

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

华南火成黄英岩的特征和成因机理

刘昌实 沈渭洲 王德滋

(南京大学地球科学系)



新近在华南发现的黄英岩与富氟花岗岩存在密切的时空联系。黄英岩具典型火成斑状结构。斑晶为黄玉和石英, 基质由柱状-针状黄玉微晶和他形石英组成。相对于花岗岩, 黄英岩富 SiO_2 (65.06%—81.12%) 和 Al_2O_3 (13.01%—18.09%); 贫 MgO 和 Na_2O , 强过铝质 ($A/NKC = 3.204—37.313$); 在地球化学特征上, 明显亏损铈、钡, 富集锡、钨、铋、氟。锡和部分钨的丰度高于维氏酸性岩平均值 1—2 个数量级。相关的富氟花岗岩具高 $1s_r$ (0.7103—0.7460) 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{‰}}$ (9.5—14.24), 低的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$ (—4.8——9.4) 值, 成因上与 S 型花岗岩相似。石英斑晶中常含羟基化硅酸盐熔体包裹体, 由数颗石英加水质流体组成。捕获温度约 520℃。

关键词 黄英岩 包裹体 不混溶作用

黄英岩的英文名称是 topazite, 据 Johansson^[1] 描述: 该名称是 1920 年创立并统一使用。用于定义主要由石英和黄玉(±云母)组成的岩石, 以代替在这以前使用的 topazfels 或 topaz rock, 并认为此种岩石可能有两种不同成岩方式。一种是火成的(岩浆结晶); 另一种是接触交代(云英岩化)。区别这两种不同成因的黄英岩主要靠岩石结构和野外产状。到目前为止, 火成成因黄英岩类已做过较详细研究的有若干处: (1) 出露于澳大利亚新南威尔士的黄英岩^[2], 它们呈岩脉、岩床侵入于黑云母花岗岩(Mole 岩体)或周围的沉积岩中。岩脉旁通常具淬冷边缘带, 与围岩呈突变接触, 黄玉含量 18%—27%, 呈自形-半自形柱状。在有些地方, 由于黄玉含量降低而过渡为不含黄玉的石英岩脉。(2) 美国 Arizona 州 Tonto 盆地 Breadpan Canyon 地区的黄英岩脉^[3], 脉长 2.4km, 宽 1.5—2.0m, 切穿前寒武纪千枚岩和板岩, 由 70% 他形石英和 30% 块状-柱状-针状黄玉组成。脉边缘带常见流动线理, 具典型原生火成结构。有意义的是该区黄英岩与翁岗岩(Ongonite)共生, 并在走向上由于钠质斜长石增高而逐渐过渡为翁岗岩, 这种关系在世界上属首次报道。Kertemeier^[3] 用离子探针分析了岩浆和热液成因的黄玉, 发现前者以富锂、硼; 后者以贫锂、硼为特征。(3) 中国湖南临武香花岭 431 岩脉。经杜绍华等^[4]、黄蕴慧等^[5]研究, 认为 431 岩脉岩石类型复杂, 不同于翁岗岩而建名为香花岭岩。陈德

注: 本文为国家自然科学基金资助项目(编号 49272100)。

本文 1992 年 11 月收到, 1993 年 6 月改回, 刘淑春编辑。

潜^[6]将其建名为黄玉霏细斑岩。朱金初等^[7]研究认为, 431 岩脉是一复杂的具有纵向成分分带的斑岩。自上而下可划为 4 个岩相带: 蚀变带; 黄英岩与云母黄英岩带; 翁岗岩带; 碱长花岗岩带。并提供了黄英岩向下过渡为翁岗岩, 向上过渡为蚀变带的系统剖面。

1 出露情况

华南地区除已报道的 431 岩脉外, 现已陆续发现若干黄英岩类新产地。其一集中在石城-寻乌一线, 在构造上位于鹰潭-寻乌-河源断裂带上。徐克勤等^[8]认为此带是华夏古陆与华南加里东褶皱带的拼贴部位。在 J_3 - K_1 时期, 受库拉-太平洋板块俯冲作用影响, 这一拼贴带重新活化, 导致壳内部分熔融, 形成规模较小的 S 型火山盆地和相应的富氟花岗岩侵入。其二在浙江泰顺洋滨, 产于 J_3 西山头组火山岩中, 地质概况如下:

石城松岭地区 出露岩浆岩为燕山晚期, 共有 3 个岩石单元组成, 即含黄玉花岗岩-黄玉钠长花岗岩; 爆破角砾岩; 云母黄英岩(含锡矿化)。后者脉长 100—1 500m (图 1A), 具斑状结构(图版 I-1), 云母为含锂铁叶云母, 黄玉含量为 20%—30%。达到中型规模的锡矿体赋存于 I 号黄英岩脉内。

石城海螺岭 出露于海螺岭富氟复式花岗岩体的东北侧, 云母黄英岩脉长约 200m, 延深 150m。具细粒等粒结构, 矿物组成为黄玉 20%, 石英 60%, 铁锂云母 20% (图 1B)。

寻乌铜坑嶂 黄英岩出露于帽子顶富氟复式岩体最晚期的岩瘤中。黄玉含量多变(5%—20%)。黄玉形成于 3 个世代: 斑晶期(图版 I-2); 基质期(图版 I-3) 和晶洞期。

