

# A型花岗岩的地球化学特征、 鉴别标志和岩石成因

J.B.Whalen

**摘 要** 131块A型(碱性或非造山的)花岗岩标本的新的分析资料证实了以前确认的 $\text{SiO}_2$ 、 $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{Fe}/\text{Mg}$ 、 $\text{Ga}/\text{Al}$ 、 $\text{Zr}$ 、 $\text{Nb}$ 、 $\text{Ga}$ 、 $\text{Y}$ 和 $\text{Ce}$ 高而 $\text{CaO}$ 及 $\text{Sr}$ 低的化学特点。利用 $\text{Ga}/\text{Al}$ 、不同元素比值和 $\text{Y}$ 、 $\text{Ce}$ 、 $\text{Nb}$ 、 $\text{Zr}$ 的图解可以区别A型花岗岩和大多数造山花岗岩(M型、I型和S型)。对于中等蚀变,这些鉴定图解被认为是不灵敏的。A型花岗岩通常都没有显示强烈分异的证据。在个别岩套中,它可显示以强碱性变种向亚碱性成分的过渡。高度分异的长英质I型和S型花岗岩可具有与典型A型花岗岩部分一致的 $\text{Ga}/\text{Al}$ 比值和某些主元素及微量元素值。

A型花岗岩可能主要由在造山花岗岩分离后残留在下地壳的富 $\text{F}$ 和 $\text{Cl}$ 的干的变粒岩残余物部分熔融产生。交代作用或结晶分离可适度而局部地使这样的熔体发生变化。在各个地质时期、不同构造背景和世界范围内都有A型熔体产出,因此,不一定指示非造山或裂谷环境。

## 引 言

花岗质岩石可以划分为褶皱带演化期间产生的(造山)花岗岩,以及与隆起的和大的平移断层伴生的(非造山)花岗岩。非造山花岗岩或A型花岗岩是由Loiselle和Wones(1979)首先定义的。这两类花岗岩近来很受注意,因为它们具有经济和构造意义。根据131块标本的新的化学分析数据和最近发表的17个化学分析数据,我们更进一步论证并证实了A型花岗岩的化学特征(Collins等,1982)。我们还提出了容易辨认A型花岗岩的微量元素图解,并讨论了它们的岩石成因及构造意义。

## 花岗岩分类和A型花岗岩

Chappell和White(1974)提出了一个把花岗质岩石划分为从沉积母岩得到的(S型)和从火成母岩中分离出来的(I型)花岗岩的成因亚类。I型花岗岩亚类包括由再循环和脱水的大陆地壳产生的(A型:Loiselle和Wones 1979;Collins等,1982)和直接从俯冲洋壳或其上覆地幔熔融派生出来的花岗岩(M型:White 1979;Pitcher 1983,Whalen 1955)。在长英质花岗岩( $\text{SiO}_2 > 74\text{wt}\%$ )中,残留岩组分(耐熔源区残余物)最少,而且不同类型

花岗岩的矿物和化学成分趋于相同。这样的花岗岩很难进行分类,因为区别不同花岗岩类型的I型和S型分类法的能力有限。在某种程度上,该分类只反映由残留岩组分产生的岩浆所给予的特征(White和Chappell,1977)。

通过对取自确定构造环境花岗岩的大量化学分析数据的统计分析,可以建立一种完全不同的花岗岩分类法。此途径使之有可能作出一种鉴别图,可以利用它鉴别其他花岗岩套的构造背景。该方法在镁铁质火山岩方面的应用已获得广泛的承认,但是它在花岗质岩石的应用方面尚处在发展初期。Pearce等(1984)指出,根据 $\text{Nb}$ 、 $\text{Y}$ 、 $\text{Ta}$ 、 $\text{Yb}$ 和 $\text{Rb}$ 等微量元素资料可以鉴别同碰撞、火山弧、洋中脊和板内类型的花岗岩。Brown等(1984)利用一套不同的数据将花岗质岩类分类为原始的钙质弧花岗岩类、正常钙碱性大陆弧花岗岩类、成熟的碱-钙弧花岗岩类和弧后非造山碱性花岗岩类。我们指出,无论是由Chappell和White(1984)首创的化学矿物学分类还是以微量元素为基础的鉴别分类,都提出了一个完全确定的相当于A型花岗岩的岩类。

A型花岗岩类的化学特征是,高的 $\text{SiO}_2$ 、 $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{Fe}/\text{Mg}$ 、 $\text{F}$ 、 $\text{Zr}$ 、 $\text{Nb}$ 、 $\text{Ga}$ 、 $\text{Sn}$ 、 $\text{Y}$ 和稀土(除 $\text{Eu}$ 外)含量及低的

