

内蒙古扎兰屯地区白音高老组火山岩地球化学、年代学及其地质意义

秦 涛^{1,2}, 郑常青¹, 崔天日², 李林川², 钱 程², 陈会军²

(1. 吉林大学地球科学学院, 吉林 长春 130061 ;

2. 沈阳地质矿产研究所/中国地质调查局 沈阳地质调查中心, 辽宁 沈阳 110034)

摘 要 : 扎兰屯西南部白音高老组火山岩的岩相学鉴定为流纹岩组, 少量英安岩. LA-ICPMS 锆石 U-Pb 定年显示, 流纹岩形成于 125~129 Ma 的早白垩世. 岩石地球化学研究表明, 火山岩高硅、富碱, 为过铝质高钾钙碱性系列. 稀土丰度较高($\Sigma \text{REE}=128.35 \times 10^{-6} \sim 169.26 \times 10^{-6}$), 轻重稀土分馏明显($(\text{La/Yb})_N=12.17 \sim 16.42$), 弱负 Eu 异常($\delta \text{Eu}=0.43 \sim 0.70$), 大离子亲石元素(LILE) Rb、Th、K 等相对富集, 出现 Ba 的亏损, 高场强元素(HFSE) Sr、P、Ti 强烈亏损, Nb、Ta 相对亏损, 与 A 型花岗岩特征相似. Rb/Sr=0.58~2.06, Ti/Y=6.50~17.98, Ti/Zr=7.49~40.87, 基性相容组分 Cr、Co、Ni 含量较低, Mg[#] 较低, 具有壳源岩浆特征. 综合考虑扎兰屯白音高老组火山岩的上述特征并结合他人研究成果, 认为扎兰屯地区的这套火山岩源于地壳的部分熔融, 形成于非造山板内伸展环境.

关键词 : 白音高老组 地球化学 U-Pb 年龄 岩石成因 伸展环境 扎兰屯 内蒙古

DOI:10.13686/j.cnki.dzyzy.2014.02.011

VOLCANIC ROCKS OF THE BAIYINGAOLAO FORMATION IN THE SOUTHWEST OF ZHALANTUN, INNER MONGOLIA: Geochemistry, Geochronology and Tectonic Implications

QIN Tao^{1,2}, ZHENG Chang-qing¹, CUI Tian-ri², LI Lin-chuan², QIAN Cheng², CHEN Hui-jun²

(1. College of Geosciences, Jilin University, Changchun 130061, China;

2. Shenyang Institute of Geology and Mineral Resources, CGS, Shenyang 110034, China)

Abstract : The volcanic rocks of Baiyingaolao formation in the southwest of Zhalantun are petrographically composed of rhyolite, with minor dacite. The zircon U-Pb dating results show that they were formed in Early Cretaceous from 125 to 129 Ma. The geochemical study suggests that the rhyolite is rich in silicon and alkali, belonging to peraluminous high-K calc-alkaline series. The rocks are also characterized by obviously right-declined REE patterns and slightly negative Eu anomalies with high total REE contents. On the primitive mantle normalized multi-elements diagram, the volcanic rocks of Baiyingaolao Formation exhibit enrichments of Rb, Th and K and depletions of Ba and HFSEs such as Nb, Ta, Ti, Sr and P, similar to the characteristics of A-type granite. They have low Cr, Ni, Co and Mg[#] concentrations, with Rb/Sr ratios of 0.58 – 2.06, Ti/Y ratios of 6.50 – 17.98 and Ti/Zr ratios of 7.49 – 40.87, indicating a crust magma source, instead of mantle source. From the above characteristics, it is proposed that the volcanic rocks of Baiyingaolao Formation were derived from the partial melting of the crust and formed in the non-orogenic intraplate extensional environment.

Key words : Baiyingaolao Formation; geochemistry; U-Pb dating; petrogenesis; extensional environment; Zhalantun; Inner Mongolia

0 引言

大兴安岭位于兴蒙造山带东段, 古生代受古亚洲洋域控制, 经历了长期的多块体拼贴和造山作用, 中

新生代受蒙古-鄂霍次克洋闭合及环太平洋构造域的影响, 火山活动强烈. 大兴安岭地区中生代火山岩一直备受国内外地质学者的关注. 近年区域地质调查工作

收稿日期 2014-03-14 修回日期 2014-03-27 编辑 张哲

基金项目: 中国地质调查局项目“内蒙古 1:5 万大旗、河口大队、林家堡子、雅尔根楚佃沟四幅区域地质调查”(1212011120666)资助.

作者简介: 秦涛(1985—), 男, 硕士, 从事区域地质调查研究工作, 通信地址 辽宁省沈阳市皇姑区黄河北大街 280 号 E-mail://qintaotao2008@hotmail.com.

