

苏鲁造山带 A 型花岗岩的 元素地球化学及其成因

王 涛^{1,2}, 刘 燊^{1,3}, 胡瑞忠¹, 冯彩霞¹, 齐有强^{1,2}, 冯光英^{1,2}, 王长华⁴

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

2. 中国科学院 研究生院, 北京 100049

3. 西北大学 大陆动力学国家重点实验室, 西安 710069

4. 东营市勘察测绘院, 山东 东营 257091

摘要: 苏鲁造山带花岗岩 SiO₂ 质量分数变化范围为 71.3%~74.5%, 以富碱(Na₂O+K₂O 为 8.66%~9.60%)、高钾(K₂O 为 4.95%~5.89%)、富轻稀土元素而亏损重稀土元素、明显的负铕异常($\delta\text{Eu}=0.51\sim 0.61$)、较高的 Ga/Al($\times 10^4$) 比值(2.85~3.41)和 Zr+Nb+Ce+Y 值($384\sim 714$) $\times 10^{-6}$ 、富集 Rb、Th、K、La、Nd、Hf、Zr 和 Pb 以及亏损 Ba、Ta、P 和 Ti 为特征。主微量元素研究表明, 所研究花岗岩为过铝质(A/KNC 为 1.90~2.17)A 型花岗岩, 为华北板块富集岩石圈地幔的部分熔融的产物。岩浆在上升侵位的过程中没有受到地壳物质的混染, 但在成岩过程中存在斜长石、钾长石、黑云母、磷灰石和钛铁矿等矿物的分离结晶作用, 锆石饱和温度计算表明岩浆的结晶温度大致为 876~961 °C。

关键词: A 型花岗岩; 元素地球化学; 岩石成因; 岩石圈地幔; 苏鲁造山带

中图分类号: P588.1 **文献标识码:** A **文章编号:** 1671-5888(2009)04-0676-13

Elemental Geochemistry and Petrogenesis of A-type Granites in the Sulu Orogen

WANG Tao^{1,2}, LIU Shen^{1,3}, HU Rui-zhong¹, FENG Cai-xia¹

QI Yong-qiang^{1,2}, FENG Guang-ying^{1,2}, WANG Chang-hua⁴

1. State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry,
Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China

2. Graduate School the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

3. State Key Laboratory of Continental Dynamics, Northwest University, Xi'an 710069, China

4. Dongying Institute of Exploration and Mapping, Dongying, Shandong 257091, China

Abstract: We reported the major and trace element data of the granites from the Sulu orogenic belt. The granites are characterized by high SiO₂ contents varying from 71.3% to 74.5%, enrichment in alkali, potassium and LREE, but depletion in HREE, with negative Eu anomalies($\delta\text{Eu}=0.51-0.61$). In addition to these, the granites have high Ga/Al($\times 10^4$) ratios (2.85-3.41), and Zr+Nb+Ce+Y contents ($384-714$) $\times 10^{-6}$. On primitive mantle-normalized spider diagrams, the granites show positive

收稿日期: 2008-12-26

基金项目: 国家自然科学基金项目(40673029, 40773020, 40634020, 90714010)

作者简介: 王涛(1979—), 男, 河南兰考人, 博士研究生, 主要从事岩石地球化学研究, E-mail: wangt1117@163.com

通讯联系人: 刘燊(1974—), 男, 陕西西安人, 副研究员, 博士, 主要从事岩石学和地球化学研究, E-mail: liushen@gvig.ac.cn.

Rb, Th, K, La, Nd, Hf, Zr and Pb anomalies and negative Ba, Ta, P and Ti anomalies. This indicates that these granites are peraluminous, typical A-type granites. These A-type granites could be derived from partial melting of the enriched lithospheric mantle beneath the North China Craton (NCC). The magma underwent intense mineral fractional crystallization such as plagioclase, K-feldspar, biotite, and apatite, but no crustal contamination. The calculated zircon saturation temperatures (T_{Zr}) for A-type granites are between 876°C and 961°C, representing the crystalline temperature of the magma.

Key words: A-type granites; elemental geochemistry; petrogenesis; lithospheric mantle; Sulu orogenic belt

近20年的研究成果表明,苏鲁造山带是秦岭—大别造山带的东延部分,是三叠纪扬子板块向北俯冲并与华北板块碰撞的结果^[1-4]。同位素年代学方面的研究表明,在120~130 Ma间发生了大别山大规模碰撞后岩浆事件^[5-6]。苏鲁地块内广泛出露燕山期的岩浆岩,它们的形成时代、岩石类型、地球化学和岩石成因对深入了解大别—苏鲁超高压碰撞造山带的演化具有重要的动力学意义。前人对区内镁铁质—超镁铁质侵入岩、脉岩和火山岩的演化、成因和形成的动力学背景作过广泛而深入的研究,取得了许多研究成果^[7-12]。但对区内分布的中酸性岩浆岩(特别是A型花岗岩)的研究仍相对缺乏,因此本文选择苏鲁造山带两个A型花岗岩体,拟从矿物学及主微量元素方面进行初步的研究,以期对其地球化学特征及其成因作出合理的解释,同时对中生代时期苏鲁造山带演化及其带内岩浆活动等提供一定的参考。

1 地质背景及岩相学

郯庐断裂带是一条纵贯中国东部的NE—NNE向巨型断裂带,苏鲁造山带位于郯庐断裂带以东,以发育花岗片麻岩—榴辉岩—大理岩杂岩组成的超高压变质岩为特征。苏鲁带存在类型多样的岩浆岩,包括镁铁质—超镁铁质岩、中性岩、碱性岩和酸性岩。锆石U—Pb年龄研究表明,苏鲁带A型花岗岩形成于(125.0±1.1~126.9±1.9) Ma^[13],该岩体常与钙碱性的I型花岗岩在空间上密切共生,构成I—A型复合杂岩体;花岗岩中I型花岗岩类主要有花岗闪长岩和二长花岗岩,侵位在先,A型花岗岩侵位在后。仔细考察I型花岗岩的空间分布和构造定位特点,可以发现,I型花岗岩并非沿制约其形成的五莲—荣城断裂带呈北东向条带状连续分布,而是呈豆荚状、相隔一定间距的断续分布且纵贯整个构造带。

本文样品采自苏鲁造山带五莲和莒县地区。五莲A型花岗岩出露面积60~90 km²左右,岩体侵位于上侏罗统莱阳组中(图1)^[13-14]。岩石手标本总体呈肉红色,具细粒到中粗粒花岗结构,块状构造。经镜下鉴定,主要矿物组成为石英(25%~35%),碱性长石(30%~45%)主要为条纹长石,斜长石(15%~20%)主要为钠长石,普遍发育聚片双晶,石英与碱性长石相互交生,发育显微文象结构;次要矿物有白云母;副矿物有磁铁矿、锆石、磷灰石、褐帘石和榍石等。莒县A型花岗岩出露面积约75 km²,岩体同样侵位于上侏罗统莱阳组中(图1),该地区所采集样品在矿物组成和颜色上与五莲地区的相似。

2 分析方法

主量元素是在中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室采用Axios PW4400型X射线荧光光谱仪(XRF)分析,元素分析的重现性(准确度)优于3%;微量元素分析是在中国地质科学院国家地质实验测试中心使用电感耦合等离子质谱POEMS型ICP—MS完成,分析的准确度优于5%。

3 主量元素和微量元素地球化学

3.1 主量元素

样品的主量元素分析结果见表1,从表中可以看出样品的岩石化学成分含量相近。岩体富SiO₂,质量分数为71.3%~74.5%,平均为72.8%,略低于国内外A型花岗岩的平均值(73.35%~73.81%)^[15]。Na₂O+K₂O变化范围为8.66%~9.60%,平均为9.19%,略高于国内外A型花岗岩的平均碱含量(Na₂O+K₂O平均为8.42%~8.72%)^[15]。K₂O质量分数为4.95%~5.89%,K₂O/Na₂O=1.28~1.59,表现出高钾的特征。较高的赖特碱度率(A R=3.40~4.41),在SiO₂—A R图解中全部落入碱性区域(图2)。CaO质量分数

