

南岭万洋山加里东期 花岗岩地质地球化学特征及其成因

伍光英^{1,2} 马铁球³ 冯艳芳² 闫全人¹ 刘富国³ 柏道远³

(1.中国地质科学院地质研究所,北京 100037;2.中国地质调查局发展研究中心,北京 100037;

3.湖南省地质调查院,湖南 湘潭 411100)

摘要:通过岩体地质地球化学等特征的调查研究,对万洋山花岗岩体进行了岩石谱系单位划分,认为它是加里东期多阶段岩浆活动形成的复式岩体。花岗岩岩石类型主要为黑云母花岗闪长岩、黑云母二长花岗岩、二云母二长花岗岩,其中,黑云母花岗闪长岩、黑云母二长花岗岩中含有较多的暗色镁铁质微粒包体。 SiO_2 含量为 66.99%~73.04%, K_2O 平均含量为 3.91%, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ 为 6.26%~7.39%, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 平均值为 1.45, Al_2O_3 平均值为 13.74%;Ba、Nb、Sr、P、Ti 亏损较明显,Rb、(Th+U)、(La+Ce)、Nd、(Zr+Hf+Sm)、(Y+Yb)等则相对富集; ΣREE 平均为 264.43×10^{-6} ,重稀土富集; $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$ 平均比值为 1.8;(La/Yb)_N 比值平均 7.13;Eu 弱亏损, δEu 值平均为 0.53; I_{Sr} 值为 0.71223~0.71376, $\varepsilon\text{Sr}(t)$ 值为 109.8~131.5, $\varepsilon\text{Nd}(t)$ 值为 -7.1~-8.3, t_{DM} 为 1.74~1.86 Ga;研究表明万洋山花岗岩属铁质、(强)过铝高钾钙碱性 S 型花岗岩,形成于后造山构造环境;岩浆源区的物质是多源的,主要是含有深源岩浆固结产物的地壳物质;或是加里东期间扬子地块和华夏地块间发生碰撞前的侵入有深源岩浆岩或岛弧型岩浆岩的地壳物质;早期次单元花岗岩的岩浆源可能还有幔源岩浆混染或局部混合。

关 键 词:地球化学特征;物质来源;构造环境;花岗岩;万洋山;南岭

中图分类号: P594.41

文献标志码: A

文章编号: 1000-3657(2008)04-0608-10

华南地区不同时代、不同类型花岗岩的分布十分广泛^[1-4]。加里东期花岗质岩浆活动在该地区首次达到高峰,主要集中分布于湘粤赣交界的万洋山—诸广山地区、武夷山两侧和赣中武功山地区^[5]。万洋山加里东花岗岩体位于湘赣二省交界地带,呈大型岩基产出,是华南花岗岩的重要组成部分。

近年来花岗岩研究在大陆动力学研究中越来越显示出其重要意义。花岗岩的成因机制及其地球动力学背景成为华南大陆地质演化问题争论的焦点之一^[4]。南岭地区是中国重要有色金属成矿带之一,长期来对花岗岩的研究从未间断,由于绝大多数矿床与燕山期花岗岩有着直接联系,多数研究^[5-8]则放在与成矿有关的燕山期花岗岩上。而对加里东期花岗岩的详细研究较少,20 世纪 90 年代有学者从岩石谱系、地球化学等方面作了一些探讨,认为该区加里

东期花岗岩是母岩浆分离结晶演化的产物^[9]。近年来笔者在该地区进行地质调查研究过程中,对该区加里东期花岗岩的地质地球化学、同位素示踪及构造环境等方面进行了较详细的研究,目的是探讨大型岩基中各单元花岗岩的地质地球化学特征、形成花岗岩岩浆的物质来源和区域构造环境,为深入研究华南加里东期花岗岩乃至研究华南地区的构造演化提供详实资料。

1 岩体地质及岩石学特征

万洋山岩体位于华夏地块的西缘——茶陵—郴州断裂东侧,岩体呈近南北向分布,面积约 1400 km²(图 1)。该区南华纪—奥陶纪沉积了一套以砂岩、板岩为主的巨厚岩系;志留纪扬子地块和华夏地块间碰撞对接,导致泥盆系不整合覆盖于前泥盆系