及相关科研工作在中生代火山岩年代学方面取得了明显进展, 研究表明大兴安岭地区晚中生代火山活动开始于晚侏罗世, 早白垩世最为强烈, 其 U-Pb 同位素年龄集中分布于 145~120 Ma^[1-3]。但是, 目前对大兴安岭中生代火山岩形成的构造背景仍然存在较大争议, 主要有地幔柱成因^[4-5]、古太平洋板块俯冲^[6-7]及蒙古-鄂霍次克洋闭合后伸展^[8-10]3 种观点。

研究区位于大兴安岭中段, 中生代火山岩研究程度低, 缺少可靠的同位素年代学及地球化学资料。本文在大石门林场及大旗一带采集相关样品(图 1), 对扎兰屯西南部白音高老组火山岩开展锆石 U-Pb 年代学及地球化学研究, 探讨其成因及形成的构造背景。

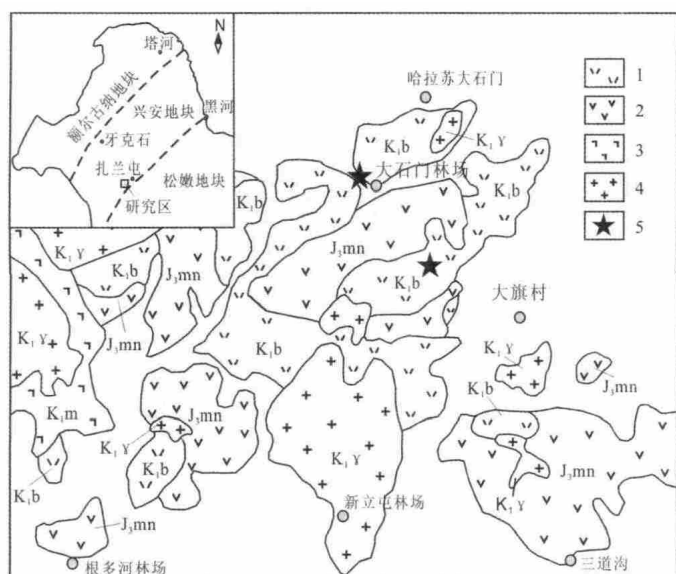


图 1 扎兰屯地区地理位置和晚中生代火山岩分布地质简图

Fig. 1 Locality of Zhalantun with distribution of the Late Mesozoic volcanic rocks

1—白音高老组(Baiyingaolao fm.) 2—玛尼吐组(Manitu fm.) 3—梅勒图组(Meiletu fm.) 4—早白垩世岩体(Early Cretaceous intrusive body) 5—采样位置(sampling position)

1 地质概况

中国东北地区位于华北板块和西伯利亚板块之间, 两板块之间由中蒙地块、南戈壁板块、额尔古纳地块、兴安-布列亚-佳木斯地块和系列增生带、缝合带组成^[11]。各微板块各自经历复杂的增生演化、相互拼合等复杂过程, 形成统一的夹于华北板块与西伯利亚板块之间的中间板块, 中间板块与华北板块沿西拉木伦河-延吉一带从晚泥盆世开始拼合, 到晚二叠世—早三叠世拼合完成, 形成联合板块^[11-12]。侏罗纪晚期蒙古-鄂霍次克洋完成闭合^[13], 进入古亚洲洋构造域向太平洋构造域转换阶段, 至早白垩世本区完全受太平洋构造域控制^[14]。

扎兰屯西南部地处大兴安岭中北段(图 1), 构造演化复杂, 断裂构造发育, 以 NE、NEE 和 NW 向构造为主, 其次是 S-N 向断裂。研究区古生代地层出露较少, 中生代火山岩出露广泛, 主要的中生代火山岩地层有晚侏罗世满克头鄂博组(J_3m)、玛尼吐组(J_3mn), 早白垩世白音高老组(K_1b)、梅勒图组(K_1m)。满克头鄂博组以流纹岩、英安岩为主, 玛尼吐组以安山岩为主, 夹少量粗面岩、粗安岩等; 白音高老组以流纹岩、英安岩为主, 梅勒图组以基岩的玄武岩、玄武安山岩为主。

研究区侵入岩分布广泛, 古生代侵入岩主要为早石炭世和早二叠世花岗岩。中生代岩体分布面积较大, 包括早白垩世花岗闪长岩($\gamma\delta K_1$)、二长花岗岩($\gamma\delta K_1$)、碱长花岗岩($\gamma\delta K_1$)、花岗斑岩($\gamma\pi K_1$)、正长斑岩($\xi\pi K_1$)。

2 火山岩岩相学特征

扎兰屯西南部地区白音高老组分布广泛, 火山岩出露面积较大, 颜色以灰黑色、灰白色为主, 斑状结构、球粒结构, 基质主要为斑状结构、微晶结构、玻璃质结构, 块状构造、流纹构造。白音高老组的岩性主要为流纹岩, 少量英安岩。

流纹岩(113-16) 新鲜面灰黑色, 斑状结构、球粒结构。斑晶有斜长石, 由更长石组成, 熔蚀状, 粒径 0.3~1 mm, 含量 8%; 钾长石, 粒径 0.2~0.8 mm; 石英, 熔蚀状, 粒径 0.3~1.5 mm, 含量 2%。基质由脱玻化的隐晶物质和少量石英($d \leq 0.1$ mm, 含量 5%)组成。

