



花岗岩类岩石化学演化及华南

稀有元素成矿问题

朱为方 王联魁 张绍立

本文着重讨论成矿岩石化学专属性，产生花岗岩类岩石化学差异的某些地球化学原因，以及从这些规律出发对找矿问题提出几点粗略的看法。

某些成矿岩石化学专属性的事实

本问题已有近半个世纪的研究历史，积累了丰富的丰富的事实。例如超基性、基性岩伴生的铬镍矿床及钒钛磁铁矿矿床，斑岩型铁铜矿床，锂云母钠长石铝过饱和和花岗岩型钽铌矿床，硷性花岗岩中的铌铁矿矿床等，都具有明显的岩浆专属性。

成矿专属性问题首先涉及到不同矿化元素或矿化剂元素的亲属性问题，这仅仅是从事实中总结出来的一个笼统概念。例如随基性度下降酸性度上升组成的一系列岩浆岩类，Nb、Ta、Li、Rb、Cs、W、Sn、F、Cl 等的丰度逐步提高，尤其由中性岩向酸性岩变化时，其丰度有急剧上升的趋势，显示了这些元素具有酸性岩浆成矿的专属性（图1）。相反，Ti、V、Cr、Ni、Co、Cu、Ag、Au 则有下降的趋势，显示其有基性或超基

性岩浆成矿专属性（图2）。

华南地区不同酸性度的花岗岩类含有不同的矿化，显示了成岩、成矿演化的趋势（图3~5）。

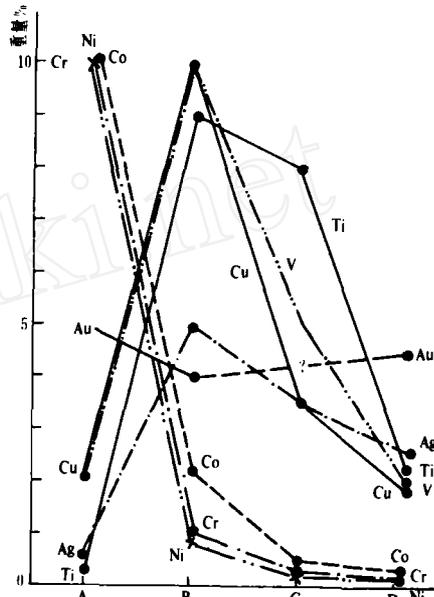


图2 同图1

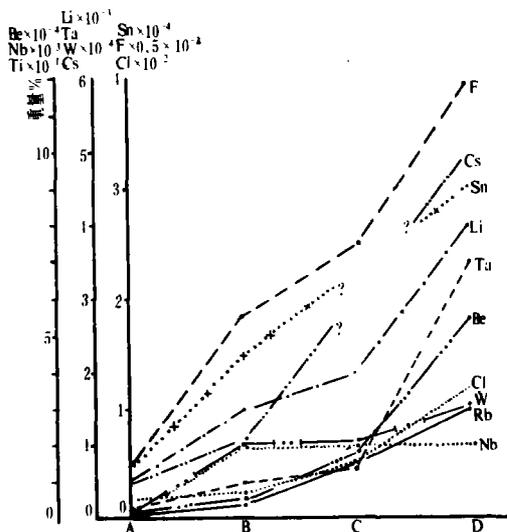


图1 不同火成岩中某些微量元素丰度变化的趋势

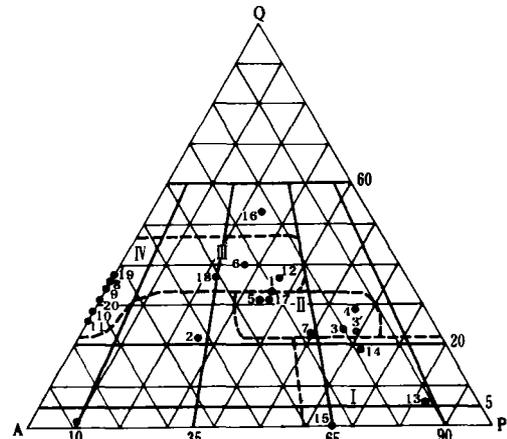


图3 华南某些含矿花岗岩成岩、成矿演化

在 Q - A - P 图上的反映

I - 玢岩铁矿矿化区；II - Cu、Mo、Co、Fe、S、Zn、Pb、Au、Ag 矿化区；III - Sn、W、Mo 矿化区；IV - Sn、W、Ta、Nb、ΣY、Be、Li、Rb、Cs 矿化区。I - 产离

某些成岩成矿演化的地球化学问题

下面进一步讨论岩浆活动过程中造岩元素和矿化元素之间的同步富集现象的地球化学原因。

一、挥发分与矿化元素同步富集现象包含的地球化学意义 和前述的事实一致，如果一个岩体具有良好的岩浆分异现象，则晚期岩浆相对富集挥发分水、氟、锂、铷、铯、铍、铌、钽、钨及锡等。这种岩浆液态分异现象越明显，其顶部富集成矿的希望就越大。

造成以上岩浆和矿化差异的原因，主要是挥发分 H_2O 、 F 、 Li 的聚集，以至降低岩浆的结晶温度（图6~8），并按照挥发分含量的不同而产生比重的差异，因而可以产生似层状的分异现象。当然散热速率问题亦应考虑，如筒状的小侵入体具有最小的散热面与体积的比率，散热最慢，以至含矿的挥发分溶液推迟结晶，并有足够的时间迁移聚集于顶部的有限空间，往往就构成有较大工业价值的矿床。这种筒状岩体除了对稀有钨锡矿化有利外，对于斑岩型矿床的形成和富集也同样重要。

