

试论凝灰熔岩——碎斑熔岩 ——花岗斑岩的成因联系

谢家莹 谢芳贵

(南京地质矿产研究所)

内提摘要 本文从岩相岩石学特征、地球化学演化,讨论了凝灰熔岩、碎斑熔岩、花岗斑岩三者之间的成因联系:它们是同源岩浆经分异结晶,形成岩浆房成分梯度和分带后,分别代表岩浆房从上到下不同部位成分岩浆依次侵位、在不同成岩条件下形成的一套岩石,可建立“三位一体”成岩模式。

关键词 凝灰熔岩, 碎斑熔岩; “三位一体”成因模式; 福建东部。

福建东部中生代火山岩系中,凝灰熔岩、碎斑熔岩、花岗斑岩大面积分布(图1)。它们的时空关系是紧密伴生、相继侵位,成分作规律性变化,反映出在成因上有着内在的联系。本文着重从岩相、岩石学和地球化学方面加以讨论。

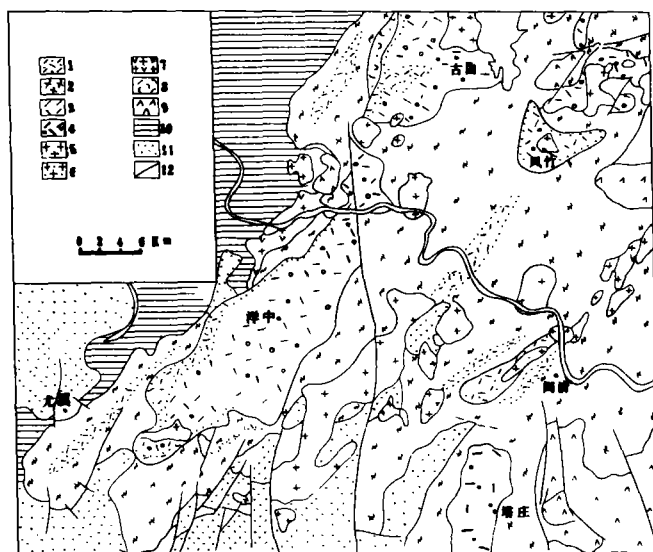


图1 福建尤溪——古田地区碎斑熔岩、凝灰熔岩岩相地质略图

Fig 1. Petrophase map of porphyroclastic lava and tufflava in Youxi Fujian

- 1-凝灰熔岩; 2-熔离熔结凝灰岩; 玻质碎斑熔岩; 3-玻质碎斑熔岩;
4-粒状碎斑熔岩; 5-花岗岩; 6-花岗斑岩; 7-石英闪长岩;
8-空落相岩石; 9-石帽山组; 10-前火山岩系; 11-长林组; 12-断层

一、区域火山地质概况

福建中生代大规模火山活动是从晚侏罗世开始到白垩纪结束,形成一套厚约数千米的火山岩地层,共分六个火山地层组,四个火山活动旋回。凝灰熔岩形成于I旋回,为南园组地层的一部分,呈面型分布,I旋回末期,第一期碎斑熔岩侵出和花岗斑岩侵入。第二期碎斑熔岩形成于III旋回末期*。

碎斑熔岩在溪尾、洋中、古田、凤竹、闽清、塔庄等地呈NE向展布,受NE向基底深断裂控制,与处于武夷山隆起东缘的政和——大埔断裂中段相吻合,陶奎元等认为:碎斑熔岩形成于一个火山活动旋回末期阶段,由于粘稠岩浆沿火山通道侵出形成,它的出现标志火山通道的存在。

二、岩相——岩石学特征

1. 凝灰熔岩——熔离熔结凝灰岩 在过去的火山岩研究工作中,本类岩石往往统称为凝灰熔岩或熔结凝灰岩,并把后者归入火山碎屑流成因。福建区调队张维权同志从中分出熔离熔结凝灰岩。我们研究表明:凝灰熔岩不是单一的地质体,它由边缘相具流动构造的熔离熔结凝灰岩和内部相玻质熔岩胶结的凝灰熔岩组成“二相一体”,互为渐变过渡,不可分割(图2)。熔离熔结凝灰岩与凝灰熔岩均以晶屑含量高(约34~36%)、熔岩物质胶结为共同特征。化学成分基本相同,只是基质的结构构造有明显的不同,凝灰熔岩的基质为玻璃质或

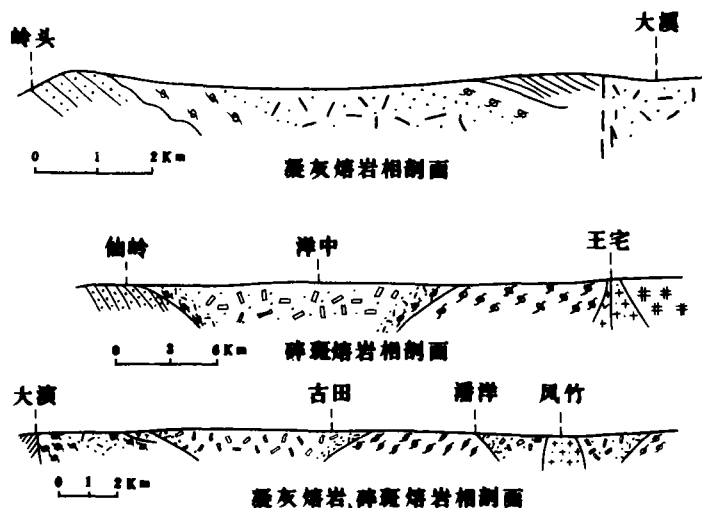


图2 凝灰熔岩——碎斑熔岩相剖面 (图例同图1,以下亦同)