CaO、Ba和Sr。在矿物学上,这些花岗岩类含有富铁云母的黑云母和(或)碱性角闪石,钠质辉石常见。镁铁矿物通常于结晶历史晚期晶出,呈典型的填隙颗粒或填隙团块产出。长石主要是碱性长石,通常为钠长石-正长石固溶体或者交生。石英和碱性长石的微文象交生十分普遍。得到实验工作支持的结构证据(Clemens等,1986)表明,大部分A型花岗岩是由相对高温、水不饱和、完全熔融(即无残留岩)的岩浆形成的。A型花岗岩形成一部分在特征上很不相同的镁铁质-硅铝质组合,该组合具有在两种岩浆类型之间混合的证据(Whalen和Currie,1984)。侵入体侵位在浅部,与侵入岩相当的火山岩很普遍。A型花岗岩显示以Sn、Mo、Bi、Nb、W、Ta和F的矿化为特征(Collins等,1982; Pitcher,1983)。A型岩套被正确地看作代表了在造山带和地盾地区与裂谷有关的非造山岩浆活动中最后的侵入事件,这些花岗岩产出在世界广大地区并贯穿各地质时代,至少是从元古代到现代。

## A型花岗岩的地球化学

本文将148个A型花岗岩的化学分析数据与澳大利亚拉克伦褶皱带I型和S型花岗岩1569个分析数据(White和Chappell,1983及未发表的资料)和17个新不列颠的M型花岗岩的分析数据(Whalen,1985)作了比较。所有微量元素分析是由澳大利亚国立大学地质系的B.W.Chappell完成的(见附录)。A型花岗岩分析中有131块标本数据是新的,其中72块采自纽芬兰西部托普赛尔斯火成岩地区的标本,2块采自纽芬兰北部锡尔岛湾杂岩(Taylor,1979),1块采自纽芬兰东南部圣劳伦斯花岗岩;5块采自新不伦瑞克南部韦尔斯福德杂岩;15块采自科西嘉的埃维萨杂岩(Bonin等,1978),11块采自尼日利亚最过碱性和较新花岗岩中最老(200Ma)的希拉杂岩(Bowden,1982,私人通讯);和25块采自澳大利亚东南拉克伦褶皱

带9个新近确认的A型花岗岩套。此外,我们采用了拉克伦褶皱带的另外两个A型花岗岩套的17个已发表数据。我们把这148个A型花岗岩的分析数据和分异的长英质花岗岩进行对比后得出:纽芬兰东部阿克利的花岗岩(6个分析)(Whalen,1983)可能为I型花岗岩,塔斯马尼亚西部桑迪角花岗岩(5个分析)可能为S型。本文中所有原始分析数据和化学图表都包括在Whalen等(1987)的文章中。我们试图根据A型花岗岩与其他类型的分异花岗岩及I型、M型与S型花岗岩的平均成分对比,使Collins等(1982)概括的A型花岗岩的化学特征得到详细阐述和发展。

表1<sup>1)</sup>列出了M型、I型和S型花岗岩的平均值加标准偏差值。A型花岗岩比其他类型花岗岩更倾向于有较高的SiO<sub>2</sub>。在花岗质岩石中,很多元素的含量直接和SiO<sub>2</sub>的含量相关。因此,为有助于对比,我们将大部分最长英质的I型和S型花岗岩的平均值列于表1中。I型、S型和A型花岗岩平均值之间的对比表明,对于一给定的SiO<sub>2</sub>含量,A型花岗岩含较高丰度的Fe、K+Na以及高电荷阳离子,例如Ga、Nb、Y、Zr和REE,还有Zn;含有较低丰度的Al、Mg、Ca和V。这些花岗岩经过球粒陨石标准化后的稀土分布模式的特点是,HREE稍有亏损(Ce/YbN=2.2到5.5),具有明显Eu负异常,曲线比较平缓。看来,高的Ga/Al比值是A型花岗岩的鉴别标志。将此比值对主元素(图1)和微量元素(图2)作图,很容易把A型花岗岩同M型、I型和S型花岗岩的成分区别开,然而碱性指数对Ga/Al比值图解(图2f)表明,对强碱性到过碱性的分析,此突出特点最显著,而对亚碱性的分析则没有这么明显。尽管用X射线荧光光谱法可以容易地测定硅酸盐样品中的Ga,并且没有明显的干扰(检测限为0.6ppm),然而在已发表的文献中,高质量Ga数据很少。

