内蒙古阿巴嘎旗白音图嘎地区晚石炭世花岗岩地球化学特征、锆石 U-Pb 定年及其地质意义

杨多[1)],陈满[1)],龚全德[1)],陈天红[1)],黄菲[2)],吴昊[1)],李昊璐[1)]
1) 武警黄金第四支队,辽宁辽阳,111000;2)东北大学,沈阳,110819

内容提要: 内蒙古白音图嘎地区位于西伯利亚板块东南缘晚古生代陆缘增生带,地处二连—贺根山板块对接带西北侧,该区发育大量晚古生代花岗岩,主要岩石类型为斑状二长花岗岩和碱长花岗岩。本文对该区花岗岩进行了LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年和岩石地球化学测试。结果表明:斑状二长花岗岩和碱长花岗岩锆石 U-Pb 年龄分别为 302.8±1.3Ma(MSWD=1.4)和 301.1±0.6 Ma(MSWD=0.84),属于晚石炭世;岩石地球化学数据显示,岩体属钾玄岩系,具有高硅(SiO_2=70.83%~75.01%),富碱(Na_2O+K_2O=11.58%~13.20%),贫钙(CaO=0.50%~1.22%)和镁(MgO=0.11%~0.33%)特征。铝饱和指数 A/CNK=0.81~1.01,为准铝—弱过铝质花岗岩。岩体整体富集 Rb、Th、U 等大离子亲石元素(LILEs),亏损 Ba、Sr 以及高场强元素(HFSEs)Nb、Ta、P、Ti; LERR 富集,HERR 相对亏损,具有明显的负 Eu 异常(δEu=0.11~0.43)。初始岩浆温度(759.33℃~801.81℃)和岩石地球化学分析表明,白音图嘎花岗岩具有 A 型花岗岩特征。同时,低的 Nb/Ta(7.38~19.50)、Zr/Hf(29.61~35.26)和 Sm/Nd(0.22~0.32)比值指示其源岩为壳源。综合研究表明,白音图嘎花岗岩为陆壳变杂砂岩部分熔融的产物,形成于晚石炭世早期西伯利亚板块和华北板块后碰撞作用的板内伸展环境,为兴蒙造山带晚古生代构造岩浆演化及古亚洲洋闭合的时限提供了新的约束和佐证实例。

关键词: 锆石 U-Pb 年龄;A 型花岗岩;晚石炭世;后碰撞作用;白音图嘎

兴蒙造山带位于西伯利亚板块和华北板块之间,主要由一系列向南凸的弧形构造—岩浆岩带所构成,属于中亚—蒙古巨型造山带东段,其时间跨度长、演化过程复杂,经历过多次俯冲、拼贴、碰撞和开合(李双林等,1988;肖伟等,2010)。兴蒙造山带中的二连—贺根山断裂带北侧发育有晚古生代巨型花岗岩带,其演化不仅记录了西伯利亚板块与华北板块汇聚、古亚洲洋消亡的历史,是研究两大板块拼合及古亚洲洋最终闭合时限的重要区域,而且也是一条重要的铜、铅、锌、钼、钨多金属成矿带(聂凤军等,2007;李锦轶等,2009; 段明等,2016)。

洪大卫等(1994)在白音乌拉—东乌珠穆沁旗一带发现年龄在 276~286Ma 之间张性环境的碱性花岗岩,认为其可作为造山作用结束的标志。施光海等(2004)在锡林浩特 A 型花岗岩中获得的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为 276±2Ma,并认为其为造山后伸展事件的产物。张玉清等(2009)研究了东乌旗京斯台一带年龄为 284.8±1.1 Ma 的碱性花岗岩,认为该阶段处于造山后演化阶段。韩宝福等(2010)在内蒙古呼伦陶勒盖地区发现早二叠世 A 型花岗岩,并获得了 277±2Ma、278±4Ma 两个同位素年龄。程银行等(2012)研究了东乌旗狼麦温都尔地区大量发育的晚古生代花岗岩,成岩年龄分别为 307.0±1.9 Ma 和 299.7±5.3 Ma,认为是后碰撞早期伸展阶段的产物。辛后田等(2011)在东乌旗晚古生代宝力高庙组安山岩中获得 320.1±7.2Ma 的成岩年龄,并认为其为造山阶段的产物。宝音乌力吉等(2013)研究了二连浩特—阿巴嘎旗北部宝力高庙组的钙碱性火山岩,其成岩年龄为 303.4±6.7~320.1±7.2Ma,认为其形成于晚石炭纪强烈的弧—弧汇聚后碰撞造山过程,同时伴随着大量侵入岩的形成。

尽管前人对兴蒙造山带的碰撞演化进行了大量的研究,但主要集中在后碰撞中—晚期阶段,而对后

注:本文为中国地质调查局项目(编号:12120113072500)的成果。
收稿日期:2017-02-22;改回日期:2017-08-10;责任编辑:章雨旭。Doi: 10.16509/j.georeview.2017.05.007
作者简介:杨多,男,1989 年生。硕士,助理工程师。主要从事岩石地球化学与同位素地质年代学研究。通讯地址:111000,武警黄金第四支队。Email:YangDuo_NEU@163.com。

碰撞早期阶段以及从碰撞到后碰撞转换阶段还缺乏足够精确的年代学厘定。本次工作在开展的1:5万白音图嘎等图幅区域矿产调查项目中,对白音图嘎地区花岗岩进行了锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年、岩相学和岩石地球化学研究,旨在探讨其形成时代、岩石成因和构造背景,为兴蒙造山带中部构造岩浆演化、以及古亚洲洋闭合时限提供新的佐证实例,并且为该区矿产资源勘查提供重要信息。

1 区域地质背景及岩石学特征

1.1 区域地质背景

研究区地处二连—贺根山板块对接带西北侧,属于西伯利亚板块东南缘晚古生代陆缘增生带(肖伟等,2010)。中生代则处于滨太平洋构造域大兴安岭—太行山构造岩浆岩带西部,属于古亚洲成矿域大兴安岭成矿省二连—东乌旗晚古生代—中生代成矿带。

地层区划古生界地层属北疆地层大区、兴安地层区、东乌—呼玛地层分区,中—新生界属滨太平洋地层区—大兴安岭—燕山地层分区、博克图—二连浩特地层小区。区域内出露的地层主要为中—下奥陶统裸河组($O_{2\sim3}lh$)、上石炭统—下二叠统宝力高庙组(C_2P_1bl,共三段, 均有出露)、第四系更新统阿巴嘎组玄武岩(Qpa)及更新统残坡积物(Qp_3^{del}),以上石炭统—下二叠统宝力高庙组最为发育。第四系覆盖面积较大。

研究区内断裂和褶皱构造发育,尤以海西晚期构造活动最为强烈,形成了以北东向、北西向和北北东向为主的断裂构造,其中以北东向为主的构造控制了本区地层和岩浆岩的构造格架,同时也控制了一系列铅、锌、银、铜、多金属矿床的展布(聂凤军等,2007;李锦轶等,2009)。区内岩浆活动频繁,在区内西部发育有大量酸性的侵入岩,形成以晚石炭世时期为主的北西向侵入带,区内中部则发育有同时期的宝力高庙组火山岩系。晚石炭世侵入岩以斑状二长花岗岩为主,侵位于宝力高庙组火山岩系,出露面积较小的碱长花岗岩侵位于前者。第四系覆盖面积较大,主要覆盖在宝力高庙组火山岩和侵入岩接触带上。

1.2 岩石学特征

实验样品采自于研究区西部的晚石炭世侵入带上,位置如图所示(图1)。岩性分别为斑状二长花岗岩($\pi\eta\gamma C_2$)和碱长花岗岩($\chi\rho\gamma C_2$),其岩石学特征如下:

斑状二长花岗岩($\pi\eta\gamma C_2$):风化面灰白色,新鲜面黄褐色,中粒斑状结构,块状构造,岩石遭受中等泥化。斑晶主要为石英、钾长石及少量斜长石,其中石英为它形粒状,粒度2~4mm,含量约占8%,钾长石,柱状,表面发育泥化,粒度约2~10mm,含量约10%,斜长石呈宽板状,发育聚片双晶,粒度约2~6mm,含量约6%。基质为中粒花岗结构,主要为石英、钾长石、斜长石及少量黑云母。石英它形粒状,粒度约1.25~2.00mm,含量约27%,钾长石半自形,表面泥化,粒度约1.5~2mm,含量约20%,斜长石半自形板状,粒度约1~2mm,含量约25%,黑云母为半自形—它形片状,粒度约0.5~2mm,含量约4%(图3a)。碱长花岗岩($\chi\rho\gamma C_2$):风化面为浅灰色,新鲜面为浅肉红色,中粒花岗结构,块状构造。岩石主要由石英、钾长石、斜长石及黑云母组成。钾长石呈自形—半自形板状,粒度一般1~4 mm,含量约55%;斜长石可见聚片双晶发育,局部绢云母化,粒度0.5~2.5mm,含量约12%;石英为无色他形粒状,粒度一般0.5~3mm,含量约30%,黑云母呈半自形片状或片状集合体分布,平行消光,粒度0.2~0.5mm,含量约3%(图3b)。

2 样品分析方法

用于 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年研究的花岗岩为2件,斑状二长花岗岩(样品号 HQ042)和碱长花岗岩(样品号 HQ050)取自各自岩体的中间位置,坐标分别为 E114°31′58″、N44°57′16″和 E114°30′34″、N44°58′22″。锆石的预处理在河北省区域地质矿产调查研究所实验室进行,将原岩样品破碎至合适粒度后,经淘洗、磁选过程进行分选,在双目镜下手工挑选出晶形和透明度好的锆石,再将选出的锆石与标准样品一起粘在双面胶上,用无色透明环氧树脂固定制成靶样。将靶样表面进行打磨、抛光至一半,使锆石内部完全暴露出来,再进行锆石的反射光、透射光和阴极发光(CL)照相以及 LA-ICP-MS 分析,便于了解锆石的内部结构特征,选择合适的测点位置。在选取测试点时,根据可见光照片尽量避开内部裂隙、孔洞、包裹体等区域,而选择磨圆度好、有核边结构、环带清晰的锆石,以获得相对精确年龄信息。锆石 U-Pb 测年利用中国科学院兰州地质研究所分析完成,仪器型号为 Nu Attom 高分辨电感耦合等离子质谱仪(LA-ICP-MS)和激光剥蚀系统为 Photo machine 193nm,激光束斑选为35μm。所用锆石标样为 TEMORA 标准锆石,数据处理利用 ICP-

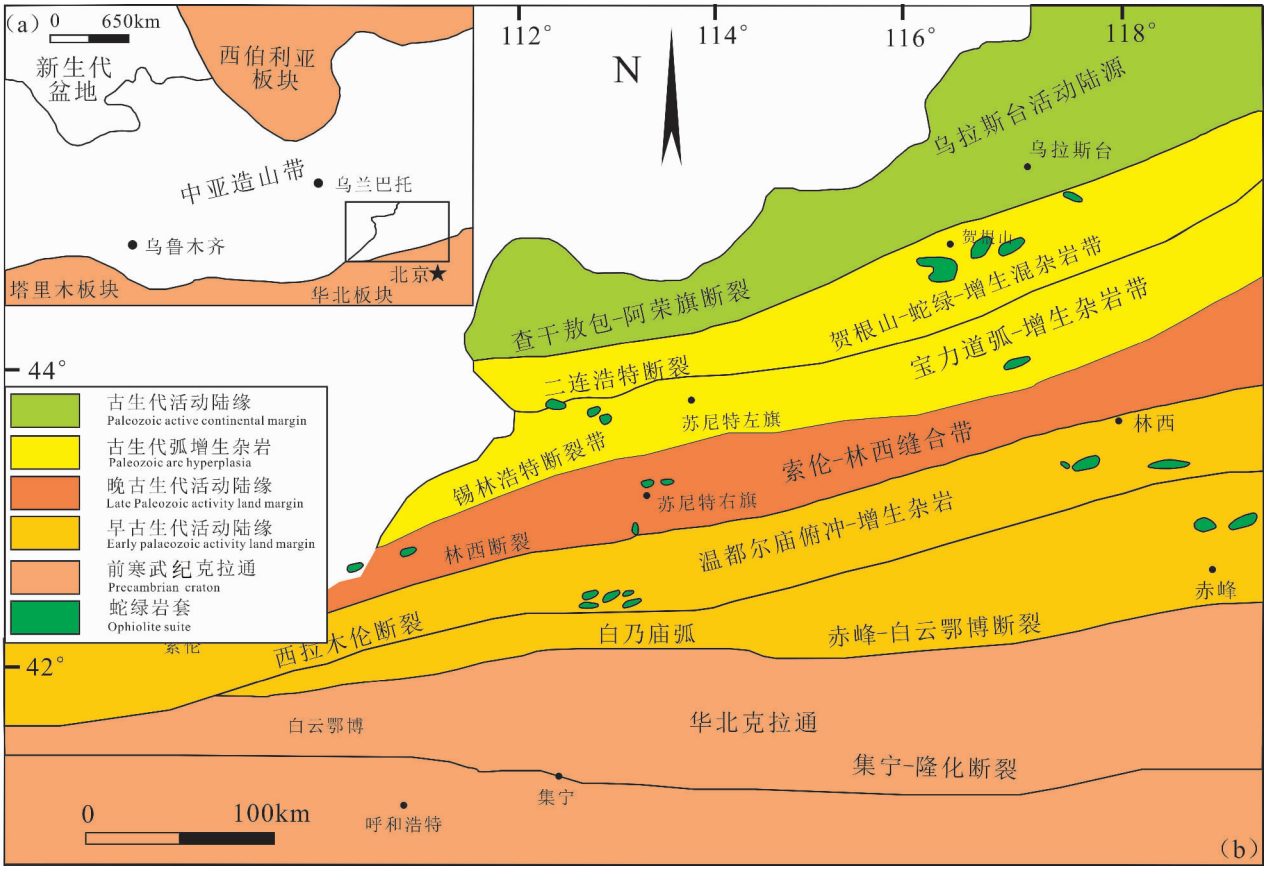


图 1 内蒙古白音图嘎及邻区大地构造背景图

Fig. 1 Stuctural sketch geological map of the Baiyintuga area and its adjacent region, Inner Mongolia

