

浙江桐庐自碎二长花岗斑岩 的特征和成因*

王德滋 周金城 刘昌实 陈克荣
周新民 薛纪越 楚雪君 曾加湖

(南京大学地质系)

在中国东部的中生代断陷盆地中经常有大量次火山花岗斑岩类与陆相的中酸性火山岩共生^[1], 有时并与浅成侵入体共同构成火山侵入杂岩。其中有些次火山花岗斑岩的产状和结构比较特殊, 对其成因有过长时间的激烈争论。确切地了解这些次火山花岗斑岩的特征, 弄清它的形成机理是火山岩地区岩石学、基础地质及找矿工作中亟待解决的重要课题。浙江桐庐的自碎二长花岗斑岩就是这样一种次火山花岗斑岩。

浙江桐庐中晚侏罗世断陷盆地位于浙西的钱塘江海西一印支拗陷的杭州复向斜内(图1)。在该断陷盆地的盆边, 奥陶系一二叠系地层均有不同程度的发育, 缺少三叠系地层, 盆地内上侏罗统火山岩可分为二个组, 分别相当于二个喷发旋迴。劳村组(J₁)中的火山岩是第一喷发旋迴的产物, 零星出露于盆地的西北缘和南缘。盆地中火山侵入杂岩的主体是第二喷发—侵入旋迴的产物, 该旋迴的岩浆作用可分为三个阶段。第一阶段形成流纹质的火山岩, 如流纹质的晶屑玻屑凝灰岩, 流纹质玻屑熔结凝灰岩, 流纹质晶屑熔结凝灰岩, 流纹质泡沫熔岩和集块岩

等, 它们在层位上属黄尖组(J₂)的下部, 主要沿盆地西北侧的(潘畈—阳圩—郑城)断裂和盆地东南侧的(谢田—横栗树)断裂分布。第二阶段初期形成流纹英安质的火山岩, 如流纹英安质的晶屑熔结凝灰岩, 流纹英安质的晶屑凝灰熔岩及泡沫熔岩等, 它们在层位上属于黄尖组的上部, 靠盆地内侧分布。第二阶段后期形成产状奇特的各种次火山岩, 如沿边界断裂侵入的次二长花岗斑岩, 侵入在前侏罗系地层中的流纹英安质晶屑强熔结凝灰岩、隐爆凝灰角砾岩, 还有本文要重点讨论的自碎二长花岗斑岩等。第三阶段, 除沿盆地东北缘的分水江断裂形成少量石英粗安斑岩等次火山岩外, 主要则在火山岩盖层下形成由石英二长闪长岩, 石英二长岩, 石英二长斑岩及二长花岗斑岩组成的浅成侵入体。在火山盖层被剥蚀以后, 从盆地外缘向盆地内, 黄尖组火山岩, 自碎二长斑岩及浅成侵入体三者构成三重“圈层构造”(图1)。

* 本文是徐克勤教授选题的, 并承蒙孙肅教授阅读全文, 提出宝贵意见。在工作中得到了二机部三所、浙江省地质局实验室、江苏省地质局实验室及我系实验室的大力支持和帮助。参加本文工作的还有刘成德等八位同学。图件由我系郑意春同志清绘、地理系翻拍, 谨此特致谢忱。