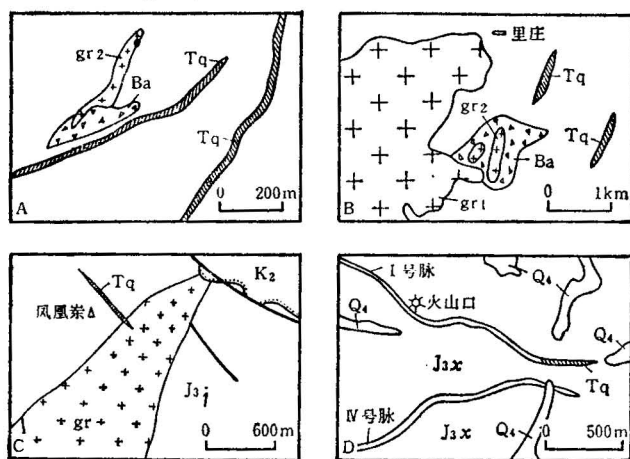


图 1 华南黄英岩产地地质简图

Fig. 1 Schematic geological maps of topazite localities in South China

A 石城松岭; B 石城海螺岭; C 会昌岩背凤凰寨; D 浙江泰顺洋滨; gr 黑云母花岗岩; gr1 细粒斑状黄玉黑鳞云母花岗岩; gr2 黄玉钠长花岗岩; Tq 黄英岩; Ba 爆破角砾岩; J_3j, J_3x 上侏罗统火山岩; K_2 上白垩统红层; Q_4 第四系沉积物

A Songling area of Shicheng county; B Hailuoling area of Shicheng county; C Yanbei Fenghuangdong area of Huichang county; D Yangbin area of Taishun county of Zhejiang province; gr biotite granite; gr1 fine-grained porphyritic topaz-protolithionite-granite; gr2 topaz-albite-granite; Tq topazite; Ba explosion breccia; J_3j, J_3x Upper Jurassic volcanics; K_2 Upper Cretaceous red beds; Q_4 Quaternary sediments

会昌岩背凤凰崇 黄英岩脉分布于会昌岩背锡矿北北西方向约10km, 位于密坑山含黄玉钾长花岗岩岩体与 J_3-K_1 流纹质凝灰岩接触带附近。断续延长约500m, 宽1—5m, 呈北西走向切穿流纹质凝灰岩(图1C)。黄英岩具斑状结构, 基质由针状-柱状黄玉微晶和他形石英组成(图版I-4—8)。

浙江泰顺洋滨 含锡斑岩长约2km, 宽2—20m, 为次火山岩相, 侵入于西山头组(J_3x)火山岩中。岩脉自上而下分为: 黄英岩带和翁岗岩带。黄英岩又分为含黑鳞云母黄英岩和不含黑鳞云母黄英岩。2种黄英岩都具火成斑状结构(图1D, 图版I-9)。

2 结构特征

火成斑状结构 黄英岩中普遍发育, 斑晶绝大多数由石英组成(图版I-1, 4, 5, 9), 少数偶见黄玉斑晶(图版I-2), 占全岩约20%—30%, 粒径0.5—2mm, 通常其边缘部分被熔蚀成海湾状(图版I-4), 基质黄玉略显平行状绕石英斑晶轮廓排列。基质由他形石英和自形-半自形针状黄玉微晶组成(图版I-3, 5, 7, 8), 后者长0.1—0.04mm, 宽0.01mm, 长宽比一般 >4 。由于黄玉微晶成核密度大, 生长速度快, 常呈针状刺入基质石英中(图版I-7)。基质石英除普遍包裹许多结晶程度差的黄玉微粒外(5—6 μm), 还含大量乳滴状流体包裹体($<5\mu\text{m}$)。

环边结构 多数被熔蚀的石英斑晶在正交镜下可见外围都具一圈形态不完整的再生边(图版I-5, 6), 再生边内石英和主晶具相同光性方位, 并含少量黄玉微晶, 后者平行于生长界面排列。表明主晶石英和再生边石英经历了2个不同生长世代。

显微隐晶结构 在黄英岩基质中经常可见填隙的隐晶质斑块。斑块中心部分黄玉和石英结晶程度极差而相互嵌生, 高倍单偏光显微镜下分不清矿物的个体, 只在高倍正交镜下才显出干涉色的差异。在斑块外缘结晶程度渐好, 可见细小针状黄玉微晶。这种显微隐晶质斑块很接近于原先黄英质玻璃物质脱玻化的产物。

毡状结构 基质中针状黄玉呈交织状展布, 相似于安山岩中斜长石微晶构成的毡状结构(图版I-8)。

微晶洞构造 常见不规则形状的微晶洞或微洞穴。在洞壁偶见石英、黄玉晶体生长, 大小约0.5—0.2mm, 但也有空的洞穴。这些洞穴被认为原是硅酸盐熔体中不混溶的水质流体所占据。因此它是岩浆结晶黄英岩标志特征之一^[2]。

3 地球化学特征

挥发组分 特别贫氯而富氟, 其 $F/Cl(\%)$ 值为152—1000(表1), 比维氏酸性岩平均值(3.3)大2个数量级, 也比华南S型花岗岩平均值(36.7)大1个数量级。近年来, F/Cl 值已被作为指示岩浆源区的重要指标之一。幔源大洋区过碱流纹岩 $F/Cl < 1^{[3]}$, 幔-壳混源裂谷型过碱流纹岩 $F/Cl = 1-3$, 壳源黄玉流纹岩 $> 3^{[4]}$ 。华南黄英岩 F/Cl 值普遍大于黄玉流纹岩, 表明此类铝硅酸盐岩浆是壳源花岗岩质岩浆(S型)经充分分离结晶演化而成, 是岩浆演化接近终点的一种特殊产物。

