

问题讨论

江苏某些花岗岩类岩石中的自碎包体

汪建明 李康强 杨年强

(江苏省地质矿产局中心实验室)

主题词: 花岗岩类; 自碎包体; 同源; 骤冷结晶; 边缘相碎块

提 要: 江苏省东海、宁镇和苏州地区分布有若干分属于两类不同成因类型的花岗岩类岩体。在这些岩体的边部和顶部分布着许多形态极不规则、大小各异的暗色包体, 它们的矿物组合、岩石化学和地球化学特征与主体岩石相似, 为同源产物。包体中矿物的结晶粒度明显细于主体岩石, 并含有大量因骤冷而晶出的针状磷灰石, 且见不同程度的重熔现象。故它们是由于岩浆脉动上侵、挤碎并重熔的早期形成的岩体边缘相岩石, 而不是早期火成岩和围岩捕虏体, 也不是岩浆析离体和深源包体。

一、问题的提出

苏北东海和苏南宁镇、苏州等地区花岗岩类岩体的边部和顶部广泛分布着一种小至几厘米, 大者可达数米的不规则状包体。由于包体含暗色铁镁矿物略多于主体花岗岩类岩石, 故呈灰黑色或黑绿色。对于它们的成因长期以来争论很大。有人认为是早期火成岩或沉积岩的捕虏体^{①②}, 亦有人认为是深源包体^③; 而多数地质工作者则笼统称之为暗色包体^④。

笔者对江苏省三个地区两种不同成因类型花岗岩中暗色包体的岩石学、岩石化学和地球化学特征进行了较为详细的研究, 认为这些包体具有特殊的地质产状, 与主体岩浆岩同源, 是快速冷却结晶的产物。因而认为它们是花岗质岩浆在侵位过程中, 由于岩体内部冷却缓慢

① 张春林等, 1981年, 江苏省宁镇中段石马地区铁矿成矿条件及找矿方向初步研究报告。

② 江苏省地矿局第四地质队, 1981年, 望亭幅、陆墓幅、光福幅和苏州幅1/5万区域地质矿产调查报告。

③ 江苏省地矿局区域地质调查大队, 1985年, 宁镇山脉区域地质志。

④ 江苏省地矿局, 1984年, 江苏省及上海市区域地质志。

和岩浆的脉动上侵挤碎了侵入体边部和顶部相所形成的自碎包体。所以它们不可能是早期火成岩或沉积岩的捕虏体,也不可能是深源包体和岩浆析离体。

二、花岗岩类岩石的特征和包体的分布

东海、宁镇、苏州地区是江苏省花岗岩的主要分布区。东海地区位于郯庐断裂带以东,响水—嘉山断裂带以西。燕山晚期第二次石英二长岩—二长花岗岩(111—129Ma)形成6个大岩体,呈NNE向带状展布,面积大于400km²,占全区岩浆岩分布面积的95%。围岩为下元古界胶南群洙边组上段下岩带(Ptjnz₂)变粒岩—片麻岩—混合岩变质岩系。花岗岩类岩石 $Al_2O_3/K_2O + Na_2O + CaO < 1$, 全岩 $\delta^{18}O = +6.50 - +9.34\%$, ($^{87}Sr/^{86}Sr$)₀ = 0.7082, 属I型花岗岩类^①。桃林岩体为区内最大的岩体,呈NNE走向,长60km,东北宽10km,向南逐渐尖灭。岩体两侧与围岩呈断层接触,东侧产状较缓,东倾约40°左右。包体主要分布在岩体的东侧边缘,离接触带几十米至数百米不等。该区北部,班庄岩体的东侧边缘亦有少量包体分布。

宁镇地区位于长江中下游弧形断裂拗陷带的东部。燕山晚期定位的高资和石马岩体(90—117Ma)处于宁镇山脉中段,两岩体的接壤部位经钻探揭露,深部为--相连的大岩体,分布面积约155km²。围岩主要是古生界。岩体有明显的分带现象,内部相为花岗闪长岩,过渡相为斑状花岗闪长岩,边缘相为花岗闪长斑岩和石英闪长斑岩(图1)。全岩 $Al_2O_3/K_2O + Na_2O +$