子吸附型风化壳 ΣY 矿床的白云母花岗岩（5个样）；2-产离子吸附型风化壳 ΣCe 矿床的花岗斑岩；3-产斑岩型 Cu 、 Mo 矿床的花岗闪长岩；*同3的薄片实测矿物含量（ZK 301, 006, 007）平均；4-产热液型 Pb 、 Zn 矿的黑云母花岗岩；5-同4的花岗闪长斑岩；6-燕山早期产钨矿的母岩87个岩体平均；7、17-产夕卡岩斑岩型-脉型 Cu 、 Fe 、 S 矿床的花岗闪长斑岩（武山、城门山）；8-产 Ta 、 Nb 、 W 、 Be 的白云母花岗岩；9-产 ΣY 、 Nb 黑云母花岗岩（姑婆山）；10-产 Ta 、 Nb 、 Li 、 Rb 、 Cs 、 W 中钠化花岗岩；11-产 Ta 、 Nb 、 Li 、 Rb 、 Cs 、 W 强钠化花岗岩；12、16-产斑岩型 W 、 Mo 矿床的二长花岗岩；13、14-产矽岩铁矿床的闪长玢岩（梅山、陶村）；15-产矽岩铁矿床的辉石闪长玢岩（钟九）；18、19、20-含 Sn 花岗岩（澳、塔斯曼尼亚）

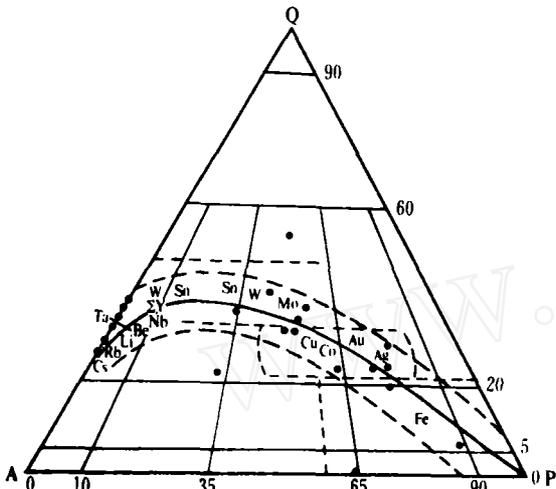


图4 华南某些花岗岩成矿与Q、A-P成分的

演化模式（图例同图3）

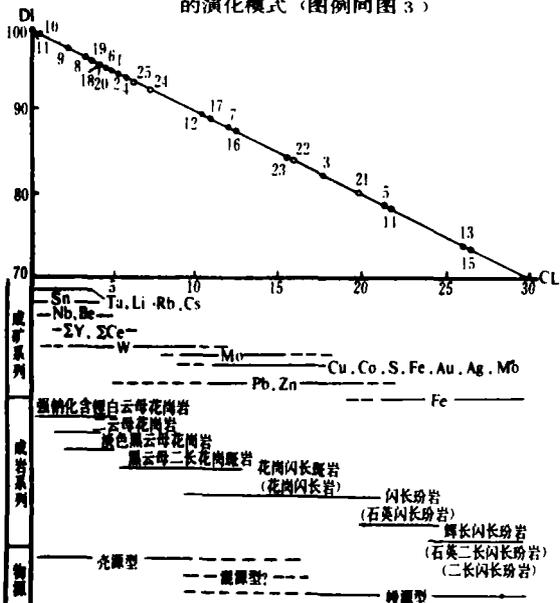


图5 华南某些花岗岩的矿化与暗色矿物组分（CL指标）淡色矿物组分（DI指标）演化模式（图例同图3）

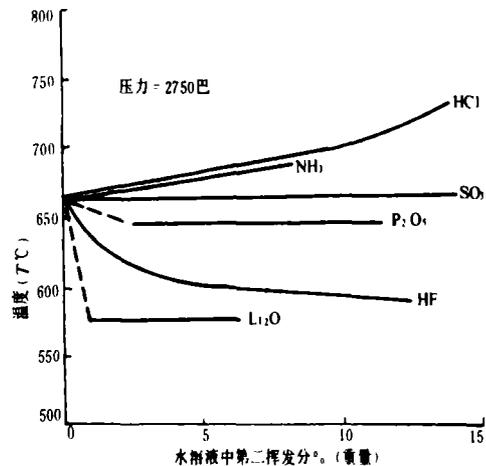


图6 挥发分 F 、 Li 等含氟对花岗岩浆初熔温度的影响

50% (重量) 花岗岩及50% (重量)

H_2O + 挥发分

(据P. J. Willie and O. F. Tuttle, 1964)

