

文章编号: 1009-3850(2007)03-0070-08

黄陵岩基 A 型花岗岩的厘定

李再会¹, 汪雄武², 王晓地³

(1. 成都地质矿产研究所, 四川 成都 610082; 2. 成都理工大学, 四川 成都 610059; 3. 宜昌地质矿产研究所, 湖北 宜昌 443003)

摘要: 黄陵岩基 A 型花岗岩为钾长-二长花岗岩, 为准铝质、富 SiO₂、高碱、低 CaO 和 MgO、高 FeO^{*}/MgO; 明显亏损 Ba、Sr、P、Ti、Eu, 富 Nb、Th、Zr、Y 等高场强元素, Ga/Al 比值高。这些特征与该区 I 型花岗岩有明显的区别, 是一种典型的 A2 型花岗岩。黄陵岩基 A 型花岗岩形成时代为 800 ~ 770 Ma, 表明扬子地块北缘在新元古代处于拉张阶段, 可能与 Rodinia 超大陆的裂解背景有关。

关键词: 黄陵岩基; A 型花岗岩; 地球化学; 新元古代; 湖北

中图分类号: P588.12⁺1

文献标识码: A

自 Loselle (1979) 等提出 A 型花岗岩以来, 其独特的岩石地球化学特征及特殊的拉张环境 (非造山或后造山的构造背景) 备受关注。华南新元古代花岗质岩分布广泛, 主要出露在扬子地块周缘及北部的黄陵地区 (图 1)。根据高精度锆石 U-Pb 同位素测年结果, 这些花岗岩年龄主要集中在 830 ~ 750 Ma^[1~9]。扬子地块不同地区新元古代花岗岩虽然在成因类型上有很大差别, 但其形成时代 (830 ~ 820 Ma) 却高度一致, 表明这些不同类型的花岗岩应形成于相同或相关的构造环境^[4]。目前对华南新元古代岩浆岩的成因和形成的构造背景存在地幔柱^[7~13] 和岛弧两种截然不同的观点^[14~19], 所提出的新元古代超大陆再造和演化模式差别很大。

位于扬子地块核部的黄陵花岗岩是扬子地块新元古代典型的“I”型花岗岩 (马大铨等, 1992, 黄陵花岗岩基侵入期次、时代及成因研究) 或“埃达克质”花岗岩^[20]。本次研究首次在黄陵岩基中厘定出一套造山后的 A 型花岗岩。这一发现对于阐释扬子地块北缘 Rodinia 超大陆裂解事件的发展阶段具有重要构造意义。本

文主要讨论该岩体地质特征及岩石学、地球化学特征, 旨在探讨其成因及构造背景, 为进一步研究华南新元古代构造演化提供依据。

1 地质背景

黄陵花岗岩基位于扬子地块核部的鄂西宜昌地区中北部 (图 1), 面积约 1000 km², 是扬子陆块的新元古代花岗质岩的典型代表。岩体侵入了扬子地块目前已知最古老的太古宙结晶基底, 并被震旦系覆盖。按侵入接触关系由早至晚, 岩基划分为 4 个岩套——三斗坪石英闪长岩-中粗粒含角闪石黑云母英云闪长岩、黄陵庙含角闪石黑云母奥长花岗岩-似斑状黑云母花岗闪长岩和大老岭石英二长闪长岩-二长花岗岩以及晓峰花岗斑岩、花岗闪长斑岩岩墙。花岗岩基中普遍发育基性岩脉。在七里峡及杨家河至焦荷坪一带, 晓峰岩墙侵入了中粗粒黑云钾长-二长花岗岩, 被认为与大老岭岩套鼓浆坪单元相似 (马大铨等, 1992)。本次研究发现, 这套花岗岩具穿切晓峰岩墙的现象, 说明它形成晚于晓峰岩墙, 而且其地

收稿日期: 2006-11-06; 修改日期: 2007-01-09

第一作者简介: 李再会, 1967 年生, 硕士, 从事岩石学与区域地质研究。

资助项目: 中国地质调查局“中国花岗岩重大地质问题研究” (200113900018)。

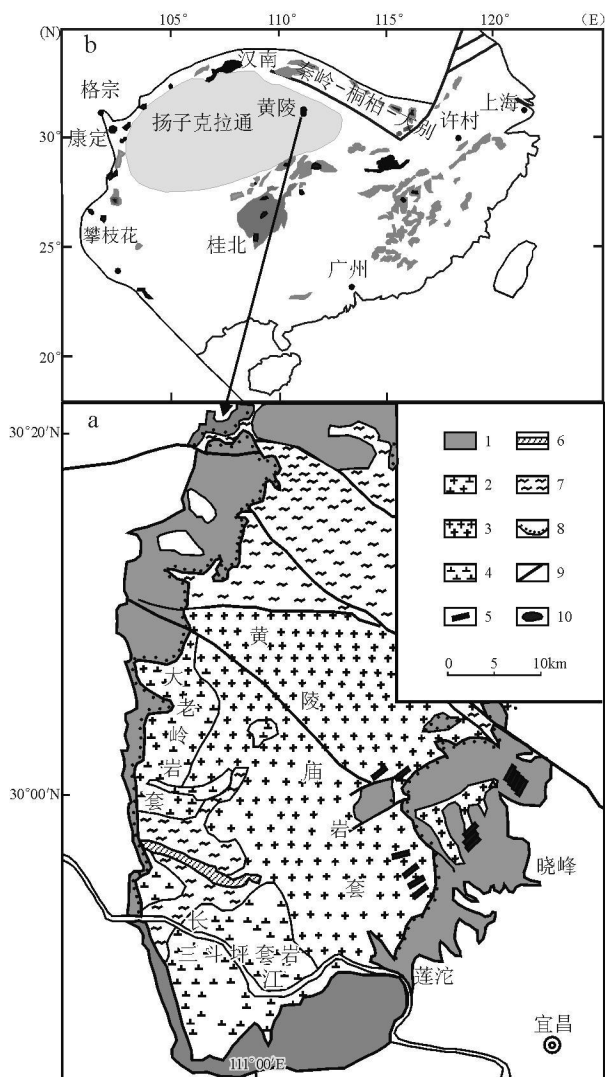


图1 华南新元古代花岗岩类岩石分布^[10]和黄陵花岗岩地质图^[21]