主量元素 较富 SiO_2 (65.04%—81.12%), 富 Al_2O_3 (13.01%—18.38%), 极低的 TiO_2 , MgO , Na_2O 。许多样品的 TiO_2 和 MgO 含量在检测灵敏度(0.01%)以下。其中

表 1 华南黄英岩主要氧化物(%)和微量元素($\times 10^{-4}$)含量
 Table 1 Main oxide (%) and trace element ($\times 10^{-4}$) contents
 for topazites in South China

成 分	序 号	1	2	3	4	5	6	7	8
		松岭	海螺岭	铜坑嶂	洋滨	洋滨	凤凰崇	澳大利亚	美国
SiO ₂		65.04	71.49	81.12	79.89	71.84	76.90	73.44	79.76
TiO ₂			0.06	0.38			0.02	0.02	0.04
Al ₂ O ₃		18.09	15.94	13.01	15.19	14.24	17.51	20.80	15.48
Fe ₂ O ₃		1.54	0.74	0.30	0.36	1.96	0.25		0.50
FeO		4.63	3.35	0.21	0.05	4.63	0.49	0.56	0.18
MnO		0.29	0.14	0.01	0.03	0.16	0.02	0.02	0.01
MgO			0.39	0.13					0.14
CaO		0.55	0.04	0.07	0.46	0.07	0.18		0.07
Na ₂ O		0.19	0.19	0.04	0.10	0.12	0.06	0.01	0.04
K ₂ O		3.61	4.24	0.27	0.16	2.56	0.04	0.04	0.32
P ₂ O ₅		0.04	0.06	0.08					0.33
H ₂ O		1.30*	1.77*	0.86*	0.52	1.72			
F		4.00	1.93	3.45	4.55	3.45	6.48	6.55	2.00
-2F = 0		1.68	0.81	1.45	1.91	1.45	2.72	2.75	0.84
总 和		98.01	99.56	98.52	99.40	99.93	99.23	98.65	98.03
NBO/T		0.624	0.375	0.849	0.010	0.578	1.267	1.502	0.794
Rb		1 045	1 760	943	47.1	1 345	45.2		32
Sr		61	10.5	9	10	11	3.9		255
Ba		75	46	18		58			56
Nb		50.9	22.9	52	26.9	53	12.7		48
Ta		14	18	8					159
Li		65.7	1298	338	17.1		20	10	76
Sn		780	54	820	1 042	762	307	4	55
W		63.4	97.5	13	6.4	12	18.9	130	14
Zr		100	39	120	53.3	66	129	50	54
Hf		3.9	3.9	3.9	4.6	2	8.7		16
U		11.7	9.36	26	1.7	10			12
Th		38	9.10	27	12.8	9			23.2
Cr		35.9	4.10	104	99.9		48		
Ni		6.04	3.20	3					
Cl		40	20	150	150	226	79		
黄玉(%)		25	15	18	22	15	33	30	15

注: 序号1,2,5为云母黄英岩,其他为无云母黄英岩; NBO/T 为单位四面体内非桥氧数目; *H₂O 为 H₂O⁺, 因未作 H₂O⁻ 分析,故总量略不足,总量中还包括 S 和 CO₂, 依次为 0.48,0.02;0.01,0.02; 0.02,0.02。

无云母黄英岩(铜坑嶂、洋滨、凤凰崇、香花岭等)的 K₂O, TFeO 含量也很低,而云母黄英岩这 2 种氧化物含量较高(松岭、海螺岭、洋滨等)。

极强的过铝质 A/NKC = 3.204—37.313, 此值与全岩黄玉含量呈显著正相关,黄玉为本类岩石过铝性主要指示矿物,在 Chappell^[11] 的 ACF 图解中其投影点均落入 S 型火成岩区。

极高的 NBO/T 值 按程小林等^[12]方法计算, 此值变化范围为 0.375—1.267。大于花岗质熔体平均值(0.05)约 1—2 个数量级, 接近于安山质-玄武质熔体的值。表明黄英岩熔体解聚作用极强, 粘度很低。

微量元素 明显亏损相容元素铈、钡、氯(表 1)。富集不相容元素锡、钨、氟、铌等(图 2), 其富集系数 f (样品/维氏酸性岩)的对数值 $\log f$ 分别为 0.12—2.54, 0.63—1.94, 1.39—1.90, -0.19—0.42, 一般都高于维氏酸性岩平均值几倍至 1—2 个数量级。特别富锡、钨, 岩石中可见呈副矿物出现的锡石微粒, 表明其具有较大锡、钨成矿潜力或可作为区域上具有锡成矿远景的指示岩石。在元素对比值方面, 其特点是具有高的 Rb/Sr 值(4.71—167.67)和低的 Zr/Hf 值(10.00—30.76), 后者低于维氏值(100)约一个数量级, 是岩浆演化较充分的又一表现。