英安岩(112-51) 新鲜面灰黑色, 斑状结构, 基质脱玻化隐晶质结构。斑晶为斜长石, 由更长石组成, 熔蚀状, 粒径 0.2~1 mm, 含量 10%。基质由脱玻化的隐晶物质和少量石英组成。根据化学成分, 这些岩石全部属于流纹岩, 与室内岩相学存在一定的差异, 这可能与岩相学鉴定以斑晶含量为依据定名, 而基质还含有较多的细小的不易鉴别的碱性长石和石英有关。

3 地球化学特征

样品磨碎至 200 目后, 在沈阳地质矿产研究所实验测试中心进行常量、微量元素分析测试。常量元素用 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%。

火山岩主量元素分析结果(表 1)表明, 白音高老组高硅、富碱, SiO_2 含量介于 70.07%~75.97% 之间, Al_2O_3 含量介于 12.50%~15.56%。全碱(K_2O+Na_2O)含量为 7.56%~

表 1 扎兰屯西南部白音高老组地球化学分析结果

Table 1 Geochemical data of Baiyingaolao Formation in the southwest of Zhalantun area

样品号	112-28	112-42	112-49	112-51	113-3	113-4	113-5	113-6	113-12	113-16	113-18	113-20
SiO ₂	73.45	74.43	75.97	70.07	75.85	74.05	73.48	75.49	73.99	73.56	74.02	74.87
TiO ₂	0.19	0.19	0.18	0.21	0.18	0.20	0.26	0.20	0.24	0.25	0.27	0.21
Al ₂ O ₃	13.69	13.47	12.50	15.56	12.59	13.83	14.20	13.42	13.70	13.59	13.54	13.00
T(Fe ₂ O ₃)	1.92	1.74	1.74	2.34	2.01	2.01	2.42	1.75	1.83	2.25	2.31	2.00
MnO	0.12	0.16	0.17	0.17	0.08	0.07	0.05	0.07	0.08	0.09	0.09	0.09
MgO	0.20	0.20	0.52	0.27	0.11	0.15	0.35	0.16	0.32	0.36	0.36	0.27
CaO	0.53	0.27	0.23	0.39	0.01	0.09	0.04	0.08	0.28	0.21	0.23	0.20
Na ₂ O	3.51	3.13	2.68	4.78	2.79	3.98	3.48	2.65	3.44	3.50	3.23	3.03
K ₂ O	5.26	5.37	4.88	5.17	5.79	5.17	4.66	5.19	4.78	4.95	4.80	5.07
P ₂ O ₅	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.08	0.04	0.04	0.05	0.05	0.05
LOI	0.87	0.73	0.87	0.80	0.58	0.50	0.94	0.98	1.21	1.09	0.93	1.12
Total	99.77	99.73	99.77	99.79	100.03	100.06	99.96	100.04	99.91	99.89	99.83	99.91
A/CNK	1.10	1.18	1.24	1.10	1.16	1.12	1.31	1.33	1.21	1.18	1.24	1.20
NK/A	0.84	0.81	0.78	0.87	0.86	0.88	0.76	0.74	0.79	0.82	0.78	0.81
Mg [#]	2.53	2.36	3.15	3.16	2.40	2.51	3.45	2.27	2.73	3.29	3.36	2.80
La	33.20	29.92	32.93	33.30	28.51	33.20	29.50	32.55	31.00	30.24	30.92	29.16
Ce	68.10	61.65	69.45	70.30	57.68	61.97	54.51	61.04	57.91	53.14	56.93	53.66
Pr	7.16	6.55	7.16	7.21	6.18	6.78	5.54	6.78	6.60	6.36	6.78	6.23
Nd	24.90	22.66	24.38	24.79	22.70	24.69	19.45	24.39	24.63	23.81	25.55	22.88
Sm	4.55	4.09	4.36	4.40	3.99	4.26	3.08	4.11	4.29	4.29	4.60	4.01
Eu	0.64	0.58	0.56	0.59	0.76	0.81	1.10	0.72	0.78	0.90	1.03	0.73
Gd	3.53	3.17	3.37	3.47	3.87	4.28	3.26	4.06	4.21	4.21	4.21	3.83
Tb	0.54	0.49	0.51	0.53	0.49	0.55	0.39	0.52	0.54	0.55	0.56	0.50
Dy	3.10	2.76	2.82	2.98	2.87	3.09	2.05	2.86	3.01	3.21	3.34	2.93
Ho	0.63	0.53	0.55	0.60	0.53	0.59	0.40	0.56	0.59	0.60	0.64	0.58
Er	1.63	1.44	1.46	1.61	1.20	1.36	0.93	1.23	1.27	1.31	1.36	1.24
Tm	0.28	0.25	0.26	0.28	0.25	0.27	0.21	0.26	0.27	0.28	0.30	0.27
Yb	1.84	1.63	1.66	1.81	1.42	1.53	1.21	1.47	1.53	1.55	1.63	1.51
Lu	0.26	0.24	0.25	0.27	0.26	0.27	0.22	0.26	0.27	0.27	0.29	0.26
Y	17.98	15.59	15.77	17.13	8.18	9.12	6.50	14.72	11.89	12.09	12.91	14.04
Σ REE	168.35	151.55	165.48	169.26	138.89	152.76	128.35	155.55	148.80	142.81	151.04	141.84
(La/Yb) _N	12.17	12.41	13.42	12.43	13.55	14.63	16.42	15.00	13.67	13.21	12.80	13.05
Eu _N	0.47	0.48	0.43	0.45	0.59	0.58	1.05	0.53	0.56	0.64	0.70	0.57
Rb	153.68	151.83	151.58	139.08	145	147	133	148	123	120	132	156
Ba	645.93	654.39	600.07	663.41	262	204	642	321	299	381	457	269
Th	5.32	7.38	8.87	8.17	1.43	2.71	3.94	4.50	6.00	12.6	16.6	8.05
Nb	11.51	10.83	10.64	12.63	11.6	12.8	9.09	11.7	12.0	11.4	12.4	11.7
Ta	0.55	0.53	0.75	0.54	1.29	1.79	1.25	1.40	2.03	1.03	1.50	1.58
Sr	216.27	166.37	168.22	238.53	96.2	71.3	186	92.0	124	116	133	106
Zr	146.82	139.80	140.59	169.57	52.0	63.4	38.6	54.2	57.1	64.7	227	76.4
Hf	4.53	5.54	4.02	4.55	1.88	1.78	1.46	4.20	2.84	2.31	2.69	4.09
Rb/Sr	0.71	0.91	0.90	0.58	1.51	2.06	0.71	1.61	0.99	1.03	1.00	1.48
Ti/Y	17.98	15.59	15.77	17.13	8.18	9.12	6.50	14.72	11.89	12.09	12.91	14.04
Ti/Zr	7.59	7.97	7.55	7.49	21.19	18.63	40.87	22.58	24.98	23.44	7.10	16.75