1. 新元古界; 2. 二长花岗岩; 3. 奥长花岗岩及花岗闪长岩; 4. 石英闪长岩及英云闪长岩; 5. 岩墙群; 6. 基性-超基性侵入岩; 7. 崆岭群; 8. 不整合界线; 9. 断层; 10. 花岗岩(830~750Ma)

Fig. 1 Distribution of the Neoproterozoic granites in southern China (after Li Z X et al., 2003) and geological map of the Huangling granite batholith (after Li Z X et al., 2004)

1=Neoproterozoic; 2= adamellite; 3= trondhjemite and granodiorite; 4= quartz diorite and tonalite; 5= dike swam; 6= basic and ultrabasic intrusive rocks; 7= Kongling Group; 8= unconformity; 9= fault; 10= granite (830-750 Ma)

球化学也明显不同于其他几个岩套, 具有 A 型花岗岩特征。该岩石为中粗粒黑云钾长-二长花岗岩, 其中, 微斜长石为 30%~50%, 半自形板柱状; 奥长石为 15%~27%, 短柱状; 石英为 30%~35%, 它形粒状; 黑云母为 1%~3%, 鳞片状; 含少量的锆石、磷灰石、白钛石等副矿物。该类花岗岩与大老岭岩套黑

云二长花岗岩相比, 不含角闪石和榍石, 钾长石含量较高。

2 地球化学特征

常量元素由宜昌地质矿产研究所实验室用经典湿发分析, 微量元素、稀土元素在广州地球化学研究所用 PE Elan 6000 型电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS)上分析, 分析精度优于 1%~3%。

2.1 常量元素

A 型花岗岩与该区 I 型花岗岩在化学成分上有一定差异(表 1), 总体表现为: SiO_2 为 72.64%~75.64%, A/CNK (铝饱和指数) 为 0.95~1.09, $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ 比值为 0.87~0.93, 属准铝质碱性花岗岩系列^[22]。在 TAS 分类图上, A 型花岗岩落入碱性花岗岩区(图 2), 而该区 I 型花岗岩分别落入花岗岩、花岗闪长岩和闪长岩区。低 CaO 和 MgO 含量和低 $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO})/(\text{FeO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 比值等显示了碱性花岗岩的特点(图 3)。与 I 型花岗岩相比, 具有高的 FeO^*/MgO 比值(12.49~23.07) ($\text{FeO}^* = \text{FeO} + 0.9 \times \text{Fe}_2\text{O}_3$), 高碱 ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 8.23\% \sim 8.46\%$) 和低 CaO_2 、 MgO_2 、 Al_2O_3 。总体上与国内外已知的 A 型花岗岩^[23-24] 具有很强的可比性, 均以高 Si、碱和低 Al、Ca、Mg 等为特征。A 型花岗岩的多阳离子参数 R_1 和 R_2 (尤其是 R_2) 普遍较之 I 型花岗岩偏低, 在 R_1 - R_2 关系图上(图 4), A 型花岗岩的投影点靠近造山期后 A 型花岗岩区, 而 I 型花岗岩的

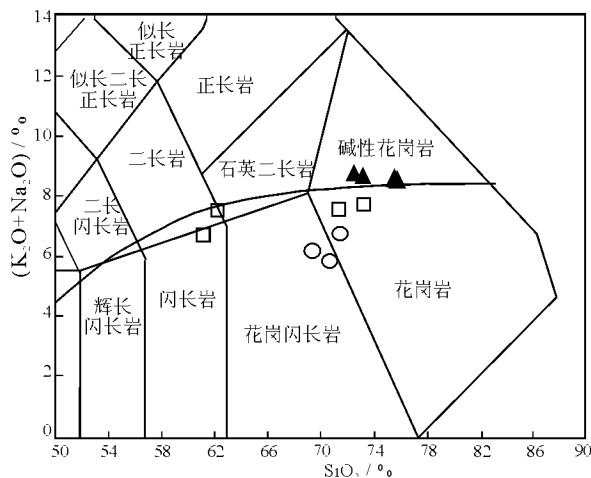


图2 黄陵花岗岩全碱-SiO₂ 分类图^[20]

▲ A 型花岗岩; ○ 黄陵庙岩套; □ 大老岭岩套

Fig. 2 Total alkali-SiO₂ diagram for the classification of the Huangling granites (after Cox K G et al., 1979)