收稿日期:2007-12-17;改回日期:2008-05-06

基金项目:中国地质调查局地质大调查项目(1212010813043、200213000035、1212010633803)资助。

作者简介:伍光英,男,1965 年生,博士,研究员,从事矿物学、岩石学、矿床学研究;E-mail:wguangying@163.com。

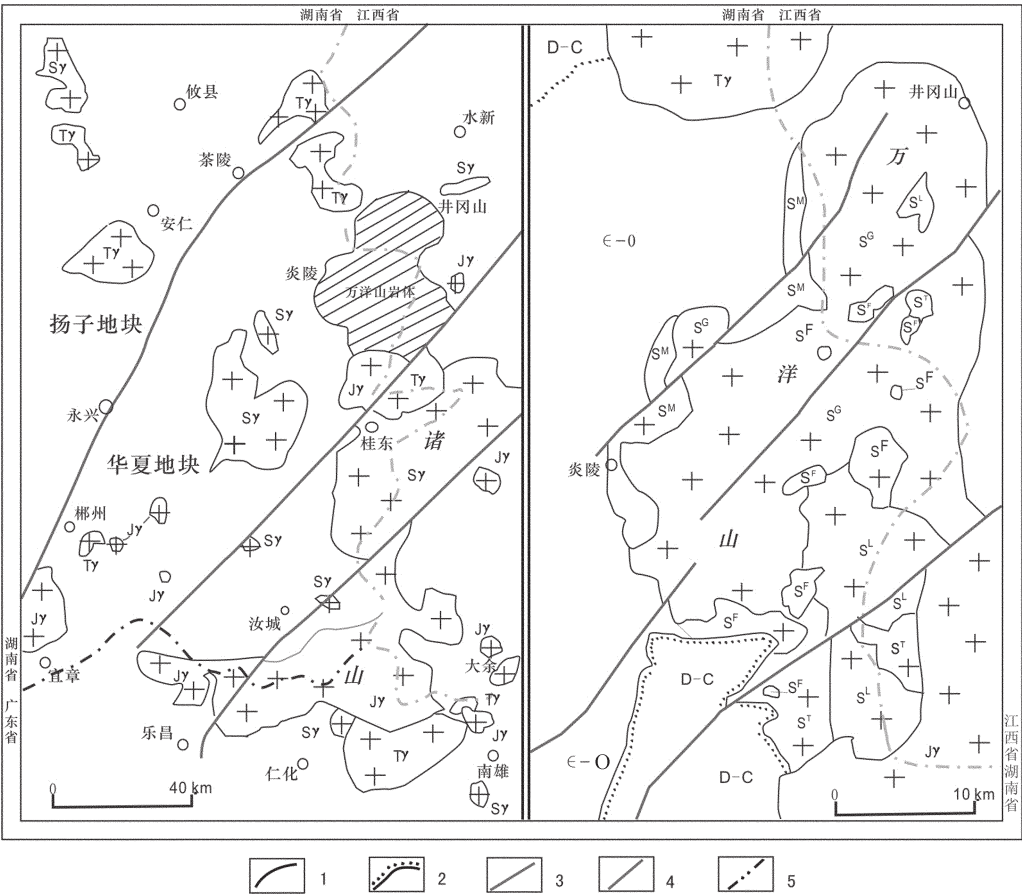


图 1 万洋山岩体地理位置及地质略图

1—地质界线;2—角度不整合地质界线;3—断裂;4—茶陵—郴州板块分界断裂;5—省界;D—C—泥盆纪—石炭纪地层;
ε—O—寒武纪—奥陶纪地层;J γ—侏罗纪花岗岩体;T γ—三叠纪花岗岩体;S γ—志留纪花岗岩体;
S^F—风雨仙单元;S^T—铁瓦仙单元;S^L—垅溪单元;S^G—葛田单元;S^M—沔渡单元

Fig.1 Schematic map showing the geographic location (left) and geology
of the Wanyangshan granitic batholith (right)

1—Boundary;2—Unconformity;3—Fault;4—Boundary fault between the Chaling and Chenzhou blocks;5—Provincial border;
D—C—Devonian—Carboniferous;ε—O—Cambrian—Ordovician;J γ—Jurassic granitic body;T γ—Triassic granite body;
S γ—Silurian granite body;S^F—Fengyuxian granite unit;S^T—Tiewaxian granitic unit;S^L—Longxi granite unit;
S^G—Getie granite unit;S^M—Miandu granite unit

地层之上,伴随加里东运动形成了大规模的花岗岩体^[10]。

万洋山岩体侵入于寒武系—奥陶系浅变质砂、板岩中,并被泥盆纪跳马涧组沉积岩覆盖。本次在万洋山岩体的沔渡单元花岗岩中获得锆石 U—Pb 法年龄值为 458 Ma;1:20 万区调在葛田单元中获得锆石 U—Pb 法和独居石 U—Pb 法年龄值分别为 462 Ma、441 Ma。据此可确定岩体形成时代为奥陶纪末—志留纪。岩体的围岩均发生较强的角岩化、斑点板岩化等热接触变质。从老到新将岩体划分为沔渡(S^M)、葛田(S^G)、垅溪(S^L)、铁瓦仙(S^T)、风雨仙

(S^F)等 5 个岩石单元,岩性分别为细中粒少斑状黑云母花岗闪长岩,中粗粒斑状黑云母二长花岗岩、细中粒斑状黑云母二长花岗岩、中细粒斑状黑云母二长花岗岩、细粒二云母二长花岗岩(图 1,表 1)。相邻单元之间的接触关系多为脉动接触,局部涌动接触,较清楚反映出其先后次序。

早期次单元岩石中见有较多的镁铁质暗色微粒包体,一般形态规则,呈椭圆状、长条状等,其成分主要是闪长质包体。

黑云母花岗闪长岩具细中粒花岗结构,块状构造;含有 2%~3%的长石斑晶,其大小一般为 6 mm×

表 1 万洋山岩体各单元岩石矿物平均含量和主元素化学成分
Table 1 Major elements and average mineral abundances in different units
of the Wanyangshan batholith

单 元	风雨仙		铁瓦仙		垅溪				葛田	沔渡
岩 性	细粒二云母 二长花岗岩		中细粒斑状黑云 母二长花岗岩		细中粒斑状黑云母二长花岗岩				中粗粒斑状黑云 母二长花岗岩	细中粒少斑状黑 云母花岗闪长岩
Pl/10 ⁻²	30.59		30.9		32.26				34	45.86
Kp	34.29		30.9		30.47				30	17.29
Q	31.59		32.2		31.23				29	28.71
Bi	2.03		6		6.04				7	8.14
Ms	1.5		0		0				0	0
An 值	30		32.5		27.41				34	27
样品数	6		11		16				21	12
样号	H24	Feb-70	H27	Jan-64	H25	8086	Feb-27	Feb-29	H22	Feb-36
SiO ₂ /10 ⁻²	68.56	72.99	73.04	71.28	72.39	70.34	69.22	70.19	66.99	67.02
TiO ₂	0.49	0.26	0.32	0.39	0.31	0.3	0.38	0.46	0.74	0.69
Al ₂ O ₃	14.54	13.52	13.37	13.87	13.37	13.27	13	13.75	14.25	14.42
Fe ₂ O ₃	0.26	0.28	0.39	0.74	0.15	1.02	0.70	0.82	0.90	1.55
FeO	3.87	2.03	2.03	2.8	3.13	3.89	6.25	3.44	4.75	3.97
MnO	0.08	0.06	0.05	0.06	0.07	0.05	0.06	0.06	0.08	0.07
MgO	1.40	0.65	0.71	0.99	0.78	0.78	0.85	1.19	1.38	1.29
CaO	2.65	1.22	1.03	1.85	1.54	1.63	2.16	2.27	2.69	1.7
Na ₂ O	2.88	3.24	2.6	2.62	2.74	2.56	2.66	2.51	2.57	2.69
K ₂ O	3.96	3.83	4.79	3.23	4.14	3.79	3.6	3.94	4	3.86
P ₂ O ₅	0.17		0.15		0.15				0.17	
灼失	0.45	1.20	1.00	1.00	0.65	1.50	1.00	0.80	0.68	1.90
Σ	99.31	99.28	99.48	98.83	99.42	99.13	99.88	99.43	99.20	99.16
ASI	1.05	1.16	1.18	1.24	1.13	1.18	1.07	1.1	1.06	1.23
ANK	1.61	1.43	1.41	1.78	1.49	1.57	1.64	1.59	1.67	1.67
ALK	6.84	7.07	7.39	5.85	6.88	6.26	6.45	6.35	6.57	6.55
K ₂ O/Na ₂ O	1.38	1.18	1.84	1.23	1.51	1.35	1.57	1.48	1.56	1.43
A/MF	1.55	2.77	2.59	1.87	2.03	1.09	1.54	1.51	1.25	1.33
MALI	3.29	4.19	5.85	6.36	4	5.34	4.72	4.10	4.18	3.88
F/F+M	0.61	0.73	0.76	0.74	0.74	0.8	0.83	0.88	0.74	0.77