过碱性花岗岩很少或缺失的A型花岗岩套表现为Ga/Al、Zr、Nb、Ce、Y和Zn的变化相对较小。更碱性的侵入岩明显地含有较高浓度

1) 译文内表2、图2已略,但序号未变——编者。

表1

各种类型花岗岩的平均成分

样号	1 I型 17		2 I型 991		3 S型 578		4 长英质的 I型421		5 长英质的 S型205		6 A型 148		范 围
	x	1σ	x	1σ	x	1σ	x	x	x	x	x	1σ	
SiO <sub>2</sub>	67.24	4.34	69.17	4.47	70.27	2.83	73.39	72.39	72.39	73.81	72.35	3.25	(60.4-79.8)
TiO <sub>2</sub>	0.49	0.16	0.43	0.19	0.48	0.18	0.26	0.28	0.28	0.26	0.18	0.18	(0.04-1.25)
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.18	1.12	14.33	1.06	14.10	0.70	13.42	13.45	13.45	12.40	1.40	1.40	(7.8-17.5)
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.94	0.77	1.04	0.60	0.56	0.37	0.60	0.36	0.36	1.24	1.10	1.10	(0.14-8.7)
FeO	2.35	1.02	2.28	1.12	2.87	1.09	1.32	1.73	1.73	1.58	1.01	1.01	(0.33-6.1)
MnO	0.11	0.04	0.07	0.03	0.08	0.03	0.05	0.04	0.04	0.06	0.04	0.04	(0.01-0.24)
MgO	1.73	1.68	1.42	1.00	1.42	0.76	0.55	0.58	0.58	0.20	0.20	0.20	(<0.01-1.6)
CaO	4.27	1.15	3.20	1.65	2.03	0.85	1.71	1.28	1.28	0.75	0.60	0.60	(0.08-3.7)
Na <sub>2</sub> O	3.97	0.57	3.13	0.58	2.41	0.46	3.33	2.81	2.81	4.07	0.60	0.60	(2.6-6.1)
K <sub>2</sub> O	1.26	0.41	3.40	0.92	3.96	0.64	4.13	4.56	4.56	4.05	0.48	0.48	(2.4-6.5)
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.03	0.11	0.06	0.15	0.05	0.07	0.14	0.14	0.04	0.06	0.06	(<0.01-0.46)
微量元素 ppm													
Ba	263	121	538	234	468	182	510	382	382	352	281	281	(2-1530)
Rb	17.5	4.5	151	62	217	86	194	277	277	169	76	76	(40-475)
Sr	282	108	247	176	120	42	143	81	81	48	52	52	(6.5-250)
Pb	5	2	19	8	27	5	23	28	28	24	15	15	(2-141)
Th	1.0	0.3	18	7	18	5	22	18	18	23	11	11	(<1-87)
U	0.4	0.2	4	3	4	3	5	6	6	5	3	3	(<1-23)
Zr	103	32	151	46	165	44	144	136	136	528	414	414	(82-3530)
Nb	1.3	0.4	11	4	12	4	12	13	13	37	27	27	(11-348)
Y	22	10	28	12	32	25	34	33	33	75	29	29	(9-196)
Ce	19	4	64	19	64	17	68	53	53	137	58	58	(18-560)
Sc	15	8	13	7	12	6	8	8	8	4	5	5	(<1-22)
V	72	49	60	43	56	30	22	23	23	6	10	10	(<1-79)
Ni	2	2	7	9	13	9	2	4	4	<1	1	1	(<1-11)
Cu	42	62	9	14	11	8	4	4	4	2	3	3	(<1-19)
Zn	56	29	49	19	62	20	35	44	44	120	101	101	(11-840)
Ga	15.0	1.5	16	2	17	2	16	17	17	24.6	6.0	6.0	(14.0-49.5)
K/Rb	598		187		151		177	137	137	229			
Rb/Sr	0.06		0.61		1.81		1.36	3.42	3.42	3.52			
Rb/Ba	0.07		0.28		0.46		0.38	0.71	0.71	0.48			
Ga/Al	1.87		2.1		2.28		2.25	2.39	2.39	3.75			
全铁	0.52		0.62		0.59		0.74	0.71	0.71	0.95			

x——平均值, 1σ——一倍标准偏差, 1. 新不列颠, 瓦西旁-尧尧杂岩, 样品的 SiO<sub>2</sub>>57% (Whalen, 1985); 2. 含 SiO<sub>2</sub>>57 wt% 的 I 型花岗岩; 3. S 型花岗岩; 4. 长英质 I 型花岗岩; 5. 长英质 S 型花岗岩; 6. A 型花岗岩, 本研究, 拉克伦褶皱带中的 I 型和 S 型花岗岩的分析 (B.W. Chappell, 未发表数据)。

的 Zr (图 3)、Nb、Ce、Y、Zn 和 Ga/Al, 而含黑云母的相和许多正长岩显示一系列的值, 其较低的一端接近拉克伦 I 型和 S 型花岗岩所呈现的值。

科西嘉的埃维萨杂岩表现出类似的低熔亚碱性和超熔过碱性的趋势(见图 1 和 2、表 2, Bonin 等, 1978) 这种亚碱性相和强碱性相的伴生显示出了对花岗岩套全岩成分变化幅度进行研究的重要性, 因为过碱性相清楚地证明了岩套的 A 型的本质, 尽管有模棱两可的相存在。拉布拉多戴维斯因莱特弗劳尔湾地区元古代非造山带花岗岩套的数据 (Collerson, 1982) 显示了 Ga/Al、Zr (图 4) 以及 Y、Nb 和 Zn 值的变化范围, 该变化范围几乎等于我们数据库的范围, 但低熔 (即熔线以下) 的和非碱性超熔花岗岩相所显示的值较低和过碱性相所显示的值较高。一