▲ A-type granite; ○ Huanglingmiao rock suite; □ Dalaoling rock suite

表 1 鄂西黄陵花岗岩基常量元素($w_B/\%$)、微量元素($w_B/10^{-6}$)组成

Table 1 Contents of major elements ($w_B/\%$) and trace elements ($w_B/10^{-6}$) from the Huangling granite batholith											
样号	A 型花岗岩				黄陵庙岩套			大老岭岩套			
	W-1	W-2	Q II-4	Q IV-1	H23	H30	H48	H24	H25	H63	H64
SiO ₂	75.64	72.64	75.72	73.4	71.52	69.41	70.79	62.42	61.25	73.44	71.52
TiO ₂	0.09	0.36	0.14	0.33	0.23	0.26	0.18	0.59	0.71	0.24	0.28
Al ₂ O ₃	12.74	12.46	11.54	12.04	14.77	16.09	14.94	17.82	17.07	13.5	13.94
Fe ₂ O ₃	0.22	0.74	0.32	0.32	1.05	1.18	0.76	1.62	1.97	0.72	0.94
FeO	1.78	2.97	2.25	2.96	1.62	1.64	2.05	2.62	3.47	2.02	2.2
MnO	0.047	0.05	0.027	0.043	0.036	0.051	0.071	0.071	0.099	0.039	0.052
MgO	0.14	0.26	0.11	0.26	0.45	0.62	0.93	1.3	2.26	0.51	0.77
CaO	0.2	1.02	0.62	0.98	2.67	3.45	2.72	4.0	5.02	1.49	1.69
Na ₂ O	4.21	3.07	3.15	3.14	4.25	4.58	4.4	4.87	4.52	3.57	3.79
K ₂ O	4.04	5.34	5.08	5.26	2.43	1.54	1.38	2.57	2.1	4.04	3.67
P ₂ O ₅	0.04	0.09	0.03	0.07	0.063	0.09	0.068	0.142	0.183	0.08	0.08
H ₂ O ⁺	0.42	0.54	0.3	0.32	0.77	1.01	1.08	1.71	1.22	0.33	0.6
F	0.026	0.219	0.305	0.238	—	—	—	—	—	—	—
总计	99.59	99.76	99.57	99.36	99.86	99.92	99.37	99.73	99.87	99.98	99.53
KNA	0.89	0.87	0.93	0.9	0.65	0.57	0.58	0.61	0.57	0.76	0.73
ACNK	1.09	0.98	0.98	0.95	1.02	1.04	1.09	0.99	0.91	1.04	1.05
FeO*/MgO	14.13	13.98	23.07	12.49	5.7	4.36	2.94	3.14	2.32	5.23	3.96
R ₁	2540	2388	2662	2444	2607	2553	2748	1698	1819	2598	2467
R ₂	278	366	298	354	598	716	630	842	984	450	492
La	18.48	155.66	126.22	114.00	33.40	35.70	43.50	34.80	39.50	46.00	58.00
Ce	34.13	292.11	229.89	198.81	50.20	50.70	66.50	56.20	66.40	72.00	95.00
Pr	3.38	31.79	25.00	20.99	5.05	5.68	6.45	6.69	8.26	8.00	8.30
Nd	10.63	109.50	82.73	67.75	23.70	25.90	23.00	32.60	41.20	23.50	35.00
Sm	2.07	16.91	12.41	10.42	2.88	3.15	3.85	4.44	5.88	3.60	5.20
Eu	0.30	1.49	1.04	0.35	0.74	0.80	0.81	1.21	1.22	0.74	0.82
Gd	1.79	12.94	9.47	8.25	1.38	1.65	1.88	3.01	4.20	1.70	2.60
Tb	0.30	1.76	1.30	1.24	0.28	0.26	0.27	0.47	0.66	0.29	0.42
Dy	1.82	9.45	7.39	7.19	0.82	1.26	0.95	2.79	3.95	1.04	1.75
Ho	0.40	1.99	1.50	1.45	0.18	0.24	0.17	0.50	0.75	0.19	0.34
Er	1.07	5.03	4.17	4.13	0.36	0.53	0.33	1.29	2.05	0.42	0.86
Tm	0.15	0.72	0.58	0.59	0.06	0.08	0.05	0.16	0.25	0.07	0.13
Yb	1.10	4.68	4.05	4.35	0.39	0.45	0.21	0.98	1.47	0.47	0.89
Lu	0.15	0.67	0.58	0.59	0.06	0.07	0.03	0.13	0.23	0.07	0.12
ΣREE	75.76	644.68	506.32	440.10	119.50	126.47	147.99	145.27	176.02	158.08	209.43
(La/Yb) _N	11.11	21.91	20.53	17.28	55.84	52.26	139.78	23.37	17.70	64.47	42.93
(La/Sm) _N	5.45	5.60	6.19	6.66	7.06	6.90	6.87	4.77	4.09	7.77	6.79
(Gd/Yb) _N	1.30	2.21	1.87	1.52	2.80	2.94	7.34	2.46	2.29	2.90	2.34
δEu	0.47	0.30	0.28	0.11	1.01	0.98	0.82	0.96	0.72	0.81	0.61
Rb	129.1	211.8	257.2	366.4	56.5	37.5		51.5	92.2		
Sr	64.5	122.3	102.8	24.4	430.0	535.0		600.0	300.5		
Ba	951.5	986.9	823.3	139.8	1220.0	982.5		780.0	1670.0		
U	2.3	1.9	2.2	4.5	1.7	2.4		1.1	1.4		
Zr	64.5	376.5	312.7	188.0	90.0	115.5		251.5	144.5		
Hf	2.6	11.5	10.0	7.8	—	—		—	—		
Ta	1.0	1.4	1.5	2.1	0.6	0.8		1.2	1.0		
Nb	15.2	24.9	22.1	23.5	5.5	8.5		10.7	8.5		
Th	9.3	26.4	36.3	46.9	12.6	7.0		8.0	11.9		
Y	10.8	52.8	42.4	43.8	5.1	6.2		12.1	7.0		
Ga	12.6	21.3	19.3	15.8	—	—		—	—		
Sc	4.2	5.9	6.1	3.2	—	—		—	—		
Zn	66.5	93.6	29.9	21.7	40.0	45.0		62.5	41.4		
Pb	46.2	27.0	24.7	25.5	15.0	5.0		23.5	20.2		
Ni	3.8	3.7	4.3	1.9	3.5	8.5		11.5	4.2		
Co	1.1	2.7	2.9	1.3	1.0	3.0		9.0	4.1		
Cr	8.6	8.7	9.7	5.7	51.5	99.5		65.0	41.2		
Cu	13.1	18.1	10.8	24.9	29.0	14.5		38.0	21.6		