注:样号 H××为本文,其余为 1:20 万郴州幅区调报告资料;样品分析由湖北武汉综合岩矿测试中心完成。采用 ICP-AES 分析,除 SiO₂ 采用碱溶法测定外,其他氧化物采用酸溶法测定,分析精度优于 2%。ASI= Al₂O₃/(CaO-1.67P₂O₅+ Na₂O+K₂O)(分子比);ANK= Al₂O₃/(Na₂O+K₂O)(分子比);ALK=Na₂O+K₂O;A/MF=Al₂O₃/(MgO+FeO)(分子比),FeO 为全铁;MALI=(Na₂O+K₂O-CaO);F/F+M=(FeO/(FeO+MgO))(分子比)。

15 mm~8 mm×15~20 mm;基质矿物主要由斜长石、钾长石、石英等矿物组成。斜长石一般为半自形板状,An 值为 27,个别具环带构造,环数 8~12 环,钠氏双晶及卡钠复合双晶常见;钾长石他形—半自形板柱状,主要是微斜微纹长石和微斜长石,条纹构造较发育,呈不规则的细纹状或乳滴状,格子双晶明显;石英他形粒状,波状消光明显;黑云母自形程度较高,分布较均匀。在岩体与围岩接触带附近,岩体边部可见 10~30 m 的细粒边,岩性为细粒黑云母花岗闪长岩。

黑云母二长花岗岩具中粗粒、细中粒、中细粒花岗结构,似斑状结构,块状构造。钾长石斑晶含量 6%~15%,大小一般在 10 mm×20 mm 左右,特征与花岗闪长岩中斑晶相近。基质主要由斜长石、微斜微纹长

石、石英、黑云母等组成。斜长石半自形板状,具钠氏双晶、卡钠复合双晶,斜长石与微斜微纹长石接触时,有被后者融蚀交代现象,致使接触界线显不规则弯曲状,An 值 23~37,为中长石。微斜微纹长石为他形—半自形板状,双晶多为隐格状,少数尚清晰,有斜长石嵌晶。石英他形粒状,呈连晶、聚晶。黑云母半自形板片状,多色性明显,Ng 褐色-棕红色,Np 浅黄色,含有金红石、锆石、磷灰石、磁铁矿包体。黑云母常被绿泥石、帘石交代。

二云母二长花岗岩具细粒花岗结构,块状构造。主要由微斜微纹长石、斜长石、石英、黑云母、白云母等组成。斜长石半自形板状,微斜微纹长石呈他形板状,少数他形—半自形板状;白云母呈细小鳞片状,有交代长石的现象。

岩石中普遍出现有绢云母化、绿泥石化、绿帘石化、黝帘石化等蚀变;副矿物普遍出现锆石、榍石、磁铁矿、磷灰石等。

2 地球化学特征

2.1 岩石化学特征

万洋山岩体花岗岩的主元素中(表 1),各单元从早期次至晚期次 SiO₂ 含量总体由低变高,变化为 66.99%~73.04%,平均为 70.20%;铁镁质含量较低,钾钠含量较高。随着 SiO₂ 含量的增加或岩石酸性程度的增高,Al₂O₃、FeOT、TiO₂、MgO、CaO、P₂O₅ 等均呈减少趋势,而 Na₂O 和 K₂O 则略呈增加趋势,反映岩浆可能为同来源和同时代产物。

铁镁比值(F/F+M)变化较大,为 0.61~0.88;碱

钙指数(MALI)为 3.88~6.36;铝饱和指数(ASI)均大于 1,部分大于 1.1,属(强)铝过饱和岩石。Frost 等^[1]提出了花岗质岩石的新的分类方案,其依据是 3 个地球化学变量,即 Fe 数(F/F+M)、修改的碱钙指数(Na₂O+K₂O-CaO)和铝饱和指数(ASI)以及 ANK,万洋山岩体主体花岗岩(早期次单元)主要属铁质岩系,晚期次补充侵位的 2 个单元花岗岩部分具镁质岩系特征(图 2);万洋山岩体花岗岩都属过铝质-强过铝质钙碱性岩石系列(图 3~4)。

在 ACF 图解(图 5)中,各单元岩石样点全部落于 S 型花岗岩区内。在 CIPW 计算标准矿物分子中,均出现 C 值,含量中等,一般大于 1,各单元都不出现 Di 值。各单元 ASI 值都在 1.05 以上,平均等于 1.14。从上述特征表明岩浆形成的物质可能主要来

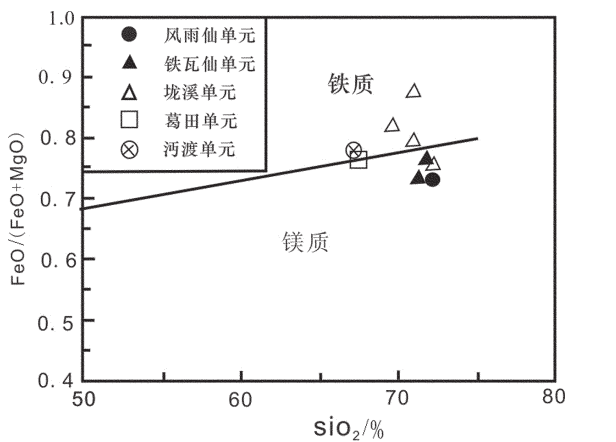


图 2 花岗岩 FeO/(FeO+MgO)-SiO₂ 图解(据 Frost 等,2001^[11])
Fig.2 Discrimination diagrams of FeO/(FeO+MgO)-SiO₂ for granitic rocks (after Frost et al., 2001)

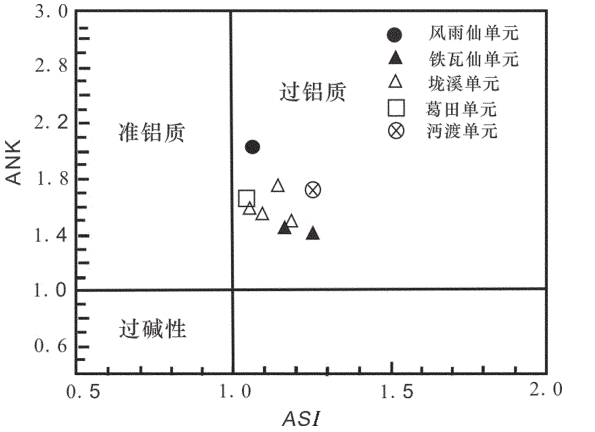


图 3 花岗岩 ANK-ASI 图解(据 Frost 等,2001^[11])
Fig.3 Discrimination diagrams of ANK-ASI (granitic rocks after Frost et al., 2001)

