗岩带的南部边缘,时间上与这些重要的花岗岩类岩石有同时性,它们还具有相同的 Nd 同位素地球化学特征.然而,过去在该地区甚至整个中东亚造山带都没有紫苏花岗岩的报道.本文研究的紫苏花岗岩含贵橄榄石,具火成结构,同时含有包体,所有这些证据表明紫苏花岗岩是火成成因的.我们相信,西准噶尔紫苏花岗岩和它们的富云母包体的发现,对于理解后造山花岗岩岩浆的岩石成因将有很大意义,这些稀有岩石的分析数据将有助于解析本地区的地壳演化历史.

6.1 紫苏花岗岩及其富云母包体

紫苏花岗岩中的富云母包体不同于那些被认为相当于围岩的带状捕虏体.富云母包体含有大量的富 Al 矿物,一般被认为是典型的残余物[36].西准噶尔紫苏花岗岩的富云母包体还含有堇青石、紫苏辉石、石英、长石,次要矿物白云母和少量 Fe-Ti 氧化物,具片麻状构造.与紫苏花岗岩中的相应矿物相比,富云母包体中的紫苏辉石呈孤立的细粒残余粒状存在,堇青石含少量 Fe-Ti 氧化物的粗粒它型颗粒存在,与它形石英、长石平衡共生时显示典型的三向交叉结构.

富云母包体的变质结构、特征相如富铝黑云母、堇青石和斜方辉石的特征矿物组合以及高级变质作用的 *P-T* 条件(730~830 ℃,633~788 kPa)表明它们是残留体,并可能通过如下的变质熔融反应:Bi+Q=Opx+Kfd+Ilm+融体来实现,而它与主岩紫苏花岗岩相似的 REE 分布模式(图 5b),低 REE 组成和 ε_{Nd}正异常的特征也支持这个解释.与主岩紫苏花岗岩 ε_{Nd} 正值 (+4.8~+5.9) 相比,这些包体的 ε_{Nd} 正值较低(+2.6~+3.5),这就要求在紫苏花岗岩形成过程中,要有来自于一个更亏损的源岩的幔源分异物质的加入.

6.2 紫苏花岗岩与碱性花岗岩的关系

西准噶尔紫苏花岗岩时空上与碱性花岗岩密切相连,紫苏花岗岩被庙尔沟岩基侵入及岩基中发现紫苏花岗岩包体的事实表明:紫苏花岗岩的形成先于庙尔沟花岗岩的结晶[37].由于该地区紫苏花岗岩和碱性花岗岩从 ε_{Nd} 值上很难区分(前者+4.8~+5.9,后者+5.0~+5.8),认为它们形成于同一个岩浆源.与紫苏花岗岩对比可知,碱性花岗岩与之具有相似的 REE 模式和 REE 含量,后者有稍高的 LREE 富集和更明显的 Eu、Sr、Ba 负异常,这可归于它们的母岩浆源自相同的源区,只是经历了不同的矿物结晶过程.紫苏花岗

岩结晶于较深的地壳深度(15~20 km),而碱性花岗岩结晶于较浅的地壳深度(7~8 km)[37].因此,碱性花岗岩浆演化更强,具有斜长石的特征分异作用.

最近的一些研究采用堆晶模式解析北欧中元古代 AMCG 杂岩的成因[24,27~30].然而,东澳大利亚紫苏花岗岩和 A 型花岗岩的显生宙组合被解析为失水紫苏花岗岩的部分熔融[2],西准噶尔紫苏花岗岩的部分熔融不能产生负 Eu、Sr、Ba 异常的岩浆,因此,研究区的紫苏花岗岩不可能是碱性花岗岩的残留体.

6.3 该地区的后造山岩浆作用

基于本次研究,假设了该地区的构造演化模式:在晚石炭世西伯利亚克拉通与中朝-塔里木克拉通碰撞之后,在西准噶尔地区一个类似于地幔柱的上地幔上涌机制开始起作用.这些上涌的亏损地幔岩浆由于它们相对地壳高的密度[38],沿着壳幔边界增生,引起新生的下部地壳部分熔融产生紫苏花岗岩岩浆.