矿化产生空间分异的根本原因也在于挥发分氟、水等能与多种矿化元素络合为低溶点的络合物，以至使它们推迟到岩浆晚期或气液阶段才发

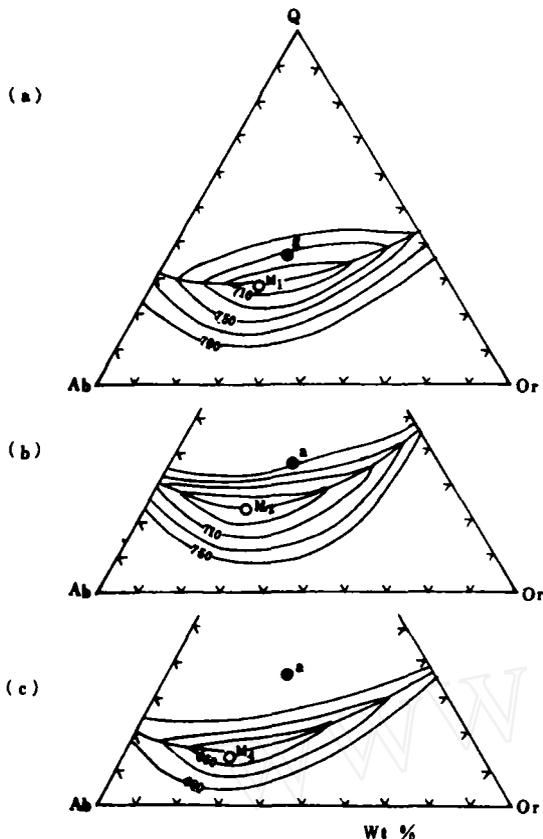


图7 花岗岩浆等压最低熔点和F含量的关系(A无F, M含F)
a-F 1%; b-F 2%; c-F 3%
(据D. A. C. Manning 等, 1980)

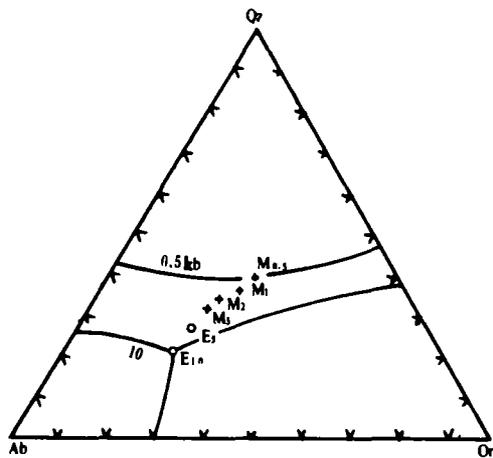


图8 花岗岩浆等压最低熔点及共结成分和水压的关系
(据O. F. Tuttle 等, 1958; W. C. Luth 等, 1964)

生分解沉淀, 因而增加了其迁移聚集的能力。

下面略举一些有关矿化元素和挥发分形成的络合物形式, 例如 $\text{Na}_2[\text{TaOF}_5]$ 、 $\text{K}_2[\text{TaOF}_5]$ 、 $\text{K}_2[\text{NbOF}_5]$ 、 $\text{Na}[\text{Nb}(\text{PO}_4)_2]$ 、 $\text{Na}[\text{Ta}(\text{PO}_4)_2]$ 、 $\text{K}[\text{Nb}(\text{PO}_4)_2]$ 、 $\text{K}[\text{Ta}(\text{PO}_4)_2]$ 、 $\text{Na}_2[\text{TaF}_7]$ 、 $\text{K}_2[\text{NbOF}_5]\cdot\text{H}_2\text{O}$ 、 $\text{K}_2[\text{TaF}_7]$ 、 $\text{K}_2[\text{NbF}_7]$ 、 $\text{Li}_2[\text{TaF}_7]$ (尤其后三者具有强的迁移能力)、 $\text{Li}_2[\text{BeF}_4]$ 、 $\text{Na}_2[\text{BeF}_4]$ 、 $\text{K}_2[\text{BeF}_4]$ 、 $\text{H}_2[\text{WO}_4]$ 、 $\text{K}_2[\text{WO}_2\text{F}_4]$ 、 $\text{K}_2[\text{WO}_3\text{F}_2]$ 、 LiF 、 $\text{Li}[\text{AlF}_4]$ 、 $\text{Na}_2[\text{Sn}(\text{F}, \text{OH})_6]$ 、 $\text{Na}_2[\text{SnF}_6]$ 、 $\text{Na}_2[\text{SnOH}_2\text{F}_4]$ 、 $\text{Na}[\text{YF}_4]$ 、 $\text{Na}[\text{CeF}_4]$ 、 $\text{NaCa}[\Sigma\text{YF}_6]$ 、 $\text{Na}_3[\text{TR}(\text{CO}_3)_3]$ 等等。从以上列举的不完全的络合物形式大致可以看出以下几点:

1. 同一种矿化元素可以有多种不同络合物形式。
2. 络合物的大多数阳离子和碱金属Li、Na、K及H有关。而阴离子多数与F及OH有关, 因此不难理解自然界许多稀有钨锡的矿化和亲碱氟(及其他挥发分)岩浆有关(这种趋势在表1内亦有所反映), 其矿化阶段又与碱氟的大量沉淀阶段有关, 例如钠长石、黄玉、萤石、锂云母的大量晶出, 应是破坏络合物稳定的客观条件。

3. 虽然从总的趋势看, 随花岗岩类酸度的增高, P_2O_5 的含量有下降的规律(表2), 但在特殊情况下, 如含磷锂铝石、锂云母、Nb、Ta、Be、Li 矿化花岗岩却有异常高的 P_2O_5 (表1), 可能是由于类似 $\text{Na}[\text{Ta}(\text{PO}_4)_2]$ 络合物形式能使 PO_4 以可溶络合物形式保留到岩浆最后结晶阶段并富集的缘故。这种现象也见于111矿, 在富矿岩相内 P_2O_5 为燕山早期花岗岩 P_2O_5 总平均值的5倍。

1. $\text{Li}[\text{AlF}_4]$ 络合物形式值得注意, 它可能解释高氟花岗岩一般有相对较高的Al的原因, 但未必是唯一的原因。

氟的聚集不仅影响矿化元素的聚集, 同时也改变了花岗岩浆本身的成分, 例如使岩浆共结成分向Ab成分增加的方向演化(图7), 同时使岩浆中的Al由四配位状态转变为六配位状态(据D.