Fig 2. Petrophase profile of tufflava-porphyroclastic lava

* 另文讨论

隐晶结构,当岩层较厚,结晶条件较好时,亦可出现霏细结构;熔离熔结凝灰岩基质亦为玻璃质,但其内含有较多的大小不等的“熔离塑性体”,并由它们组成岩石的流动构造和熔离凝灰结构。在分相明显时,边缘相与内部相之间的过渡部位,由于去熔离作用不彻底而有熔离塑性体的残余体;凝灰熔岩的晶屑总量是 33.79%,其中碱性长石为 11.23%,斜长石为 8.05%(以钠长石为主),石英 14.11%,黑云母 0.4%,晶屑与基质比值为 33.79:66.21;熔离熔结凝灰岩的晶屑总量为 35.95%,其中碱性长石为 11.19%,斜长石为 11.73%(以钠长石为主),石英 11.47%,黑云母 1.29%,晶屑与基质比值为 35.59:64.05。在凝灰熔岩——熔离熔结凝灰岩内常见的副矿物有磁铁矿、磷灰岩、榍石,偶见褐帘石,晶屑碱性长石大部已出溶成微纹长石,斜长石具正环带结构,黑云母弱暗化,石英龟裂纹发育,有熔蚀边,晶屑大部分呈棱角状,有强烈的碎裂特征。流动构造在边缘相熔离熔结凝灰岩内最发育,向内逐渐消失而过渡为凝灰熔岩。

2. 碎斑熔岩 侵入状产于凝灰熔岩内的碎斑熔岩,大致呈 NE 向展布,其中以溪尾——洋中碎斑熔岩体规模最大,长 40km,宽 12km,分相性最好,福建区调队火山岩组的同志做了较详细的研究。它从中央粒状碎斑岩向两侧逐渐过渡为霏细碎斑熔岩和玻质碎斑熔岩,界线渐变,组成“三相一体”(图 2)。一般所称的碎斑熔岩如分相性好时,应包括粒状——霏细——玻质三种结构不同而又为一体的碎斑熔岩体。福建永春锦斗雪山碎斑熔岩,不仅在水平方向上向两侧呈对称分相,而且在垂直方向上同样具分相特征:在海拔标高 700~800m 以下为粒状碎斑熔岩,800~1100m 之间为霏细碎斑熔岩,1100~1380m(雪山顶)为玻质碎斑熔岩,各相之间渐变过渡。

碎斑熔岩各相主要特征如表 1,它们均以碎裂状晶屑组分含量高(约点 40~45%),熔岩物质胶结为共同特征,因成岩条件的差异,各相基质结构有显著不同,在中央相为显微粒状结构,向两侧逐渐变为霏细结构和玻质结构。与凝灰熔岩的边缘相一样,碎斑熔岩的边缘相基质也含有较多大小不等的“熔离塑性体”,定向展布,组成流动构造。向内部逐渐消失而过渡到霏细和粒状碎斑熔岩。这是与其他浅成侵入岩、潜火山岩等相区别的重要标记。在中央相粒状碎斑熔岩晶屑边缘,有再生珠边结构,以晶屑钾长石边缘最发育,其它如斜长石、黑云母、石英等晶屑次之。这种结构的特征是在晶屑边缘有一不规则状钾长石基体组成的环边,其内散布着珠滴状石英,由晶屑边缘向外,石英珠滴逐渐增大,它是鉴别碎斑熔岩重要的微观标记。

3. 花岗斑岩 溪尾温坑、古田凤竹、闽清等处花岗斑岩侵入碎斑熔岩内,接触界线清楚、陡直,看不到冷却边,接触带有弱硅化,本身为浅肉红色块状,全晶质半自形粒状结构,无分相性,矿物成分为石英、钾长石、斜长石、黑云母、角闪石。

对凝灰熔岩、碎斑熔岩、花岗斑岩中的贯通矿物钾长石、斜长石研究表明(表 2、3):
① 钾长石均已出溶为微斜长石,霏细和玻质碎斑熔岩出溶程度差,熔离熔结凝灰岩出溶最强,具明显聚片双晶的钠长石嵌晶,而嵌晶在整个微斜长石中所占的比例明显比粒状碎斑熔岩中高;② 钾长石成分从凝灰熔岩到粒状碎斑熔岩,Ab 越来越少,Or 则越来越多;③ 钾长石有序度从碎斑熔岩到花岗斑岩规律性增大,但凝灰熔岩边缘相的熔离熔结凝灰岩的钾长石有序度最大,这可能受后期碎斑熔岩侵入时环境影响,钾长石有序度也逐渐增大,它们在侵入成岩时的物理化学条件变化是有规律性的;④ 花岗斑岩、粒状碎斑熔岩内斜长石环带构造发育,主要为韵律环带,多由 $An = 20 \sim 30$ 斜长石组成,环密而窄,由内到边缘,An 跳跃式递减,

表 1 碎斑熔岩各相主要特征

Table 1. Main characteristics of each facies of porphyroclastic lava

特征 \ 相	边 缘 相	过 渡 相	中 央 相
岩石名称	玻质碎斑熔岩 (熔离熔结凝灰岩)	霏细碎斑熔岩	粒状碎斑熔岩
晶屑成分	石英、斜长石、 钾长石、黑云母	石英、斜长石、 钾长石、黑云母	石英、斜长石、 钾长石、黑云母、 角闪石、辉石
基质结构	玻璃质	霏细	显微粒状
岩石结构	玻质碎斑	霏细碎斑	粒状碎斑
基质矿物			石英、钾长石、黑云母
流动构造	发育	局部残留	无
再生珠边结构	无	偶见	发育
SiO ₂ %	74.83	73.65	72.19
K ₂ O+Na ₂ O%	8.10	7.99	7.79
钾长石有序度	0.2~0.35	0.25~0.4~0.47	0.125~0.525
斜长石有序度	0.42~0.8		0.1~1.0
异源角砾	常见	无	无

