

峨眉山大火成岩省太和花岗岩的成因及构造意义

钟 宏¹, 徐桂文^{1,2}, 朱维光¹, 胡瑞忠¹, 何德锋^{1,2}

1. 矿床地球化学国家重点实验室 中国科学院 地球化学研究所, 贵阳 550002

2. 中国科学院 研究生院, 北京 100049

摘 要:攀西地区的太和花岗质岩体和赋存超大型钒钛磁铁矿矿床的辉长岩体在空间上共生,成因上均与峨眉山地幔柱头的上升密切相关。太和花岗质岩体主要由超碱质花岗岩和石英正长岩及少量正长岩组成;富含高场强元素并具高 Ga/Al 值 (3.74~5.63),显示典型 A 型花岗岩的特征。花岗岩、正长岩和辉长岩的 Nb/Ta 和 Zr/Hf 值与洋岛玄武岩(OIB)的相应比值近似。花岗质岩石具较低的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr初始值(0.7025~0.7049)和正的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值(1.9~3.5),与辉长岩的值相近[(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i=0.7049~0.7052; $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ = 2.4~3.3]。太和花岗质岩体的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 为正值,显示地幔柱来源的底侵玄武质岩浆对其形成起主要作用。辉长质和花岗质岩石具相似的钕同位素组成,表明其母岩浆来自于同一源区。我们认为太和花岗质侵入体主要由底侵于下地壳的玄武质岩浆分异出的花岗质熔体侵位及随后经结晶分异而形成。因此,晚古生代时幔源岩浆底侵造成的地壳增生在峨眉山大火成岩省中表现极为显著。

关 键 词:A 型花岗岩; Sr-Nd 同位素; 岩石成因; 峨眉山大火成岩省

中图分类号:P588.12⁺1 **文献标识码:**A **文章编号:**1007-2802(2009)02-0099-12

Petrogenesis of the Taihe Granites in the Emeishan Large Igneous Province and Its Tectonic Implications

ZHONG Hong¹, XU Gui-wen^{1,2}, ZHU Wei-guang¹, HU Rui-zhong¹, HE De-feng^{1,2}

1. State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China; 2. Graduate School of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

Abstract: The late Permian Taihe granitic stock in the Pan-Xi area, SW China, showing spatial association with the giant Fe-Ti-V deposit-bearing gabbroic intrusion, is genetically related to the upwelling Emeishan plume head. This granitic intrusion consists mainly of peralkaline alkali-feldspar granite and quartz syenite with subordinate syenite. These granitic rocks have a distinctive A-type chemistry characterized by elevated high-field-strength elements (HFSE) contents and high Ga/Al ratios (3.74 to 5.63). Nb/Ta and Zr/Hf ratios of the granitic rocks and gabbros are similar to those typical of oceanic island basalt (OIB). The granitoids have relatively low initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios (0.7025–0.7049), positive $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values (+1.9 to +3.5), which are comparable to those of the gabbros [(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i = 0.7049–0.7052; $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ = 2.4–3.3]. The positive $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values of the Taihe granitic intrusion indicate a significant contribution of plume-derived basaltic underplating to magma genesis. The similarity of the Nd isotopic compositions of the gabbroic and granitic rocks suggests that their parental magmas were derived from a common reservoir. We propose that the Taihe granitic intrusion was predominantly generated by the emplacement of granitic melts from differentiation of newly underplated, basaltic magmas ponded at depth and subsequent fractional crystallization. It is therefore demonstrated that the growth of juvenile crust through mantle-derived underplating during the late Permian was significant in the inner zone of the Emeishan large igneous province.

Key words: A-type granite; Sr-Nd isotope; petrogenesis; Emeishan large igneous province

收稿日期: 2009-01-10 收到

基金项目: 国家重点基础研究发展规划项目(2007CB411401); 国家自然科学基金资助项目(40673030, 40673031)

第一作者简介: 钟宏(1971—), 男, 博士, 研究员。研究方向: 矿床地球化学和岩石地球化学。获第 12 届侯德封矿物岩石地球化学青年科学家奖。

探讨花岗质岩浆的产生机制对于了解大陆地壳的演化过程及增生作用至关重要,特别是其同位素组成可以反映形成过程中地幔和地壳来源岩浆的相对贡献。研究表明,地球历史早期的主要初生地壳形成均与地幔物质的大规模上涌活动有关^[1]。晚二叠世峨眉山大火成岩省包括大面积分布的峨眉山大陆溢流玄武岩、众多镁铁-超镁铁质岩体、正长岩-花岗岩体和碱性杂岩体等,已被证实为地幔柱活动的产物^[2~8]。近年来许多研究者^[2~9]对峨眉山玄武岩和镁铁-超镁铁质岩体^[10~16]的成岩、成矿作用研究取得了多项重要进展。过去相对较为薄弱的花岗岩研究近期也得到较多关注。Zhong 等^[17]认为,峨眉山大火成岩省中存在 A 型和 I 型两类花岗岩,A 型花岗岩源于地幔柱活动带来的底侵基性岩浆的高程度结晶分异作用,而 I 型花岗岩是中元古代长英质中上地壳岩石部分熔融作用的产物。Shellnutt^[18]和 Zhou^[19]则认为超碱质 A 型花岗岩为基性岩浆结晶分异的产物,而超铝质和准铝质 A 型花岗岩来源于底侵基性岩浆结晶残余或地壳物质部分熔融作用。Xu 等^[20]认为攀西地区多数 A 型花岗岩体为基性岩浆的结晶分异,而猫猫沟碱性杂岩体与太和花岗岩体主要受基性下地壳的部分熔融控制。可见,上述研究者对于与峨眉山地幔柱有关的 A 型花岗岩体的成因还存在一定争议。本文选择攀西地区具代表性、A 型花岗岩和镁铁-超镁铁质层状岩体共生的太和杂岩体为研究对象,依据其中不同类型岩石的元素地球化学、Sr-Nd 同位素地球化学特征深入探讨了太和 A 型花岗岩的形成机制和构造意义。

1 地质背景

峨眉山大火成岩省位于扬子板块西缘,基底地层主要为古-中元古代会理群(或盐边群、昆阳群)中低级变质的沉积岩和酸性、基性变火山岩,以及大量新元古代酸性侵入岩和少量镁铁-超镁铁质岩^[21~24]。峨眉山大火成岩省的出露面积超过 25 万 km²,火山岩的厚度从几百米到 5 km,主要为玄武质岩流和火成碎屑物,少量粗面岩和流纹岩出现于最上部。古地磁、地层学和野外观察表明,主要火山层序形成于 1~2 Ma 之内。近年来,大量的锆石 SHRIMP 和 TIMS U-Pb 定年结果表明,峨眉山玄武岩、镁铁-超镁铁质岩体和基性岩脉主要形成于距今约 260 Ma^[12,13, 25~27]。

攀西地区位于大火成岩省的内带^[4],分布有大量的镁铁-超镁铁质岩体、正长岩-花岗岩体和碱性杂岩体及较多的玄武岩,是地幔柱岩浆活动强烈的区域之一。A 型和 I 型花岗质岩体同时存在,且与赋存超大型钒钛磁铁矿矿床的镁铁-超镁铁质层状岩体密切共生,构成攀枝花、红格、白马、太和等岩浆杂岩体。杂岩体的分布严格受控于攀枝花、安宁河、磨盘山-龙帚山、昔格达等区域性大断裂(图 1)。花岗质岩体大多侵入于相邻的峨眉山玄武岩和镁铁-超镁铁质岩体。