某些和稀有、钨、锡矿化有关的花岗岩岩石化学成分

表 1

岩石名称	地区	样数	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	F	注
闪长岩和石英闪长岩	华南	36	60.33	0.73	15.86	1.99	4.54	0.13	3.05	5.30	3.18	3.17	0.24		
花岗闪长岩	"	139	67.05	0.51	15.06	1.29	3.06	0.09	1.54	2.84	3.09	3.51	0.18		115
二长花岗岩	"	108	69.99	0.39	14.42	1.23	2.34	0.07	1.00	2.34	3.16	4.05	0.14		72
钾长花岗岩	"	166	72.79	0.28	13.69	0.90	2.05	0.08	0.59	1.37	3.09	4.76	0.13		118
含独居石、磷钇矿花岗岩	"	69	75.22	0.12	12.68	0.86	1.16	0.06	0.32	0.65	3.42	4.76	0.03		
含褐钇铈矿花岗岩	"	41	75.42	0.10	12.39	0.87	1.06	0.06	0.23	0.77	3.47	5.01	0.04		
含锐钛矿花岗岩 (伴生W、Sn)	"	77	74.54	0.06	12.86	0.77	1.02	0.04	0.26	0.65	4.09	4.58	0.04		73
含硅铍钇矿、氟碳铈矿花岗岩 (伴生W)	"	20	75.19	0.04	12.88	0.31	1.13	0.10	0.21	0.78	3.99	4.47	0.04		
含钽铁矿、细晶石花岗岩 (伴生W、Sn)	"	53	72.92	0.02	14.19	0.53	0.76	0.18	0.18	0.36	4.79	3.52	0.10		44
含绿柱石、钽铁矿白云母钠化花岗岩	苏联	1	74.64	0.00	13.60	0.25	0.90	0.04	0.32	0.16	5.00	3.49	痕	0.38	
同上 (强钠化)	"	6	73.26	0.06	14.79	0.38	0.97	0.03	0.18	0.58	6.35	2.67	0.05	0.07	
含锐钛矿、细晶石、锂云母、白云母钠化花岗岩	"	23	74.32	0.04	13.83	0.41	1.20	0.11	0.15	0.62	4.41	4.33	0.01	0.33	
同上 (强钠化)	"	8	71.71	0.01	16.19	0.40	0.44	0.06	0.14	0.60	6.26	3.58	0.01	0.11	
同上 (强钠化)	"	14	71.97	痕	15.28	0.25	0.63	0.16	0.06	0.47	6.35	3.45	痕	0.38	
含锐钛矿、细晶石、锡石、锂云母黑云母钠化花岗岩	"	29	75.34	0.04	13.05	0.27	0.99	0.06	0.19	0.54	4.93	3.89	0.05	0.24	
同上 (强钠化)	"	16	72.41	0.01	15.10	0.17	0.61	0.04	0.06	0.31	6.71	3.67	0.01	0.31	
含绿柱石、锡石、钽铁矿、磷锂钼石、锂云母钠化花岗岩	"	9	69.57	痕	16.91	0.37	0.56	0.22	0.28	0.55	4.81	3.10	1.50	1.52	
同上 (强钠化)	"	1	67.68	0.31	17.41	0.67	0.60	0.03	0.68	0.15	7.32	2.58	1.95		
含锐钛矿、铁锂云母钠化花岗岩	"	5	73.18	0.04	15.22	0.39	0.94	0.43	0.14	0.33	5.31	3.40	0.10	0.15	
同上 (强钠化)	"	5	70.81	0.02	16.74	0.78	0.90	0.04	0.07	0.45	7.67	2.45	0.07	0.34	
含锐钛矿、黑磷云母钠化花岗岩	"	10	74.09	0.10	14.35	1.02	0.58	0.16	0.25	0.36	4.88	3.88	0.04	0.20	
同上 (强钠化)	"	8	71.89	0.12	15.14	1.08	0.26	0.12	0.23	0.55	6.78	3.24	0.01	0.12	
含锐钛矿、锡石黑云母花岗岩	尼日利亚	A ∅ 196 *	74.88	0.09	12.26	0.87	0.69	0.02	0.15	0.69	4.32	4.57	0.02	0.40	
(同上)	"	A ∅ 150 *	72.86	0.05	14.19	0.49	1.08	0.03	0.18	0.45	4.72	4.81	0.03	0.28	
(同上)	"	A ∅ 145 *	74.82	0.05	12.74	0.53	0.84	0.03	0.15	0.76	4.46	4.33	0.02	0.46	
含锐钛矿、锆石、星叶石、硷性花岗岩	"	A ∅ 206 *	72.10	0.27	10.02						4.86	1.92			
(同上)	"	A ∅ 204 *	71.06	0.03	10.39						4.46	3.60			
含锐钛矿、锡石、钠长石化花岗岩	"	A ∅ 174 *	71.98	0.04	12.26	1.77	1.39	0.05	0.29	0.70	5.13	4.45	0.01	1.90	
(同上)	"	A ∅ 173 *	68.82	0.07	13.93	0.75	1.38	0.04	0.12	0.76	6.65	4.57	0.02	2.55	

注: P₂O₅ 的统计样数;

