

山东沂水紫苏花岗岩中残晶相矿物的发现 及紫苏花岗岩的形成过程

苏尚国, 邓晋福, 梁凤华, 周珣若, 顾德林

(中国地质大学 地球科学与资源学院, 北京 100083)

摘要:山东沂水地区紫苏花岗岩主要有 3 种类型,分别为紫苏花岗闪长岩、紫苏石榴花岗闪长岩和紫苏奥长花岗岩。紫苏花岗岩中普遍存在有熔体交代结构,主要由残晶相矿物和结晶相矿物组成。对紫苏花岗岩及变质表壳中流体包裹体产状、成分的研究发现,富 CO_2 流体包裹体和富 N_2 流体包裹体均来自地幔深部。紫苏花岗岩的形成过程如下:基性岩浆的底侵作用使本区经历了第一期麻粒岩相变质作用,地幔富 CO_2 流体包裹体的存在使系统 $a(\text{H}_2\text{O})$ 很低($a(\text{H}_2\text{O})=0.1\sim 0.3$),麻粒岩相变质作用没有产生熔融作用。幔源岩浆活动的逐渐停止,该区又经历了近等压降温的第二期麻粒岩相变质作用。此时,深源富 CO_2 流体作用减弱,水的活度增加, $a(\text{H}_2\text{O})=0.65\sim 0.75$,从而产生岩浆,新生岩浆对早期形成的变质矿物进行熔蚀交代作用,使早期形成的难熔变质矿物如紫苏辉石、石榴石、单斜辉石等呈残晶相,随着温度的降低岩浆基本在原地-半原地地结晶形成紫苏花岗岩。

关键词:紫苏花岗岩;残晶相;形成过程;山东沂水

中图分类号:P588.1 **文献标识码:**A **文章编号:**1005-2321(2003)03-0257-11

0 概述

紫苏花岗岩是含紫苏辉石的中酸性岩石,它们有和麻粒岩一样的矿物成分,却有和岩浆岩一样的结构、构造和外貌,有时甚至有岩浆岩的产状。紫苏花岗岩经常与麻粒岩相变质岩紧密伴生,是深部地壳的一个重要组成部分,它们的成因与大陆壳演化、壳幔性质及深部过程有重要关联。

关于紫苏花岗岩的成因,自 20 世纪 80 年代以来,国内外学者进行了讨论,形成了若干模式,其中包括:(1)玄武岩岩浆分离结晶;(2)花岗岩浆残渣;(3)英安质岩浆深部地壳的结晶分异;(4)富角闪石和石榴石的镁铁质源岩的部分熔融;(5)下地壳脱水过程中的熔融作用;(6)混合交代和花岗岩化;(7)生成于

麻粒岩相变质作用和 CO_2 活动条件下。归纳起来主要有两种观点:即岩浆成因论和变质成因论。

近年来,随着高温高压实验的深入开展,深熔作用(anatexis)在花岗岩成因研究中的意义,越来越受到广大地质学家的重视^[1~5]。在第三届 Hutton 国际花岗岩成因会议上,大多数学者都支持深熔熔体的产生控制花岗岩成因这一观点。陈斌(1994)^[6]在研究了云开地区紫苏花岗岩后认为,它是黑云变粒岩经深熔作用形成的。游振东^[7]、周汉文^[8]研究了云开地区紫苏花岗岩的递进深熔过程,并认为紫苏花岗岩是在几乎干的条件下由麻粒岩深熔形成。

虽然许多学者讨论了超变质作用与花岗质岩浆的关系,但是变质交代流体以及深熔流体之间的区别,紫苏花岗岩形成机理和深熔作用的过程仍然不清楚,仍然有许多争论。

目前越来越多的地质学家认识到地幔组分在花岗岩成因中的意义。Zen E-an(1992)^[9]通过计算机模拟也得出结论:不论俯冲、地壳逆掩增厚或是地壳减薄都不可能导致发生熔融作用,只有地幔上隆或热点才为熔融事件提供了主要热源。

山东沂水紫苏花岗岩分布于华北地台东缘郊庐

收稿日期:2003-05-09;修订日期:2003-08-06

基金项目:国家自然科学基金重点项目(40234048);科学技术部基础项目(3-3-00-1);中国地质调查局项目(200113900018);国家教育部博士学科点基金项目(97049104)

作者简介:苏尚国(1965—),男,副教授,主要从事变质地质学、岩浆作用及岩浆矿床的教学和科研工作。

断裂带内, 紫苏花岗岩与麻粒岩相变质表壳岩在空间上密切伴生, 两者多为渐变过渡接触关系。紫苏花岗岩中变质表壳岩包体多呈阴影状或云雾状, 在局部地段可见侵入接触关系。关于研究区紫苏花岗岩的成因, 部分研究者认为其为深熔作用成因^[10~12]; 部分研究者认为其由基性岩部分熔融产生, 其母岩主要来自亏损地幔源区^[13]。下面就紫苏花岗岩岩相学特征、矿物学特征、流体包裹体特征, 特别是其组成的矿物是变质矿物? 还是岩浆矿物? 来探讨紫苏花岗岩的成因及其形成过程。

1 岩石学特征

山东沂水地区紫苏花岗岩主要有 3 种类型, 它们分别是紫苏花岗闪长岩、紫苏石榴花岗闪长岩和紫苏奥长花岗岩。主要为花岗变晶结构、块状构造。根据详细的岩相学研究发现, 本区紫苏花岗岩中主要由两类矿物组成: 一类矿物, 晶形完整, 且颗粒相

对粗大, 我们称之为结晶相矿物; 另一类矿物, 晶形不规则, 多呈锯齿状, 港湾状等, 粒度细小, 且多沿结晶相矿物晶隙间分布。残晶相矿物主要为岩浆产生之前变质作用形成的矿物, 主要包括石榴石、紫苏辉石、单斜辉石、碱性长石、斜长石等。结晶相矿物主要有斜长石、角闪石、黑云母及部分钾长石, 这些矿物晶面相对完整, 均为半自形晶体, 反映这些矿物为岩浆作用结晶而成。现将每类紫苏花岗岩的岩相学特征分述如下:

(1) 紫苏花岗闪长岩: 紫苏花岗闪长岩主要分布在沂水县城北部的石门山、黄姑山、韩家渠东等地。紫苏花岗闪长岩中, 发育有二辉斜长麻粒岩及少量二辉斜长角闪岩及紫苏磁铁石英岩包体, 呈深灰—灰黑色, 块状或弱片麻状构造, 中—粗粒花岗变晶结构。其矿物特征如下: 紫苏辉石: 具淡粉红色—浅绿色多色性, 晶形不规则, 多呈细粒状和锯齿状, 残晶大小悬殊, 最大一般为 0.8~1.5 mm, 最小者一般为 0.1~0.15 mm, 多沿粗粒斜长石或钾长石晶粒