根据 ε_{Nd} 正值,Han 等认为阿尔泰山脉碱性花岗岩类是由亏损地幔分异形成的[39,40],并提出了用岩浆板底垫托机制解释西准噶尔地区的地壳增生和演化.本文对紫苏花岗岩及其中的残留体研究表明,在西准噶尔地区的下部地壳存在部分熔融,因此,认为该地区晚古生代—中生代时期新生的下部地壳的部分熔融产生了紫苏花岗岩的母岩浆.富云母包体的 Nd 同位素数据表明,该区的下部地壳是原始新生的,并且要求紫苏花岗岩的母岩浆是从这个原始新生的下部地壳部分熔融、分异结晶的结果,但在结晶之前混入了一些源于亏损地幔分异融体,这可能与地幔岩浆上涌,产生了板底垫托过程有关[8,41~43],这有些类似于 Hercynides 花岗岩类的成因[44].

在紫苏花岗岩结晶之后,伴随着连续的拉伸,从同一个源分异的岩浆或演化的岩浆,侵入到上部地壳,形成后造山碱性花岗岩.

7 结论

在西准噶尔发现的与碱性花岗岩共生的紫苏花岗岩,由斜方辉石、单斜辉石、贵橄榄石、条纹长石、反条纹长石和石英组成,具特征的 ε_{Nd} 正异常(ε_{Nd}=+4.8~+5.8).该紫苏花岗岩为火成成因,在 700~800℃,420~575 kPa 条件下结晶.紫苏花岗岩中的富云母包体是残留体,反映下部地壳是紫苏花岗岩岩浆作用中的主要源岩区.Nd 同位素数据表明该地区的下部地壳是原始新生的,紫苏花岗岩的母岩浆就来自于下部地壳,但在结晶之前混入了一些来自亏损地幔中的融体.该地区体积巨大的的碱性花岗岩的母岩浆也分异于同一个岩浆源,只不过它是在较浅的地壳深度上结晶的.

感谢:仅以此文纪念已故原《新疆地质》主编李向东先生,感谢他多年来对作者在新疆地区开展野外工作所提供的帮助和支持!

参 考 文 献

[1] 沈其韩.紫苏花岗岩的成因,中国早前寒武纪麻粒岩[M].北京:地质出版社,1992.

[2] Landenberger B, Collins W J. Derivation of A-type granites from a dehydrated charnockitic lower crust: evidence from the chaelundi Complex, eastern Australia[J]. *J. Petrol*.1996,37:145-170.

[3] 陈斌,庄育勋.粤西云炉紫苏花岗岩及其麻粒岩包体的主要特点和成因讨论[J],岩石学报,1994,10(2):140-150.

[4] 张立飞,孙敏,冼伟胜.新疆西准噶尔发现紫苏花岗岩及其麻粒岩包体[J].地学前缘,1998,5:132.

[5] Jahn B-M. Introduction to IGCP-420: what, why and how? Continental growth in the Phanerozoic: evidence from the East-Central Asian Orogenic Belt (ECAOB)[M]. In: Jahn B-m, Hong D. (eds.), Abstract of IGCP-420 first workshop: Continental growth in the Phanerozoic: evidence from the East-Central Asian Orogenic Belt, Xinjiang, China, 1998, 1-2.

[6] Sengor A M C, Natal'in B A, Burtman V S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia[J]. *Nature*,1993,364:299-307.

[7] Feng Y, Coleman R G, Tilton G, *et al*. Tectonic evolution of the west Junggar region, Xinjiang[J]. *China. Tectonics*, 1989, 8: 729-752.

[8] Kwon S T, Tilton G R, Coleman R G, *et al*. Isotopic study bearing on the tectonics of the Weste Junggar region, Xinjiang, China[J]. *Tectonics*,1989,8:719-727.

[9] 肖序常,汤耀庆,李锦轶,等.新疆北部及其邻区大地构造[M].北京:地质出版社, 1992.

[10] Zhang L F, Sun M. Phase relation of grandite-bearing prehnite-pumpellyite facies metamorphic basic rocks from Darabut ophiolites in Western Junggar, Xinjiang, China[J]. *Mineralogy and Petrology*, 2001, 71: 67-85.

[11] 金成伟, 张秀棋.新疆西准噶尔花岗岩类的时代及其成因[J].地质科学,1993,28 (1):28-35.