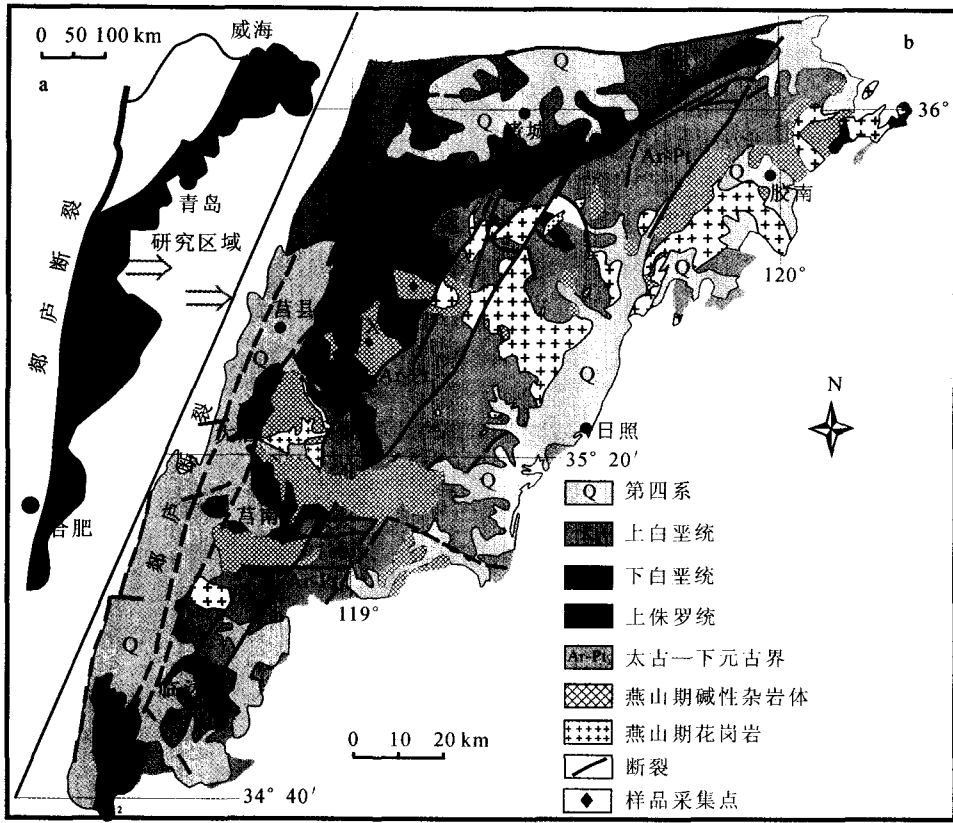


图 1 中国东部苏鲁造山带构造简图(a), 研究区地质图及样品采集分布图(b)(据文献[13]和[14]修改)

Fig. 1 Simplified tectonic map of the Sulu orogenic belt in eastern China(a), the geologic map of study areas and the sampling locations (b) (modified after references[13],[14])

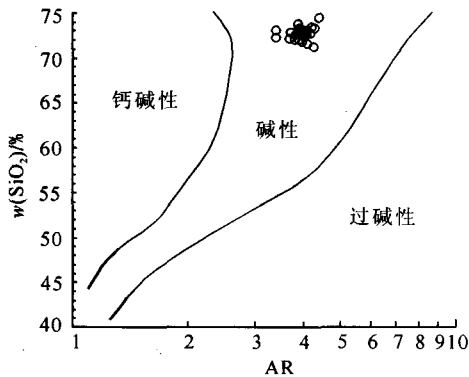


图 2 研究区花岗岩 SiO₂ - AR 图解

Fig. 2 SiO₂ - AR diagram of the granites in the study area
分子式代表质量分数: $A R = (Al_2O_3 + CaO + K_2O + Na_2O) / (Al_2O_3 + CaO - K_2O - Na_2O)$

为 0.95% ~ 1.41%, MgO 质量分数为 0.31% ~ 0.48%。Al₂O₃ 质量分数为 13.4% ~ 14.9%, A/KNC 值较高(1.90 ~ 2.17), 在 A/KNC - A/NK 图解中研究区花岗岩全部落入过铝质范围内(图 3),

表明岩体属于过铝质岩类。另外, 在 K₂O - Na₂O 图解中(图 4), 该区花岗岩全部落入 A 型花岗岩区。因此, 所研究花岗岩应属于过铝质 A 型花岗岩。

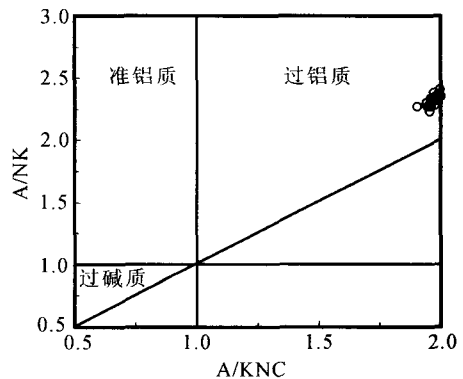


图 3 花岗岩的 A/KNC - A/NK 图解

Fig. 3 A/KNC - A/NK diagram of the granites

A, K, N 和 C 分别代表 Al₂O₃、K₂O、Na₂O、CaO 中的 Al、K、Na 和 Ca 的原子数

表 1 苏鲁造山带 A 型花岗岩主量元素分析结果

Table 1 Major element analysis for the A-type granites from the Sulu orogenic belt

$w_B/10^{-2}$

样品号	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	烧失量	总量	T/°C
WL13	72.2	14.3	0.25	2.06	0.09	0.48	1.28	3.86	5.26	0.09	0.29	100.12	917
WL12	72.7	14.8	0.19	1.52	0.06	0.31	1.04	3.71	5.89	0.05	0.08	100.30	916
WL11	72.3	14.9	0.21	1.65	0.07	0.34	1.24	3.47	5.31	0.06	0.35	99.88	907
WL10	72.3	14.5	0.27	1.99	0.07	0.42	1.41	4.01	5.15	0.08	0.14	100.36	961
WL9	73.5	13.7	0.21	1.78	0.07	0.34	1.13	3.80	5.32	0.06	0.22	100.09	936
WL8	73.4	14.0	0.20	1.61	0.07	0.32	1.19	3.78	5.26	0.06	0.13	100.05	913
WL7	74.5	13.4	0.19	1.59	0.07	0.34	0.95	3.87	5.16	0.06	0.14	100.23	910
WL6	73.9	13.7	0.22	1.84	0.07	0.45	1.13	3.79	4.95	0.07	0.16	100.25	902
WL5	72.8	14.1	0.23	1.76	0.07	0.38	1.21	3.89	5.36	0.07	0.22	100.13	909
WL4	73.3	13.8	0.21	1.68	0.06	0.36	1.25	3.82	5.05	0.07	0.37	99.89	887
WL3	73.1	14.6	0.21	1.65	0.06	0.34	1.29	3.71	4.95	0.06	0.19	100.18	908
WL2	72.7	14.5	0.24	1.91	0.07	0.39	1.26	3.95	5.51	0.07	0.12	100.72	925
WL1	73.4	14.3	0.19	1.57	0.06	0.35	1.08	3.83	5.70	0.06	0.13	100.64	890
JX13	73.1	13.9	0.22	1.71	0.05	0.36	1.11	3.81	5.29	0.07	0.14	99.81	904
JX12	72.9	14.3	0.25	1.93	0.07	0.42	1.35	3.77	5.24	0.08	0.36	100.72	892
JX11	72.2	14.8	0.24	1.82	0.07	0.43	1.33	4.02	5.52	0.08	0.13	100.57	902
JX10	71.7	14.6	0.22	1.70	0.06	0.35	1.19	3.95	5.62	0.07	0.29	99.71	876
JX9	72.8	14.2	0.22	1.85	0.06	0.38	1.13	4.01	5.37	0.07	0.03	100.12	891
JX8	71.9	14.4	0.21	1.70	0.06	0.37	1.22	3.74	5.62	0.07	0.46	99.71	883
JX7	72.5	14.3	0.24	1.77	0.07	0.40	1.23	3.92	5.43	0.07	0.13	99.98	879
JX6	72.6	14.1	0.26	1.98	0.08	0.46	1.26	3.86	5.43	0.09	0.11	100.24	885
JX5	71.3	13.5	0.21	1.72	0.07	0.37	1.06	3.65	5.39	0.07	2.69	100.04	906
JX4	72.7	14.3	0.22	1.78	0.07	0.38	1.17	3.76	5.31	0.07	0.69	100.48	897
JX3	72.7	14.1	0.24	1.89	0.08	0.46	1.25	3.77	5.31	0.08	0.03	99.90	906
JX2	73.2	14.1	0.24	1.83	0.07	0.44	1.33	3.96	5.43	0.08	0.02	100.71	910
JX1	73.0	14.5	0.25	1.92	0.07	0.42	1.28	3.84	5.45	0.08	0.01	100.78	921