表 2 主要晶屑及其特征

Table 2. Main crystal clasts and their characteristics

岩石类型 矿物特征	花岗斑岩	碎 斑 熔 岩			熔离结凝灰岩
		中央相	过渡相	边缘相	
晶屑组合	斜长石、钾长石、石英、黑云母、普通角闪石	斜长石、钾长石、石英、黑云母、普通角闪石、普通辉石	斜长石、钾长石、石英、黑云母	钾长石、斜长石、石英、少量黑云母	钾长石、斜长石、石英和少量黑云母
晶屑含量	逐 渐 减 少				
钾长石	2V=-66°~-68°,已出溶为微斜长石	2V=-49°~-65°,有环带,多出溶为微斜长石	2V=-43°~-54°,有环带,中心2V偏大,达-60°出溶程度差。	2V=-52°~-58°,出溶程度差,极少环带。	2V=-60°~-80°,已出溶为微斜长石。
斜长石	环带发育,A ₂ 从40-15,变化;双晶类型较多样。	环带发育,A ₂ 从50-17间变化;双晶类型多样。	环带少见,单体小,A ₂ 为26-29仅见钠长石聚片双晶。	环带不发育,A ₂ 为24-10;仅见钠长石聚片双晶	环带少见,A ₂ 为25左右,钠长石聚片双晶发育

表 3 长石化学成份
Table 3 Chemical composition of feldspar

编号	Ba10-3				Ba8-3				Ba8-10(G)				Ba8-10(L)		Ba8-10(H)		Ba11-6(I)	
	钾长石	钠长石	钾长石	钠长石	钾长石	钠长石	钾长石	钠长石	钾长石	钠长石	钾长石	钠长石	钾长石	钠长石	钾长石	钠长石	钾长石	钠长石
矿物名称及分析单位	中部	边缘	中部	边缘	中部	边缘	中部	边缘	中部	边缘	中部	边缘	中部	边缘	中部	边缘	中部	边缘
SiO ₂	65.67	64.39	52.33	54.14	59.19	64.47	64.03	64.79	60.64	59.20	61.48	61.84	64.26	62.61	63.08	63.09	66.31	65.25
FeO	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01	~	0.03	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	~	0.02	0.01	0.01	0.02
Al ₂ O ₃	18.48	19.68	30.58	28.18	26.34	18.47	18.60	18.82	23.31	24.64	23.41	23.44	22.42	23.05	23.54	18.67	18.99	18.85
CaO	0.01	0.01	~	~	~	0.01	0.03	~	0.05	~	0.03	0.04	0.05	~	0.02	0.04	~	0.01
Na ₂ O	0.09	0.12	0.33	0.28	0.31	0.11	0.03	0.08	0.20	0.23	0.23	0.22	0.18	0.22	0.20	0.10	0.07	0.11
K ₂ O	0.03	~	0.01	0.02	~	0.03	~	~	~	0.01	~	~	~	~	0.01	0.05	~	~
MgO	0.02	~	~	~	~	0.01	~	~	~	~	~	~	~	~	0.01	~	~	~
CaO	0.10	0.18	12.68	10.54	7.36	0.15	~	0.13	5.38	6.53	5.09	5.46	3.59	4.98	4.44	0.31	0.18	0.18
BaO	0.04	1.83	0.04	0.05	0.06	0.60	0.60	0.52	0.07	0.04	0.02	0.04	0.01	~	0.04	0.05	0.02	~
Na ₂ O	2.65	3.17	4.26	5.08	7.17	3.43	0.37	2.48	7.94	7.38	8.17	8.06	8.41	8.55	8.83	1.13	3.59	4.08
K ₂ O	12.81	11.57	0.15	0.24	0.38	11.76	16.15	13.04	0.68	0.62	0.86	0.77	1.66	0.58	0.62	14.32	10.92	10.91
合计	99.93	100.57	100.40	98.53	100.82	99.05	99.81	99.81	98.27	98.63	99.33	99.89	100.57	100.00	100.78	99.78	100.09	99.40
Si	3.002	2.943	2.365	2.478	2.626	2.986	2.994	2.982	2.746	2.681	2.735	2.716	2.834	2.780	2.777	2.993	2.999	2.982
Ti	0.0007	0.0007	0.0007	0.001	0.0004	0.0004	~	0.0011	0.0004	0.0004	0.0007	0.0004	0.0003	0.0003	~	0.0007	~	0.0007
Al	0.995	1.060	1.628	1.520	1.377	1.008	1.021	1.021	1.244	1.314	1.236	1.231	1.165	1.202	1.2213	1.0117	1.0119	1.015
Cr	0.0004	0.0004	~	~	~	0.0004	0.001	~	0.002	~	0.001	0.001	0.002	~	0.0007	0.0015	~	~
Fe	0.003	0.005	0.013	0.011	0.012	0.004	0.001	0.003	0.008	0.009	0.009	0.008	0.007	0.0082	0.0074	0.004	0.003	0.004
Mn	0.001	~	0.0004	0.0008	~	0.001	~	~	~	~	0.004	~	~	~	~	0.002	~	~
Mg	0.0014	~	~	~	~	0.0007	~	~	~	~	~	~	~	~	0.007	~	0.001	~
Ca	0.0049	0.0088	0.5224	0.5167	0.3497	0.007	~	0.006	0.2609	0.3167	0.2443	0.2606	0.170	0.2169	0.2094	0.0153	0.0087	0.0088
Ba	0.0007	0.0327	0.0009	0.0009	0.0104	0.001	0.001	0.001	0.0013	0.0007	0.0004	0.0007	0.0002	~	0.0007	0.0009	0.0004	~
Na	0.2347	0.2807	0.3730	0.4506	0.6164	0.308	0.333	0.221	0.6968	0.645	0.7094	0.696	0.7186	0.7357	0.7354	0.1007	0.3146	0.3613
K	0.7466	0.6742	0.0086	0.0140	0.0213	0.695	0.960	0.765	0.0393	0.0358	0.0491	0.0438	0.0933	0.0328	0.0348	0.8398	0.6297	0.6358
mol	0.50	0.91	61.91	52.66	35.41	0.69	~	0.60	26.17	31.75	24.36	26.05	17.28	23.56	20.99	1.60	0.92	0.88
Ab	24.80	29.13	37.15	45.92	62.41	30.50	3.30	22.28	69.89	64.66	70.74	69.58	73.22	73.18	75.52	10.54	33.01	35.92
Or	75.71	69.96	0.86	1.43	2.18	68.81	96.68	77.12	3.94	3.59	4.90	4.37	9.51	3.27	3.49	87.87	66.08	63.21