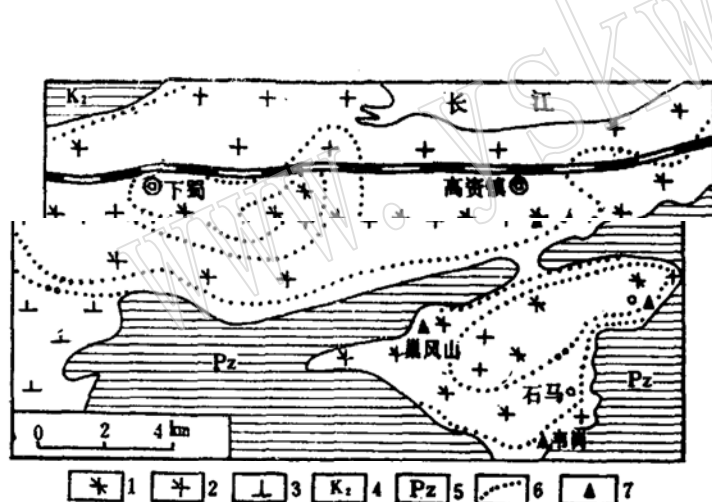


图1 宁镇地区高资和石马岩体中自碎包体主要分布位置图

Fig. 1 Distribution diagram showing localities of autoclastic inclusions for Gaozi and Shima granitoid bodies in Nanjing-Zhenjiang area

1. 岩体内部相花岗闪长岩; 2. 岩体过渡相和边缘相斑状花岗闪长岩-花岗闪长斑岩-石英闪长斑岩; 3. 闪长玢岩; 4. 上白垩统; 5. 古生界; 6. 岩相界线; 7. 自碎包体主要分布区

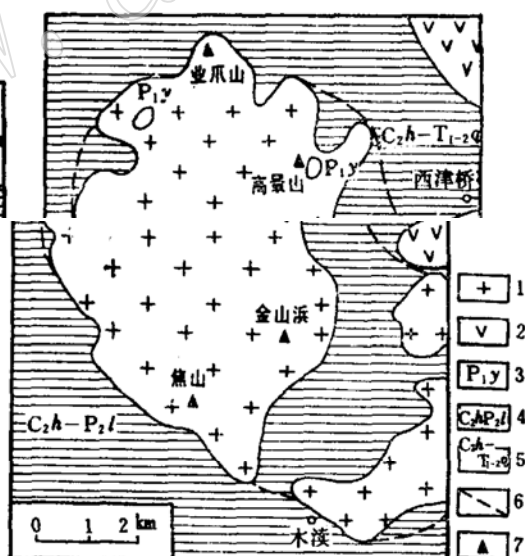


图2 苏州花岗岩体中自碎包体主要分布位置示意图

Fig. 2 Distribution diagram showing localities of autoclastic inclusions in Suzhou granite body

1. 花岗岩; 2. 火山岩; 3. 二叠系栖霞组; 4. 石炭系—二叠系; 5. 石炭系—三叠系; 6. -200m; 7. 自碎包体主要分布区

① 江苏地矿局第六地质队等, 1985年, 江苏省东海县桃林岩体特征与成矿关系研究报告。

$\text{CaO} < 1$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7051 - 0.7086$, 属同熔型花岗岩①。包体主要分布在岩体的边部, 下蜀、高资、韦岗、巢凤山、石头岗等地段最为发育 (图1)。

位于长江中下游断裂拗陷带与浙西—皖南褶皱隆起过渡带的苏州花岗岩体受NE向湖州—苏州深大断裂带控制, 主侵入岩体 (141Ma) 呈卵圆状定位于木读向斜的核部, 分布面积约50km²。经风化剥蚀, 岩体顶部残留有部分二叠纪地层 (产状与周围地层一致), 据钻孔资料, 其厚度一般几十米至百米。岩体中晶洞极为发育。花岗岩的暗色矿物主要为填隙状羟铁云母, 岩石 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO} (\text{mol.}) = 1.02$, 赖特碱度率为3.33, $\text{Ga}/\text{Al} = 3.43 \times 10^{-4}$, $\delta^{18}\text{O} = +6.82 - +9.16\text{‰}$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}) = 0.7091$, 属无水、准铝质、偏碱性的A-型花岗岩②。包体主要分布在岩体边部北爪山、高景山、焦山一带和顶部金山滨附近 (图2)。

包体主要为灰黑色、青灰色或墨绿色, 与主体岩石的界线清晰。个体大小相差悬殊, 一般长10—30cm, 在宁镇地区见有长达1.5m者, 苏州地区亦见有达几米的巨型包体。形态多呈不规则状, 少数为浑圆状。宁镇和苏州地区花岗岩类岩体的局部地段, 可见主体岩石穿切包体的现象 (图3)。