[12] Zhang L F, Sun M, Wang S G, *et al*. The composition of shales from the Ordos basin, China: effects of source weathering and diagenesis[J]. *Sedimentary Geology*, 1998, 116: 129-141.

[13] Jenner G A, Longerich H P, Jackson S E, et al. ICP-MS-A powerful tool for high-precision trace-element analysis in Earth sciences: evidence from analysis of selected U.S.G.S. reference samples[J]. *Chemical Geology*, 1989, 83, 133-148.

[14] Sun M. Consolidation and mantle evolution of the Sinokorean Craton in Early Precambrain time, Unpubl. Ph. D. thesis, University of British Columbia[J]. *Vancouver*, 1991.

[15] Streckeisen A. How should charnockitic rocks be named?[M]. In: Belliere, J. and Duchesne, J. (eds) Geologie des Domaines Cristallins. Liege: societe Geologique de Belgique, Centenaryvolume, 1974, 349-360.

[16] Kilpatrick J A, Ellis D J. C-type magmas: igneous charnockites and their extrusive equivalents[J]. Transections of the Royal Society of Edinburgh: *Earth Sciences*, 1992, 83: 155-164.

[17] Dada S S, Briqueu L, Harms, U, *et al*. Charnockitic and mozonitic Pan-African series from north-central Nigeria: trace element and Nd, Sr, Pb isotope constraints on their petrogenesis[J]. *Chemical Geology*, 1995, 124: 233-252.

[18] Sun S-s and McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes[M].