些低熔花岗岩可能是在斜长花岗岩体接触带中由小部分围岩深熔作用形成的岩脉 (Hill, 1982)。即便除去这些样品, 从总体上看, 岩套也能清楚表现出与托普赛尔斯岩套很相似的趋势和值。Imeokparia (1985) 所给出的年青尼日利亚花岗岩的亚碱性和过碱性相的代表性分析包括 Ga、Zr、Nb、Y 和 Zn 的数据。这些数据表明, 亚碱性黑云母花岗岩有较高 Ga/Al 比值, 而过碱性花岗岩的比值更高 (图 4), 这可与我们从过碱性希拉杂岩得到的比值进行比较。

尽管缺乏 Ga 的数据, 其他 A 型花岗岩的一套数据还是表现出与我们的数据相似。沙特阿拉伯元古代 A 型花岗岩的 Zr、Nb、Ce、Y 和 Zn 含量高 (Harris 和 Marriner, 1980; Jackson 等, 1984), 与我们发现的结果相似。Anderson

(1983)的关于北美非造山花岗岩的总结文章指出了这些花岗岩中高的 $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 、 $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$ 和 $\text{FeO}^*/\text{MgO}$ 值。尽管我们的

样品主要是更碱性的,我们样品中的这些比值(图1)还是与Anderson (1983)的代表性分析相似。

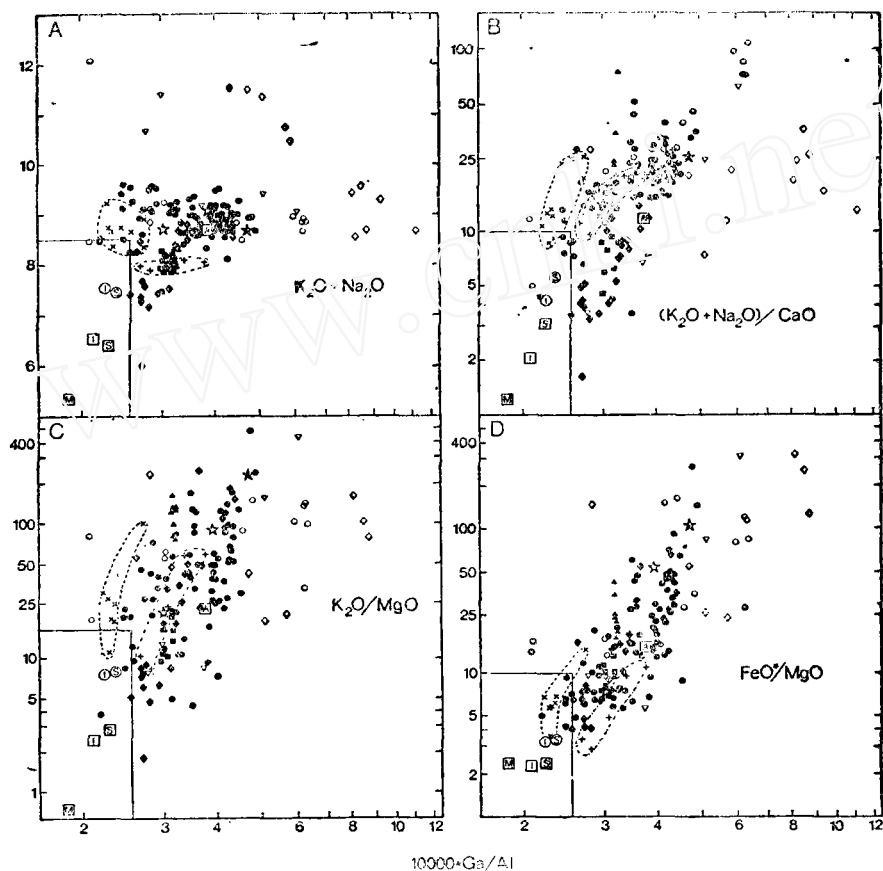


图1 A—D 不同A型花岗岩的 $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$ 对 $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ 、 $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{CaO}$ 、 $\text{FeO}^*$ 、 $\text{MgO}$ 和 $\text{K}_2\text{O}/\text{MgO}$ 图解