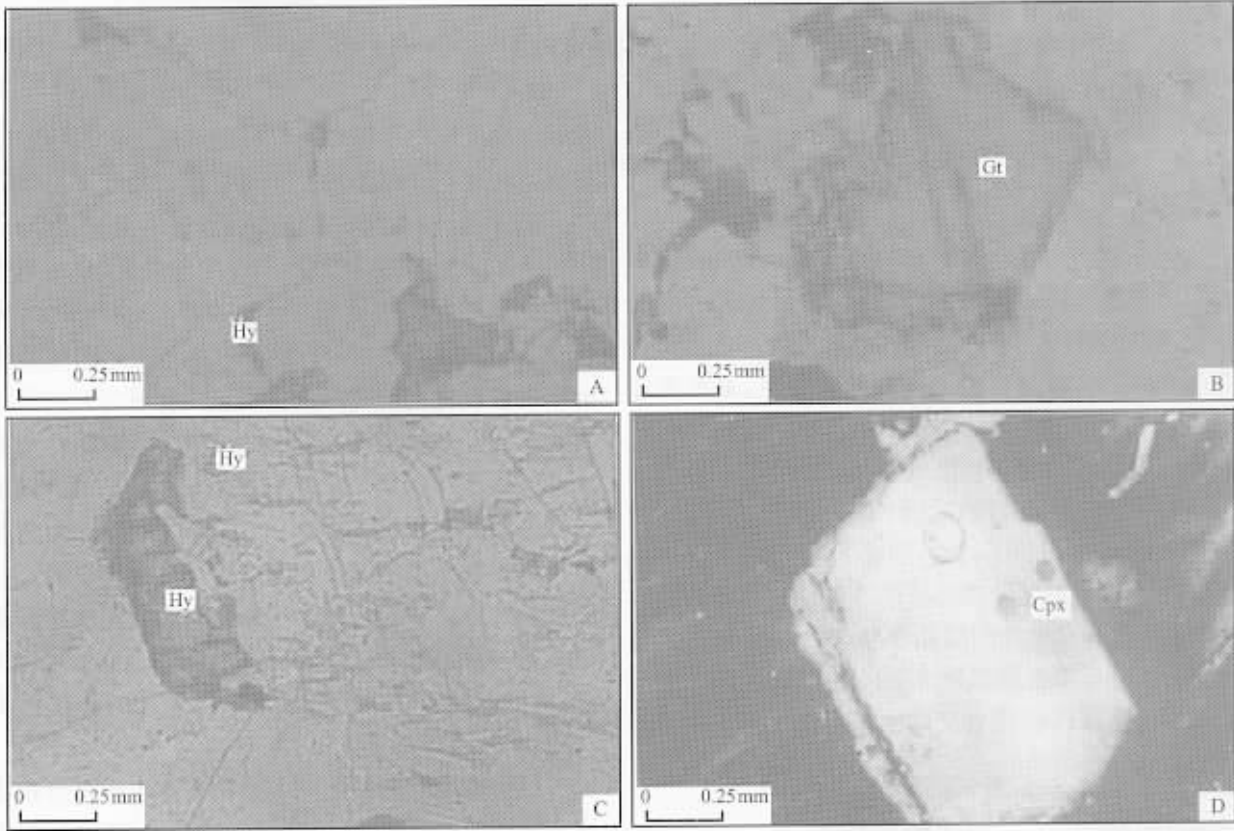


图 1 紫苏花岗岩中残晶相矿物特征

Fig. 1 Relic mineral characteristics in charnockites

- A—紫苏花岗闪长岩中细粒残晶紫苏辉石分布于长英质矿物晶粒之间; B—石榴紫苏花岗岩中残晶石榴石的熔蚀结构;
C—紫苏奥长花岗岩中残晶紫苏辉石的熔蚀结构, 粗粒紫苏辉石变为细粒紫苏辉石;
D—紫苏石榴花岗闪长岩中斜长石呈自形结晶相, 其中包含有残晶单斜辉石

边缘分布(图 1A)质量分数为 10%~18%。透辉石:无色至淡绿色,粒状或短柱状, $Ng \wedge c$ 为 41° , 质量分数为 5%~9%。斜长石:半自形板状晶体,大小为 2~4 mm,聚片双晶发育;质量分数为 55%~65%。钾长石:主要为微斜长石及少量条纹长石,粒径 1.5~2.5 mm,半自形粒状,质量分数为 5%~15%。石英:它形粒状,大部分石英均具波状消光或平行带状消光,15%~25%。

(2)紫苏石榴花岗闪长岩:紫苏石榴花岗闪长岩见于蔡峪、前王家庄村北附近,呈近东西向展布。岩体中含有大量(尖晶)夕线石榴片麻岩包体,亦有少量二辉斜长角闪岩及紫苏磁铁石英岩包体。包体形态多为浑圆状或似层状,包体与寄主岩多呈渐变过渡关系。紫苏石榴花岗闪长岩呈带玫瑰色调的灰色,中粗粒花岗变晶结构,块状或弱片麻状构造。其中,石榴石呈褐红色,其中经常包裹有黑云母和少量针状夕线石等小颗粒矿物,石榴石边界呈锯齿状,具熔蚀交代结构(图 1B),质量分数为 5%~10%;紫苏辉石:多呈不规则细粒状,具淡绿色—浅玫瑰红色多色性,大小悬殊,最大一般为 0.8~1.5 mm,最小者一般为 0.10~0.15 mm,紫苏辉石边界多成锯齿状,熔蚀结构明显,粗颗粒紫苏辉石被熔蚀呈细粒紫苏辉石,细颗粒紫苏辉石多沿长石、石英晶隙分布(图 1C),质量分数为 5%。透辉石:不规则状,粒径大小 1~2 mm,多呈不规则粒状,无色,不规则状,残晶状,粒度大小悬殊,亦可见圆粒单斜辉石(残晶相)在半自形斜长石(结晶相)中分布(图 1D),质量分数为 5%。斜长石:半自形粒柱状,粒径 0.4~3.0 mm,聚片双晶及肖钠双晶发育,质量分数为 40%~50%。钾长石:主要为微斜长石和条纹长石,呈它形粒状或半自形粒柱状,质量分数为 5%~10%。石英:不规则粒状,粒径 0.5~1.5 mm,变形作用强,具波状消光或带状消光,质量分数为 20%~30%。

(3)紫苏奥长花岗岩:紫苏奥长花岗岩分布于青山铺一小店子一线以南,岩体中所含变质表壳岩包体相对较少,包体主要为浅色二辉斜长麻粒岩,偶见有石榴斜长片麻岩、磁铁石英岩。包体与寄主岩多为渐变接触关系,有时在浅色二辉斜长麻粒岩中常见紫苏奥长花岗岩的脉体。

紫苏奥长花岗岩为灰白色,弱片麻状或片麻状构造,中细粒花岗变晶结构。其中紫苏辉石:呈不规则细粒状,粒径 0.2~2.0 mm;透辉石:半自形短柱状或不规则细粒状,粒径 1~3 mm,边界多呈锯齿

状,偶尔可见其有紫苏辉石反应边,质量分数为 0%~5%;斜长石:半自形—自形板状,粒径 2.0~4.5 mm,聚片双晶发育,在自形—半自形斜长石中可见细粒自形的角闪石晶粒,质量分数为 60%~70%;钾长石:岩石中有时含少量钾长石,多呈半自形—他形,质量分数为 0%~5%。石英:不规则粒状或透镜状,粒径 0.3~4.0 mm,大部分具波状消光,在塑性流变强烈地段被拉长为豆荚状,质量分数为 25%。

2 矿物学特征

(1)石榴石:石榴石主要见于石榴紫苏花岗闪长岩中,呈残晶相,晶形不规则,呈锯齿状,港湾状等。石榴石具成分环带,中心部分 $Alm_{62.07} Pyr_{23.81} Spe_{1.46} Gro_{12.37} Ura_{0.29}$, 边缘部分 $Alm_{64.42} Pyr_{22.40} Spe_{0.69} Gro_{11.06} Ura_{0.44}$ 。中心部分石榴石主要富镁贫铁,边缘部分石榴石则相对富铁贫镁。

