

文章编号: 1006-6616 (2017) 03-0369-13

大兴安岭扎兰屯地区四班岩体岩石成因 及构造环境研究

秦 涛^{1,2}, 李林川¹, 唐 振¹, 江 斌¹, 钱 程¹,
孙 巍¹, 那福超¹, 施 璐¹

(1. 吉林大学地球科学学院, 长春 130061; 2. 沈阳地质矿产研究所, 沈阳 110034)

摘 要: 大兴安岭扎兰屯地区四班岩体主要由正长花岗岩和二长花岗岩组成, 内部发育细粒闪长质包体。二长花岗岩和正长花岗岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果分别为 $303 \pm 3\text{Ma}$ 和 $291 \pm 3\text{Ma}$, 属于晚古生代岩浆活动的产物。四班花岗质岩石高硅 (67.9 ~ 77.5 wt%)、富碱 ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 7.55 \sim 10.79\text{ wt\%}$)、相对高铝 ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 12.05 \sim 16.33\text{ wt\%}$)、富集轻稀土元素 (LREE) 和大离子亲石元素 (LILE), 而亏损高场强元素 (Nb、Ta、Ti 和 P 等), 属于高钾钙碱性 I 型花岗岩。四班花岗质岩石内部发育的闪长质微粒包体及花岗岩与其伴生的基性岩的“一锅粥”现象, 表明四班花岗质岩石具有岩浆混合成因的特征, 地球化学特征也支持上述观点。四班岩体显示后碰撞岩浆岩的岩石学及地球化学特征, 为后碰撞阶段岩石圈地幔折沉减薄壳幔相互作用的产物。

关键词: 扎兰屯; 四班花岗质岩体; 晚石炭世-早二叠世; 岩浆混合; 后碰撞

中图分类号: P588.121 P313

文献标识码: A

0 引言

扎兰屯位于兴蒙造山带东段, 是中亚造山带的重要组成部分。古生代期间受古亚洲洋闭合影响, 兴蒙造山带岩浆活动强烈, 形成了众多不同期次的不同成因的条带分布的花岗岩, 沿贺根山-黑河出露的 I-A 型花岗岩带就是其中之一, 目前对该花岗岩带的研究已取得不少共识^[1~19]: 1) 晚石炭世开始活动, 早二叠世岩浆活动达到顶峰, 一直持续到晚二叠世; 2) 形成于伸展构造背景, A 型花岗岩为后造山 A2 型; 3) 具有双峰式火山岩岩石组合特征。但是关于该花岗岩带的岩石成因与构造环境存在不同认识, 部分学者认为该带花岗岩形成于后碰撞俯冲板片拆沉构造背景, 与壳幔相互作用有关^[8], 一些学者认为该带花岗质岩石形成虽然与壳幔相互作用有关, 但是其处于弧

后伸展环境下^[14], 少数学者认为其形成于造山后伸展环境, 与上地壳的部分熔融有关^[20~24]。本文以扎兰屯音河地区四班岩体为研究对象, 确定其形成时代, 岩石成因及形成的构造背景, 同时结合前人的研究成果, 探讨其与古亚洲洋构造域演化的关系。

1 地质概况及岩石学特征

扎兰屯音河地区位于贺根山-黑河构造拼合带上, 地质构造背景复杂, 先后经历了古亚洲洋闭合及滨太平洋构造运动的影响, 引发了古生代-中生代的多期岩浆活动 (见图 1)。区内发育的古生代地层为上石炭统-下二叠统宝力高庙组, 中生代地层为下白垩统龙江组、光华组、甘河组。变质岩系为晚古元代-早寒武系倭勒根岩区域变质岩系及少量的古亚洲洋闭合过程形成的动力变质岩系。

收稿日期: 2016-11-18

基金项目: 中国地质调查局地质调查项目 (DD20160201-03, 1212010914025, DD20160201-02, DD20160343-08)

作者简介: 秦涛 (1985-), 男, 工程师, 主要从事区域地质研究工作, 岩石学方向。E-mail: qintao2008@hotmail.com

区内花岗岩分布广泛，呈岩基和岩株状产出，这些花岗岩形成于晚泥盆世、早石炭世、早二叠世、早白垩世，其中晚泥盆世、早石炭世岩体多数发生韧性变形，早二叠世岩体普遍发生碎裂岩化。

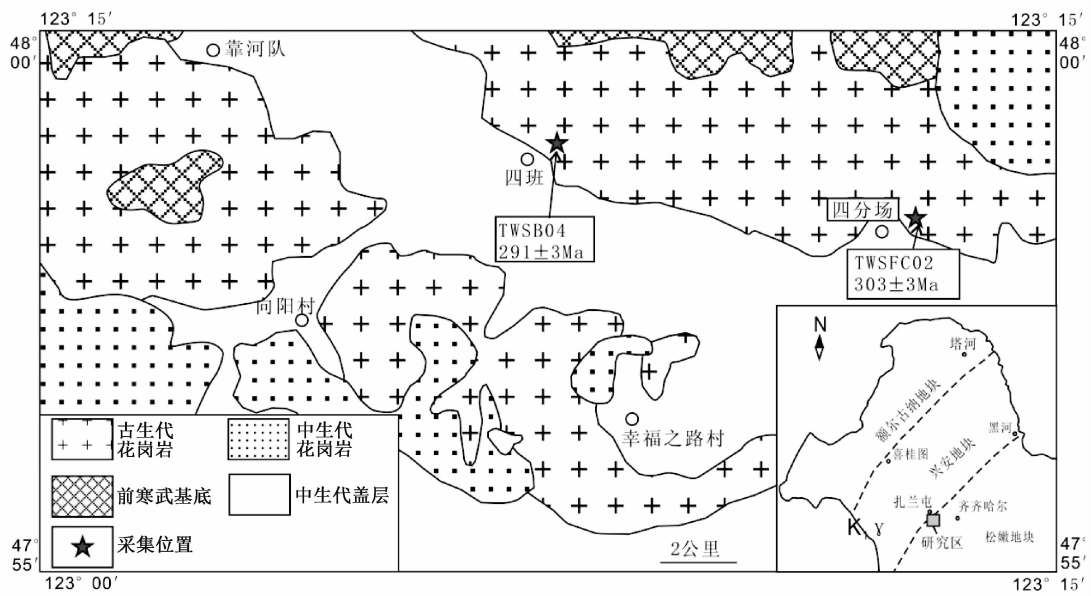


图 1 扎兰屯音河地区地质简图

Fig. 1 Sketch geological map of Zhalauntun Yinhe area in Inner Mongolia

位于扎兰屯音河地区的四班岩体，呈不规则状，出露面积约 50 km²，该岩体侵入晚古元代-早寒武系倭勒根岩群，岩体内部含有少量古生代地层捕虏体，被燕山期花岗岩侵入，岩体周围全部被中生代火山岩地层覆盖。四班岩体主要由酸性的正长花岗岩、二长花岗岩组成，少量基性岩出露。笔者 2012 年在扎兰屯大旗村获得该基性岩的 U-Pb 年龄为 285.9 ± 3.5 Ma，说明基性岩与其伴生的酸性岩为同一时代的产物。正长花岗岩与二长花岗岩呈岩株状产出，二者无明显的穿切关系，呈渐变过渡关系，基性岩呈脉状或岩株状产出，与花岗岩接触关系不清，局部可见花岗岩与基性岩呈“一锅粥”现象（见图 2），在酸性岩体中出现细粒闪长质包体（见图 3），二长花岗岩内部闪长质包体较正长花岗岩多。

中粒正长花岗岩：中粒花岗结构，块状构造，部分钾长石和石英组成显微文象结构。主要矿物由石英、碱性长石、斜长石和少量黑云母组成。石英，粒度 0.5 ~ 1.0 mm，含量 30% 左右。斜长石，双晶弯曲错位，粒度 1 ~ 5 mm，含量 20% 左右。钾长石，微斜长石条纹长石和正长石组成，粒度 0.5 ~ 4.5 mm，含量 45% 左右。黑云母，退色，绿泥石化，含量约 5%。副矿物有榍石、磷灰石、锆石和磁铁矿等。岩石发生碎裂，沿着裂隙



图 2 花岗岩与基性岩“一锅粥”现象
Fig. 2 The “irresponsibility” phenomenon of granites and mafic rocks



图 3 花岗岩内部的细粒闪长质包体
Fig. 3 The Fine grain flash inside granites

填充绿泥石及褐铁矿等。

中粒二长花岗岩：中粒花岗结构，块状构造。岩石由石英、钾长石、斜长石和少量的黑云母组成。石英，波状消光，粒度 0.5 ~ 1.0 mm，含量 25% 左右。斜长石，个别双晶弯曲，粒度 0.8 ~ 4.5 mm，含量 30% 左右。钾长石，由微斜长石和条纹长石组成，粒度 0.5 ~ 4.5 mm，含量 40% 左右。黑云母片状，退色，绿泥石化，并有褐铁矿析出，含量约 5%。副矿物有榍石、磷灰石、锆石及不透明矿物。岩石发生碎裂，沿着裂隙填充绿泥石褐铁矿脉。

2 分析方法

主量元素、稀土元素和微量元素在沈阳地质调查中心实验测试中心完成。样品磨碎至 200 目后，主量元素用 XRF 玻璃熔片法，分析精度优于

2% ~ 5%，稀土元素和微量元素采用 ICP-MS 分析方法，分析精度和准确度一般优于 5% ~ 10%。

样品的破碎和锆石挑选工作由河北省廊坊市科大岩石矿物分选技术服务有限公司完成。锆石 U-Pb 同位素分析在中国地质科学院国家地质实验测试中心完成。锆石数据分析采用 193nm 的 Agilent7500a 型 ICP-MS 仪器和 ComPex102 型 ArF 准分子激光器，激光斑束为 30 μm，使用国际标准锆石 91500 作为同位素组成的外标，实验获得的数据采用 Andersen 方法进行同位素比值的校正，单个分析点的同位素比值和同位素年龄误差为 1σ。

3 锆石特征及分析结果

对四班岩体中两个花岗质岩石样品进行 U-Pb 同位素测试，其分析结果见表 1。

表 1 扎兰地区四班岩体 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素分析结果
Table 1 LA-ICP-MS zircon U-Pb isotope analysis results of Siban granites in Zhalantun area