为了比较也包括两个分异长英质花岗岩(虚线轮廓)和I、S和M型花岗岩(长方形)(见表1的平均值)的区域。

长方形区域的座标为 $x=2.6, y=8.5$ (A)、 $10$ (B)、 $16$ (C)和 $10$ (D)。实心圆:托普赛尔岩套;空心五角星:锡尔岛湾花岗岩;实心五角星:圣劳伦斯花岗岩;空三角:韦尔斯福德杂岩;空菱形:尼日利亚希拉杂岩;空心圆:科西嘉埃维萨杂岩;叉号:拉克伦褶皱带的阿克利花岗岩,分异I型(?)花岗岩;加号:桑迪角花岗岩,分异的S型花岗岩;实三角:蒙布拉岩套;方块:加博岩套;实菱形:其他拉克伦A型花岗岩;□I型花岗岩平均值;□S型花岗岩平均值;①长英质I型花岗岩平均值;⑤长英质S型花岗岩平均值;■本研究的A型花岗岩平均值;■巴布亚新几内亚新不列颠M型花岗岩平均值。

## A型花岗岩的化学鉴别

我们建议利用 $\text{Ga}/\text{Al}$ 比值对主要元素和微量元素的图解(图1和2)标上由M、I和S型花岗岩构成的区域,即可清楚地把A型花岗岩和其他类型花岗岩区分开来。如果没有Ga的数据,那么 $\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$ 对主要元素比值[如 $\text{FeO}^*/\text{MgO}$ 和 $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{CaO}$ 的图解(图

5)对于鉴别A型花岗岩也同样有效。图1、2和5中的区域,通常包括M、I和S型花岗岩平均值的两倍标准偏差(见表1)。对较碱性花岗岩成分的鉴别效果最好。尽管某些岩套中亚碱性成分岩体倾向于给出与其他类型花岗岩重叠的值,但许多岩套(如托普赛尔、韦尔斯福德、埃维萨)因含有较碱性成分,故被清楚地鉴定为A型。因为这些图解多数利用了对低到中等蚀变作用都不灵敏的元素( $\text{Al}$ 、 $\text{Fe}$ 、 $\text{Mg}$ 、

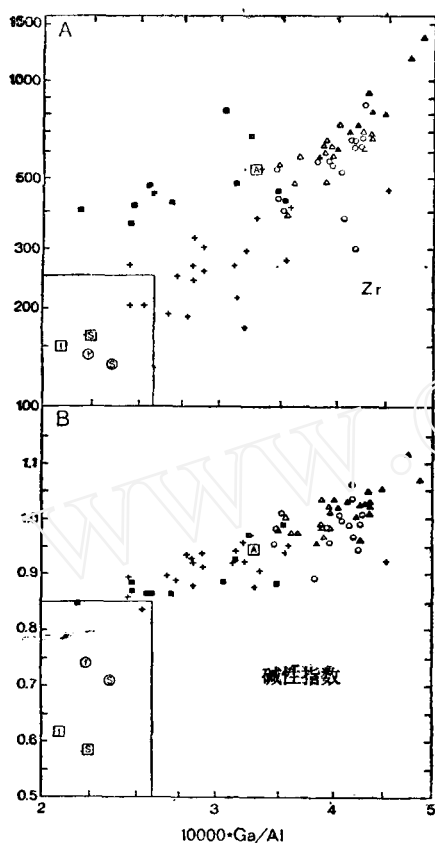


图3 托普赛尔斯岩套不同相的 $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$ 对Zr和碱性指数图解

不同花岗岩平均值的区域符号之图1, 其他符号为: 实三角: 石英-钾长石斑岩, 空三角: 粗粒角闪石花岗岩, 粗粒角闪石花岗岩的边缘相, 圆圈: 超熔细粒-中粒角闪石花岗岩, 加号: 超熔细粒-中粒角闪石-黑云母以及低熔黑云母+/-角闪石花岗岩, 方块: 石英正长岩到花岗岩。

Ga、Zr、Nb、Ce和Y), 所以它们对新鲜的和蚀变的花岗岩都同样有效。

对长英质非过碱性花岗岩的分类还有问题, 因为它们可能代表高度分异的I或S型花岗岩。表2中列出了I型(?)阿克利和S型桑迪角花岗岩(岩套7和8)的不同程度分异的成分。这些高度分异的长英质花岗岩具有在图1、2和5中典型A型花岗岩化学特征相重叠的特征。这些岩套中的微量元素变化(如随着Ba、Sr、Zr、Y和Ce减少, 而Rb、Rb/Ba、Ga/Al和Nb呈同步线性增长)表明, 它们与A型