注: T 为锆石饱和温度。

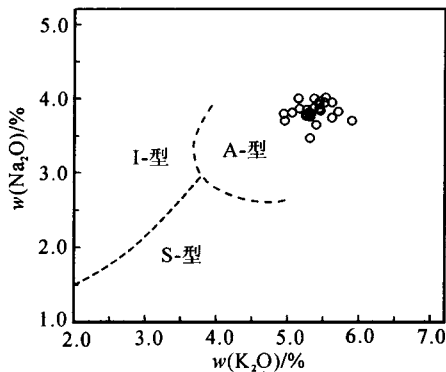


图 4 花岗岩的 K₂O - Na₂O 图解

Fig. 4 K₂O vs. Na₂O diagram of the granites

3.2 稀土及微量元素

苏鲁造山带 A 型花岗岩的稀土(REE)和微量元素分析结果见表 2。从表中可以看出,苏鲁造山带 A 型花岗岩的稀土总量较高($\sum \text{REE} = (156 \sim 299) \times 10^{-6}$, 平均为 231×10^{-6}), 且以轻稀土较富集及重稀土亏损为特征(LREE/HREE = 14.5 ~ 22.5, 平均为 17.9); $(\text{La}/\text{Yb})_N = 15.7 \sim 31.1$, 反映了轻重稀土分异较明显的特点。中等 Eu 负异常($\delta \text{Eu} = 0.51 \sim 0.61$), 暗示在成岩过程存在斜长石的分离结晶作用。但都不具有 Ce 的负异常, 表明岩石没有受到低温蚀变作用的影响^[16]。稀土元素球粒陨石标准化配分模式图^[17](图 5a)总体表现为右倾海鸥型(即向右倾斜且左陡右缓, Eu 处则形成低谷), 这也是 A 型花岗岩的重要识别标志之一^[18]。

表 2 苏鲁造山带 A 型花岗岩微量元素和稀土元素分析结果

Table 2 Trace element and rare earth element analytical results for the A - type granites from the Sulu orogenic belt

样品号	$w_B/10^{-6}$												
	WL13	WL12	WL11	WL10	WL9	WL8	WL7	WL6	WL5	WL4	WL3	WL2	WL1
Pb	22.2	23.5	23.2	22.1	25.1	22.6	19.6	21.0	24.4	21.0	23.0	25.2	20.3
V	17.5	12.3	15.3	18.6	13.5	13.8	12.7	14.6	15.3	13.7	13.6	17.0	14.1
Cr	55.7	19.5	10.7	10.9	10.7	8.36	8.67	21.2	13.0	11.4	10.0	11.9	33.7
Co	2.88	1.88	2.11	2.46	6.72	2.34	1.78	2.15	2.17	1.95	1.88	2.54	1.95
Ni	20.9	5.97	14.5	4.44	5.06	3.62	3.61	5.80	5.50	5.08	3.65	30.0	17.1
Cs	1.24	1.07	1.14	1.26	1.16	1.18	1.06	1.13	1.04	0.92	0.97	1.08	1.16
Rb	128	147	137	122	141	131	115	117	142	109	111	136	124
Sr	224	206	248	222	182	176	141	181	219	207	229	235	179
Ba	926	1 133	973	752	863	529	878	910	892	1 048	1 036	956	
Th	25.5	16.7	17.7	26.9	21.1	15.0	20.0	20.2	33.4	44.5	39.8	26.2	16.5
U	3.91	3.32	4.32	1.91	4.84	1.89	3.61	1.98	3.12	2.95	2.56	5.13	3.64
Nb	15.0	11.5	11.6	15.5	15.5	12.6	13.4	12.6	15.4	12.5	12.1	17.1	13.6
Ta	0.33	0.29	0.28	0.36	0.38	0.31	0.33	0.28	0.36	0.32	0.29	0.39	0.33
Zr	381	365	325	563	454	362	353	323	353	287	334	409	294
Hf	8.91	8.35	8.18	13.6	12.4	8.71	8.44	8.10	8.49	6.98	7.72	10.7	6.52
Sc	6.27	6.74	5.78	4.56	8.17	8.10	4.30	7.89	8.73	6.74	5.62	9.11	9.22
Ga	23.4	22.3	23.0	23.1	22.3	21.9	22.9	24.7	23.6	22.3	23.0	23.7	22.2
Y	17.5	13.7	15.2	20.4	16.0	12.5	12.0	16.2	15.9	14.7	15.2	19.5	13.0
Nb/Ta	44.9	40.0	41.4	43.7	41.3	41.3	40.6	44.6	42.4	39.7	41.8	43.5	41.7
Y/Nb	1.17	1.19	1.31	1.31	1.03	0.99	0.89	1.29	1.03	1.18	1.26	1.14	0.96
Th/U	6.53	5.03	4.11	14.1	4.36	7.95	5.53	10.2	10.7	15.1	15.5	5.69	4.53
Zr/Hf	42.7	43.7	39.8	41.4	36.6	41.6	41.9	39.8	41.6	41.1	43.2	38.1	45.1
Nb/La	0.17	0.17	0.20	0.20	0.20	0.21	0.21	0.21	0.22	0.22	0.23	0.23	0.24
Ga/Al $\times 10^4$	2.85	2.92	2.92	2.93	2.94	2.95	2.98	3.00	3.00	3.02	3.06	3.07	3.08
La	65.9	46.6	70.4	66.1	45.4	37.7	47.1	43.9	75.4	50.5	50.6	74.1	47.9
Ce	116	78.8	114	115	81.7	71.6	73.8	79.8	125	88.2	86.9	125	79.4
Pr	11.4	7.94	10.9	11.8	8.64	7.69	7.68	8.33	11.0	8.95	8.97	12.2	8.10
Nd	35.6	25.1	34.5	38.5	28.3	25.3	23.8	27.8	32.7	28.5	28.9	39.7	25.8
Sm	5.23	3.71	4.84	6.17	4.41	3.92	3.41	4.47	4.61	4.15	4.44	5.92	3.76
Eu	0.78	0.64	0.74	0.90	0.67	0.64	0.56	0.72	0.71	0.70	0.74	0.87	0.59
Gd	3.73	2.77	3.40	4.63	3.34	2.87	2.54	3.42	3.30	3.27	3.44	4.33	2.69
Tb	0.56	0.41	0.50	0.67	0.49	0.40	0.38	0.51	0.48	0.46	0.49	0.65	0.42
Dy	3.15	2.47	2.85	3.81	2.87	2.27	2.19	2.88	2.90	2.67	2.85	3.65	2.30
Ho	0.62	0.50	0.57	0.76	0.58	0.46	0.44	0.60	0.55	0.53	0.54	0.70	0.47
Er	1.95	1.52	1.74	2.27	1.77	1.39	1.37	1.70	1.72	1.62	1.73	2.14	1.43
Tm	0.29	0.23	0.25	0.34	0.27	0.21	0.22	0.26	0.26	0.23	0.25	0.31	0.22
Yb	2.03	1.61	1.68	2.32	1.96	1.54	1.56	1.73	1.82	1.70	1.68	2.19	1.56
Lu	0.31	0.26	0.26	0.35	0.30	0.24	0.25	0.26	0.29	0.26	0.26	0.34	0.24
(La/Yb) _N	22.0	19.5	28.3	26.5	15.7	16.6	20.4	17.1	28.1	20.1	20.3	22.8	20.8
(La/Sm) _N	7.94	7.92	9.16	6.75	6.47	6.04	8.70	6.19	10.3	7.66	7.17	7.87	8.04
(Gd/Yb) _N	1.49	1.39	1.64	1.62	1.38	1.51	1.32	1.60	1.47	1.56	1.66	1.60	1.40
LREE/HREE	18.6	16.7	21.0	15.7	14.6	15.7	17.5	14.5	22.1	16.9	16.0	18.0	17.8
Σ REE	247	173	247	254	181	156	165	176	261	192	192	273	175
δ Eu	0.54	0.61	0.56	0.51	0.54	0.58	0.59	0.56	0.56	0.58	0.58	0.53	0.56

表2(续)