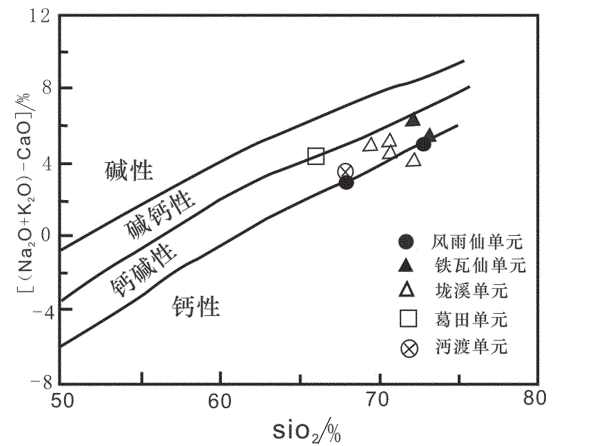


图 4 花岗岩 (Na₂O+K₂O)-SiO₂ 图解(据 Frost 等,2001^[11])
Fig.4 Discrimination diagrams of (Na₂O+K₂O)-SiO₂ for granitic rocks (after Frost et al., 2001)

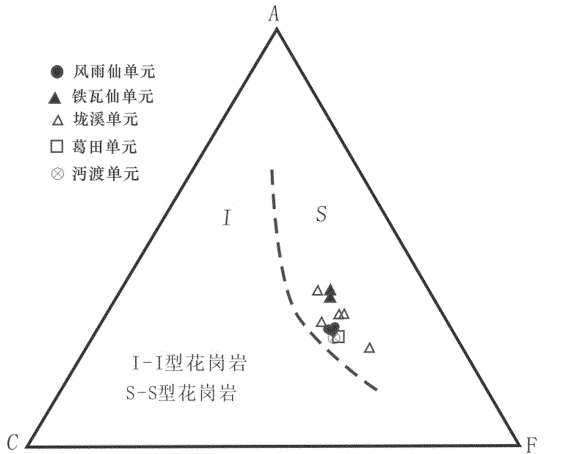


图 5 各单元岩石化学 ACF 图解
Fig.3 Discrimination diagram of ACF for different units of the Wanyangshan batholith

源于地壳。

2.2 微量元素与稀土元素特征

稀土元素(表 2)丰度总量中等,ΣREE 变化为 217.65×10⁻⁶~290.66×10⁻⁶。轻重稀土比值(ΣCe/ΣY)较小,一般都小于 2,而(Ce/Yb)_N 比值均小于 1;δEu 值为 0.33~0.72,铕亏损程度中等偏高。在稀土元素配分型式图中(图 6)总体为向右倾斜曲线,铕谷较明显,暗示未经历明显的斜长石的分离结晶作用。在轻稀土一侧为向右陡倾斜的曲线,重稀土一侧为近乎平行的曲线,表现出轻稀土分馏明显,重稀土分馏不明显的特征。

万洋山岩体微量元素(表 2),表明万洋山花岗岩为低 Sr (<150×10⁻⁶)、低 Yb (<4×10⁻⁶)等的花岗岩,反映了地壳中等厚度(30~50 km)下熔融形成的低 Sr 低 Yb 等的花岗岩^[12]。Rb/Sr(2.44~3.88)、Nb/Ta (9.57~13.64)比值相对较大,Ba/Y(7.74~22.45)、Sr/Ba (0.16~0.25)等比值相对较小,表明该序列更富 Rb、Nb、Zr 而贫 Sr、Ta、Ba,说明花岗岩的形成与地壳有关。

在微量元素标准化分布曲线图上(图 7),各岩石单元曲线变化不大,形态相似,曲线反映有大陆边缘弧花岗岩曲线特征。Rb、(Th+U)、(La+Ce)、Nd、(Zr+Hf+Sm)、(Y+Yb)等相对富集以及同时具有的 Eu 亏损谷,如果岩浆形成后未经历明显的斜长石的分离结晶作用,这种特征说明岩浆形成于斜长石的稳定区(深度<50 km)。反映该花岗岩具壳源花岗岩特征。然而,曲线上又具有明显的 Nb、Ti、Ta 槽,Ba、Nb、Sr、P、Ti 表现为较明显的亏损,则说明岩浆形成的深度较大(>50 km)。相反,岩浆的形成可能又有深部物质的参与。

2.3 Sr-Nd 同位素测试方法

对万洋山岩体沔渡、葛田、风雨仙等 3 个花岗岩单元共有 5 个样品分别进行了 Rb-Sr 和 Sm-Nd 同位素分析(表 3),Rb、Sr、Sm、Nd 化学分离流程均在超净化实验室中进行。

Rb-Sr 同位素测试方法:加入适量的(⁸⁵Rb+⁸⁴Sr)混合稀释剂和氢氟酸及高氯酸混合酸分解样品,Rb 与 Sr 和其他杂质采用 AG50×8 阳离子交换

表 2 万洋山岩体岩石微量元素和稀土元素丰度
Table 2 Concentrations of trace and rare earth elements of the Wanyangshan batholith

样号 单元	H24 风雨仙	H27 铁瓦仙	H25 垅溪	H22 葛田	H001 沔渡	样号 单元	H24 风雨仙	H27 铁瓦仙	H25 垅溪	H22 葛田
La/10 ⁻⁶	44.51	38.02	32.06	45.39	36.87	Nb	15.00	12.30	13.40	15.20
Ce	88.67	80.97	61.02	85.63	75.62	Ta	1.10	1.10	1.40	1.30
Pr	9.87	9.48	7.61	10.27	8.46	Zr	120.00	166.00	113.00	227.00
Nd	34.71	35.94	28.33	39.63	32.52	Hf	4.60	7.10	4.00	8.10
Sm	6.49	8.43	6.05	8.23	7.32	Ga	21.10	18.70	17.20	24.30
Eu	1.00	0.84	0.78	1.70	1.38	Cs	21.40	10.90	9.80	9.30
Gd	5.75	8.71	6.19	7.35	6.88	Sc	9.40	7.20	6.20	12.00
Tb	0.93	1.53	1.06	1.10	1.07	V	61.30	32.00	32.10	71.40
Dy	5.39	9.43	6.21	6.59	6.20	Cr	25.30	58.10	63.80	25.40
Ho	1.08	1.83	1.19	1.29	1.31	Co	9.70	5.20	6.60	11.80
Er	2.92	4.98	3.28	3.55	3.36	Ni	12.20	8.90	12.40	14.40
Tm	0.45	0.78	0.49	0.55	0.44	Cd	0.12	2.33	0.14	0.09
Yb	2.93	4.76	2.82	3.34	3.10	W	5.41	2.08	2.27	1.03
Lu	0.43	0.69	0.41	0.49	0.50	Sn	32.00	75.30	42.00	9.90
Y	28.08	49.35	30.91	33.50	31.26	Mo	4.27	0.87	4.27	7.25
ΣREE	274.79	289.00	217.65	290.66	250.06	Bi	1.30	9.90	1.10	0.40
ΣCe/ΣY	2.07	1.51	1.66	1.91	1.85	Cu	286.80	679.00	355.30	127.30
(La/Yb) _N	9.02	4.74	6.75	8.07	7.06	Pb	27.00	156.20	36.90	29.10
δEu	0.54	0.33	0.43	0.72	0.64	Zn	86.00	273.00	78.00	96.00
Rb/10 ⁻⁶	230.20	228.90	205.00	171.80		Sb	0.40	0.70	0.50	0.60
Ba	451.00	382.00	335.00	752.00		Cl	20.00	40.00	40.00	60.00
As	25.50	7.20	4.50	8.70		F	813.00	663.00	635.00	704.00
Hg	0.03	0.11	0.02	0.02		B	11.00	8.70	24.00	15.00
Sr	101.00	59.00	84.00	135.00		Rb/Sr	2.28	3.88	2.44	1.27
U	3.50	5.10	3.20	2.40		Nb/Ta	13.64	11.18	9.57	11.69
Th	12.10	28.10	15.70	18.90		Ba/Y	16.06	7.74	10.84	22.45
Li	104.50	42.00	63.70	24.90		Zr/Hf	26.09	23.38	28.25	28.02
Bc	4.80	3.70	5.00	2.80						