(2)紫苏辉石:紫苏辉石在 3 种类型紫苏花岗岩中均可见。多呈不规则,呈锯齿状,熔蚀结构明显,亦可见细粒紫苏辉石在长石和石英间呈填隙状分布。紫苏辉石电子探针结果见表 1,紫苏辉石具明显环带结构,如紫苏花岗闪长岩中中心部分紫苏辉石 $MgO: 15.01\% \sim 16.02\%$, $FeO: 30.15\% \sim 31.80\%$ (表 1 中 1 号、3 号),边缘部分紫苏辉石 $MgO: 10.08\% \sim 11.51\%$, $FeO: 34.42\% \sim 37.18\%$ (表 1 中 2 号、4 号),总体特征是:中心部分颗粒富 Mg,边缘颗粒富 Fe,紫苏石榴花岗闪长岩中的紫苏辉石(表 1 中 5~9 号)与紫苏奥长岩中的紫苏辉石(表 1 中 10~11 号)亦具有相同特征(图 2),大颗粒边缘部分紫苏辉石成分和细粒状紫苏辉石成分相近。

(3)单斜辉石:本区紫苏花岗岩中单斜辉石主要为普通辉石(图 1),晶形不规则,呈锯齿状,主要呈残晶状产出,有时在半自形斜长石中可见呈圆粒状残晶普通辉石。据探针分析,单斜辉石环带发育,如紫苏花岗闪长岩中单斜辉石中心部分单斜辉石相对富镁贫铁(表 1 中 13 号),边部单斜辉石则相对富铁贫镁(表 1 中 14 号),在长石和石英晶粒间分布的细粒单斜辉石具有富铁特征 $Wo_{44.05} En_{25.75} Fs_{25.67} Jd_{4.54}$ (表 1 中 12 号)。

(4)斜长石:斜长石多呈半自形或自形的板柱状晶体,有时可见相对细小自形的斜长石晶体在半自形的钾长石颗粒中呈包体产出,自形斜长石中有

表1 紫苏花岗岩中斜方辉石、单斜辉石电子探针一览表

Table 1 Microprobe analyses of hypersthene, clino-pyroxene in charnockite

序号	矿物	样号	$w_B/\%$										
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Cr ₂ O ₃	MnO	NiO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1		P35-1c	51.54	0	0.14	30.15	0.08	1.37	0	16.02	0.41	0	0
2		P35-1r	49.44	0	0.48	37.18	0.13	0.4	0.26	11.51	0.55	0.2	0
3	紫	Ys-1c	51.27	0	0.68	31.8	0	0.75	0	15.01	0.22	0.17	0
4		Ys-1r	50.06	0	1.55	34.42	0	0.72	0	10.08	0.59	0.49	0
5	苏	P36-6	50.77	0.14	2.58	28.58	0	0.46	0.14	14.66	0.17	0.44	0
6		Ys-4c	51.77	0.07	2.4	24.33	0.27	0.38	0	18.84	0.17	0	0.09
7	辉	Ys-4r	52.31	0.16	2.15	25.48	0.17	0.19	0	17.71	0.18	0	0.04
8		Ys-5c	51.85	0	2.44	30.6	0	0	0	12.69	0	0.29	0
9	石	Ys-5r	50.31	0	2.95	32.5	0	0	0	11.93	0	0.23	0
10		Ys-6c	52.83	0	1.36	28.91	0	0.77	0	12.02	0.89	1.11	0
11		Ys-6r	52.29	0	1.38	31.02	0	0.62	0	11.28	0.58	1.16	0
12	单	P35-1	52.18	0.02	1.16	14.95	0	0	0	8.41	20.02	0.57	0
13	斜	Ys-8c	50.99	0.12	1.36	13.32	0	0.48	0	11.83	20.28	1.36	0
14	辉	Ys-8r	50.22	0.11	1.4	14.45	0	0.49	0	11.24	20.74	0.74	0
15	石	P35-3	53.37	0	1.36	9.33	0.03	0.55	0	13.33	20.07	0.93	0.01

序号	矿物	样号	$x_B/\%$										
			TOTAL	TSi	TAl	M ₁ Al	M ₁ Ti	M ₁ Fe ³⁺	M ₁ Fe ²⁺	M ₁ Cr	M ₁ Mg	M ₁ Ni	M ₂ Mg
1		P35-1c	99.71	2.01	0	0.01	0	0	0.06	0	0.93	0	0
2		P35-1r	100.15	1.98	0.02	0	0	0.03	0.27	0	0.69	0.01	0
3	紫	Ys-1c	99.9	2.01	0	0.03	0	0	0.09	0	0.88	0	0
4		Ys-1r	97.91	2.05	0	0.08	0	0.31	0	0.61	0	0	0
5	苏	P36-6	97.94	2.01	0	0.12	0	0	0.01	0	0.86	0	0
6		Ys-4c	98.32	1.99	0.01	0.1	0	0	0	0.01	0.89	0	0.19
7	辉	Ys-4r	98.39	2.03	0	0.1	0.01	0	0	0.01	0.89	0	0.13
8		Ys-5c	97.87	2.08	0	0.12	0	0	0.13	0	0.76	0	0
9	石	Ys-5r	97.92	2.03	0	0.14	0	0	0.14	0	0.72	0	0
10		Ys-6c	97.89	2.11	0	0.06	0	0	0.22	0	0.72	0	0
11		Ys-6r	98.33	2.09	0	0.07	0	0	0.26	0	0.67	0	0
12	单	P35-1	97.31	2.06	0	0.05	0	0	0.45	0	0.5	0	0
13	斜	Ys-8c	99.74	1.92	0.06	0	0	0.17	0.16	0	0.66	0	0
14	辉	Ys-8r	99.39	1.92	0.06	0	0	0.13	0.23	0	0.64	0	0
15	石	P35-3	98.98	2.01	0	0.06	0	0	0.19	0	0.75	0	0

序号	矿物	样号	$x_B/\%$									
			M ₂ Fe ²⁺	M ₂ Mn	M ₂ Ca	M ₂ Na	Wo	En	Fs	WEF	Jd	Ae
1		P35-1c	0.93	0.05	0.02	0	0.87	47.11	52.03	100	0	0
2		P35-1r	0.95	0.01	0.02	0.02	1.2	34.89	63.91	98.43	0.13	1.45
3	紫	Ys-1c	0.95	0.03	0.01	0.01	0.47	44.9	54.63	98.7	1.31	0
4		Ys-1r	0.87	0.03	0.03	0.04	1.4	33.35	65.24	95.95	4.05	0
5	苏	P36-6	0.94	0.02	0.01	0.03	0.39	47.17	52.43	96.45	3.55	0
6		Ys-4c	0.78	0.01	0.01	0	0.37	57.39	42.24	100	0	0
7	辉	Ys-4r	0.83	0.01	0.01	0	0.4	54.93	44.67	100	0	0
8		Ys-5c	0.9	0	0	0.02	0	42.5	57.5	97.54	2.46	0
9	石	Ys-5r	0.95	0	0	0.02	0	39.55	60.45	98.06	1.95	0
10		Ys-6c	0.74	0.03	0.04	0.09	2.18	41	56.82	91.03	8.97	0
11		Ys-6r	0.77	0.02	0.03	0.09	1.42	38.3	60.28	90.71	9.29	0
12	单	P35-1	0.05	0	0.85	0.04	46.14	26.97	26.89	95.46	4.54	0
13	斜	Ys-8c	0.07	0.02	0.82	0.1	42.68	34.64	22.68	89.68	0	10.32
14	辉	Ys-8r	0.08	0.02	0.85	0.06	43.17	32.55	24.28	94.3	0	5.7
15	石	P35-3	0.1	0.02	0.81	0.07	43.32	40.03	16.66	93.23	6.77	0