含量单位:主量元素为%(质量分数) 稀土元素和微量元素为 10⁻⁶.

9.96%, 为钾质岩石 K_2O/Na_2O 介于 1.08~2.08 之间, 铝指数 $Al_2O_3/(CaO+K_2O+Na_2O)$ 分子比=1.10~1.32, 为过铝质岩石, 过碱指数 $(K_2O+Na_2O)/Al_2O_3$ 分子比=0.74~0.88. 贫 Ca、Mg, 低 Ti, CaO 含量为 0.01%~0.53%, MgO 含量为 0.11%~0.52%, TiO_2 含量为 0.18%~0.26%. 在 TAS 火山岩分类命名图解(图 2)中, 所有样品均落入亚碱性系列的流纹岩范围内. 在硅碱图(图 3)中, 白音高老组火山岩落入高钾钙碱性系列.

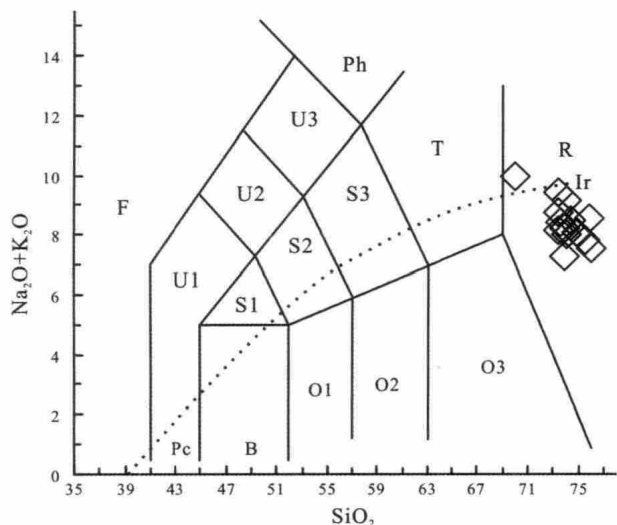


图 2 扎兰屯西南部白音高老组流纹岩样品 TAS 分类图

Fig. 2 TAS diagram of rhyolite in Baiyingaolao Formation from the southwest of Zhalantun

(岩石分类据 Middlemost, 1994; 系列界线据 Irvine and Baragar, 1971)

(Classification is after Middlemost, 1994; Series separating line between alkaline and sub-alkaline is from Irvine and Baragar, 1971)

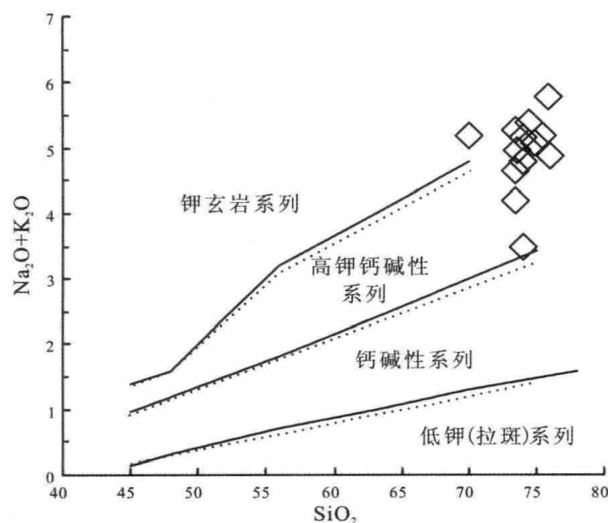


图 3 扎兰屯西南部白音高老组流纹岩 SiO_2 - K_2O 图解

Fig. 3 K_2O - SiO_2 diagram of rhyolite in Baiyingaolao Formation from the southwest of Zhalantun