MSDateCal 程序分析完成(Liu Yongsheng et al., 2010)和利用 Isoplot3.0 进行分析作图(Ludwig, 2003)。

用于岩石化学全分析的花岗岩类样品为 6 件，在中国地震局地壳动力学重点实验室完成测试。主量元素采用 X 射线荧光光谱法(XRF)，仪器型号为 PanalyticalAxios XRF，检测下限为 0.01%，分析精度优于 5%。稀土元素和微量元素采用等离子质谱(ICP-MS)分析测定，仪器型号为 Thermo，ICP-MS(Series Ⅱ)，检测下限为 0.05×10^{-6}，分析精度优于 5% ~10%。

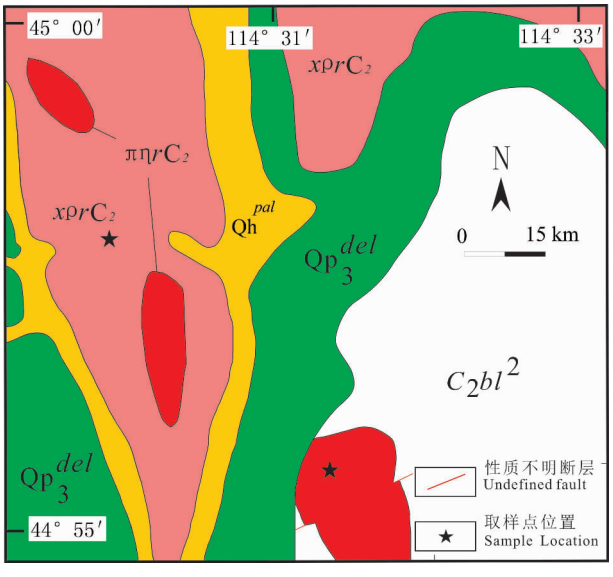


图 2 阿巴嘎旗白音图嘎地区区域地质简图

Fig. 2 Sketch geological map of the Baiyintuga area, Abaga Banner

Qh^{pal}—全新统冲洪积砂砾层；Qp_3^{del}—更新统残坡积砂砾层；C_2bl^2—上石炭统宝力高庙组二段；$\chi\rho\gamma C_2$—晚石炭世碱长花岗岩；$\pi\eta\gamma C_2$—晚石炭世斑状二长花岗岩

Qh^{pal}—The Holocene Alluvium; Qp_3^{del}—The Pleistocene Qesl; C_2bl^2—Member Ⅱ, Upper Carboniferous Baoligaomiao Formation; $\chi\rho\gamma C_2$—Late Carboniferous alkali-feldspar granite; $\pi\eta\gamma C_2$—Late Carboniferous porphyritic monzonitic granite

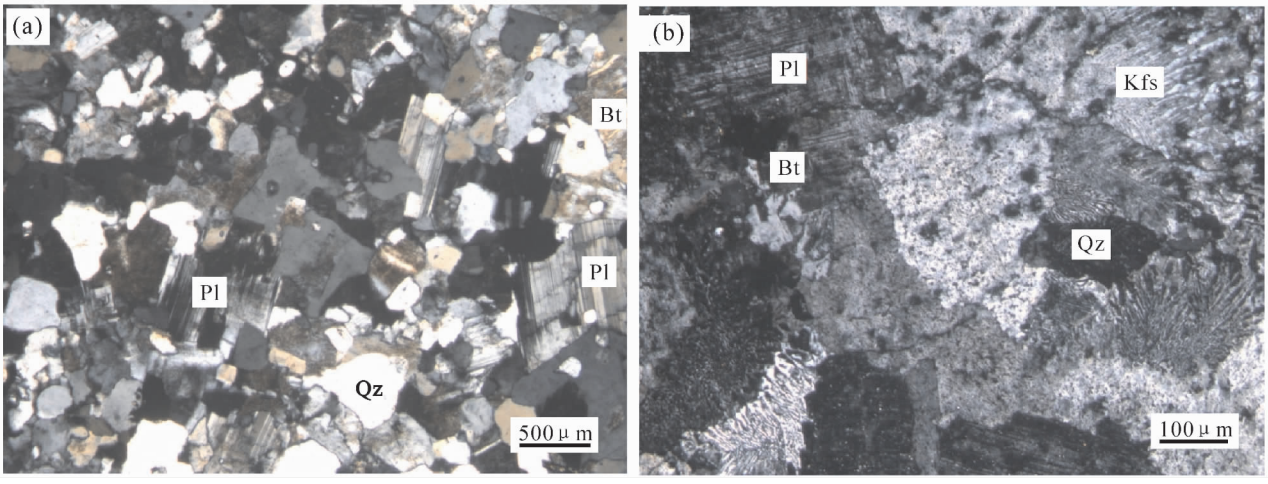


图 3 斑状二长花岗岩(a)和碱长花岗岩(b)显微照片

Fig. 3 microscope photographs for porphyritic monzogranite(a) and alkali granite(b)

3 测试结果

3.1 锆石 LA-ICP-MS U-Pb 测年

白音图嘎斑状二长花岗岩(HQ042)和碱长花岗岩(HQ050)锆石的晶体形态较好,自形程度较高,多为长柱状或柱状晶体,部分晶体不完整,长轴约 60 ~ 130μm,短轴约 20 ~ 50μm,长宽比约 1.2:1 ~5:1。阴极发光图像(图 4)可见锆石多发育有明



图 4 阿巴嘎旗白音图嘎地区晚石炭世花岗岩样品 HQ042(a)和 HQ050(b)的阴极发光图像

Fig. 4 CL images of sample HQ042(a) and HQ050(b) of Baiyintugaarea Carboniferous granite, AbagaBanner

显的震荡环带或弱的环带结构，呈透明亮色或半透明黑色，表明锆石为岩浆成因（Hoskin et al.，2000，2003）。分析位置选取锆石环带边部区域，在剔除个别异常数据后，锆石 HQ042 和 HQ050 分别测试的 15、9 个点的同位素数据如表 1 所示。

锆石（HQ042）Th 的变化范围为 61.2×10^{-6} ~ 445.0×10^{-6}，U 的变化范围较大，为 215.6×10^{-6} ~ 887.0×10^{-6}，Th/U 值的变化范围为 0.17 ~ 0.68；锆石（HQ050）Th 的变化范围为 517.3×10^{-6} ~ 787.0×10^{-6}，U 的变化范围为 872.0×10^{-6} ~ 1421.0×10^{-6}，Th/U 值的变化范围为 0.45 ~ 0.61。两件锆石样品的 Th/U 值均大于 0.1，且 Th 与 U 具有较好的相关性，进一步表明岩浆成因锆石的特征。

锆石（HQ042）的 12 个有效测试点 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄范围为 299.2 ± 1.0 ~ 305.8 ± 2.0Ma，加权平均年龄值为 302.8 ± 1.3Ma（MSWD = 1.4，95% 置信度）。12 个测试点投影在 U-Pb 年龄谐和线上且投影相对集中，显示其具有很好的谐和性。另有 3 个测试点在谐和线上沿线分布（图 5a），但年龄相对偏小孤立，表面年龄在 288.2 ~ 291.4Ma 之间，可能为后期岩浆热液活动影响所导致。锆石（HQ050）的 9 个有效测试点 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄范围为 300.2 ± 1.0 ~ 302.5 ± 1.0Ma，加权平均年龄值为 301.1 ± 0.6Ma（MSWD = 0.84，95% 置信度）。测试点集中分布在 U-Pb 年龄谐和线上（图 5b），显示其具有很好的谐和性，表明锆石形成后 U-Pb 同位素体系基本处于封闭状态，无 U 和 Pb 的丢失或加入。获得的加权平均年龄具有很好的一致性，可以代表岩体的结晶年龄和形成年代。由此可确定，白音图嘎花岗岩岩体结晶年龄在 301.1 ± 0.6 ~ 302.8 ± 1.3Ma 范围，为晚

表 1 阿巴嘎旗白音图嘎地区晚石炭世花岗岩（HQ042、HQ050）LA - ICP - MS 锆石 U - Pb 同位素分析结果

Table 1 LA - ICP - MS Zircon U - Pb analytic date of Baiyintugaarea Carboniferous granite, Abaga Banner

测点号	元素含量（$\times10^{-6}$）			Th/U	同位素比值						同位素年龄（Ma）						谐和度（%）
	Pb	Th	U		$\frac{n(^{207}Pb)}{n(^{206}Pb)}$		$\frac{n(^{207}Pb)}{n(^{235}U)}$		$\frac{n(^{206}Pb)}{n(^{238}U)}$		$\frac{n(^{207}Pb)}{n(^{206}Pb)}$		$\frac{n(^{207}Pb)}{n(^{235}U)}$		$\frac{n(^{206}Pb)}{n(^{238}U)}$		
					测值	±1σ	测值	±1σ	测值	±1σ	测值	±1σ	测值	±1σ	测值	±1σ	
斑状二长花岗岩（样品号 HQ042）坐标：E114°31′58″、N44°57′16″																	
1	32	61	216	0.28	0.0515	0.0003	0.3389	0.0084	0.0480	0.0007	262.0	8	296.8	4	302.2	2	99
2	243	445	887	0.50	0.0525	0.0002	0.3464	0.0063	0.0479	0.0006	306.7	2	301.9	2	301.6	2	99
3	147	349	525	0.66	0.0525	0.0002	0.3456	0.0064	0.0478	0.0006	308.2	2	301.2	2	300.7	2	99
4	56	123	628	0.20	0.0521	0.0002	0.3296	0.0064	0.0463	0.0006	290.1	2	289.1	2	291.4	2	99
5	70	110	217	0.51	0.0515	0.0003	0.3421	0.0073	0.0481	0.0006	262.0	9	298.5	3	302.5	2	99
6	85	122	486	0.25	0.0522	0.0002	0.3297	0.0062	0.0458	0.0006	293.8	2	289.2	2	288.7	2	99
7	66	143	395	0.36	0.0521	0.0002	0.3281	0.0060	0.0457	0.0005	291.3	2	288.0	2	288.2	2	99
8	61	97	361	0.27	0.0522	0.0002	0.3483	0.0068	0.0485	0.0006	294.7	4	303.2	2	305.4	2	99
9	50	87	332	0.26	0.0517	0.0003	0.3391	0.0071	0.0475	0.0005	273.3	5	296.2	2	299.2	1	99
10	77	241	372	0.65	0.0520	0.0002	0.3406	0.0067	0.0480	0.0005	285.0	4	297.5	2	302.3	2	99
11	84	206	338	0.61	0.0511	0.0003	0.3350	0.0065	0.0480	0.0005	243.0	8	293.2	2	302.1	2	99
12	51	143	270	0.53	0.0516	0.0003	0.3449	0.0068	0.0483	0.0006	269.0	8	300.6	2	304.0	2	99
13	113	203	435	0.47	0.0525	0.0002	0.3482	0.0059	0.0483	0.0005	307.9	1	303.2	1	304.0	1	99
14	73	173	379	0.46	0.0520	0.0003	0.3488	0.0066	0.0486	0.0005	285.0	5	303.6	2	305.8	2	99
15	107	217	517	0.42	0.0524	0.0002	0.3462	0.0059	0.0482	0.0005	302.1	2	301.8	2	303.5	1	99
碱长花岗岩（样品号 HQ050）坐标：E114°30′34″、N44°58′22″																	
1	86	517	954	0.54	0.0511	0.0003	0.3366	0.0024	0.0477	0.0002	245.0	16	294.4	2	300.3	1	98
2	133	787	1348	0.58	0.0527	0.0003	0.3471	0.0019	0.0478	0.0002	316.0	12	302.5	1	300.8	1	101
3	75	482	879	0.55	0.0518	0.0003	0.3433	0.0023	0.0480	0.0002	271.0	15	299.5	2	302.5	1	99
4	79	493	872	0.57	0.0523	0.0003	0.3438	0.0022	0.0477	0.0002	292.0	15	299.9	2	300.3	1	100
5	96	564	1226	0.46	0.0518	0.0003	0.3420	0.0020	0.0478	0.0002	273.0	14	298.5	2	301.2	1	99
6	95	560	1297	0.43	0.0522	0.0003	0.3459	0.0020	0.0480	0.0001	289.0	13	301.5	1	302.1	1	100
7	125	742	1421	0.52	0.0522	0.0003	0.3448	0.0021	0.0479	0.0001	288.0	12	300.7	2	301.6	1	100
8	92	552	1015	0.54	0.0524	0.0004	0.3439	0.0024	0.0477	0.0002	296.0	16	300.5	2	300.4	1	100