以八个氧原子为基准的阳离子数

而 Ab、Or 则相应增大,在霏细、玻质碎斑熔岩以及熔离熔结凝灰岩内斜长石环带很不发育或没有 An 小于 30。斜长石从凝灰熔岩→碎斑熔岩→花岗斑岩 An 组分渐增,Ab 组分递减的趋势,反映了它们是分异作用的产物。

三、地球化学演化

1. 岩石化学 为了研究这套岩石造岩元素氧化物之间的关系,采用系统样品,计算出了 11 个变量的相关矩阵(表 4),并采用 R 型聚类分析(图 3)和 Q 型聚类分析(图 4)。这些氧化物明显地看出有两大类: SiO_2 与 K_2O 为一类, Al_2O_3 、 MgO 、 Fe_2O_3 、 FeO 、 CaO 、 Na_2O 为另一类,它们呈负相关,相关系数高达-0.9825,表明这些元素在岩浆房中受它们化学性质所制约,并在一定的环境下有机地结合在一起。反映了这套岩石以两种长石为主要斑晶矿物的酸性岩特征,受外来组分的影响较小。酸性岩浆熔融体,当处于结晶作用临界状态时, Si-O 四面体中 Si^{4+} 与 Al^{3+} 、 Ti^{4+} 等高价阳离子处于相同的占位度,呈负相关;而 K^+ 、 Na^+

表 4 各有关岩类主要氧化物相关矩阵
Table 4. Correlation matrix of main oxides

SiO_2	-0.510										
Al_2O_3	-0.918	0.213									
Fe_2O_3	-0.767	0.216	0.781								
FeO	-0.867	0.319	0.794	0.501							
MnO	-0.753	0.176	0.675	0.679	0.714						
MgO	-0.918	0.308	0.890	0.802	0.875	0.707					
CaO	-0.845	0.272	0.756	0.658	0.841	0.701	0.820				
Na_2O	-0.545	0.170	0.474	0.413	0.407	0.577	0.366	0.443			
K_2O	0.554	-0.190	-0.449	-0.538	-0.526	-0.567	-0.513	-0.736	-0.698		
P_2O_5	-0.929	0.334	0.902	0.769	0.827	0.740	0.925	0.814	0.501	-0.547	
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	

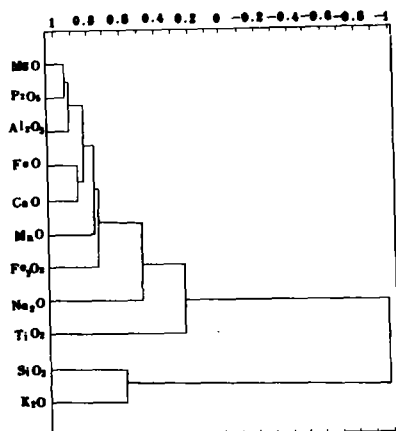


图3 各有关岩类 R 型聚类图谱

Fig 3. Chart of R-type cluster analysis

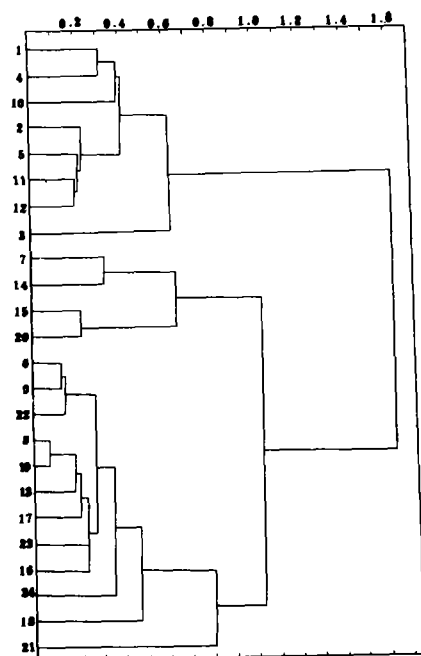


图4 各有关岩类 Q 型聚类图谱

Fig 4 Chart of Q-type cluster analysis

1-4 为花岗岩斑岩, 5-12 为粒状碎斑岩,

13-19 为霏细—玻斑流纹岩, 20-24 为熔离型熔结凝灰岩和凝灰岩

Ca⁺等低价阳离子则处于较自由的状态,当它们结晶形成长石时,K⁺、Na⁺、Ca²⁺等受温度、压力和组分浓度等因素控制,规律地结合,也呈负相关关系。长石、石英及辉石、黑云