注:均由湖北武汉综合岩矿测试中心分析。采用 PE Elan6000 型等离子体质谱测定(ICP-MS),除 Nb、Ta 采用碱溶法测定外,其他微量元素均采用酸溶法测定,分析精度优于 1%~3%。

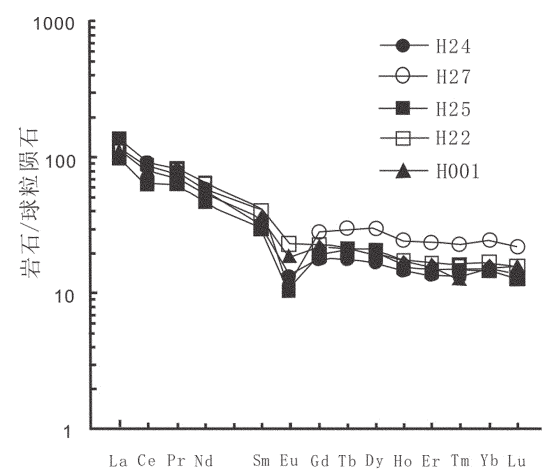


图 6 万洋山岩体花岗岩稀土元素配分模式图
Fig.6 Chondrite-normalized REE patterns for granite of the Wanyangshan batholith

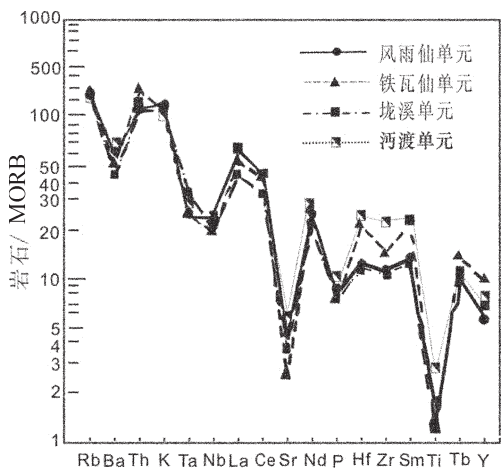


图 7 洋中脊玄武岩标准化的微量元素蛛网图
Fig.7 MORB-normalized trace element spidergram of the Wanyangshan batholith

表 3 万洋山岩体花岗岩 Sr-Nd 同位素组成
Table 3 Sr and Nd isotopic compositions of granite of the Wanyangshan batholith

样号	H24	82-YG-74	82-YG-124	H22	JNG-001
单元	风雨仙		葛田		沔渡
年龄	458	458	458	458	458
Rb (10 ⁻⁶)	233.9			179	
Sr (10 ⁻⁶)	107			138.8	
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	6.33	6.246	3.093	3.727	4.674
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.75471	0.75415	0.73267	0.73655	0.7443
ε Sr(t)	126.4	126.3	113.4	109.8	131.5
I _{Sr}	0.71341	0.7134	0.71249	0.71223	0.7138
Sm(10 ⁻⁶)	6.23			7.76	
Nd(10 ⁻⁶)	33.44			39.24	
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	0.1127	0.1439	0.13	0.1196	0.126
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.511975	0.512114	0.512039	0.511982	0.512
sm	7	13	11	8	24
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd(T)	0.51173	0.511705	0.511669	0.5116422	0.5117
ε Nd (T)	-8	-7.1	-7.8	-8.3	-8.2
T _{DM} (Ga)	1.77	2.25	2.02	1.89	1.98
T _{2DM} (Ga)	1.84	1.74	1.77	1.86	1.85

注:样品(样号 H24、H22)由宜昌地质矿产研究所同位素室测试,其他为转引自郭新生博士论文,1999。ε Nd(t)、ε Sr(t)、I_{Sr}和 t_{2DM}的计算依据参考文献[15]。

技术分离,同位素分析在 MAT-261 可调多接收质谱计上完成,Rb、Sr 含量采用同位素稀释质谱法测定,⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 同位素比值由质谱直接测定。分析过程中用 NBS987 和 NBS607 标准物质对分析流程和仪器进行了监控。NBS987 的 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 同位素组成测定值与证书值的相对偏差小于 0.015%;NBS607 标准

物质 Rb、Sr 含量及同位素比值与证书值在测定误差范围内完全一致。与样品同时测定的全流程 Rb、Sr 空白本底分别为 5×10⁻¹⁰ 和 2×10⁻¹⁰g。

Sm-Nd 同位素测试方法:称取两份已碎至 200 目的全岩样品。一份样品中加入 ¹⁴⁵Nd+¹⁴⁹Nd 混合稀释剂,然后用 HF-HClO₄ 将样品分解,总稀土元素

分离采用 $\phi 6 \times 100$ mm 的 Dowex50 $\times$ 8 阳离子树脂交换柱, HCl 作淋洗液, 收集含 Sm 和 Nd 的一次解析液, 用于测定 Sm、Nd 浓度。另一份在不加稀释剂的情况下利用上述方法收集含 Sm 和 Nd 的一次解析液, 并用 HDEHP 交换柱进一步分离 Nd, 收集含 Nd 部分的解析液, 用于 Nd 比值测定。将两份解析液在装有可调多接收器的德国产 MAT-261 多接收质谱计进行质谱测定, 计算机自动处理数据, 采用国际标准样 NBS987 和本实验室标准 ZkbzNd 控制仪器工作状态, 国家一级标准物质 GBW04419 (Sm-Nd) 监控分析流程。Nd 的全流程本底为 2×10^{-10} g。