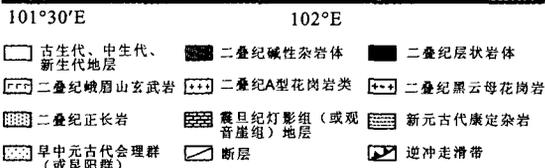
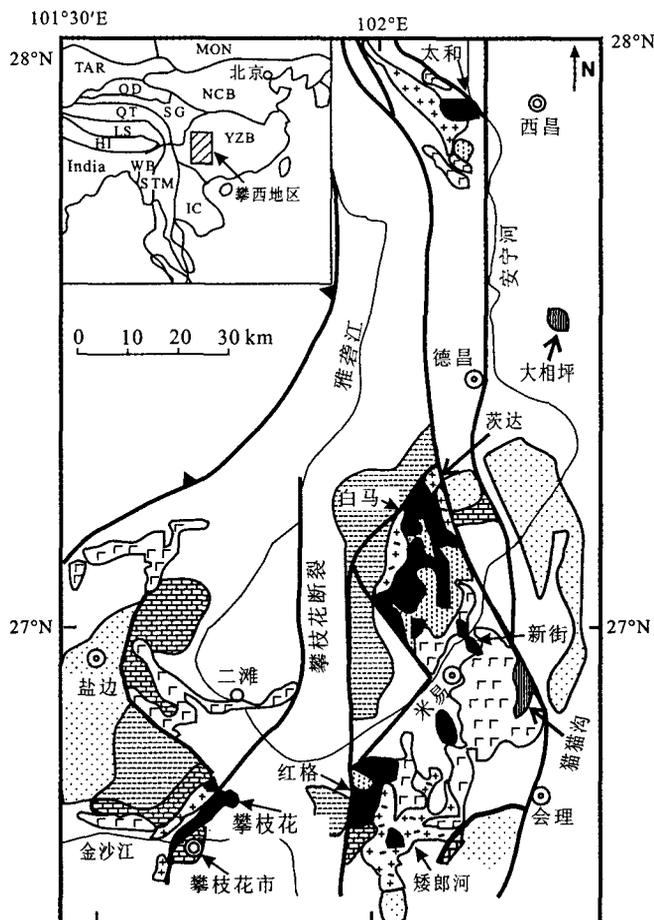
2 太和杂岩体的岩石学特征

太和杂岩体位于西昌市正西方向,由空间共生的花岗岩体和含超大型钒钛磁铁矿矿床的辉长岩体组成。杂岩体产于区域性的磨盘山断裂和安宁河断裂之间,呈北东东-南西西方向展布。含矿辉长岩体东西长约 3.7 km,南北宽约 3.5 km,倾向南东,倾角为 20~55°(图 1)。辉长岩体的总厚度大于 1213 m(最大为 1913 m),按岩石组合、结构构造和含矿性,自上而上可分为暗色中粗粒橄榄辉长岩带、暗色含矿流层状辉长岩带和浅色中细粒辉长岩带^[28]。我们最近对顶部边缘带辉长岩中的锆石 LA-ICPMS U-Pb 定年结果表明,其年龄为 258.8 ± 1.5 Ma(另文发表)。

太和杂岩体中的碱性正长岩和花岗岩分布在含矿辉长岩体的西、北部及南部边缘带(图 1、2),且酸性岩侵入于辉长岩中。太和花岗岩体呈近南北向的不规则扁豆状,南北长约 15 km,宽约 1.5~4 km^[29](图 2)。花岗岩体主要由钠闪石(霓石)花岗岩、石英正长岩、似斑状含碱性角闪石正长岩及少量正长斑岩组成。花岗岩和石英正长岩主要分布于酸性岩体的中心,而正长岩则主要位于南部边缘带。太和花岗岩、石英正长岩和正长岩呈中粗粒结构,主要由条纹长石、微斜条纹长石、石英和钠闪石组成。太和花岗岩中的锆石 SHRIMP U-Pb 定年结果^[20]表明,其侵位时间为 261.4 ± 2.3 Ma。本文着重探讨太和花岗岩与含矿辉长岩的成因联系。

3 分析方法和结果

本次研究的样品采自太和辉长岩体中含矿较少的辉长岩、与之共生的花岗岩及少量正长岩。主量元素分析用硼酸锂熔片方法在矿床地球化学国家重



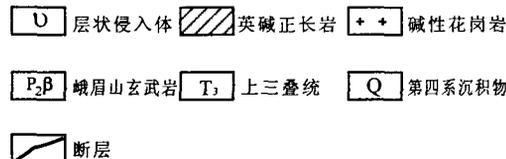
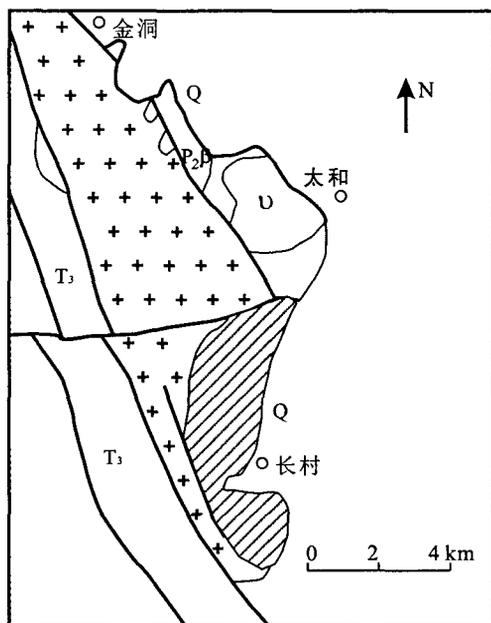
据刘秋等(1985),丛柏林(1988)修改^[31,32];插图中显示中国主要构造块体分布(据文献[2]修改);NCB. 华北陆块, YZB. 扬子陆块, SG. 松潘-甘孜增生杂岩体, QT. 羌塘块体, LS. 拉萨块体; HI. 喜马拉雅块体, TAR. 塔里木块体, MON. 蒙古块体, QD. 柴达木块体, WB. 西缅甸块体, STM. 掸泰马块体, IC. 印支块体 modified after references^[31] and^[32], Insert illustrates distributions of major terranes in China (modified after reference [2]); NCB. North China block, YZB. Yangtze block, SG. Songpan-Ganze accretionary complex, QT. Qiangtang, LS. Lhasa, HI. Himalayan, TAR. Tarim, MON. Mongolia, QD. Qaidam, WB. West Burma, STM. Shan-Thai-Malay, IC. Indochina

图1 攀西地区地质图及镁铁-超镁铁质侵入体、花岗岩、正长岩和碱性杂岩体分布

Fig. 1 Geological map of the Pan-Xi area and the distributions of the mafic/ultramafic intrusions, granites, syenites and alkaline complexes

点实验室的 PANalytical Axios-advance 型 XRF 上完成,分析精度优于 5%。微量元素分析在该实验

室的 Finnigan MAT ELEMENT 型 ICP-MS 上完成,溶样方法详见文献[30]。加入 Rh 作为内标,应用国际标样 GBPG-1、OU-6 和中国国家标样 GSR-1、GSR-3 于数据质量监控,数据精度通常优于 5%。在 Teflon 罐中加入 HF 和 HNO₃ 溶解约 100 mg 样品用于 Sr 和 Nd 同位素分析,以常规的阳离子交换



据文献[29]修改

modified after reference [29]

图2 太和杂岩体地质简图

Fig. 2 Simplified geological map of the Taihe igneous complex

方法分离 Sr、Nd 同位素。同位素测试使用中国科学院地质与地球物理研究所放射性同位素质谱仪完成。Sr、Nd 同位素比值的质量分馏校正分别基于⁸⁶Sr/⁸⁸Sr = 0.1194 和¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0.7219。本次测定的国际 Sr 同位素标样 NBS987 和 NBS607 的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 值为 0.710247 ± 14 (2σ) 和 1.200468 ± 17 (2σ), Nd 同位素标样 Ames 的¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 值为 0.512147 ± 10 (2σ)。

太和杂岩体中辉长岩、正长岩和花岗岩的主量和微量元素含量列于表 1。辉长岩的 SiO₂ 含量为 33.6%~38.0%, 正长岩为 63.9%, 花岗岩为 70.9%~73.4%。辉长岩样品含极高的 TiO₂

表 1 太和辉长岩和正长岩、花岗岩的主量(%)、微量元素($\times 10^{-6}$)组成Table 1 Major (%) and trace element ($\times 10^{-6}$) data for the Taihe gabbros, syenites and granites