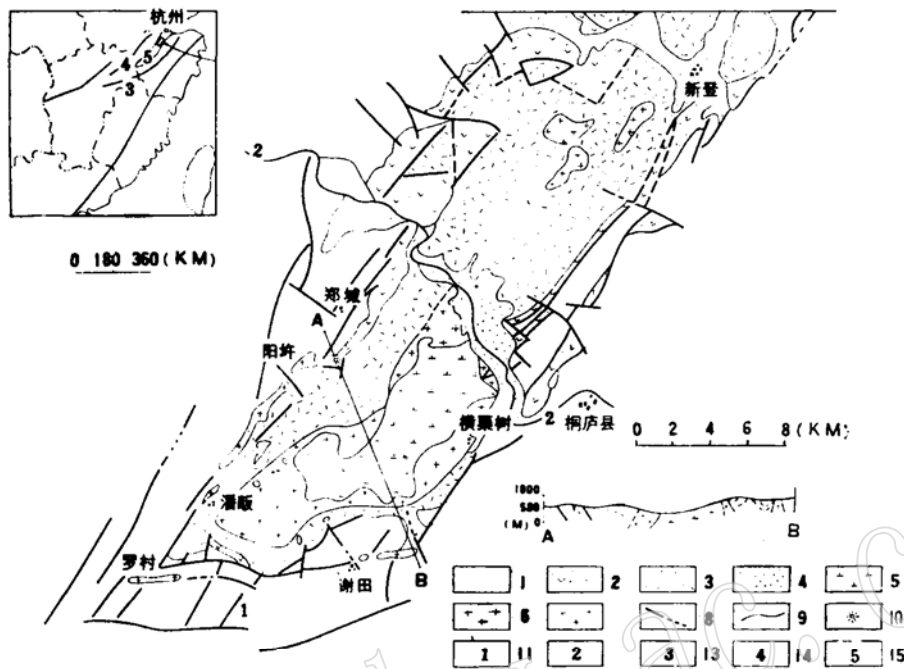


图 1 桐庐（新登）火山岩盆地地质图

1—前侏罗系地层；2—劳村组（J₁）；3—黄尖组（J₂）；4—第四系；5—浅成岩体；6—自碎二长花岗斑岩；7—次二长花岗斑岩；8—断裂与推测断裂；9—地质界线；10—火山口；11—方家—饶岭坑背斜核部断裂；12—分水江；13—江山—绍兴深大断裂；14—皖浙赣边界深大断裂；15—钱塘江海西—印支拗陷。

（补注：图中图例编号缺 7、12，请读者注意。）

桐庐火山岩盆地中的自碎二长花岗斑岩因其结构、产状特殊，对它的成因有过长时间的争论。开始把它看成浅成岩体的边缘相，后来又有人把它划入火山岩系中，所以争论的实质是如何对火山侵入杂岩进行岩相划分的问题，自碎二长花岗斑岩具下列特征。

1. 化学成分 自碎二长花岗斑岩与其外围的流纹英安质火山岩的化学成分几乎相同（表1）。

2. 产状 自碎二长花岗斑岩的产状较特殊，其主体围绕盆地底部中央的断裂（方家—饶岭坑背斜核部断裂）分布，构成“圈层构造”的中间层，与其外围的流纹英安质火山岩如流纹英安质泡沫熔岩、流纹英安质

晶屑凝灰熔岩及流纹英安质晶屑强熔结凝灰岩呈渐变关系。当露头的颜色由黑色逐渐变成浅灰色和浅肉红色时，流纹英安质火山岩就过渡为自碎二长花岗斑岩，所以两者虽然呈渐变关系，但仍然存在着明确的界线。在盆地南缘，自碎二长花岗斑岩呈岩刃状侵入在边界断裂中，与北缘的流纹英安质火山岩亦呈逐渐的过渡关系。处于“圈层构造”中心部位的浅成侵入体侵入在自碎二长花岗斑岩中。总之，在该盆地中自碎二长花岗斑岩的产出形式兼有沿断裂侵入和与火山岩呈逐渐过渡这两种特点。

3. 结构 自碎二长花岗斑岩貌似花岗斑岩，但具碎斑结构。其中矿物的破碎程度小于相应的流纹英安质火山岩（表1）。自碎二长花岗斑岩的基质结构与流纹英安质火山岩亦呈渐变关系。在靠近火山岩的地方呈显

自碎二长花岗斑岩与流纹英安质火山岩的对比 表 1

项 目	岩 石	流纹英安 质火山岩	自 碎 二 长 花 岗 斑 岩		
			对 比	特 征 简 述	
平均 化学 成分	SiO ₂	67.98	67.99	化学成分与流纹英安质火山 岩几乎相同	
	Al ₂ O ₃	14.80	14.74		
	CaO	2.23	2.31		
	Na ₂ O	3.55	3.56		
	K ₂ O	4.22	4.32		
斑 晶	破碎度*	91.8—96.8	74.3—85.0	破碎度小	
	斜长石有序率	0—25	30—45	斜长石有序率偏高	
	钾 长 石	珠边	无	有	超浅成相特征 除了透长石, 还有高温正长石 具低三斜度 单斜有序度高 进入三斜有序化过程 更接近正长石 有序度高 红外有序度高
		-2v	32°—36°	34°—54°	
		Δ	—	0.2—0.3	
		∂M	0.89—0.93	0.90—0.98	
		∂T	0	0.05—0.25	
		∂'	-0.62	-0.28—(-0.62)	
		t ₁ (o) + t ₁ (m)	0.63	0.63—0.69	
	θ	0.35	0.45—0.60		
黑 云 母	MgO	5.61	4.81	结晶温度较低	
	$\frac{Fe \times 100}{Mg + Fe}$	64.3	69.4		
角 闪 石	Al ^{IV}	0.625	0.905	结晶时压力较高	
	Al ₂ O ₃	7.49	8.19		
基 质 (或胶结物)	结 构	塑 变 霏细状	他形粒状 粒 晶 显微嵌晶 显微花岗	具浅成岩特点, 与流纹英安质 火山岩呈逐渐过渡	
	黑云母	无	1.9%	越浅成环境中结晶	
	普通角闪石	无	0.1%		
	磁铁矿	很多	少	氧化程度低	
标 本		黑色	浅肉红色 浅灰色	貌似花岗斑岩	
成 岩 温 度		890℃	780℃	成岩温度低于火山岩	
产 状		黄尖组上部	圈层构造的中 间层	沿盆底中央断裂分布, 或呈岩 刃状侵入在边界断裂中。与 流纹英安质火山岩间呈渐变 关系	