样品及 分析号	含量 (ppm) 及比值			同位素比值 ± 1σ			年龄 (Ma)		
	Th	U	U/Th	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶ ± 1σ	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵ ± 1σ	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸ ± 1σ	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸
TWSFC02.01	49.3	58.2	1.2	0.0549 ± 0.0018	0.3903 ± 0.0145	0.0483 ± 0.0012	409.1 ± 70.44	334.6 ± 10.56	303.7 ± 7.44
TWSFC02.02	35.7	45.3	1.3	0.0512 ± 0.0018	0.3526 ± 0.0138	0.0484 ± 0.0012	249.2 ± 78.8	306.7 ± 10.38	304.5 ± 7.47
TWSFC02.03	79.3	82.8	1.0	0.0529 ± 0.0033	0.3512 ± 0.0262	0.0487 ± 0.0015	323.2 ± 134.53	305.6 ± 19.65	306.4 ± 8.94
TWSFC02.04	60.3	78.9	1.3	0.0532 ± 0.0026	0.3562 ± 0.0208	0.049 ± 0.0014	338.5 ± 107.48	309.4 ± 15.6	308.1 ± 8.29
TWSFC02.05	66.0	78.8	1.2	0.0508 ± 0.0022	0.3502 ± 0.0179	0.0486 ± 0.0013	230.6 ± 97.58	304.8 ± 13.48	305.8 ± 7.93
TWSFC02.06	177.0	147.0	0.8	0.0574 ± 0.0017	0.3754 ± 0.0128	0.0467 ± 0.0012	507 ± 64.56	323.6 ± 9.41	294.4 ± 7.2
TWSFC02.07	49.8	63.0	1.3	0.0499 ± 0.0022	0.3545 ± 0.018	0.0491 ± 0.0013	190 ± 97.84	308.1 ± 13.48	309.2 ± 7.96
TWSFC02.08	171.5	178.3	1.0	0.0573 ± 0.0019	0.3766 ± 0.0143	0.0481 ± 0.0012	503.6 ± 70.53	324.5 ± 10.51	303.1 ± 7.52
TWSFC02.09	52.5	51.1	1.0	0.0504 ± 0.0017	0.3665 ± 0.0141	0.0502 ± 0.0013	213.9 ± 76.89	317.1 ± 10.44	315.6 ± 7.73
TWSFC02.10	39.1	49.3	1.3	0.0526 ± 0.002	0.3544 ± 0.0152	0.0489 ± 0.0013	312.5 ± 83.03	308 ± 11.36	307.9 ± 7.7
TWSFC02.11	125.3	128.7	1.0	0.0528 ± 0.0024	0.3495 ± 0.0189	0.0479 ± 0.0013	320.4 ± 100.31	304.3 ± 14.23	301.7 ± 8.00
TWSFC02.12	40.1	70.1	1.7	0.0549 ± 0.0021	0.3535 ± 0.016	0.0487 ± 0.0013	406.7 ± 84.56	307.4 ± 11.97	306.6 ± 7.79
TWSFC02.13	129.6	213.4	1.6	0.054 ± 0.0014	0.3569 ± 0.0102	0.0482 ± 0.0012	371.1 ± 56.94	309.9 ± 7.61	303.5 ± 7.3
TWSFC02.15	404.5	238.5	0.6	0.053 ± 0.0014	0.3433 ± 0.0101	0.0474 ± 0.0012	329.6 ± 58.85	299.6 ± 7.6	298.3 ± 7.19
TWSFC02.16	26.6	34.1	1.3	0.0521 ± 0.0024	0.359 ± 0.0184	0.0482 ± 0.0013	288.8 ± 100.49	311.4 ± 13.74	303.4 ± 7.75
TWSFC02.17	52.2	63.4	1.2	0.0524 ± 0.0019	0.3494 ± 0.014	0.0483 ± 0.0012	303.9 ± 78.41	304.2 ± 10.57	304.1 ± 7.57
TWSFC02.18	37.1	64.1	1.7	0.0499 ± 0.0029	0.3315 ± 0.023	0.0464 ± 0.0013	190.8 ± 131.17	290.7 ± 17.5	292.4 ± 8.24
TWSFC02.19	261.6	241.5	0.9	0.0515 ± 0.0015	0.3518 ± 0.0116	0.0485 ± 0.0012	264.9 ± 65.47	306.1 ± 8.74	305.4 ± 7.45
TWSFC02.20	62.6	63.5	1.0	0.053 ± 0.0028	0.334 ± 0.021	0.0469 ± 0.0013	326.5 ± 116.98	292.6 ± 15.97	295.7 ± 8.15
TWSFC02.21	37.9	43.5	1.1	0.054 ± 0.0021	0.3527 ± 0.0155	0.0466 ± 0.0012	370.9 ± 85.5	306.7 ± 11.61	293.6 ± 7.37
TWSFC02.22	183.2	132.2	0.7	0.0533 ± 0.0026	0.3383 ± 0.0193	0.047 ± 0.0013	340.5 ± 104.78	295.9 ± 14.6	295.9 ± 8.00
TWSFC02.23	83.7	106.2	1.3	0.0536 ± 0.0014	0.3472 ± 0.0099	0.0473 ± 0.0012	355.3 ± 58.03	302.6 ± 7.49	298.1 ± 7.19
TWSFC02.24	74.6	70.7	0.9	0.0538 ± 0.0016	0.3539 ± 0.0116	0.0483 ± 0.0012	362.6 ± 65.15	307.6 ± 8.72	304.1 ± 7.41
TWSFC02.25	44.4	50.4	1.1	0.0538 ± 0.0025	0.3492 ± 0.0187	0.0483 ± 0.0013	361.5 ± 100.22	304.1 ± 14.08	304.2 ± 8.01
TWSFC02.26	102.3	106.2	1.0	0.0531 ± 0.0016	0.3526 ± 0.0122	0.0482 ± 0.0012	331.9 ± 68.19	306.7 ± 9.18	303.5 ± 7.46
TWSFC02.27	197.8	195.9	1.0	0.0524 ± 0.0013	0.3493 ± 0.0097	0.0484 ± 0.0012	301 ± 56.59	304.2 ± 7.31	304.6 ± 7.33
TWSFC02.28	108.7	116.2	1.1	0.0538 ± 0.0014	0.3529 ± 0.0103	0.0482 ± 0.0012	363.6 ± 58.45	306.9 ± 7.72	303.3 ± 7.33
TWSFC02.29	433.4	290.3	0.7	0.0528 ± 0.0012	0.3515 ± 0.0085	0.048 ± 0.0012	319.4 ± 50.46	305.9 ± 6.37	302.2 ± 7.21