岩性	辉长岩	花岗岩							
样号	TH-0501	TH-0502	TH-0503	TH-0504	TH-0505	TH-0506	TH-0507	TH-0508	THG-0501
SiO ₂	37.67	37.99	37.87	35.55	36.89	35.75	35.37	33.59	73.42
TiO ₂	3.40	3.66	3.64	3.88	4.16	3.90	4.46	5.37	0.37
Al ₂ O ₃	20.53	15.88	19.95	21.32	20.40	20.44	18.55	18.29	10.26
Fe ₂ O ₃	15.87	17.41	16.18	17.51	15.21	17.24	19.59	20.30	4.84
MnO	0.11	0.13	0.11	0.11	0.11	0.11	0.12	0.13	0.13
CaO	11.46	13.54	11.78	12.25	13.45	12.45	12.22	11.47	0.46
MgO	3.36	5.73	3.31	2.66	2.59	3.40	4.55	3.99	0.06
K ₂ O	1.96	0.77	1.27	0.69	1.13	0.67	0.64	0.77	4.54
Na ₂ O	1.23	1.37	2.20	1.36	1.27	1.73	2.09	3.41	4.69
P ₂ O ₅	0.33	0.45	0.27	0.21	0.38	0.24	0.15	0.31	0.02
LOI	2.62	2.36	3.54	3.69	3.98	2.54	2.26	2.07	0.59
Total	98.54	99.29	100.12	99.23	99.56	98.47	100.01	99.71	99.38
Sc	11.5	23.4	11.9	8.45	8.79	11.6	16.1	14.3	2.88
V	619	715	675	728	585	740	873	872	1.67
Cr	12.2	129	14.9	137	20.0	21.1	37.3	25.7	8.09
Ga	20.4	18.3	19.2	20.6	19.0	19.6	19.8	19.7	30.3
Rb	73.8	29.1	49.3	25.9	41.7	28.6	14.0	17.6	135
Sr	1434	1543	1457	2332	865	1971	1327	1353	17.3
Zr	23.4	24.3	22.6	12.7	22.0	16.6	15.2	21.5	742
Nb	3.77	3.00	6.12	2.50	5.55	3.46	2.25	4.95	110
Ba	489	211	376	158	273	127	92.7	122	290
Hf	0.65	0.82	0.67	0.40	0.56	0.57	0.54	0.70	16.7
Ta	0.25	0.20	0.37	0.156	0.37	0.21	0.15	0.35	6.13
Pb	2.85	4.62	2.50	2.86	1.51	2.78	3.41	1.50	16.2
Th	0.48	0.42	0.69	0.23	0.44	0.27	0.27	0.61	25.0
U	0.14	0.23	0.17	0.05	0.16	0.19	0.053	0.095	5.78
La	7.31	7.52	6.62	4.34	6.70	5.27	4.03	5.93	116
Ce	17.1	18.6	14.9	10.1	16.0	12.0	9.73	14.3	232
Pr	2.61	3.01	2.26	1.50	2.37	1.83	1.57	2.16	27.8
Nd	12.2	14.2	11.2	7.53	11.7	9.25	7.82	10.8	103
Sm	2.88	3.97	2.83	1.87	2.76	2.36	2.09	2.58	22.7
Eu	1.30	1.43	1.16	0.85	1.09	0.92	0.82	0.99	2.44
Gd	2.78	3.68	2.59	1.57	2.38	2.13	1.89	2.37	18.6
Tb	0.33	0.45	0.32	0.19	0.28	0.24	0.24	0.28	2.81
Dy	1.75	2.32	1.82	1.04	1.46	1.27	1.32	1.44	18.2
Ho	0.28	0.41	0.32	0.16	0.22	0.22	0.21	0.24	3.68
Er	0.70	0.96	0.76	0.39	0.56	0.55	0.52	0.66	11.1
Tm	0.083	0.106	0.086	0.051	0.069	0.067	0.058	0.081	1.64
Yb	0.46	0.57	0.60	0.28	0.43	0.35	0.36	0.44	11.0
Lu	0.061	0.085	0.072	0.039	0.056	0.042	0.059	0.059	1.58
Y	7.39	9.76	7.58	4.05	5.85	5.82	4.96	6.04	96.6
岩性	花岗岩	正长岩							
样号	THG-0502	THG-0503	THG-0504	THG-0505	THG-0506	THG-0507	THG-0508	THG-0509	THG-0510
SiO ₂	72.14	72.13	70.87	72.19	72.78	73.13	72.37	72.34	63.87
TiO ₂	0.35	0.39	0.42	0.36	0.26	0.32	0.35	0.32	0.89
Al ₂ O ₃	11.25	10.85	11.00	10.78	11.27	11.31	10.84	10.75	15.92
Fe ₂ O ₃	5.02	5.53	5.24	5.02	4.51	4.44	4.96	4.80	3.88
MnO	0.13	0.15	0.14	0.17	0.12	0.12	0.14	0.14	0.18
CaO	0.32	0.54	0.51	0.38	0.43	0.41	0.60	0.47	0.59
MgO	0.05	0.08	0.05	0.06	0.04	0.05	0.07	0.07	0.71
K ₂ O	4.77	4.67	4.66	4.84	4.70	4.67	4.57	4.67	4.58
Na ₂ O	4.80	4.92	4.78	4.63	4.69	4.87	4.74	4.84	7.34
P ₂ O ₅	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.15
LOI	0.61	0.63	0.50	0.51	0.60	0.48	0.76	0.51	0.51
Total	99.47	99.91	98.20	98.96	99.43	99.83	99.42	98.92	98.63
Sc	2.92	3.03	2.77	2.39	2.60	2.78	4.06	2.94	5.29
V	2.00	1.66	1.64	1.68	3.86	1.50	1.95	2.32	12.7
Cr	22.3	7.23	7.78	9.62	16.6	21.4	7.13	15.5	9.91
Ga	32.5	31.4	32.7	31.9	32.8	33.7	31.1	30.6	31.5
Rb	138	142	138	133	126	122	127	127	88.8
Sr	8.96	20.3	20.6	11.0	12.6	12.5	23.1	12.6	166
Zr	1011	758	664	474	833	971	2071	874	440
Nb	104	112	121	118	88.7	142	152	92.9	87.6
Ba	187	318	310	264	223	224	245	155	902

续表 1

岩性	花岗岩	正长岩							
样号	THG-0502	THG-0503	THG-0504	THG-0505	THG-0506	THG-0507	THG-0508	THG-0509	THG-0510
Hf	23.0	17.4	15.2	11.3	18.6	21.5	46.2	19.1	9.15
Ta	6.54	6.00	6.71	6.72	4.73	8.29	8.68	4.94	3.92
Pb	17.1	20.3	17.3	22.1	14.6	23.7	26.1	15.3	8.58
Th	20.9	20.1	23.6	20.5	18.4	25.7	32.5	16.7	9.61
U	6.39	4.57	4.79	5.15	4.71	6.25	10.4	4.97	2.35
La	121	124	117	119	104	124	133	97.5	76.1
Ce	214	240	236	263	214	259	279	199	153
Pr	29.7	29.3	26.6	30.9	25.8	30.4	31.4	23.5	18.4
Nd	112	108	99.9	117	96.5	113	117	87.4	71.5
Sm	24.1	21.7	21.0	25.2	19.9	26.0	27.0	19.9	13.2
Eu	2.70	2.39	2.32	2.67	2.16	3.01	3.23	2.17	2.53
Gd	20.2	18.4	17.3	21.5	16.0	22.8	25.1	17.3	9.81
Tb	3.17	2.70	2.67	3.27	2.30	3.55	4.00	2.67	1.32
Dy	21.2	17.8	17.4	20.8	15.1	23.8	28.6	18.1	7.69
Ho	4.25	3.58	3.55	4.17	3.14	4.77	5.99	3.65	1.42
Er	12.8	10.8	11.1	12.2	9.52	14.1	18.3	10.6	3.95
Tm	1.98	1.67	1.75	1.81	1.51	2.04	2.57	1.54	0.59
Yb	12.8	11.5	11.7	12.5	9.78	13.4	16.5	10.2	4.01
Lu	1.78	1.73	1.74	1.81	1.45	1.90	2.25	1.51	0.58
Y	114	95.5	95.3	106	84.2	122	172	95.1	35.9