稀土配分特征 可划分出 2 种类型(表 2, 图 3): 稀土总量亏损型和稀土总量正常型。前者特点是稀土总量极低, $\sum \text{REE} < 100 \times 10^{-6}$ (如海螺岭、凤凰崇、香花岭); 后者特点是稀土总量接近于维氏酸性岩平均值 301.61×10^{-6} (如松岭、铜坑嶂、洋滨)。尽管在总量上有 2 种类型区分, 但作为一个整体, 黄英岩类的配分曲线具有两方面特征: 第一方面, LREE/HREE 值低(0.54—3.84), 重稀土相对于轻稀土有不同程度富集。第二方面, 钕亏损强, δEu 为 0.03—0.19, 配分曲线呈 V 字型(图 3), 这些特点与华南锡钨花岗岩有许多相似之处^[13]。黄英岩类稀土配分特征可用如下成岩机制解释: (1) 源区是陆壳的变质

表 2 华南黄英岩类稀土元素含量($\times 10^{-6}$)Table 2 REE contents ($\times 10^{-6}$) for topazites in South China

产 地	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy
松岭* ₁	14.40	40.70	5.50	22.90	10.60	0.40	13.80	3.10	14.70
海螺岭* ₁	5.80	16.00	1.80	9.60	2.90	0.06	1.71	0.24	1.23
铜坑嶂* ₂	67.52	141.08	17.06	59.27	11.99	0.41	10.95	2.03	11.97
洋滨* ₂	72.25	34.87	20.17	64.85	15.98	0.74	8.15	1.34	6.40
洋滨* ₁	24.73	58.11	9.68	33.15	11.88	0.11	12.63	3.11	20.20
凤凰崇* ₂	2.40	4.80	0.19	2.00	0.12	0.002	0.33	0.08	0.80
香花岭* ₃	3.43	12.96	1.77	3.20	0.68	0.02	0.49	0.08	0.76
维氏值	60.00	110.00	12.00	46.00	9.10	1.50	9.10	2.50	6.70

产 地	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	$\sum \text{REE}$	δEu
松岭* ₁	4.10	9.80	2.70	15.90	2.68	107.00	268.28	0.11
海螺岭* ₁	0.30	0.70	0.20	1.11	0.20	5.02	43.87	0.08
铜坑嶂* ₂	2.73	8.40	2.30	12.65	2.00	89.95	440.31	0.12
洋滨* ₂	1.22	2.95	0.55	4.16	0.58	23.23	257.44	0.19
洋滨* ₁	4.73	14.50	2.81	21.90	3.24	98.88	319.88	0.03
凤凰崇* ₂	0.15	0.47	0.09	0.74	0.13	3.60	15.90	0.03
香花岭* ₃	0.08	0.51	0.16	1.93	0.30	1.44	27.81	0.11
维氏值	2.10	3.10	0.31	4.10	1.10	34.00	301.61	0.56

*₁ 云母黄英岩; *₂ 无云母黄英岩; *₃ 香花岭数据引自刘伟新硕士论文(1990)。

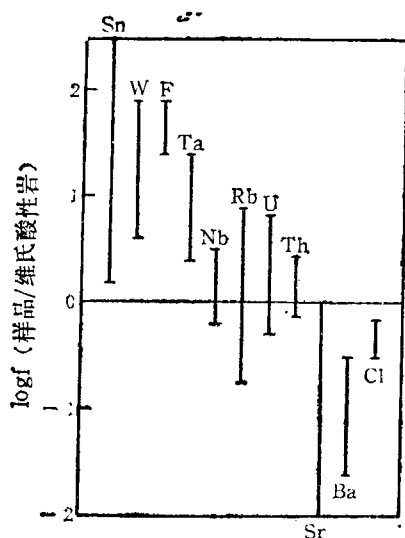


图2 华南黄英岩微量元素富集和亏损程度图解

Fig. 2 Diagram of enrichment and depletion degrees of trace elements for topazites in South China

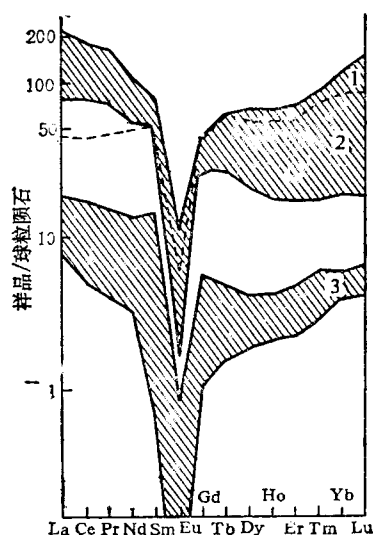


图3 华南黄英岩稀土配分模式图

Fig. 3 REE patterns for topazites in South China

1. 稀土总量正常型或富集型黄英岩; 2. 平均酸性岩;
3. 稀土总量亏损型黄英岩

1. Σ REE normal or enriched type topazites; 2. averaging acidite; 3. Σ REE depleted type topazites

沉积岩, 由于富钙斜长石作为难熔相, 而形成钨初步亏损但有较大 LREE/HREE 值的初始花岗质岩浆。(2) 这种岩浆在分离结晶过程中以 Σ REE 低而钨正异常的长石类矿物和轻稀土含量高的稀土独立矿物(如褐帘石、独居石)作为分离结晶相。若分离相以长石类矿物为主, 则形成稀土总量正常型或富集型的配分模式; 如以稀土独立矿物为主, 则形成总量亏损型的配分模式。(3) 水质流体和铝硅酸盐熔体在高侵位情况下(由于降压)常发生不混溶作用。据 Flynn^[4] 研究表明, 稀土元素在水质流体/硅酸盐熔体中分配系数(K_p)的关系是 $K_p^{Eu} > K_p^{Ce} > K_p^{Yb}$, 因此当水质流体从熔体中出溶时, 可择优带走钨和 LREE, 使残余黄英岩岩浆进一步亏损钨和 LREE, 构成特有的 V 型配分模式。