续表 1

样品及 分析号	含量 (ppm) 及比值			同位素比值 $\pm 1\sigma$			年龄 (Ma)		
	Th	U	U/Th	$Pb^{207}/Pb^{206} \pm 1\sigma$	$Pb^{207}/U^{235} \pm 1\sigma$	$Pb^{206}/U^{238} \pm 1\sigma$	Pb^{207}/Pb^{206}	Pb^{207}/U^{235}	Pb^{206}/U^{238}
TWSFC02.30	214.9	212.0	1.0	0.0535 $\pm$ 0.0024	0.3524 $\pm$ 0.0192	0.048 $\pm$ 0.0013	348.9 $\pm$ 99.68	306.5 $\pm$ 14.44	302.3 $\pm$ 8.1
TWSB04.01	94.4	216.0	2.3	0.0527 $\pm$ 0.0015	0.3433 $\pm$ 0.0106	0.0454 $\pm$ 0.0011	314.2 $\pm$ 61.91	299.7 $\pm$ 8.03	286 $\pm$ 6.84
TWSB04.02	275.7	420.3	1.5	0.0528 $\pm$ 0.0012	0.3398 $\pm$ 0.0081	0.0467 $\pm$ 0.0011	320.4 $\pm$ 50.33	297 $\pm$ 6.12	294 $\pm$ 6.89
TWSB04.03	540.7	545.6	1.0	0.0525 $\pm$ 0.0012	0.3394 $\pm$ 0.0079	0.0464 $\pm$ 0.0011	309.1 $\pm$ 49.85	296.7 $\pm$ 6.02	292.5 $\pm$ 6.85
TWSB04.04	180.4	189.6	1.1	0.0919 $\pm$ 0.0025	0.6526 $\pm$ 0.021	0.0499 $\pm$ 0.0012	1465.1 $\pm$ 50.28	510.1 $\pm$ 12.89	314 $\pm$ 7.62
TWSB04.05	157.6	259.2	1.6	0.0548 $\pm$ 0.0012	0.3685 $\pm$ 0.0088	0.0472 $\pm$ 0.0011	403.1 $\pm$ 49.58	318.5 $\pm$ 6.55	297 $\pm$ 6.97
TWSB04.06	249.7	328.8	1.3	0.0518 $\pm$ 0.0012	0.3372 $\pm$ 0.0084	0.0469 $\pm$ 0.0011	277 $\pm$ 52.59	295.1 $\pm$ 6.37	295.2 $\pm$ 6.95
TWSB04.07	57.3	124.0	2.2	0.0595 $\pm$ 0.0022	0.3833 $\pm$ 0.0165	0.0469 $\pm$ 0.0012	583.8 $\pm$ 77.77	329.5 $\pm$ 12.12	295.7 $\pm$ 7.44
TWSB04.08	309.9	258.1	0.8	0.0639 $\pm$ 0.0015	0.4135 $\pm$ 0.0102	0.0467 $\pm$ 0.0011	736.8 $\pm$ 48.1	351.4 $\pm$ 7.35	294.3 $\pm$ 6.94
TWSB04.09	294.6	274.1	0.9	0.0542 $\pm$ 0.0016	0.3664 $\pm$ 0.0125	0.0462 $\pm$ 0.0012	378.9 $\pm$ 65.71	317 $\pm$ 9.32	290.9 $\pm$ 7.07
TWSB04.10	297.1	210.4	0.7	0.0519 $\pm$ 0.0018	0.3411 $\pm$ 0.0139	0.0465 $\pm$ 0.0012	282.7 $\pm$ 78.16	298 $\pm$ 10.48	292.8 $\pm$ 7.27
TWSB04.11	107.2	199.6	1.9	0.053 $\pm$ 0.0015	0.329 $\pm$ 0.0102	0.0458 $\pm$ 0.0011	326.6 $\pm$ 62.13	288.8 $\pm$ 7.79	288.6 $\pm$ 6.95
TWSB04.12	657.3	827.2	1.3	0.0527 $\pm$ 0.0011	0.3389 $\pm$ 0.0072	0.0456 $\pm$ 0.0011	314.8 $\pm$ 46.25	296.3 $\pm$ 5.42	287.5 $\pm$ 6.74
TWSB04.13	439.8	966.9	2.2	0.0582 $\pm$ 0.0016	0.3681 $\pm$ 0.0112	0.0499 $\pm$ 0.0012	534.7 $\pm$ 58.77	318.3 $\pm$ 8.29	314.1 $\pm$ 7.56
TWSB04.14	65.0	76.2	1.2	0.0598 $\pm$ 0.0021	0.3914 $\pm$ 0.0158	0.0464 $\pm$ 0.0012	594.5 $\pm$ 74.1	335.4 $\pm$ 11.5	292.2 $\pm$ 7.27
TWSB04.15	147.2	236.3	1.6	0.0519 $\pm$ 0.0012	0.3394 $\pm$ 0.0084	0.0469 $\pm$ 0.0011	282 $\pm$ 52.17	296.7 $\pm$ 6.33	295.4 $\pm$ 6.99
TWSB04.16	190.8	342.7	1.8	0.053 $\pm$ 0.0012	0.3324 $\pm$ 0.0078	0.0452 $\pm$ 0.0011	326.8 $\pm$ 49.84	291.4 $\pm$ 5.95	285.1 $\pm$ 6.73
TWSB04.17	123.8	209.8	1.7	0.0503 $\pm$ 0.0012	0.327 $\pm$ 0.0081	0.0463 $\pm$ 0.0011	208.5 $\pm$ 53.27	287.3 $\pm$ 6.2	292 $\pm$ 6.91
TWSB04.18	206.3	267.0	1.3	0.0517 $\pm$ 0.0012	0.3404 $\pm$ 0.0087	0.0464 $\pm$ 0.0011	272.3 $\pm$ 53.79	297.5 $\pm$ 6.62	292.1 $\pm$ 6.94
TWSB04.19	110.0	160.1	1.5	0.0536 $\pm$ 0.0019	0.3291 $\pm$ 0.0134	0.0452 $\pm$ 0.0012	355 $\pm$ 78.01	288.9 $\pm$ 10.25	285 $\pm$ 7.14
TWSB04.20	141.8	171.9	1.2	0.0519 $\pm$ 0.0013	0.3332 $\pm$ 0.0086	0.0461 $\pm$ 0.0011	282.8 $\pm$ 54.57	292 $\pm$ 6.54	290.7 $\pm$ 6.9
TWSB04.21	135.6	223.9	1.7	0.0525 $\pm$ 0.0017	0.3386 $\pm$ 0.0125	0.0472 $\pm$ 0.0012	308.8 $\pm$ 71.86	296.1 $\pm$ 9.5	297.3 $\pm$ 7.35
TWSB04.22	193.2	257.8	1.3	0.0517 $\pm$ 0.0013	0.3358 $\pm$ 0.0089	0.046 $\pm$ 0.0011	273.8 $\pm$ 54.95	294 $\pm$ 6.73	290 $\pm$ 6.93
TWSB04.23	176.3	216.6	1.2	0.0622 $\pm$ 0.0017	0.3973 $\pm$ 0.012	0.0472 $\pm$ 0.0012	680.6 $\pm$ 56.33	339.7 $\pm$ 8.71	297.2 $\pm$ 7.21
TWSB04.24	229.4	195.2	0.9	0.0542 $\pm$ 0.0016	0.3335 $\pm$ 0.0109	0.0462 $\pm$ 0.0012	380.4 $\pm$ 64.21	292.2 $\pm$ 8.31	290.8 $\pm$ 7.1
TWSB04.25	142.6	218.0	1.5	0.0512 $\pm$ 0.0016	0.3383 $\pm$ 0.0124	0.0463 $\pm$ 0.0012	249.4 $\pm$ 72.27	295.9 $\pm$ 9.44	291.8 $\pm$ 7.21
TWSB04.26	266.1	407.9	1.5	0.0598 $\pm$ 0.0013	0.3844 $\pm$ 0.0089	0.0466 $\pm$ 0.0011	596.3 $\pm$ 46.81	330.2 $\pm$ 6.52	293.5 $\pm$ 6.97
TWSB04.27	147.3	253.5	1.7	0.0542 $\pm$ 0.0019	0.3422 $\pm$ 0.0139	0.0448 $\pm$ 0.0012	379.4 $\pm$ 76.84	298.8 $\pm$ 10.55	282.5 $\pm$ 7.13
TWSB04.28	134.7	198.9	1.5	0.052 $\pm$ 0.0013	0.3358 $\pm$ 0.0094	0.0463 $\pm$ 0.0011	286.3 $\pm$ 57.32	294 $\pm$ 7.11	291.9 $\pm$ 7.02
TWSB04.29	292.6	481.0	1.6	0.054 $\pm$ 0.0015	0.3542 $\pm$ 0.0111	0.0462 $\pm$ 0.0012	370.8 $\pm$ 61.47	307.8 $\pm$ 8.36	290.9 $\pm$ 7.09
TWSB04.30	167.0	320.2	1.9	0.0521 $\pm$ 0.0012	0.3403 $\pm$ 0.008	0.047 $\pm$ 0.0011	290.2 $\pm$ 50.34	297.4 $\pm$ 6.09	296 $\pm$ 7.05

3.1 样品 TWSB04

样品 TSWB04 为中粒正长花岗岩, 采自四分场附近, 经纬度为 47°. 55', 123°6' (见图 1)。CL 图像 (见图 4a) 显示, 该样品绝大多数锆石呈现长柱状 (如分析点#3 和#27 等), 仅个别锆石呈现短柱状 (如分析点#17)。所有锆石颗粒长约 150 ~ 350 μm, 长宽比约为 1:1 ~ 4:1, 并普遍发育明显的振荡环带, 呈现岩浆锆石的典型特征。对该样品 30 颗锆石进行了 30 个原位 U-Th-Pb 同位素测年分析 (见表 1), 其中, 分析点#4 由于测试信号骤降而排除该分析数据结果。30 个 U-Pb 分析点所获得的 Th/U 比值为 0.44 ~ 1.41, 均大于 0.1, 进一步证明其岩浆锆石成因。

样品 TWSB04 的 ²⁰⁶Pb/²³⁸U 表观年龄为 284 ± 7Ma ~ 314 ± 8Ma, 其中, 分析点#13 发育最老的 ²⁰⁶Pb/²³⁸U 表观年龄 314 ± 8Ma, 并在 ²⁰⁶Pb/²³⁸U-²⁰⁷Pb/²³⁵U 谐和年龄图中落在谐和线上 (见图 4b)。其余 28 个分析点的 ²⁰⁶Pb/²³⁸U 表观年龄为 283 ±

7Ma ~ 297 ± 7Ma, 在 ²⁰⁶Pb/²³⁸U-²⁰⁷Pb/²³⁵U 谐和年龄图中, 分析点#4、#7、#8、#9、#14、#23、#26、#27 和#29 落在谐和线下, 推测可能是由后期 Pb 丢失所致; 而剩余 19 个分析点均落在谐和线上, 计算其 ²⁰⁶Pb/²³⁸U 加权平均年龄为 291 ± 3 Ma (MSWD = 0.27)。综上, 最老的年龄值 314 ± 8 Ma 可能为岩浆侵位过程中捕获的年龄, 而最大年龄众数的 ²⁰⁶Pb/²³⁸U 加权平均年龄 291 ± 3 Ma 则代表了样品 TSWB04 的成岩年龄。

3.2 样品 TWSFC02

样品 TWSFC02 岩性为中粒二长花岗岩, 采自四分场附近, 经纬度为 47°. 55', 123°27' (见图 1)。CL 图像 (见图 5a) 显示, 样品 TWSFC02 的锆石颗粒长约 50 ~ 200 μm, 长宽比约为 1:1 ~ 3:1, 绝大多数锆石呈现长柱状 (如分析点#7、#8 和#12 等), 少数锆石呈现短柱状或椭圆状 (如分析点#27), 并发育良好的振荡环带, 呈现岩浆锆石的典型特征。对该样品 30 颗锆石进行了 30 个原位 U-

Th-Pb 同位素测年分析 (见表 1)。30 个 U-Pb 分析点所获得的 Th/U 比值为 0.57 ~ 1.70, 均大于 0.1, 进一步证明其岩浆锆石成因。样品 TWSFC02 的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表观年龄为 $292 \pm 8 \text{ Ma} \sim 316 \pm 8 \text{ Ma}$, 在 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 谐和年龄图中 (见图 5b), 分析

点 #1、#6 和 #8 落在谐和线下, 可能由后期 Pb 丢失所致; 而剩余 27 个分析点均落在谐和线上, 计算其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 $303 \pm 3 \text{ Ma}$ (MSWD = 0.45)。综上, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄 $303 \pm 3 \text{ Ma}$ 代表了样品 TSWB02 的成岩年龄。

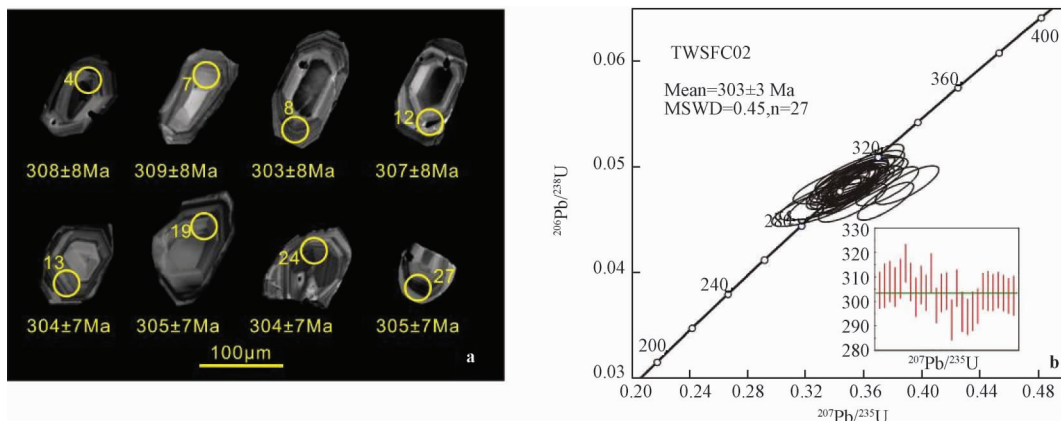


图 4 样品 TWSB04 的锆石 CL 图像 (a) 和 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 谐和线图 (b)

Fig. 4 Cathodoluminescence images of representative zircons from the sample TWSB04 (a) and

$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ Concordia diagram (b)