* 破碎度 = [晶屑 / (晶屑 + 斑晶)] × 100%, 系笔者试用。

微他形粒状结构, 远离火山岩逐渐成为显微粒晶结构。在显微粒晶结构中, 石英较自形, 晶面平直而限制了碱性长石的形态。当

基质中有较自形的斜长石结晶时, 局部演变为显微花岗结构。上述结构都是酸性熔浆在浅成超浅成环境中结晶时经常出现的结构。

应特别提示的是, 在自碎二长花岗斑岩的钾长石晶屑周围发育了一种特征的“珠边”^{*}, 即钾长石晶屑周围有粒状石英呈珠状嵌布(图2), 该“珠边”中的钾长石与钾长石晶屑本身光性方位一致, 但“珠边”中嵌布的石英的光性方位则各不相同。它和一般的与钾长石呈文象状交生的石英不同之处在于它没有规则的几何形态。另外, 在珠边中靠近钾长石主晶一侧的石英颗粒较细, 靠近基质一侧石英较粗, 这种粗细的变化很有规律, 未见有例外。在相应的流纹英安质火山岩中同样的钾长石的边缘, 尚未见到有“珠边”发育, 因此, 钾长石的“珠边”可以作为划分岩相的重要依据。当火山岩的基质变粗, 岩石的颜色变浅时, 亦即慢慢相变为自碎二长花岗

斑岩时, 钾长石就开始发育珠边, 而且随着

* 系笔者试用的术语

自碎二长花岗斑岩的基质变粗（基质中钾长石粒径0.03—0.13毫米），钾长石的“珠边”亦变宽（0.04—0.19毫米），珠边中嵌布的石英亦越粗（0.008—0.04毫米）。



图 2 自碎二长花岗斑岩中钾长石晶屑及其“珠边”
(上下偏光以70°相交)

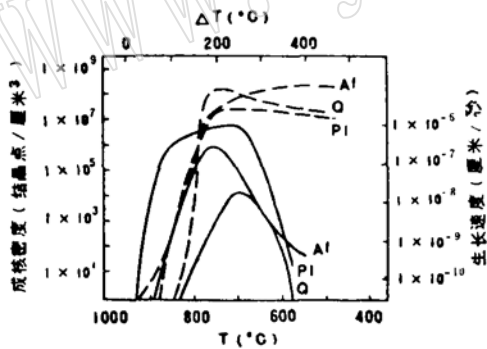


图 3 作为过冷的函数的成核密度和晶体生长速度曲线 (8Kb)

合成花岗岩，加 H_2O 3.5% (重量)。

实线示生长速度；虚线示成核密度* (仿 S. E. Swanson, 1977) (* 2Kb 时曲线形态几乎没有变化，虽则曲线所代表的绝对值不同。)

这种“珠边”的形成可以用斯万松 (S. E. Swanson)^[7] 的成核密度和晶体生长速度图进行较为合理的解释 (图3)。酸性岩浆冷

凝过程中形成什么结构决定于“过冷量” (amount of undercooling) $\Delta T^{(4),(7)}$ ，而 $\Delta T = T_{液} - T_{生长}$ 。自碎二长花岗斑岩中的钾长石“珠边”实质上是地内斑晶进入超浅成环境时适应物理化学条件的变化结晶出来的“过渡产物”。钾长石“珠边”的形成和自碎二长花岗斑岩基质的结晶是岩浆在超浅成环境下分离结晶作用的两个阶段。第一阶段，岩浆从岩浆房中快速运移到近地表，岩浆温度相应增高。在岩浆房的较低温度中结晶的地内斑晶对于超浅成环境下的高温岩浆来说相对“较冷”。因此在高温岩浆与地内来的“较冷”晶体（或炸碎的晶屑）之间存在一个“过冷边”，越靠近钾长石晶体，过冷程度越大，因而在“过冷边”中存在着“过冷梯度”，经二长温度计估算，这种地内钾长石斑晶的结晶温度在780°左右。图3中的液相线温度在950°，钾长石周围岩浆中的“过冷量”达170°左右。由图3得，这时石英成核密度 9×10^7 结晶点/cm³，而碱性长石的成核密度是 1×10^7 结晶点/cm³，前者超过后者接近一个数量级。但这时碱性长石的生长速度 (3×10^{-7} 厘米/秒)，大大超过石英的生长速度 (2.5×10^{-9} 厘米/秒)，相差两个数量级。这样，从岩浆中析出的碱性长石组分围绕钾长石边仍能迅速生长，石英虽生长慢，却能较快地成核，便在钾长石边缘呈粒状分布，从而构成“珠边”。在“珠边”内，靠近晶屑边缘过冷量大，形成的石英颗粒细，靠近基质一边过冷量较小，结晶出的石英颗粒较粗，两者逐渐过渡，最后与基质中石英一样粗，这时过冷现象消失，进入超浅成环境的第二结晶阶段—基质结晶阶段，总之，自碎二长花岗斑岩基质的显微粒晶结构，显微花岗结构及钾长石晶屑所特有的“珠边”都是这种岩石在超浅成环境中结晶的岩相标志。