4 黄英岩类斑晶矿物中包裹体特征

对洋滨无云母黄英岩石英斑晶作了包裹体的系统观察和均一测温。石英斑晶中原生包裹体含量高(0.5% 体积), 个体大(通常约 $10\mu\text{m}$), 相态组合复杂多样。其中有: (1) 水质流体包裹体, 约占包裹体总体积 80%—90%, 捕获时为均匀一个相, 一般为超临界含 CO_2 水质流体。按出现频率排序, 以含 NaCl 子晶的多相包裹体为最多, 其次为气相包裹体, 最少为液相包裹体。气相包裹体形态多为自形-半自形负晶形(图版 I-10), 个体一般 $>10\mu\text{m}$, 均一温度为 $424^\circ\text{C} \pm 10$, 冷冻温度 $-5.7 \sim -6.2^\circ\text{C}$, 含盐量 ($w_{\text{NaCl}} \cdot 10^{-2}$) 为 8.8—9.5。液相包裹体 (2— $30\mu\text{m}$) 形态以半自形负晶形为主, 有时呈不规则状, 普遍能见到壁上生长的石英微细颗粒, 均一温度 $336^\circ\text{C} \pm 10$ (当 $G\% = 20 \sim 25$)。多相包裹体最为常见(图版 I-11), 子晶主要是立方体的 NaCl 和近圆形的 KCl , 所测均一温度区间大

(392—324℃), 盐度范围也大, 盐度 ($w_{\text{NaCl}}/10^{-2}$) 为 36.9—44.4。(2) 羟基化硅酸盐熔体包裹体, 比较少见, 个体大 (20—40 μm), 其相态组合为数颗石英($\pm$ 云母)加不等量气液。液相内通常不含子晶石盐。图版 I-12 包裹体是这一类包裹体的典型代表。据激光拉曼光谱分析(西安地质矿产研究所激光拉曼光谱包裹体实验室测定), 其中 3 个固相(图版 I-12, C₁—C₃) 均为 α -石英晶体。气相(G)的成分为 CO₂ 96.5%, H₂S 0.4%, CH₄ 0.4%, H₂O (气) 1.0%, H₂ 0.5%; 液相(L)成分为 H₂O (液) 61%, CO₂ (液) 32%, H₂S 7%, 表明气液部分为 CO₂-H₂O 二元平衡系。在热台上加温到 300—340℃ 时这一类包裹体气泡消失, 回温时气泡重现。当温度升至 550—600℃ 时(加温速率 10℃/min, 阶段恒温 3—5h), 石英子晶未熔完, 由于体内蒸汽压过大而爆裂(测 10 余个包裹体均如此)。Roedder^[15] 将这一类包裹体归于不均一捕获包裹体, 但笔者认为将其称为羟基化硅酸盐熔体包裹体更合适, 其原因是: 据 Mysen 研究, 硅酸盐熔体当饱和 H₂O 时会形成羟基化硅酸盐聚合物 Si₄O₆(OH)₄ (见下文反应式(2), 当 $x = 2$ 时), 它被石英主晶捕获后由于温度下降而分解为 4SiO₂ + 2H₂O, 形成上述石英子晶-水质流体包裹体。它的爆裂温度(550—600℃)接近于捕获温度。

常海亮^[16]对香花岭翁岗岩黄玉斑晶中原生结晶质熔体包裹体也进行了均一法测温, 其中硅酸盐子晶矿物(黄玉)初熔温度为 480—520℃ (相当于固相线温度), 在 660—860℃ 时完全均一(相当于液相线温度)。对气相包裹体测得均一温度为 520—350℃, 含盐度 ($w_{\text{NaCl}}/10^{-2}$) 为 8—34。

澳大利亚黄英岩与香花岭翁岗岩两者的黄玉斑晶中熔体包裹体测温结果相比, 前者初熔温度(650—750℃)^[12]高于后者, 两者均一温度(750—850℃)^[12]接近。而前者的多相流体包裹体 (L = 67%, G = 9%—11%, H = 23%—24%) 得出的均一温度为 550—620℃, 含盐度 ($w_{\text{NaCl}}/10^{-2}$) 为 57。

上述测定表明: (1) 火成黄英岩斑晶中已发现熔体包裹体或羟基化硅酸盐熔体包裹体, 证明它们是从硅酸盐熔体中结晶的。(2) 黄英质岩浆在接近于但高于固相线温度时, 由于挥发组分过饱和(归因于结晶进展, 岩浆上升), 水质流体(CO₂-H₂O 体系)与铝硅酸盐熔体不混溶。分离出的水质流体被正在结晶的主晶黄玉或石英所捕获。总的看来不混溶时温度对于香花岭翁岗岩为 520—350℃, 澳大利亚黄英岩为 620—550℃, 洋滨黄英岩为 424—336℃。这些温度区间的高值可能接近于各地区黄英质岩浆的固线相温度。(3) 分离出的水质流体富 H₂O, CO₂, Cl⁻ 和 Na⁺, K⁺, 它的极少一部分被斑晶捕获, 形成高盐度多相流体包裹体, 大部分则进入围岩, 引起绢云母化、钠长石化和碳酸盐化。