(实线据 Peccerillo and Taylor, 1976; 虚线据 Middlemost, 1985)

(Solid lines are after Peccerillo and Taylor, 1976; Dashed lines are after Middlemost, 1985)

白音高老组火山岩的稀土丰度较高(表 1), 稀土元素总量 ΣREE 为 $128.35 \times 10^{-6} \sim 169.26 \times 10^{-6}$. 轻稀土富集, $LREE$ 含量为 $113.17 \times 10^{-6} \sim 140.59 \times 10^{-6}$, 重稀土亏损, $HREE$ 含量为 $15.18 \times 10^{-6} \sim 29.80 \times 10^{-6}$, 轻重稀土分馏明显, $(La/Yb)_N = 12.17 \sim 16.42$, 在稀土元素配分模式图中呈右倾型(图 4). 弱负 Eu 异常, δEu 值介于 0.43~0.70 之间, 说明源区有斜长石残留或岩浆演化过程中经历了斜长石的分离结晶作用. 微量元素蛛网图(图 4)显示, 白音高老组火山岩中, 大离子亲石元素(LILE) Rb、Th、K 等相对富集, 出现 Ba 的亏损, 高场强元素(HFSE) Sr、P、Ti 强烈亏损, Nb、Ta 相对较亏损, 具有壳源岩浆的特征, 说明白音高老组火山岩岩浆可能来源于地壳.

4 年代学研究

锆石分选、锆石制靶、显微图像采集工作在河北省廊坊市完成, U-Pb 年龄测定均在中国地质科学院国家地质测试中心完成. 对待测样品的锆石进行透射光、反射光和阴极发光图像的观察和采集, 以确定锆石的内部结构和成因. 锆石数据分析采用 193 nm 的 ComPex102 型 ArF 准分子激光器和 Agilent7500a 型 ICP-MS 仪器, 采用高纯氦气作为剥蚀物质的载气, 激光频率为 6 Hz, 激光强度为 50 mJ, 激光斑束为 30 μm , 使用人工合成硅酸玻璃标准物质 NIST610 进行仪器状态调整参考, 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以扣除普通 Pb 的影响, 谐和图的绘制采用 Isoplot 完成. 单个分析点的同位素比值和同位素年龄误差为 1σ . 锆石的 LA-ICP-MS U-Pb 同位素分析结果见表 2.

本文对采自扎兰屯西南部不同地区的 2 个流纹岩样品进行了 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素分析. 从样品 TW26、TW30 的锆石阴极发光照片(图 5)可以看出, 锆石颗粒晶型完好, 呈长柱状或短柱状, 长宽比 3:1~1:1, 具有明显的振荡生长环带结构, 说明具有岩浆成因锆石特征. 锆石 Th/U 比值大于 0.1, 分别为 0.81~1.80 和 0.85~2.24, 为典型岩浆成因的锆石.

TW26 样品采自大石门林场, 将铅丢失严重的数(2、14、17、18、25、28)剔除后, 剩余的 24 个分析点均位于 U-Pb 谐和线上或其附近. $^{206}Pb/^{238}U$ 表面年龄介于 120.8~129.9 Ma, 其加权平均年龄为 125.80 ± 0.94 Ma (MSWD=0.9)(图 6a).

TW30 样品采自大旗村, 将铅丢失严重的数(2、16、25)剔除后, 剩余的 27 个分析点均位于 U-Pb 谐和

表 2 扎兰屯西南部白音高老组流纹岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素分析结果

Table 2 LA-ICP-MS zircon U-Pb analysis of rhyolite in Baiyingaolao Formation from the southwest of Zhalantun