注: 黄陵庙岩套、大老岭岩套数据引自马大铨等(1992)。

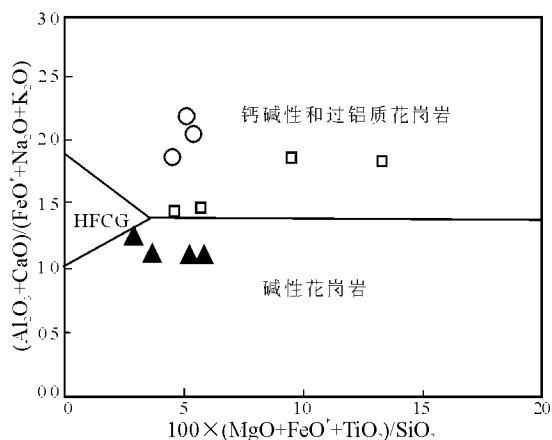


图3 $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO})/(\text{FeO}^* + \text{K}_2\text{O} + \text{NaO}) - 100 \times (\text{MgO} + \text{FeO}^* + \text{TiO}_2)/\text{SiO}_2$ 分类图^[25]

HFCG: 高度分异的钙碱性花岗岩(其他图例同图2下同)

Fig. 3 Major element diagram of $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO})/\text{FeO}^* + \text{K}_2\text{O} + \text{NaO}$ vs. $100 \times (\text{MgO} + \text{FeO}^* + \text{TiO}_2)/\text{SiO}_2$ for the classification of the I-type granites in the study area (after P. J. Sylvester, 1989)

HFCG = highly fractionated calc-alkaline granites (other symbols as in Fig. 2)

投影点多落在同造山花岗岩区,反映二者形成的区域构造环境有明显的区别。

2.2 微量元素和稀土元素

微量元素和稀土元素分析结果列于表1。稀土元素球粒陨石标准化曲线和微量元素对原始地幔标准化分布曲线分别见图5和图6。从中可见,①A型花岗岩稀土元素总量(除W-1外)为 $(440.10 \sim 644.68) \times 10^{-6}$,几乎是该区I型花岗岩的3~4倍。此外, $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 与该区I型花岗岩相比有明显差别。A型花岗岩富集HREE,且具明显的负Eu异常(0.11~0.47),表明岩石经历了较强的分离结晶作用。②A型花岗岩不相容元素地球化学特征表现为明显的Ba、Sr、P、Ti的负异常,这可能与斜长石(对应于Sr)、钾长石(Ba)、磷灰石(P_2O_5)和钛铁矿或榍石或角闪石(TiO_2)的分异有关。Ba相对于Th和Rb亏损,是许多成熟度高的陆壳岩石的特点^[29]。与该区I型花岗岩相比,A型花岗岩以具高的不相容高场强元素(Nb、Th、Zr、Y)含量和高的稀土元素(除Eu外)以及 $\text{Rb}/\text{Sr} > 1$ 为特征。总的分布型式与世界典型A型花岗岩(148个样品平均值^[23])相近似。

3 讨论

Loiselle (1979)等最早提出的A型花岗岩指的是具有“碱性”和相对“贫水”的特征、产于“非造山”

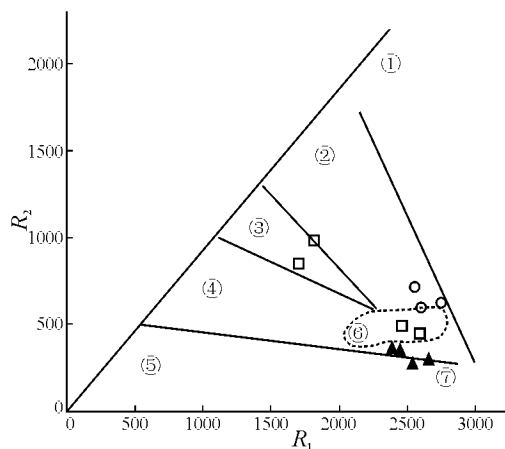


图4 黄陵花岗岩 R_1-R_2 关系图(据 R. A. Batchelor 等, 1985)

①. 地幔分异; ②. 板前碰撞; ③. 碰撞后抬升; ④. 晚造山; ⑤. 非造山; ⑥. 同碰撞; ⑦. 造山后

Fig. 4 R_1-R_2 diagram for the Huangling granites (after R. A. Batchelor et al., 1985)

① = mantle fractionates; ② = pre-plate collision; ③ = post-collision uplift; ④ = late-orogenic; ⑤ = anorogenic; ⑥ = syn-collision; ⑦ = post-orogenic

环境的特征。Collins(1982)等对这一原始概念作了修改,而是仅从地球化学上加以定义^[27]。目前已基本公认。根据铝碱等参数的相对关系,A型花岗岩类既可以是过碱的,也可以是准铝的和过铝的。化学成分上,A型花岗岩具有富碱、低钙和铁镁比值高的特点,在指定 SiO_2 含量为70%时, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 为7%~11%, $\text{CaO} < 1.8\%$, FeO^*/MgO 为8~80^[28]。微量元素上,明显富集REE(Eu除外)、Zr、Nb和Ta等高场强元素(HFSE),而Sc、Cr、Co、Ni、Ba、Sr和Eu等含量低。黄陵岩基中A型花岗岩具有上述A型花岗岩的岩石地球化学特征。在 $\text{SiO}_2-\text{FeO}^*/\text{MgO}$ 图(图7)、 $\text{FeO}^*/\text{MgO}-(\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y})$ (图8a)和 $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{CaO}-(\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y})$ 图解(图8b)中,均落入A型花岗岩区。

大量的研究表明,地球化学确定的A型花岗岩可以形成于造山后和非造山两种构造环境^[28~34]。Whalen等(1987)指出,A型花岗岩产于全球构造的不同部位,但这类岩石的形成无一例外与拉张构造背景有关^[23]。Rogers等(1990)认为,与非造山岩套相比,造山后岩套更富CaO和MgO而全碱含量较低^[37]。非造山岩套的岩石类型以过碱性为主,而造山后岩套则以准铝质占主导^[38]。现在愈来愈多的人倾向于把A型花岗岩分成非造山和造山后两类^[2,31,32,39],并分别命名为A1、A2型或AA、PA型。