* 1~11 号为紫苏辉石,其中 1~4 号为紫苏花岗岩闪长岩中的,5~8 号为紫苏石榴花岗岩闪长岩中的,9~11 号为紫苏奥长花岗岩中的;12~15 号为单斜辉石,其中 12~14 号为紫苏花岗岩闪长岩中的,15 号为紫苏奥长花岗岩中的。c、r 分别代表中心、边缘部分,P 开头者为本次研究测定,由中国地质大学(北京)电子探针室测试,其余据文献[13]。

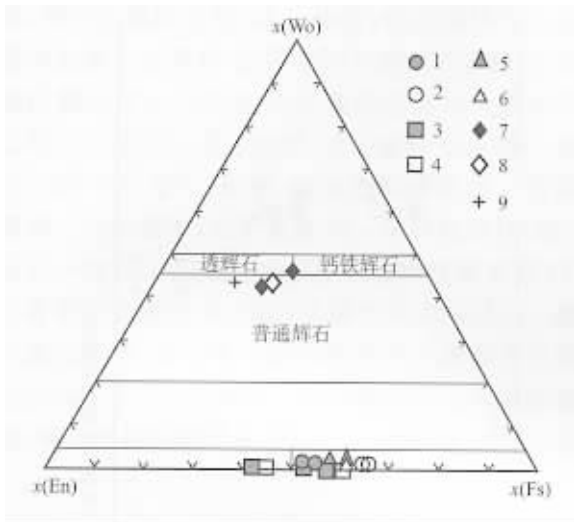


图2 紫苏花岗岩中斜方辉石、单斜辉石分类图解

Fig.2 The Wo-En-Fs diagram of pyroxene

其中1~6为紫苏辉石(1,2为紫苏花岗岩长岩中的,3,4紫苏石榴花岗岩长岩中的,5,6为紫苏奥长花岗岩中的);7~9为单斜辉石(7,8为紫苏花岗岩长岩中的,9为紫苏奥长花岗岩中的)。所有符号实心为中心部分,空心为边缘部分

时亦可见圆粒状残晶的单斜辉石,斜长石牌号 $An=30$ 为中长石。从晶形来看,它们主要属于岩浆结晶作用产物。

残晶状矿物主要有石榴石、紫苏辉石、单斜辉石。它们多呈细粒状,形状不规则(图1A),颗粒边界呈锯齿状(图1A,B),有些残晶矿物在结晶相矿物中呈细粒的残留体(图1)。结晶相矿物主要为角闪石、斜长石、钾长石等,这些矿物颗粒大,自形程度相对高,多为半自形晶。

3 流体包裹体特征

山东沂水地区紫苏花岗岩及麻粒岩相变质表壳中含有大量流体包裹体,根据室温下流体包裹体中所见相的组成,可区分出以下五种类型。分别是:熔融玻璃质包裹体(I型)、富 CO_2 包裹体(II型)、单相或两相 H_2O (盐水)包裹体(III型)、单相或两相低密度 CO_2-H_2O 包裹体(IV型)、富 N_2 气相包裹体(V型)。

应用法国 Jobin-Yvon 公司产的 RAMANOR U-1 000型激光拉曼探针仪对紫苏花岗岩及变质表壳岩中流体包裹体进行成分分析,包裹体的激光拉曼探针分析结果见表2。从表中可以看出,IIa型气液两相包裹体中气相成分 CO_2 摩尔分数在 70%~88%,但液相中 CO_2 成分变化较大,主要有两种类

型,第一种液相成分 CO_2 摩尔分数较低在 14.7%~35%,第二种液相成分 CO_2 摩尔分数较高在 62.3%;IIb型液相包裹体中液相成分中 CO_2 摩尔分数在 77%,且含有 CH_4 及少量的含硫相,有些包裹体中含有 20% N_2 ;IIc型富 CO_2 气相包裹体中气相成分 CO_2 摩尔分数在 75.7%~83.8%,且有少量的含硫相和少量 CH_4 或 CO 等,有些包裹体中可含有 10%~12%的 N_2 。

紫苏花岗岩及变质表壳岩中IV型低密度气液两相包裹体中气相成分 CO_2 摩尔分数较低,一般在 29%,水摩尔分数较高,一般为 57%,此外还有少量的含硫相;液相成分中 CO_2 摩尔分数 47%~51%,其中还含有较多 H_2O (21%±)、 CH_4 (10%±)及含硫相(10%~20%)等。

IV型低密度液相包裹体中液相成分中 CO_2 摩尔分数亦较低,一般为 14.7%~40.8%,含大量水, H_2O 摩尔分数 56.2%~81.5%等。

V型富 N_2 气相包裹体一般出露较少,主要见于紫苏花岗岩中,其中 N_2 摩尔分数为 46.3%~81.8%, CH_4 摩尔分数为 6%~18.2%, CO_2 摩尔分数为 0%~26.2%, CO 摩尔分数为 0%~27.5%, H_2O 摩尔分数为 0%~23%。

根据流体包裹体的产状及成分特征可将流体包裹体划分为两种类型:一种为同变质流体包裹体,石榴石(辉石)变斑晶周围及其包裹石英中的富 CO_2 (II型)包裹体属于此种类型,包裹体似乎代表了深熔作用开始时存在的 H_2O-CO_2 流体,表现为它们的分布受深熔脉体所控制,紫苏奥长花岗岩中富 N_2 流体包裹体(V型)多呈孤立或独立小群产出,因而它应为深熔作用早期的产物;另一种为深熔作用后流体包裹体(III型、IV型包裹体),多数沿裂隙分布,特别是沿垂直或斜切片理的裂隙分布,它们可能代表了峰期变质后不同退变质阶段捕获的流体。局限分布在石榴石变斑晶包裹石英中、深熔脉体中的高盐度 H_2O-CO_2 包裹体(III型),很可能也与深熔作用有关;在紫苏花岗岩伟晶岩中的富 CO_2 (IIa/IIc型)包裹体则是深熔作用过程晚期伟晶岩脉形成时捕获的。

沂水地区紫苏花岗岩及变质表壳岩中流体包裹体的研究表明,变质作用过程中的去碳作用不是该区 CO_2 的主要来源。主要表现在:①从所研究的样品来看,紫苏花岗岩及其围岩——夕线石榴片麻岩或石榴辉石斜长角闪岩中均含早期富 CO_2 流体包裹