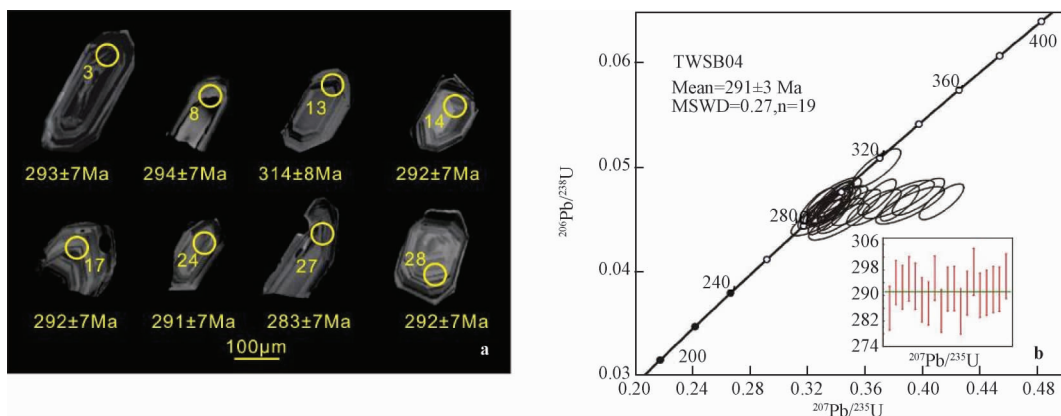


图 5 样品 TWSFC02 的锆石 CL 图像 (a) 和 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 谐和线图 (b)

Fig. 5 Cathodoluminescence images of representative zircons from sample TWSB02 (a) and

$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ Concordia diagram (b)

综上所述, 四班岩体正长花岗岩、二长花岗岩 U-Pb 年龄分别是 $291 \pm 3 \text{ Ma}$ 和 $303 \pm 3 \text{ Ma}$, 形成时代为晚石炭世-早二叠世。沿贺根山-黑河构造拼合带, 出露大量的晚石炭世-早二叠世花岗质岩体 U-Pb 同位素年龄在 $280 \sim 310 \text{ Ma}$ 之间^[8~19], 四班岩体为该岩浆岩带的组成部分。

4 岩石地球化学特征

采自大兴安岭四班岩体中的 14 个二长花岗岩和正长花岗岩样品地球化学分析结果见表 2。

四班二长花岗岩和正长花岗岩具有高硅 ($\text{SiO}_2 = 67.9 \sim 77.5 \text{ wt\%}$)、高碱 ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7.55 \sim 10.8 \text{ wt\%}$)、相对富钾 ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1.08 \sim 1.64$), 而亏损 $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{T}$ ($1.20 \sim 3.27 \text{ wt\%}$)、 MgO ($0.04 \sim 0.56 \text{ wt\%}$)、 P_2O_5 ($0.02 \sim 0.17 \text{ wt\%}$)、 CaO ($0.21 \sim 1.48 \text{ wt\%}$) 和 MnO ($0.02 \sim 0.07 \text{ wt\%}$) 的地球化学特征。四班岩体 Al_2O_3 含量变化范围为 $12.05 \sim 16.33 \text{ wt\%}$, 在 A/CNK-A/NK 判别图解中, 样品点均落入过铝质区域 (见图 6a), 属过铝质岩石系列。除样品 SFC02 因为高 K_2O 含量 ($6.71 \text{ wt\%}$) 而落入钾玄岩系列外, 该组样品其余

表 2 扎兰屯地区四班岩体的主量元素、稀土元素组成

Table 2 Major and trace elements composition of Siban granitles in Zhalantun area

送样号及 岩石类型	PM05	PM06	PM10	PM11	PM12	SFC02	PM01	PM02	PM03	PM04	PM07	PM08	SB04	PM09
	二长花岗岩						正长花岗岩							
ω (SiO ₂)	71.31	72.67	73.96	72.09	70.27	67.85	76.59	76.54	75.24	74.86	75.70	75.87	77.45	76.39
ω (TiO ₂)	0.35	0.31	0.21	0.31	0.48	0.53	0.17	0.17	0.18	0.20	0.11	0.10	0.16	0.08
ω (Al ₂ O ₃)	14.65	13.91	13.45	14.28	14.23	16.33	12.36	12.16	12.93	12.80	12.54	12.35	12.05	12.56
ω (Fe ₂ O ₃)	2.12	1.93	0.86	1.52	2.77	1.66	0.81	0.86	0.89	1.05	1.12	1.20	0.80	0.75
ω (FeO)	0.52	0.49	0.74	0.58	0.45	0.49	0.49	0.58	0.58	0.63	0.49	0.45	0.36	0.40
ω (MnO)	0.04	0.04	0.04	0.04	0.07	0.05	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03
ω (MgO)	0.46	0.38	0.29	0.30	0.61	0.56	0.07	0.11	0.09	0.09	0.04	0.07	0.09	0.04
ω (CaO)	0.35	0.33	0.36	0.50	1.48	0.52	0.30	0.32	0.32	0.34	0.22	0.21	0.30	0.24
ω (Na ₂ O)	3.84	3.81	3.75	4.05	3.64	4.08	3.79	3.91	4.18	4.17	3.91	3.93	3.63	3.70
ω (K ₂ O)	4.62	4.44	5.54	5.04	3.92	6.71	4.85	4.61	4.99	4.81	5.23	5.04	4.62	5.14
ω (P ₂ O ₅)	0.11	0.09	0.05	0.10	0.17	0.13	0.02	0.02	0.03	0.05	0.02	0.02	0.02	0.02
ω (LOI)	1.45	1.41	0.55	1.01	1.72	0.87	0.42	0.57	0.42	0.87	0.53	0.65	0.40	0.54
ω (La)	50.21	39.89	54.14	46.12	42.22	20.30	21.98	15.65	25.84	40.81	43.18	44.70	36.01	16.92
ω (Ce)	80.59	79.18	105.57	91.80	92.07	51.66	57.06	63.24	60.21	83.59	93.06	104.49	64.15	40.85
ω (Pr)	10.01	9.47	12.69	10.38	9.48	5.23	4.77	3.51	6.87	10.32	12.88	13.86	7.30	5.81
ω (Nd)	38.72	37.11	49.31	38.19	34.98	23.73	17.35	12.52	25.92	40.19	50.90	54.54	28.31	24.72
ω (Sm)	7.82	7.54	8.48	6.23	7.08	4.84	3.29	2.37	5.16	7.74	9.20	9.49	4.22	5.40
ω (Eu)	1.09	1.44	1.52	1.23	1.56	1.45	0.77	0.83	0.77	1.16	0.61	0.61	0.94	0.56
ω (Gd)	6.93	6.73	6.92	5.46	6.71	4.72	3.16	2.48	4.31	6.26	6.61	6.86	3.72	4.12
ω (Tb)	1.22	1.13	0.96	0.79	1.25	0.77	0.53	0.40	0.80	0.99	0.88	0.84	0.52	0.66
ω (Dy)	6.74	6.21	4.38	4.18	7.48	5.00	3.16	2.37	4.70	4.97	3.88	3.65	3.40	3.52
ω (Ho)	1.32	1.21	0.84	0.92	1.53	1.04	0.67	0.51	0.98	0.93	0.71	0.66	0.67	0.71
ω (Er)	3.21	2.94	1.94	2.54	3.91	2.88	1.69	1.30	2.42	2.18	1.76	1.69	1.97	1.78
ω (Tm)	0.64	0.56	0.37	0.62	0.82	0.47	0.35	0.29	0.48	0.41	0.34	0.31	0.31	0.35
ω (Yb)	3.50	3.12	2.07	4.01	4.67	3.14	2.14	1.76	2.63	2.21	2.00	1.96	2.16	2.18
ω (Lu)	0.45	0.42	0.29	0.57	0.57	0.51	0.29	0.25	0.33	0.29	0.28	0.27	0.37	0.32
ω (Y)	30.25	25.66	16.84	24.42	23.58	63.55	13.09	9.17	19.43	17.69	14.40	11.04	13.55	14.85
ω (Th)	5.62	5.47	5.59	4.79	7.26	8.61	10.19	6.47	7.12	6.48	11.28	3.26	5.68	4.88
ω (Ga)	6.54	6.59	5.66	5.41	11.88	11.64	3.29	3.00	11.02	13.88	12.20	31.73	14.44	4.75
ω (Sc)	2.50	2.71	2.41	2.80	5.02	4.38	7.20	4.79	3.63	4.49	6.94	4.98	3.08	2.12
ω (U)	1.58	1.53	1.58	1.82	1.56	1.32	2.36	2.30	1.20	2.00	2.46	1.40	1.35	1.53
ω (Zr)	120.07	128.17	159.35	176.13	232.60	208.43	138.86	148.28	252.05	217.18	196.95	305.12	112.47	176.07
ω (Hf)	4.63	4.65	5.66	5.18	7.70	6.45	4.56	5.20	7.93	5.62	6.43	7.70	7.46	5.68
ω (Nb)	14.56	13.82	13.42	11.59	15.08	13.73	8.90	8.09	9.87	15.96	12.31	16.15	13.15	8.91
ω (Ta)	1.38	1.98	1.10	0.77	0.89	1.16	2.61	1.30	0.80	1.84	1.18	0.60	0.56	1.41
ω (Ba)	287.59	292.59	236.33	247.38	621.75	602.22	50.27	33.95	613.36	818.91	683.83	842.66	262.85	144.31
ω (Cr)	6.10	3.14	4.38	2.48	6.50	4.08	5.49	4.35	2.73	2.72	10.09	3.08	0.97	9.67
ω (Ni)	0.73	0.82	2.28	1.95	3.59	4.26	1.76	2.95	0.93	0.92	3.94	2.54	2.98	4.15
ω (Rb)	117.56	104.67	105.64	100.82	116.06	105.04	83.65	78.61	116.27	130.88	134.84	106.45	106.70	115.31
ω (Sr)	43.69	44.35	41.95	41.31	142.49	151.33	13.21	13.80	128.08	145.01	249.22	167.15	42.82	45.34
ω (V)	7.72	5.54	5.47	6.10	27.03	24.37	5.21	2.63	11.78	20.67	36.46	21.03	7.64	3.92
ω (Co)	1.50	0.79	0.51	1.86	3.89	2.79	0.23	0.07	0.26	2.91	3.52	3.23	0.31	0.87