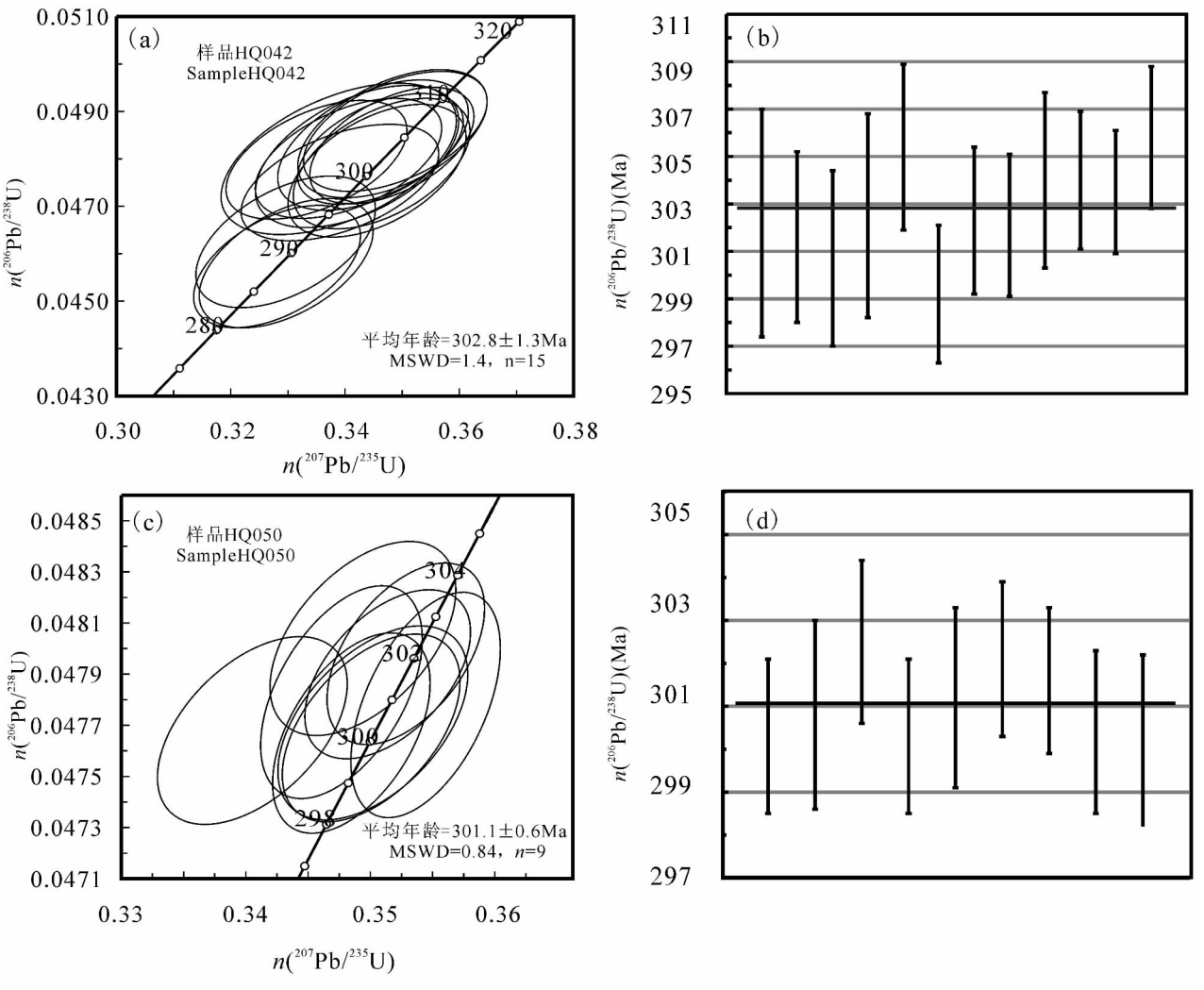


图 5 阿巴嘎旗白音图嘎地区晚石炭世花岗岩样品 HQ042(a)和 HQ050(b)的 U-Pb 年龄谐和图

Fig. 5 U-Pb Concordia diagrams of zircons of sample HQ042(a) and HQ050(b) of Baiyintugaarea Carboniferous granite, Abaga Banner

石炭世,属海西期。

3.2 岩石地球化学

3.2.1 主量元素特征

白音图嘎地区晚石炭世斑状二长花岗岩和碱长花岗岩共 6 件样品的主量元素分析结果见表 2。6 件样品的 SiO_2 含量高,为 70.83% ~75.01%,平均 72.56%,属于酸性岩。分异指数(*DI*)为 86.68 ~91.77,表明研究区花岗岩经历了高度的分异演化过程。全碱含量 $Na_2O + K_2O$ 为 11.58% ~13.2%,平均为 11.98%,表明岩体富碱;K_2O/Na_2O 比值除样品(HQ049)外均大于 1,介于 1.25 ~1.4 之间,平均为 1.34,表明岩体相对贫钠富钾。里特曼指数 σ 为 4.35 ~5.94,3.3 < σ < 9,属碱性岩。Al_2O_3 含量为 10.56% ~ 12.93%,平均为 11.78%;MgO 含量为 0.11% ~0.33%,平均为 0.19%,$Mg^{\#}$ 值介于 13.54 ~34.41,均值为 20.13,表明岩体贫铝贫镁。在 SiO_2—K_2O 图解中,样品主要落在钾玄岩系列区域中(图 6a)。铝饱和指数 A/CNK 介于 0.81 ~1.01 之间,均小于 1.1,平均为 0.92;A/NK 介于 0.86 ~1.12,平均为 0.99。在 A/CNK—A/NK 图解中(图 6b),样品落于准铝质—弱过铝质区域,表明研究区岩体为准铝质—弱过铝质。上述分析结果表明,白音图嘎花岗岩为钾玄岩准铝质—弱过铝质,暗示其源岩具有壳源成因特征。

3.2.2 微量元素特征

本文研究区花岗岩的微量元素分析结果见表 2。在微量元素原始地幔标准化曲线图(图 7a)上,6 件样品不相容元素分布趋势较为一致,呈现右倾形

表 2 阿巴嘎旗白音图嘎地区晚石炭世花岗岩主量元素(%)、微量和稀土元素(×10⁻⁶)的化学成分

Table 2 Major(%), trace elements and REE(×10⁻⁶) of chemical compositions of Baiyintuga area Carboniferous granite, Abaga Banner

样品号	HQ039	HQ042	HQ045	HQ044	HQ049	HQ050	样品号	HQ039	HQ042	HQ045	HQ044	HQ049	HQ050
岩石名称	斑状二长花岗岩($\pi\eta\gamma C_2$)			碱长花岗岩($\chi\rho\gamma C_2$)			岩石名称	斑状二长花岗岩($\pi\eta\gamma C_2$)			碱长花岗岩($\chi\rho\gamma C_2$)		
SiO_2	70.83	71.13	75.01	72.26	72.30	73.85	Bi	0.17	0.22	0.10	0.05	0.03	0.01
Al_2O_3	12.32	11.64	10.56	11.35	12.93	11.86	Th	7.12	18.22	12.36	10.42	15.86	26.10
$Fe_2O_3^T$	1.53	2.68	1.17	1.39	0.83	1.39	U	1.63	2.85	1.59	1.77	1.02	2.99
CaO	0.81	1.09	0.59	0.89	1.22	0.50	La	19.48	20.24	17.53	16.33	27.12	29.94
MgO	0.16	0.33	0.11	0.18	0.22	0.11	Ce	61.92	73.31	52.77	49.08	80.07	101.31
K_2O	6.75	6.57	7.05	7.60	5.66	6.60	Pr	4.75	6.49	4.88	4.75	8.42	9.58
Na_2O	4.83	5.25	5.08	5.60	5.90	5.00	Nd	18.21	27.32	19.41	22.60	35.11	39.12
MnO	0.04	0.06	0.03	0.05	0.02	0.03	Sm	5.62	6.56	5.29	7.12	7.79	9.69
TiO_2	0.11	0.28	0.06	0.07	0.15	0.01	Eu	0.81	0.93	0.57	0.74	0.69	0.35
P_2O_5	0.15	0.19	0.15	0.14	0.08	0.03	Gd	5.68	7.07	5.42	7.19	7.21	8.75
烧失	0.48	0.77	0.11	0.46	0.66	0.62	Tb	0.82	1.10	0.94	1.43	1.20	1.60
总量	98.01	99.99	99.92	99.99	99.97	100.00	Dy	5.21	6.86	6.26	10.25	7.72	10.74
$Mg^{\#}$	17.15	19.59	15.69	20.40	34.41	13.54	Ho	1.04	1.32	1.23	2.12	1.50	2.16
$Na_2O + K_2O$	11.58	11.82	12.13	13.20	11.56	11.60	Er	3.36	4.24	4.14	7.39	4.60	7.03
K_2O/Na_2O	1.40	1.25	1.39	1.36	0.96	1.32	Tm	0.51	0.63	0.68	1.24	0.67	1.09
A/NK	1.06	0.98	0.87	0.86	1.12	1.02	Yb	3.60	4.45	5.24	9.38	4.73	7.91
A/CNK	0.99	0.90	0.83	0.81	1.01	0.98	Lu	0.52	0.64	0.76	1.34	0.63	1.12
DI	91.24	86.68	89.73	87.62	91.77	91.73	Y	29.60	34.64	35.24	59.00	42.23	58.49
SI	1.21	2.24	0.82	1.22	1.75	0.84	Rb/Ba	0.29	0.31	0.76	0.52	0.34	1.11
σ43	4.76	4.94	4.59	5.94	4.55	4.35	Rb/Nb	28.15	15.47	25.71	14.72	13.64	23.79
A/MF	5.22	2.73	5.96	5.09	8	5.78	Rb/Sr	1.78	1.25	3.66	2.50	1.23	1.50
C/MF	0.62	0.47	0.61	0.73	1.37	0.44	Nb/Ta	11.70	19.50	8.72	7.38	9.76	8.14
R1	1420	1275	1517	1017	1383	1576	Zr/Hf	29.61	33.74	35.00	34.40	31.62	35.26
R2	345	365	276	329	398	294	Sm/Nd	0.31	0.24	0.27	0.32	0.22	0.25
Li	6.26	8.70	6.07	4.78	19.29	26.68	Sr/Ba	0.16	0.25	0.21	0.21	0.28	0.74
Sc	2.34	5.47	1.58	1.72	5.91	2.76	Y/Nb	4.02	3.23	4.35	4.30	4.42	4.89
V	9.72	10.06	9.33	9.25	8.91	8.68	Ce/Nb	8.40	6.84	6.51	3.57	8.37	8.47
Cr	16.32	13.82	11.05	12.17	13.08	12.85	$\frac{10000Ga}{Al}$	2.74	3.21	2.91	3.07	2.64	2.99
Co	1.03	1.95	0.63	0.60	0.69	0.53							
Ni	3.72	6.87	1.324	1.08	1.29	1.25	Zr + Nb + Ce + Y	341.71	433.78	378.19	428.63	417.69	458.09
Cu	1.96	3.72	2.68	1.36	1.92	1.48							
Zn	20.92	41.58	9.70	6.63	1.72	13.67	$(La/Yb)_N$	3.89	3.26	2.4	1.25	4.11	2.72
Ga	17.86	19.77	16.24	18.43	18.06	18.74	$(La/Sm)_N$	3.48	1.99	1.71	1.18	2.25	1.99
Rb	207.40	165.90	208.40	202.20	130.45	284.61	$(Gd/Yb)_N$	1.31	1.31	0.86	0.63	1.26	0.92
Sr	116.54	132.50	56.88	81.02	106.32	190.17	ΣREE	131.53	161.16	125.12	140.96	187.46	230.39
Zr	242.82	315.10	282.07	306.82	285.83	286.33	LREE	110.79	138.45	100.45	100.62	159.20	189.99
Nb	7.37	10.73	8.11	13.73	9.56	11.96	HREE	20.73	26.31	24.67	40.34	28.26	40.40
Cs	3.99	3.45	3.00	3.04	3.92	6.81	LREE/HREE	5.34	5.31	4.07	2.49	5.63	4.70
Ba	719.80	537.60	274.20	392.60	379.80	156.56	δEu	0.43	0.41	0.32	0.31	0.28	0.11
Hf	8.20	9.34	8.06	8.92	9.04	8.12	δCe	1.53	1.56	1.38	1.35	1.29	1.46
Ta	0.63	0.55	0.93	1.86	0.98	1.47	$t(Zr)$(℃)	775.01	783.17	762.60	759.33	801.81	788.72
Pb	17.71	20.82	14.16	20.08	14.44	19.15							