样品号	JX13	JX12	JX11	JX10	JX9	JX8	JX7	JX6	JX5	JX4	JX3	JX2	JX1
Pb	20.0	20.3	22.4	22.5	19.0	31.7	20.2	19.5	19.1	19.6	21.0	25.3	26.5
V	14.7	17.3	16.1	15.2	15.9	15.3	15.0	18.2	15.1	14.6	15.9	16.4	15.9
Cr	11.5	15.0	12.9	10.1	13.1	11.8	23.4	13.2	8.0	25.0	12.4	29.7	7.92
Co	2.02	2.40	2.28	2.06	2.18	1.90	2.23	2.70	2.21	2.48	2.28	2.22	2.21
Ni	5.50	7.19	5.97	4.26	4.27	7.73	9.61	5.81	3.31	5.70	8.75	14.0	3.80
Cs	1.02	1.08	1.45	1.08	0.95	1.18	1.59	1.14	1.15	1.20	1.22	1.09	1.20
Rb	133	125	126	129	126	113	158	117	119	118	119	123	115
Sr	206	248	243	230	208	196	204	209	201	209	220	235	208
Ba	945	1.34	1.074	1.024	957	1.018	862	957	914	980	953	983	907
Th	24.3	19.5	21.6	18.9	19.7	20.6	21.4	23.1	20.1	20.0	18.5	19.2	44.3
U	2.35	3.16	2.79	2.30	1.73	2.78	2.74	3.05	4.09	2.21	2.41	2.50	3.36
Nb	15.3	1505	14.8	15.5	13.4	15.3	15.3	14.6	13.2	18.1	15.1	16.9	16.8
Ta	0.35	0.33	0.32	0.36	0.30	0.37	0.35	0.32	0.30	0.91	0.77	0.89	0.83
Zr	334	298	334	261	299	277	269	286	350	310	343	363	391
Hf	9.40	8.14	8.77	7.30	8.17	8.13	7.93	8.19	8.91	8.03	8.89	9.30	9.55
Sc	6.73	7.72	6.83	6.67	7.12	6.49	6.60	6.83	6.05	7.74	8.97	7.40	8.41
Ga	23.7	24.7	24.4	24.2	23.6	23.6	24.4	24.5	22.6	22.1	22.3	22.6	22.3
Y	16.9	18.8	18.1	17.2	17.4	17.2	17.5	17.4	15.6	18.5	17.6	19.5	18.0
Nb/Ta	44.2	46.9	46.1	43.2	45.1	41.1	43.6	46.0	44.3	19.8	19.7	18.9	20.2
Y/Nb	1.11	1.21	1.23	1.11	1.31	1.12	1.14	1.19	1.18	1.02	1.17	1.15	1.07
Th/U	10.3	6.16	7.74	8.22	11.39	7.42	7.82	7.59	4.91	9.04	7.68	7.66	13.2
Zr/Hf	35.5	36.6	38.1	35.7	36.6	34.1	33.9	35.0	39.3	38.6	38.6	39.1	40.9
Nb/La	0.24	0.24	0.25	0.25	0.25	0.25	0.26	0.28	0.28	0.29	0.31	0.33	0.34
Ga/Al($\times 10^4$)	3.0.9	3.10	3.13	3.14	3.14	3.15	3.17	3.22	3.22	3.23	3.26	3.28	3.41
La	60.6	74.5	71.6	50.1	65.3	63.9	69.4	88.7	59.0	85.0	73.6	68.7	64.1
Ce	103	123	119	90.0	112	105	121	140	98.2	135	125	122	108
Pr	10.3	11.7	11.7	9.51	11.0	10.9	11.3	12.9	9.86	12.9	11.9	11.9	11.1
Nd	33.1	36.4	36.2	31.0	34.9	34.5	35.1	38.9	31.0	40.1	37.9	38.8	35.9
Sm	4.87	5.45	5.21	4.80	5.12	5.21	5.03	5.32	4.60	5.59	5.52	5.86	5.44
Eu	0.79	0.83	0.79	0.80	0.82	0.80	0.76	0.80	0.75	0.83	0.86	0.95	0.79
Gd	3.60	4.18	3.83	3.56	3.81	3.80	3.67	3.84	3.34	4.20	4.08	4.60	4.10
Tb	0.53	0.60	0.57	0.54	0.56	0.55	0.54	0.58	0.50	0.62	0.61	0.64	0.60
Dy	3.09	3.38	3.25	3.08	3.29	3.22	3.20	3.21	2.84	3.43	3.34	3.72	3.41
Ho	0.61	0.68	0.64	0.62	0.64	0.65	0.62	0.64	0.56	0.68	0.66	0.71	0.67
Er	1.80	2.01	1.97	1.85	1.89	1.91	1.95	1.95	1.73	2.10	1.99	2.14	2.01
Tm	0.27	0.29	0.29	0.28	0.27	0.29	0.28	0.28	0.25	0.31	0.29	0.31	0.30
Yb	1.96	2.03	1.94	1.90	1.95	1.91	1.96	1.93	1.77	2.06	1.97	2.15	1.97
Lu	0.30	0.30	0.30	0.29	0.29	0.30	0.30	0.30	0.27	0.30	0.30	0.32	0.30
(La/Yb) _N	20.9	24.8	25.0	17.8	22.6	22.5	23.9	31.1	22.6	27.9	25.3	21.6	22.0
(La/Sm) _N	7.84	8.60	8.64	6.56	8.03	7.72	8.69	10.49	8.09	9.57	8.39	7.38	7.42
(Gd/Yb) _N	1.49	1.67	1.60	1.52	1.58	1.61	1.52	1.61	1.53	1.65	1.68	1.73	1.69
LREE/HREE	17.5	18.7	19.1	15.4	18.0	17.4	19.3	22.5	18.0	20.4	19.2	17.0	16.9
Σ REE	225	265	257	198	241	232	255	299	215	293	267	262	239
δ Eu	0.58	0.53	0.54	0.59	0.57	0.55	0.54	0.54	0.58	0.52	0.56	0.56	0.51

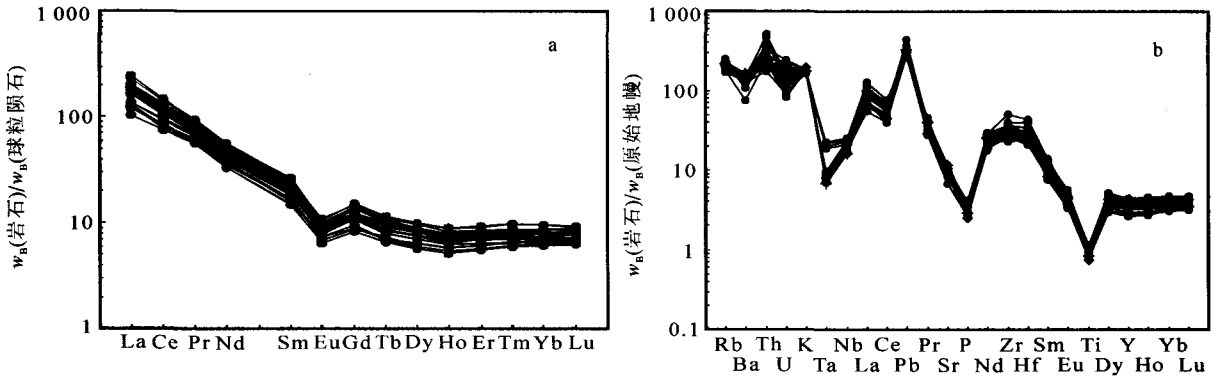


图 5 研究区 A 型花岗岩 REE(a)分布模式和原始地幔(b)标准化蛛网图

Fig. 5 Chondrite-normalized rare earth element patterns (a) and primitive mantle-normalized spider diagrams (b) of A-type granites in the study area