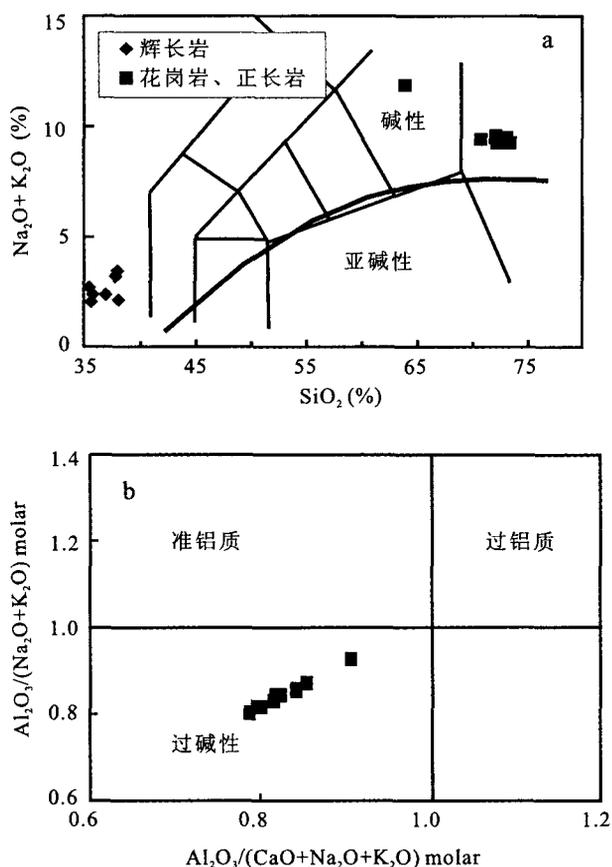
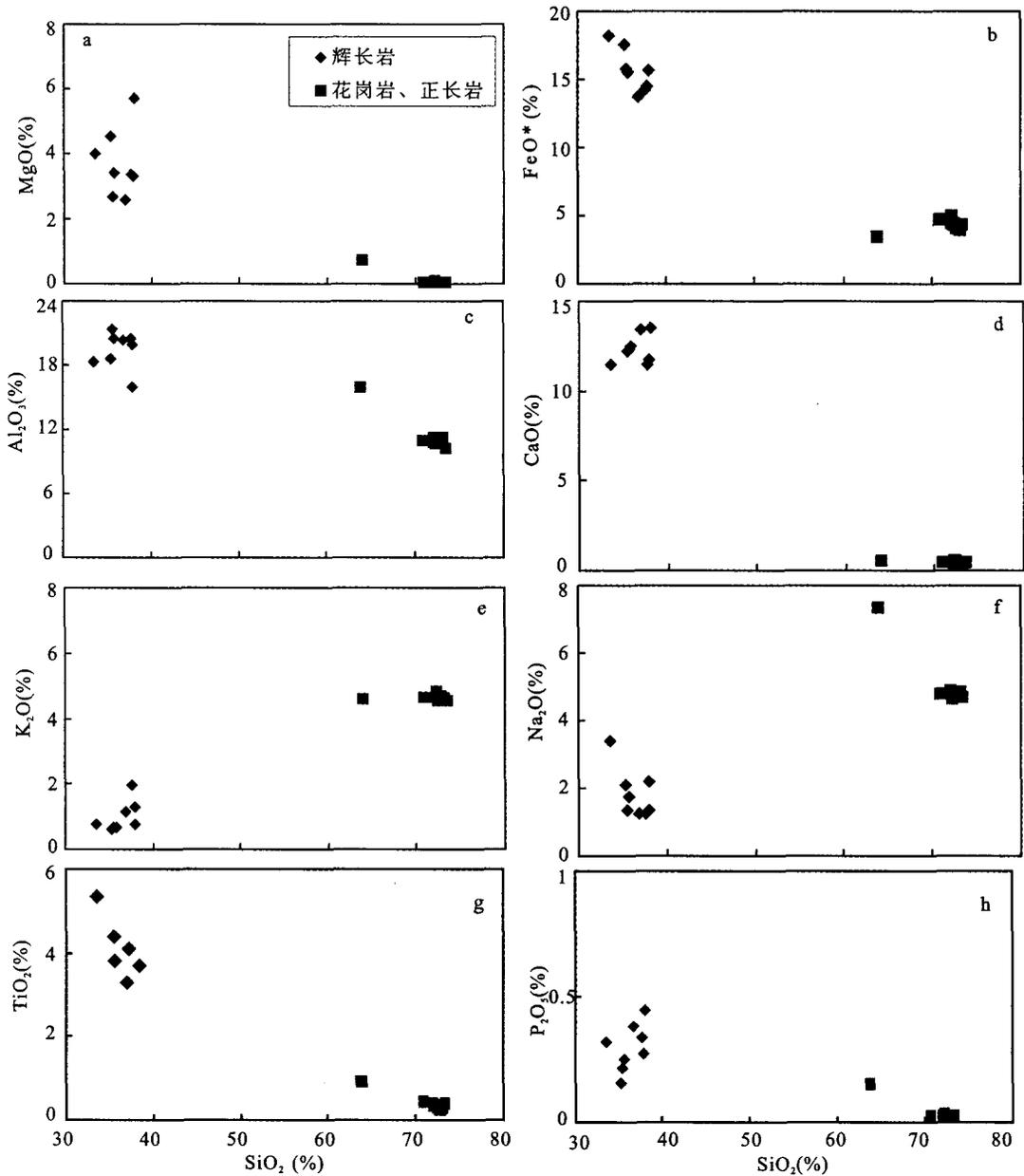


图 3 (a) 太和辉长岩、正长岩和花岗岩的 TAS 分类图解和 (b) 正长岩与花岗岩的铝饱和指数图

Fig. 3 (a) Chemical composition of the Taihe gabbros, syenites and granites plotted in the TAS classification diagram; (b) Chemical composition of the Taihe, syenites and granites in terms of alumina saturation

(3.40%~5.37%)、Fe₂O₃ (15.2%~20.3%) 和较高的 Al₂O₃ (15.9%~20.5%)、CaO (11.5%~13.5%)、MgO (2.66%~5.73%)，而花岗岩和正长岩样品则具较高的 Na₂O (4.63%~7.34%)、K₂O (4.54%~4.84%)、较低的 Fe₂O₃ (3.88%~5.53%)、Al₂O₃ (10.3%~15.9%) 和极低的 TiO₂ (0.26%~0.89%)、MgO (0.04%~0.71%)、CaO (0.32%~0.60%)。太和正长岩和花岗岩以高全碱含量 (Na₂O + K₂O 为 9.2%~11.9%) 为特征(图 3a)，显示超碱质花岗岩的特点 (Al₂O₃/Na₂O + K₂O 摩尔比值为 0.81~0.87，图 3b)。在 Harker 图解(图 4)上，随 SiO₂ 含量增加，太和杂岩体中各类岩石的 FeO*、TiO₂、MgO、Al₂O₃、CaO 和 P₂O₅ 含量逐渐降低，而 Na₂O 和 K₂O 含量明显升高。

太和杂岩体中辉长岩、正长岩和花岗岩的 Rb、Zr 含量随 SiO₂ 含量增加而显著升高，相应的 Sr 含量则明显降低(图 5)。上述各类岩石的 Ba 含量与 SiO₂ 含量变化的相关关系不明显。辉长岩具较低的 ΣREE=(30.7~57.3) × 10⁻⁶，中等富集轻稀土 (La/Yb)_N=(7.5~10.8) × 10⁻⁶，中等重稀土分异 (Gd/Yb)_N=(3.5~5.2) × 10⁻⁶，显示较为明显的正 Eu 异常 (δEu=1.14~1.51；图 6a)。花岗岩和正长岩的特征是：高稀土总量 ΣREE=(364~694) × 10⁻⁶，中等富集轻稀土 (La/Yb)_N=5.5~7.3，近于平坦的重稀土分布曲线 (Gd/Yb)_N=1.2~2.0，明显的负 Eu 异常 (δEu=0.35~0.68，图 6b)。太和