注：$Fe_2O_3^T$ 代表全铁；各岩石化学参数计算参见邓晋福等(2015b)。$\delta Eu = \sqrt{\frac{Eu_N}{Sm_N \times Gd_N}}$。

态。样品中明显富集大离子亲石元素(LILEs)Rb、Th、K，亏损 Ba、Sr 以及高场强元素(HFSEs)Nb、Ta、P、Ti，显示了 A 型花岗岩性质。Ba、Sr 的亏损与花岗质岩浆在部分熔融或结晶分异过程中，斜长石发生结晶分离有关(杨启军等，2006)。P、Ti 的亏损与 Ti—Fe 氧化物、磷灰石的分离结晶作用有关(彭振

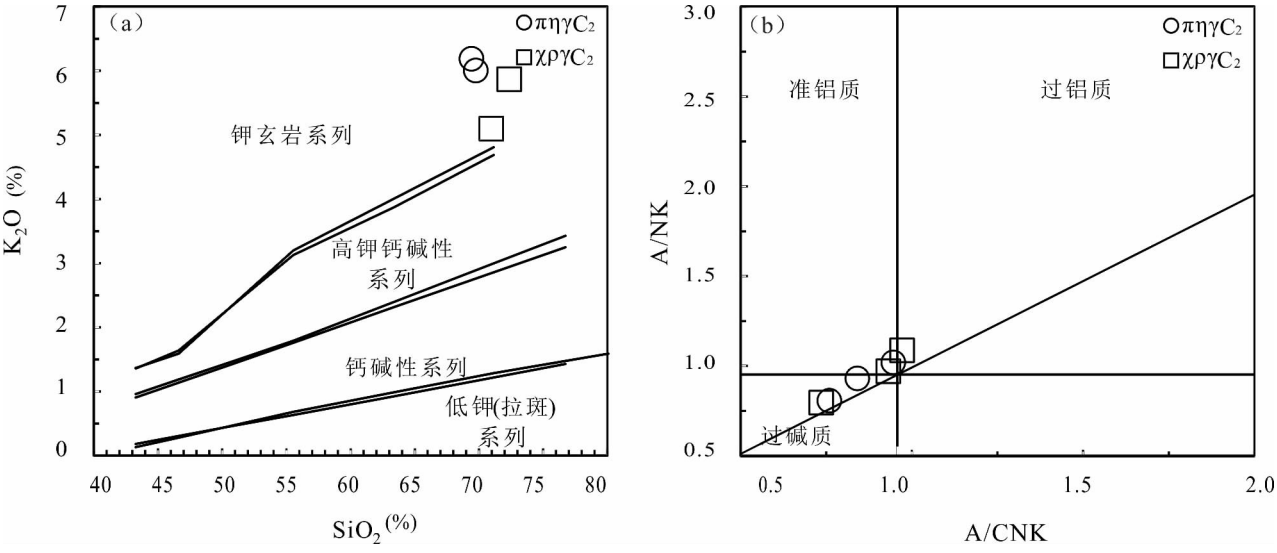


图 6 阿巴嘎旗白音图嘎地区晚石炭世花岗岩 SiO_2—K_2O 图解(a)(据 Collins et al. ,1982)和 A/CNK—A/NK 判别图解(b)(据 Maniar and Piccoli,1989)

Fig. 6 SiO_2—K_2O (a) (after Collins et al. ,1982) and A/CNK—A/NK (b) (after Maniar and Piccoli,1989) diagrams of Baiyintuga area Carboniferous granite, Abaga Banner

安等,2010;杨增海等,2016)。

3.2.3 稀土元素特征

白音图嘎晚石炭世花岗岩的稀土元素含量见表 2。斑状二长花岗岩的稀土元素总量 ∑REE 为 125.12×10^{-6} ~ 161.16×10^{-6}, 平均为 128.33×10^{-6},LERR/HERR 比值 4.07 ~ 5.34。碱长花岗岩的稀土元素总量 ∑REE 为 140.96×10^{-6} ~ 230.39×10^{-6},平均为 185.68×10^{-6}。LERR/HERR 比值 2.49 ~ 5.63。六件花岗岩的 $(La/Yb)_N$、$(La/Sm)_N$ 和 $(Gd/Yb)_N$ 分别为 1.25 ~ 3.89,1.18 ~ 3.48 和 0.63 ~ 1.31,表明轻重稀土发生中等程度分馏作用,轻稀土较重稀土分馏明显。δEu 介于 0.11 ~ 0.43,均小于 1,平均为 0.31,表现为明显的负 Eu 异常。Eu 的亏损指示花岗岩质岩浆在上侵过程中,经历了

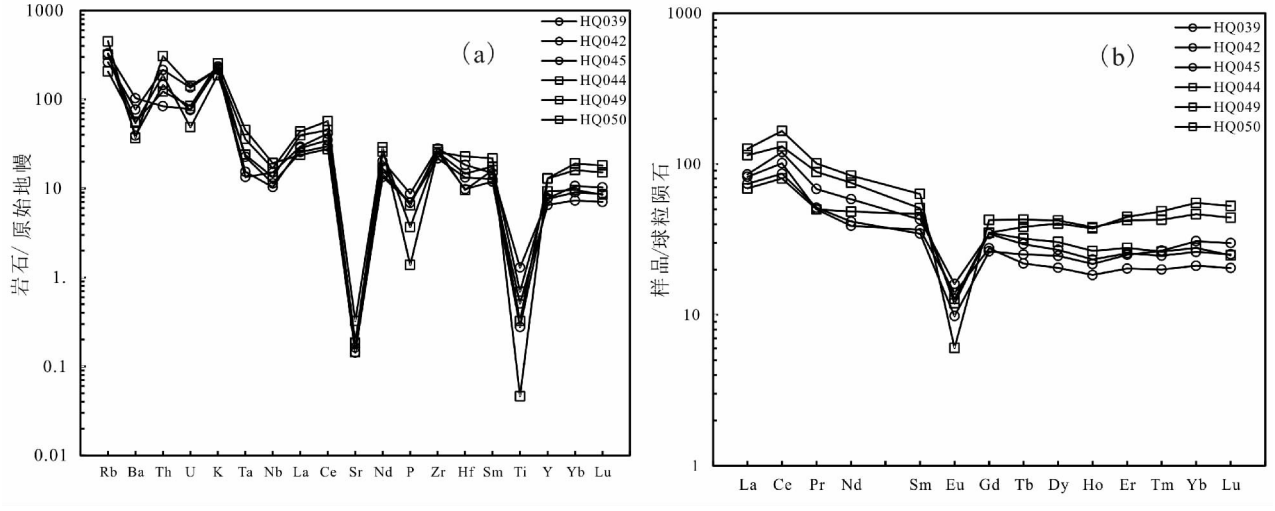


图 7 阿巴嘎旗白音图嘎地区晚石炭世花岗岩微量元素原始地幔标准化曲线图(a)和稀土元素球粒陨石标准化曲线图(b)(标准化值据 Sun and McDonload,1989)

Fig. 7 Primitive mantle-normalized trace elements patterns(a) and chondrite-normalized rare earth elements patterns (b) of Baiyintuga area Carboniferous granite, Abaga Banner

明显的斜长石结晶分离作用或源区残留了大量的斜长石(彭振安等,2010)。总体而言,6 件样品稀土总量∑REE 中等,轻重稀土发生中等程度分馏,LERR 相对 HERR 富集,具有明显的负 Eu 异常,在稀土元素配分曲线上(图 7b),整体呈现出右倾的海鸥型。

4　讨论

4.1　岩浆侵位时代

白音图嘎地区岩浆岩发育,形成以晚石炭世—早二叠世酸性花岗岩为主的北东向岩浆岩带(聂凤军等,2007)。前人对此区域的花岗岩测年进行过大量研究。如郭灵俊等(2012)测得的阿巴嘎段铅锌矿集区阿扎哈达的正长花岗岩 U-Pb 年龄为 281.2 ± 1.4 ~ 324.9 ± 1.9Ma。内蒙古自治区地质调查院在开展 1:25 万阿巴嘎旗幅等五幅区域地质调查中,测得的图拉格正长花岗岩和阿扎哈达二长花岗岩的 U-Pb 年龄分别为 295.5 ~ 328Ma、298.3 ± 0.9Ma[1]。云飞等(2011)测得的莫若格钦二长花岗岩的 U-Pb 年龄为 312.6 ± 4.1Ma。白音图嘎花岗岩体和上述研究区域处于同一造山带—兴蒙造山带,并侵入于晚石炭世宝力高庙组火山岩,且具有类似地球化学特征,因此,其形成年龄应与上述区域各类花岗岩年龄一致。

本文选取具有代表性的斑状二长花岗岩和碱长花岗岩各 1 件,利用 LA-ICP-MS 测定其锆石 U-Pb 年龄分别为 302.8 ± 1.3Ma 和 301.1 ± 0.6Ma,该年龄处于上述区域各花岗岩年龄范围之内。因此,本文测试的岩体年龄数据可信,代表了花岗岩体的侵位年龄,属于晚石炭世。

4.2　形成温度

多数学者认为花岗质岩浆的上侵过程是绝热的,岩浆早期结晶的温度可近似代表岩浆形成时的温度(秦江峰等,2005;吴福元等,2007;王涛等,2013)。锆石作为花岗质岩浆体系中早期结晶的副矿物,在一定温压条件下,Zr 在固相和液相中达到平衡状态时,锆石即结晶分离融体,此时锆石的饱和温度即指示了锆石结晶析出的温度。换言之,锆石的饱和温度可近似代表花岗质岩浆的初始温度(WAston et al.,1983;Montel,1993;Miller et al.,2003)。锆石在岩浆中的溶解度模型:

$$\ln D_{zr}^{(zircon/melt)} = [-3.8 - 0.85(M-1)] + \frac{12900}{T}$$

其中,$D_{zr}^{(zircon/melt)}$ 为 Zr 在锆石中和熔体中浓度的比值,T 为绝对温度(K),M 为阳离子比率,

$$M = \frac{n(Na) + n(K) + 2n(Ca)}{n(Al) \cdot n(Si)}$$

纯锆石中 Zr 的含量为 496000×10^{-6},且由于锆石在花岗质岩体中作为副矿物存在,因此可用全岩中的 Zr 近似代表岩浆融体中 Zr 的含量。故该模型可进一步转换计算锆石饱和温度:

$$T(Zr)/K = \frac{129000}{\ln \frac{496000}{Zr^{melt}} + 0.85M + 2.95}$$

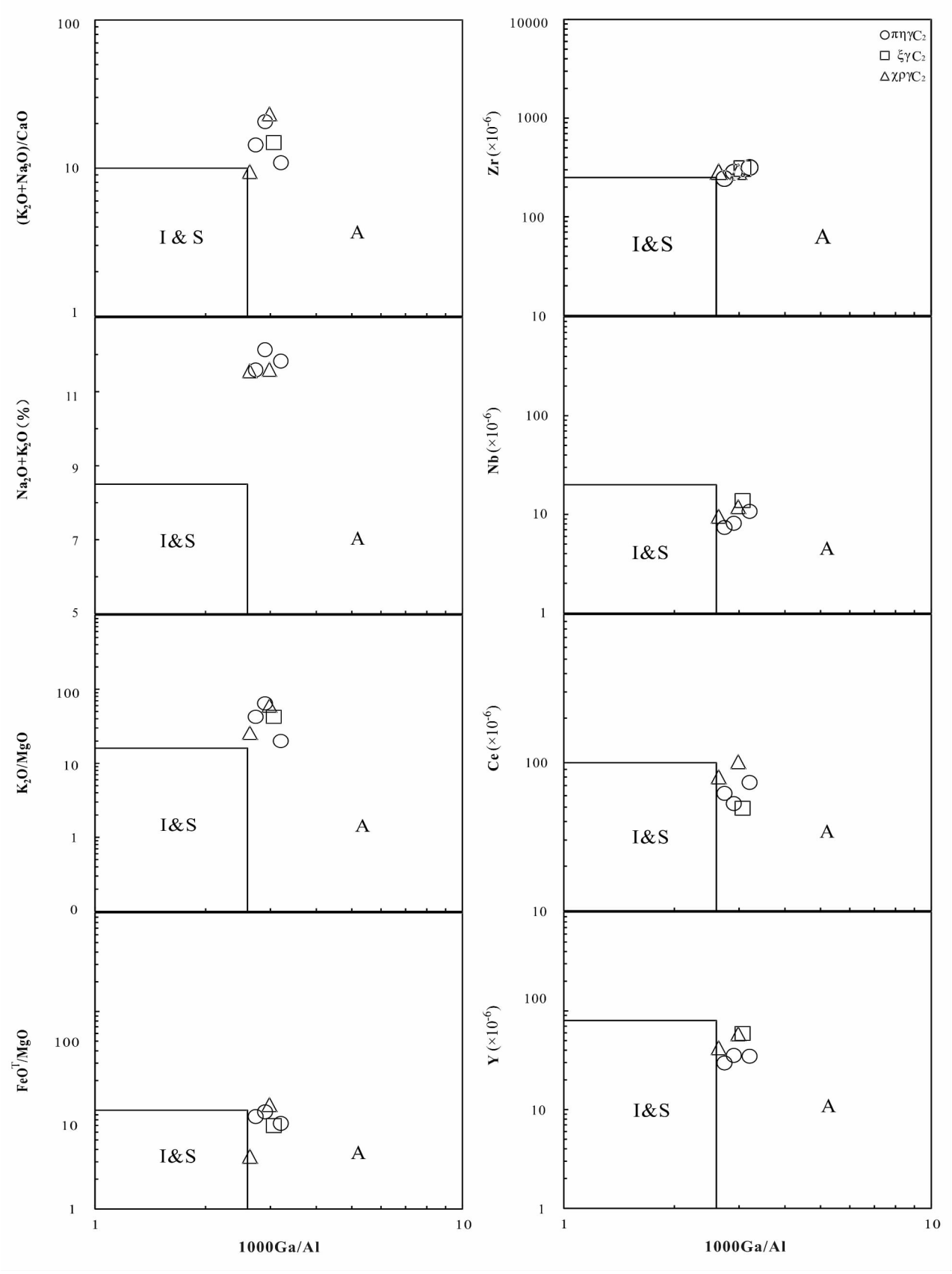
据此公式,可估算白音图嘎花岗岩的初始岩浆温度为 759.33℃ ~801.81℃,平均 778.44℃。

King 等(1997)认为由于花岗岩存在着显著的结晶分异作用,因此岩浆的实际温度要高于锆石饱和温度计的估算温度,这表明白音图嘎花岗岩的母岩浆形成于更高温度下。这与铝质 A 型花岗岩形成于高温岩浆(>760℃)的研究结果相符。

4.3　成因类型

本文分析的岩石样品,属于钾玄岩准铝质—弱过铝质岩石,矿物组合上主要由钾长石、石英、斜长石及少量黑云母组成。化学成分上高硅(SiO_2 平均 72.56%)、富碱($Na_2O + K_2O$ 平均 11.98%),低 Ca(CaO 平均 0.85%)和 Mg(MgO 平均 0.19%),高 $(K_2O + Na_2O)/Al_2O_3$(平均 15.54%)和 FeO^T/MgO(平均 7.88%),富 Rb、Th、U,贫 Sr、Ba;稀土元素配分曲线呈现轻稀土富集右倾型的海鸥型,具有显著的负 Eu 异常(贾小辉等,2009),这些特征均与 A 型花岗岩一致。另外,样品的 10000 × Ga/Al 值介于 2.64 ~3.61,略高于典型 A 型花岗岩的 10000 × Ga/Al 比值(约 2.60);Zr + Nb + Ce + Y 值介于 341.71×10^{-6} ~458.09×10^{-6},平均 409.68×10^{-6},符合典型 A 型花岗岩 Zr + Nb + Ce + Y >350×10^{-6}的范围(Whalen et al.,1987)。在 Whalen et al.(1987)的成因类型判别图解中(图 8),所有样品投影也均落入 A 型花岗岩区域。

尽管在无富铁镁质岩石伴生情况下,区分 A 型花岗岩与高分异的 I 型、S 型花岗岩往往非常困难,但仍可根据矿物和化学特征加以区分。S 型花岗岩通常是过铝质的,并且随着分异程度的增加而愈加强烈,常出现白云母、石榴子石、堇青石等典型富铝特征矿物;此外,S 型花岗岩的 Na_2O 含量通常较低(均值为 2.81%),且 P_2O_5 含量与岩石的分异程度常呈正相关关系(Chappell et al.,1992)。而本文所有样品中并无上述富铝特征矿物出现,其铝饱和指数 A/CNK 小于 1.1,平均为 0.92,为准铝质而非 S


○πηγC₂
□ ξγC₂
△χργC₂
(K₂O+Na₂O)/CaO
Zr(×10⁻⁶)
Na₂O+K₂O(%)
Nb(×10⁻⁶)
K₂O/MgO
Ce(×10⁻⁶)
FeO^T/MgO
Y(×10⁻⁶)
I & S
I&S
A
1000Ga/Al

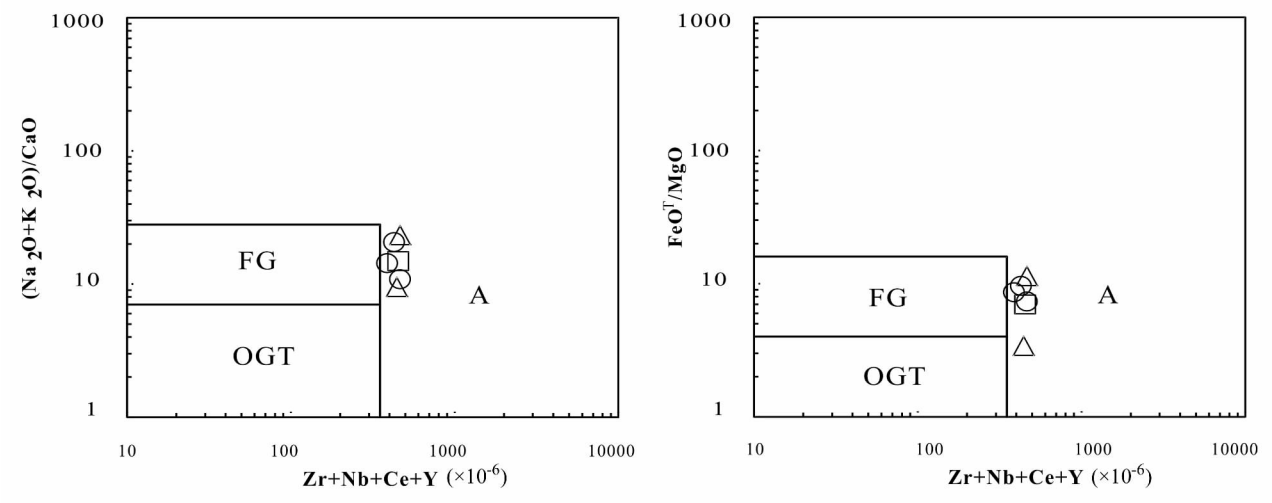


图 8 阿巴嘎旗白音图嘎地区 A 型花岗岩构造环境判别图解(据 Whalen et al. ,1987)

Fig. 8($Na_2O + K_2O$)/CaO、$Na_2O + K_2O$、K_2O/MgO、FeO^T/MgO、Zn、Zr、Nb and Ce vs. 10000 × Ga/Al and FeO^T/MgO,($Na_2O + K_2O$)/CaO vs. Zr + Nb + Ce + Y discrimination diagramsof Baiyintugaarea Carboniferous granite, Abaga Banner

FG—分异的 I、S 型花岗岩类分布区;OGT—未分异的 I、S、M 型花岗岩类分布区

FG—distribution area of fractionated, I、S-type granites;OGT—distribution area of aschistic, I、S、M-type granites

型花岗岩的过铝质,并且样品 Na_2O 含量为 4.83% ~ 5.90%,大于 S 型花岗岩的 Na_2O 含量均值 2.81%,P_2O_5 含量与 SiO_2 含量并无正相关关系。因此,可以排除白音图嘎花岗岩为高分异 S 型花岗岩的可能。

A 型和高分异 I 型花岗岩的区分,通常考虑形成温度、FeO^T 含量、稀土元素配分曲线特征等方面加以判别(王强等,2000,2005;苏玉平等,2005;贾小辉等,2009)。高分异 I 型花岗岩形成温度通常较低(<760℃),且 FeO^T 含量一般小于 1.00%(王强等,2000;贾小辉等,2009;李小伟等,2010)。I 型花岗岩 REE 含量较低($<114.71 \times 10^{-6}$),且几乎没有 Eu 谷(吴锁平等,2007)。而本文样品根据锆石饱和温度计所计算的结晶温度平均值为 778.44℃(>760℃),FeO^T 含量较高,为 0.75% ~2.42%,平均值为 1.35%(>1.00%),δEu 介于 0.11 ~ 0.43,具有明显的负 Eu 异常,这些特征也与 S 型花岗岩明显相区别。此外,I 型花岗岩通常含有特征矿物角闪石,而本文所有样品暗色矿物仅含有少量的黑云母,并无角闪石的存在(King et al. ,1997)。综上,白音图嘎晚石炭世花岗岩应属于准铝质—弱过铝质的 A 型花岗岩。

4.4　源区性质及成岩构造环境

A 型花岗岩的源岩和岩石成因一直存在诸多争议。目前对 A 型花岗岩的岩浆源岩解释主要有幔源岩浆分异或部分熔融(Pearce et al. ,1984;Eby et al. 1992)、壳幔物质混合熔融(QiuJiansheng et al. ,2004)、壳源物质部分熔融(King et al. ,1997)和壳源物质的混染作用(Dickin et al. ,1994)等。白音图嘎花岗岩样品 Nb/Ta 的比值介于 7.38 ~ 19.50,均值为 10.87,远低于地幔平均值 60,而接近地壳平均值 11.00(Green et al. ,1987);Zr/Hf 的比值介于 29.61 ~ 35.26,均值为 33.27,接近地壳均值 33.33(吴泰然,1995);Sm/Nd 比值为 0.22 ~ 0.32,均值为 0.27,小于地壳均值 0.33(许保良等,1998);Rb/Sr 比值为 1.25 ~ 3.66,均值为 1.99,反映了岩浆经历了高度的分异演化作用。这些特征均指示其源岩为壳源,即由壳源玄武岩或其他沉积变质岩类岩石的部分熔融形成。在 A/MF—C/MF 源区判别图解中(图 9),样品数据点均投影于变杂砂岩部分熔融区域,仅有一点落于与变泥质岩部分熔融的重叠区域。综上,白音图嘎花岗岩的岩浆源区认为是陆壳变杂砂岩的部分熔融。

A 型花岗岩可划分为两种不同的类型:一类为非造山型(A_1),其源岩类似于大洋岛弧玄武岩(OIB),侵位于大陆裂谷(通常伴生有大量铁镁质岩石)或者在板内岩浆作用时侵入;另一类为后造山型(A_2),其源岩接近于陆壳均值或底侵垫托的下地壳侵入岩,形成环境包括弧后拉张、碰撞后环境以及在漫长的高热流、花岗质岩浆作用阶段末期的分异