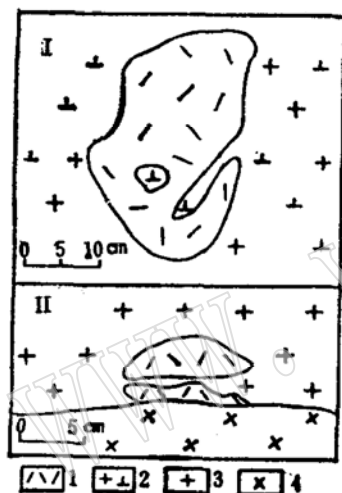


图3 自碎包体素描图

Fig. 3 Sketch map for autoclastic inclusions

- I. 宁镇石马岩体中的自碎包体 (据陈思松, 1981); II. 苏州花岗岩体中的自碎包体 1. 自碎包体; 2. 花岗闪长斑岩; 3. 主侵入阶段花岗岩; 4. 晚期阶段花岗岩

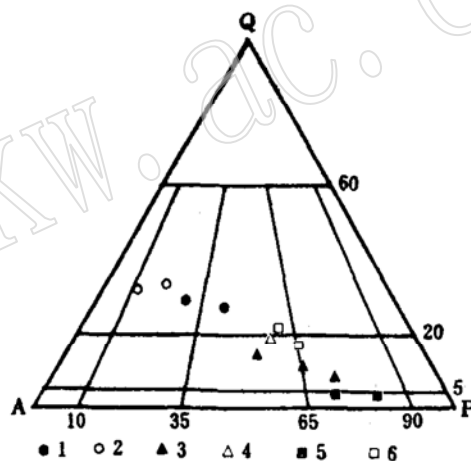


图4 自碎包体与主体岩石的A-P-Q图解 (据Streckeisen, 1968)

Fig. 4 A-P-Q diagram for autoclastic inclusions and host rocks (after Streckeisen, 1968)

岩石化学成分经C. I. P. W. 和里特曼Ab分配法计算投影; 1和2为苏州花岗岩体中的自碎包体和主体岩石; 3和4为东海地区的自碎包体和主体岩石; 5和6为宁镇地区的自碎包体和主体岩石

三、包体与主体岩石的岩石学和地球化学特征

据镜下观察包体的矿物结晶粒度一般为0.05—0.8mm; 比主体岩石细5倍以上 (表1)。多呈半自形粒状—嵌晶状结构 (照片1), 可见不同程度的重熔现象。

包体与主体岩石的矿物组成完全相同 (表1)。东海和宁镇地区I-型花岗岩类岩石与其

① 江苏地矿局区域地质调查大队, 1985年, 宁镇山脉区域地质志。

② 江苏地矿局中心实验室等, 1987年, 苏州西部地区岩浆岩基本特征与多金属成矿关系研究报告。

表1 自碎包体与主体岩石的矿物成分和粒度

Table 1 Mineral compositions and sizes of autoclastic inclusions and host rocks

地区	岩石类型	角闪石(%)	黑云母(%)	斜长石(%)	钾长石(%)	石英(%)	副矿物(%)	主要结晶粒度(mm)
东海	二长花岗岩	4	5	38	33	19	2	0.5—2
	自碎包体	19	13	49	5	13	1	0.1—0.5
宁镇	花岗闪长岩	8	3	45	22	21	1	0.5—2
	自碎包体	14	12	45	14	13	2	0.1—0.8
苏州	花岗岩		4	15	50	30	1	1—5
	自碎包体		25	37	24	13	1	0.05—0.3

表2 自碎包体与主体岩石中斜长石的电子探针分析

Table 2 Microprobe analyses of plagioclases in autoclastic inclusions and host rocks

氧化物(%)	东海班庄岩体		宁镇高资岩体		苏州花岗岩岩体	
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	61.42	60.90	59.35	58.66	65.72	64.98
TiO ₂	0.04	—	—	0.04	0.04	—
Al ₂ O ₃	23.49	24.76	24.78	24.77	19.52	20.35
FeO	0.11	0.14	0.24	0.22	0.11	0.06
MnO	0.07	—	—	—	—	0.05
MgO	—	—	—	—	—	—
CaO	4.88	5.83	6.30	6.62	1.06	1.73
Na ₂ O	8.32	7.99	7.32	7.51	10.25	10.05
K ₂ O	0.16	0.35	0.55	0.29	0.87	0.43
Σ	98.49	99.97	98.54	98.11	98.11	97.65