4. 矿物 自碎二长花岗斑岩的斑晶和

晶屑主要由斜长石、钾长石、黑云母、普通角闪石和石英组成

石英 晶形破碎，为基质及胶结物强烈熔蚀，并出现 β 石英的假象。

黑云母及普通角闪石 黑云母解理弯曲，有时具不宽的暗化边。普通角闪石的 $-2V=62^\circ$ ， $CANg=17^\circ$ （在相应的流纹英安质火山岩的普通角闪石中， $-2V=62^\circ$ ， $CANg=14^\circ$ ）。岩石基质中常现细小的黑云母和普通角闪石（但磁铁矿很少）。据表 2 所列，把自碎二长花岗斑岩与流纹英安质火山岩中的黑云母化学成分进行比较，就 $MgO\%$

共存的黑云母和普通角闪石的

化学成分及其计算⁽³⁾ 表 2

样品号 ⁽¹⁾	N 236 b		N 003 b ⁻²		N 055 Bb		
	黑云母	角闪石	黑云母	角闪石	黑云母	角闪石	
化 学 成 分	SiO ₂	40.68	45.01	37.07	43.49	32.63	44.23
	Al ₂ O ₃	13.50	7.49	11.33	8.19	13.07	16.10
	TiO ₂	2.85	1.54	4.82	1.15	4.72	—
	FeO	18.03	15.21	19.48	16.71	28.35	22.60
	MgO	5.61	5.21	4.81	5.01	3.36	2.25
	MnO	0.44	0.78	0.49	0.41	0.38	0.88
	CaO	0.29	11.15	0.15	11.87	0.81	8.60
	Na ₂ O	0.42	1.47	0.24	2.62	0.02	2.30
	K ₂ O	9.34	1.31	12.32	1.21	14.14	0.33
	(2)	Si	6.393	7.348	6.108	7.095	5.343
Al ^{IV}		1.607	0.625	1.892	0.905	2.523	1.289
Al ^{VI}		0.894	0.788	0.308	0.669	—	1.590
Ti ^{IV}		}0.336	}0.19	}0.597	}0.140	0.134	0.417
Ti ^{VI}						0.134	
Fe		2.369	2.075	2.684	2.279	3.881	2.867
Mg		1.315	1.267	1.181	1.219	0.820	0.509
Mn		0.059	1.107	0.068	0.056	0.042	0.114
Ca		0.048	1.95	0.026	2.074	0.143	1.398
Na		0.127	0.465	0.075	0.827	0.003	0.677
K		1.872	0.273	2.588	0.251	1.497	0.064
$\frac{Fe \times 100}{Fe + Mg} \%$	64.3	62.1	69.4	65.2	82.6	84.9	

- 注：(1) 矿物所在岩石名称：
N 236 b—流纹英安质泡沫熔岩；N003 b⁻²—自碎二长花岗斑岩；N055 Bb—石英二长岩。
(2) 黑云母阳离子数按 22(○) 计算；普通角闪石阳离子数按 23(○) 计算。
(3) 二机部三所分析。

的含量看，前者低(4.81)，后者高(5.61)，

就 $\frac{Fe \times 100}{Fe + Mg}$ 比值看，前者高(69.4)，后者

低(64.3)，这说明自碎二长花岗斑岩成岩温度低于相应的流纹英安质火山岩（经二长温度计估算，有碎二长花岗斑岩成岩温度在 780℃，流纹英安质泡沫熔岩成岩温度在 890℃左右）。再把它们的普通角闪石的化学成分进行比较，在自碎二长花岗斑岩的普通角闪石中， $Al_2O_3\% = 8.19$ ， $Al^{IV} = 0.905$ ，在流纹英安质泡沫熔岩的普通角闪石中 $Al_2O_3\% = 7.49$ ， $Al^{IV} = 0.625$ ，前者均大于后者。这说明自碎二长花岗斑岩成岩时的压力要大于相应的火山岩^{(4),(6)}。