表 2 紫苏花岗岩中流体包裹体的激光拉曼探针分析结果

Table 2 Laser Raman microprobe analyses of fluid inclusions in charnockites

样号	岩石名称	包裹体特征	主矿物	液相 $x_B/\%$						气相 $x_B/\%$								
				CO ₂	CH ₄	H ₂ O	H ₂ S	N ₂ (SO ₂)	C ₂ H ₄	C ₃ H ₈	CO ₂	CO	CH ₄	H ₂ O	N ₂ (H ₂)	H ₂ S	C ₂ H ₂	C ₃ H ₈
526	紫苏花岗岩 闪长岩	富 CO ₂ 气液两相包裹体(IIa)	石英	62.3	0.6	34.9	0.8		1.4		88.2	8.1				2.7		1
		液相包裹体(IV)	石英	14.7	2	79.1				4.2								
		液相包裹体(IV)	石英	21.4	1.2	76.6				0.8								
Y32		富 CO ₂ 气液两相包裹体(IIa)	石英	34	9	50		(7)			68.6		13.3		(9.0)	9.1		
		富 CO ₂ 气液两相包裹体(IIa)	石英			78		(22)			80.6			19.4				
525-12	石榴紫苏花 岗闪长岩	富 CO ₂ 气液两相包裹体(IIa)	石英	17	3	74.6	3.7		C ₂ H ₂ 1.7		76.3		7			11.8	4.9	
		富 CO ₂ 气相包裹体(IIc)	石英								75.7		11.3			9.8		C ₆ H ₆ 3.2
		液相包裹体(IV)	石英	15.2	1.9	81.5	0.7			C ₆ H ₆ 0.7								
Y62		富 CO ₂ 液相包裹体(IIb)	石英	85.2		6.4		(8.4)										
		富 CO ₂ 液相包裹体(IIb)	石榴石	71.5	10.9		13.7	(3.9)	1.6									
176		富 CO ₂ 气液两相包裹体(IIa)	石英	19.4	2.5	75.7	1.2				82.5		9.8				7.7	
		液相包裹体(IV)	石英	40.8	1.4	56.2				1.6								
Ys-3	紫苏奥长花 岗闪长岩	富 CO ₂ 气液两相包裹体(IIa)	石英	35	7	58					70.9		8.2		(7.9)	SO ₂ 13.0		
		富 CO ₂ 液相包裹体(IIb)	石英	77			3	20										
		气液两相包裹体(IV)	石英	29		57		(14)			47.0		10	21.1		SO ₂ 21.8		
		富 N ₂ 气相包裹体(Vb)	石英										6	46	48			
		富 N ₂ 气相包裹体(Vb)	石英										18.2		81.8			
		富 N ₂ 气液两相包裹体(Va)	石英		37			63		26.2	27.5				46.3			

注: 由中国地质科学院西安地质矿产研究所测试, 仪器型号: RAMANOR U-1000 型激光拉曼探针分析仪。以 Y 开头者引自沈昆(1998, 1995), 其余为本次研究测定。

体,两者包裹体类型、成分相近,仅包裹体大小及包裹体数量上有差异,说明它们有相似的来源;②沂水地区紫苏花岗岩中富 CO_2 流体包裹体从热穹隆中心马山—蔡峪往南北两侧,第一高峰 CO_2 均一温度从 -29°C 变至 -18°C ,在东南端唐家河一带的石榴黑云变粒岩中,几乎无富 CO_2 流体包裹体(图3),石英中富 CO_2 包裹体也显示前者密度高更富 CO_2 ,后者密度低更富 H_2O ;③从热穹隆中心马山—蔡峪往南北两侧,富 CO_2 气体的包裹体丰度和大小明显变少和变小^[11];④本区太古宙地层中几无碳酸盐矿物,变质作用过程中不足以产生大量 CO_2 的气体。

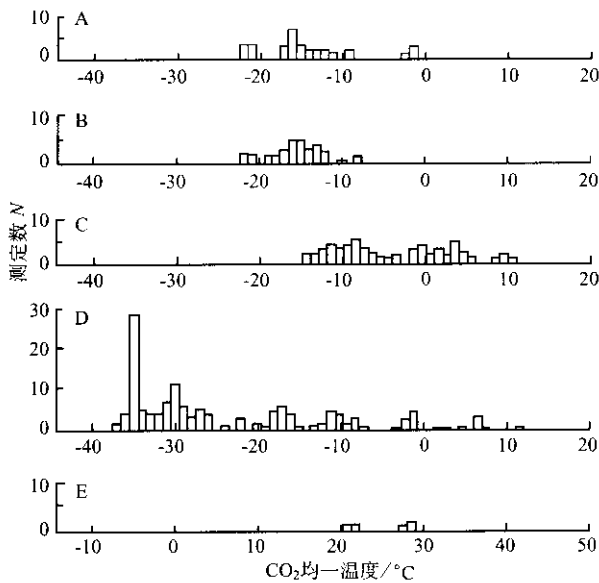


图3 富 CO_2 流体包裹体显微测温结果直方图

(据沈昆 1997^[11]资料补充)

Fig. 3 Histogram showing microthermometric results of fluid inclusions

A—北下庄浅色脉体中富 CO_2 包裹体; B—九层岭石榴透辉斜长角闪岩中富 CO_2 包裹体; C—蔡峪石榴紫苏花岗岩闪长岩中伟晶岩脉富 CO_2 包裹体; D—蔡峪石榴紫苏花岗岩闪长岩富 CO_2 包裹体; E—唐家河石榴黑云变粒岩 CO_2 包裹体

从以上的分析可以看出,本区 CO_2 不是来自变质作用过程中的去碳作用,可能来源于幔源脱气作用^[14]。这一结论与本区紫苏花岗岩中存在富 N_2 包裹体,富 CO_2 流体包裹体有时亦存在较多的 N_2 相一致。

根据激光拉曼探针分析结果(表2),本区峰期阶段流体包裹体中 $x(\text{CO}_2) = 0.7 \sim 0.9$,平均为 0.8 ; $x(\text{H}_2\text{O}) = 0.1 \sim 0.3$,平均为 0.2 。因此,峰期阶段的水活度近似为 $a(\text{H}_2\text{O}) = 0.1 \sim 0.3$,平均为 0.2 。从前一节的资料可知,该期变质温压条件为 $t = 880 \sim 980^\circ\text{C}$, $p = 0.8 \sim 1.1$ GPa。据 W. Johan-

nes 和 F. Holtz(1996)的试验结果,该阶段很难有熔体产生。

但是,本区峰后阶段流体包裹体中 $x(\text{CO}_2) = 0.25 \sim 0.35$, $x(\text{H}_2\text{O}) = 0.65 \sim 0.75$ 。因此,峰后阶段的水活度近似为 $a(\text{H}_2\text{O}) = 0.65 \sim 0.75$,平均为 0.70 。从前一节的资料可知,该期变质温压条件为 $t = 700 \sim 824^\circ\text{C}$, $p = 0.812$ GPa。据 W. Johannes 和 F. Holtz(1996)的试验结果,该阶段可以有熔体的产生。

因此,流体中 H_2O 、 CO_2 的存在及其相对含量是麻粒岩形成与产生紫苏花岗岩熔浆的重要条件。流体的存在是紫苏花岗岩及麻粒岩形成的重要条件。

沈昆(1997)^[11]根据显微测温 and 激光拉曼探针分析资料,做出了本区变质作用 p - T 演化趋势图,结果如下:热穹隆中心石榴紫苏花岗闪长岩中 IIa 型包裹体的等容线通过了 750°C 和 0.73 GPa 的区间;而热穹隆北缘中夕线石榴片麻岩 IIa 型包裹体的等容线在 $700 \sim 750^\circ\text{C}$ 时,通过了 $0.55 \sim 0.65$ GPa 的压力区间;石榴紫苏花岗闪长岩中具有很低均一温度($-37.6 \sim -35.5^\circ\text{C}$),其中高密度 IIa 型包裹体等容线在 $700 \sim 750^\circ\text{C}$ 时,即穿越了 $0.74 \sim 0.78$ GPa 的区间,反映了热穹隆经历了近等压降温的退变质过程。这一结果印证了由岩相学、矿物温度计、压力计及热力学计算所确定的 p - T 演化趋势,但其所定温度、压力值偏低。