注：主量元素为 wt. %（质量分数），稀土元素和微量元素为 10⁻⁶

均落入高钾钙碱性范围内（见图 6b），表明四班岩体呈现高钾钙碱性的地球化学特征。四班岩体的 K₂O 与 SiO₂ 呈现正相关演化趋势，而 MgO、Fe₂O_{3T}、TiO₂、Al₂O₃ 和 P₂O₅ 均与 SiO₂ 呈现负相关趋势，Na₂O 则基本保持不变。

在球粒陨石标准化稀土配分图谱中（见图 7a），四班花岗质岩石轻重稀土分馏明显，轻稀土（LREE）

相对于重稀土（HREE）富集，呈现右倾斜型，(La/Yb)_N = 4.63 ~ 18.8，(La/Sm)_N = 2.02 ~ 5.51，(Gd/Yb)_N = 1.13 ~ 2.90，稀土总量（ΣREE）为 108 ~ 249 ppm。除样品 PM02（Eu * = 1.05，Eu * = Eu_N/Sqrt（Sm_N × Gd_N））之外，其余样品均发育负的 Eu 异常（Eu * = 0.23 - 0.93）。在原始地幔标准化微量元素蛛网图中（见图 7b），四班岩体明显

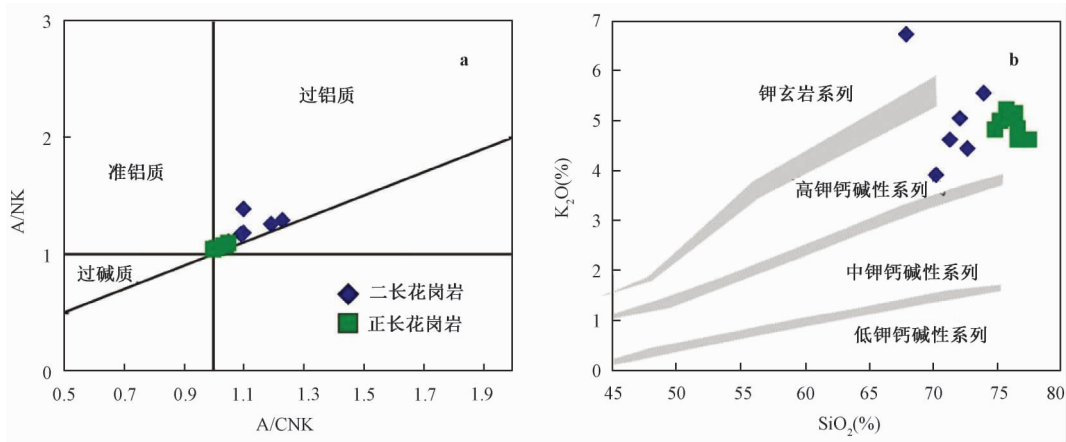


图 6 A/NK-A/CNK 图解 (a) 和 K_2O-SiO_2 岩石系列判别图解^[25] (b)
Fig. 6 A/NK-A/CNK diagram (a) and K_2O-SiO_2 diagram (b)

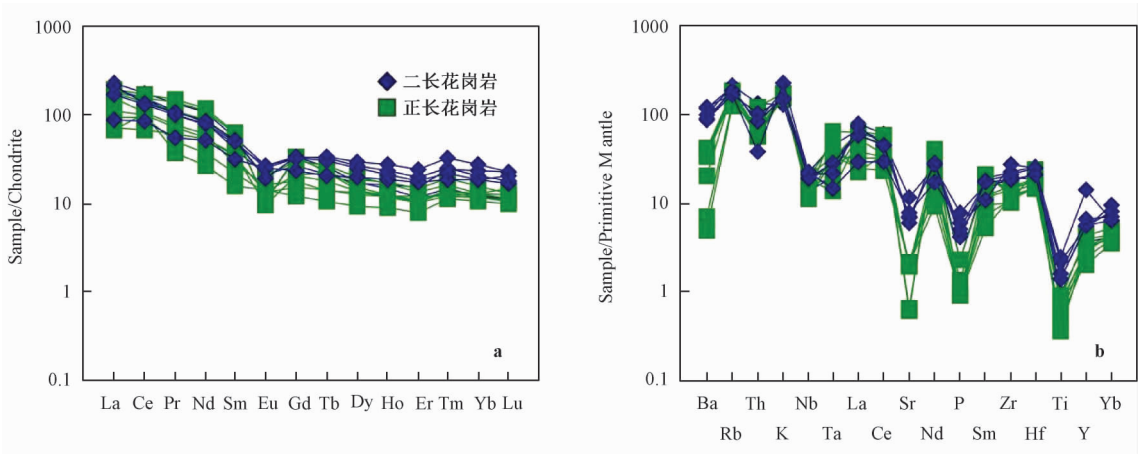


图 7 球粒陨石标准化 REE 图谱 (a) 和原始地幔标准化微量元素蛛网图 (b)，其中 Chondrite 标准化值来自 Taylor and McLennan, 1985；Primitive mantle 标准化值来自 Sun and Mcdonough, 1989
Fig. 7 Chondrite - normalized REE patterns (a) and Primitive mantle - normalized trace elements spider diagram (b)
(Chondrite REE values from Taylor and McLennan; Primitive mantle - normalized values from Sun and Mcdonough, 1989)

富集 Rb、Th、U、K，而亏损 Ba、Nb、Ta、P、Sr 和 Ti 等元素， $(Nb/La)_{PM}$ 比值为 0.17 ~ 0.85，Rb 含量为 79 ~ 135ppm，Rb/Sr 比值为 0.54 ~ 6.33，Nb/Ta 比值为 3.41 ~ 27。

5 讨论

5.1 岩石成因

花岗岩是大陆地壳的重要组成部分，也是反演地壳演化、壳幔相互作用和构造动力学机制的理想对象。以源区性质和矿物组合为依据，可将花岗岩划分为 I 型、S 型和 A 型花岗岩，加之较为少见的 M 型花岗岩，MISA 是目前最常见的花岗岩分类方案^[8]。四班岩体中花岗质岩石的矿物组合

以石英和长石为主，含量约大于 95%，唯一的暗色矿物为含量极少的黑云母，矿物组成上不符合典型 S 型花岗岩的特征。地球化学特征上，四班岩体发育高 SiO_2 (67.9 ~ 77.5 wt%)、高碱 ($Na_2O + K_2O = 7.55 \sim 10.8$ wt%) 和富钾 ($K_2O = 3.92 \sim 6.71$ wt%) 等特征，与 A 型花岗岩的特征相似，但是，四班花岗质岩石的 10000Ga/Al 值较低 (0.46 ~ 3.67，平均值为 1.38)，明显不同于 A 型花岗岩。四班岩体呈现弱过铝质，绝大多数样品的 A/CNK 值小于 1.1。实验研究表明，在准铝质-过铝质岩浆演化中，磷灰石溶解度很低，随着岩浆结晶分异， P_2O_5 含量逐渐降低；而在强过铝质岩浆中，磷灰石溶解度与此相反^[26-27]。因此，随着结晶分异过程中 SiO_2 含量的升高，I 型花岗岩中

P2O5 含量逐渐降低，而 S 型花岗岩中的 P2O5 含量呈现升高或保持不变。四班花岗质岩石的 P2O5 含量低 (0.02 ~ 0.17 wt%)，且 SiO2 与 P2O5 含量呈现负相关，明显不同于 S 型花岗岩。相似地，四

班花岗质岩石在 Y-Rb 和 Th-Rb 图解中 (见图 8) 所呈现的正相关趋势，也符合 I 型花岗岩的特征。此外，四班花岗质岩石还存在磁铁矿等副矿物，也进一步证明其为 I 型花岗岩。

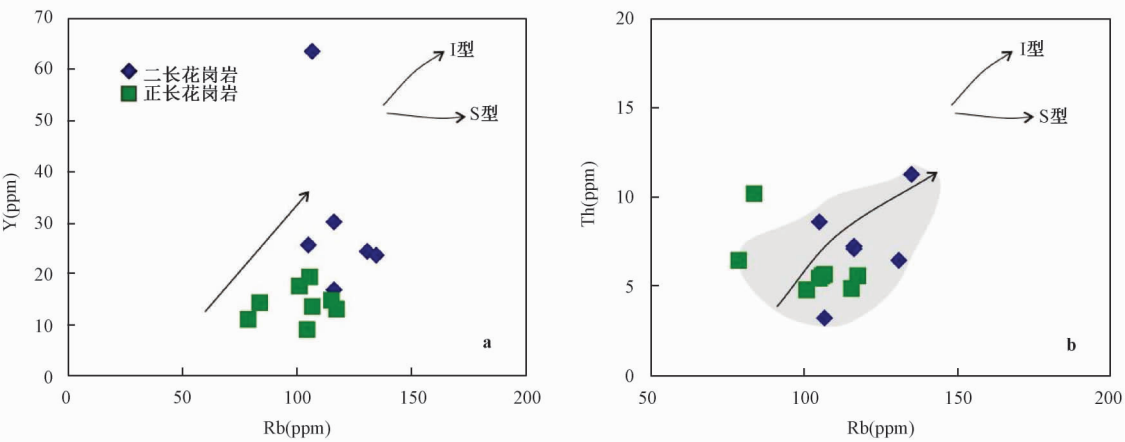


图 8 Y-Rb 图解 (a)^[26] 和 Th-Rb 图解 (b)^[26]
Fig. 8 Y-Rb diagram (a) and Th-Rb diagram (b)

四班岩体内部发育有少量的基性岩，并且在花岗质岩石内部存在较多的细粒闪长质包体，上述特征表明四班花岗质岩石具有岩浆混合作用的特征。地质演化过程中，相容元素-不相容元素-强不相容元素以及不同分配系数的元素比值表现出不同的演化趋势。选择两种相容性差别大的元素 C^i (不相容元素)、 C^e (相容元素)，用 C^i 对 C^i/C^e 和 $1/C^e$ 对 C^i/C^e 作图，在 C^i 对 C^i/C^e 图解中 (图略)，岩浆混合和分离结晶过程表现为非线性正相关，而部分熔融过程表现为线性正相关关系，在 $1/C^e$ 对 C^i/C^e 图解中混合过程显示线性正相关，而部分熔融或分离结晶过程表现为非线性正相关关系^[28]。四班花岗质岩石在 Rb/Sc-Th 判别图解 (见图 9a) 中，表现非线性正相关关系，说明控制其岩浆作用过程的不是分离结晶作用，而应与部分熔融或者岩浆混合作用有关。在 Rb-Rb/V 判别图解中 (见图 9b) 中，四班花岗质岩体表现出线性相关关系，表明其具有岩浆混合的演化特征。如果岩石具有壳幔混合成因的特征，其 $Mg^\#$ 、Cr、Ni 和 Co 会与 SiO_2 表现出明显的负相关性，如果不受到明显的分离结晶作用影响，俯冲板片和沉积物部分熔融产生的熔体经地地幔物质混染， $Mg^\#$ 、Cr、Ni 和 Co 与 SiO_2 则不具有相关关系。从图 10 可以看出，四班花岗质岩石 $Mg^\#$ 及 Cr 与 SiO_2 含量表现出负相关关系，说明四班花岗质岩石具有壳