母的晶出,特别是长石的分离结晶是改变熔浆成分的主要原因。随着分离结晶作用的不断进行,熔浆中 SiO_2 、 K_2O 的浓度不断增高,而 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 、 FeO 、 MgO 、 CaO 、 MnO 、 TiO_2 等组分浓度则不断降低,不仅改变熔浆的组分,同时使岩浆房的不同部位已晶出矿物的种类、含量以及同类矿物的特征都有变化,形成岩浆房成分的梯度变化。花岗斑岩→碎斑熔岩→凝灰熔岩是岩浆房从下到上在不同部位的熔浆形成的。这种梯度变化就表现在 SiO_2 、 K_2O 逐渐增加,而 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 、 FeO 、 MnO 、 MgO 、 CaO 、 Na_2O 、 P_2O_5 、 TiO_2 等逐渐降低,为一个连续演化的高钾钙碱系列。从宏观地质现象上看,花岗斑岩、碎斑熔岩、凝灰熔岩是易于区分的,但它们的化学成分则是逐渐过渡、密切相关的,Q 型聚类分析可以分出以花岗斑岩为主的一类,凝灰熔岩为另一类。霏细和玻质碎斑熔岩的成分与凝灰熔岩——熔离型熔结凝灰岩相近,共同组成一类;粒状碎斑熔岩与花岗斑岩相似,同为一类。碎斑熔岩在化学成分上处于两类的过渡状态,证明形成碎斑熔岩的熔体处于岩浆房中部位置。

2. 稀土元素 它们稀土元素球粒陨石标准化曲线是极为相似的(图 5)。重稀土几乎完全重迭,轻稀土则从花岗斑岩至碎斑熔岩、凝灰熔岩逐渐降低,铕的亏损程度逐增(即 $E\mu / E\mu^*$ 比值渐降)。

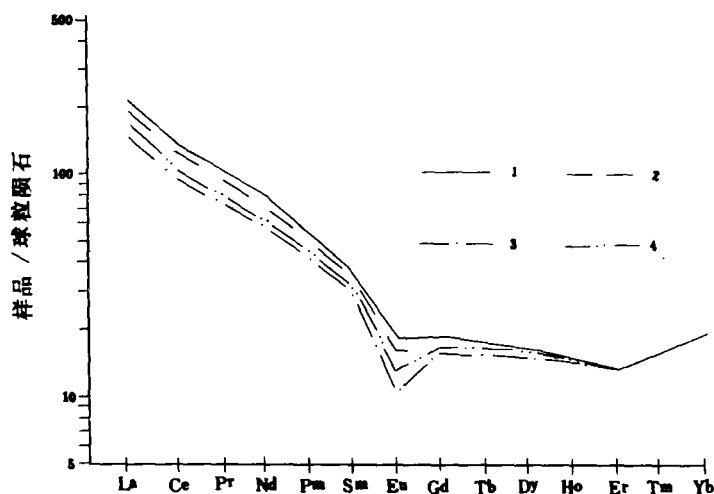


图 5 各类岩石稀土元素标准化曲线图

Fig 5. REE normalised curves

1—花岗斑岩 2—粒状碎斑熔岩
3—霏细—玻质碎斑熔岩 4—凝灰熔岩—熔离

随着 SiO_2 增加, La / Yb 呈明显降低的趋势, La / Sm 也呈降低的趋势,但不如 La / Yb 明显(图 6)。进一步说明,从花岗斑岩至碎斑熔岩到凝灰熔岩,稀土元素逐渐降低的趋势是从原子序数由小到大逐渐减弱, La 降低最大,到重稀土 Er 以后则几乎没有什么变化。随着 SiO_2 增大, Eu / Eu^* 则逐渐降低;随着 CaO 的增高而 Eu / Eu^* 则逐渐增高(图 6),这可能是由于斜长

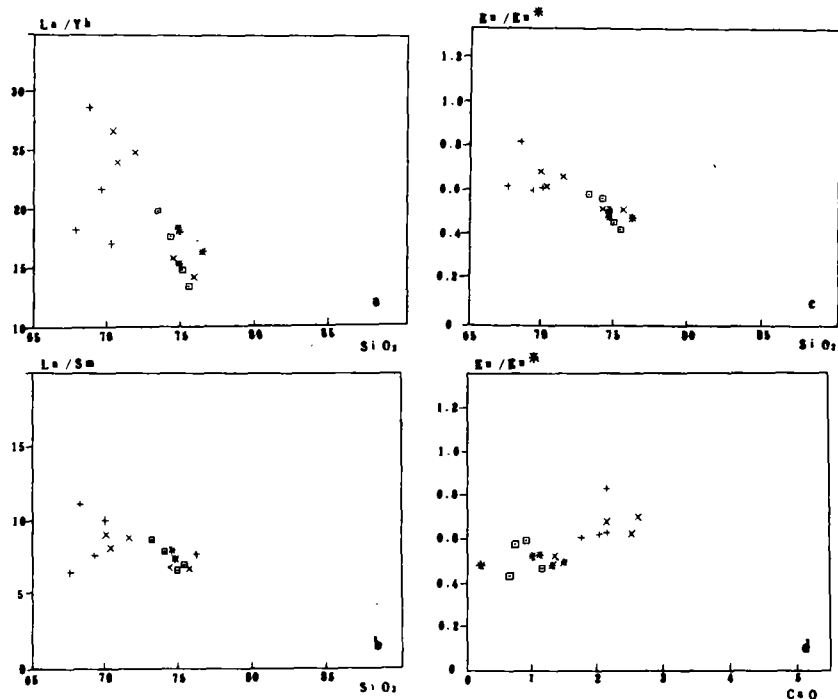


图 6 各类岩石 SiO_2 -La/Yb, La/Sm, Eu/Eu* 图及 CaO-Eu/Eu* 图
Fig 6. SiO_2 -La/Yb, La/Sm, Eu/Eu* diagram and CaO-Eu/Eu* diagram