图例同图 3

Symbols as in Fig. 3

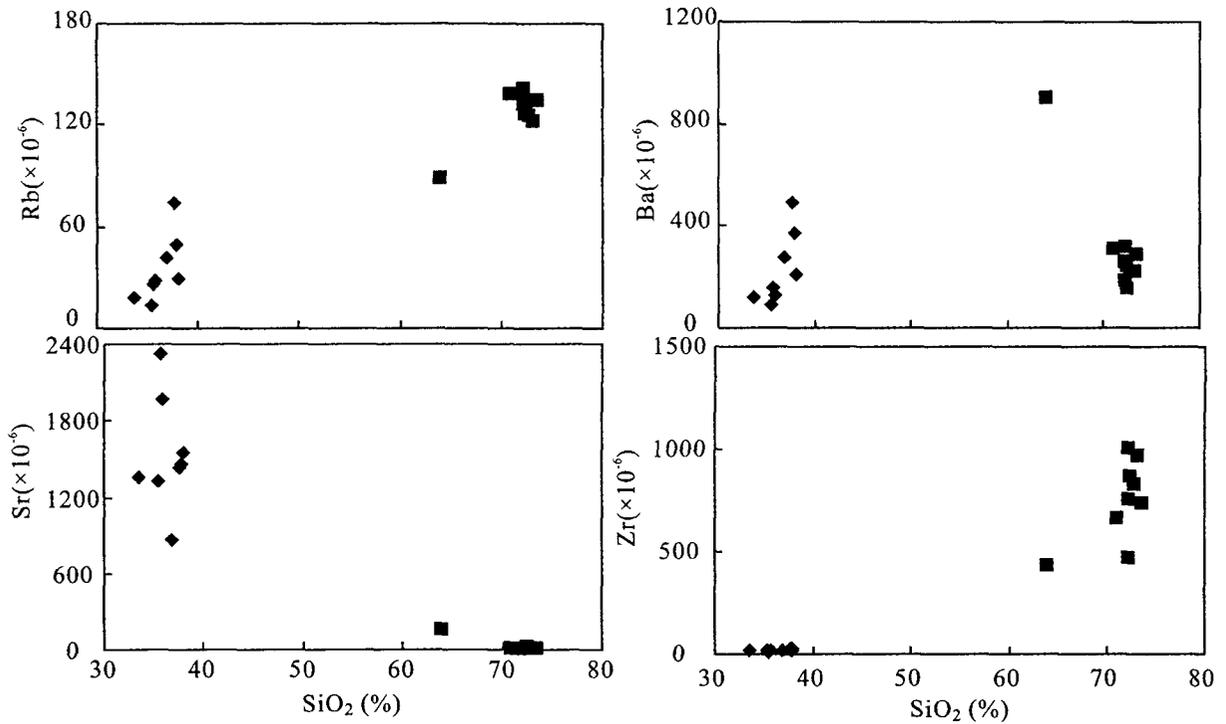
图 4 太和辉长岩、正长岩和花岗岩氧化物随 SiO₂ 的变化图解

Fig. 4 Selected variation diagrams of major element oxides and silica for the Taihe granites, syenites and gabbros

花岗岩和正长岩的特征是:高 Ga(30~34) × 10⁻⁶、Rb(89~142) × 10⁻⁶、Zr(474~2071) × 10⁻⁶、Nb(88~152) × 10⁻⁶、Y(36~172) × 10⁻⁶、LREE(335~591) × 10⁻⁶ 和低 Sr[除正长岩为 166 × 10⁻⁶ 外,其他为(9.0~23) × 10⁻⁶];而辉长岩含较低的 Ga(18~21) × 10⁻⁶、Rb(14~74) × 10⁻⁶、Zr(13~24) × 10⁻⁶、Nb(2.3~6.1) × 10⁻⁶、Y(4.0~9.8) × 10⁻⁶、LREE(26~49) × 10⁻⁶ 和极高的 Sr(865~2333) ×

10⁻⁶。在原始地幔标准化的微量元素蛛网图上,太和辉长岩具明显的 Sr、Ti 正异常和 Zr-Hf 负异常(图 7a),而花岗岩和正长岩则表现为极大的 Sr、P、Ti 负异常、较显著的 Ba 负异常和明显的 Zr-Hf 正异常(图 7b)。花岗岩和正长岩具高的 10 000 × Ga/Al 值(3.74~5.63),显示典型的 A 型花岗岩特征。

太和辉长岩、正长岩和花岗岩的 Sr、Nd 同位素组成列于表 2。本文的 Sr、Nd 同位素初始比值均根

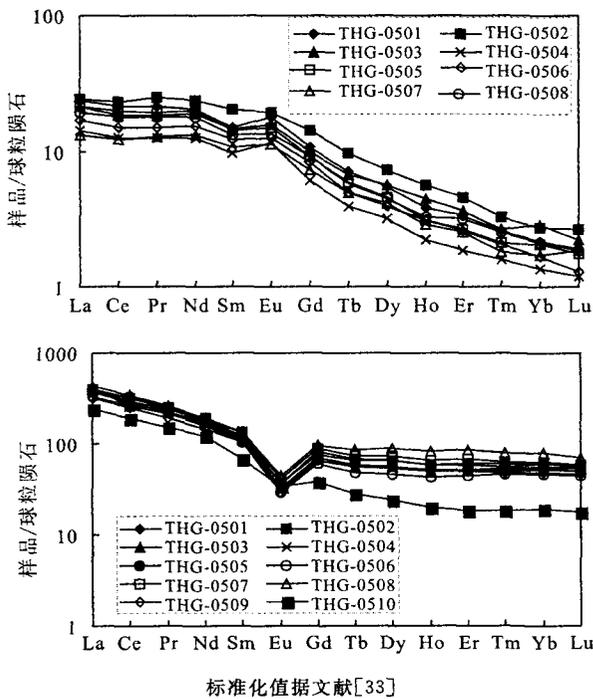


图例同图 3

Symbols as in Fig. 3

图 5 太和辉长岩、正长岩和花岗岩的微量元素随 SiO₂ 变化图解

Fig. 5 Selected variation diagrams of trace elements and silica for the Taihe gabbros, syenites and granites

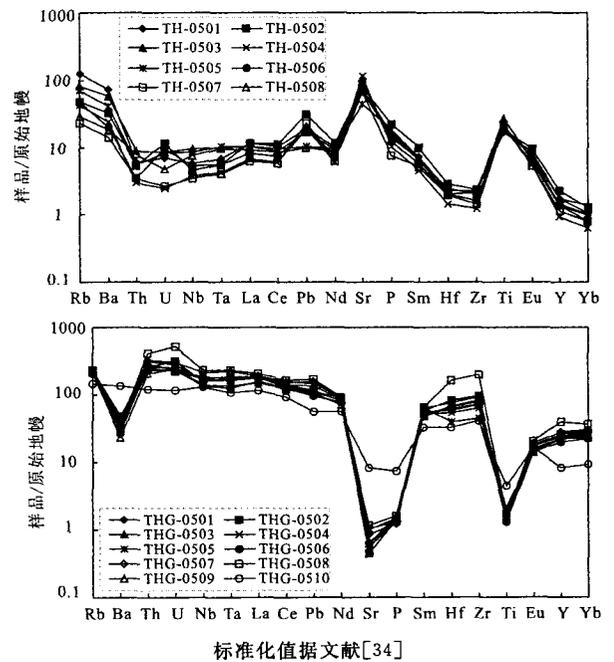


标准化值据文献[33]

The normalization values are from reference [33]

图 6 太和辉长岩、正长岩和花岗岩的
稀土元素球粒陨石标准化图解

Fig. 6 Chondrite-normalized REE diagrams for the
Taihe gabbros, syenites and granites



标准化值据文献[34]

The normalization values are from reference [34]

图 7 太和辉长岩、正长岩和花岗岩的
不相容元素原始地幔标准化蛛网图

Fig. 7 Primitive mantle-normalized incompatible
element distribution spidergrams for the Taihe
gabbros, syenites and granites

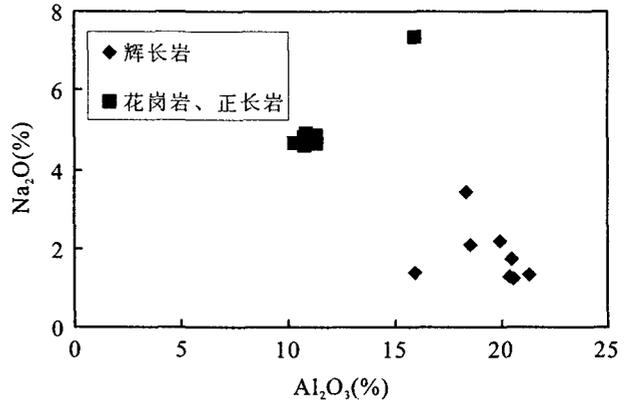
据 $t = 260 \text{ Ma}$ 计算。辉长岩的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值为 $0.7049 \sim 0.7052$, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为 $2.4 \sim 3.3$ 。花岗岩和正长岩的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值为 $0.7025 \sim 0.7049$, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值为 $1.9 \sim 3.5$ 。

4 讨 论

(1) 结晶分异作用: 如前所述, 太和杂岩体中辉长岩、正长岩和花岗岩的 FeO^* 、 TiO_2 、 MgO 、 Al_2O_3 、 CaO 、 P_2O_5 和 Sr 含量随 SiO_2 增加而逐渐降低(图 4、5), 表明岩浆演化过程中发生了较为明显的铁钛氧化物(磁铁矿、钛铁矿)、橄榄石、辉石、长石和磷灰石等的分异作用。花岗岩和正长岩的蛛网图具明显的 Sr 、 Ti 和 P 亏损, 也显示长石、铁钛氧化物和磷灰石等矿物的分离结晶起到极为重要的作用。花岗岩和正长岩含较低的 MgO 和 CaO , 与橄榄石、辉石的分离相吻合。