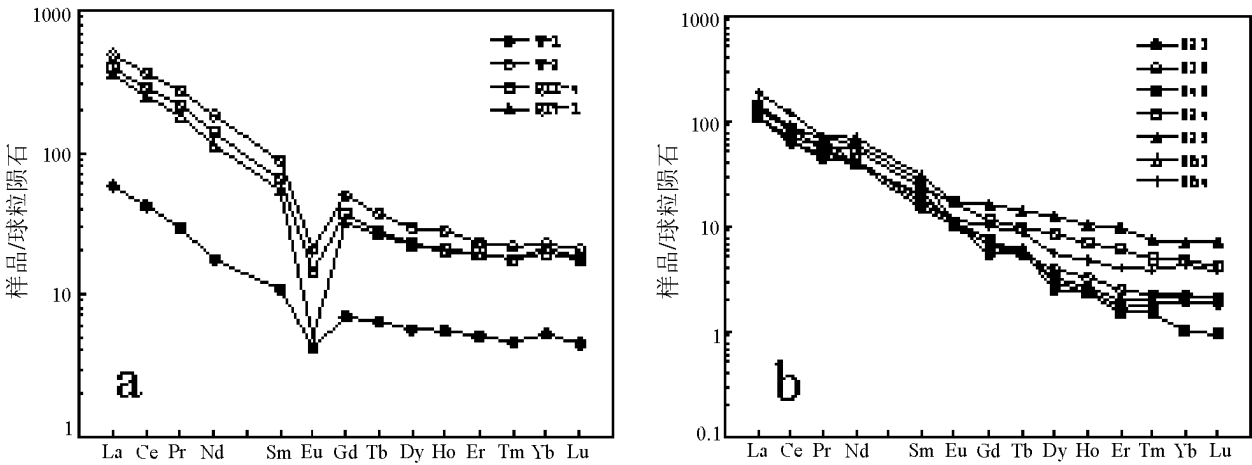


图 5 黄陵花岗岩稀土元素球粒陨石标准化分布模式(球粒陨石值据文献^[35])

Fig. 5 Chondrite-normalized REE distribution patterns for the Huangling granites

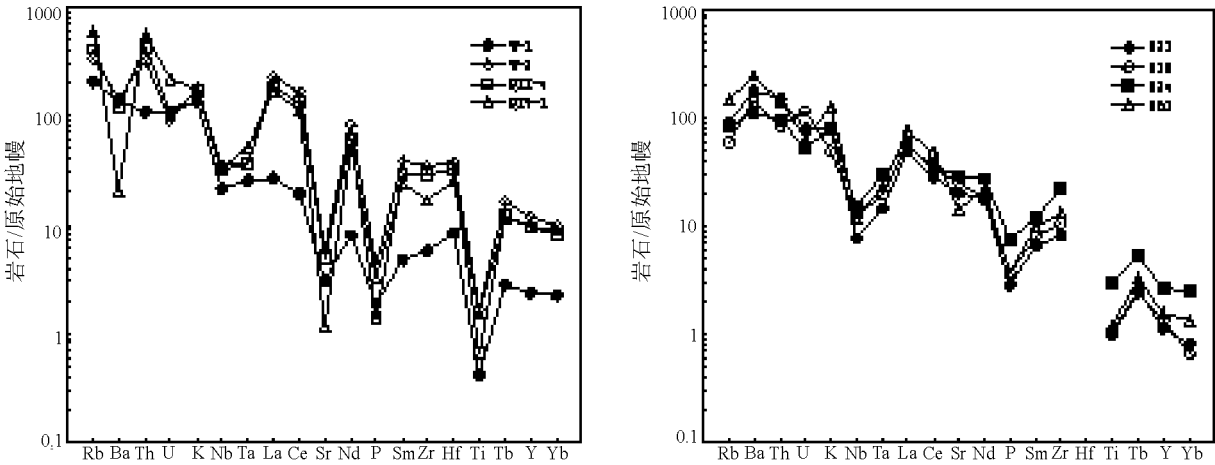


图 6 黄陵花岗岩微量元素蛛网图(原始地幔值据文献^[36])

Fig. 6 PM-normalized trace element patterns for the Huangling granites

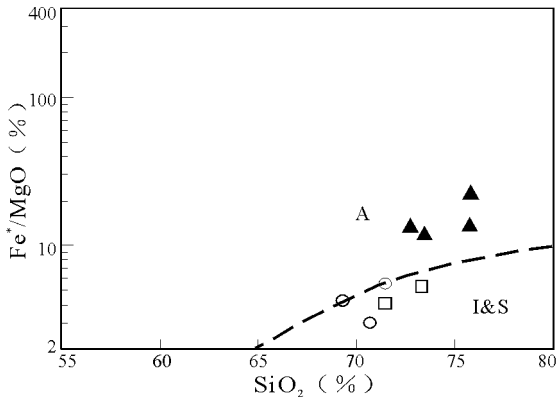


图 7 $FeO^*/MgO-SiO_2$ 图解^[29]

Fig. 7 FeO^*/MgO vs. SiO_2 diagram (after Wan Yusheng, 1999)

A1 为侵位于像大陆裂谷与地幔柱或热点有关的板内非造山环境中; A2 来自陆壳或底侵的镁铁质地壳, 是在长期高热流状态和花岗岩浆活动结束之后的造山后环境中侵位的。在 Rb/Nb-Y/Nb 和 Nb-Y-Ga 判别图^[32] (图 9) 以及 R_1-Ga/Al 图^[39] 上 (图略), 黄陵 A 型花岗岩类成分分布于 A2 或 PA 区内, 说明为造山后环境, 标志着造山作用的结束。

随着 Rodinia 超大陆及其裂解问题讨论的进行, 围绕扬子陆块及周边的前寒武系火成岩成因及构造属性成为地学界关注的热点^[4, 7, 14, 18]。对这些岩浆事件的成因与构造背景在认识上却存在较大的分歧。如对黄陵花岗岩基的成因, Gao S et al (1990) 和马大铨等 (2002) 认为与岛弧岩浆作用或古洋壳向扬