4 紫苏花岗岩成因

4.1 紫苏花岗岩深熔作用成因标志

研究区紫苏花岗岩主要分布于马山、蔡峪及牛心官庄一带,所有紫苏花岗岩均产于麻粒岩相变质表壳岩中,紫苏花岗岩与麻粒岩相变质表壳岩在空间上密切伴生,两者多为渐变过渡关系。紫苏花岗闪长岩中变质表壳岩包体主要为二辉斜长麻粒岩;紫苏石榴花岗闪长岩中变质表壳岩包体主要为夕线石榴片麻岩;紫苏奥长花岗岩中变质表壳岩包体主要为浅色二辉斜长麻粒岩。紫苏花岗岩与变质表壳岩中这种密切的空间关系,暗示它们在成因上必定有某种联系。

详细的岩相学研究发现,紫苏花岗岩类岩石中紫苏辉石、石榴石及单斜辉石主要呈残晶相存在,熔蚀作用明显,说明紫苏辉石、石榴石及单斜辉石等矿

物形成后, 本区又经历了部分熔融作用, 紫苏石榴花岗闪长岩中石榴石中熔融包裹体的发现, 更证实这一结论的正确。而斜长石、钾长石及石英主要为结晶相矿物, 反映这些矿物为岩浆作用结晶而成。在紫苏石榴花岗闪长岩中石榴石及紫苏辉石中常见夕线石包裹体, 且其中部分锆石具磨蚀坑, 说明其原岩主要应为富铝的沉积岩。

紫苏花岗岩类与其围岩主要化学元素的差异表现在: 紫苏花岗岩高铝, 高钾, 低钙, 紫苏花岗岩与其围岩比较更富易熔组分^[12]。

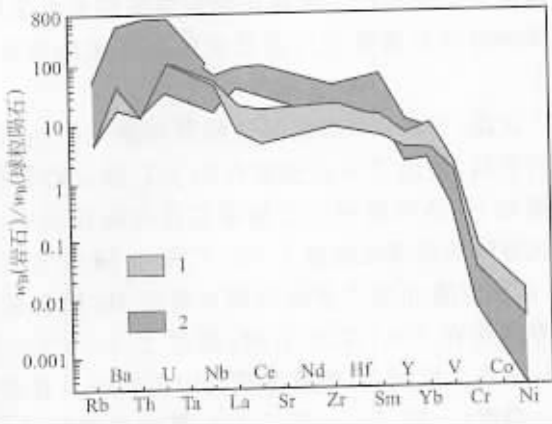


图 4 紫苏花岗闪长岩与二辉斜长麻粒岩的蛛网图解
Fig. 4 Spider diagram for charnockites and hypersthene clinopyroxene plagioclase granulite
1—紫苏花岗闪长岩; 2—二辉斜长麻粒岩

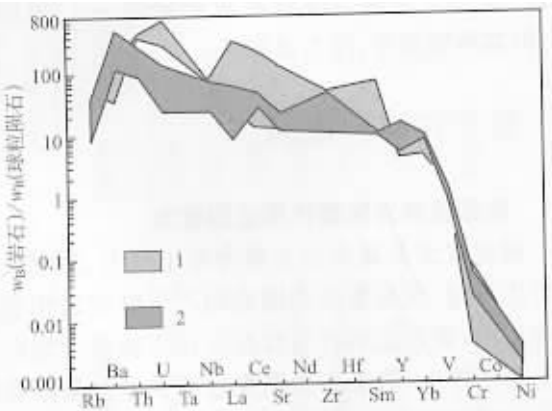


图 5 紫苏石榴花岗闪长岩与夕线石榴片麻岩的蛛网图解
Fig. 5 Spider diagram for hypersthene garnet-enderbite and sillimanite garnet gneiss
1—紫苏石榴花岗闪长岩; 2—夕线石榴片麻岩

与变质表壳岩相比, 紫苏花岗岩富 Rb, Ba, Ta, U, Th, La, Ce 等大离子不相容元素, 而贫 Co, Ni, V 等分配系数大的相容元素。紫苏花岗闪长岩与二辉斜长麻粒岩、紫苏石榴花岗闪长岩与夕线石榴片麻岩、紫苏奥长花岗岩与浅色二辉斜长麻粒岩在蛛网

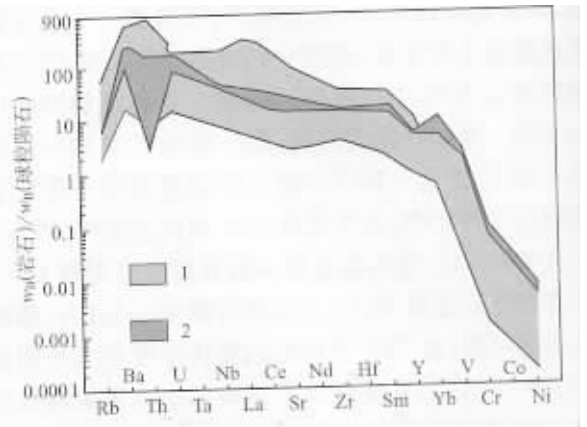


图 6 紫苏奥长花岗岩与浅色二辉斜长麻粒岩蛛网图
Fig. 6 Spider diagram for hypersthene-trondhjemite and leuco-hypersthene clinopyroxene plagioclase granulite
1—紫苏奥长花岗岩; 2—浅色二辉斜长麻粒岩

图解中交成“X”型(图 4, 图 5, 图 6)。蛛网图解能反映深熔作用中母体与子体的关系^[15], 因为在深熔作用过程中, Rb, Ba 等大离子不相容元素易进入熔浆中, 而 Co, Ni 等相容元素富集于未熔母体岩石之中, 在麻粒岩相变质表壳岩中见有大量紫苏花岗岩脉体, 这些脉体的矿物成分、地球化学特征与大面积出露的紫苏花岗岩基本一致。因此我们可以认为, 山东沂水地区的紫苏花岗岩类岩石为变质表壳岩深熔作用成因。

4.2 紫苏花岗岩深熔作用过程探讨

山东沂水紫苏花岗岩主要分布于蔡峪、马山及牛心官庄一带, 据变质矿物平衡共生组合、变质温压条件估算以及流体包裹体密度和其中 CO₂ 含量可知, 这一带正是变质温压条件最高处。从蔡峪、马山、雪山一带往北至杨泉官庄, 往南至四十里铺, 以及往东至果庄变质温度呈递减趋势。紫苏花岗岩处于这一热穹隆中心。越远离热穹隆中心紫苏花岗岩分布越少, 变质表壳岩则越来越多。在杨泉官庄、四十里铺一带变质表壳岩已变为高角闪岩相的条带状混合岩, 再往外则变为含钾长石斑晶的黑云变粒岩并过渡为大片出露的角闪岩相-高角闪岩相变质表壳岩。因此, 我们可以看出从变质表壳岩至紫苏花岗岩形成的递进深熔作用过程: 变质表壳岩(黑云变粒岩)→含钾长石斑晶的黑云变粒岩→条带状混合岩→紫苏花岗岩。