幔混合成因的特征或者经历过明显的分离结晶作用。但是前面根据四班岩体的地质及地球化学特征已经证明四班花岗质岩石岩浆作用主导机制是岩浆混合作用，未经历过明显的分离结晶作用，因此四班花岗质岩石具有壳幔混合作用的特征。四班花岗质岩体具有高 SiO_2 含量和低 $Mg^\#$ 值，明显富集轻稀土元素 (LREE) 和大离子亲石元素 (LILE)，亏损 Nb、Ta、Ti、Sr 及 P 元素，这些特征显示其原始岩浆应为地壳物质的部分熔融而成。四班花岗质岩石 Ba/Nb 比值为 4.20 ~ 52，平均 28 (幔源岩石 Ba/Nb 比值约 9.0，壳源岩石 Ba/Nb 比值约 54)^[29]；Ba/La 比值为 0.76 ~ 41.52.38，平均 13 (幔源岩石 Ba/La 约 9.6，壳源岩石 Ba/La 约 25)^[29]，四班花岗质岩石 Ba/Nb 及 Ba/La 比值均介于壳源与幔源之间，表明四班岩体经历过幔源岩浆的混合或混染现象。根据 1:25 万阿荣旗区域地质调查在研究区北部阿荣旗地区获得早二叠世侵入岩体 Sr、Nd 同位素资料表明，早二叠世花岗岩 I_{Sr} 介于 0.704628 ~ 0.708466 之间， ϵNd 值介于 -0.7372 ~ 1.6488 之间，进一步说明该时期岩浆岩具有壳幔混源的特征。四班岩体地质、地球化学及 Sr-Nd 同位素特征，表明四班花岗质岩石具有壳幔混合作用的特征，其基性端元为四班岩体内部呈岩株状产出的基性岩，酸性端元为地壳部分熔融的产物。

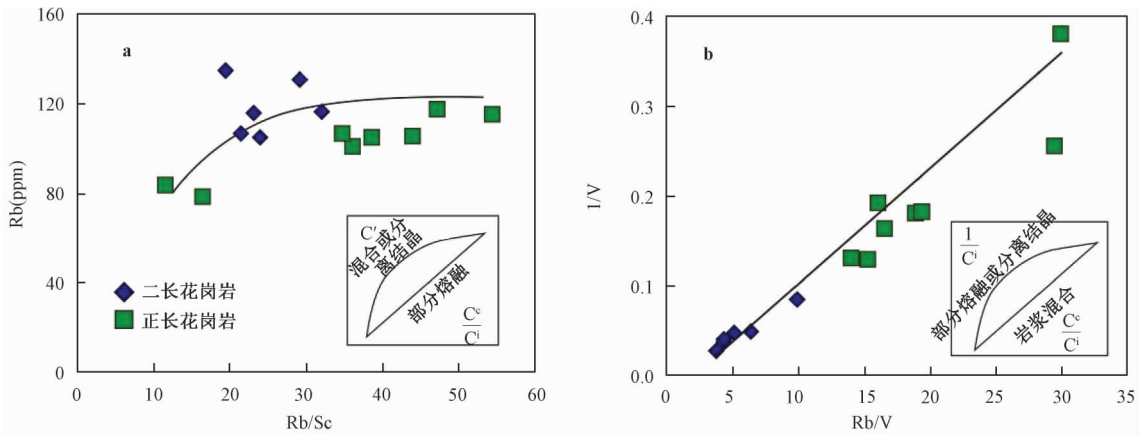


图 9 Rb/Sc-Th 图解 (a)^[28] 和 Rb-Rb/V 图解 (b)^[28]
Fig. 9 Rb/Sc-Th diagram (a) and Rb-Rb/V diagram (b)

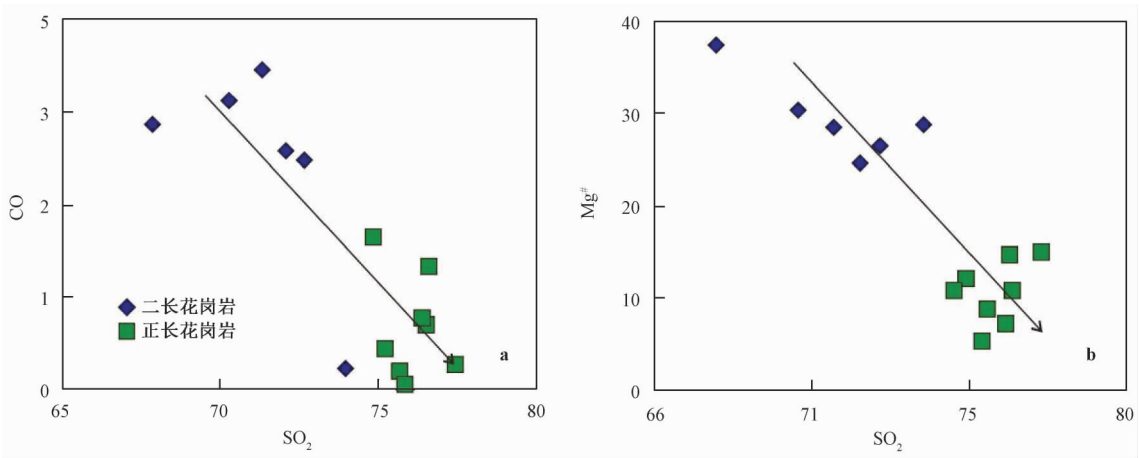


图 10 SiO₂-Mg[#] 判别图解 (a) 和 SiO₂-Cr 判别图解 (b)

Fig 10 SiO₂-Mg[#] discrimination diagram (a) and SiO₂-Cr discrimination diagram (b)

综上所述，四班花岗质岩石具有 I 型花岗岩特征，控制其岩浆作用过程的不是分离结晶及部分熔融，而应与壳幔相互作用，发生岩浆混合作用有关。

5.2 形成的构造环境

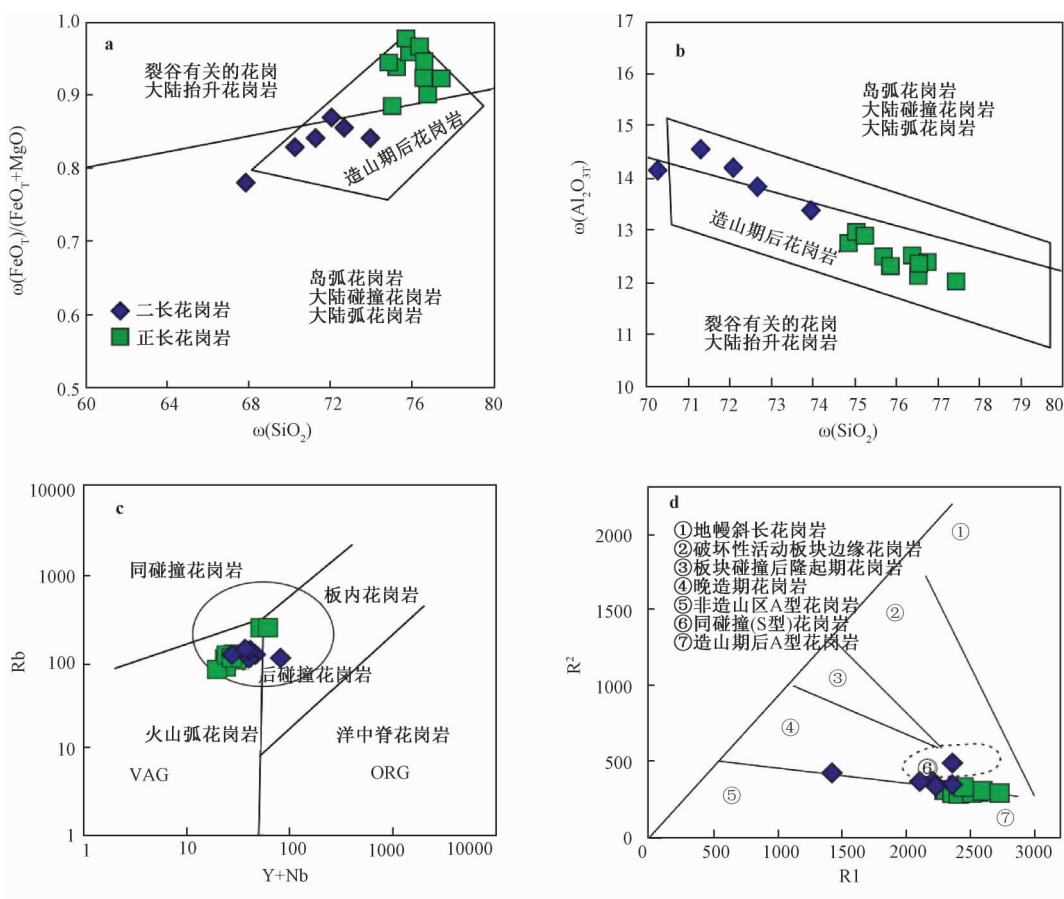
碰撞作用指两个或多个“大陆”板块最初的主碰撞，该时期发育大型逆冲断层和高压变质作用；后碰撞作用是指时间上比碰撞作用稍晚，但仍与碰撞作用有关的构造运动，该时期海洋已关闭，开始进入陆内环境，以大陆块体沿剪切带大规模水平运动、岩石圈拆沉等为标志；当汇聚的大陆板块完全焊接在一起，就进入板内构造体制，标志着后碰撞阶段的结束^[30]。关于贺根山-黑河一带的早二叠世花岗岩带的岩石成因与构造环境存在几种不同的观点认识，多数学者认为其形成与壳幔混合作用有关，形成于后碰撞构造环境或

弧后伸展互环境，少部分学者认为其与上地壳的部分熔融有关，形成于造山后伸展环境^[8, 14, 20, 22]，正确判断早二叠世花岗岩带形成的构造背景对探讨古亚洲洋构造域构造演化有重要意义。