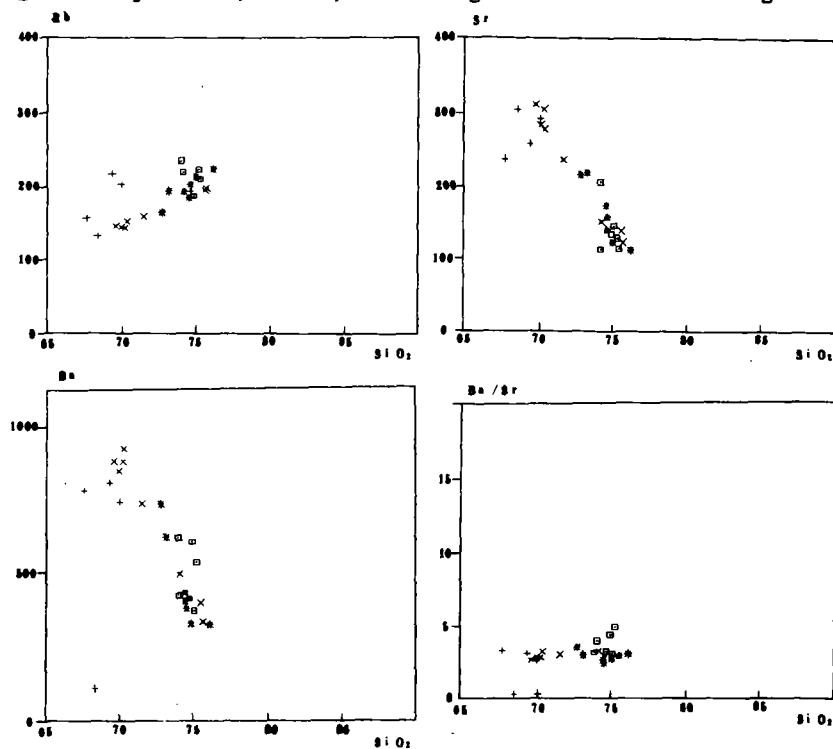


图 7 各类岩石 SiO_2 -Ba, Sr, Rb, Ba/Sr 相关图
Fig 7. SiO_2 -Ba, Sr, Rb, Ba/Sr diagram

石和暗色矿物的晶出使熔浆中铕的浓度降低。由此表明,它们是由同一母岩浆演化所致。由于经历了以结晶分异作用为主的岩浆分异作用,轻稀土分馏,铕的亏损逐变,各类岩石标准化曲线总斜率呈规律性变化。稍有不同的是,霏细——玻质碎斑熔岩的轻稀土较凝灰熔岩——熔离型熔结凝灰岩还低,铕的亏损程度更高,这可能是在凝灰熔岩喷岩喷出地表后,余下的岩浆又经历了一阶段的岩浆分异作用的结果。

3. Rb、Sr、Ba 的特征 在这套岩石中,离子半径大、电荷小的微量元素,随 SiO_2 的变化而变,其线性关系特别明显。Sr 和 Ba 随着 SiO_2 增加而明显减少,而 Rb 则明显增高(图 7)。Sr 是长石类矿物的相容元素,特别是斜长石的结晶对 Sr 的影响较大,普通辉石和普通角闪石对 Sr 也有较强的收容能力,而 Ba 是钾长石和黑云母的相容元素,Rb 只是黑云母的相容元素。普通辉石和普通角闪石的结晶作用以及长石的分离结晶作用,使 Ba、Sr 进入结晶相,熔浆中 Ba、Sr 的含量减少,从而使岩浆房的不同部位 Ba、Sr 的含量发生变化,由于 Ba、Sr 间的变化速度几乎是均衡的,使 Ba/Sr 比值几乎没有什么变化(图 7)。Rb 除部分进入黑云母外,在熔浆中越来越富集。

四、成因联系的认识

凝灰熔岩——碎斑熔岩——花岗斑岩,它们在时空上相继侵位成岩,紧密伴生,成分作规律性变化,是同源岩浆经历分异作用、熔离作用等几个阶段后,分别以喷发——侵出——侵入方式相继侵位冷却形成的。

1. 结晶作用 岩浆由于温度、压力的变化,特别是温度的逐渐降低,经历了三个主要演化阶段。在岩浆结晶作用的早期阶段,辉石、角闪石和基性斜长石开始晶出。因温度降低较快,晶出的斜长石来不及与变化后的熔浆发生反应形成新的平衡而在其周围晶出新的斜长石,后晶出的斜长石 An 含量比先晶出的偏低,而 Ab 含量则偏高,形成不连续的正环带构造。伴随这种不平衡结晶作用的进行,CaO、MgO、FeO、Eu、轻稀土、Ba、Sr 等较多地进入结晶相,它们在熔浆中的浓度减低,而 SiO_2 、 K_2O 、 Na_2O 、Rb 等元素的浓度则相对增高。之后,岩浆房的物理化学条件的变化以温度、压力等交替升、降为主,且变化较快,岩浆的结晶作用仍处于不平衡状态,形成了韵律环带构造发育的斜长石,但向着 Ab 组分越来越富的方向变化,使岩浆分异作用进一步加深。岩浆结晶作用后期,物理化学环境相对稳定,平衡结晶作用逐渐优势,形成较为均一的酸性斜长石和 Ab 不断增高的钾长石。伴随结晶作用的进行,热动力作用促使低密度的熔浆向上运移,发生分异作用,岩浆房逐步出现成分梯度和分带性,自上而下结晶相的含量逐渐增高,普通辉石和普通角闪石主要集中于下部;斜长石 An 也渐增。 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 、FeO、MnO、MgO、CaO、 P_2O_5 以及 Ba、Sr 和轻稀土等渐高,而 SiO_2 、 K_2O 、Rb 则渐降,成分梯度和分带现象更加明显。