2.4 Sr-Nd 同位素特征

本次万洋山岩体的沔渡单元花岗岩中获得锆石 U-Pb 法年龄值为 458 Ma; 1:20 万区调在葛田单元中获得锆石 U-Pb 法和独居石 U-Pb 法年龄值分别为 462 Ma、441 Ma。根据上述因素考虑, 在计算有关参数时样品年龄取值 458 Ma, 计算得到万洋山花岗岩 I_{Sr} 值为 0.71223~0.71376, $\varepsilon_{\text{Sr}}(t)$ 值为 109.8~131.5, $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为 -7.1~-8.3, t_{2DM} 为 1.74~1.86 Ga。Sr、Nd 同位素示踪表明, 万洋山花岗岩与澳大利亚东南部 Lachlan 褶皱带 S 型花岗岩 ($\varepsilon_{\text{Sr}}(t)=77\sim 204$, $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)=-6.1$ 和 -9.8) 相比, 具有类似的 Sr、Nd 同位素组成。二阶段 Nd 模式年龄 (t_{2DM}) 为 1.74~1.86 Ga, 与湘桂内陆带花岗岩的背景值 1.8~2.4 Ga^[13-14] 相吻合。

3 花岗岩成因探讨

3.1 物质来源

岩石地球化学特征研究表明岩石属过铝质, 部分为强过铝花岗岩, 在 ACF 图解 (图 5) 中, 各单元岩石样点全部落于 S 型花岗岩区内; 且与澳大利亚东南部 Lachlan 褶皱带 S 型花岗岩具有相同的 Sr、Nd 同位素组成。前人研究也表明, 强过铝花岗岩是地壳物质熔融的产物, 属于 S 型花岗岩类^[16-17], 因此万洋山岩体为 S 型花岗岩, 来源于地壳物质的重熔。

在 C/MF-A/MF 图解 (图 8) 中, 样品点大部分落入或近基性岩区, 部分落入变质杂砂岩区、变质泥质岩区、过渡区, 暗示存在 1 种以上的物质来源。

万洋山花岗岩在稀土元素和微量元素的标准化分布曲线上, 同时具有明显的 Eu 负异常和 Ba、Nb、Ti、Ta、P、Sr 亏损谷。由于 Nb、Ti、Ta 亏损谷的出现,

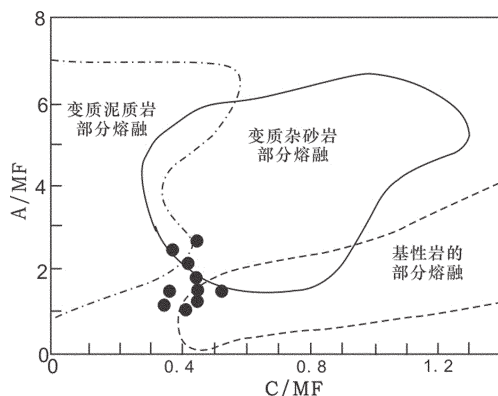


图 8 万洋山岩体花岗岩 C/MF-A/MF 图
(底图据参考文献[2])

Fig.8 Discrimination diagram of C/MF-A/MF for granite of the Wanyangshan batholith
(after Alther et al., 2000)

说明岩浆形成的深度较大 (>50 km), 这通常是岛弧型岩浆岩形成的深度。同时具有 Eu、Sr 亏损谷, 如果岩浆形成后未经历明显的斜长石的分离结晶作用, 这种特征则说明岩浆形成于斜长石的稳定区 (深度 <50 km), 岩浆源区的岩石主要是陆壳物质; Rb、(Th+U)、(La+Ce)、Nd、(Zr+Hf+Sm)、(Y+Yb) 等相对富集, 即反映该花岗岩具壳源花岗岩特征。万洋山花岗岩这种特征可能说明岩浆源区的物质是多源的, 如果物质来源主要是地壳物质, 那么其中应含有深源岩浆固结的产物; 或加里东期间扬子地块和华夏地块间发生碰撞前的侵入有深源岩浆岩或岛弧型岩浆岩的地壳物质被抬升到 30~50 km 发生重熔, 才可形成万洋山这类花岗岩的物质来源。

现有研究资料表明, 很多 S 型花岗岩形成过程中也存在岩浆混合作用, 如在确立 S、I 型花岗岩的澳大利亚 Lachlan 褶皱带, 已发现单一物源解释难以成立^[19-20]。正如前述, 万洋山岩体中沔渡、葛田等较早期的岩石单元中含有较多的镁铁质暗色微粒包体, 包体具半自形细粒、嵌晶等火成岩结构, 颜色比寄主岩暗, 结构比寄主岩细, 包体具岩浆成因。因此, 万洋山花岗岩岩浆的形成还可能与幔源岩浆底侵作用直接有关^[21], 其岩浆形成物质来源除主要为地壳结晶岩及其中的深源岩浆岩外, 也可能有幔源岩浆局部混合作用的贡献。

3.2 构造环境分析

在 Maniar 等^[22]主元素构造环境判别图解中, 万洋山岩体清楚显示为后造山花岗岩类 (POG) (图

9)。以一些在蚀变过程中不活泼的元素进行构造环境判别,在 Pearce 等^[23]花岗岩微量元素构造环境判别图解中,样品点总体位于火山弧花岗岩和同碰撞花岗岩区的边缘,紧邻板内花岗岩区,亦暗示形成于碰撞造山向非造山转化过渡的后造山环境。从地质特征来看,万洋山岩体尽管局部具斑晶定向(可能为岩浆流动产生),但无论岩体还是围岩,总体上均缺乏强力主动就位的构造形迹,说明岩体可能形成于相对张性环境。从构造演化背景来看,随万洋山岩体志留纪就位事件后即进入晚古生代板内稳定环境,沉积了以台地碳酸盐岩为主的陆表海沉积^[10],也说明岩体可能形成于后造山过渡阶段。

综上所述,通过对万洋山岩体地质、地球化学特征,以及构造背景分析,均表明岩体形成于后造山环境,说明华南加里东晚期花岗岩为华夏地块与扬子地块碰撞之后的拉张减压条件下所形成,而不是前人^[3]研究认为华南加里东晚期花岗岩是华夏地块与扬子地块相互碰撞时的产物。

4 结 论

南岭地区万洋山花岗岩体形成于奥陶纪末—志留纪加里东期,是多阶段岩浆活动形成的复式岩体。花岗岩岩石类型主要为黑云母花岗闪长岩、黑云母二长花岗岩、二云母二长花岗岩。其中,黑云母花岗闪长岩、黑云母二长花岗岩中含有较多的暗色镁铁质微粒包体。研究表明万洋山花岗岩属铁质、(强)过铝高钾钙碱性 S 型花岗岩类,形成于加里东期的后造山构造环境。