太和辉长岩以高 Al_2O_3 、 Sr 含量及明显的正 Eu 异常为特征, 可能与斜长石的堆积作用有关。但辉长岩的 Na_2O 和 Al_2O_3 呈负相关关系(图 8), 表明斜长石堆晶作用对辉长岩的形成影响较小, 其 Eu 异常可能主要代表岩浆熔体的特征。研究表明, 攀西地区镁铁-超镁铁质层状岩体中岩浆演化早期有大量的单斜辉石结晶分离出来^[10,13], 这一过程也同样可以导致残余熔体显示正 Eu 异常的特征。斜长石和正长石对分异趋势的相对重要性可以通过 δEu 与 Sr 和 Ba 的相关关系来确定。由图 9 可见, 太和辉长岩的 Sr 与 δEu 呈明显正相关关系, 表明斜长石的分离结晶对辉长岩的形成起重要作用。而辉长岩的 Ba 与 δEu 的相关关系不明显, 说明正长石的分离结晶对辉长岩的形成影响不显著。花岗岩和

正长岩的 Sr 、 Ba 与 Eu 异常无明显相关关系, 表明长石的结晶分离作用对这些岩石的 Eu 异常影响不大。



图例同图 3

Symbols as in Fig. 3

图 8 Al_2O_3 - Na_2O 变化图解

Fig. 8 Variation diagram of Al_2O_3 vs. Na_2O

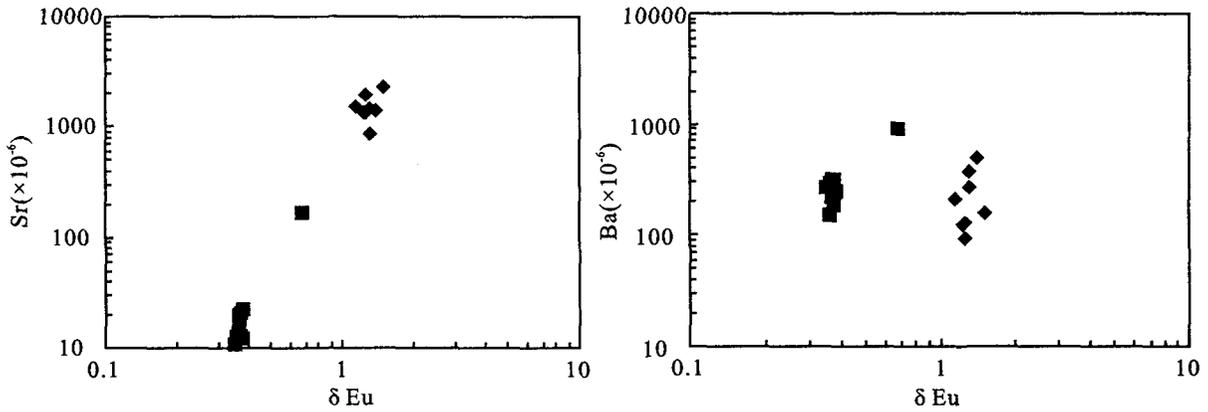
(2) 太和花岗质岩浆的来源与花岗岩的成因: 太和正长岩-花岗岩体与赋存有超大型钒钛磁铁矿矿床的太和辉长岩体在空间上共生, 侵位年龄也一致, 表明基性和酸性岩浆的来源可能有密切的成因联系。本研究中的花岗岩和正长岩具很高的高场强元素含量及高 Ga/Al 值, 属于典型的 A 型花岗岩。由前述的 Sr - Nd 同位素特征可见, 太和杂岩体中花岗岩、正长岩与辉长岩的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值和 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值一致, 显示二者的母岩浆很可能来自相同的地幔源区。该杂岩体中各类岩石的 Sr - Nd 同位素组成与地壳混染程度较低的高钛峨眉山玄武岩和苦橄岩相近(图 10), 表明来源于相似的 OIB 源区。前人的研究认为, Nb/Ta 和 Zr/Hf 值对于指示酸性岩浆的源

表 2 太和辉长岩、正长岩和花岗岩的 Sr - Nd 同位素组成

Table 2 Sr - Nd isotopic compositions of the Taihe gabbros, syenites and granites

$\times 10^{-6}$

样号	岩性	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	误差 (2σ)	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	误差 (2σ)	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	T_{DM} /Ga	$T_{2\text{DM}}$ /Ga
TH0502		29.1	1543	0.0546	0.7053	± 13	0.7051	3.965	15.8	0.150997	0.512692	± 12	2.57	1.11	0.82
TH0503	辉	49.3	1457	0.0978	0.7054	± 12	0.7050	2.830	12.5	0.136595	0.512697	± 12	3.15	0.90	0.77
TH0505	长	41.7	865	0.1396	0.7057	± 13	0.7052	2.758	13.1	0.127153	0.512690	± 12	3.33	0.81	0.76
TH0506		28.6	1971	0.0420	0.7052	± 13	0.7050	2.361	10.3	0.138215	0.512660	± 11	2.37	0.99	0.83
TH0507	岩	14.0	1327	0.0305	0.7051	± 13	0.7050	2.086	8.69	0.144413	0.512691	± 11	2.77	1.01	0.80
TH0508		17.6	1353	0.0377	0.7051	± 13	0.7049	2.575	12.0	0.128898	0.512681	± 10	3.09	0.84	0.78
THG0501		136	17.3	22.68	0.7863	± 12	0.7025	22.68	115	0.119082	0.512604	± 10	1.91	0.88	0.87
THG0503	花	142	20.3	20.30	0.7785	± 13	0.7034	21.67	120	0.109176	0.512606	± 10	2.28	0.79	0.84
THG0504	岗	138	20.6	19.39	0.7767	± 15	0.7049	21.00	111	0.113804	0.512612	± 8	2.25	0.82	0.85
THG0506	岩	126	12.6	28.91	0.8102	± 14	0.7033	19.88	107	0.111569	0.512594	± 11	1.97	0.83	0.87
THG0509		127	12.6	29.21	0.8115	± 13	0.7034	19.89	97.1	0.123286	0.512614	± 11	1.97	0.90	0.87
THG0510	正长岩	88.8	166	1.543	0.7106	± 13	0.7049	13.20	79.5	0.099994	0.512653	± 11	3.51	0.67	0.75

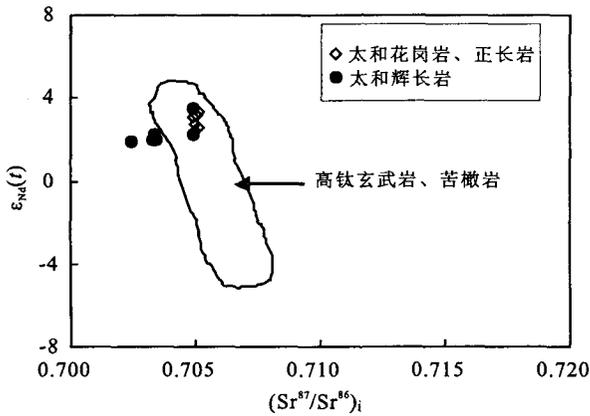


图例同图 3;(a) δEu 对 Sr, 和 (b) 对 Ba 图解

Symbols as in Fig. 3;(a) δEu vs. Sr,(b)vs. Ba

图 9 太和辉长岩、正长岩和花岗岩 δEu 分别对 Sr 和 Ba 的图解

Fig. 9 Plots of δEu vs. Sr, and vs. Ba for the Taihe gabbros, syenites and granites



高钛玄武岩数据引自文献[3]和[7],苦橄岩数据引自文献[8]

The data for the high-Ti Emeishan basalts are from references [3] and [7]; the picrites from reference [8]

图 10 太和辉长岩、正长岩和花岗岩的

$\epsilon_{Nd}(t)$ - $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 图解

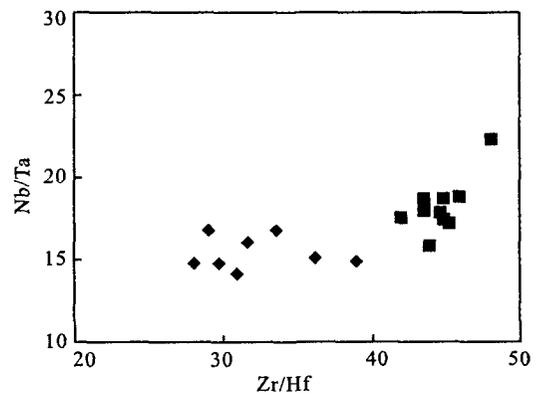
Fig. 10 (a) $\epsilon_{Nd}(t)$ vs. $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ diagram

for the Taihe gabbros, syenites and granites

区非常有效^[35]。如图 11 所示,太和花岗岩、正长岩的 Nb/Ta 值为 15.9~18.8(平均 18.3),辉长岩的 Nb/Ta 值为 14.1~16.8(平均 15.4)。花岗岩、正长岩的 Zr/Hf 值为 42.0~45.9(平均 44.6),而辉长岩的 Zr/Hf 值为 28.0~39.0(平均 32.3)。上述三类岩石的 Nb/Ta、Zr/Hf 值与 OIB 源区的相应比值^[36](Nb/Ta=15.9±0.6; Zr/Hf=35.5~45.5)较为接近,也表明原始岩浆来自 OIB 源区。但花岗岩和正长岩的 Nb/Ta、Zr/Hf 值高于辉长岩的相应比值,可能与辉长岩体中大量铁钛氧化物结晶分离