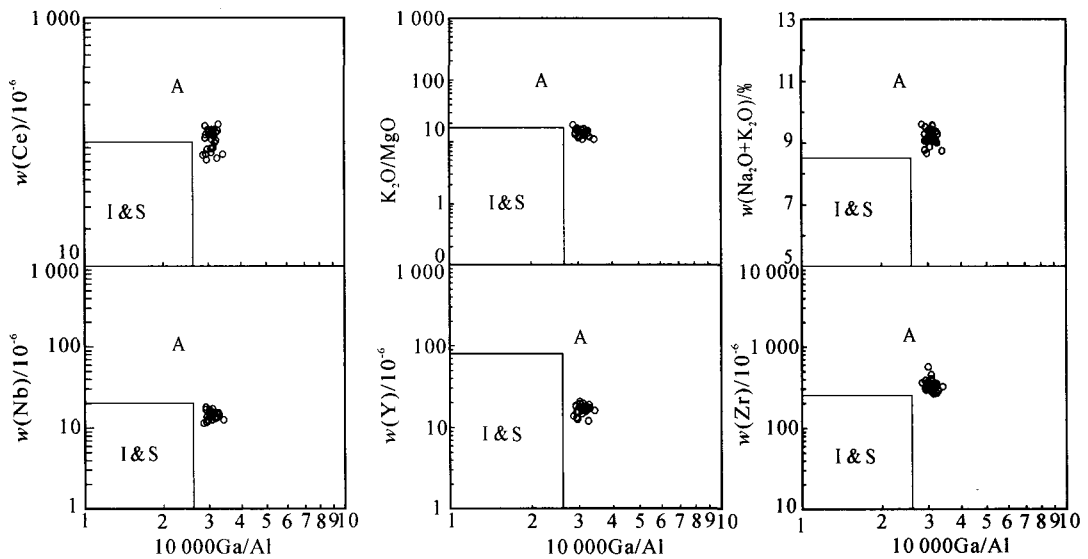


图 6 A 型花岗岩判别图解(据 Whalen, 等^[20])

Fig. 6 Discrimination diagrams of A-type granites(after Whalen, et al. ^[20])

岩体微量元素总的特征是:(1)在原始地幔标准化蛛网图^[19](图 5b)上,表现为 Rb、Th、K、La、Nd、Hf、Zr 和 Pb 元素富集,而亏损 Ba、Sr、Ta、P 和 Ti;(2)Ga 质量分数较高 $(21.9 \sim 24.7) \times 10^{-6}$,具有较高的 Ga/Al($\times 10^4$)值(2.85~3.41),明显高于 I 型和 S 型花岗岩的平均值(分别为 2.10 和 2.28),也大于 A 型花岗岩的下限值(2.60)^[20],在 Ga/Al($\times 10^4$)与 Ce、Y、Nb、Zr、K₂O/MgO 和 Na₂O+K₂O 图解中(图 6)均投在 A 型花岗岩区域中;(3)元素 Zr+Nb+Ce+Y= $(384 \sim 714) \times 10^{-6}$,大于 A 型花岗

岩下限值($=350 \times 10^{-6}$)^[20]。

3.3 锆石饱和温度

锆石是花岗质岩浆体系中较早结晶的副矿物,其晶体能够在很长的地质时间上保持稳定,锆石中 Zr 的分配系数对温度极度敏感,而其它因素对其没有明显影响,因而可以认为锆石饱和温度可近似代表花岗质岩石近液相线的温度,可以作为一种简单有效的方法来估算岩浆结晶温度。根据本文分析的花岗岩样品主要元素组成和 Zr 的含量,计算了锆石饱和温度,结果列于表 1,由此可得该区 A 型花岗岩

的结晶温度为 876~961 °C。

4 成因探讨

关于 A 型花岗岩的成因,前人争论较多。由于 A 型花岗岩具有独特的地球化学特征,人们总希望能够用统一的成岩模式来解释所有的 A 型花岗岩的岩石成因。但由于其构造背景不同、物质来源不同、岩浆演化过程的分异程度不同等因素,这就决定了 A 型花岗岩不可能用统一的成岩模式来解释。Yang, et al^[9] 和 Zhong, et al^[21] 认为碱性长英质岩(例如正长岩和 A 型花岗岩等)有以下几种成因模式:(1)在挥发分稀释作用影响下,下地壳岩石的部分熔融;(2)存在或不存在地壳混染的幔源岩浆的部分熔融;(3)残余麻粒岩低程度的熔融。笔者现从主微量元素方面对苏鲁造山带 A 型花岗岩的成因进行探讨。

4.1 岩浆源区性质

本文所分析的岩石样品为高钾质 A 型花岗岩(K_2O 质量分数为 4.95%~5.89%; $K_2O/Na_2O=1.28\sim1.59$),而且 K_2O 与 SiO_2 (71.3%~74.5%) 和 MgO (0.31%~0.48%) 之间不具有相关关系,说明所分析岩石样品的高钾是其固有的特点,反映源区可能存在富钾的金云母,这种含金云母的富集地幔部分熔融一般形成钾质岩浆。本文所研究岩石为钾质 A 型花岗岩,暗示它们可能来源于富金云母的富集地幔的部分熔融^[22]。另外,从表 1 中可看出所有样品的 TiO_2 都小于 1.2%,表明岩体具有典型的会聚边缘幔源岩浆的特征^[23]。

从稀土元素球粒陨石标准化配分图(图 5a)可看出,曲线显示出比较强的右倾轻稀土富集、重稀土相对亏损的特征,La 为球粒陨石的 100~300 倍,而 Yb 仅为球粒陨石的 6~10 倍,暗示岩浆来源于富集地幔的部分熔融^[24]。岩体大离子亲石元素 K 和 Rb 富集、高场强元素 Nb 和 Zr 相对富集且 Ti 相对亏损,Rb/Nb 为 6.53~12.7,低的 Sm/Yb (2.19~2.87),这也暗示该 A 型花岗岩具有幔源花岗岩的特征^[25];另外,A 型花岗岩 K 异常特征参数 $K^* [2K_N/(Nb_N+La_N)]$ 为 2.37~4.82, Nb 异常特征参数 $Nb^* [2Nb_N/(K_N+La_N)]$ 为 0.12~0.18,反映岩石成因与富集地幔有关^[26]。除此之外,花岗岩中 Sr、Ba、Zr 和 Nb 含量(表 2)都明显高于原始地幔中这些元素的含量($Sr=28.0\times 10^{-6}$ 、 $Ba=6.90\times 10^{-6}$ 、 $Zr=11.0\times 10^{-6}$ 和 $Nb=1.29\times 10^{-6}$),进一步

表明原始岩浆可能是地幔橄榄岩部分熔融的产物^[27]。综上所述,研究区 A 型花岗岩最可能来源于富集岩石圈地幔的部分熔融。

4.2 地壳混染

在原始地幔标准化蛛网图解上(图 5b),高场强元素 Nb、Ta 和 Ti 具有明显的负异常,这些高场强元素的亏损暗示源区有原始特提斯洋或古大陆地壳物质组分的存在^[9]。岩体具有较高的 La/Nb (2.9~6.1) 和 Ba/Nb (39.5~98.4) 的比值,这高于板内火山岩(如 N-MORB, OIB, 碱性玄武岩和金伯利岩)的 La/Nb (0.5~2.5) 和 Ba/Nb (1~20)^[28],这也暗示在幔源岩浆中存在着地壳的物质。

主微量元素地球化学特征显示,研究区 A 型花岗岩来源于富集地幔的部分熔融作用,同时也暗示在岩石形成过程中存在着大量地壳物质的参与。然而地壳物质以何种方式参与的呢?地壳物质可以通过俯冲和拆沉进入岩石圈地幔,以熔融产生的熔体对岩石圈地幔进行改造(交代作用),也可以在岩浆上升侵位的过程中实现(地壳混染作用)。下面从主微量元素地球化学方面来讨论在成岩的过程中是否存在地壳的混染。

从微量元素地球化学特征来看,岩体具有高的 Th/U 比值(4.11~15.5)、Nb/U (2.70~8.18) 比值、Ce/Pb 比值(3.16~7.17) 和低的 Nb/La 比值(0.17~0.34),反映研究区 A 型花岗岩可能因受俯冲作用或拆沉作用的影响而混合了部分地壳物质,而岩浆在上升过程中受地壳物质混染的可能性不大^[29]。同时, Na_2O 、 K_2O (特别是后者)与 SiO_2 之间和 Sr 与 MgO 之间(图略)不存在明显的正相关关系,Nb 与 Th 之间具有相对明显的正相关关系(图略),都表明岩浆在上升过程中不存在地壳混染作用^[30]。在微量元素蛛网图中(图 5b),Th 表现出显著富集的特点,同样也说明岩浆在上升侵位的过程中没有受到地壳物质的混染^[31]。在 Nb/Ta-La/Yb 的相关图中(略),该区样品也并不呈现出明显地壳混染的负相关关系^[32]。所研究 A 型花岗岩没有明显的 Nb 负异常,这也暗示不存在地壳的混染^[31]。另外, MgO 与 $\epsilon_{Nd}(t)$ 不存在正相关关系,也不与 $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ 呈负相关关系^[13],这也表明在成岩的过程中不存在地壳混染的情形。因此,认为 A 型花岗岩呈现的主微量元素地球化学特征是由源区交代作用引起的,而不存在地壳混染的情况。