扎兰屯四班岩体主要由正长花岗岩和二长花岗岩组成，矿物组合为斜长石、钾长石、石英和黑云母，副矿物有锆石、磷灰石、榍石和磁铁矿，与板块主碰撞之后应力相对松弛的后碰撞阶段形成的高钾钙碱性花岗岩 (KCG) 矿物组合相一致^[31~32]。后碰撞花岗岩 (KCG) 是壳幔混合作用的产物，既含有地壳成分也含有地幔的成分，受早期俯冲流体交代或软流圈的基性岩浆与地壳物质混合作用的影响，后碰撞花岗岩 (KCG) 类似岛弧/活动大陆边缘钙碱性岩石特征，富集轻稀土元素 (LREE) 和大离子亲石元素 (LILE)，亏损高场强元素 Nb、Ta、Ti、Y 等^[24, 33~35]。四班花岗

岩属于高钾钙碱性 I 型花岗岩，高硅 ($w(\text{SiO}_2) = 67.9 \sim 77.5 \text{ wt\%}$)，相对高铝 ($w(\text{Al}_2\text{O}_3) = 12.05 \sim 16.33 \text{ wt\%}$)、富碱 ($w(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) = 7.55 \sim 10.79 \text{ wt\%}$)，富集轻稀土元素 (LREE) 和大离子亲石元素 (LILE)、亏损高场强元素，总体具有消减带花岗岩石特征^[33, 34]。上述地球化学特征及岩石成因与后碰撞高钾钙碱性 I 型花岗岩的特征一致。在 $\text{FeO}_T/(\text{FeO}_T + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ 及 $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ 构造判别图解中^[33] (见图 11a 和图 11b)，四班花岗岩的投影点均落入后造山 (POG) 花岗岩区。在 $\text{Y} + \text{Nb} - \text{Rb}$ 构造判别图解^[34] 中 (见图 11c)，

四班花岗岩投影点落入后碰撞构造背景区。在 $\text{R1} - \text{R2}$ 构造环境判别图解中^[36] (见图 11d)，四班岩体的地球化学成分投点落在同碰撞花岗岩和造山后花岗岩之间。值得注意的是，样品 SFC02 高 K_2O (6.71%)，并在 $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ 图解中 (见图 4d) 落入钾玄岩系列，暗示其具有钾玄质岩浆特征，而钾玄岩是造山带环境下特有一种富 K 系列岩石，具有构造环境指示作用。综上所述，四班花岗质岩体具有与后碰撞花岗岩相似的岩石组合及地球化学特征。



a— $\text{FeO}_T/(\text{FeO}_T + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ 图解^[33]；b— $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ 图解^[33]；c— $\text{Y} + \text{Nb} - \text{Rb}$ 图解^[34]；d— $\text{R1} - \text{R2}$ 图解^[36]

图 11 四班花岗岩构造判别图解

Fig. 11 Discrimination diagrams of the Siban granite structure

受古亚洲洋闭合影响，大兴安岭贺根山—黑河构造拼合带两侧发育大量的晚古生代侵入岩，该侵入体的形成时代多集中在 360 ~ 280 Ma 之间^[5~21]。早石炭世 (360 ~ 330 Ma) 贺根山—黑河一带处于俯冲构造背景下，属于活动大陆边缘的构造属性^[6, 18]。赵芝等认为大民山组的玄武岩起源于俯冲板片流体交代的亏损地幔楔，其邻近的

花岗闪长岩起源于晚古生代底侵的岛弧玄武—安山质下地壳，二者均为活动大陆边缘的产物，代表古亚洲洋碰撞期间的俯冲消减事件^[17]。晚石炭世 (320 ~ 280 Ma) 贺根山—黑河构造拼合带处于后碰撞阶段，该时期海洋已关闭，开始进入陆内环境，大陆块体沿剪切带大规模水平运动、岩石圈拆沉，壳源相互作用，形成大量的具有后碰撞

特征的花岗质岩浆及幔源岩浆活动的产物^[9-15,17]。
Wu *et al.* 认为在中国东北大兴安岭地区存在的晚古生代 A 型花岗岩与壳幔相互作用有关,形成于后碰撞俯冲板片拆沉的伸展环境^[9]。如前所述,本文研究的四班岩体具有与后碰撞花岗岩相似的岩石组合和地球化学特征,形成于后碰撞构造背景,在后碰撞阶段,岩石圈地幔发生拆沉减薄,软流圈物质上涌,因减压发生部分熔融,产生的幔源岩浆底侵于地壳下部,为上覆地壳物质提供热源,导致地壳部分熔融形成花岗质岩浆,底侵的幔源岩浆与花岗质岩浆发生岩浆混合,形成晚石炭世-早二叠世岩浆岩。

6 结论

(1) 四班花岗质岩石主要由二长花岗岩、正长花岗岩组成,锆石 U-Pb 同位素年龄分别是 291 ± 3 Ma、 303 ± 3 Ma,形成时代为晚石炭世-早二叠世,为晚古生代岩浆活动的产物,是贺根山-黑河构造拼合带两侧岩浆岩带的重要组成部分。

(2) 岩石内部含有有细粒闪长质包体,局部可见岩浆混合的“一锅粥”现象。岩石具有 I 型花岗岩特征,控制其岩浆作用过程的不是分离结晶及部分熔融,而应与壳幔相互作用发生岩浆混合作用有关。

(3) 四班花岗质岩石具有与后碰撞花岗岩相似的岩石组合和地球化学特征,是岩石圈地幔拆沉减薄壳幔相互作用的产物,在后碰撞阶段,岩石圈地幔发生拆沉减薄,软流圈物质上涌,减压部分熔融,产生的幔源岩浆底侵于下地壳,为上覆地壳物质提供热源,导致地壳部分熔融形成花岗质岩浆,底侵的幔源岩浆与花岗质岩浆发生混合,形成四班岩体原始岩浆。

参 考 文 献

- [1] 徐备,赵盼,鲍庆中,等. 兴蒙造山带前中生代构造单元划分初探 [J]. 岩石学报, 2014, 30 (7): 1841 ~ 1857.
XU Bei, ZHAO Pan, BAO Qing-zhong, et al. Preliminary study on the pre-Mesozoic tectonic unit division of the Xing-Meng Orogenic Belt (XMOB) [J]. Acta Petrologica Sinica, 2014, 30 (7): 1841 ~ 1857.
- [2] 唐克东,王莹,何国琦,等. 中国东北及邻区大陆边缘构造 [J]. 地质学报, 1995, 69 (1): 16 ~ 30.
TANG Ke-dong, WANG Ying, HE Guo-qi, et al. Continental-margin structure of northeast china and its adjacent areas [J]. Acta Geologica Sinica, 1995, 69 (1): 16 ~ 30.
- [3] 张炯飞,李之彤,金成洙. 中国东北部地区埃达克岩及其成矿意义 [J]. 岩石学报, 2004, 20 (2): 361 ~ 368.
ZHANG Jiong-fei, LI Zhi-tong, JIN Cheng-zhu. Adakites in northeastern China and their mineralized implications [J]. Acta Petrologica Sinica, 2004, 20 (2): 361 ~ 368.
- [4] 李锦轶. 中国东北及邻区若干地质构造问题的新认识 [J]. 地质论评, 1998, 44 (4): 339 ~ 347.
LI Jing-yi. Some new ideas on tectonics of NE China and its neighboring areas [J]. Geological Review, 1998, 44 (4): 339 ~ 347.
- [5] 刘永江,张兴洲,金巍,等. 东北地区晚古生代区域构造演化 [J]. 中国地质, 2010, 37 (4): 943 ~ 951.
LIU Yong-jiang, ZHANG Xing-zhou, JIN Wei, et al. Late Paleozoic tectonic evolution in Northeast China [J]. Geology in China, 2010, 37 (4): 943 ~ 951.
- [6] 张兴洲,乔德武,迟效国,等. 东北地区晚古生代构造演化及其石油地质意义 [J]. 地质通报, 2011, 30 (2/3): 205 ~ 213.
ZHANG Xing-zhou, QIAO De-wu, CHI Xiao-guo, et al. Late-Paleozoic tectonic evolution and oil-gas potential in northeastern China [J]. Geological Bulletin of China, 2011, 30 (2/3): 205 ~ 213.
- [7] 李双林,欧阳自远. 兴蒙造山带及邻区的构造格局与构造演化 [J]. 海洋地质与第四纪地质, 1998, 18 (3): 45 ~ 54.
LI Shuang-lin, OUYANG Zi-yuan. Tectonic framework and evolution of Xing'anling Mongolian Orogenic Belt (XMOB) and its adjacent region [J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 1998, 18 (3): 45 ~ 54.
- [8] 吴福元,孙德有,林强. 东北地区显生宙花岗岩的成因与地壳增生 [J]. 岩石学报, 1999, 15 (2): 181 ~ 189.
WU Fu-yuan, SUN De-you, LIN Qiang. Petrogenesis of the Phanerozoic granites and crustal growth in Northeast China [J]. Acta Petrologica Sinica, 1999, 15 (2): 181 ~ 189.
- [9] Wu F Y, Sun D Y, LI H M, et al. A-type granites in northeastern China: Age and geochemical constraints on their petrogenesis [J]. Chemical Geology, 2002, 187 (1/2): 143 ~ 173.
- [10] Wu F Y, Sun D Y, Ge W C, et al. Geochronology of the Phanerozoic granitoids in northeastern China [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2011, 41 (1): 1 ~ 30.
- [11] 施光海,苗来成,张福勤,等. 内蒙古锡林浩特 A 型花岗岩的时代及区域构造意义 [J]. 科学通报, 2004, 49 (4): 384 ~ 389.
SHI Guang-hai, MIAO Lai-cheng, ZHANG Fu-qin, et al. Emplacement age and tectonic implications of the Xilinhot A-type granite in Inner Mongolia, China [J]. Chinese Science Bulletin, 2004, 49 (7): 723 ~ 729.
- [12] 隋振民,葛文春,徐学纯,等. 大兴安岭十二站晚古生代后造山花岗岩的特征及其地质意义 [J]. 岩石学报, 2009, 25 (10): 2679 ~ 2686.