并形成超大型钒钛磁铁矿矿床的岩浆演化过程有关。Pfänder 等^[36]认为,含钛矿物的分异过程可以造成残余岩浆中 Nb/Ta 和 Zr/Hf 值的较大幅度增加。

如前所述,太和辉长岩体和正长岩-花岗岩体存在密切的成因联系,但关于花岗岩和正长岩的成因机制还有争议。有人认为花岗岩是由侵位至近地表的基性岩浆经历结晶分异的产物^[18]。然而,这一成因模式还有一些很难解释的问题,因为出露于地表的正长岩-花岗岩体的面积(约 40 km²)远大于辉长岩体的面积(约 10 km²),显然以此数量的基性岩浆很难分异出体积大得多的酸性岩浆。而且,太和杂岩体中缺乏中性成分岩石,化学组成上不连续也就是存在戴利间断(Daly gap)。鉴于此,Xu 等^[20]认



图例同图 3

Symbols as in Fig. 3

图 11 太和辉长岩、正长岩和花岗岩的 Zr/Hf-Nb/Ta 图解

Fig. 11 Plot of Zr/Hf vs. Nb/Ta for the Taihe gabbros,

syenites and granites

为太和花岗岩、正长岩是地幔柱来源的玄武质岩浆大量底侵导致新元古代下地壳物质部分熔融的产物。从本研究的结果来看,熔融模式也有一些缺陷,因为精确的定年结果显示辉长岩体和正长岩-花岗岩体近于同龄,在很短时间内较难产生大量的酸性岩浆,况且它们的同位素组成也与基性岩浆非常一致。因此,笔者认为,太和辉长岩是最早侵位于地壳浅部岩浆房的基性岩浆经历结晶分异和重力分异(主要指密度较大的铁钛氧化物)的产物。而底侵于下地壳的大量玄武质岩浆经历结晶分异作用可以产生足够的酸性岩浆,且这些酸性岩浆也可能与少量下地壳部分熔融产生的熔体发生混合,最终这些岩浆侵位于地壳浅部岩浆房并形成花岗岩和正长岩。太和杂岩体中缺少中性成分的岩石,是因为下地壳岩浆房中玄武质岩浆分异出的酸性岩浆密度较小而位于岩浆房最上部,中性岩浆的密度介于酸性岩浆与基性岩浆。如此,偏酸性岩浆最易上升地壳浅部形成花岗岩体,而密度较大的中性和基性岩浆则停留于地壳深部形成厚度较大的新生基性下地壳。攀西地区广泛存在的下地壳高速层^[37,38]为本研究提出的模式提供了良好的佐证。

5 峨眉山大火成岩省 A 型花岗岩的构造意义

前人的研究证实,地幔柱上升时位于其上的大陆地壳产生的热和构造活化对地壳演化有重要作用^[39,40]。我们的研究认为太和杂岩体的形成可能预示晚古生代峨眉山地幔柱活动导致区域性的地壳增生。地球物理研究显示,攀西地区广泛存在厚度较大的基性下地壳层^[37,38]。张云湘等^[37]的研究表明,攀西地区的地壳厚度为 55~64 km,远大于中国东部的地壳厚度(小于 35 km)。地震层析成像研究识别出这一地区的下地壳存在一高速带(P 波速为 7.1~7.8 km/s),它在峨眉山大火成岩省中带的最大厚度为 25 km(平均 20 km),而未见于外带^[38]。这一高速层被认为是地幔柱来源的玄武质岩浆底侵的产物,代表熔体大量产生及侵入下地壳并形成新生下地壳的过程^[4,41]。本研究表明,地幔柱上升产生的底侵基性岩浆对于花岗岩和正长岩的形成起主要作用,巨量的基性岩浆底侵于下地壳是产生大量酸性岩浆的必要前提。因此,晚古生代峨眉山地幔柱活动时大量玄武质岩浆滞留于下地壳并形成新生

的基性下地壳,对于峨眉山大火成岩省中带的地壳增生起到重要作用。

6 结 论

(1)太和正长岩-花岗岩体与含超大型钒钛磁铁矿矿床的辉长岩体在空间上共生、侵位时间相近,是晚元古代峨眉山地幔柱岩浆活动的产物。辉长岩、正长岩和花岗岩的形成受到不同程度橄榄石、辉石、长石和铁钛氧化物的结晶分离作用的影响。

(2)太和花岗岩和正长岩富含高场强元素和具高 Ga/Al 值,为典型的 A 型花岗岩。辉长岩和花岗岩、正长岩的 Nb/Ta、Zr/Hf 值与 OIB 源区的相应比值可以对比,但花岗岩和正长岩的比值相对辉长岩较高,可能与铁钛氧化物的分离结晶作用有关。

(3)太和杂岩体的三种岩石具有一致的 Sr、Nd 同位素组成,表明其母岩浆来自相同的地幔源区。辉长岩最早就位于地壳浅部岩浆房的基性岩浆并经历结晶和重力分异,而花岗岩、正长岩则由下地壳的底侵基性岩浆分异出的酸性组分侵位于浅部的产物。

(4)巨量的玄武质岩浆底侵于下地壳是太和花岗岩体及峨眉山大火成岩省其他 A 型花岗岩体形成的必要前提。晚古生代峨眉山地幔柱活动对于大火成岩省中带的地壳垂向增生起到极为重要的作用。

参考文献 (References):

- [1] Stein M, Hofmann A W. Mantle plumes and episodic crustal growth[J]. *Nature*, 1994, 372: 63—68.
- [2] Chung S L, Jahn B M. Plume-lithosphere interaction in generation of the Emeishan flood basalts at the Permian-Triassic boundary[J]. *Geology*, 1995, 23: 889—892.
- [3] Xu Y G, Chung S L, Jahn B M, Wu G Y. Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian-Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China[J]. *Lithos*, 2001, 58: 145—168.
- [4] Xu Y G, He B, Chung S L, Menzies M A, Frey F A. Geologic, geochemical, and geophysical consequences of plume involvement in the Emeishan flood-basalt province[J]. *Geology*, 2004, 32: 917—920.
- [5] Song X Y, Zhou M F, Hou Z Q, Cao Z M, Wang Y L, Li Y G. Geochemical constraints on the mantle source of the upper Permian Emeishan continental flood basalts, southwestern China[J]. *Inter. Geol. Rev.*, 2001, 43: 213—225.
- [6] He B, Xu Y G, Chung S L, Xiao L, Wang Y. Sedimentary