注：1. 斑状二长花岗岩；3. 石英闪长玢岩；5. 花岗岩；2、4、6. 自碎包体。

表3 自碎包体与主体岩石中角闪石和黑云母的电子探针分析

Table 3 Microprobe analyses of amphiboles and biotites in autoclastic inclusions and host rocks

氧化物(%)	角 闪 石				黑 云 母					
	东海班庄岩体		宁镇高资岩体		东海班庄岩体		宁镇高资岩体		苏州花岗岩岩体	
	1*	2	3	4	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	46.26	47.47	46.21	46.77	37.61	37.88	37.15	37.48	36.35	36.22
TiO ₂	1.04	0.99	1.50	0.64	3.53	3.24	4.15	4.94	3.51	3.65
Al ₂ O ₃	7.24	6.54	8.45	5.39	15.28	16.62	14.08	14.38	11.39	11.28
FeO	15.57	14.86	13.51	11.97	17.49	17.98	16.28	16.86	30.47	27.98
MnO	0.46	0.46	0.34	0.46	0.38	0.40	0.19	0.32	1.05	0.95
MgO	13.22	13.55	13.84	16.27	12.09	11.19	14.82	13.52	5.96	6.41
CaO	11.12	11.36	10.87	10.39	0.95	0.06	0.07	0.03		0.27
Na ₂ O	1.45	1.33	1.66	0.86	0.12	0.16	0.09	0.34	0.24	0.15
K ₂ O	0.65	0.59	0.76	0.30	9.44	8.81	3.44	9.41	8.93	9.18
Σ	97.01	97.15	97.14	96.05	95.99	96.34	96.27	97.28	97.90	96.09

* 同表2。

表4 自碎包体与主体岩石的岩石化学

Table 4 Petrochemistry of autoclastic inclusions and host rocks

氧化物 (%)	东 海				宁 镇				苏 州			
	桃林岩体		班庄岩体		高资岩体		石马岩体*		苏州花岗岩体			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	62.46	56.20	66.56	60.64	62.77	55.18	65.89	53.88	74.46	74.44	69.70	71.90
TiO ₂	0.66	0.98	0.50	0.77	0.52	0.98	0.45	1.19	0.15	0.18	0.41	0.27
Al ₂ O ₃	15.88	15.88	15.80	16.04	16.02	17.40	15.28	16.75	12.49	12.86	13.67	13.32
Fe ₂ O ₃	2.41	3.53	1.41	1.85	2.04	3.44	1.64	3.51	0.38	0.66	0.91	0.36
FeO	2.56	4.00	1.96	3.35	2.78	4.30	2.27	4.65	1.82	1.66	2.77	2.23
MnO	0.090	0.131	0.058	0.126	0.079	0.115	0.06	0.17	0.053	0.058	0.130	0.115
MgO	2.31	4.48	1.32	3.62	2.50	3.89	1.92	3.72	0.16	0.16	0.68	0.49
CaO	3.20	5.29	2.77	4.37	4.29	5.14	3.67	6.85	0.81	0.67	1.48	1.40
Na ₂ O	4.23	4.22	4.70	4.54	4.19	4.40	4.10	4.55	3.76	3.88	4.10	3.72
K ₂ O	3.92	2.44	3.65	2.97	2.99	2.89	3.46	1.94	4.75	4.95	4.11	4.79
P ₂ O ₅	0.278	0.46	0.17	0.321	0.259	0.357	0.21	0.45	0.025	0.031	0.105	0.066
CO ₂	0.16	0.19	0.15	0.54	0.14	0.20	0.18	0.71	0.21	0.20	0.18	0.16
F	0.072	0.160	0.070	0.141	0.044	0.058			0.360	0.295	0.395	0.195
Cl	0.02	0.01	0.01	0.02	0.032	0.046			0.025	0.019	0.045	0.034
S	0.069	0.024	0.016	0.016	—	0.013			0.015	0.023	—	—
H ₂ O ⁺	1.05	1.25	0.40	0.95	0.63	0.93	0.74	0.81	0.60	0.42	0.84	0.72
Σ	99.37	99.25	99.54	100.26	99.28	99.34	99.84	99.18	100.07	100.51	99.52	99.77
qz	12.50	4.75	17.32	8.40	14.28	1.90	18.48	1.69	31.34	30.30	24.43	26.97
or	23.16	14.42	21.57	17.55	17.66	17.07	20.44	11.46	28.07	29.25	24.29	28.31
ab	35.79	35.71	39.77	38.42	35.44	37.21	34.68	38.48	31.82	32.83	34.69	31.48
an	12.76	17.18	11.23	14.61	16.08	19.20	13.08	19.56	3.17	3.05	6.73	5.40
di	1.20	5.12	1.22	4.16	2.96	3.37	3.13	9.49	0.61	0.09	—	0.92
hy	7.54	13.28	4.41	10.60	7.50	11.71	5.44	8.63	2.96	2.67	5.59	4.32
ap	0.61	1.00	0.37	0.70	0.61	0.85	0.50	1.07	0.06	0.07	0.23	0.14
il	1.25	1.86	0.95	1.46	0.99	1.86	0.85	2.26	0.29	0.34	0.78	0.51
mt	3.16	4.22	2.04	2.68	2.96	4.99	2.38	5.09	0.55	0.96	1.32	0.52