• 样号。

表 2

华南不同时代花岗岩类岩石化学成分算术平均值

时 代	样数	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	A	B	C	D	E	F
四堡—雪峰	16	69.31	0.43	14.87	0.82	3.26	0.13	1.34	1.24	2.83	3.92	0.20	4.8	0.60	0.43	0.20	0.25	8
加里东	143	70.53	0.42	14.04	0.86	3.14	0.07	1.15	1.81	2.78	3.86	0.14	4.3	0.63	0.55	0.20	0.24	25
海西	12	71.23	0.43	13.38	1.20	3.18	0.06	1.04	1.60	2.23	4.36	0.14	4.6	0.63	0.53	0.20	0.22	3
燕山(早)	272	72.76	0.23	13.51	0.90	1.77	0.07	0.51	1.30	3.27	4.71	0.09	2.4	0.78	0.66	0.31	0.22	76
燕山(晚)	91	73.80	0.20	13.15	0.89	1.48	0.06	0.46	0.97	3.36	4.69	0.05	2.1	0.81	0.63	0.37	0.21	50

A = 1000 × Ti/Si; B = (K + Na) / Al; C = Ca / Ca + Mg; D = Fe³⁺ / Fe²⁺; E = Al / Si; F = 岩体数

A. C. Manning et al 1980)。水也具有类似的作用(图8)。图10也清楚地表明岩浆中氟适度增高,钾长石的晶出受到抑制,晶出成分应是富钠长石和石英及黄玉的组合;若氟的含量继续增高,钠长石的晶出也受抑制,主要结晶相为石英和黄玉,或还有云母,也就是相当于云英岩组合。这一过程在411岩体中十分清楚地显示出来。故随氟的提高和温度下降过程,大致有这样的岩石组合出现,即富石英(有时为斑晶)的浅色花岗岩—富钠长石浅色花岗岩(常伴生黄玉)—富锂云母或锂白云母、黄玉、石英的特殊成分的花岗岩或云英岩相。如果在这一过程中的任一阶段围岩产生新的构造裂隙,则新的补充岩脉或岩株,将具有和母体平均成分有显著差异的岩石化学成分或矿物成分。这种补充侵入岩脉或岩株可以是单个或一群,构成成分上彼此演化过渡或继承发展的系列。这种演化现象在伟晶岩田同样看到。

二、由铝饱和度导出的A型岩浆和B型岩浆

岩浆结晶过程中,一些主要造岩元素的地球化学行为,对于岩浆分异演化及微量元素分散富集又有着许多本质的联系。首先应提到两性元素铝。

综合华南及国外各种花岗岩类的情况,随着SiO₂的增加,递减的元素有Ti、Al、Fe、Mg、Mn、Ca、P;递增的元素有K,起伏增长的有Na,从表2华南花岗岩平均值中亦可看出这种趋势。

但是,具体地研究有成因联系的不同岩群的个别岩体或同一岩体的不同岩相时,就会发现Al₂O₃—SiO₂曲线变化只有两种基本模式,如图9的A型和B型。A型的Al₂O₃随SiO₂的增加,按正常的分离结晶分异规律直线下降,B型除包含部分A型的过程(或模式)外,还由于挥发分显著聚集的原因而使Al₂O₃复升。

现在已清楚,如果岩浆演化从较酸性岩开始,至黑云母二长花岗岩结束,如通常的钙过饱和系列或正常系列,则属A型。若演化从酸性花岗岩开始(如黑云母二长花岗岩),至白云母或含锂的云母碱长花岗岩结束,则属B型。当然从较大的区域范围和年龄范围来看,B型岩浆亦可从酸性岩开始演化。B型岩浆属铝过饱和系列,

又可分为两个亚种，即主要以白云母为主的碱长花岗岩和以含锂的云母变种为主的碱长花岗岩。

此外，还有含碱性暗色矿物（如钠辉石、钠闪石和钠铁闪石）的碱过饱和系列花岗岩，可能属特殊的A型。

究竟在岩浆演化后期最终形成A型还是B型，取决于下列方面因素。

1. 岩浆分异作用过程是否完善。随着温度下降过程，钙在较高温度下的过剩阶段，以榭石、褐帘石（当钛贫乏时）和角闪石形式晶出。以后则主要以斜长石中的钙长石分子形式晶出而消耗岩浆中的钙。因为钾长石、钠长石、黑云母等主要铝硅酸盐中的四面体内，Al都按1:4的比例取代硅，但斜长石中则按1:2的比例取代。也就是说，由于电介补偿关系，钙离子要比钾钠多消耗一倍的铝而晶出。花岗岩中的钙离子是有限的，并在岩浆冷却过程中迅速消耗。至后期，铝主要以碱长石或云母的形式按1:1比例和钾钠离子结合，消耗速度减缓，以至图9A的曲线下逐步减缓。当岩浆温度继续下降，水、氟等挥发分逐步聚集，压力回升，此时熔浆中石英将优先晶出，而含Al的部分矿物如钾长石受到抑制，进而后期岩浆中则有H₂O、F、Al、Na、Li（Rb、Cs）等的相对富集，如图7、8、10。因而便由图9中的A过渡到B的模式。