万洋山花岗岩属低 Sr 低 Yb 的花岗岩,同时具有 Eu 和 Ba、Nb、Ti、Ta、P、Sr 亏损谷。这种特征反映花岗岩具一般壳源花岗岩特征,也说明岩浆源区的岩石是含有深源岩浆岩或者加里东期间陆块碰撞前侵入的岛弧岩浆岩的地壳物质。

万洋山岩体中沱渡、葛田等较早期的岩石单元花岗岩中含有镁铁质暗色微粒包体,说明岩浆的形成可能与幔源岩浆底侵作用也有关^[20],因此,对万洋山加里东期花岗岩进行的地质地球化学研究、同位

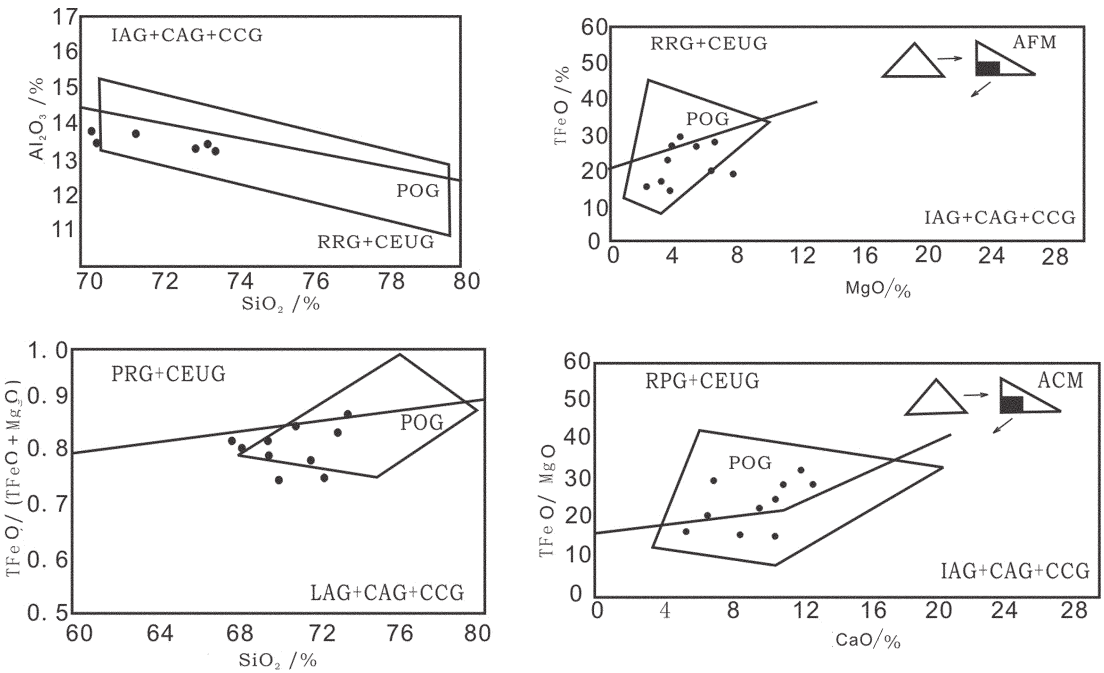


图 9 花岗岩形成的构造环境判别图(据 Maniar 等,1989^[23])
IAG—岛弧花岗岩;RRG—与裂谷有关的花岗岩;CAG—大陆弧花岗岩类;CEUG—大陆的造陆抬升花岗岩类;
CCG—大陆碰撞花岗岩类;POG—后造山花岗岩类

Fig.9 Discrimination diagrams for tectonic setting for granite formation of the Wanyangshan batholith (after Maniar et al., 1989)
IAG— island arc granite; RRG— rift-related granite; CAG— continental arc granite; CCG— continent collision granite; POG— post-orogen granite

素示踪及构造环境等方面的分析研究,初步认为花岗岩属铁质、(强)过铝高钾钙碱性S型花岗岩,形成于后造山构造环境;岩浆源区的物质是多源的,如果物质来源主要是地壳物质,那么其中应含有深源岩浆固结的产物;或是加里东期间扬子地块和华夏地块间发生碰撞前的侵入有深源岩浆岩或岛弧型岩浆岩的地壳物质;但也可能有幔源岩浆混染或局部混合作用的贡献。这对重新认识南岭地区加里东期花岗岩的成因,地幔对地壳增生的贡献以及该地区地壳成生演化都具有参考价值。

参考文献(References):