1.石英二长岩;3.斑状二长花岗岩;5.石英闪长斑岩;7.斑状花岗闪长岩;9.10花岗岩;2.4.6.8.11.12.自碎包体;

* 据陶维松等(1985年)。

包体的暗色矿物均为阳起石、富镁黑云母和极少量的普通辉石。苏州A-型花岗岩和其包体则为羟铁云母。包体与相应主体岩石中角闪石、黑云母和斜长石的化学成分亦基本一致(表2.3.)。所不同的只是包体中铁镁矿物和斜长石的含量略高(表1),岩石略偏基性(图4)。

包体与其主体岩石的岩石化学和微量元素丰度相似(表4.5.),但由于包体比主体岩石略富铁镁矿物,故FeO、MgO、CaO、MnO等基性组分及第一类过渡元素略偏高。

包体与主体岩石的稀土元素标准化型式相同,标准化曲线近于平行(图5)。东海和宁镇地区包体比主体岩石的ΣREE略高,而苏州花岗岩则比包体的ΣREE偏高。这与两种不同的岩浆演化系列有关,前者是I-型花岗岩类,随岩浆演化稀土元素丰度降低^{①②};而后者是A-

① 汪建明等,1985年,苏北桃林花岗岩体的稀土元素特征。

② 陈思松等,1986年,宁镇山脉侵入岩稀土元素地球化学及岩石成因探讨。

表5 自碎包体与主体岩石的微量元素分析

Table 5 Trace element analyses of autoclastic inclusions and host rocks

元素(ppm)	东 海					宁 镇				苏 州		
	桃林岩体			班庄岩体		高资岩体		石马岩体*		苏州花岗岩岩体		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Rb	99	84		70	99	89	119	98	95	326	384	320
Sr	669	301	543	729	680	769	686	550	550	30	107	100.0
Ba	1983	2368	1520	2060	1141	1353	1283	1318	896	225	466	475
Li	23.7	23.7	38.5	20.4	30.9	21.7	32.0	21	44	33.8	105.0	592
Be	2.2	2.0	2.5	2.1	2.5	1.5	2.1	1.4	2	7.4	11.8	7.1
Sc	10.36	11.72	21.56	6.6	14.37	9.78	14.53			3.16	6.95	5.02
V	90.25	103.16	173.59	46.3	93.55	96.13	136.29	80	125	9.82	37.62	29.42
Cr	42.58	90.18	163.43	25.9	82.94	33.85	22.75	33		1.16	7.62	7.22
Co	14.14	15.79	28.20	8.1	18.26	14.97	24.14	9	13	3.22	6.17	6.08
Ni	24.20	23.87	54.59	16.9	46.27	21.27	30.84	16	35	5.53	8.90	8.19
Cu	16.69	36.35	20.22	30.3	56.57	33.90	47.66	60	145	7.78	5.14	11.20
Zn	55.22	100.12	149.97	70.2	139.93	52.51	65.21	40	55	70.84	119.73	108.20
Pb	23.01	68.07	33.02	14.7	41.26	39.37	23.98	25	20	18.84	27.68	38.40
Ga	26.60	21.55	24.60	27.4	25.00	14.28	17.66	16	19	24.87	24.78	23.80
Nb	13.36	16.49	33.65	24.3	15.99	17.06	33.94			43.32	38.86	25.75