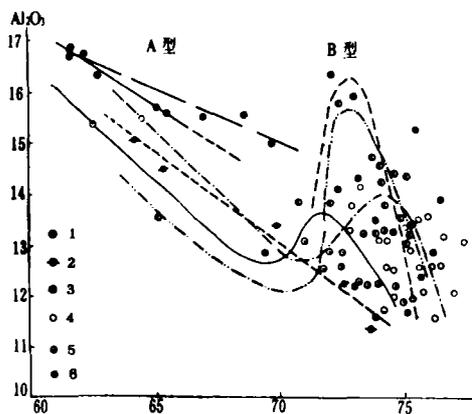


图9 两种花岗岩Al₂O₃-SiO₂变化模式

- 1 - 铜官山地区; 4 - 博罗地区;
- 2 - 城门山地区; 5 - 大吉山地区;
- 3 - 苏州地区; 6 - 栗木地区

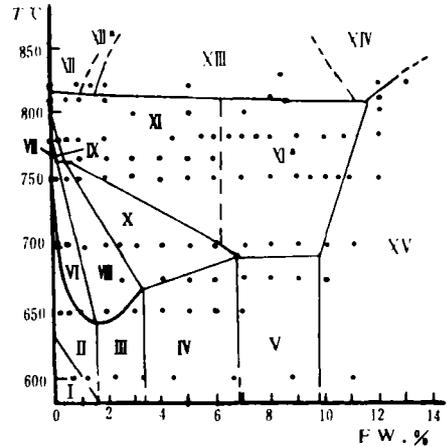


图10 花岗岩—H₂O—HF体系相图
(1000kg/cm²)

(据Л. С. Г. 1973)

- I - 平衡, 钾长石 + 钠长石 + 石英 + 液 + 气;
- II - 钾长石 + 钠长石 + 石英 + 黄玉 + 气;
- III - 钠长石 + 石英 + 黄玉 + 气; IV - 石英 + 黄玉 + 气;
- V - 石英 + 气; VI - 钾长石 + 钠长石 + 石英 + 黄玉 + 液 + 气;
- VII - 钾长石 + 钠长石 + 石英 + 液 + 气; VIII - 钠长石 + 石英 + 黄玉 + 液 + 气;
- IX - 钠长石 + 石英 + 液 + 气; X - 石英 + 液 + 气;
- XI - 液 + 气; XII - 液₁ + 液₂ + 气;
- XIII - 液₂ + 气; XIV - 液₂ + 气; XV - 气; XIIa - 显微溶解状态; XIIa - Si(O, F)₂相; 液₁ - 硅酸盐熔液; 液₂ - 氟化物熔液

根据经验，如果岩浆侵位过程很长，容易分异出B型岩浆。例如在离构造活动较远的两翼，或离岩浆房较远的上部，易产生这种B型岩浆。岩浆在空间上的这种演化形式是十分普遍的现象，同样见于伟晶岩田。如构造岩浆活动中心常常产出黑云母型伟晶岩，两翼则产出白云母型甚至锂云母型伟晶岩，也是这种迁移分异现象的反映。

A·J·R·White等(1977)研究了澳大利亚和西欧古生代造山带花岗岩并划分为I型和S型。毫不例外，在构造空间的展布上，I型在中心，S型在两翼，大体由中心的钙过饱和系列花岗岩过渡到两翼的铝过饱和花岗岩，相应地矿化亦由中心的铁铜铅锌钼发展为两翼的钨锡。其实在I带和S带之间，尚有难以归类的过渡型。这种现象与其用物源层完全不同来解释，还不如用上述岩浆迁移分异过程来解释更合理。因为它

们常常在同一区域或同一岩体中呈互相过渡的垂直的或水平的带状分布,清楚地显示了其同源性及继承发展关系。White所划分的I型显然相当于图9的A型,S型相当于B型。但我们和White观点不同的地方是认为这两种型式的岩浆,大部分是同源迁移分异形成的,具有继承发展关系。但一部分则是(像White所说)来源于不同物源层造成的,因而也就形成了过去我们称之为第I系列和第II系列。但是似乎这两个系列也常常存在相互联系,这问题待以后总结。

2. 由于外部物质的影响,例如在原始物源层发生熔融的过程或侵位的过程,获得较丰富的铝、水、氟的补充,或者岩浆就完全来自富铝、水、氟的物源层,再经演化的结果也应获得B型岩浆。具备这种物质条件的地质背景应属古冒地槽区或由地槽演化形成的某些沉陷区,堆积大量酸性碎屑沉积物,如南岭地槽回返后形成的凹陷区,应当有较高的机率产出这种B型岩浆。再者这些地区的盖层较厚,无论从压力的因素还是从剥蚀的角度看,也是有利的。

3. 自然剥蚀造成的水平断面不同,也是影响A型和B型岩石分布率的因素之一。剥蚀深的应多见A型,剥蚀浅的应多见B型。

4. 由地热等温线水准不同,因而决定了一定空间内产出的熔浆成分的差异。相对较低的地热温度,只能使富于挥发分和长英质的低熔岩浆成分发生部分熔融。反之富镁钙铁质的成分发生熔融。这方面可以由实验结果得到证明(图11)。这种因素,大体也在华南古生代沉陷区内较多地产出B型岩浆得到反映。此外,在陆壳内,应有近消减带较多产出A型,近内陆较多产出B型的统计性趋向。如美国西海岸、中国东南沿海、苏联东亚就存在这种情况。

三、A型岩浆和B型岩浆及其成矿的比较

A型岩浆的基本特征是分异程度稍低,暗色组分相对较高,B型相反。按图5,A型暗色指数CL值27~7(偶至3)左右,B型CL约15~<1。A型以黑云母结束,B型则以白云母或含锂的富铝云母变种结束,并常有异常高的氟(如0.3%以上)或钠($\text{Na}_2\text{O} > 3.7\%$)以及富锂钽铀等为