In: Magmatism in the Ocean Basins, (eds, Saunders, A. D. and Norry, M. J.), Geological Special Publication,1989, No.42:313-345.
[19] Wood B J, Banno S. Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relations in simple and complex systems[J]. *Contrib. Mineral Petrol.*,1973,42:109-127.
[20] Lindsley D H. Pyroxene thermometry[J]. A*m. Mineral.*,1983,68: 477-493.
[21] Muller M K. The calibrated geobarometry of olivine-pyroxene equlibrium[J]. *Eur. J. Mineral.*,1992,4:115-135.
[22] Davidson P M, Lindsley D H. Thermodynamic analysis of pyroxene-olivine-quartz equilibria in the system CaO-MgO-FeO-SiO_2[J]. *Am. Mineral.*,1989,74:18-30.
[23] Newton R C. An overview of charnockite[J]. *Precambrian Research*, 1992, 55: 399-405.
[24] Emslie R F, Hamilton M A, Theriault R J. Petrogenesis of a Mid-Proterozoic anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG) Complex: isotopic and chemical evidence from the Nain plutonic suite[J]. *J. Geol*.,1994,102:539-558.
[25] Duchesne J C, Wilmart E. Igneous charnockites and related rocks from the Bjerkreim-Sokndal layered instrusion (Southwest Norway): a jotunite-derived A-type granitoid suite[J]. *J. Petrol.*,1997,38:337-368.
[26] Markl G, Frost, B R, Bucher K. The origin of anorthosites and related rocks from the Lofoten Islands, Northern Norway: I. field relations and estimation of intrinsic variables[J]. *J. Petrol.*,1998, 46:1425-1452.
[27] Emslie R F. Anorthosite massifs, rapakivi granites, and the late Proterozoic rifting of North America[J]. *Precambrian Research*, 1978, 7:61-98.
[28] Pride C, Muecke G K. Geochemistry and origin of granitic rocks, Scourian Complex, NW Scotland. Contrib. Mineral. Petrol., 1982, 80: 379-385.
[29] Duchesne J C. Massif anorthosites: another partisan review[M]. In: Brown W S. (ed.) Feldspars and Feldspathoids, Dordrecht, 1984, 411-433.
[30] Hubbard F H. The geochemistry of Proterozoic lower crustal depletion in southwestern Sweden[J]. *Lithos*,1989, 23:101-113.
[31] Grant J A. Quartz-phlogopite-liquid equilibria and origins of charnockites[J]. *Am. Mineral.*,1986,71:1071-1075.
[32] Zhao J X, Ellis D J, Kilpatrick J A, *et al*. Geochemical and Sr-Nd isotopic study of charnockites and related rocks in the northern Prince Charles Mountains, east Antarctica: implications for charnockite petrogenesis and Proterozoic evolution[J]. P*recambrian Research*, 1997, 81:37-66.
[33] Sheraton J W, Black L P. Chemical evolution of granitic rocks in the east Antarctic Shield, with particular reference to post-orogenic granites[J]. *Lithos*,1988,27:37-52.
[34] Munksgaard N C, Thost D E, Hensen B J. Geochemistry of Proterozoic granulites from northern Prince Charles Mountains[J]. *East Antarctica Sci.*,1992,4:59-69.
[35] Sheraton J W, Black L P, Tindle A G. Petrogenesis of plutonic rocks in a Proterozoic granulite-facies terrane-the Bunger Hills[J]. *East Antarctica. Chem. Geol.*,1992,97:163-198.
[36] Didier J, Barbarin B. The different types of enclaves in granites-normenclature[M]. In: Didier J, Barbarin B. (eds.), Developments in Petrology 13, Enclaves and Granite Petrology,1991,19-24.
[37] Zhang L F, Sun M, Yuan C, *et al*. Mela-enclaves and their host A-type granites in Western Junggar, China:a petrological study[M]. In: B-m Jahn and D. Hong (eds.),Abstract of IGCP-420 first workshop: Continental growth in the Phanerozoic: evidence from the East-Central Asian Orogenic Belt, Xinjiang, China,1998.
[38] Wells P R A. Chemical and thermal evolution of Archean sialic crust, southern west Greenland[J]. *J. Petrol.*, 1979,20:187-226.
[39] Han B F, Wang S G, Jahn B-m, *et al*. Depleted-mantle source for the Ulungur river A-type granites from North Xinjiang, China: geochemistry and Nd-Sr isotopic evidence, and implications for Phanerozoic crustal groth[J]. *Chemical Geology*,1997,138:135-159.
[40] 韩宝福,何国琦,王式 .后碰撞幔源岩浆活动、底垫作用及准噶尔盆地基底的性质[J].中国科学(D 辑), 1999,29(1):16-21.
[41] Coleman R G. Continental growth of northwest China[J]. *Tectonics*, 1989,8:621-635.
[42] Hsu K J. Relic back-arc basins: principles of recognition and possible new examples from China[M]. In: Kleinspehn, K.(Ed.),New Perspectives in Basin Analysis. Springer, Berlin,1988,245-263.
[43] Carroll A R, Liang Y, Graham S, *et al*. Junggar basin, northwest. China: trapped late Paleozoic ocean[J]. T*ectonophysics*,1990,186:1-14.
[44] Costa S, Rey P. Lower crystal rejuvenation and growth during post-thickening collapse: insights from a crustal cross section through a Variscan metamorphic core complex[J]. *Geology*,1995,23:905-908.

PETROGENESIS OF CHARNOCKITES FROM WESTERN JUNGGAR, XINJIANG, CHINA

ZHANG Li-fei[1],XIAN Wei-sheng[1,2], SUN Min[2]
(1. School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing, China;
2. Department of Earth Sciences, The University of Hong Kong, Hong Kong , SAR, China)

Abstract: Charnockites occur as giant enclaves or pendants(?) in the Miaoergou Batholith, Western Junggar region. These rocks are composed of ortho- and clinopyroxenes, fayalite, perthite, antiperthite, and quartz, and are characterized by positive ε_{Nd} values (+4.8~+5.9). Mineral assemblage, texture and field occurrence indicate an igneous origin for the charnockites.Temperature and pressure estimations give700~800 ℃and 4~5 kb crystallization conditions.The charnockites enclose small surmicaceous enclaves and large banded angular xenoliths. The former are considered as restites, while the latter are equivalent to the country pyroclastic rocks. The positive but lower ε_{Nd} values (+2.6~+3.5) for the restites require that the juvenile lower crust was the dominant source for charnockitic magma, and parental magma of the charnockites from this source was mixed with some melt from depleted mantle, before crystallization. The voluminous alkaline granites in the region were probably from the same magma source, but crystallized at upper crust depth.

Key words: Xinjiang; Western Junggar; Charnockite; Surmicaceous enclave; alkaline granite