山东沂水地区紫苏花岗岩和麻粒岩相变质表壳岩经历了五阶段变质作用, 具有反时钟 *p-T* 演化趋势(图 7)。各阶段变质作用的温压条件为: 第一阶

段为角闪岩相变质作用, $t=580\text{ }^{\circ}\text{C}$, $p=0.53\text{ GPa}$; 第二阶段为麻粒岩相变质作用, $t=900\sim 950\text{ }^{\circ}\text{C}$, $p=0.95\text{ GPa}$, 为本区峰期变质作用的温压条件; 第三阶段亦为麻粒岩相变质作用, $t=700\sim 824\text{ }^{\circ}\text{C}$, $p=0.812\text{ GPa}$; 第四阶段为角闪岩相变质作用, $t=560\text{ }^{\circ}\text{C}$, $p=0.59\text{ GPa}$; 第五阶段为绿片岩相变质作用, $t=350\text{ }^{\circ}\text{C}$, $p=0.30\text{ GPa}$ [16]。

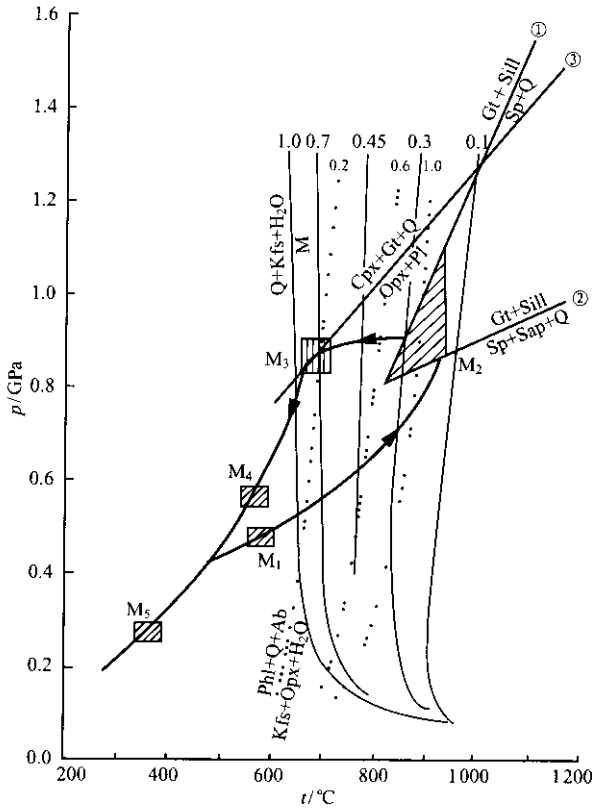


图7 山东沂水地区麻粒岩相变质作用 p - T 演化趋势图

Fig. 7 p - T trajectory of granulite facies metamorphism,

Yishui area, Shandong Province

I, II, III, IV, V 分别代表变质反应第一至第五阶段: ① $\text{Gt} + \text{Sill} = \text{Sp} + \text{Q} + \text{Sap}$ (Sengupta, 1995) [17]; ② $\text{Gt} + \text{Sill} = \text{Sp} + \text{Q}$ (Sengupta, 1995) [17]; ③ $\text{Hy} + \text{Pl} = \text{Py} + \text{Gt} + \text{Q}$ (Berman, 1988) [18]; 断线为 $\text{Q} + \text{Ab} + \text{Kfs} + \text{H}_2\text{O}$ 开始产生熔体的亚固相线, 数字代表水活度 (W. Johannes 和 F. Holtz, 1999) [19]

根据本区变质作用演化及流体包裹体特征, 将本区紫苏花岗岩的成因划分为递进演化的三个阶段: ① 岩浆底侵作用, 引起局部地热异常, 产生第一阶段角闪岩相的变质作用; ② 基性岩浆加入地壳底部或侵入地壳之中, 引起地壳加厚, 由于变质温度、压力增加以及深源富 CO_2 流体相的作用, 变质表壳岩经历了第二阶段的变质作用 (峰期麻粒岩相的变质作用), 使本区变质表壳岩经历了麻粒岩相变质作用, 由于大量富 CO_2 幔源流体的加入, 使系统中 $a(\text{H}_2\text{O})=0.1\sim 0.3$, 由于较低的水活度, 使系统不

能产生花岗岩质岩浆; ③ 由于幔源岩浆活动的逐渐停止, 地壳处于上升剥蚀或缓慢上升的环境, 由于地壳内的热通过传导和对流而散失的速率大于地壳内上升剥蚀减压的速率, 因此在压力变化不大的情况下温度开始下降。此时, 变质表壳岩经历了近等压降温的第三阶段变质作用 (第二阶段麻粒岩相的变质作用)。此时由于深源富 CO_2 流体作用减弱, 水的活度增加, $a(\text{H}_2\text{O})$ 大于 $0.65\sim 0.75$, 从而产生岩浆 (见图 6), 新生岩浆对早期形成的变质矿物进行熔蚀交代作用, 使早期形成的矿物如紫苏辉石、石榴石、单斜辉石等呈残晶相。随着温度的降低岩浆基本在原地结晶形成, 斜长石、钾长石、石英等为结晶相矿物形成紫苏花岗岩。本区紫苏花岗岩形成后, 由于地壳抬升, 又经历了后两期退变质作用。

在论文成文中, 得到了游振东教授、邱家骧教授、莫宣学教授、王仁民教授、罗照华教授、陈衍景副教授、赖兴运副教授、付宗堂副教授等的指导, 在此向他们表示感谢。

References [参考文献]:

[1] DROOP G T R, CLEMENS J D, DALRYMPLE D J. Processes and conditions during contact anatexis, melt escape and restite formation: The Huntly Gabbro Complex, NE Scotland [J]. *Journal of Petrology*, 2003, 44(6): 995-1029.

[2] VALDECIR D A J. Elemental and Sr-Nd isotope geochemistry of two Neoproterozoic mangerite suites in SE Brazil: Implications for the origin of the mangerite-charnockite-granite series [J]. *Precambrian Research*, 2003, 119(1-4): 301-327.

[3] BROWN M. Migmatites—Evidences of fugitive magma frozen during migration [A]. *Abstracts for 30th International Geological Congress* [C]. Beijing, China, 1996, 2: 610.

[4] SKJERLIE K P, PATINO D, JOHNSTON A D. Fluid absent melting of a layered crustal protolith: Implications for the generation of anatectic granites [J]. *Contrib Mineral Petrol*, 1995, 122: 62-78.

[5] NEWTON R C. Charnockitic alteration: Evidence for CO_2 infiltration in granulite facies metamorphism [J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 1992, 10(3): 383-400.

[6] CHEN Bin, ZHUANG Yuxun. Petrology and petrogenesis of Yunlu charnockite and its granulite inclusion, western Guangdong, South China [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 1994, 10(2): 139-149 (in Chinese). [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): 139-149.]

[7] YOU Zhendong. The progressive anatexis in migmatite complexes within the Yunkai uplift, South China [A]. *Abstracts for 30th International Geological Congress* [C]. 1996, 2: 615.