4.3 地幔交代作用

Green 提出 Nb/Ta 比值可作为指示壳-幔体系地球化学作用的指标^[33]。Nb 和 Ta 具有相似的离子半径和电荷,因此它们表现出相近的地球化学行为^[34],Nb/Ta 比值几乎不受分离结晶和部分熔融作用的影响,除非源区含有一定量的金红石或低 Mg[#] 角闪石^[35-36]。实验研究表明,金红石的存在能引起 Nb、Ta 的分馏,从而导致 Nb/Ta 比值的增大^[34, 36]。按质量方面来说,如果有 0.1% 的金红石进入地幔发生交代作用,Nb/Ta 就会增大 40%~60%^[7]。研究区 A 型花岗岩的 Nb/Ta(19.0~46.9)比值较高,平均为 39.5,普遍高于原始地幔(PM)的 Nb/Ta 比值(17.5 ± 2.0)^[19],这说明源区存在金红石的交代作用。而且在 Nb/Ta - Zr/Hf 相关图中(图 7),研究区内 A 型花岗岩几乎都沿着富金红石交代作用的方向分布,进一步表明源区存在金红石的交代作用。同样地,低 Mg[#] 角闪石也可以引起 Nb、Ta 的分馏^[7, 35, 37],然而,高的 Rb/Sr(0.48~0.82)和低的 Ba/Rb(4.61~9.43),排除了源区存在大量角闪石的可能性,但支持了源区存在金云母的可能^[19]。

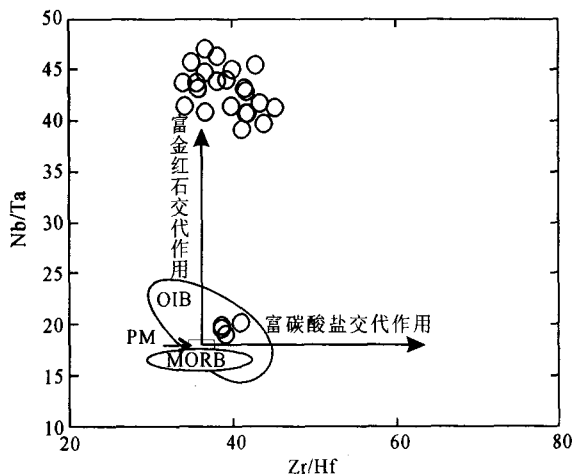


图 7 Nb/Ta - Zr/Hf 相关图

Fig. 7 Diagram of Nb/Ta vs. Zr/Hf

4.4 分离结晶

研究区 A 型花岗岩存在 Ba、Sr 和 Eu 负异常(图 5),这就暗示成岩过程中存在钾长石和斜长石的分离结晶;Ti 和 P 的负异常(图 5b)则表明成岩过程有 Ti-Fe 氧化物(金红石和钛铁矿)和磷灰石的分离结晶。花岗岩具有中等 Eu 负异常($\delta\text{Eu} = 0.51 \sim 0.61$),表明成岩过程经历了一定程度的斜长

石分离结晶作用,这与岩相学观察(存在斜长石斑晶)一致。在 Rb - Sr 和 Ba - Sr 微量元素图解^[38](图 8)中显示矿物分离结晶的概况,从图 8a 中可以看出岩浆分离结晶的矿物以斜长石和钾长石为主;在图 8b 中反映在岩浆演化的早期,存在黑云母和钾长石的分离结晶,而在岩浆演化的晚期,钾长石分异的比例越来越大。

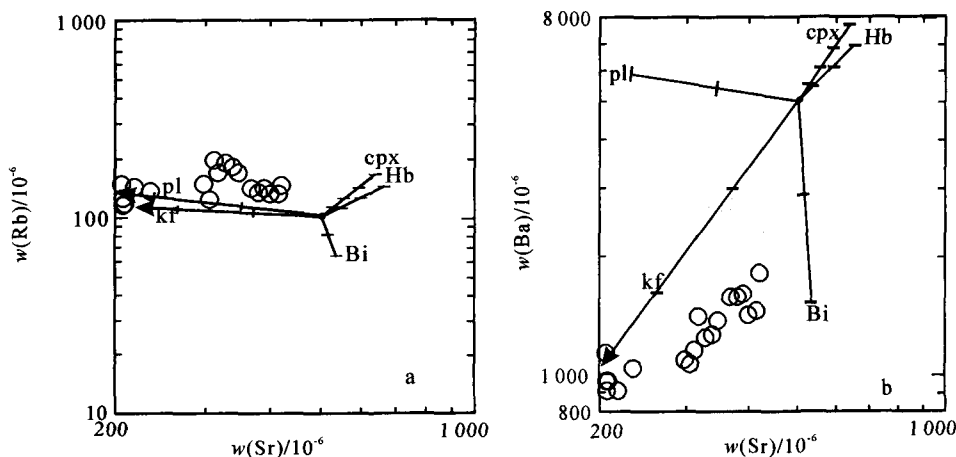
4.5 成岩机制

关于该区成岩机制的看法,主要有以下几种观点:

(1)前人研究表明扬子板块与华北板块碰撞前存在着苏鲁洋,苏鲁洋在三叠纪发生了大规模的消减闭合^[39]。伴随着古特提斯洋(苏鲁洋)的闭合,在约 240 Ma 扬子板块与华北板块发生了挤压碰撞造山作用。扬子岩石圈被重的大洋岩石圈拽入华北板块岩石圈地幔中^[26]。在 220 Ma 扬子板块俯冲作用转变成高度挤压态^[40],导致了壳幔的分离。扬子岩石圈地幔继续向下俯冲,但扬子地壳由于自身密度相对周围地幔的密度较小,由于浮力作用上升至华北板块岩石圈底部(形成加厚的大陆根)。加厚的大陆根在软流圈底侵作用下发生熔融作用^[41]。随后,由扬子下地壳物质发生熔融产生的硅酸盐熔体迁移上升至上覆的华北大洋岩石圈,并与地幔橄榄岩发生交代作用,连续不断的交代作用将会完全破坏掉古老的华北岩石圈组成,最终形成富集的中生代岩石圈地幔^[42]。对于这种观点,其前提条件就是俯冲的扬子板块要析出熔体和流体物质,但 C、O 同位素的研究并不支持这个前提条件^[3]。

(2)A 型花岗岩源区的出现与俯冲作用有关,随着俯冲作用的进行,大量的壳源沉积物进入地幔楔,地壳物质析出的流体和深部上升的流体对楔形地幔产生交代作用,形成富含金云母和不相容元素的富集地幔源^[43]。但诱发熔融岩浆的作用并未在俯冲作用的同期,而是在相当一段时间之后,在交代流体以及超壳断裂的共同作用下,地幔岩石熔点降低,当郯庐断裂系在岩石圈内部强烈剪切使应力聚集转化为足够热能时,地幔岩石发生了部分熔融,进而引发岩浆活动^[44]。由于这种模式无法解释来自下地壳拆沉作用所形成的埃达克岩石^[13],因此笔者也不支持这种观点。

(3)Chen et al 认为中国东部甚至太行山地区中生代岩浆岩在成因上与侏罗-白垩纪古太平洋板块(Izanaqi)的俯冲有关;来自俯冲大洋板块的流体

图8 花岗岩的 Rb-Sr 和 Ba-Sr 图解^[38]Fig. 8 Rb-Sr and Ba-Sr diagrams for the granites^[38]

Bi. 黑云母; cpx. 单斜辉石; Hb. 普通角闪石; kf. 钾长石; pl. 斜长石

交代和改变了华北东部岩石圈地幔, 弧后拉张导致了交代地幔的部分熔融, 从而产生大规模的岩浆活动^[45]。但从太平洋板块俯冲方向来看, 晚中生代 Izanaqi 板块相对华北板块为北—北东向俯冲, 这就使研究区产生弧后拉张背景的可能性极小^[46]。另外, 目前没有证据直接表明古太平洋板块俯冲对华北东部中生代岩浆活动的贡献^[47]。