样品点	U/Th	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄/Ma	$\pm 1\sigma$
TW26_1	1.31	0.0488	0.00198	0.12848	0.00542	0.01891	0.00039	120.8	2.47
TW26_2	1.14	0.05055	0.00168	0.15352	0.00526	0.02203	0.00043	140.5	2.7
TW26_3	1.41	0.04779	0.00112	0.12901	0.00291	0.01952	0.00035	124.6	2.24
TW26_4	1.66	0.04991	0.00141	0.13562	0.00384	0.01926	0.00036	123	2.28
TW26_5	1.33	0.0474	0.00113	0.12934	0.00299	0.01979	0.00036	126.3	2.27
TW26_6	1.42	0.04941	0.00118	0.1292	0.00298	0.01943	0.00035	124	2.24
TW26_7	1.42	0.04834	0.00133	0.13279	0.00365	0.01967	0.00037	125.6	2.32
TW26_8	1.70	0.04749	0.00117	0.12964	0.0031	0.01934	0.00035	123.5	2.23
TW26_9	1.54	0.04783	0.00192	0.13291	0.00557	0.01995	0.00041	127.3	2.58
TW26_10	1.52	0.04775	0.00128	0.13021	0.00347	0.01964	0.00036	125.4	2.3
TW26_11	2.24	0.04991	0.00211	0.13564	0.00602	0.0203	0.00043	129.5	2.7
TW26_12	1.49	0.0498	0.00123	0.13716	0.00332	0.01954	0.00036	124.7	2.27
TW26_13	1.01	0.05321	0.00126	0.14228	0.00327	0.02031	0.00037	129.6	2.34
TW26_14	1.56	0.06562	0.00228	0.17537	0.00635	0.01916	0.00039	122.4	2.45
TW26_15	2.02	0.04911	0.00122	0.13038	0.00316	0.01986	0.00036	126.8	2.31
TW26_16	1.54	0.05063	0.00129	0.13497	0.0034	0.01921	0.00036	122.7	2.25
TW26_17	1.69	0.07143	0.00172	0.2049	0.00488	0.02112	0.00039	134.7	2.46
TW26_18	0.84	0.13378	0.00772	0.34977	0.02311	0.0199	0.00061	127	3.85
TW26_19	2.08	0.04846	0.00118	0.1326	0.00315	0.01975	0.00036	126.1	2.29
TW26_20	0.94	0.04843	0.00122	0.13282	0.00329	0.01976	0.00036	126.2	2.3
TW26_21	1.42	0.04834	0.00282	0.13223	0.00818	0.01948	0.00047	124.4	2.96
TW26_22	1.03	0.04901	0.00122	0.13285	0.00324	0.01989	0.00037	126.9	2.32
TW26_23	0.98	0.04806	0.00113	0.12882	0.00293	0.02002	0.00037	127.8	2.31
TW26_24	1.62	0.04866	0.00161	0.13282	0.00452	0.01997	0.00039	127.5	2.47
TW26_25	1.61	0.24117	0.00903	1.22967	0.06459	0.03574	0.00091	226.4	5.68
TW26_26	1.52	0.05012	0.00124	0.13571	0.0033	0.02012	0.00037	128.4	2.35
TW26_27	1.26	0.04931	0.00156	0.13098	0.00422	0.01959	0.00038	125.1	2.4
TW26_28	1.05	0.05582	0.00158	0.15516	0.00443	0.0197	0.00037	125.8	2.37
TW26_29	0.85	0.04928	0.00122	0.13291	0.00324	0.01955	0.00036	124.8	2.28
TW26_30	0.95	0.04887	0.00156	0.12981	0.00423	0.02036	0.0004	129.9	2.5
TW30_1	2.16	0.04834	0.00133	0.15055	0.00405	0.02013	0.00036	128.5	2.28
TW30_2	2.83	0.04749	0.00117	0.16712	0.0041	0.0199	0.00035	127	2.24
TW30_3	1.74	0.04783	0.00192	0.13637	0.00842	0.01915	0.0004	122.3	2.54
TW30_4	1.95	0.04775	0.00128	0.13575	0.00568	0.0186	0.00036	118.8	2.25
TW30_5	2.03	0.0474	0.00113	0.15646	0.00366	0.02085	0.00037	133	2.34
TW30_6	1.23	0.04941	0.00118	0.13353	0.00312	0.02097	0.00037	133.8	2.35
TW30_7	1.67	0.04834	0.00133	0.13709	0.00685	0.01945	0.00039	124.2	2.46
TW30_8	2.68	0.04749	0.00117	0.13056	0.00327	0.02026	0.00036	129.3	2.28
TW30_9	2.01	0.04783	0.00192	0.1514	0.00465	0.02068	0.00038	131.9	2.38
TW30_10	1.70	0.04775	0.00128	0.13893	0.00358	0.01959	0.00035	125.1	2.22
TW30_11	2.17	0.04991	0.00211	0.14227	0.00367	0.02018	0.00036	128.8	2.28
TW30_12	2.03	0.0498	0.00123	0.13942	0.00358	0.0191	0.00034	122	2.17
TW30_13	2.22	0.05321	0.00126	0.14888	0.00339	0.02032	0.00036	129.6	2.28
TW30_14	1.59	0.06562	0.00228	0.15313	0.00365	0.01977	0.00035	126.2	2.23
TW30_15	1.38	0.04911	0.00122	0.13717	0.00326	0.01996	0.00036	127.4	2.25
TW30_16	1.17	0.05063	0.00129	0.146794	0.01124	0.02233	0.0004	142.4	2.55
TW30_17	2.17	0.07143	0.00172	0.14403	0.00367	0.02089	0.00037	133.3	2.36
TW30_18	1.69	0.13378	0.00772	0.15447	0.0036	0.0211	0.00038	134.6	2.37
TW30_19	1.83	0.04846	0.00118	0.15155	0.00354	0.02121	0.00038	135.3	2.39
TW30_20	1.70	0.04843	0.00122	0.13134	0.00296	0.01971	0.00035	125.8	2.21
TW30_21	1.68	0.04834	0.00282	0.14551	0.0044	0.01974	0.00036	126	2.28
TW30_22	1.90	0.04901	0.00122	0.15071	0.00372	0.02033	0.00036	129.7	2.3
TW30_23	1.18	0.04806	0.00113	0.13774	0.00354	0.02051	0.00037	130.9	2.33
TW30_24	2.47	0.04866	0.00161	0.14204	0.00372	0.02093	0.00038	133.5	2.38
TW30_25	2.33	0.24117	0.00903	0.27319	0.00707	0.02138	0.00039	136.3	2.45
TW30_26	1.58	0.05012	0.00124	0.13264	0.0033	0.02089	0.00037	133.3	2.36
TW30_27	1.50	0.04931	0.00156	0.14336	0.00397	0.02145	0.00039	136.8	2.45
TW30_28	2.36	0.05582	0.00158	0.13512	0.00413	0.02164	0.00039	138	2.49
TW30_29	1.45	0.04928	0.00122	0.14028	0.00358	0.02157	0.00039	137.6	2.45
TW30_30	2.37	0.04887	0.00156	0.13802	0.00388	0.02059	0.00037	131.4	2.36