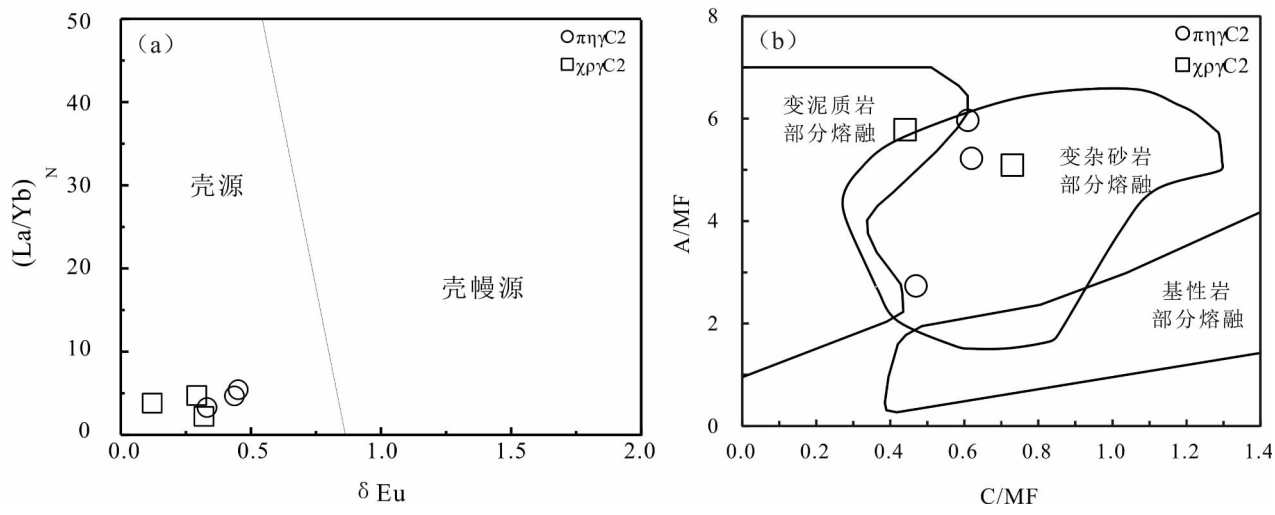


图 9 阿巴嘎旗白音图嘎地区花岗岩 C/MF—A/MF 源区判别图

Fig. 9 C/MF—A/MF discrimination diagram for source rock of Baiyintugaarea Carboniferous granite, Abaga Banner

演化环境(许保良等,1998;包志伟等,2009)。许保良等(1998)具体指出:A_1 型花岗岩通常形成于陆壳抬升、陆内裂谷、板内拉张和热点—地幔柱等环境;A_2 型花岗岩形成于碰撞后或造山期后环境,一般为活动大陆边缘环境。白音图嘎花岗岩的 Y/Nb 和 Ce/Nb 比值高,分别为 3.23 ~ 4.89 和 3.57 ~ 8.47,与 A_2 型花岗岩类似(Whalen et al., 1987; Eby, 1992)。在 Nb—Y—Ge 判别图解中(10a),白音图嘎花岗岩样品数据落于造山后的 A_2 型花岗岩区域;在 Y/Nb—Ce/Nb 判别图解中(10b),样品数据也落于 A_2 型花岗岩区域,但部分数据落于 A_2 型花岗岩与岛弧玄武岩(IAB)的交叠区域,暗示白音图嘎花岗岩岩石岩浆具有一定岛弧玄武岩性质。总之,白音图嘎花岗岩可定性为壳源变杂砂岩成因的 A_2 型花岗岩。

白音图嘎地区地处二连—贺根山板块对接带西北侧,大地构造上属于西伯利亚板块东南缘晚古生代陆缘增生带(Windley et al., 2007; 徐备等,2014)

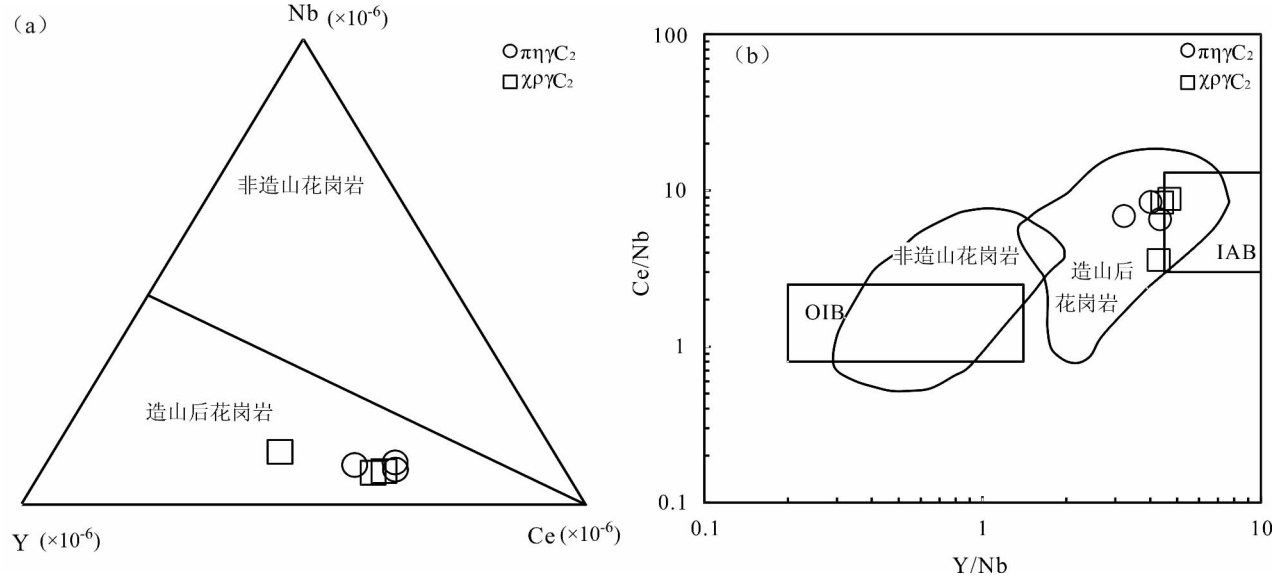


图 10 阿巴嘎旗白音图嘎地区晚石炭世花岗岩 Nb—Y—Ce(a)和 Y/Nb—Ce/Nb 判别图解(b)(据 Eby,1992)

Fig. 10 Nb—Y—Ce(a) and Y/Nb—Ce/Nb(b) discrimination diagrams for the Baiyintugaarea Carboniferous granite, Abaga Banner

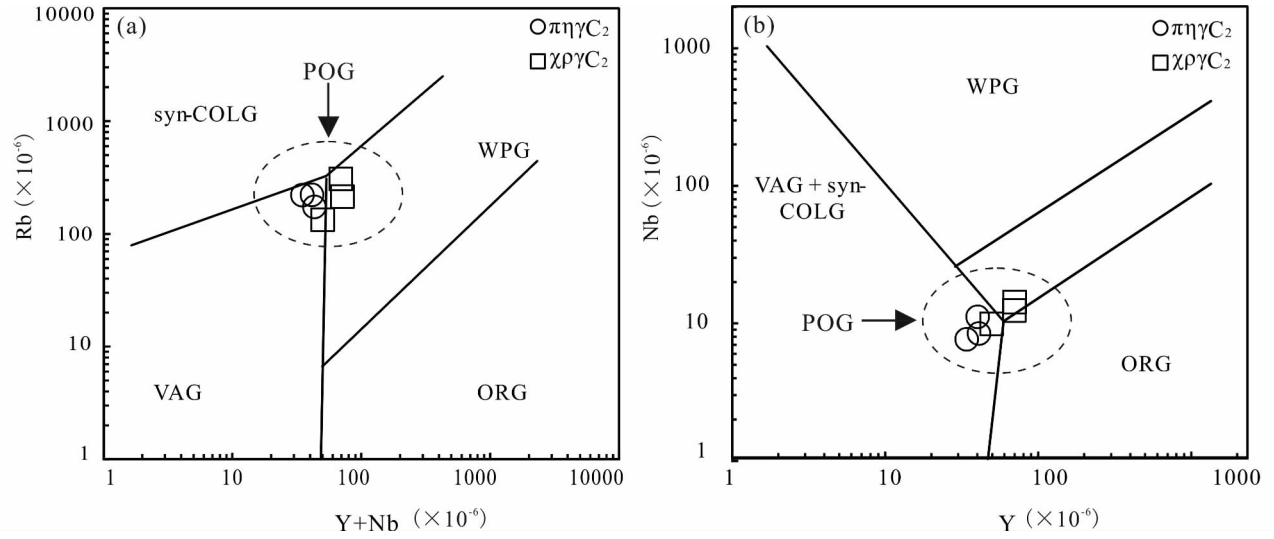


图 11 阿巴嘎旗白音图嘎地区晚石炭世花岗岩 Y + Nb—Rb(a)和 Y—Nb(b)构造环境判别图解(据 Pearce,1996)

Fig. 11 (Y + Nb)—Rb(a) and Y—Nb(b) tectonic discrimination diagram of Baiyintugaarea Carboniferous granite, Abaga Banner

Syn-COLG—同碰撞花岗岩;WPG—板内花岗岩;VAG—火山弧花岗岩;ORG—洋脊花岗岩

Syn-COLG—syn-collisional granites; WPG—intraplate granites; VAG—valconic arc granites; ORG—oceanic ridge granites

研究表明,西伯利亚板块与华北板块之间存在着一系列中小地块,在新元古代时期各地块之间开始碰撞拼合(李双林等,1998);古亚洲洋大致分为以北部贺根山蛇绿岩与南部索伦山—西拉木伦蛇绿岩分别为代表的两个洋盆体系,其间由锡林浩特古陆分隔(刘敦一等,2003;童英等,2010)。其中,南部的西拉木伦洋盆在西拉木伦河带最终闭合于中二叠世晚期—三叠世(王玉净等,1997;李朋武等,2006;李锦轶等,2007)。而北部贺根山洋盆沿贺根山—嫩江带的拼合作用闭合时间较早,结束于泥盆纪末—早石炭世。在二连—贺根山板块对接带的北侧,多位学者也发现了此次构造事件的花岗岩。洪大卫等(1994)研究了白音乌拉—东乌珠穆沁旗带年龄为 276 ~ 286Ma 的碱性花岗岩,认为其指示了中二叠世该区转入碰撞后伸展阶段。张玉清等(2009)在东乌珠穆沁旗京斯台研究了年龄为 284.8 ± 1.1Ma 的碱性花岗岩,认为该区早二叠世已处于造山后演化阶段。程银行等(2012)测定了东乌珠穆沁旗狠麦温都尔地区的晚古生代花岗岩年龄为 299.7 ± 5.3 ~ 307.0 ± 1.9 Ma,认为该区在晚石炭世—早二叠世即由碰撞挤压向后碰撞伸展阶段的转换。辛后田等(2011)测得东乌旗晚古生代宝力高庙组中年龄为 320.1 ± 7.2Ma 的安山岩,并认为其为碰撞造山阶段的产物。宝音乌力吉等(2013)等测得二连浩特—阿巴嘎旗北部宝力高庙组的钙碱性火山岩,年龄为 303.4 ± 6.7Ma ~ 320.1 ± 7.2Ma,认为其形成于晚石炭纪强烈的弧—弧汇聚后碰撞造山过程。综上所述,二连—贺根山断裂带碰撞造山的结束时限应不晚于 320Ma,很可能在晚石炭晚期已结束主碰撞,之后即进入后碰撞造山阶段。

本文白音图嘎地区 2 件花岗岩的年龄范围为 301.1 ± 0.6 ~ 302.8 ± 1.3Ma,具有 A 型花岗岩的地球化学特征,表明其形成于石炭世末期的伸展环境。前文已探讨了白音图嘎花岗岩为壳源变杂砂岩成因的 A_2 型花岗岩,暗示了岩石形成于板块碰撞后或后造山的伸展环境。在侵入岩微量元素(Y + Nb)—Rb(图 11a)和 Y—Nb 构造判别图(图 11b),样品亦均落于火山弧花岗岩(VAG)、同碰撞花岗岩(Syn-COLG)与板内花岗岩交界部位,这一部位也是后碰撞(伸展环境)花岗岩的投影范围(Sun et al.,1989; Pearce, 1996; Förster et al., 1997; 邓晋福等,2015a)。综上表明,本文认为白音图嘎花岗岩为晚石炭世末期西伯利亚板块与华北板块碰撞对接后陆内后碰撞伸展阶段的产物,是对该时期岩浆活动的响应。

5　结论

(1)LA-ICP-MS 年代学测年结果表明白音图嘎

花岗岩年龄为 301.1 ± 0.6 ~ 302.8 ± 1.3Ma 范围，代表岩体的成岩年龄，为晚石炭世晚期。

（2）岩相学、岩浆温度、地球化学特征以及成因判别图表明白音图嘎花岗岩为准铝质—过碱性 A 型花岗岩，为壳源变杂砂岩的部分熔融形成。

（3）白音图嘎花岗岩具有后碰撞花岗岩特征，形成于晚石炭世西伯利亚板块与华北板块碰撞对接后陆内后碰撞伸展阶段，是对该时期岩浆活动的响应。

致谢：野外工作得到了中国地质大学（武汉）葛梦春教授和沈阳地质调查中心张长捷高工的大力支持和帮助；LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年得到了中国科学院兰州地质研究所雷天柱老师的指导和帮助；在成文过程中，武警黄金第四支队李永维高级工程师、黄忠军高级工程师和刘兴国高级工程师在岩矿鉴定、数据处理以及成文方面给予了诸多宝贵意见；审稿专家和章雨旭研究员对本文进行了认真的审查并提出了宝贵的修改意见，在此一并致以衷心的感谢！

注 释 / Note

❶ 蒙古自治区地质调查院. 2007. 内蒙古 1∶25 万阿巴嘎旗幅等五幅区域地质调查报告.