结合前人研究: 认为在 240~220 Ma 华北板块和扬子板块的碰撞导致了地壳的加厚和高压—超高压带的变质作用达到顶峰^[48]; 225~205 Ma 俯冲的扬子板块发生断离, 连同岩石圈地幔的对流减薄^[9], 导致了软流圈的上涌、岩石圈拉张和碱性岩浆的侵位, 同时伴随着超高压变质带的快速隆起^[48]; 205~185 Ma, 华北板块和扬子板块可能再次发生了板内挤压, 进一步导致了苏鲁地壳的加厚, 加厚下地壳经过高压超高压变质作用产生具有独特物理和化学特性的榴辉岩^[13]; 由于榴辉岩密度比岩石圈地幔橄榄岩的密度高 0.2~0.4 g/cm³^[49-50], 因此, 185~165 Ma 榴辉岩通过拆沉作用进入岩石圈地幔中^[51-53], 并引发了软流圈再次上涌、苏鲁带的快速隆起和岩石圈的拉张与减薄; 由于榴辉岩的熔解温度低于地幔橄榄岩的熔解温度^[54-55], 随着硅饱和的榴辉岩进入地幔后被加热, 榴辉岩发生熔融并与上覆地幔橄榄岩发生大规模交代作用, 这就产生了交代富集的岩石圈地幔; 在 130~110 Ma, 随着拆沉的继续^[53], 交代富集的岩石圈地幔得到减压并发生大范围熔融, 这就产生了原始岩浆(玄武岩浆), 随后原始岩浆

发生了结晶分异并产生了 A 型花岗岩。

5 结论

(1) 主微量元素研究表明所研究岩体属于过铝质 A 型花岗岩。

(2) 岩浆在上升侵位的过程中不存在地壳物质的混染, 但幔源岩浆中存在地壳物质成分, A 型花岗岩在成岩过程中有斜长石、钾长石、黑云母、磷灰石、钛铁矿等矿物的分离结晶, 由锆石的饱和温度可推知岩浆的结晶温度为 876~961 °C。

(3) 主微量元素研究表明, 苏鲁造山带 A 型花岗岩来自华北板块富集岩石圈地幔的部分熔融, 源区的形成主要归因于拆沉的加厚下地壳的改造。

感谢: 许文良教授对本文提出的建设性意见; 山东地质科学院提供了部分资料; 刘铁庚研究员在薄片矿物鉴定中给予的指导; 本所陈佑伟博士、苟体忠博士在成文过程中给予的帮助。

参考文献 (References):

- [1] Liou J G, Zhang R Y, Eide E A, et al. Metamorphism and tectonics of high-pressure and ultra-high-pressure belts in the Dabie-Sulu region, China[C]//M T Harrison, A Yin. The tectonics of Asia. Cambridge: Cambridge University Press, 1996: 300-344.
 - [2] 索书田, 钟增球, 张宏飞, 等. 桐柏山高压变质带及其区域构造型式[J]. 地球科学——中国地质大学学报, 2001, 26(6): 551-558.
- SUO Shu-tian, ZHONG Zeng-qiu, ZHANG Hong-fei,

- et al. High-pressure metamorphic belt and its tectonic pattern in Tongbai Mountains[J]. *Earth Science — Journal of China University of Geosciences*, 2001, 26(6): 551 - 558.
- [3] Zheng Y F, Fu B, Gong B, et al. Stable isotope geochemistry of ultrahigh pressure metamorphic rocks from the Dabie-Sulu orogen in China: implications for geodynamics and fluid regime[J]. *Earth Science Review*, 2003, 62: 105 - 161.
- [4] Zheng Y F, Wang Z R, Li S G, et al. Oxygen isotope equilibrium between eclogite minerals and its constraints on mineral Sm - Nd chronometer [J]. *Geochimica*, 2002, 66: 625 - 634.
- [5] Chen B, Jahn B - m, Wei C. Petrogenesis of Mesozoic granitoids in the Dabie UHP complex, Central China: trace element and Nd - Sr isotope evidence[J]. *Lithos*, 2002, 60: 67 - 88.
- [6] Zhao Z F, Zheng Y F, Wei C S, et al. Zircon U - Pb age, element and C - O isotope geochemistry of post-collisional mafic-ultramafic rocks from the Dabie orogen in east-central China[J]. *Lithos*, 2005, 83: 1 - 28.
- [7] Guo F, Fan W M, Wang Y J, et al. Origin of early Cretaceous calc-alkaline lamprophyres from the Sulu orogen in Eastern China: implications for enrichment processes beneath continental collisional belt [J]. *Lithos*, 2004, 78: 291 - 305.
- [8] Guo J H, Chen F K, Zhang X M, et al. Evolution of syn-to post-collisional magmatism from north Sulu UHP belt, Eastern China: zircon U - Pb geochronology [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2005, 21: 1281 - 1301.
- [9] Yang J H, Chung S L, Wilde S A, et al. Petrogenesis of post-orogenic syenites in the Sulu orogenic belt, East China: geochronological, geochemical and Nd - Sr isotopic evidence[J]. *Chemical Geology*, 2005, 214: 99 - 125.
- [10] 刘燊, 胡瑞忠, 赵军红, 等. 山东中生代基性脉岩的元素地球化学及其成因[J]. *地球化学*, 2005, 34(4): 339 - 350.
- LIU Shen, HU Rui-zhong, ZHAO Jun-hong, et al. Geochemistry and petrogenesis of the Mesozoic mafic dikes from Shandong Province [J]. *Geochimica*, 2005, 34(4): 339 - 350.
- [11] 刘燊, 胡瑞忠, 赵军红, 等. 胶北晚中生代煌斑岩的岩石地球化学特征及其成因研究[J]. *岩石学报*, 2005, 21(3): 947 - 958.
- LIU Shen, HU Rui-zhong, ZHAO Jun-hong, et al. Geochemical characteristics and petrogenetic investigation of the Late Mesozoic lamprophyres of Jiaobei, Shandong Province [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2005, 21(3): 947 - 958.
- [12] Liu S, Zou H B, Hu R Z, et al. Mesozoic mafic dikes from the Shandong Peninsula, North China craton: petrogenesis and tectonic implications[J]. *Geochim J*, 2006, 40: 181 - 195.
- [13] Liu S, Hu R Z, Gao S, et al. U - Pb zircon age, geochemical and Sr - Nd - Pb - Hf isotopic constraints on age and origin of alkaline intrusions and associated mafic dikes from Sulu orogenic belt, Eastern China [J]. *Lithos*, 2008, 106: 365 - 379.
- [14] 山东地质矿产资源局. 山东省区域地质附图 2[M]. 北京: 地质出版社, 1991.
- Shandong Bureau of Geology and Mineral Resources. Attached map 2 of regional geology of Shandong Province[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1991.
- [15] 吴锁平, 王梅英, 戚开静. A 型花岗岩研究现状及其述评[J]. *矿物岩石学杂志*, 2007, 26(1): 57 - 66.
- WU Suo-ping, WANG Mei-ying, QI Kai-jing. Present situation of researches and a review on A - type granite [J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 2007, 26(1): 57 - 66.
- [16] Zou H B, Zindler A, Xu X S, et al. Major, trace element, and Nd, Sr and Pb isotope studies of Cenozoic basalts in SE China: mantle sources, regional variation, and tectonic significance [J]. *Chemical Geology*, 2000, 171(1/2): 33 - 47.
- [17] Taylor S R, McLennan S M. The continental crust: its composition and evolution [M]. Black: Blackwell Scientific Publications, 1985: 312.
- [18] 吴锁平, 吴才来, 陈其龙. 阿尔金断裂南侧吐拉铝质 A 型花岗岩的特征及构造环境[J]. *地质通报*, 2007, 26(10): 1385 - 1392.
- WU Suo-ping, WU Cai-lai, CHEN Qi-long. Characteristics and tectonic setting of the Tula aluminous A-type granite at the south side of the Altyn Tagh fault, NW China [J]. *Geological Bulletin of China*, 2007, 26(10): 1385 - 1392.
- [19] Sun S-S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes [C] // Saunders A D, Nory M J. *Magmatism in the Ocean basins*. London: Geological Society Special Publication, 1989, 42: 313 - 347.