5 黄英岩成因讨论

5.1 与黄英岩类有关的母岩浆

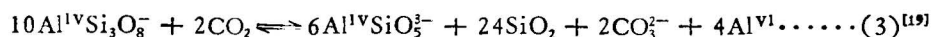
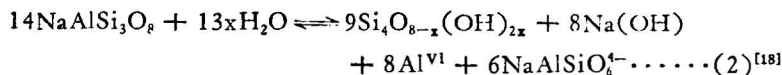
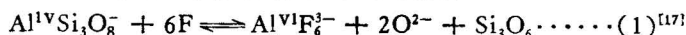
目前世界上已发现的火成黄英岩均与富氟花岗岩、花岗斑岩和翁岗岩在时空上有极其密切的联系。如澳大利亚黄英岩与 Mole 花岗岩有成因联系, 后者 F = 0.29%^[2]。美国黄英岩与翁岗岩直接过渡, 后者 F = 1.9%。凤凰崇黄英岩与密坑山-岩背花岗岩、花岗斑岩有关, 后者平均 F = 0.792% $\pm$ 0.28 (N = 12); 铜坑嶂黄英岩与帽子顶花岗岩相关 (F = 0.34%—0.46%); 松岭黄英岩与黑鳞云母花岗岩有关 (F = 1.08%); 海螺岭

黄英岩与黄玉花岗岩有关 ($F = 0.44\% - 0.91\%$); 香花岭的与马癞子岭花岗岩有关 ($F = 0.534\% \pm 0.19$, $N = 6$)^[2]; 洋滨的与翁岗岩直接过渡 ($F = 1.24\%$)。由此可见, 国内外黄英岩实例在时空上总是与富氟花岗岩体系有密切的成生联系。它们氟含量高于维氏酸性岩平均值(0.08%)若干倍至数十倍。表明氟(兼有 H_2O , CO_2) 在这种体系岩浆中已经有很高的背景值。

与黄英岩有关的富氟花岗岩的锶、钕、氧同位素组成列于表 3, 它们一般具有较高的 I_{Sr} 和 $\delta^{18}O_{石英}\%$ 值, 较低的 $\epsilon_{Nd}(T)$ 值。表明其岩浆源区应位于中—上部陆壳, 主要由沉积变质岩组成的。

5.2 挥发组分在黄英岩类成岩演化中的地位

70 年代末拉曼光谱问世后, 实验岩石学家已证明: 熔体内硅氧、铝氧四面体是靠桥接氧连接形成短程有序的结构网络。当挥发组分增加, 体系内桥氧数目就会减少, 原有网络发生解聚作用, 使熔体的一系列物化特性产生重大变化。对于黄英质熔体来说, 下述 3 个平衡反应 (F, H_2O, CO_2 参加) 是至关重要的。



3 个反应式表明, 挥发组分 (F, H_2O, CO_2) 增加, 其共同效应是: (1) 使 $NBO/T = 0$ 的架状网络熔体桥接氧数目明显减少, $Si-O-Si$ 或 $Al-O-Al$ 键转化为 $Al-F$ (反应(1)), $Si-OH$ (反应(2)) 键。使原先网络的聚合程度明显降低, NBO/T 值增大(表 1), 并产生羟基化熔体(反应(2))。(2) 原处于四面体中心的成网离子 Al^{IV} 部分(反应式(2)和(3))或全部(反应式(1))转变为变网离子 Al^{VI} , 后者占据网络空隙位置^[17], 造成熔体网络结构畸变。经综合研究, 以上 2 种效应会导致黄英质熔体物化特征上有如下的变化: 使体系石英首晶区显著增大, 故这类岩石中石英通常构成斑晶^[17]; 解聚作用使粘度降低(相当

表 3 与黄英岩有关的富 F 花岗岩 Nd, Sr, O 同位素组成

Table 3 Nd, Sr and O isotopic compositions for F-riched granites genetically related with topazites in South China

	T(Ma)	I_{Sr}	$\epsilon_{Nd}(T)$	$\delta^{18}O_{石英}(\%)$
岩背熔结凝灰岩	123.3	0.710 3	-8.9—-9.3	
岩背流纹斑岩	123.3	0.711 5	-8.9	
岩背英安流纹岩	110.1	0.713 59	-9.4	9.5
岩背花岗岩	114.1	0.711 47	-4.0	10.1
岩背花岗岩	114.1	0.710 65	-4.8	
岩背花岗岩	114.1	0.713 68	-4.0	9.6
帽子顶岩体 ^[23]	124.9	0.730 8	-6.39	11.5
铜坑岭岩体 ^[23]	125.1	0.729 8	-5.93	11.5—12.2
海螺岭岩体 ^[23]	127.6	0.712 9	-7.11	11.4—14.2
香花岭 431 脉 ^[6]	113	0.746 0		