- [1] 南京大学地质系,华南不同时代花岗岩类及其与成矿的关系[M]. 北京:科学出版社,1981.
Geology Department of Nanjing University. Granitoids of Different Ages in South China and Their Metallogenic Relations [M]. Beijing: Science Press, 1981(in Chinese).
- [2] 地质矿产部南岭项目花岗岩专题组. 南岭花岗岩地质及其成因和成矿关系[M]. 北京:地质出版社,1989.
Granitoid Research Group of Nanling Project. Geology of Granitoids of Nanling Range and Their Petrogenesis and Mineralization [M]. Beijing: Geological Publishing House. 1989(in Chinese with English abstract).
- [3] 王德滋,沈渭洲. 中国东南部花岗岩成因与地壳演化 [J]. 地学前缘, 2003, 10(3):209-220.
Wang Dezi, Shen Weizhou. Genesis of granitoids and crustal evolution in southeast China [J]. Earth Science Frontiers, 2003, 10 (3):209-220(in Chinese with English abstract).
- [4] 肖庆辉,邓晋福,马大铨,等. 花岗岩研究思维与方法 [M]. 北京:地质出版社,2002,79.
Xiao Qinghui, Deng JinFu, Ma Daquan, et al. The Way of Investigation on Granitoids [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2002, 79(in Chinese).
- [5] 刘铁生. 大义山矿田岩体型锡矿地质特征及矿床成因 [J]. 中国地质, 2002, 29(4):411-415.
Liu Tiesheng. Geological characteristics and genesis of rock body-type tin deposits in the Dayishan ore field [J]. Geology in China, 2002, 29(4):411-415(in Chinese with English abstract).
- [6] 魏绍六,曾钦旺,许以明,等. 湖南骑田岭地区锡矿床特征及找矿前景[J]. 中国地质, 2002, 29(1):67-75
Wei Shaoliu, Zeng Qinwang, Xu Yiming, et al. Characteristics and ore of deposits in the Qitianling area, Hunan [J]. Geology in China, 2002, 29(1):67-75(in Chinese with English abstract).
- [7] 伍光英,潘仲芳,李金冬,等. 湘南大义山花岗岩地质地球化学特征及其与成矿的关系[J]. 中国地质, 2005, 32(3):434-443.
Wu Guangying, Pan Zhongfang, Li Jindong, et al. Geological and geochemical characteristics of the Dayishan granitoids in south hunan and their metallogenic relations [J]. Geology in China, 2005, 32(3):434-443(in Chinese with English abstract).
- [8] 伍光英,肖序常,肖庆辉,等. 湘南多金属矿集区燕山期成矿花岗岩的主元素地球化学特征和成因探讨[J]. 中国地质, 2008, 35(2):217-231.
Wu Guangying, Xiao Xuchang, Xiao Qinghui, et al. Geochemistry of major elements of the Yanshanian metallogenic granites in the polymetallic deposit enriched zones in Hunan province, China: Implications for granite generation [J]. Geology in China, 2008, 35 (2)217-231(in Chinese with English abstract).
- [9] 李献华. 万洋山-诸广山加里东期花岗岩的形成机制——微量元素和稀土元素地球化学证据[J]. 地球化学, 1993, (1):35-44.
Li Xianhua. Evidence from trace element and lanthanon Geochemistry -Petrogenesis of Caledonian granites in the Wanyangshan-Zhuguangshan, south China [J]. Geochemica, 1993, (1):35-44(in Chinese with English abstract).
- [10] 湖南地质矿产勘查开发局. 湖南省区域地质志[M]. 北京:地质出版社,1988.
Hunan Bureau of Geology and Mineral Resources Exploration and Development. Regional Geology of Hunan Province [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1988(Chinese with English abstract).
- [11] Frost B R, Barnes C G, Collins W J, et al. A geochemical classification for granitic rocks [J]. Journal of Petrology, 2001, 42 (11):2033-2048.
- [12] 张旗,王焰,李承东,等. 花岗岩的Sr.Yb分类及其地质意义[J]. 岩石学报, 2006, 22(9):2249-2269.
Zhang Qi, Wang Yan, Li Chengdong, et al. Granite classification on the basis of Sr and Yb contents and its implications [J]. Acta Petrologica Sinica, 2006, 22 (9):2249-2269 (in Chinese with English abstract).
- [13] Hong Dawei, Xie Xilin, Zhang Jisheng. Isotope geochemistry of granitoids in South China and their metallogeny. Res. Geol., 1998, 48:251-263.
- [14] Pei Rongfu, Hong Dawei. The granites of south China and their metallogeny[J]. Episodes, 1995, 18:77-82.
- [15] Chen J F, Jahn B M. Crustal evolution of southeastern China: Nd and Sr isotopic evidence. Tectonophysics, 1998, 284:101-133.
- [16] Sylvester P J. Post-collisional strongly peraluminous granites [J]. Lithos, 1998, 45:29-44.
- [17] Zen E. Aluminum enrichment in silicate melts by fractional crystallization: some mineralogic and petrologic constraints [J]. Journal of Petrology, 1986, 27:1095-1117.
- [18] Alther R, Holl A, Hegner E, et al. High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscide: northern voses (France) and northern Schwarzwald (Germany). Lithos, 2000, 50: 51-73.
- [19] Collins W J. S- and I-type granites of the eastern Lachlan fold belt: products of two-component mixing [J]. Transaction of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences, 1996, 88:171-179.
- [20] Collins W J. Evaluation of petrogenetic models for Lachlan fold

- belt granitoids: implications for crustal architecture and tectonic models[J]. *Australian Journal of Sciences*, 45:483–500.
- [21] 马铁球, 伍光英, 贾宝华, 等. 南岭中段郴州一带中、晚侏罗世花岗岩浆混合作用: 来自镁铁质微粒包体的证据 [J], *地质通报*, 2005, 24(7):415–419.
- Ma Tieqiu, Wu Guangying, Jia Baohua, et al. Middle–Late Jurassic granite magma–mixing in the middle segment of the Nanling Mountains, South China: Evidence from mafic microgranular enclaves[J]. *Geological Bulletin of China*, 2005, 24(7):415–419 (in Chinese with English abstract).
- [22] Maniar P D, Piccoli P M. Tectonic discrimination of granitoids[J]. *Geol Soc Am Bull*, 1989, 101:635–643.
- [23] Pearce J A, Harris N B W, Tindle A G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks[J]. *J Petrol*, 25(4):956–983.

Geological and geochemical characteristics and genesis of the Caledonian Wanyangshan granite in the Nanling Mountains, South China

WU Guang–ying^{1,2}, MA Tie–qiu³, FENG Yan–fang²,
YAN Quanren¹, LIU Fu–guo³, BO Dao–yuan³

(1. *Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China;*

2. *Research and Development Center, China Geological Survey, Beijing 100083, China;*

3. *Hunan Institute of Regional Geological Survey, Xiangtan 411100, Hunan, China)*

Abstract: Field observations suggest that the Wanyangshan granite batholith is a complex batholith composed of different intrusive units that were sourced from multiple magmatism during the Caledonian. The types of granite in the batholith include biotite granodiorite, biotite monzogranite, and biotite–muscovite monzogranite. There are many very fine–grained mafic xenoliths in biotite granodiorite and biotite monzogranite. U–Pb analyses of zircons show that the Wanyangshan granite batholith formed in the Silurian, at ca 441–462 Ma. Geochemical analyses showed that: the Wanyangshan granite has a SiO₂ content of 66.99 to 73.04%, an average K₂O content of 3.91% and an average Al₂O₃ content of 13.74%, with Na₂O+K₂O=6.26 to 7.39% and K₂O/Na₂O=1.45 on the average. The Wanyangshan granite has a higher total REE concentration (264.43 g/g). Chondrite–normalized REE patterns show a significant differentiation between LREE and HREE and a remarkable enrichment in LREE. Eu values (Eu=0.53) indicate that the primitive magma was basic and enriched in plagioclase most likely. The Wanyangshan granite is significantly depleted in HFSE (Ta, Nb, Sr, P, and Ti), which indicates that these granite samples are strongly related with subduction. For isotopic compositions, the Wanyangshan granite has a range of initial strontium from 0.71223 to 0.71376, and a range of epsilon strontium (ϵ Sr (*t*)) from 109.8 to 131.5. Epsilon neodymium (ϵ Nd (*t*)) ranges from –7.1 to –8.3, with the depleted mantle model age of 1.74–1.86 Ga. In general, geochemical and isotopic analyses indicate that the Wanyangshan granite is ferruginous, peraluminous, high–K, calc–alkaline S–type granite, with higher concentrations of aluminium and potassium. Its primitive magma could be mainly sourced from melting of the crust, and is most likely to have been contaminated by the mantle in the early stage of magmatism evolution. The Wanyangshan granite formed under the conditions of post–orogenic extension after the collision between the Cathaysian and Yangtze blocks in the Caledonian.

Key words: geochemistry; material source; tectonic setting; granite; Wanyangshan; Nanling

About the first author: WU Guang–ying, male, born in 1965, senior researcher, engages in the study of mineralogy, petrology and mineral deposit geology; E–mail: wguangying@163.com.