斜长石 盆地中各类岩石的斜长石的弗氏台测定结果列于表 3。把测定的 $\perp(010)ANp$ 、 $\perp(010)ANm$ 投影在诺勃尔 (D. C. Noble) 斜长石鉴定图 (图 4) 上，得到斜长石成分 An 和有序率 S 。除个别颗粒外，每类岩石斜长石测定结果都有一相对集中范围：火山岩中的斜长石 $S = 0-25$ ，属高温型，自碎二长花岗斑岩中斜长石 S 集中在 30-45，接近高温型。火山盖层下部的浅成侵入体中斜长石有序度 S 集中在 35-70。属中等过渡型有序度。以上测定表明，自碎二长花岗斑岩中斜长石的有序度大于火山岩而小于浅成侵入体，其构造状态处于两者之间。

钾长石 为了阐述自碎二长花岗斑岩中钾长石的特征，必须涉及火山杂岩中其他岩石里的钾长石。在桐庐火山侵入杂岩中，各种岩石里钾长石的构造状态灵敏地随着岩相的变化而变化。钾长石的化学测定表明 (表 4)，火山岩中钾长石 $-2V = 32^\circ - 42^\circ$ ，属低透长石，单斜有序度 $\delta_M \left[= \frac{63^\circ + (-2V)}{107^\circ} \right] = 0.89-0.98$ ，在 $-2V$ 对有序度的标绘图上 (图 5)，投影点位于左上方，边界断裂中的

各类岩石中斜长石成分及有序率

表 3

样品号	岩石名称	岩相	斜长石成分及有序率				
			$\perp(010)\Delta N_p$	$\perp(010)\Delta N_m$	An	S	S 集中区
A-38	流纹质晶屑凝灰熔岩	火山岩	86°	87°	15	25	0—25
N005b ⁻¹	流纹质晶屑强熔结凝灰岩	火山岩	86°	80°	20	0	
b-07	流纹英安质晶屑强熔结凝灰岩	火山岩	87°	77°	23	0	
A-02	流纹英安质晶屑凝灰熔岩	火山岩	86°	83°	18	20	
N048-db	流纹英安质泡沫熔岩	火山岩	87°	61°	42	0	
N048b ⁻¹	流纹英安质泡沫熔岩	火山岩	88°	76°	24	30	
N045b	流纹英安质晶屑强熔结凝灰岩	火山岩	85°	67°	42	75	
A-32	自碎二长花岗斑岩	次火山岩	76°	61°	54	30	
A-49	自碎二长花岗斑岩	次火山岩	88°	66°	36	30	
N004b	自碎二长花岗斑岩	次火山岩	86°	64°	42	40	
N044Bb ⁻²	自碎二长花岗斑岩	次火山岩	88°	77°	23	40	30—45
N003b ⁻²	自碎二长花岗斑岩	次火山岩	88°	78°	22	45	
N011b ⁻²	自碎二长花岗斑岩	次火山岩	86°	61°	43	0	
N012b ⁻²	自碎二长花岗斑岩	次火山岩	90°	71°	30	40	
N021b ⁻³	自碎二长花岗斑岩	次火山岩	88°	68°	38	50	
A-37-2	自碎二长花岗斑岩	次火山岩	89°	76°	24	40	
A-25	石英二长岩	浅成岩	82°	64°	47	70	
N210Bb ⁻³	石英二长岩	浅成岩	83°	62°	46	25	
N235	石英二长岩	浅成岩	86°	65°	41	50	
N041Bb ⁻⁴	石英二长岩	浅成岩	86°	66°	41	60	
N012b	石英二长岩	浅成岩	87°	65°	40	35	
S 67db	石英二长闪长岩	浅成岩	80°	63°	49	60	
S 62b ⁻²	石英二长闪长岩	浅成岩	84°	61°	45	20	

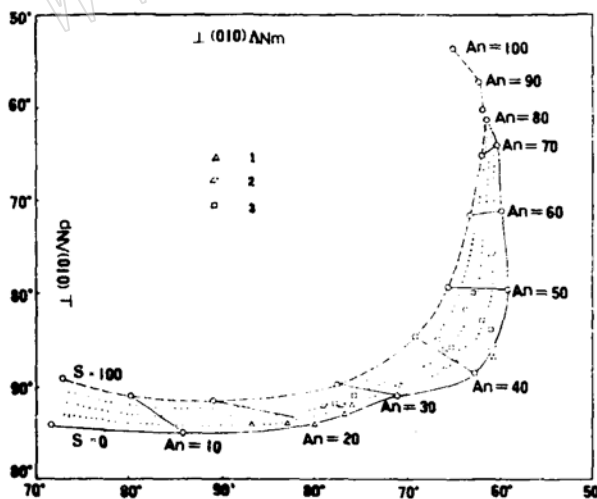


图 4 斜长石成分和热状态 (仿 D. C. Noble)