于安山-玄武质熔体), 增强上侵能力, 故其侵位方式多为“次火山相”(如洋滨)或超浅成脉岩相(如香花岭); 由于粘度降低, 有利于组分扩散运移, 产生垂向或横向成分分带(如洋滨、香花岭、美国), 甚至形成流动线理; 熔体结构畸变使聚合物之间留有较大的空穴, 有利于高次配位阳离子组成的络阴离子团占据其中 (TaF_8^{3-} , NbF_7^{3-} , SnF_6^{2-})^[20], 使这类岩石富集锡、铌、钽等亲石成矿元素, 有的形成规模不等的斑岩型锡矿(洋滨、松岭、海螺岭、铜坑嶂); 挥发组分增加, 显著降低该体系的液相线和固相线温度, 前者约 650℃, 后者约 550℃^[21], 这导致结晶期加长, 分离结晶作用更加彻底, 晚期岩浆越来越富集挥发组分, 有可能在近固相线温度上(包裹体测温已证明), 挥发组分达到过饱和, 引起水质流体和硅酸盐熔体不混溶, 钾、钠、氯进入水质流体中^[22], 造成黄英质残余熔体亏损这些元素, 也造成黄英岩与岩浆期后蚀变带的重叠和过渡(如香花岭和澳大利亚); 变网离子 Al^{VI} 的增加, 平衡离子 (Na^+ , K^+) 的亏损, 抑制了碱性长石的结晶, 使黄玉-石英±(云母)成为这类岩石的稳定矿物组合。由于这种过程是渐变的, 因而可见黄英岩(不含碱性长石)和翁岗岩、花岗斑岩(含碱性长石)逐渐过渡(如香花岭、洋滨、松岭、美国等例)。以上阐述表明, 黄英岩的形成和它的特有地球化学性质都是富挥发组分花岗质熔体长期演化的必然结果。

6 结论

(1) 华南地区出露的黄英岩类具有典型火成斑状结构。基质黄玉普遍具有针状习性。斑晶黄玉和石英中见有结晶质熔体包裹体和羟基化硅酸盐熔体包裹体。表明它们由黄英质熔体直接结晶的。

(2) 与黄英岩类相关的富氟花岗质岩石具有 S 型火成岩的地球化学和钽、铌、氧同位素组成特征。表明其源区组成应为中—上地壳的变质沉积岩。

(3) 包裹体研究表明, 在近固相线温度上(520℃), 在富氟硅酸盐熔体中水质流体与硅酸盐熔体发生不混溶作用。 Na^+ 和 K^+ 离子进入水质流体, 使原硅酸盐熔体亏损钠和钾而形成残余的黄英质岩浆。此作用可解释黄英岩许多特有的地球化学特征。

参 考 文 献

- 1 Johansson A A. Descriptive petrography of the igneous rocks. Chicago, Univ. Chicago press, 1932. 2.
- 2 Eadington P J, Nashar B. Evidence for the magmatic origin of quartz-topaz rocks from the New England Batholith, Australia, Contrib Mineral Petrol, 1987, 67: 433—438.
- 3 Kortemeier W T, Burt D M. Ongonite and topazite dikes in the Flying W ranch area, Tonto basin, Arizona, Ame. Mineralogist, 1988, 73: 507—523.
- 4 杜绍华, 黄蕴慧. 香花岭岩的研究. 中国科学, 1984, B(11): 1039—1049.
- 5 黄蕴慧, 杜绍华, 周秀仲. 香花岭岩石矿床与矿物. 北京科学技术出版社, 1988.
- 6 陈德潜. 试论黄玉细斑岩的特征与成因. 岩石矿物及测试, 1984, 3(1): 9—17.
- 7 朱金初等. 论翁岗岩和黄英岩的空间和成因关系. 岩石学报, 1993, 9(2): 158—166.
- 8 徐克勤, 尹琳, 孙明志. 华南钨锡钽(铌)、稀有金属花岗岩产出的构造地质背景和岩体演化特征. 南京大学学报(地球科学), 1991, (1): 1—11.
- 9 Bailey D K. Volcanism, Earth degassing and replenished lithosphere mantle: philosophical Transactions of the Royal Society of London, series A, 1980, 297: 309—322.
- 10 Christiansen E H, Sheridan M F, Burt D M. The geology and geochemistry of Cenozoic topaz rhyolites from the western United State. Geological society of America Inc, special paper, 1986, 205: 1—81.
- 11 Chappell B W, White A J R. I- and S-type granites in the Lachlan fold belt, southeastern Australia. in: Editors: Xu Keqin and Tu Guangchi, Geology of granites and their metallogenetic