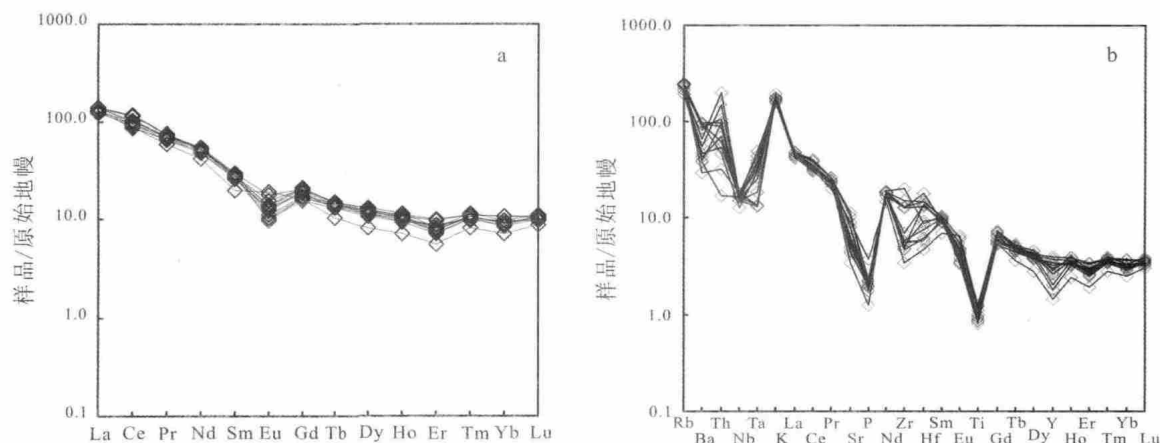


图4 扎兰屯西南部白音高老组流纹岩稀土元素配分模式图(a)和微量元素蛛网图(b)

Fig. 4 Chondrite-normalized REE distribution pattern (a) and primitive mantle-normalized spidergram (b) for the rhyolite in Baiyingaolao Formation from the southwest of Zhalantun
(标准化值引自 Sun and McDonough, 1989) (Normalization values are from Sun and McDonough, 1989)

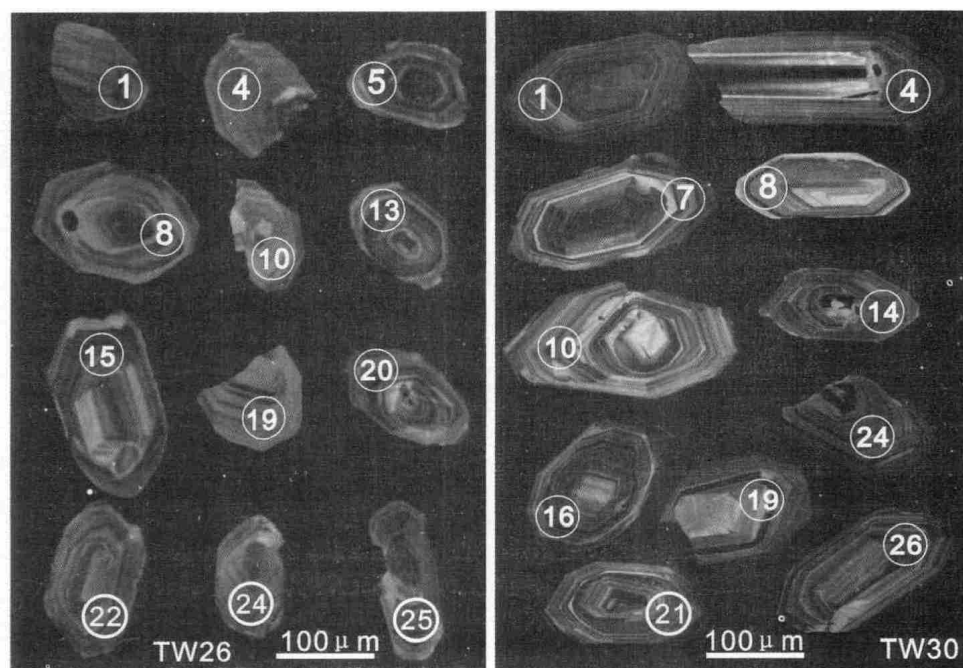


图5 扎兰屯西南部白音高老组流纹岩部分锆石阴极发光图像

Fig. 5 CL images of selected zircons from rhyolite in Baiyingaolao Formation from the southwest of Zhalantun

线上或其附近, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄介于 118.8~138 Ma, 其加权平均年龄为 129.7 ± 2.0 Ma (MSWD=4.5) (图 6b)。