La	52.51	57.36	56.27	52.64	56.96	40.09	52.82	48.61	49.73	63.56	44.38	59.79
Ce	110.89	102.14	123.38	101.05	102.49	68.54	88.20	73.78	86.57	119.55	92.51	106.94
Pr	11.29	11.38	13.03	10.19	11.57	7.36	10.74	6.98	9.10	14.67	12.55	12.66
Nd	41.89	44.33	51.96	37.01	45.73	26.63	38.67	23.16	34.04	49.88	46.18	42.73
Sm	7.04	7.88	9.35	5.98	6.88	4.42	6.65	3.58	6.01	11.19	10.60	8.87
Eu	1.76	1.94	1.96	1.51	1.49	1.29	1.56	0.94	1.62	0.69	0.93	0.85
Gd	5.36	6.85	7.28	4.26	5.80	3.09	4.75	2.93	5.42	10.68	9.74	8.04
Tb	0.73	1.41	1.08	0.59	0.96	0.30	0.52	0.03	0.71	2.45	2.25	1.89
Dy	3.99	4.66	5.46	2.66	3.55	1.84	3.24	2.12	4.27	13.29	12.07	10.20
Ho	0.74	0.93	1.01	0.47	0.41	0.55	0.84	0.38	0.77	3.17	2.87	2.45
Er	2.05	2.33	3.31	1.31	1.61	0.64	1.29	1.10	3.29	7.44	7.25	6.21
Yb	1.77	2.21	2.52	1.13	1.39	1.22	2.10	0.99	1.88	9.15	9.30	8.08
Lu	0.25	0.31	0.37	0.17	0.20	0.16	0.28	0.15	0.28	1.25	1.32	11.48
Y	19.55	21.66	26.62	12.33	16.38	11.04	19.01			76.94	74.82	62.53
ΣREE	260.09	266.21	304.91	231.47	255.63	167.31	230.91	165.02	210.55	385.09	327.95	343.74
LREE/HREE	6.49	5.54	5.33	9.02	7.38	7.83	6.16	19.21	12.25	2.07	1.71	2.07
Eu/Eu*	0.85	0.80	0.71	0.88	0.71	1.02	0.82	0.87	0.95	0.19	0.28	0.31

1. 石英二长岩; 4. 斑状二长花岗岩; 6. 石英闪长斑岩; 8. 斑状花岗闪长岩; 10. 花岗岩; 2, 3, 5, 7, 9, 11, 12. 自碎包体

* 据陶维松等(1985年)。

型花岗岩由于岩浆富氟, 稀土元素可与氟形成稳定络合物残留在熔浆中, 故在演化的晚期富集^①。从而证明包体结晶早于主体岩石。包体与主体岩石 LREE/HREE 和 Eu/Eu* 的微小差异则是由岩石中铁镁矿物和长石总量所决定, 铁镁矿物含量高、长石总量低, LREE/HREE 和 Eu/Eu* 就偏小, 反之则偏大^[1]。

① 江苏省地矿局中心实验室, 1987年, 苏州西部地区岩浆岩基本特征与多金属成矿关系研究报告。

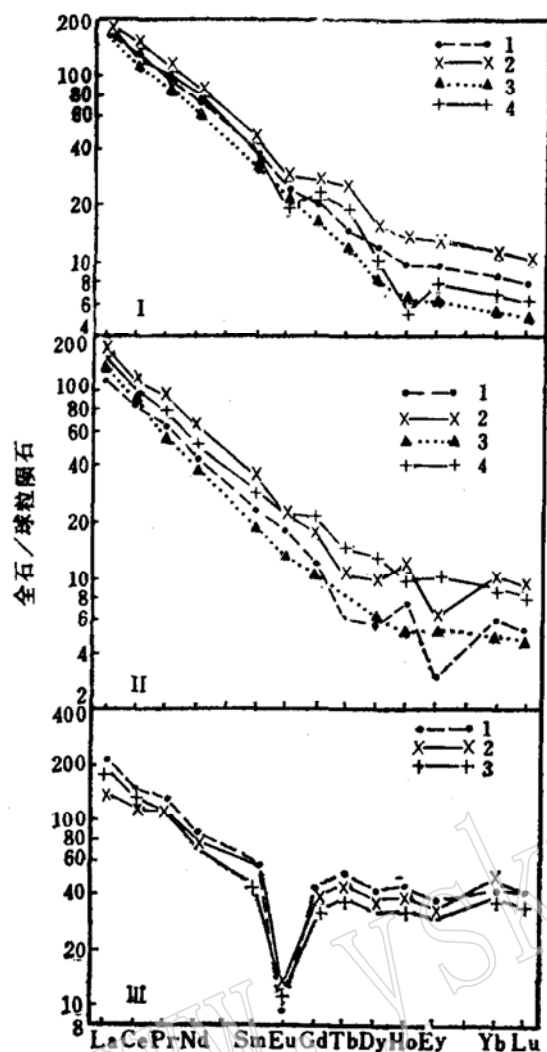


图5 自碎包体与主体岩石稀土元素球粒陨石标准化模式图

Fig. 5 Diagram of chondrite normalized REE Patterns for autoclastic inclusions and host rocks