2. 熔离作用 结晶作用是一种放热效应,岩浆经后期相对稳定的平衡结晶作用后,温度回升,使得早期晶出的、熔点较低的石英强烈熔蚀,特别在岩浆房的中上部,凝灰熔岩、碎斑熔岩内晶屑熔蚀普遍而显目。岩浆熔体由于温度回升而处在相对高温条件下,再加上挥发组分的影响,酸性熔体发生液态分离即熔离作用,使原来均一的硅酸盐熔体,分熔成为色调和成分有差别的二相不混熔熔体,并在凝灰熔岩、碎斑熔岩的边缘相快速冷却条件下保存下来,使岩石呈现出流动构造。

3、岩浆侵位 爆溢喷发形成凝灰熔岩 当岩浆房内部压力大于外部压力时,处于岩浆房上部的岩浆首先从火山口冲出地表,发出爆溢喷发作用,形成了岩席或岩被状凝灰熔岩——熔离熔结凝灰岩。随着岩浆的喷出,能量则不断消耗,促使取后停止喷发。

岩浆侵出形成碎斑熔岩 岩浆重新聚集能量,但因能量消耗和挥发份逸出使粘度增大,它缓慢上升于火山口附近,形成横断面呈“磨菇”状侵出相——碎斑熔岩。岩浆上侵时,先侵出岩浆占据顶部及四周部位,后侵出岩浆则处于相对中间位置,最后侵出岩浆居中心部位,形成边缘到中间 SiO_2 、 K_2O 渐减趋势。

岩浆侵入形成花岗斑岩 更下部的岩浆沿火山通道或有利构造部位侵入,形成塞状或株状花岗斑岩体。

结晶相矿物的碎裂作用,与岩浆的运移、侵位过程相伴发生的。原高压环境下被收容在矿物内的气相组分,由于压力骤降而体积迅速膨胀爆裂释放,引起矿物碎裂。温度的降低,矿物体积收缩产生内部裂纹,不均匀流速所产生的切应力使其错位碎裂。岩浆粘度较大的碎斑熔岩裂碎程度比凝灰熔岩低故有成碎而不散的特征。

4、冷却成岩 早期凝灰熔岩——熔离熔结凝灰岩是以爆溢喷发方式喷出地表,沿火山斜坡流动侵位的,在开放系统下冷却成岩。熔离作用形成的二相不混融熔体,由于物化条件改变,岩浆成分又向均一化演变,可称“消熔离作用”,处在凝灰熔岩边缘的熔浆,与冷介质接触,散热快,迅速冷却成岩,冷却速度快于消熔离作用,“熔离体”来不及消失,与主熔浆同时保存下来,并因流动而定向排列,出现流动构造和熔离凝灰结构,胶结晶屑和熔离塑性体的主体岩浆,因迅速冷却来不及结晶而形成玻璃基质体。向内部由于外壳的保温,消熔离作用迅速进行,至使二相不混融熔体变成均一熔体,成为玻璃基质,就产生凝灰熔岩的“二相一体”即边缘相熔离熔结凝灰岩、内部相凝灰熔岩。

侵出相碎斑熔岩处于开放——半开放环境,边缘相与凝灰熔岩边缘相成岩环境相似,保留了熔离塑性体,并因侵位流动而成流动构造,胶结晶屑和熔离塑性体的主体熔浆亦因快速捉却而形成玻璃基质体,这就是边缘相玻质碎斑熔岩;向内为过渡相,保温条件变好,熔离体消失,为均一熔体,冷凝结晶后为过渡相细碎斑熔岩;侵出体内部中央相,其成岩环境已近封闭环境,保持了长时间的结晶温度,并含有较多的 H_2O 等挥发组分,熔浆由不均一到均一,结晶成显微粒状结构,主要为它形等轴状石英和碱性长石,少量它形晶黑云母,这就是中央相粒状碎斑熔岩。值得提出的是,在中央相粒状碎斑熔岩内的晶屑边缘,特别是晶屑长石边缘,发育再生珠边结构,这是碎斑熔岩很重要的鉴别标记。碎斑熔岩的三相的结构变化,主要是由于成岩环境的不同而造成的,可以根据 S.E.史万松提出的晶体生长速度、成核密度与过冷度关系原理来解释。

晚期侵入的花岗斑岩,处于封闭环境下成岩,形成全晶质半自形粒状结构。

我们认为:凝灰熔岩——碎斑熔岩——花岗斑岩是同源岩浆在岩浆房经分异结晶作用形成成分分带,经熔离作用形成二相不混融熔体后,处于不同成分带的岩浆,以不同侵位方式、在不同成岩环境下形成的一套岩石,它们是同一火山活动旋回的同源不同阶段的产物,它们的成因模式和相模式归纳如图 8。

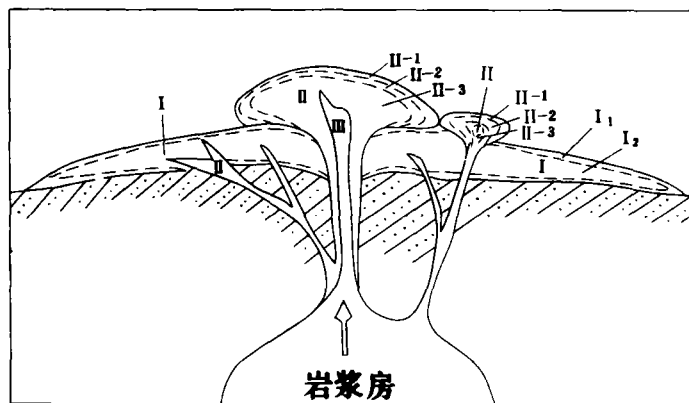


图 8 凝灰熔岩——碎斑熔岩——花岗斑岩成因模式、相模式图

Fig 8. Genetic model and facies model of tufflava-porphyroclastic lava-granitic porphyry