1—火山岩; 2—自碎二长花岗斑岩; 3—浅成岩体。

次二长花岗斑岩里的钾长石大多数仍是低透

长石, $-2V=38^\circ-44^\circ$, 单斜有序度高, $\delta_M=0.94-1.0$ 。个别颗粒达 $-2V=46^\circ$, 进入三斜有序化过程, 三斜有序度 $\delta_T\left(\frac{-2V-44^\circ}{40^\circ}\right)=0.05$, 在图

5 上的投影点位于火山岩的右下方。在次火山岩流纹英安质晶屑强熔结凝灰岩中, 钾长石都是高正长石, $-2V=47^\circ-48^\circ$, 属三斜有序的范围, 三斜度 $\Delta=0.19-0.22$, 三斜有序度 $\delta_T=0.05-0.1$, 投影点在次二长花岗斑岩的右下方。在浅成的石英二长闪长岩中, 个别为透长石, $-2V=44^\circ$, 主要的则为高正长石, 有的可达 $-2V=56^\circ$ 。三斜度较大, $\Delta=0.22-0.33$, 有序度从 $\delta_M=1.00$ 到 $\delta_T=0.30$, 投影区位于图的右下方。

各类岩石中钾长石的光学数据 表 4

样品号	颗粒	岩石定名	产状	钾长石光学数据					
				-2V	$N_{g\perp}(001)$	$N_{g\perp}(001)$	Δ	δ_M	δ_T
N009	1	流纹质含岩屑	火山岩	38°				0.94	
	2	晶屑熔结凝灰岩	火山岩	42°				0.98	
N204	1	流纹英安质晶	火山岩	36°				0.93	
	2			34°				0.90	
	3	屑强熔结凝灰岩	岩	32°				0.89	
	4			34°				0.90	
N007	1	次二长花岗斑岩	次火山岩	42°				0.98	
	2			38°				0.94	
	3			38°				0.94	
N015	1	次二长花闪斑岩	次火山岩	44°				1.0	0.0
	2			42°				0.98	
	3			46°	4°	88°	0.2-0.22		0.05
N019	1	流纹英安质晶屑强熔结凝灰岩	次火山岩	48°	4°		0.22		0.1
	2			47°	4°		0.22		0.075
	3			48°	4°		0.22		0.1
	4			48°		88°	0.20		0.1
N004	1	自碎二长花岗斑岩	次火山岩	42°				0.98	
	2			40°				0.96	
	3			50°		87°	0.3		0.15
N012	1	自碎二长花岗斑岩	次火山岩	34°				0.90	
	2			34°				0.90	
N222	1	自碎二长花岗斑岩	次火山岩	54°		87°	0.30		0.25
	2			47°		88°	0.20		0.075
	3			46°	4°		0.22		0.05
N202b ²	1	自碎二长花岗斑岩	次火山岩	52°					0.2
S61Db	1	石英二长闪长岩	浅成岩	46°			0.20		0.05
	2			56°			0.33		0.30
N001	1	石英二长闪长岩	浅成岩	44°				1.00	
	2			46°	4°		0.22		0.05
	3			50°		87°	0.3		0.15

以上各种岩石的钾长石在图 5 上的投影区沿着火山岩一边界断裂中的次二长花岗斑岩—次火山岩流纹英安质晶屑强熔结凝灰岩—浅成侵入岩石石英二长闪长岩这一次序从图的左上方转向图的右下方, 这个次序刚好是从火山岩经次火山岩到浅成岩由浅入深的次序。钾长石的 X 射线衍射和红外光谱分析结果反

映了与光学测定一样的变化趋势(表 5)。再看自碎二长花岗斑岩中钾长石的构造状态特征。在接近火山岩的、基质粒度较细的(其中石英平均粒径 0.03 毫米)自碎二长花岗斑岩中, 钾长石为透长石, $-2V=34^\circ$, $\delta_M=0.90$, 在图 5 上的投影点仅低于最高的火山岩。在离火山岩较远、基质粒度较粗(石英粒径 0.09—0.13 毫米)的自碎二长花岗斑岩中, 除 $-2V=40^\circ$ — 42° 的透长石外, 较多的是高正长石, $-2V=46^\circ$ — 54° , 三斜度及有序度变化范围均较大, $\Delta=0.2$ — 0.33 , $\delta_M=0.9$ — 1.00 , $\delta_T=0.05$ — 0.25 , 投影点在图 5 中偏右下方。因此, 自碎二长花岗斑岩中钾长石的构造状态兼有火山岩及次火山岩两者的特点, 把自碎二长花岗斑岩中每个剖面上测定的钾长石斑晶的 $-2V$ 值(115 个数据)标绘于地质图上, 可以构成 $-2V=40^\circ$ 及 $-2V=50^\circ$ 的两条等 $2V$ 线(图 6), 40° 的等 $2V$ 线靠近火山岩一侧, 50° 的等 $2V$ 线离火山岩较远。等 $2V$ 线的形态与野外圈定的自碎二长花岗斑岩与流纹英安质火山岩之间的岩性界线形态相似,