I. 东海地区: 1和2为桃林岩体中主体岩石和自碎包体, 3和4为班状岩体中主体岩石和自碎包体;
II. 宁镇地区: 1和2为高资岩体的主体岩石和自碎包体; 3和4为石马岩体的主体岩石和自碎包体;
III. 苏州地区: 1. 花岗岩; 2. 自碎包体; 3. 自碎包体

根据包体与主体岩石在岩石学、岩石化学、微量元素、稀土元素特征的相似性, 可认为他们是同一岩浆来源的产物。

四、包体的成因

包体中针状磷灰石极为发育, 常呈束状、放射状集合体。单晶长和宽比值一般为20:1—30:1, 部分大于40:1 (照片2.)。而主体花岗岩类岩石中的磷灰石都是短柱状, 其长和宽比值不超过5:1。据P. J. Wyllie等 (1962) 磷灰石结晶习性的实验表明, 在快速冷却结晶条件下, 形成平行c轴延长的针状磷灰石, 其长达0.30mm, 宽一般不大于0.02mm, 长和宽比值可达20:1^[2]。迅速冷却结晶的喷出岩, 特别是在玄武岩中磷灰石总是长柱状或针状, 长宽比值有时可达100:1, 而在变质岩和深成相侵入岩中从未见有针状磷灰石。故根据包体中极发育的针状磷灰石和矿物结晶粒度明显细于主体岩石 (表1), 可以确认包体是快速冷却结晶的产物。

包体主要分布在岩体的边部, 但其成分与围岩有明显差异。苏州花岗岩和包体的稀土配分型式均为“V”型水平展布, $(La/Yb)_N$ 分别为3.78和4.01; 而围岩泥盆系至三叠系碎屑岩 $(La/Yb)_N=6.29-14.25$, 则属轻稀土富集型。东海地区变质岩 $(La/Yb)_N=12.15$, 强负Eu异常 ($Eu/Eu^*=0.44$), 均明显不同于主体岩石和包体, 表明包体不是围岩捕虏

体。

本文两类不同成因花岗岩中包体的矿物组成、矿物化学、岩石化学、微量元素、稀土元素和氧同位素特征都与主体岩石类似,而且在区域上亦没有发现成分类似的其它火成岩体,故难以解释它们是早期火成岩的捕虏体。

花岗质岩浆中的析离体是岩浆中的不混溶体在缓慢冷却条件下结晶而成^[3]。由于表面张力,岩浆中密度不同的那些不混溶体总是趋向于形成球状体。但包体多呈不规则状,并有一定程度的重熔,含有大量针状磷灰石。这些事实均足以说明包体不是岩浆析离体。

包体中未见有斜方辉石、橄榄石等深源矿物,而且又已证明是快速冷却结晶的产物,因而也排除了深源包体的可能性。

由于包体的研究对解释花岗岩的成因具有极重要的意义,近年来为许多国内外学者所关注。国外学者通常将本区这种不规则的浑圆状、结晶粒度细小、具典型火成岩结构、无任何变质现象类型的包体称为微晶粒状包体。较流行的成因观点有四种^[4]: 1. 冷凝形成的岩体边缘相碎块 (Didier, 1973), 2. 源岩残留体 (White等, 1977; Griffin等, 1978), 3. 岩浆房底部富铁镁矿物堆积体 (Palm, 1957), 4. 基性岩浆和原生长英质岩浆不完全混合的产物 (Cantagrel等, 1982; Reid, 1982)。本区的包体具有: 分布在岩体边部, 成分与主体岩石一致, 快速冷却结晶这三个显著特征。源岩残留体和堆积体虽是同源产物, 但不具快速冷却的特征。炽热的基性岩浆遇较冷的长英质岩浆冷凝可形成细粒、富针状磷灰石的包体, 但包体的成分受二种岩浆混合比例的控制, 成分变化较大, 不可能与主体岩石完全一致, 而且区内亦没有见到二种不同岩浆混合的现象。因此只有快速冷却形成的岩体边缘相岩石才同时具有上述三个特征。