- evidence for a rapid crustal doming prior to the eruption of the Emeishan flood basalts[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2003, 213: 389—405.
- [7] Xiao L, Xu Y G, Mei H J, Zheng Y F, He B, Pirajno F. Distinct mantle sources of low-Ti and high-Ti basalts from the western Emeishan large igneous province, SW China: Implications for plume-lithosphere interaction[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2004, 228: 525—546.
- [8] Zhang Z C, Mahoney J J, Mao J W, Wang F S. Geochemistry of picritic and associated flows of the western Emeishan flood basalt province, China[J]. *J. Petrol.*, 2006, 47: 1997—2019.
- [9] Zhong H, Zhu W G, Qi L, Zhou M F, Song X Y, Zhang Y. Platinum-group element (PGE) geochemistry of the Emeishan basalts in the Pan-Xi area, SW China[J]. *Chin. Sci. Bull.*, 2006, 51: 845—854.
- [10] Zhong H, Zhou X H, Zhou M F, Sun M, Liu B G. Platinum-group element geochemistry of the Hongge Fe-V-Ti deposit in the Pan-Xi area, southwestern China[J]. *Miner. Deposit*, 2002, 37: 226—239.
- [11] Zhong H, Yao Y, Prevec S A, Wilson A H, Viljoen M J, Viljoen R P, Liu B G, Luo Y N. Trace-element and Sr-Nd isotopic geochemistry of the PGE-bearing Xinjie layered intrusion in SW China[J]. *Chem. Geol.*, 2004, 203: 237—252.
- [12] Zhou M F, Malpas J, Song X Y, Robinson P T, Sun M, Kennedy A K, Lesher C M, Keays R R. A temporal link between the Emeishan large igneous province (SW China) and the end-Guadalupian mass extinction[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2002, 196: 113—122.
- [13] Zhou M F, Robinson P T, Lesher C M, Keays R R, Zhang C J, Malpas J. Geochemistry, petrogenesis and metallogenesis of the Panzhihua gabbroic layered intrusion and associated Fe-Ti-V oxide deposits, Sichuan Province, SW China[J]. *J. Petrol.*, 2005, 46: 2253—2280.
- [14] Song X Y, Zhou M F, Cao Z M, Sun M, Wang Y L. Ni-Cu (PGE) magmatic sulfide deposits in the Yangliuping area, Permian Emeishan igneous province, SW China[J]. *Miner. Deposit*, 2003, 38: 831—843.
- [15] Wang C Y, Zhou M F, Keays R R. Geochemical constraints on the origin of the Permian Baimazhai mafic-ultramafic intrusion, SW China[J]. *Contrib. Miner. Petrol.*, 2006, 152: 309—321.
- [16] Tao Y, Li C, Hu R Z, Ripley E M, Du A D, Zhong H. Petrogenesis of the Pt-Pd mineralized Jinbaoshan ultramafic intrusion in the Permian Emeishan large igneous province, SW China[J]. *Contrib. Miner. Petrol.*, 2007, 153: 321—337.
- [17] Zhong H, Zhu W G, Chu Z Y, He D F, Song X Y. SHRIMP U-Pb zircon geochronology, geochemistry, and Nd-Sr isotopic study of contrasting granites in the Emeishan large igneous province, SW China[J]. *Chem. Geol.*, 2007, 236: 112—133.
- [18] Shellnutt J G, Zhou M F. Permian peralkaline, peraluminous and metaluminous A-type granites in the Panxi district, SW China: Their relationship to the Emeishan mantle plume[J]. *Chem. Geol.*, 2007, 243: 286—316.
- [19] Shellnutt J G, Zhou M F. Permian, rifting related fayalite syenite in the Panxi region, SW China[J]. *Lithos*, 2008, 101: 54—73.
- [20] Xu Y G, Luo Z Y, Huang X L, He B, Xiao L, Xie L W, Shi Y R. Zircon U-Pb and Hf isotope constraints on crustal melting associated with the Emeishan mantle plume [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2008, 72: 3084—3104.
- [21] Li Z X, Li X H, Kinny P D, Wang J, Zhang S, Zhou H. Geochronology of Neoproterozoic syn-rift magmatism in the Yangtze Craton, South China and correlations with other continents: evidence for a mantle superplume that broke up Rodinia[J]. *Precam. Res.*, 2003, 122: 85—109.
- [22] Zhou M F, Ma Y X, Yan D P, Xia X P, Zhao J H, Sun M. The Yanbian terrane (southern Sichuan Province, SW China): A Neoproterozoic arc assemblage in the western margin of the Yangtze Block[J]. *Precam. Res.*, 2006, 144: 19—38.
- [23] Zhu W G, Zhong H, Deng H L, Wilson A H, Liu B G, Li C Y, Qin Y. SHRIMP zircon U-Pb age, geochemistry and Nd-Sr isotopes of the Gaojiacun mafic-ultramafic intrusive complex, SW China[J]. *Inter. Geol. Rev.*, 2006, 48: 650—668.
- [24] Zhu W G, Zhong H, Li X H, Liu B G, Deng H L, Qin Y. ^{40}Ar - ^{39}Ar age, Geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopes of the Neoproterozoic Lengshuiqing Cu-Ni sulfide-bearing mafic-ultramafic complex, SW China[J]. *Precam. Res.*, 2007, 155: 98—124.
- [25] Guo F, Fan W M, Wang Y J, Li C W. When did the Emeishan mantle plume activity start? Geochronological and geochemical evidence from ultramafic-mafic dikes in southwestern China[J]. *Inter. Geol. Rev.*, 2004, 46: 226—234.
- [26] Zhong H, Zhu W G. Geochronology of layered mafic intrusions from the Pan-Xi area in the Emeishan large igneous province, SW China[J]. *Miner. Deposit.*, 2006, 41: 599—606.
- [27] He B, Xu Y G, Huang X L, Luo Z Y, Shi Y R, Yang Q J, Yu S Y. Age and duration of the Emeishan flood volcanism, SW China: Geochemistry and SHRIMP zircon U-Pb dating of silicic ignimbrites, post-volcanic Xuanwei Formation and clay tuff at the Chaotian section[J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2007, 255: 306—323.
- [28] 姚培慧, 王可南, 杜春林, 林镇泰, 宋雄. 中国铁矿志[M].

- 北京:冶金工业出版社,1993:633—649.
- Yao Peihui, Wang Kenan, Du Chunlin, Lin Zhentai, Song Xiong. Records of China's iron ore deposits[M]. Beijing: Metallurgic Industry Press, 1993;633—649. (in Chinese)
- [29] 周伯蕻, 施泽民, 张元才, 李晓. 攀西裂谷带 A 型花岗岩 [A]. 张云湘主编. 中国攀西裂谷文集[C]. 北京:地质出版社, 1985;201—223.
- Zhou Bofu, Shi Zemin, Zhang Yuancai, Li Xiao. A-type granites of the Panxi rift zone[A]. Zhang Y X. Corpus of the Panxi paleorift studies in China[C]. Beijing: Geological Publishing House, 1985; 201—223. (in Chinese)
- [30] Qi L, Hu J, Grégoire D C. Determination of trace elements in granites by inductively coupled plasma mass spectrometry [J]. Talanta, 2000, 51: 507—513.
- [31] 刘秋, 沈发奎, 张光宗. 攀西地区层状岩体 [A]. 张云湘主编. 中国攀西裂谷文集[C]. 北京:地质出版社, 1985; 85—118.
- Liu Di, Shen Fakui, Zhang Guangzong. Layered intrusions of the Panxi area, Sichuan province[A]. Zhang Yunxiang. Corpus of the Panxi paleorift studies in China[C]. Beijing: Geological Publishing House, 1985; 85—118. (in Chinese)
- [32] 从柏林. 攀西古裂谷的形成与演化[M]. 北京:科学出版社, 1988; 424.
- Cong Bolin. Formation and evolution of the Pan-Xi paleorift [M]. Beijing: Science Press, 1988; 424. (in Chinese)
- [33] Boynton W V. Geochemistry of the rare earth elements; meteorite studies [A]. Henderson P. Rare earth element geochemistry[M]. Elsevier, 1984, 63—114.
- [34] McDonough W F, Sun S S. The composition of the Earth [J]. Chem. Geol., 1995, 120: 223—253.
- [35] Eby G N. Geochemistry and petrogenesis of nepheline syenite: Kasungu-Chipala, Ilomba, and Ulindi nepheline syenite intrusions, north Nyasa alkaline province, Malawi[J]. J. Petrol., 1998, 39: 1405—1424.
- [36] Pfänder J A, Münker C, Stracke A, Mezger K. Nb/Ta and Zr/Hf in oceanic island basalts-implications for crustal-mantle differentiation and the fate of Niobium[J]. Earth Planet. Sci. Lett., 2007, 254: 158—172.
- [37] 张云湘, 骆耀南, 杨崇喜. 攀西裂谷[M]. 北京:地质出版社, 1988; 325.
- Zhang Yunxiang, Luo Yaonan, Yang Chongxi. Panxi rift [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1988; 325. (in Chinese)
- [38] Liu J H, Liu F T, He J K, Chen H, You Q Y. Study of seismic tomography in Panxi paleorift area of southwestern China-Structural features of crust and mantle and their evolution[J]. Sci. Chin. (Ser. D): Earth Sci., 2001, 44: 277—288.
- [39] Hill R I, Campbell I H, Davies G F, Griffiths R W. Mantle plumes and continental tectonics [J]. Science, 1992, 256: 186—193.
- [40] Stein M, Goldstein S L. From plume head to continental lithosphere in the Arabian-Nubian shield [J]. Nature, 1996, 382: 773—778.
- [41] 崔作舟, 卢德源, 陈纪平, 张之英, 黄立言. 攀西地区的深部地壳结构与构造 [J]. 地球物理学报, 1987, 30: 566—579.
- Cui Zuozhou, Lu Deyuan, Chen Jipig, Zhang Zhiying, Huang Liyan. Deep crust structure and tectonics in the Panxi area [J]. Acta Geophys. Sinica, 1987, 30: 566—579. (in Chinese with English abstract)