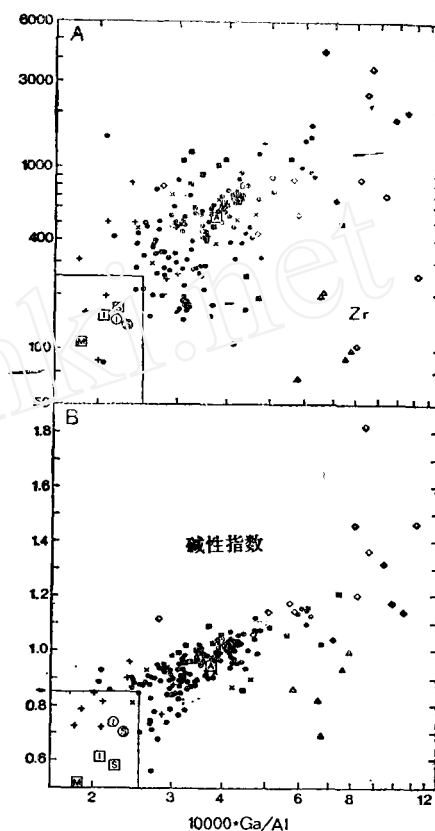


图4 A、B.  $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$ 对Zr和碱性指数图解(本研究和其他已发表的A型花岗岩数据的对比)

不同花岗岩平均值的区域和符号如图1, 其他符号为: 实心圆: 除尼日利亚花岗岩外本研究的所有A型花岗岩数据, 空菱形: 本研究的尼日利亚希拉杂岩, Imeokparia (1985)的代表性年青尼日利亚花岗岩, 空三角: 亚碱性花岗岩, 实菱形: 过碱性花岗岩, 戴维斯因莱特-弗劳尔斯湾区域(Collerson, 1982)的非造山花岗岩, 加号: 低熔花岗岩, 叉号: 超熔非碱性花岗岩, 方块: 过碱性花岗岩。

花岗岩的相似性是地壳强烈分异的结果(见Whalen1983)。相反, 大多数A型花岗岩则不具有强烈分异的证据。A型花岗岩中高的Rb/Sr或Rb/Ba比值不一定伴有高电荷阳离子的高含量(见表1和表2)。然而在单个A型岩套内, 这些比值可能有相当大的变化。阿克利、桑迪角和托普赛尔斯岩套的Rb/Ba对Zr + Ce + Y图解(图6)描绘了分异的其他类型和A型花岗岩之间微量元素特征方面的这些差异。分异花岗岩表现出强烈的负相关趋势, 而在托普赛尔斯岩套中, Rb/Ba和Zr + Ce + Y之间

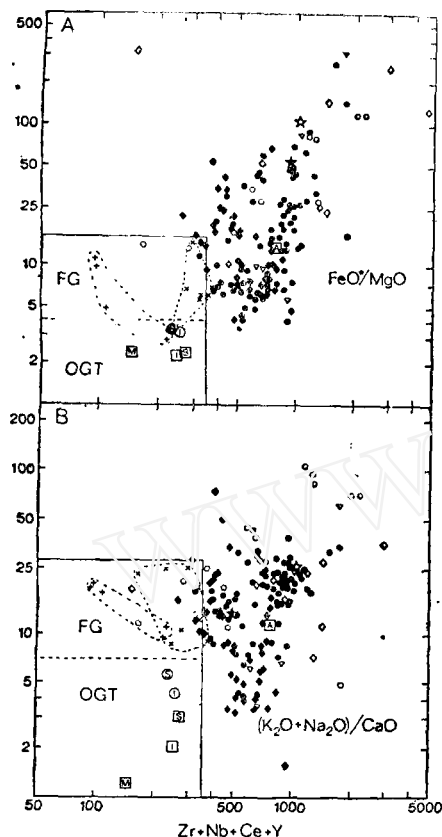


图 5 A、B. A型花岗岩的Zr+Nb+Y对FeO\*/MgO和 (K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O)/CaO图解, 以及分异长英质花岗岩 (FG) 和未分异的M、I和S型花岗岩 (OGT) 的区域 [这些区域的座标为x=350; y=4和16 (A) 及7和28 (B)] (符号如图1)

无明显关系。也许因为副矿物分异的缘故, 看来, Zr+Nb+Ce+Y对主元素比值作图 (图5) 能够区别未被分异的M、I、S型花岗岩以及分异花岗岩和A型花岗岩。

认清不同类型花岗岩的相对体积, 有利于鉴别分异花岗岩和A型花岗岩。这些花岗岩与不同类型花岗岩伴生。就阿克利花岗岩来说, 这个大的复合长英质侵入体总出露面积为5400 km<sup>2</sup>, 演化较好的花岗岩占不到总面积的30%。其他相为具钾长石斑晶的黑云母花岗岩, 它显然不是A型。野外和地球化学的证据表明, 演化好的相可能由于结晶分异而在这个I型深成岩的顶盖附近形成 (Whalen 1983)。相反, 在托普赛尔岩套中, 碱性到含较少碱性相的过

碱性岩石占岩套的最大比例。而不太碱性的相 (图3b) 还不到岩套的20%。诸如阿克利这样的长英质花岗岩的正确分类特别重要, 因为这样的花岗岩常是重要钼和锡矿化的母岩。这种花岗岩的岩石成因对伴生矿化的形成模式具有明显关系。根据我们的判断准则, 诸如阿克利和桑迪角这样的花岗岩不是A型花岗岩, 即使它们的化学成分显示较A型花岗岩的强烈集中。