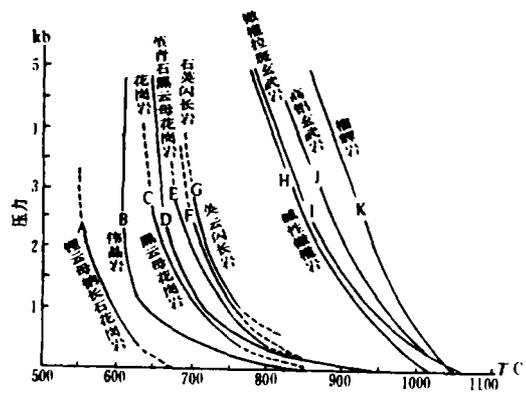


图11 不同成分花岗岩初熔温度比较

(多余水条件下)

A、C、E、F—据王联魁等1979; B—孚汉(1963); D—卢思(1964); D·皮文斯基(1966); H、I、J、K—约得·蒂利(1962)

特征。但碱性花岗岩为特殊的A型,有较低的CL值(如5%)但铝仍相对较低。

A型的主要矿化为Fe、Cu、S、Pb、Zn、Au、Ag、Mo、W和与碱性系列有关的Nb、TR、Zr。

B型的主要矿化为S、Pb、Zn、Mo、W、Sn、TR、Nb、Ta、Be、Li、Rb、Cs。

B型岩浆的成分和矿化都存在继承发展关系,由图3、4、5都可察出。随二长花岗岩向碱长花岗岩演化或随岩浆的迁移分异过程,CL值不断下降,同时矿化亦由TR、Mo、W向W、Sn、Be、Nb、Ta、Li、Rb、Cs方向发展。但某些矿化元素成矿条件较广,如图5中W矿化发生在较广的CL范围,Sn、Nb次之,Ta、Li、Rb、Cs则多集中在CL值<1%的范围。如图12中,W在II区和III区的A及B小区都可成矿,但Ta、Li、Rb、Cs一般都限于较高的钠氟条件成矿,即限于II的A区小范围内。

B型岩浆的迁移分异演化对稀有钨锡矿化的地球化学意义(略)。

岩浆后期随氟、水的聚集,铝也逐步富集和“过剩”,部分由四配位形式转变为六配位形式晶出,即由阴离子团形式向自由阳离子形式转化。如钾长石受抑制,云母和黄玉的富集和晶出(图10)。黄玉和萤石的出现标志着氟在形成云母类中对钾离子配比的过剩,且往往数量较多。这种

强酸性阴离子的大量聚集便造成了一个强酸性的化学环境。大概铝由四配位阴离子团形式转变为六配位自由阳离子的离子调整过程，和这种强酸性化学条件的形成过程密切相关。氟的聚集成了迫使 Al 保留在低温阶段晶出的化学动力，同时也是形成一系列矿化元素可溶络合物的矿化剂，络合物的形成是中和这种强酸性溶液的途径。因而总是看到一系列稀有钨锡矿化和剩余铝发生同步富集，即 B 型岩浆的矿化。

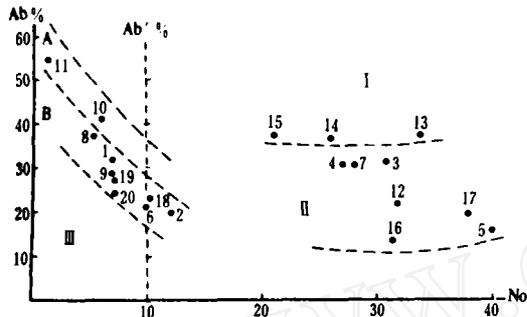


图12 华南某些含矿花岗岩成岩成矿演化在 Ab No 图上的反映

铝以自由阳离子形式进入云母类八面体晶格，逐步取代铁镁离子，能使稀有钨锡矿化元素在八面体中类质同象(使分散)能力下降(图 13、14)，利于它们转入有用独立矿物而矿化。但其对矿化影响，也许不如氟的影响重要。

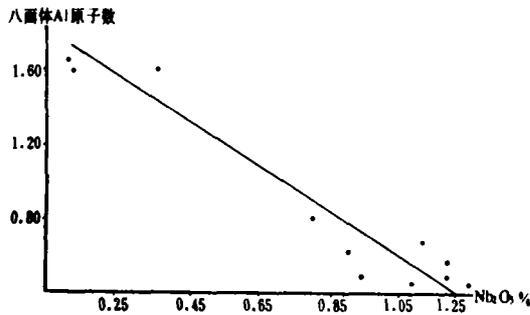


图13 云母八面体中 Al 原子数和云母中 Nb₂O₅ 含量的关系 (据地化所增博队)

据70个不完整统计，含矿 B 型岩浆一般氟都较高，多在 0.3% 以上。和 Ta、Li、Rb、Cs 有关者更高，往往在 0.5% 以上，最高达 4% 以上。同时氯含量很低，一般 0.02% 以下，但和 Fe、Cu、Mo、Au、Ag 这组矿化有关的 A 型岩浆氯较高。

0.03%~0.1% 不等，故不同类型的挥发分对矿化的作用是不同的。应注意进一步研究。

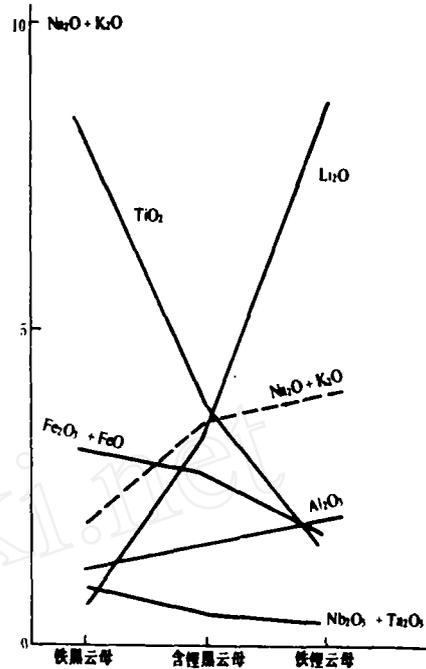


图14 云母中 Al 的含量和其他微量元素含量的关系 (苏州花岗岩, 据洪文兴等, 1965)