- SUI Zheng-min, GE Wen-chun, XU Xue-chun, et al. Characteristics and geological implications of the Late Paleozoic post orogenic Shierzhan granite in the Great Xing'an Range [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2009, 25 (10): 2679 ~ 2686.
- [13] 孙德有, 吴福元, 李惠民, 等. 小兴安岭西北部造山后 A 型花岗岩的时代及与索伦山 - 贺根山 - 扎赉特碰撞拼合带东延的关系 [J]. *科学通报*, 2000, 45 (20): 2217 ~ 2222.
- SUN De-you, WU Fu-yuan, LI Hui-min, et al. Emplacement age of the postorogenic A-type granites in Northwestern Lesser Xing'an Ranges, and its relationship to the eastward extension of Suolushan-Hegenshan-Zhalaithe collisional suture zone [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2001, 46 (5): 427 ~ 432.
- [14] 张磊, 吕新彪, 刘阁, 等. 兴蒙造山带东段大陆弧后 A 型花岗岩特征与成因 [J]. *中国地质*, 2013, 40 (3): 869 ~ 884.
- ZHANG Lei, LV Xin-biao, LIU Ge, et al. Characteristics and genesis of continental back-arc A-type granites in the eastern segment of the Inner Mongolia-Da Hinggan Mountains orogenic belt [J]. *Geology in China*, 2013, 40 (3): 869 ~ 884.
- [15] 武广, 孙丰月, 赵财胜, 等. 额尔古纳地块北缘早古生代后碰撞花岗岩的发现及其地质意义 [J]. *科学通报*, 2005, 50 (20): 2278 ~ 2288.
- WU Guang, SUN Feng-yue, ZHAO Cai-sheng, et al. Discovery of the Early Paleozoic post-collisional granites in northern margin of the Erguna massif and its geological significance [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2005, 50 (23): 2733 ~ 2743.
- [16] 葛文春, 隋振民, 吴福元, 等. 大兴安岭东北部早古生代花岗岩锆石 U-Pb 年龄、Hf 同位素特征及地质意义 [J]. *岩石学报*, 2007, 23 (2): 423 ~ 440.
- GE Wen-chun, SUI Zhen-min, WU Fu-yuan, et al. Zircon U-Pb ages, Hf isotopic characteristics and their implications of the Early Paleozoic granites in the northeastern Da Hinggan Mts., northeastern China [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2007, 23 (2): 423 ~ 440.
- [17] 程银行, 张天福, 李艳锋, 等. 内蒙古东乌旗早二叠世超镁铁岩的发现及其构造意义 [J]. *地质学报*, 2016, 90 (1): 115 ~ 125.
- CHENG Yin-hang, ZHANG Tian-fu, LI Yan-feng, et al. Discovery of the Early Permian ultramafic rock in Dong Ujimqi, Inner Mongolia and its tectonic implications [J]. *Acta Geologica Sinica*, 2016, 90 (1): 115 ~ 125.
- [18] 赵芝, 迟效国, 刘建峰, 等. 内蒙古牙克石地区晚古生代弧岩浆岩: 年代学及地球化学证据 [J]. *岩石学报*, 2010, 26 (11): 3245 ~ 3258.
- ZHAO Zhi, CHI Xiao-guo, LIU Jian-feng, et al. Late Paleozoic arc-related magmatism in Yakeshi region, Inner Mongolia: Chronological and geochemical evidence [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2010, 26 (11): 3245 ~ 3258.
- [19] 张超, 刘正宏, 徐仲元, 等. 大兴安岭五一林场花岗岩体地球化学特征及成因 [J]. *地质通报*, 2013, 32 (2/3): 365 ~ 373.
- ZHANG Chao, LIU Zheng-hong, XU Zhong-yuan, et al. Characteristics and genesis of the Wuyi Forestry Center granite in the Da Hinggan Mountains [J]. *Geological Bulletin of China*, 2013, 32 (2/3): 365 ~ 373.
- [20] 洪大卫, 黄怀曾, 肖宜君, 等. 内蒙古中部二叠纪碱性花岗岩及其地球动力学意义 [J]. *地质学报*, 1994, 68 (3): 219 ~ 230.
- HONG Da-wei, HUANG Huai-zeng, XIAO Yi-jun, et al. The Permian alkaline granites in Central Inner Mongolia and their geodynamic significance [J]. *Acta Geologica Sinica*, 1994, 68 (3): 219 ~ 230.
- [21] 洪大卫, 王式, 谢锡林, 等. 兴蒙造山带正 ε (Nd, t) 值花岗岩的成因和大陆地壳生长 [J]. *地学前缘*, 2000, 7 (2): 441 ~ 456.
- HONG Da-wei, WANG Shi, XIE Xi-lin, et al. Genesis of positive ε (Nd, t) granitoids in the da Hinggan Mts. - Mongolia Orogenic belt and growth continental crust [J]. *Earth Science Frontiers*, 2000, 7 (2): 441 ~ 456.
- [22] 郭奎城, 张文龙, 杨晓平, 等. 黑河市五道沟地区早二叠世 A 型花岗岩成因 [J]. *吉林大学学报 (地球科学版)*, 2011, 41 (4): 1077 ~ 1083.
- GUO Kui-cheng, ZHANG Wen-long, YANG Xiao-ping, et al. Origin of Early Permian A-type granite in the Wudaogou Area, Heihe City [J]. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 2011, 41 (4): 1077 ~ 1083.
- [23] 梁科伟, 李成禄, 张立东, 等. 大兴安岭诺敏地区二叠纪花岗岩的地球化学特征及地质意义 [J]. *地质与资源*, 2012, 21 (2): 181 ~ 187.
- LIANG Ke-wei, LI Cheng-lu, ZHANG Li-dong, et al. Geochemistry and its geological implication of the Permian granite in Nuomin, Daxinganling Region [J]. *Geology and Resources*, 2012, 21 (2): 181 ~ 187.
- [24] 陈俊, 吕新彪, 姚书振, 等. 内蒙古红彦镇地区早二叠世 A 型花岗岩锆石 U-Pb 年代学研究 [J]. *矿物岩石地球化学通报*, 2013, 32 (5): 574 ~ 582, 632.
- CHEN Jun, LV Xin-biao, YAO Shu-zhen, et al. Zircon U-Pb ages of A-type granites in the Hongyan Area, Early Permian [J]. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 2013, 32 (5): 574 ~ 582, 632.
- [25] Liégeois J P, Navez J, Hertogen J, et al. Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization [J]. *Lithos*, 1998, 45 (1/4): 1 ~ 28.
- [26] Chappell B W. Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites [J]. *Lithos*, 1999, 46 (3): 535 ~ 551.
- [27] 朱弟成, 莫宣学, 王立全, 等. 西藏冈底斯东部察隅高分异 I 型花岗岩的成因: 锆石 U-Pb 年代学、地球化学和 Sr-Nd-Hf 同位素约束 [J]. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2009, 39 (7): 833 ~ 848.
- ZHU Di-cheng, MO Xuan-xue, WANG Li-quan, et al. Petrogenesis of highly fractionated I-type granites in the Zayu area of eastern Gangdese, Tibet: Constraints from zircon U-Pb

geochronology, geochemistry and Sr-Nd-Hf isotopes [J]. Science in China Series D: Earth Sciences, 2009, 52 (9): 1223 ~ 1239.

[28] Schiano P, Monzier M, Eissen J P, et al. Simple mixing as the major control of the evolution of volcanic suites in the Ecuadorian Andes [J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 2010, 160 (2): 297 ~ 312.

[29] Rea A M. The taxonomy, distribution, and status of coastal California cactus wrens [J]. Western Birds, 1990, 21 (3): 81 ~ 126.

[30] Liegeois A. Recensie: The survival of the self/R. Harwood (Aldershot, 1998) [J]. Ethical Perspectives, 2000, 7 (1): 98.

[31] Sylvester P J. Post-collisional strongly peraluminous granites [J]. Lithos, 1998, 45 (1/4): 29 ~ 44.

[32] Barbarin B. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments [J]. Lithos, 1999, 46 (3): 605 ~ 626.

[33] Pearce JA, Harris NBW, Tindle AG. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks [J]. Journal of Petrology, 1984, 25 (4): 956 ~ 983.

[34] Pearce J A. Sources and settings of granitic rocks [J]. Episodes, 1996, 19 (4): 120 ~ 125.

[35] 韩宝福. 后碰撞花岗岩类的多样性及其构造环境判别的复杂性 [J]. 地学前缘, 2007, 14 (3): 64 ~ 72.

HAN Bao-fu. Diverse post-collisional granitoids and their tectonic setting discrimination [J]. Earth Science Frontiers, 2007, 14 (3): 64 ~ 72.

[36] Batchelor R A, Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters [J]. Chemical Geology, 1985, 48 (1/4): 43 ~ 55.

A STUDY ON THE PETROGENESIS AND TECTONIC SETTING OF THE SIBAN GRANITE MASS IN ZHALANTUN AREA, GREAT KHINGAN

QIN Tao^{1,2}, LI Lin-chuan¹, TANG Zheng¹, JIANG Bin¹, QIAN Chen¹, SUN Wei¹, NA Fu-chao¹, SHI Lu¹
(1. College of Earth Sciences, Jilin University, Changchun City, Jilin Province, 130061, China;
2. Shenyang Institute of Geology and Mineral Resources, Shenyang City, Liaoning Province 110034, China)

Abstract: The Siban rock mass in Zhalantun area of Great Khingan is mainly composed of syenogranites and monzonitic granites with fine-grained diorite enclaves developed inside. LA-ICP-MS zircon U-Pb dating results reveal that the crystallization ages of the monzonitic granite and syenogranite in the Siban rock mass are 291 ± 3 Ma and 303 ± 3 Ma respectively, proving that the Siban rock mass emplaced during the late Paleozoic era. The geochemical results of the whole-rock major and trace elements exhibit that the Siban granite yields high SiO_2 (67.9 ~ 77.5 wt%), alkaline components ($w(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) = 7.55 \sim 10.79$ wt%) and Al_2O_3 (12.05 ~ 16.33 wt%). It is also highly enriched with LREE and LILE while with a depletion of HFSE (e. g. Nb, Ta, Ti and P), which is comparable to high K calc-alkaline I-type granite. The existence of fine-grained diorite enclaves and associated basic rocks developed inside the Siban granite reveals that the Siban granite has the characteristics of magma mixing between mantle and crustal magmas and subsequently underwent the fractional crystallizations of pyroxene, amphibole, Ti-enriched minerals, plagioclase and apatite, which is supported by their geochemical features. Taken all together, the petrologies, geochemistries and petrogeneses indicate that the Siban rock mass is akin to the post-collision granite and formed by mantle-crust interactions under the delamination of lithospheric mantle environment.

Key words: Zhalantun area; Siban granite rock mass; Late Carboniferous-Early Permian; magma mixing; post-collision