参 考 文 献 / References

（The literature whose publishing year followed by a "&" is in Chinese with English abstract; the literature whose publishing year followed by a "#" is in Chinese without English abstract）

宝音乌力吉，赵文涛，包凤琴. 2013. 内蒙古二连浩特—阿巴嘎旗北部宝力高庙组火山岩特征及构造背景. 地质与资源，22(5)：355 ~ 359.

包志伟，王强，资锋，唐功建，杜凤军，白国典. 2009. 龙王？A 型花岗岩地球化学特征及其地球动力学意义. 地球化学，38(6)：509 ~ 522.

程银行，滕学建，辛后田，杨俊泉，冀世平，张永，李艳锋. 2012. 内蒙古东乌旗狼麦温都尔花岗岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及其地质意义. 岩石矿物学杂志，31(3)：323 ~ 334.

邓晋福，冯艳芳，狄永军，刘翠，肖庆辉，苏尚国，赵国春，孟斐，马帅，姚图. 2015a. 岩浆弧火成岩构造组合与洋陆转换. 地质论评，61(3)：473 ~ 484.

邓晋福，刘翠，冯艳芳，肖庆辉，狄永军，苏尚国，赵国春，段培新，戴蒙. 2015b. 关于火成岩常用图解的正确使用：讨论与建议. 地质论评，61(4)：717 ~ 734.

邓晋福，冯艳芳，狄永军，刘翠，肖庆辉，苏尚国，赵国春，孟斐，车如风. 2015c. 古亚洲构造域侵入岩时—空演化框架. 地质论评，61(6)：1211 ~ 1224.

段明，张锋，谢瑜，曾威，魏佳林，刘晓雪，冯晓曦，王继春. 2016. 贺根山蛇绿岩带航磁异常特征及成矿潜力分析. 地质论评，62(增刊)：87 ~ 88.

郭灵俊，郝俊峰，杨波，刘宴文，赵志军，武跃勇，李世宝，贺锋. 2012. 中蒙边境阿巴嘎段铅锌矿集区地质特征和找矿思路. 中国地质，39(3)：784 ~ 793.

韩宝福，张臣，赵磊，任荣，徐钊，陈家富，张磊，周印章，宋彪. 2010. 内蒙古西部呼伦陶勒盖地区花岗岩类的初步研究. 岩石矿物学杂志，29(6)：741 ~ 749.

洪大卫，黄怀曾，肖宜君，徐海明，靳满元. 1994. 内蒙古中部二叠纪碱性花岗岩及其地球动力学意义. 地质学报，68(3)：219 ~ 230.

贾小辉，王强，唐功建. 2009. A 型花岗岩的研究进展及意义. 大地构造与成矿学，33(3)：465 ~ 480.

李锦轶，高立明，孙桂华，李亚萍，王彦斌. 2007. 内蒙古东部双井子中三叠世同碰撞壳源花岗岩的确定及其对西伯利亚与中朝古板块碰撞时限的约束. 岩石学报，23(3)：565 ~ 582.

李锦轶，张进，杨天南，李亚萍，孙桂华，朱志新，王励嘉. 2009. 北亚造山区南部及其毗邻地区地壳构造分区与构造演化. 吉林大学学报（地球科学版），39(4)：584 ~ 605.

李双林，欧阳自远. 1998. 兴蒙造山带及邻区的构造格局与构造演化. 海洋地质与第四纪地质，18(3)：45 ~ 54.

李朋武，高锐，管烨，李秋生. 2006. 内蒙古中部索伦林西缝合带封闭时代的古地磁分析. 吉林大学学报（地球科学版），36(5)：744 ~ 758.

李小伟，莫宣学，赵志丹，朱弟成. 2010. 关于 A 型花岗岩判别过程中若干问题的讨论. 地质通报，29(2 ~ 3)：278 ~ 285.

刘敦一，简平，张旗，张福勤，石玉若，施光海，张履桥，陶华. 2003. 内蒙古图林凯蛇绿岩中埃达克岩 SHRIMP 测年：早古生代洋壳消减的证据. 地质学报，77(3)：317 ~ 327.

聂凤军，江思宏，张义. 2007. 中蒙边境中东段金属矿床成矿规律和找矿方向. 北京：地质出版社，1 ~ 574.

彭振安，李红红，张诗启，徐明，陈艳，蔡明海. 2010. 内蒙古北山地区小狐狸山钼矿成矿岩体地球化学特征研究. 地质与勘探，46(2)：291 ~ 298.

秦江峰，赖绍聪，李永飞，白莉，王娟. 2005. 扬子板块北缘阳坝岩体锆石饱和温度的计算及其意义. 西北地质，38(3)：1 ~ 5.

施光海，苗来成，张福勤，简平，范蔚茗，刘敦一. 2004. 内蒙古锡林浩特 A 型花岗岩的时代及区域构造意义. 科学通报，49(4)：384 ~ 389.

苏玉平，唐红峰. 2005. A 型花岗岩的微量元素地球化学. 矿物岩石地球化学通报，24(3)：245 ~ 251.

童英，洪大卫，王涛，史兴俊，张建军，曾涛. 2010 中蒙边境中段花岗岩时空分布特征及构造和找矿意义. 地球学报，31(3)：395 ~ 412.

王强，赵振华，熊小林. 2000. 桐柏—大别造山带燕山晚期 A 型花岗岩的厘定. 岩石矿物学杂志，19(4)：297 ~ 306.

王强，赵振华，简平，熊小林，包志伟，戴橦谟，许继峰，马金龙. 2005. 华南腹地白垩纪 A 型花岗岩类或碱性侵入岩年代学及其对华南晚中生代构造演化的制约. 岩石学报，21(3)：795 ~ 808.

王涛，刘燊. 2013. 胶南花岗岩锆石饱和温度及其地质意义. 矿物岩石地球化学通报，32(5)：619 ~ 624.

王玉净，樊志勇. 1997. 内蒙古西拉木伦河北部蛇绿岩带中二叠纪放射虫的发现及其地质意义. 古生物学报，36(1)：58 ~ 69.

吴福元，李献华，杨进辉，郑永飞. 2007. 花岗岩成因研究的若干问题. 岩石学报，23(6)：1217 ~ 1238.

吴锁平，王梅英，戚开静. 2007. A 型花岗岩研究现状及其评述. 岩石矿物学杂质，26(1)：59 ~ 61.

吴泰然. 1995. 花岗岩及其形成的大地构造环境. 北京大学学报（自然科学版），31(3)：358 ~ 365.

肖伟，王义天，江思宏，侯万荣. 2010. 南蒙古及邻区地质矿产简图

及地形地貌特点. 地球学报, 31(3): 473 ~ 484.

辛后田,滕学建,程银行. 2011. 内蒙古东乌旗宝力高庙组地层划分及其同位素年代学研究. 地质调查与研究, 34(1):1 ~ 9.

许保良,闫国翰,张臣,李之彤,何中甫. 1998. A 型花岗岩的岩石学亚类及其物质来源. 地学前缘, 5(3):113 ~ 124.

徐备,赵盼,鲍庆中,周永恒,王炎阳,罗志文. 2014. 兴蒙造山带前中生代构造单元划分初探. 岩石学报,30(7):1841 ~ 1857.

杨启军,徐义刚,黄小龙,罗震宇. 2006. 高黎贡构造带花岗岩的年代学和地球化学及其构造意义. 岩石学报,22(4):817 ~ 834.

杨增海,王建平,刘家军,王守光,王清义,康书光,张捷先,赵云. 2016. 内蒙古乌日尼图花岗岩的年代学、地球化学及其地质意义. 现代地质,30(3):528 ~ 540.

云飞, 聂凤军, 江思宏, 刘妍, 张万益. 2011. 内蒙古莫若格钦地区二长闪长岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄及其地质意义. 矿床地质, 30(3):504 ~ 509.

张玉清,许立权,康小龙, 宝音乌力吉. 2009. 内蒙古东乌珠穆沁旗京格斯台碱性花岗岩年龄及意义. 中国地质, 36(5): 988 ~ 995.

Bao Yinwuliji, Zhao Wentao, Bao Fengqin. 2013&. Characteristics and Tectionic setting of the Baoligaomiao Volocanic formation in northern Eernhot—Abaga, inner monglia. Geology and Resources ,22(5): 355 ~ 359.

Bao Zhiwei, Wang Qiang, Zi Feng, Tang Jiangong, Du Fengjun, Bai Guodian. 2009&. Geochemistry of the Paleoproterozoic Longwangzhaung A-type granites on the southern margin of North China Craton: Petrogensis and tectonic implications. Geochimica, 38(6):509 ~ 522.

Chappell B W and White A J R. 1992. Iand S-type granitesin the Lachlan Fold Belt. Transactions of the RoyalSociety of Edinburgh: Earth Sciences, 83: 1 ~ 26.

Cheng Yinhang, Teng Xuejian, Xin Houtian, Yang Junquan, Ji Shiping, Zhang Yong, Li Yangfeng. 2012&. SHRIMP zircon U-Pb dating of granites in Mahonondor area, East Ujimqin Banner, Inner Mongolia. Acta Petrologica et Mineralogica, 31(3):323 ~ 334.

Dai Meng. 2015b&. On the correct application in the common igneous petrological diagrams: discussion and suggestion. Geological Review, 61(4):717 ~ 734.

Deng Jinfu, Feng Yanfang, Di Yongjun, Liu Cui, Xiao Qinghui, Su Shangguo, Meng Fei, Yao Tu. 2015a&. Magmatic arc and Ocean—Continent Transition: discussion. Geological Review, 61(3) : 473 ~ 484.

Deng Jinfu, Liu Cui, Feng Yanfang, Xiao Qinghui, Di Yongjun, Su Shangguo, Zhao Guochun, Duan Peixin, Dai Meng. 2015b&. On the correct application in the common igneous petrological diagrams: discussion and suggestion. Geological Review, 61(4):717 ~ 734.

Deng Jinfu, Feng Yanfang, Di Yongjun, Liu Cui, Xiao Qinghui, Su Shangguo, Meng Fei, Che Rufeng. 2015c&. The intrusive spatial—temporal evolutional framework in the Paleo - Asian tectonic domain. Geological Review, 61(6):1211 ~ 1224.

Duan Ming, Zhang Feng, Xie Yu, Zeng Wei, Wei Jialin, Liu Xiaoxue, Feng Xiaoxi, Wang Jichun. 2016#. The analysis of aeromagnetic anomaly characteristics and prospecting potential of Hegenshan ophiolite belt. Geological Review, 61(Supp.): 87 ~ 88.

Eby G N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. Geology, 20(7): 641 ~ 644.

Förster H J, Tischendorf G and Trumbull R B. 1997. Anevaluation of the Rb vs. (Y + Nb) discriminationdiagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks. Lithos, 40: 261 ~ 293.

GREEN T H, PEARSON N J. 1987. An experimental study of Nb and Ta partitioning between Ti-rich minerals and silicate liquids at high pressure and temperature. Geochimica et Cosmochimica Acta, 51(1):55 ~ 62.

Guo Lingjun, Hao Junfeng, Yang Bo, Yang Yanwen, Zhao Zhijun, Wu Yueyong, Li Shibao, He Feng. 2012&. Geological characteristics and ore-prospecting line of thinking of the Abag ore concentration area along the Sino—Mongolian Border. Geology in China, 39(3):784 ~ 793.

Han Baofu, Zhang Chen, Zhao Lei, Ren Rong, Xu Zhao, Chen Jiafu, Zhang Lei, Zhou Yinzhang, Song Biao. 2010&. A preliminary study of granitoids in western Inner Mongolia. Acta Petrologica et Mineralogica, 29(6):741 ~ 749.

Hong Dawei, Huang Huaizeng, Xiao Yijun, Xu Haiming, Jin Manyuan. 1994&. The Permianalkaline granites in central inner Mongolia and their geodynamic significance. Acta Geologica Sinica, 68(3): 219 ~ 230.

Hoskin P W O and Black L P. 2000. Metamorphic zircon formation by solidstate recrystallization of protolith igneous ziron. Metamorphic Geol. ,18:423 ~ 439.

Hoskin P W O and Schaltegger U. 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. Reviews in Mineralogy and Geochemistry,53:27 ~ 62.

Jia Xiaohui, Wang Qiang, Tang Gongjian. 2009&. A-typeGranites: ResearchProgressandImplications. GeotectonicaetMetallogenia, 33(3): 465 ~ 480.