四、A 型及 B 型岩浆产物和两个系列花岗岩类的关系 第 II 系列的分异演化过程属 A 型，如图 9 的铜官山区、城门山区。第 I 系列的完整演化过程则属 B 型，如博罗区、大吉山区、栗木区，但若分异演化不彻底则为 A 型。来源于第一系列的 A 型以 CL 指标较低(图 5)不同于来源于第二系列的 A 型。若区域内中性岩石占有主要地位，酸性岩次之，仅为前者的分异产物，应属第二系列，反之为 I 系列，后者主体为酸性岩石，富碱氟的岩体以及少数中酸性岩体仅分别为最晚期或最早期分异产物。钠碱性花岗岩究竟属何系列，尚有待研究，但属系列的晚期分异岩浆无疑。

关于华南地区找矿问题的几点粗略看法

从前面已涉及的地球化学规律出发，可以提出若干粗略的看法。

1. 高度演化分异的燕山期岩浆活动带，是稀有钨锡成矿有利的部位，在不同区域划分出不同分异程度的岩浆成矿带，将利于找矿。这是由“地

壳—岩浆的累进演化”效果决定的。

2. 无论是稀有钨锡岩浆矿床或伟晶岩矿床或斑岩型矿床, 其有利位置大体属岩浆构造活动带的翼侧部位、收敛部位、远离岩浆房的上部等。这和岩浆须有足够的迁移分异过程有关。

3. 从专属性规律来看, 区域内若以第Ⅱ系列为主应着重找斑岩型夕卡岩型矿床。若以第Ⅰ系列为主, 应在B型岩带找稀有钨锡岩浆矿床, 或脉状矿床, A型岩带找寻斑岩型或夕卡岩型钨钼矿床。在碱性花岗岩区找Nb、Zr、TR矿床。

4. 在华南地区, 江南古陆以南, 浙闽粤北下古生代以前长期隆起区, 应多注意寻找A型岩浆伴生的斑岩或夕卡岩型脉型铁铜铅锌钼钨锡矿床。

在上述隆起区包围中的赣、湘、桂沉降带, 应多注意和B型岩浆伴生的矿床。

5. 在浙、闽、粤东南沿海火山活动活跃地区, 利于斑岩型铁铜钼钨矿床的形成, 但和内地相比, 其地壳较薄, 挥发分易随火山活动而逃逸(例如浙江境内萤石矿床遍布于火山岩地区), 不利于形成B型岩浆伴生的稀有钨锡矿床。这类矿床应多分布于更西部的褶皱带附近岩体出露相对较稀疏的地区。

最后应指出, 目前华南地区已发现的稀有(尤其是钽)矿床, 粒小而贫, 不能满足国家需要。要有所突破, 除加强找矿外, 更深入研究成岩成矿演化过程的地球化学规律, 是十分重要的途径。

试论花岗伟晶岩脉的生成过程

新疆冶金地质勘探公司 丁乾俊

当前, 有关岩浆成矿理论的学派较多, 但在论述矿床成因时多着眼于个别矿床, 而与区域地质条件结合不够。一些典型的模式也未能反映或深刻地反映客观事实。鉴此, 笔者提出花岗伟晶岩脉生成过程的若干看法, 以与同志们共同研讨。

区域地质特点

花岗伟晶岩脉发育区的主要地质特征是:

1. 同一侵入旋回的花岗岩(包括斜长花岗岩)中片麻状构造与块状构造同时并存, 片麻状构造花岗岩发育广泛。

2. 同一侵入旋回的花岗岩中不同期的花岗岩体交相出现, 分布较广。

3. 花岗伟晶岩脉群产出地区岩层变质程度相对较深。

4. 局部地区混合岩、贯入片麻岩比较发育。

5. 断裂活动比较发育。

同一侵入旋回中, 早期晶出的花岗岩大部分已片麻岩化。这种片麻岩化外貌表现较强烈。片麻状构造组成的花纹主要有平行的条带、流线、流纹、回曲、涟漪等形状。片麻状构造通常与区域主构造方向一致, 局部地段常与围岩(包括相

对早期晶出的岩浆岩)的接触面平行, 又与相对晚期侵入的花岗岩体接触面平行, 并随此接触面方向变化而变化。晚期花岗岩主要为块状、似斑状构造, 多呈面积不大的侵入体。这种片麻状构造是岩浆岩在可塑状态下的一种形变。对贯入片麻岩与混合岩贯入物质成分的研究表明, 有些即是花岗伟晶岩脉的物质组成。

母岩和控矿构造

生成花岗伟晶岩脉必须具备母岩与构造两个基本条件。花岗伟晶岩脉一般距母岩较远; 也有距母岩较近甚至产于母岩之中者(这时母岩即围岩)。母岩应具备的条件是:

1. 花岗伟晶岩脉的成分应与其有连续性和继承性。

2. 母岩具可塑性变形。

3. 花岗伟晶岩脉产出位于自身母岩的上部或侧上部。伟晶岩熔浆的侵入是外涨压力作用的结果。

4. 藉助于同位素年龄测定确定母岩。

与花岗伟晶岩脉及其他岩浆矿床有关的构造, 诸如断裂活动带、接触带、层理、片理、叶