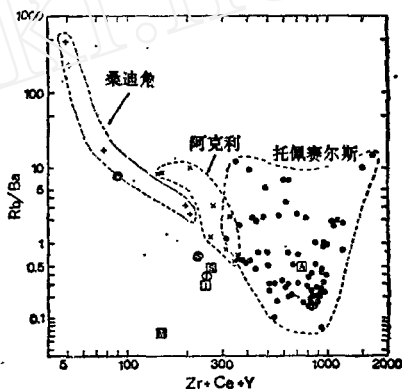


图 6 阿克利、桑迪角和托普赛尔花岗岩岩套的 Zr+Ce+Y对Rb/Ba图解 (符号如图1)

Pearce等 (1984) 根据用Rb、Y、Nb、Y<sup>b</sup>和Ta等数据作的鉴定图表, 提出了花岗岩的构造分类法。把我们的数据投到他们的Rb-(Y+Nb)和Y-Nb图 (图7) 上表明, 我们的大多数样品可以清楚地被归入板内花岗岩一类。我们相信, Ga/Al对主元素比值以及对Zr、Nb、Ce和Y (图1和2), 或者Zr+Nb+Ce+Y对主元素比值作图 (图5), 将会更清楚地区分A型花岗岩。为进一步评价Ga/Al对大离子亲石元素图解, 需要更多取自不同构造环境的各种花岗岩质岩石的Ga的数据, 但我们相信, 这些图解是很有前景的工具。与Pearce等 (1984) 的图解相结合, 这些图解将像类似的图解已促进了基性火山岩的研究一样, 也会有助于阐明花岗质岩石的构造背景和分类。

## 岩石成因

已有大量有关碱性和过碱性花岗岩岩石成因的争论性文献, 最近由Collins等 (1982)

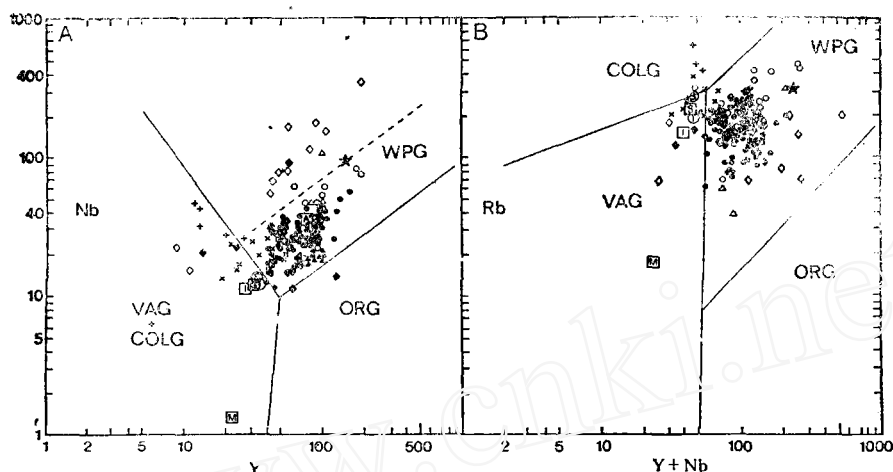


图7 A、B. 本文花岗岩数据在Pearce等(1984)的Nb-Y和Rb-Y+Nb鉴别图上的分布指出了同碰撞(COLG)、火山弧(VAG)、板内(WPG)和洋脊(ORG)花岗岩的区域(符号如图1)

和Anderson(1983)作了评论。与此相反,这些岩石的构造环境通常被假定为非造山裂谷环境。我们的化学数据以及采样所依据的地质资料使我们争论的原因有了新的认识。我们首先考虑岩石成因问题。

任何有关A型花岗岩岩石成因的理论都需要解释下列各点:

1. 过碱性熔体的产生及同期过碱性和非碱性以及超熔和低熔花岗岩相之间普遍伴生。

2. 岩石学证据表明,这些花岗岩是由相对干的、高温、完全熔融(即无残留岩)、富F和Cl的岩浆结晶而成的。

3. 它们富集高价阳离子,如REE、Nb、Zr、Y以及Ga和Zn。

广义来讲,关于碱性花岗岩岩石成因的理论可分为三类(并不一定互相排斥):(1)由在较正常岩浆发育早期(如Bailey, 1976; Currie等, 1986)或晚期(如Taylor等, 1980)的交代作用产生的碱性。(2)由分异作用产生的碱性(如Currie, 1976),通常假设含有斜长石或铝角闪石。(3)由于源区的特殊性而使初始熔体为碱性(如Collins等, 1982)。根据我们的资料,含过碱性花岗岩的火成杂岩体可显示出接近正常的I型和S型花岗岩的连续成分范围。这个观察对我们下文依次讨论的所有三种岩石成因理论具有重要意义。