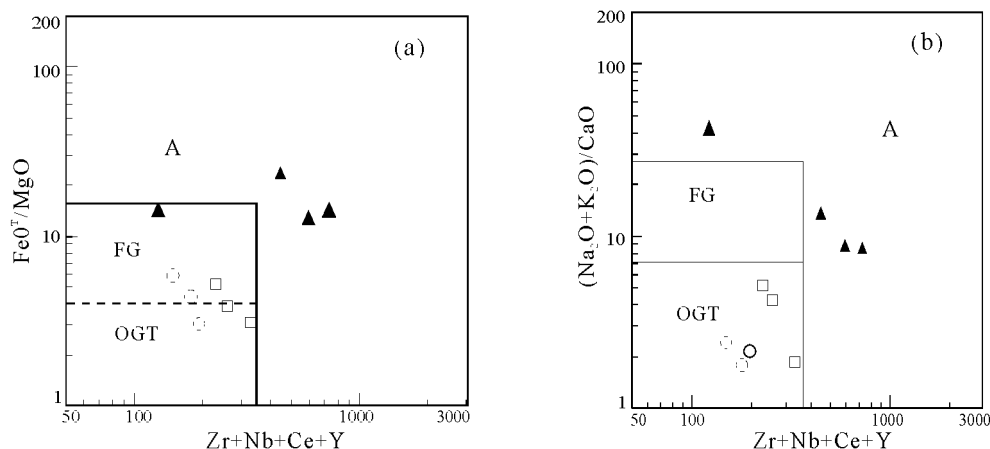


图 8 $\text{FeO}^*/\text{MgO}-(\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y})$ (a)和 $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{CaO}-(\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y})$ (b)图解(据文献^[23])

OGT: I、S 和 M 型花岗岩类分布区; FG: 分异的长英质 I 和 S 型花岗岩类分布区

Fig. 8 FeO^*/MgO vs. $(\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y})$ (a) and $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$ vs. $(\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y})$ discrimination diagrams (after Hong Dawei et al., 1987)

OGT=field of the I-, S- and M-type granites; FG=field of the fractional felsic I- and S-type granites

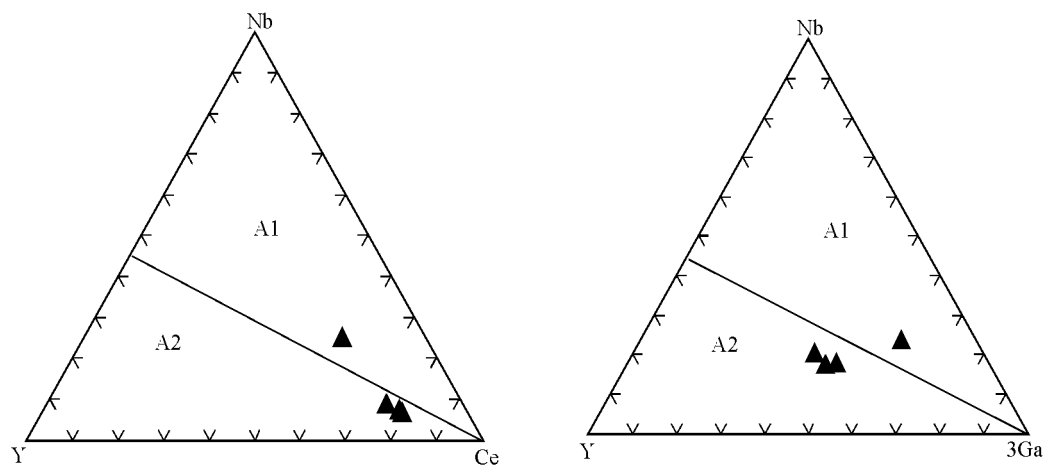


图 9 A1、A2 型花岗岩判别图(据文献^[32])

Fig. 9 Discrimination diagrams for A1 and A2 granites (after G. N. Eby, 1992)

子陆块俯冲作用有关^[40, 41]; 而 Li XH et al (2003) 则认为是新元古代华南地幔柱活动及 Rodinia 超大陆超大陆裂解的产物^[1]。但是它们都面临一些解释困难^[42] 或缺乏充分的证据^[43]。

高精度年代学研究表明, 位于扬子地块核部的黄陵岩基和北缘的汉南侵入杂岩体是经过多期构造-岩浆作用形成的^[43]。代表黄陵花岗岩基的主体三斗坪岩套和黄陵庙岩套的侵位年龄分别为 $833 \pm 29\text{Ma}$ 和 $819 \pm 7\text{Ma}$ ^[44], 大老岭岩套的侵位年龄为 $791 \pm 7\text{Ma}$ ^[42], 晓峰岩套的侵位年龄 $802 \pm 10\text{Ma}$ ^[21], 侵入黄陵花岗岩基中的基性岩墙的侵入年龄为 $770 \pm 3\text{Ma}$ ^[44]。晓峰岩套被震旦系标准剖面莲沱组直接覆盖。这些研究表明, 黄陵花岗岩基大约形成于 $830 \sim 770\text{Ma}$ 。根据 A 型花岗岩与各岩套的侵入

接触关系, 推测 A 型花岗岩的侵入时间在 $802 \sim 770\text{Ma}$ 。有研究报道, 三斗坪岩套和晓峰岩套的形成年龄分别为 $794 \pm 7\text{Ma}$ 和 $734 \pm 17\text{Ma}$ ^[42], 这两个年龄明显偏小, 与野外岩体的地质事实不能很好地吻合。黄陵岩基形成的时代大致对应于 Rodinia 超大陆裂解期 (825Ma 至 $750 \sim 700\text{Ma}$), 如此大规模的全球构造事件势必在华南大陆有所反映^[10, 45]。黄陵花岗岩基, 包括 A 型花岗岩, 应是对这次构造事件的响应。

根据上述结果和讨论, 提出黄陵花岗岩形成的模式: 扬子地块北缘晋宁期侵入岩的形成与北方古洋壳向扬子陆块俯冲作用有关^[41, 45], 位于稍偏向板内的黄陵岩基的形成可能与陆内的挤压、碰撞有关^[46]。大约在 $833 \sim 819\text{Ma}$ 前, 由于这个大洋板块的