- relations, Science Press, Beijing, 1984, 87—102.
- 12 程小林,高山. 熔体溶解参数—NBO/T 值计算方法改进及其应用. 地质科技情报, 1986, 5: 131—134.
 - 13 朱金初,徐士进. 华南含锡钨花岗岩的稀土元素地球化学特征和岩石成因. 矿床地质, 1989, 8(3): 21—31.
 - 14 Flynn R T, Burnbam C W. An experimental determination of rare earth partition coefficients between a chlorite containing phase and silicate melts, Geochim. Cosmochim, 1978, 42: 682—701.
 - 15 Roedder E. 流体包裹体. 卢焕章等译. 长沙: 中南工业大学出版社, 1985.
 - 16 常海亮. 香花岭岩黄玉斑晶中熔融包裹体的研究. 宜昌地质矿产研究所所刊, 1985, 9: 33—41.
 - 17 Manning D A C, Hamilton D L, Henderson C M B, Dempsey M J. The probable occurrence of interstitial Al in hydrous, F-bearing and F-free aluminosilicate melts, Contrib. Mineral Petrol. 1980, 75: 257—262.
 - 18 Mysen B O, Virgo D, Harrison W J, Scarfe C M. Solubility mechanisms of H₂O in silicate melts at high pressures and temperature: a Raman spectroscopic study. Amer. Miner. 1980, 65: 900—914.
 - 19 Mysen B O, Virgo D. Solubility mechanisms of carbon dioxide in silicate melts: Raman spectroscopic study. Amer. Miner. 1980, 65: 885—899.
 - 20 White A J R, Collins W J, Chappell B W. Influence of melt structure on the trace element composition of granites. in: Editors: Xu Keqin and Tu Guangchi, Geology of granites and their metallogenetic relations, Science press, Beijing, 1984, 737—752.
 - 21 Kovalenko V I, Kovalenko N I. Ongonite (topaz-bearing quartz ketatophyre)-subvolcanic analogue of rare metal Li-F granites (in Russian), Nauka press, Moscow, 1976, 1—128.
 - 22 Hart N J. Distribution of elements between the fluid phase and silicate melt phase of granites and nepheline syenites. Prog. Exp Pert. NERC. 1976, 3: 88—90.

图 版 说 明

1. 云母黄英岩的石英斑晶, 外缘有再生边(环边结构), 中间部位被基质(黄玉-石英)熔融. 石城松岭. 薄片: ZK1031-103, 底片: 黄玉 2-10, ×30, 单偏光。
2. 黄英岩的黄玉斑晶. 晶体内部呈环带状. 基质石英中含乳滴状水质流体包裹体. 寻乌铜坑樟. 薄片: TC-102, 底片: 黄玉 5-32, ×180, 单偏光。
3. 黄英岩基质中放射状排列的针状黄玉, 石英呈他形粒状. 寻乌铜坑樟. 薄片: TC101-35, 底片: 黄玉 1-7, ×400, 单偏光。
4. 黄英岩中石英斑晶, 中部呈熔融现象, 基质黄玉绕斑晶排列. 会昌岩背凤凰寨. 薄片: YB17-7, 底片: 黄玉 5-3, ×180, 单偏光。
- 5, 6. 黄英岩中被熔融成近圆形的石英斑晶. 在正交镜下(6)外缘可见一圈不等宽度的再生边(环边结构), 在单偏光下(5)可见再生边内还含有细小柱状黄玉微晶. 会昌岩背凤凰寨. 薄片: YB17-7, 底片: 黄玉 5-7, ×60, 单偏光。
7. 黄英岩基质黄玉刺入基质石英中. 会昌岩背凤凰寨, 薄片: F9, 底片: 26-3(28), ×180, 单偏光。
8. 黄英岩基质黄玉呈交织状排列的毡状结构, 左侧为石英斑晶(局部). 会昌岩背凤凰寨. 薄片: F-12, 底片: 26-3(25), ×180, 单偏光。
9. 黄英岩中自形石英斑晶, 边缘部位被熔融. 泰顺洋滨. 薄片: TY1-1a, 底片: 塌 2-17, ×30, 单偏光。
10. 黄英岩石英斑晶中负晶形气相包裹体. 泰顺洋滨. 薄片: TY1-2(B3), 底片: 25-2(28), ×1000, 单偏光。
11. 石英斑晶中含 NaCl 子晶的多相包裹体. 泰顺洋滨. 薄片: TY1-2 (N6), 底片: 26-2(14), ×1000, 单偏光。
12. 石英斑晶中羟基化硅酸盐熔体包裹体. 泰顺洋滨. 薄片: TY1-2, 底片: 包 8-12, ×1000, 单偏光。

THE CHARACTERISTICS AND GENETIC MECHANISM OF IGNEOUS TOPAZITES IN SOUTH CHINA

Liu Changshi, Shen Weizhou and Wang Dezi

(*Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing, Jiangsu*)

Abstract

Igneous topazites found recently in South China are closely associated with F-rich granites in time and space. They have a typical igneous porphyritic texture. The phenocrysts are quartz and topaz, while the groundmass consists mainly of acicular or prismatic topaz microlites and anhedral quartz. Compared with granites, topazites are rich in SiO_2 (65.06%—81.12%) and Al_2O_3 (13.01%—18.09%) but poor in MgO and Na_2O and strongly peraluminous with $A/NKC = 3.204\text{—}37.313$. Geochemically, the rocks are evidently depleted in Sr and Ba, but enriched in Sn, W, Nb and F (see Fig. 2). The concentrations of Sn and partial W in the topazites are 1—2 orders of magnitude higher than that in average acid rocks. The F-riched granites genetically related to the topazites in the area usually have much higher I_{Sr} (0.7103—0.7460) and $\delta^{18}\text{O}_{\text{‰}}$ (9.5—14.24) of quartz, but relatively lower $\varepsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ (−4.8—−9.4). It suggests that the topazite is similar to S-type granites in genesis. Hydroxylated silicate melt inclusions, consisting of some grains of quartz and aqueous fluids, have been found in the quartz phenocrysts. The entrapment temperature of these inclusions is about at 520°C.

Key words: topazite, inclusion, immiscibility

作者简介

刘昌实, 生于1936年9月。1959年毕业于南京大学地质系地质学专业。现为南京大学地球科学系教授, 长期从事花岗岩及其成矿关系方面的研究。通讯处: 南京大学地球科学系, 邮政编码: 210093。