岩体边缘相略富铁镁矿物, 则是岩体内部和边部冷却速率的差异所造成。据M. T. Naney等 (1980) 含Fe、Mg组分的Ab-Or-An-SiO₂-H₂O的实验研究, 在过冷却条件下, 由于Fe、Mg组分的加入, 引起熔浆中Si-O格架的断裂, 促使链状和层状硅酸盐更迅速的成核结晶, 从而阻止或延缓了架状硅酸盐的晶出。由于花岗岩类岩体边部冷却较快, 使大量的铁镁矿物优先在岩体的边部晶出, 造成边缘相富铁镁矿物^[5]。

我们认为, 区内花岗岩类岩体中的包体是岩浆侵位过程中, 岩体边部冷却较快, 而内部仍处于高温熔融态, 由于岩浆的脉动上侵挤碎了侵入体边缘相富铁镁矿物的岩石, 这些混在岩浆中的碎块与岩浆发生不完全的重熔反应, 形成目前所见的包体。故称之为自碎包体, 它具有特殊的成因意义。自碎包体的大量出现说明花岗岩类岩体的定位较浅, 且后期风化剥蚀程度较弱。

东海、宁镇和苏州地区某些花岗岩类岩体边部广泛分布的包体是岩浆脉动上侵时被挤碎的、快速冷却和富铁镁矿物的边缘相岩石, 经受了岩浆不同程度重熔而形成的自碎包体。

野外工作期间曾得到朱立华和徐安中工程师及有关同志的大力帮助, 承蒙季寿元教授审阅全文并提出宝贵意见, 在此一并表示衷心的感谢。

参 考 文 献

- [1] Hanson, G. N., 1987, The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition, *Earth and planetary science letters*, 38, 1, 26-43.
- [2] Wyllie, P. J., Cox, K. G., Biggar, G. M., 1962, The habit of apatite in synthetic system and igneous rocks, *Journal. Petrology.*, 3, 2, 238-243.
- [3] Phillips, W. J., 1973, Interpretation of crystalline spheroidal structures in igneous rocks, *Lithos.*, 6, 3, 235-244.
- [4] 迪迪埃, 1984, 花岗质岩石中的包体问题, 关于其成因新见解的评述, 南京国际花岗岩地质与成矿关系学术讨论会论文集, 江苏科学技术出版社, 第91—96页。
- [5] Naney, M. T., Swanson, S. E., 1980, The effect of Fe and Mg on crystallization in granitic systems, *Am. Mineral.*, 65, 7-8, 639-653.

The Autoclastic Inclusions in Some Granitoid Masses in Jiangsu

Wang Jianming Li Kangqiang Yang Nianqiang

(The Central Laboratory of the Bureau of Geology and Mineral Resources of
Jiangsu Province)

Key Words: granitoid; autoclastic inclusions; comagmatic; quenching crystallization; fragment of marginal facies

Abstract

There are several granitic bodies of two different genetic types occurred in Donghai, Nanjing-Zhenjiang as well as Suzhou areas, Jiangsu Province. At the marginal and topmost parts of these bodies there are plenty of greyish black to dark green inclusions with very irregular shapes and disparate sizes throughout the whole rock mass. Inasmuch as they contain more mafic minerals than the relevant host rocks, they usually show darker. But the mineral assemblage, petrochemical and geochemical characteristics of them are very close to these of the hosts, thus they were considered as comagmatic derivatives. The mineral grain sizes in the inclusions are usually much smaller than those in the hosts. They also carry numerous acicular crystals of apatites ($L/W > 20$) which were thought to be the precipitates under the quenching condition. Besides these, they also show some corrosion phenomena. Based upon the facts mentioned above, these kinds of inclusion could attributes neither to xenoliths of early formed magmatic rocks or sedimentary rocks, nor to sehlireus or deep mantle source inclusions. This is possible of ascribing them to autoclastic inclusions formed originally as a marginal facies enriched mafite and later on frag-

mented and corroded by the successive magmatic pulsation.

www.yskw.ac.cn



照片1. 宁镇地区花岗岩类岩体中自碎包体的
粒状结构
正交偏光, $\times 40$, T-9包



照片2. 苏州晶洞花岗岩体中自碎包体的针
状磷灰石
单偏光, $\times 400$, S23-2B