表 5

辉长石特性对比⁽¹⁾⁽²⁾⁽³⁾

样品号 ⁽¹⁾	光 性					x 射 线 衍 射 ⁽²⁾							红 外 光 谱 ⁽³⁾		
	-2v	$\perp(010)\Delta Ng \perp(001)\Delta Ng$	Δ	δ_w	δ_T	N ₁₀₀	2 θ_{040}	δ'	$t_1(\circ)$	$t_1(m)$	$t_2(\circ)$	$t_2(m)$	$\nu_2(cm^{-1})$	$\nu_1(cm^{-1})$	有序度 θ
N009	38°—42°			0.94— 0.98		1.5209— 1.5270	41.66	50.82	-0.47	0.33	0.17	0.17	543	641	0.4
N204	32°—36°			0.89— 0.93		1.5250— 1.5251	41.66	50.84	-0.62	0.315	0.185	0.185	542	639	0.35
N007	38°—42°			0.94— 0.98		1.5250— 1.5254							543	640	0.35
N015	42°—46°	4°	0.2— 0.22		0.05	1.5240— 1.5242	41.68	50.81	-0.33	0.34	0.16	0.16	541	641	0.5
N019	47°—48°	4°	0.22		0.075— 0.1	1.5249— 1.5250	41.67	50.79	-0.28	0.345	0.155	0.155	540	641	0.55
N004	40°—50°		0.3	0.96	0.15	1.5263	41.66	50.79	-0.33	0.34	0.16	0.16	541	640	0.45
N012	34°			0.90		1.5244— 1.5245	41.68	50.87	-0.62	0.315	0.185	0.185	539	641	0.60
N222	46°—54°	4°	0.22— 0.3		0.05— 0.25	1.5250— 1.5255	41.65	50.77	-0.28	0.345	0.165	0.155	541	642	0.55
N001	44°—56°	6°	0.33	1.00	0.30	1.5248— 1.5250	41.66	50.75	-0.13	$t_1(\circ) + t_1(m)$ 0.71			538	641	0.65

注：(1) 岩石名称及岩相同表 4；(2) 南大地质系 x 光室分析；(3) 江苏地质局实验室分析。

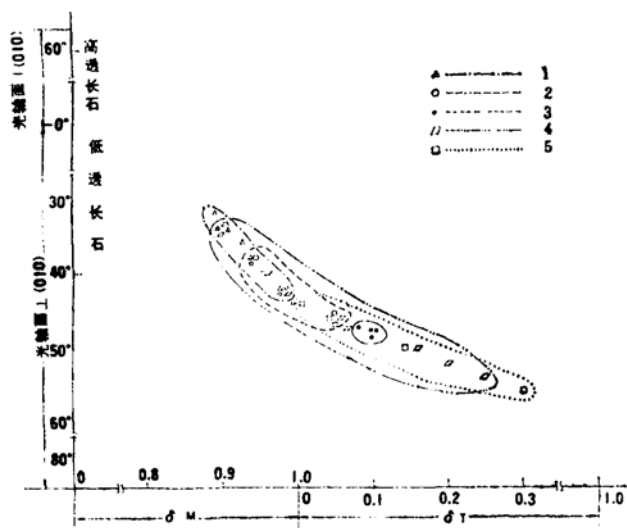


图 5 各类岩石中钾长石-2V 与有序度的关系 (仿马富林, 1962⁽⁹⁾)

- 1—火山岩及其分布范围；2—次二长花岗斑岩及其分布范围；
- 3—流纹英安质晶屑熔结凝灰岩(次火山岩)及其分布范围；
- 4—自碎二长花岗斑岩及其分布范围；5—石英二长闪长岩及其分布范围。



图 6 自碎二长花岗斑岩中等 2V 线

- 1—断裂；2—地质界线；3—等 2V 线；J₃l 劳村组；
- J₃h 黄尖组；J₃(c) 自碎二长花岗斑岩；δ₀(t) 浅成侵入体。

所以每条等 2V 线实质上是一条岩相变化线。钾长石的上述特征说明，自碎二长花岗斑岩与化学成分相同的流纹英安质火山岩相比较在岩相上处于较深的部位，而且岩相是由浅入深逐渐变化的。同时还可以看出，在产出