消减作用,使扬子地块的太古代基底发生熔融,产生壳-幔混合型偏中性的中酸性花岗岩岩浆,形成花岗岩基^[44],随着挤压造山作用趋于结束(约800Ma)、造山带崩塌、岩石圈的伸展和减薄,地幔物质的上涌,热流值的上升,形成造山后的A型花岗岩。其后(约770Ma)侵入的基性岩墙群指示大陆地壳进一步减薄,处于拉张裂解状态,这一特征可能指示了古大陆的裂解过程,与陆松年等(2005)认为南秦岭在810~710Ma大陆地壳处于减薄的伸展机制的认识^[47]一致。

本文岩石地球化学数据的处理是在路远发提供的“GeoKit”软件上完成的。

参考文献:

- [1] 马国干,张自超,李华芹等.扬子地台震旦系同位素年代地层学的研究[A].宜昌地质矿产研究所所刊(14)[C].北京:地质出版社,1989.83—123.
- [2] 徐士进,王汝成,沈渭洲,等.松潘-甘孜造山带中晋宁期花岗岩的U-Pb和Rb-Sr同位素定年及其大地构造意义[J].中国科学D辑,1996,26(1):52—58.
- [3] 李献华.广西北部新元古代花岗岩锆石U-Pb年代学及其构造意义[J].地球化学,1999,28(1):1—9.
- [4] 李献华,李正祥,葛文春,等.华南新元古代花岗岩的锆石U-Pb年龄及其构造意义[J].矿物岩石地球化学通报,2001,20:271—273.
- [5] 张宗清,张国伟,唐索寒等.汉南侵入杂岩年龄及其快速冷凝原因[J].中国科学,2000,45(23):2567—2572.
- [6] 沈渭洲,李惠民,徐士进等.扬子地块西缘黄草山和下索子花岗岩体锆石U-Pb年代学研究[J].高校地质学报,2000,6(3):412—416.
- [7] LI Z X, LI X H, KINNY P D, WANG J. The breakup of Rodinia: Did it start with a mantle plume beneath South China? [J]. Earth Planet. Sci. Lett., 1999, 173: 171—181.
- [8] LI Z X, LI X H, ZHOU H W, KINNY P D. Grenvillian continental collision in South China: New SHRIMP U-Pb zircon results and implications for the configuration of Rodinia [J]. Geology, 2002, 30: 163—166.
- [9] LI X H, LI Z X, ZHOU H W, LIU Y, KINNY P D. U-Pb zircon geochronology, geochemistry and Nd isotopic study of Neoproterozoic bimodal volcanic rocks in the Kangdian Rift of South China: implications for the initial rifting of Rodinia [J]. Precamb. Res., 2002, 113: 135—154.
- [10] LI Z X, LI X H, KINNY P D, WANG J, ZHANG S, ZHOU H W. Geochronology of Neoproterozoic synrift magmatism in the Yangtze Craton, South China and correlations with other continents: Evidence for a superplume that broke up Rodinia [J]. Precamb. Res., 2003, 122: 85—109.
- [11] LI X H, LI Z X, GE W, ZHOU H W, LI W X, LIU Y, WINGATE M T D. Neoproterozoic granitoids in South China: crustal melting above a mantle plume at ca. 825 Ma [J]. Precamb. Res., 2003, 122: 45—83.
- [12] LING W L, GAO S, ZHANG B R, LI H M, LIU Y. Neoproterozoic tectonic evolution of the northwestern Yangtze Craton, South China: implications for amalgamation and break-up of the Rodinia supercontinent [J]. Precamb. Res., 2003, 122: 111—140.
- [13] 凌文黎,王歆华,程建萍.扬子北缘晋宁期望江山基性岩体的地球化学特征及其构造背景[J].矿物岩石地球化学通报,2001,20:218—221.
- [14] ZHOU M F, YAN D P, KENNEDY A K, LI Y Q, DING J. SHRIMP U-Pb zircon geochronological and geochemical evidence for Neoproterozoic arc-magmatism along the western margin of the Yangtze Block, South China [J]. Earth Planet. Sci. Lett., 2002, 196(1—2): 51—67.
- [15] ZHOU M F, KENNEDY A K, SUN M, MALPAS J, LESHER C M. Neoproterozoic arc-related mafic intrusions along the Northern margin of South China: Implications for the accretion of Rodinia [J]. J. Geol., 2002, 110(5): 611—618.
- [16] 沈渭洲,高剑峰,徐士进等.扬子板块西缘泸定桥头基性杂岩体的地球化学特征和成因[J].高校地质学报,2002,8(4):380—389.
- [17] 沈渭洲,高剑峰,徐士进等.四川盐边冷水箐岩体的形成时代和地球化学特征[J].岩石学报,2003,19(1):27—37.
- [18] 周金城,王孝磊,邱检生,等.桂北中-新元古代镁铁质-超镁铁质岩的岩石地球化学[J].岩石学报,2003,19(1):9—18.
- [19] 周新民.对华南花岗岩研究的若干思考.高校地质学报,2003,9(4):556—565.
- [20] COX K G, BELL J D, PANKHURST R J. The Interpretation of Igneous Rocks [M]. London: Allen and Unwin, 1979. 450.
- [21] LI Z X, EVANS D A D, ZHANG S. A 90° spin on Rodinia: Possible causal links between the Neoproterozoic supercontinent, superplume, true polar wander and low-latitude glaciation [J]. Earth Planet. Sci. Lett., 2004, 220: 409—421.
- [22] 地矿部南岭项目花岗岩专题组.南岭花岗岩地质及其成因和地矿作用[M].北京:地质出版社,1989.
- [23] 洪大卫,郭文岐,李戈晶,等.福建沿海晶洞花岗岩带的岩石学和成因演化[M].北京:北京科学技术出版社,1987.
- [24] WHALEN J B, CURRIE K L, CHAPPELL B W. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis [J]. Contrib. Mineral. Petrol., 1987, 95(4): 407—419.
- [25] SYLVESTER P J. Post-collisional alkaline granites [J]. J. Geol., 1989, 97: 261—280.
- [26] WAN YUSHENG. Ba anomaly and its geochemical significance [J]. Continental Dynamics, 1999, 4(1): 84—87.
- [27] COLLINS W J, BEAMS S D, WHITE A J R et al. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia [J]. Contrib. Mineral. Petrol., 1982, 80: 189—200.
- [28] EBY G N. The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis [J]. Lithos, 1990, 26: 115—134.
- [29] PEARCE J A. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins [A]. Hawkesworth C J, Nony M J. Continental Basalts and Mantle Xenoliths [C]. Nantwich:

- Shiva Publ., 1983. 230—249.
- [30] WHALEN J B, JENNER G A, LONGSTAFFE F J et al. Geochemical and isotopic (O, Nd, Pb and Sr) constraints on A-type granite: petrogenesis based on the Topsails igneous suite, Newfoundland Appalachians [J]. J. Petrol., 1996, 37: 1463—1489.
- [31] BONIN B. From orogenic to anorogenic settings: evolution of granitoid suites after a major orogenesis [J]. Geol. J., 1990, 25: 261—270.
- [32] EBY G N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenesis and tectonic implications [J]. Geology, 1992, 20: 641—644.
- [33] NEDELEC A, STEPHENS W E, FALLICK A E. The Panafrikan straitoid granites of Madagascar: alkaline magmatism in a post collisional extensional setting [J]. J. Petrol., 1995, 36: 1367—1391.
- [34] PITCHER W S. The Nature and Origin of Granite [M]. London: Chapman & Hall, 1997. 386.
- [35] BOYNTON W V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies [A]. Henderson P. Rare Earth Element Geochemistry [C]. Amsterdam: Elsevier, 1984. 63—114.
- [36] MCDONOUGH W F, SUN S, RINGWOOD A E et al. K, Rb and Cs in the Earth and Moon and the evolution of the Earth's Mantle [J]. Geochim. et Cosmochim. Acta, 1992, 56: 1001—1012.
- [37] ROGERS J J W, GREENBERG J K. Late orogenic post-orogenic and anorogenic granites: distinction by major element and trace element chemistry and possible origins [J]. Journal of Geology, 1990, 98(3): 291—309.
- [38] NARDI L V S, BONIN B. Post-orogenic and non-orogenic alkaline granite associations: the Saibó Intrusive Suite, Southern Brazil—a case study [J]. Chemical Geology, 1991, 92: 197—212.
- [39] 洪大卫, 王式, 韩宝福, 等. 碱性花岗岩的构造环境分类及其鉴别标志 [J]. 中国科学 B 辑, 1995, 25(4): 418—426.
- [40] GAO S, ZHANG B R, LIZ J. Geochemical evidence for Proterozoic continental arc and continental-margin rift magmatism along the north margin of the Yangtze Craton, South China [J]. Precamb. Res., 1990, 47: 205—221.
- [41] 马大铨, 杜绍华, 肖志发. 黄陵花岗岩基的成因. 岩石矿物学杂志, 2002, 21(2): 151—161.
- [42] 凌文黎, 高山, 程建萍, 等. 扬子陆核与陆缘新元古代岩浆事件对比及其构造意义——来自黄陵和汉南侵入杂岩 ELA-ICPMS 锆石 U-Pb 同位素年代学的约束 [J]. 岩石学报, 2006, 22(2): 387—396.
- [43] 王孝磊, 周金城, 丘检生, 等. 桂北新元古代强过铝花岗岩的成因: 锆石年代学和 Hf 同位素制约 [J]. 岩石学报, 2006, 22(2): 326—342.
- [44] 李志昌, 王桂华, 张自超. 鄂西黄陵花岗岩基同位素年龄谱 [J]. 华南地质与矿产, 2002, (3): 19—28.
- [45] 王剑. 华南新元古代裂谷盆地演化 [M]. 北京: 地质出版社, 2000. 121—128.
- [46] DE S K, CHACKO T, CREASER R A, MUEHLENBACHS K. Geochemical and Nd-Pb-O isotope systematics of granites from the Taltson Magmatic Zone, NE Alberta: implications for early Proterozoic tectonics in western Laurentia [J]. Precamb. Res., 2000, 102: 221—249.
- [47] 陆松年, 陈志宏, 李怀坤, 等. 秦岭造山带中两条新元古代岩浆岩带 [J]. 地质学报, 2005, 79(2): 165—173.

Recognition of the A-type granites from the Huangling granite batholith in western Hubei

LI Zai-hui¹, WANG Xiong-wu², WANG Xiao-di³

(1. Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources, Chengdu 610082, Sichuan, China; 2. Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, Sichuan, China; 3. Yichang Institute of Geology and Mineral Resources, Yichang 443003, Hubei, China)

Abstract: The A-type granites were discovered for the first time from the Huangling granite batholith in western Hubei. This kind of granites consisting of K-feldspar and monzonitic granites is characterized by metaluminous rocks ($A/CNK=0.95-1.09$), high SiO_2 (72.64%—75.64%), high alkali (K_2O+Na_2O ranging between 8.23% and 8.46%), low CaO and MgO contents, and high FeO^*/MgO ratios (12.49—23.07), depletion of the elements Ba, Sr, P, Ti and Eu, enrichment of the high field strength elements Nb, Th, Zr and Y, and higher Ga/Al ratios, implying that the granites in the study area are typical of A2 granites differing greatly from the I-type granites. The ages of 800—770 Ma for the A-type granites from the Huangling granite batholith indicate that the northern margin of the Yangtze landmass was in the extension phases during the Neoproterozoic, and may be related with the breakup of the supercontinent Rodinia.

Key words: Huangling batholith; A-type granite; geochemistry; Neoproterozoic; Hubei