### 交代模式

Taylor等(1980)提出,非造山花岗岩是在侵入期间和侵入后由 $\text{CO}_2$ 和富含卤素的挥发相的交代作用产生的。

### 分异模式

有关结晶分异在产生碱性到过碱性成分时的作用一直争论了几十年(Currie, 1976)。最常提到的相是斜长石和铝质角闪石。大多数A型花岗岩杂岩由大量长石质岩石组成,缺少伴生的中性岩;根据常用指标( $\text{K/Rb}$ ,  $\text{K/Ba}$ ,  $\text{Rb/Sr}$ ,  $\text{Rb/Ba}$ ),深成岩似乎缺乏显著的内部分异。在已证实具有分异作用的长英质花岗岩中,微量元素变化是明显的。

### 部分熔融模式

最近的许多工作表明,非造山花岗岩是由相对无水的下壳源岩石部分熔融产生的原生岩浆形成的。Harris和Marriner(1980)提出一个模式,即高流量的幔源富卤素挥发分诱发熔融,并为非造山花岗岩提供了高浓度的碱金属和高场强元素。Barker等(1975)提出了一个反应-熔融模式。

## 构造意义

把A型花岗岩与“非造山”克拉通裂谷活动联系起来的“传统看法”似乎需要改变。我们认为,Collins等(1982)的成因模式的主

要方面是正确的。该模式表明,没有充分理由作这种限制。当然,我们可假定,由他们设想的亏损母岩应在活动造山带最普遍。没有充分理由认为这种源区必须是I型的,因为由于S型熔体的带出而亏损的母岩也应是普遍的(例如Anderson和Thomas, 1985)。然而产生A型花岗岩岩浆所要求达到的高熔融温度( $>830^{\circ}\text{C}$ )

(Clemens等, 1986)可能限制了它们形成的构造条件,这个温度也许是通过幔源镁铁质岩浆侵入下地壳而产生的。

活动的过碱性火山产出在主裂谷两翼(埃塞俄比亚的凡塔尔; Gibson, 1974)、活动俯冲带上(新西兰迈耶岛; Ewart等, 1968)、横向断裂的俯冲带上(当特尔卡斯托群岛; Smith, 1976)以及在一种可疑的可能为构造后的环境(Pantellaria; di Girolamo, 1934)内。A型花岗岩的不同构造背景的极有益的实例出现在阿巴拉契亚加里东造山带。在纽芬兰西部的托普赛尔斯火成地体中,存在从晚奥陶世的造山M型花岗岩岩浆活动到早志留世大量A型岩

浆活动的过渡。现代构造模式表明,包括托普赛尔斯地区在内的岩浆弧于中奥陶世与北美洲碰撞后,由于在托普赛尔斯地区下面向西的俯冲,在晚奥陶世期间边缘盆地被封闭。在地壳隆起和横向断裂产生托普赛尔斯岩套期内,俯冲的北美格林维尔基底岩石可能遭受部分熔融。晚志留世韦尔斯福德杂岩与一大的右旋平移断层密切相关,而泥盆世的圣劳伦斯花岗岩可能与一大的左旋断层有关。我们相信,联系这些不同构造环境的共同特征是: a) 脱水的、相当硅铝质的地壳源区; b) 足以使该地壳发生部分熔融的热源; c) 使岩浆通向浅部的通道。这些条件决不只局限于板内断裂作用,它们能与横向断层作用同时出现,或甚至在俯冲期间内出现。

译自《Contributions to Mineralogy and Petrology》1987, V.95, No. 4, 407—419

周泰禧(中国科学技术大学) 译  
赵斌校

(上接21页)

形成原生地球化学晕。溶剂-水溶液、二氧化碳-水溶液、氯化钠水溶液以及其他溶液具有最大的活动性。因此,这些溶液通过粒间空隙和微裂隙直至毛细裂隙向围岩渗透很远,并呈气-液包裹体,这些液体或气体包裹体被储存下来,从而在矿体周围形成最广泛的晕。

由此看来,矿脉和细脉周围宽阔的蒸气晕可用于寻找盲矿体。

除上述标志外,还发现萤石的热发光性质随深度而发生有规律的变化:矿床下层萤石的热发光弱,矿床上层萤石的热发光强。热发光

梯度与深度成正比,即愈近地表热发光梯度愈小。还发现萤石的发光强度由早期世代到晚期世代、由带色变种到无色变种、由颗粒集合体到单晶而降低。由此可见,热发光是萤石的主要标型特征,可以用于确定矿床侵蚀断面水平和预测深部矿体,从而可有目的地应用于普查勘探工作。

译自《Советская геология》  
1987, No. 12, 96—99

侯殿德(辽宁地矿局十队) 译  
张玉学 校