- [8] ZHOU Hanwen, YOU Zhendong. Radioactive element distribution in the granulites and charnockites of the Yunkai Precambrian basement and their petrogenetic implication, western Guangdong [J]. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 1996, 21(5): 529-535 (in Chinese). [周汉文, 游振东. 粤西云开前寒武纪基底麻粒岩、紫苏花岗岩放射性元素分布特征与岩石成因讨论[J]. 地球科学, 1996, 21(5): 529-535.]
- [9] ZEN E-AN. Using granite to image the thermal state of the source terrane [J]. *Trans Roy Soc Edinb Earth Sci*, 1992, 83: 107-114.
- [10] XU Huifen, CHENG Yuqi. Petrological characteristics of Archean biotite orthopyroxene clinopyroxene plagioclase gneiss and enderbite and their relationship of origin [A]. CHENG Yuqi. *Symposium of Early Precambrian Geological Research in North China Craton* [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1998. 137-145 (in Chinese). [徐惠芬, 程裕淇. 山东沂水太古宙黑云二辉斜长片麻岩和紫苏花岗岩闪长岩的岩石学特征及其成因关系[A]. 程裕淇. 华北地台早前寒武纪地质研究论文集[M]. 北京: 地质出版社, 1998. 137-145.]
- [11] SHEN Kun, SHEN Qihan, XU Huifen. Metamorphic fluids related to anatexis in Gongdanshan Block, Yishui County, Shandong Province [J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 1998, 17(3): 193-205 (in Chinese). [沈昆, 沈其韩, 徐惠芬. 山东沂水永丹山地块与深熔作用有关的变质流体[J]. 矿物岩石学杂志, 1998, 17(3): 193-205.]
- [12] SU Shangguo, ZHOU Xunruo, GU Delin. Characteristics, ages, and geneses of charnockites in Yishui area, Shandong Province [J]. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 1999, 24(1): 57-62 (in Chinese). [苏尚国, 周珣若, 顾德林. 山东沂水地区紫苏花岗岩特征、形成时代及成因探讨[J]. 地球科学, 1999, 24(1): 57-62.]
- [13] SHEN Qihan, SHEN Kun, GENG Yuansheng, et al. *Geological Evolution and Composite of Yishui Complex, Shandong* [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2000. 1-176 (in Chinese). [沈其韩, 沈昆, 耿元生, 等. 山东沂水杂岩的组成与地质演化[M]. 北京: 地质出版社, 2000. 1-176.]
- [14] SHEN Qihan, XU Huifen, ZHANG Zongqing. *Precambrian Granulite in China* [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1992. 69-109 (in Chinese). [沈其韩, 徐惠芬, 张宗清, 等. 中国早前寒武纪麻粒岩[M]. 北京: 地质出版社, 1992. 69-109.]
- [15] ZHAO Guochun, HE Tongxing. The mineral indications of anatexis charnockites in Taipingzhai area, eastern Hebei Province, China [J]. *Journal of Changchun University of Earth Sciences*, 1991, 21(2): 143-150 (in Chinese). [赵国春, 贺同兴. 冀东太平寨紫苏花岗岩类深熔成因的矿物学标志[J]. 长春地质学院学报, 1991, 21(2): 143-150.]
- [16] SU Shangguo, GU Delin, ZHOU Gengxin. The *p-T* trajectory and its tectonic significances of granulite facies metamorphism in the Yishui area, Shandong Province [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 1997, 13(2): 113-126 (in Chinese). [苏尚国, 顾德林, 朱更新. 山东沂水麻粒岩相岩石变质作用 *p-T* 演化轨迹及大地构造意义[J]. 岩石学报, 1997, 13(2): 113-126.]
- [17] SENGUPTA P, KARMAKA R, DASGUPTA S. Petrology of spinel granulites from Araku, Eastern Ghats, India, and a petrogenetic grid for sapphirine-free rocks in the system FMAS [J]. *J Metamorphic Geol*, 1991, 9: 451-459.
- [18] BERMAN R G. Internally consistent thermodynamic data for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ [J]. *J Petrology*, 1988, 29: 445-522.
- [19] JOHANNES W, HOLTZ F. *Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks* [M]. Berlin, Heidelberg, Germany: Springer-Verlag, 1996.

OCCURRENCE OF THE RESTITE MINERALS IN CHARNOCKITES AND THE PROCESSES OF CHARNOCKITE FORMATION IN YISHUI AREA, SHANDONG PROVINCE

SU Shang-guo, DENG Jin-fu, LIANG Feng-hua, ZHOU Xun-ruo, GU De-lin
(School of Earth Sciences and Mineral Resources, China University of Geosciences,
Beijing 100083, China)

Abstract: Charnockites are classified into three types in the Yishui area, Shandong Province, namely: enderbite, garnet-enderbite and hypersthene-trondhjemite. Charnokites consist of restite mineral and neocrystallized minerals. The shape of relic minerals is mostly irregular and the crystal boundaries are crenulate. They usually occupy the interstitial position between the neocrystalline minerals. Neocrystal-

line minerals are usually euhedral-subhedral crystals. The processes of charnokite formation are as follows: The underplating of mantle magmatism had caused widespread amphibolite-facies prograde metamorphism (M_1) in the Yishui area. The addition of mafic magmas to the base of the crust and/or as intrusions into the crust made the crust moderately thickened. Subsequently, the intensive magmatism resulted in the local peak granulite-facies metamorphism (M_2). With the lower $a(H_2O)$ in the system, there would be no melting at this stage. With the weakening of the mantle magmatism, the heated crust experienced near isobaric cooling, causing the second granulite-facies metamorphism (M_3). At the same time, with the $a(CO_2)$ decreased and $a(H_2O)$ increased, a large volume of crustal melting was thus generated. During the melting process, refractory minerals, such as garnet, hyphethene and clinopyroxene were preserved as relics. As the melts recrystallized, the euhedral-subhedral plagioclase and K-feldspar were formed, resulting in present feature of charnockites.

Key words: charnokite; restite minerals; processes of charnokite formation; Yishui area, Shandong Province

金伯利岩镁铝榴石中球状体中的钾硼氟包裹体

赵磊¹, 丁亦菲¹, 郝金华¹, 李剑¹, 李友枝²

(1. 中国地质大学,北京 100083; 2. 国家地质调查局 发展中心,北京 100083)

镁铝榴石是贯穿整个地幔的重要组成矿物之一,携带着丰富的地幔甚至核幔边界信息。其中的包裹体是源于地幔深部最直接的样品。

(1)样品描述: 镁铝榴石样品采自山东蒙阴富含金刚石的胜利一号金伯利岩岩管,近似椭圆形外观,长约 23 mm,最宽处约 16 mm,厚约 8 mm,主体为紫红色,沿裂隙有暗色的充填物。存在于镁铝榴石中的两个含有包括钾硼氟包裹体在内的多个无氧物相(图 1 和图 2 中黑色部分,将另文讨论)

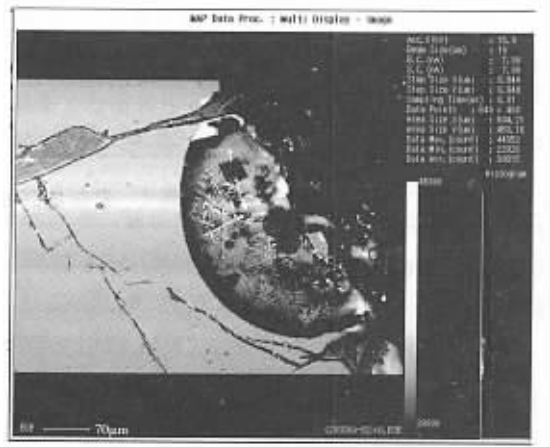


图 2 半球状体背散射电子图像

的球状体,均于主晶镁铝榴石中呈清晰轮廓。球状体的主体成分为含水或其它挥发份的石榴子石(将另文讨论)。

(2)未命名的钾硼氟包裹体: 在背散射电子像中,球状(图 1)和半球状体(图 2)中的最亮区域均为钾硼氟包裹体在球状体中,钾硼氟包裹体分为自形和它形两类;自形者形态为矩形或正方形,呈散分布,大小不一,最大者约 15 μm 。它形者主要呈粒状及树枝状。图 1 中它形者呈星点状分布于



1 球状体背散射电子图像