- | | | |
|-------------|---------------------------|----------|
| I—凝灰熔岩 | II—碎斑熔岩 | III—花岗斑岩 |
| I-1 熔离熔结凝灰岩 | II-1 玻质碎斑熔岩点
(熔离熔结凝灰岩) | |
| I-2 凝灰熔岩 | II-2 霏细碎斑熔岩 | |
| | II-3 粒状碎斑熔岩 | |

主要参考文献

- [1] 方开泰,潘恩沛,1982, 聚类分析, 地质出版社。
- [2] 陶奎元等,1985, 中国东南部碎斑熔岩基本特征及成因机理的探讨, 南京地矿所所刊,六卷一号。
- [3] 福建省区测队火山岩组、岩矿组,1982, 福建省粒状碎斑熔岩地质特征, 福建地质 1 期。
- [4] 谢家莹等,1986, 熔离熔结凝灰岩及其成因,南京地矿所所刊,七卷四号

THE RELATIONSHIP OF TUFFLAVA-PORPHYROCLASTIC LAVA-GRANITIC PORPHYRY

Xie Jiayin Xie Fanggui

(IGMR, Nanjing)

Abstract

In Mesozoic volcanic region of eastern Fujian, widely distributed tufflava-porphyroclastic lava-granitic porphyry which show close association in time and space, successive emplacement and systematic change in composition, reflecting a genetic relationship between them.

Results of study on petrography and petrology show that tufflava is of "binary" geologic body consisted of exsolved welded tuff of peripheral facies and tufflava of core facies, porphyroclastic lava is of "ternary" geologic body consisted of glassy porphyroclastic lava (corresponding to exsolved welded tuff) of peripheral facies, felsitic porphyroclastic lava of transitive facies and grained porphyroclastic lava of core facies. Ab, Or components and order degree in alkaline feldspars and Ab, Or components in plagioclases, which are the main minerals in rocks, are changed gradually. Based on the results of Q-mode cluster analysis the volcanics may be classified into two kinds, they are (1) granitic porphyry and (2) tufflava, while the porphyroclastic lava is a transitive kind between the two as to the glassy porphyroclastic lava and felsitic porphyroclastic lava, they belong to the kind of tufflava, while the grained porphyroclastic lava belongs to the kind of granitic porphyry. The results of study on REE show that the chondrite normal curves of REE for tufflava porphyroclastic lava and granitic porphyry are very similar, the curves of HREE overlap each other, but from tufflava to porphyroclastic lava and to granitic porphyry, the curves of LREE raise gradually, Eu depletion decreases gradually porphyry, and La/Yb show an increasing tendency. These characters indicate that the volcanic rocks were formed from the same parent magma by fractional crystallization which resulted to composition gradient and zonation of magma chamber, is that they represent a suite of rocks which emplaced respectively from the top and bottom level of the magma chamber under different diagenetic conditions. Due to different cooling conditions, the magma having the same composition formed rocks will have different structure and feldspar will be different.

structural state.

In addition to fraction crystallization occurred in magma chamber, exsolution was another important factor for forming these rocks. After emplacement of the "binary" molten mass with liquid immiscibility, due to different cooling and diagenetic environment, in peripheral facies of tufflava and porphyroclastic lava remain exsolved plastic bodies which formed by exsolution and then broke and deformed during eruption and emplacement, constituting flow structure of rocks. According to relationship of time, space and genesis of these rocks, a "ternary" genetic model was suggested.

Key words Tufflava-porphyroclastic, Lava-granitic, Ternary genetic model, Eastern Fujian

科技消息

福建区调队对闽东地区火山岩地层新创立石牛山群

“东火”项目“福建永泰—德化地区火山地质及含矿性研究”课题组科研取得新进展,通过专题研究,基本查明了永泰及石牛山火山洼地的火山岩地层层序及时代。发现石牛山火山洼地的火山岩是由一套红色沉积—火山岩系组成。底部为紫红色砂砾岩、超覆不整合于晚侏罗世南园组及早白垩世石帽山群之上;下部为凝灰质砂砾岩、砂岩、粉砂岩夹凝灰岩;上部为高硅、高钾的英安岩、流纹岩、熔结凝灰岩、粒状碎斑熔岩。它与下伏永泰早白垩世石帽山群由玄武岩—高硅高钾流纹岩为主组成的双模式火山岩系有极大的差异。这套地层下部含孢粉化石,时代确定为晚白垩世早期(赛诺曼期);上部火山岩三条 Rb-Sr 等时线年龄为 88-91Ma,碎斑熔岩中透长石 K-Ar 年龄为 86.7Ma。卫星遥感图象上也显示石牛山火山洼地环形构造叠置切割永泰火山洼地环形构造。地球化学特征也与下伏早白垩世石帽山群不同。因此,将其从石帽山群中划出来,创建石牛山群,时代归属晚白垩世。石牛山群上段火山碎屑流相熔结凝灰岩中,首次发现珍珠岩矿。

另外,在永泰、云山早白垩世石帽山群上组火山岩中,首次发现含钠铁闪石碱性流纹岩,可与福建燕山晚期碱性晶洞花岗岩相对比。