King P L, White A J R, Chappell B W and Allen C M. 1997. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, southeasternAustralia. Journal of Petrology, 38(3): 371 ~ 391.

Li Jinyi, Gao Liming, Sun Guihua, Li Yaping, Wang Yanbing. 2007&. Shuangjinzi middle Triassic syn-collisional crust-derived granite in the east Inner Mongoliaand its constraint on the timing of collision between Siberian and Sino—Korean paleo-plates. Acta Petrologica Sinica, 23(3):565 ~ 582.

Li Jinyi, Zhang Jin, Yang Tiannan, Li Yaping, Sun Guihua, Zhu Zhixin, Wang Lijia. 2009&. Crustal tectonic divisionand evolution of the southern part of the north Asian orogenicregion and its adjacent area. Journal of Jilin University(Earth Science Edition), 39(4): 584 ~ 605.

Li Pengwu, Gao Rui, Guan Ye, Li Qinsheng. 2006&. Palaeomagnetic Constraints on the Final Closure Time of Solonker Linxi Suture. Journal of Jilin University(Earth Science Edition), 36(5):744 ~ 758.

Li Shuanglin and Ouyang Ziyuan. 1998&. Tectonic framework and evolution of Xing'anling Mongolian orogenic belt(XMOB) and its adjacent region. Marine Geology & Quaternary Geology, 18(3): 45 ~ 54.

Li Xiaowei, Mo Xuanxue, Zhao Zhidan, Zhu Dicheng. 2010&. A discussion on how to discriminate A-type granite. Geological Bulletin of China, 29(2 ~ 3):278 ~ 285.

Liu Dunyi, Jian Ping, Zhang Qi, Zhang Qinfu, Shi Yuruo, Shi Guanghai, Zhang Lvqiao, Tao Hua. 2003&. SHRIMP dating of adakites in the Tulingkai ophiolite, Inner Mongolia: Evidence for the Early Paleozoic subduction. Acta Geologica Sinica,77(3):317 ~ 327.

Liu Y S, Gao S, Hu Z C, Gao C G, ZONG K Q and Wang D B. 2010. Continental and oceanic crust recycling-induced melt—peridotite interactions in the Trans-North Chinaorogen: U-Pb dating, Hf

isotopes and trace elements inzircons from Mantle Xenoliths. Journal of Petrology,51:537 ~ 571.

Ludwig K R. 2003. ISOPLOT 3. 00: A Geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 1 ~ 70.

Miller C F, McDowell S M and Mapes R W. 2003. Hot and cold granites: Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance. Geology, 31(6):529 ~ 532.

Montel J M. 1993. A model for monazite/melt equilibrium and the application to the generation of granitic magmas. Chemical Geology, 110:127 ~ 146.

Nie Fengjun, Jiang Sihong, Zhang Yi. 2007&. Metallogeny and ore rospecting of ore deposits occurringalong the border region of China and Mongolia. Beijing:Geological Publishing House, 1 ~ 574.

Pearce J A. 1984. Trace element discrimination diagram fortectonic interpretation of granitic rocks. Journal ofPetrology, 25:656 ~ 682.

Pearce J A. 1996. Sources and settings of granitic rocks. Episodes, 19: 120 ~ 125.

Peng Zhenan , Li Honghong, Zhang Shiqi, Xu Ming, Chen Yan, Cai Minghai. 2010&. Geochemical Characteristics of Mo-mineralized Granite in the Xiaohulishan Deposit, Beishan Area, Inner Mongoli. Geology and Exploration, 46(2):291 ~ 298.

Qin Jiangfeng, Lai Shaocong, Li Yongfei, Bai Li, Wang Juan. 2005&. Zircon saturation temperatures of YangBa granodiorite and mafic microgranular enclaves in nouthern margin of Yangtze Block and its significance. Northwestern Geology, 38(3):1 ~ 5.

Qiu J S, Wang D Z, McInnes B I A, Jiang S Y, Wang R C andKanisawa S. 2004. Two subgroups of A-type granites inthe coastal area of Zhejiang and Fujian Provinces, SE China: Age and geochemical constraints on their petrogenesis. Transactions of the Royal Society of Edinburgh——Earth Sciences, 95(1 ~ 2): 227 ~ 236.

Shi Guanghai, Miao Laicheng, Zhang Fuqin ,Jian Ping, Fang Weiming, Liu Dunyi. 2004&. The age andregional tectonic significance of A-type granite in Xilinhot, InnerMongolia. Chinese Science Bulletin, 49(4): 384 ~ 389.

Su Yuping,Tang hongfeng. 2005&. Trace Element Geochemistry of A-type Granites. Bulletion of Mineralogy, Petrology and Geochemistry, 24(3):245 ~ 251.

Sun S S and Mcdonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications, 42: 313 ~ 345.

Tong Ying, Hong Dawei, Wang tao, Shi Xingjun, Zhang Jianjun, Zeng Tao. 2010&. Spatial and temporaldistribution of granitoids in the middle segment of the Sino—Mongolian border and its tectonic and metallogenic implications. ActaGeoscientica Sinica, 31(3):395 ~ 412.

WAston E B and Harrison T M. 1983. Zicron saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. Earth and Planetary Science Letters, 64: 295 ~ 304.

Wang Qiang, Zhao Zhenhua, Xiong Xiaolin. 2000&. The ascertainments of Late-Yanshannian A-type granites in Tongbai—Dabie orogenic belt. Acta Petrologica et Mineralogica, 19(4): 297 ~ 306.

Wang Qiang , Zhao Zhenhua, Jian Ping, Xiong Xiaolin, Bao Zhiwei, Dai Tongmo, Xu Jifeng , Ma Jinlong. 2005&. Geochronology of Cretaceous A-type granitoids or alkaline intrusive rocks in the hinterland, south China: constraints for late-Mesozoic tectonic evolution. Acta Petrologica Sinica,21(3):795 ~ 808.

Wang Tao and Liu Sheng. 2013&. Zicron saturation temperatures of granites in jiaonan area and their geological significations. Bulletion of Mineralogy, Petrology and Geochemistry, 32(5):619 ~ 624.

Wang Yujing, Fan Zhiyong. 1997&. Discovery of Permian Radiolariansin ophiolite belt on northern side of Xar Moron River, Nei Monggoland its geological significance. Acta Palaeontologica Sinica, 36(1): 58 ~ 69.

Whalen J B, Currie K, Chappel B W. 1987. A-type granite: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contributions to Mineralogy and Petrology, 95:407 ~ 719.

Windley B F, Alexeiev D, Xiao Wen jiao, Kr? ner A, Badarch G. 2007. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt. Journal of the Geological Society, London, 164: 31 ~ 47.

Wu Fuyuan, Li Xianhua, Yang Jinhui, Zheng Yongfei. 2007&. Discussion on the petrogenesis of granites. Acta Petrologica Sinica, 32(6):1217 ~ 1238.

Wu Suoping , Wang Meiying, Qi Kaijing. 2007&. Present situation of researches on A-type granites : a review. Acta Petrologica et Mineralogica, 26(1):59 ~ 61.

Wu Tairan. 1995&. Granites and their tectonic setting. Acta Scientiarum Naturalium(University Pekinsis), 31(3):358 ~ 365.

Xiao Wei, Wang Yitian, Jiang Sihong, Hou Wanrong. 2010&. Explanatory Notes for the Simplified Geology and MineralResource Map and Typical Geographical and Topographic Features ofSouthern Mongolian and Its Neighboring. Areas Acta Geoscientica Sinica,31 (3): 473 ~ 484.

Xin Houtian, Teng Xuejian and Cheng Yinhang. 2011&. Stratigraphicsubdivision and isotope geochronology study on the Baoligaomiao formation in the East Ujimqin County, Inner Mongolia. Geological Survey and Research, 34(1):1 ~ 9.

Xu Baoliang , Yan Guohan , Zhang Chen, Li Zhitong, He Zhongpu. 1998&. Petrological subdivision and source material of A-type granites. Earth Science Frontiers, 5(3):113 ~ 124.

Xu Bei, Zhao Pan, Bao Qingzhong, Zhou Yongheng, Wang Yanyang, Luo Zhiwen. 2014&. Preliminary study on the pre-Mesozoic tectonic unit division of the Xing-Meng Orogenic Belt(XMOB). Acta Petrologica Sinica,30(7):1841 ~ 1857.

Yang Qijun, Xu Yiang, Huang Xiaolong, Luo Zhenyu. 2006&. Geochronology and geochemistry of granites in the Gaoligong tectonic belt, western Yunnan: Teconic implications. Acta Petrologica Sinica, 22(4):817 ~ 834.

Yang Zenghai, Wang Jianping, Liu Jiajun, Wang Shouguang, Wang Qingyi, Kang Shuguang, Zhang Jiexian, Zhaoyun. 2016&. Geochronology and Geochemistry of the Wurinitu Granites inInner Mongolia and Their Geological Implications. Geoscience, 30(3): 528 ~ 540.

YunFei , Nie Fengjun , Jiang Sihong , Liu Yan , Zhang Wanyi. 2011&. Zircon SHRIMP U-Pb age of Monuogechin monzodiorite of Inner Mongoliaand its geological significance. Mineral Deposits , 30(3): 504 ~ 509.

Zhang Yuqing, Xu Liquan, Kang Xiaolong, Wu Yinwuliji. 2009&. Age dating of alkali granite in Jingesitai area of Dongujimqin Banner, Inner Mongolia, and its significance. Geology in China, 36(5): 988 ~ 995.

Geochemical Characteristics, Zircon U-Pb Ages of the Late Carboniferous Granite in Baiyintuga Area, Abaga Banner, Inner Mongolia and Their Geological Significance

YANG Duo[1), CHEN Man[1), GONG Quande[1), CHEN Tianhong[1), HUANG Fei[2), WU Hao[1), LI Haolu[1)

1) *No. 4 Gold Geological Party of CAPF, Liaoyang, Liaoning*, 111000;

2) *Northeastern University, Shenyang*, 110819

Abstract: Located in the northwest part of the Erlian—Hegenshan fault belt, Baiyintuga area has wide distribution of Late Paleozoic granite, comprising mainly byporphyriticmonzogranite andalkali granite, which is a part of the accretion zone on the Late Paleozoic continental margin of southeast Siberian plate.

Zircon LA-ICP-MS U-Pb datingage of monzogranite and alkali granite, and petrogeochemical testing were conducted, gained ages 302.8 ± 1.3Ma (MSWD = 1.4) and 301.1 ± 0.6Ma (MSWD = 0.84) of the graniterespectively, belonging toLate Carboniferous. Petrogeochemicalresearches indicate that the granites belong to Potassium basaltic seriesand is characterized by high in silicon (SiO_2 = 70.83% ~ 70.83%), alkali ($Na_2O + K_2O$ = 11.58% ~ 13.2%), low calcium (CaO = 0.50% ~ 1.22%) and magnesium (MgO = 0.11% ~ 0.33%). The granite is metaluminous to weak peraluminous with A/CNK = 0.81 ~ 1.01. The granite rockare enriched in Rb, Th, U (large ion lithophile elements (LILEs)), but depleted in Ba, Sr and high field strength elements (HFSEs) Nb, Ta, P, Ti; LREE is enriched and HREE relativelydepleted, with obvious negative Eu anomaly (δEu = 0.11 ~ 0.43). The initial magma temperature (759.33 ~ 801.81℃) and Petrogeochemical analysis showed that the Baiyintuga granite has the characteristics of A-type granite. The low Nb/Ta (7.38 ~ 19.50), Zr/Hf (29.61 ~ 35.26) and Sm/Nd (0.22 ~ 0.32) values indicatedthat its source rock iscontinental crust.

Comprehensive studies have shown thatthe Baiyintuga granite were from partial melting of continental crust greywacke and formed in extensional tectonic system of the post-collisional Siberian plate and north China plate inLate Carboniferous, which provided new constraints and a supporting instance on the tectonic—magmatic evolution of the Great Hinggan (Da Hinggan)—Inner Mongolia Orogenic Belt in Late Carboniferous and on close time of the Paleo-Asian Ocean.

Keywords: Zircon U-Pb age; A-type granite; Late Carboniferous; post-collision; Baiyintuga

Acknowledgements: This study was financially supported by the China Geological Survey Project (No.: 12120113072500).

First author: YANG Duo, male, born in 1989, assistant engineer. Mainly engaged in petrogeochemistry and isotope gechronology. Address: No. 15, Xincheng Street, Wensheng District, Liaoyang, Liaoning, 111000. Email: YangDuo_NEU@163.com

Manuscript received on: 2017-02-22; Accepted on: 2017-08-10; Edited by: ZHANG Yuxu

Doi: 10.16509/j.georeview.2017.05.007