方式多种多样、岩相变化明显的中酸性火山侵入杂岩中，钾长石的最终构造状态主要决定于成岩的温度和岩浆冷凝的快慢这一主导因素。

三

综上所述，自碎二长花岗斑岩代表流纹英安质火山岩向深部过渡的产物，因此是一种次火山岩。自碎二长花岗斑岩的形成过程：

在第二喷发—侵入旋迴第二阶段初期，火山作用主要表现为流纹英安质岩浆的爆发和喷溢，含大量挥发组分的火山灰流和泡沫流迅速溢出地表。在该阶段后期，火口被堵塞，继续上涌的流纹英安质岩浆由于挥发分大量减少，爆发能力减弱，无力穿透火山盖层，而是稍稍顶起围岩，使火山岩盖层略微穹起，本身则在超浅成环境，

在基本封闭的条件下发生一定程度的隐爆，并逐渐结晶成自碎二长花岗斑岩。这样，流纹英安质岩浆在桐庐火山岩盆地中形成两个相，即火山岩相和次火山岩相，因为火山盖层略有穹起，所以当流纹英安质火山岩被剥蚀以后，中间的自碎二长花岗斑岩大量出露，并与剥蚀残余的流纹英安质火山岩呈逐渐过渡的关系，当然，流纹英安质火山岩亦可能作为侵出相产出，因为桐庐火山岩盆地剥蚀较深，中间的浅成岩体已大面积出露，侵出相的证据已无法找到，所以即使原来存在着侵出相，自碎二长花岗斑岩本身乃是处于侵出相下部较深部位，在喷发管道附近形成，沿着喷发管道分布的一种次火山岩。

这种具有自碎特征的次火山岩在我国东部中生代陆相火山岩区分布比较广泛，在华东和华南不少地方都有。据笔者分析，这种酸性次火山岩更多地发育在中心式火山机构的复合破火口或断陷盆地内的火山穹窿之中。

参 考 文 献

〔1〕 王德滋、周新民, 1982, 火山岩岩石学, 科学出版社。

〔2〕 刘高魁等, 1979, 长石的红外光谱及其在测定硅铝有序度上的应用, 地质地球化学, №11, p. 31—37。

〔3〕 洪大卫, 1978, 钾长石的有序—无序及其地质意义, 国外地质参考资料, 中国地质科学院, №9, p. 90—109。

〔4〕 Dunham, A. C., 1965, The nature and origin of the groundmass texture in felsites and granophre from Rnm Invernese-shise Geol Mag., Vol. 102, No. 1, p. 8—23。

〔5〕 Hisao Tanaka, 1975, Magnesium-iron distribution in coexisting biotite and hornblende from granitic rocks, J. Japan. Assoc. Min. Petrol.

Econ. Geol., 70, p. 118—124.

〔6〕 Sotoshi Kanisawa, 1975, Chemical composition of hornblendes of some Ryoke granites, Central Japan, J. Japan. Assoc. Min. Petrol. Econ. Geol., 70, p. 200—211。

〔7〕 Swanson, S. E., 1977, Relation of nucleation and crystalgrowth rate to the development of granitic texture, Am. Mineral., Vol. 62, p. 966—978。

〔8〕 Ragland, P. C., 1970, Composition and structural state of the potassic phase in perthites as related to petrogenesis of a granitic pluton, Lithos., Vol. 3, p. 167—189。

〔9〕 Марфунин, А. С., 1962, Полевые Шпаты-фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение, Изд. АН СССР. Москва。

The characteristics and the origin of the autoclastic monzonitic granite-porphyry, Tonglu, Zhejiang

Wang Dezi, Zhou Jincheng, Liu Changshi, Chen Kerong,
Zhou Xinmin, Xue Jiyue, Chu Xuejun, Zen Jiahu

Abstract

There is an autoclastic monzonitic granite-porphyry in the Tonglu volcanic basin of Zhejiang province. This rock has intruded into the boundary fault on the southern margin of the basin as an akmolith or stretches along the fault of central basin floor. There is a transitional relation between it and the outside rhyodacitic rocks with same chemical composition. This rock exhibits the mortar texture. In its matrix, the characteristic texture of acidic hypabyssal rocks is seen to be common. As an outstanding feature, the rock without exception shows the peculiar "pearlitic edge" grown around the margin of crystalloclastic potash feldspars and it may be taken as a texture sign indicated that this rock has been crystallized under superepizonal environment. The structural state of these potash feldspars possesses the character of both volcanic and subvolcanic rocks. The chemical compositions of biobite and hornblende state

(下转第 8 页)

www.yskw.ac.cn

(上接第24页)

clearly that the formation temperature of autoclastic monzonitic granite-porphry is lower than that of rhyodacitic volcanic rocks but formation pressure of the former is higher than the latter. Therefore it is a special variety of subvolcanic rock and was formed under the overlying strata of volcanic rocks or the extrusive phase and near the conduit of the magmas. This subvolcanic rock often occur in the composite caldere and in the volcanic dome inside the fault depression basin.