- [20] Whalen J B, Currie K L, Chappell B W. A - type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis[J]. *Contributions to Mineral and Petrology*, 1987, 95:407 - 419.
- [21] Zhong H, Zhu W G, Chu Z Y, et al. Shrimp U - Pb zircon geochronology, geochemistry, and Nd - Sr isotopic study of contrasting granites in the Emeishan large igneous province, SW China [J]. *Chemical Geology*, 2007, 236:112 - 133.
- [22] 林清茶. 哀牢山—金沙江钾质碱性岩带地球化学特征及其构造意义[D]. 广州:中国科学院广州地球化学研究所, 2007:1 - 82.
LIN Qing-cha. The geochemical character of potassic alkali rocks zone in the Ailaoshan - Jinshajiang and its tectonic implications [D]. Guangzhou: Institute of Guangzhou Geochemistry, Chinese Academy of Science, 2007: 1 - 82.
- [23] Gill J B. Early geochemical evolution of an oceanic island arc and back arc: Fiji and the south Fiji basin [J]. *J Geology*, 1987, 95:589 - 615.
- [24] 李献华,周汉文,韦刚健,等. 滇西新生代超钾质煌斑岩的元素和 Sr - Nd 同位素特征对岩石圈地幔组成的制约[J]. *地球化学*, 2002, 31(1):26 - 34.
LI Xian-hua, ZHOU Han-wen, WEI Gang-jian, et al. Geochemistry and Sr - Nd isotopes of Cenozoic ultrapotassic lamprophyres in western Yunnan: constraints on the composition of sub-continental lithospheric mantle[J]. *Geochimica*, 2002, 31(1):26 - 34.
- [25] 黎敦朋,赵越,胡健民,等. 青藏高原西北缘中新世晚期 A 型花岗岩的特征及意义[J]. *地质通报*, 2007, 26(12):1671 - 1677.
LI Dun-peng, ZHAO Yue, HU Jian-min, et al. Characteristics of late Miocene A - type granite on the northwestern margin of the Qinghai - Tibet Plateau and its significance[J]. *Geological Bulletin of China*, 2007, 26(12):1671 - 1677.
- [26] 程小久,程景平,王江海. 胶东蓬莱金矿钾质煌斑岩的元素地球化学研究[J]. *地球化学*, 1998, 27(1):91 - 100.
CHENG Xiao-jiu, CHENG Jing-ping, WANG Jiang-hai. Element geochemistry of shoshonitic lamprophyres in the Pengjiakuang gold district, Shandong Province[J]. *Geochimica*, 1998, 27(1):91 - 100.
- [27] Jagoutz E. The abundances of major, minor and trace elements in the Earth's as derived from primitive ultramafic nodules[J]. *Proc Lunar Sci Conf*, 1979, 10: 2031 - 2050.
- [28] Jahn B-m, Wu F, Lo C H, et al. Crustal-mantle interaction induced by deep subduction of the continental crust: geochemical and Sr - Nd isotopic evidence from post-collisional mafic-ultramafic intrusions of the northern Dabie complex, central China [J]. *Chemical Geology*, 1999, 157:119 - 146.
- [29] Miller C, Schuster R, Klötzli U, et al. Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet geochemical and Sr - Nd - Pb - O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis[J]. *J Petrol*, 1999, 40(9): 1399 - 1424.
- [30] Rudnick R L, Fountain D M. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective [J]. *Review Geophysics*, 1995, 33: 267 - 309.
- [31] 李献华,胡瑞忠,饶冰. 粤北白垩纪基性岩脉的年代学和地球化学[J]. *地球化学*, 1997, 26(2):14 - 31.
LI Xian-hua, HU Rui-zhong, RAO Bing. Geochronology and geochemistry of Cretaceous mafic dikes from northern Guangdong, SE China[J]. *Geochimica*, 1997, 26(2):14 - 31.
- [32] Münker C. Nb/Ta fractionation in a Cambrian arc/back system, New Zealand: source constraints and application of refined ICPMS techniques[J]. *Chemical Geology*, 1998, 144: 23 - 45.
- [33] Green T H. Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system[J]. *Chemical Geology*, 1995, 120: 347 - 359.
- [34] Jochum K P, McDonough W F, Palme H, et al. Compositional constraints on the continental lithospheric mantle from trace elements in spinel peridotite xenoliths[J]. *Nature*, 1989, 340(6891): 837 - 840.
- [35] Foley S, Tiepolo M, Vannucci R. Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones[J]. *Nature*, 2002, 417: 837 - 840.
- [36] Foley S F, Barth M G, Jenner G A. Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone magmas [J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 2000, 64(5): 933 - 938.
- [37] Grégoire M, Lorand J P, Reilly S Y, et al. Armalcolite-bearing, Ti-rich metasomatic assemblages in harzburgitic xenoliths from the Kerguelen Islands: implications from the oceanic mantle budget of high-field strength elements[J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 2000, 64(4): 673 - 694.
- [38] Hanson G N. The application of trace elements to the

- petrogenesis of igneous rocks of granitic composition [J]. *Earth Planet Science Letters*, 1978, 38: 26 - 43.
- [39] 吴根耀, 陈焕疆, 马力, 等. 苏皖地块——特提斯演化阶段独立的构造单元[J]. *古地理学报*, 2002, 4(2): 77 - 87.
- WU Gen-yao, CHEN Huan-jiang, MA Li, et al. Su - Wan block: an independent tectonic unit during period of tethyan evolution[J]. *J Palaeogeogr*, 2002, 4 (2): 77 - 87.
- [40] Chemenda A I, Burg J P, Mattauer M. Evolutionary model of the Himalaya - Tibet system: geopoem based on new modeling, geological and geophysical data[J]. *Earth Planet Science Letters*, 2000, 74: 397 - 409.
- [41] Skjerlie K P, Douge A E. The fluid-absent partial melting of a zoisite-bearing quartz eclogite from 1.0 to 3.2 GPa: implication for melting in thickened continental crust and for subduction-zone processes[J]. *J Petrol*, 2002, 43: 291 - 314.
- [42] Zhang H F, Sun M. Geochemistry of Mesozoic basalts and mafic dikes, Southeastern North China craton, and tectonic implications [J]. *International Geology Review*, 2002, 44(4): 370 - 382.
- [43] Esperanza S, Holloway J R. On the origin of some mica-lamprophyres: experimental evidence from a mafic minette[J]. *Contrib Min Petrol*, 1987, 95: 207 - 216.
- [44] Menzies M A, Xu Y, Zhang H, et al. Integration of geology, geophysics and geochemistry: a key to understanding the North China craton [J]. *Lithos*, 2007, 96: 1 - 21.
- [45] Chen B, Jahn B M, Arakawa A, et al. Petrogenesis of the Mesozoic intrusive complexes from the southern Taihang orogen, North China craton and Sr - Nd - Pb isotopic constraints [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2004, 148: 489 - 501.
- [46] Liu S, Hu R Z, Gao S, et al. Zircon U - Pb geochronology and major, trace elemental and Sr - Nd - Pb isotopic geochemistry of mafic dykes in western Shandong Province, East China: constrains on their petrogenesis and geodynamic significance [J]. *Chemical Geology*, 2008, 255: 329 - 345.
- [47] Zhang H F, Sun M, Zhou X H, et al. Geochemical constraints on the origin of Mesozoic alkaline intrusive complexes from the North China craton and tectonic implications [J]. *Lithos*, 2005, 81: 297 - 317.
- [48] Guo F, Fan W M, Li C W. Geochemistry of late Mesozoic adakites from the Sulu belt, Eastern China: magma genesis and implications for crustal recycling beneath continental collisional orogens [J]. *Geological Magazine*, 2006, 143: 1 - 13.
- [49] Anderson D A. Speculations on the nature and cause of mantle heterogeneity [J]. *Tectonophysics*, 2006, 146: 7 - 22.
- [50] Levander A, Niu F, Lee C T A, et al. Imaging the continental lithosphere [J]. *Tectonophysics*, 2006, 416: 167 - 185.
- [51] Gao S, Rudnick R L, Yuan H L, et al. Recycling lower continental crust in the North China craton [J]. *Nature*, 2004, 432: 892 - 897.
- [52] Kay R W, Kay S M. Creation and destruction of lower continental crust [J]. *Geological Rundschau*, 1991, 80: 259 - 278.
- [53] Li S G, Huang F, Li H. Post-collisional delamination of the lithosphere beneath Dabie-Sulu orogenic belt [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2002, 46: 1487 - 1490.
- [54] Sobolev A V, Hofmann A W, Sobolev S V, et al. The amount of recycled crust in sources of Mantle-derived melts [J]. *Science*, 2007, 316: 412 - 417.
- [55] Sobolev A V, Hofmann A W, Sobolev S V, et al. An olivine-free mantle source of Hawaiian Shield basalts [J]. *Nature*, 2005, 434: 590 - 597.