5 讨论

5.1 锆石 U-Pb 年龄

高精度锆石 U-Pb 定年结果显示, 扎兰屯西南部地区白音高老组流纹岩 (TW26、TW30) 分别形成于 125.80 ± 0.94 Ma 和 129.7 ± 2.0 Ma, 其形成时代为早白垩世中期。1:5 万大旗等 4 幅区域地质调查项目根据地层对比将大石门火山盆地大石门林场以西的流纹岩划

归满克头鄂博组, 但 U-Pb 测年结果显示该火山盆地内部流纹岩形成年龄为 125.80 ± 0.94 Ma, 时代为早白垩世, 应归属白音高老组。

根据最新区调成果、已有研究资料^[1-3, 15]和本文测年结果, 认为扎兰屯西南部地区白音高老组酸性火山岩从早白垩世早期 (139 Ma) 开始活动, 一致持续到早白垩世晚期 (125 Ma), 柴河地区流纹质碎斑熔岩的形成^[15]标志该地区白音高老组火山活动的结束。本文酸性流纹岩 (129.7 Ma、125.8 Ma) 应为白音高老组早白垩世晚期火山活动的产物。

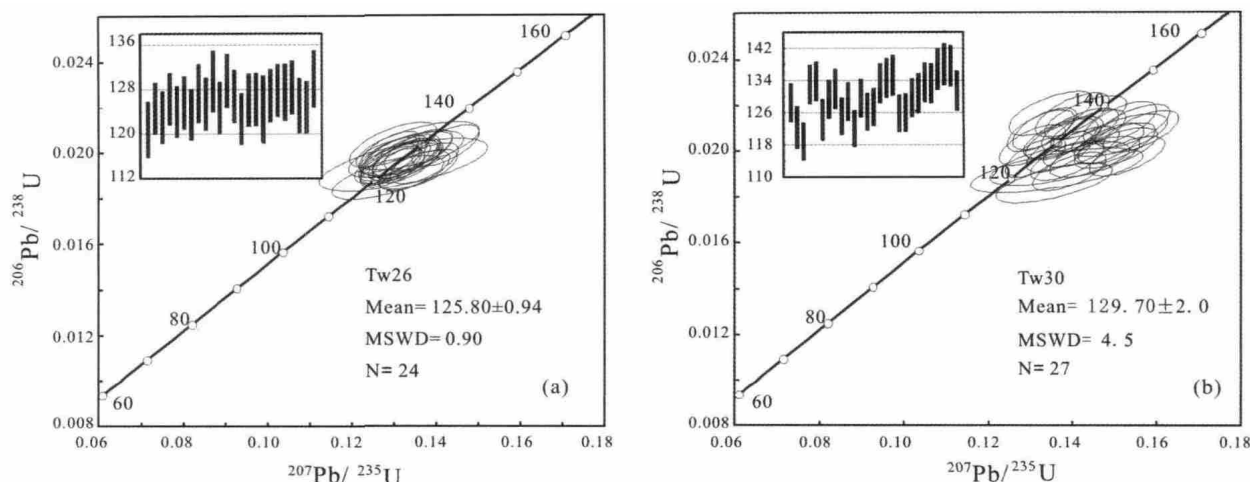


图 6 扎兰屯西南部白音高老组流纹岩锆石 U-Pb 谐和图

Fig. 6 U-Pb concordian diagrams of rhyolite in Baiyinggaolao Formation from the southwest of Zhalantun

5.2 岩石成因

酸性岩浆可由玄武质岩浆结晶分异形成或深部地壳部分熔融形成,而玄武质岩浆结晶分异形成的酸性岩浆规模较小,大体积的酸性岩浆主要由地壳部分熔融形成.白音高老组火山岩中大离子亲石元素(LILE) Rb、Th、K 等相对富集,高场强元素 Nb、Ta 相对较亏损,说明白音高老组火山岩岩浆源区可能为俯冲流体交代的岩石圈或陆壳物质.关于大兴安岭白音高老组流纹岩的成因,目前主要有 3 种成因观点:(1)结晶作用形成^[6];(2)与玄武岩构成双峰式火山岩组合^[4-5];(3)由地壳岩石部分熔融所形成^[6,15].研究区内玛尼吐组火山岩分布广泛,但是南木等四幅区域地质调查项目在白音高老组底部发现一套砾岩,说明在玛尼吐组与白音高老组之间存在较大的沉积间断,两个组应属于不同岩浆旋回的产物,并非同源岩浆演化之结果.研究区内及周边无基性玄武岩出露,因此不构成双峰式火山岩组合特征.

由表 2 可知,白音高老组火山岩 Rb/Sr 比值为 0.58~2.06,与壳源岩浆的范围(Rb/Sr 大于 0.5)一致.流纹岩 Ti 含量较低,Ti/Y 比值小于 100,为 6.50~17.98,平均为 13.06,Ti/Zr 变化范围较大,为 7.49~40.87,平均值为 16.27,具有壳源特征.基性相容组分 Cr、Co、Ni 含量较低,分别为 2.98×10^{-6} ~ 13.20×10^{-6} 、 0.06×10^{-6} ~ 2.56×10^{-6} 和 1.10×10^{-6} ~ 8.96×10^{-6} , $Mg^\#$ 也相对较低,其值为 2.27~3.45,这显示出该组酸性岩浆为地壳来源而非地幔成因.

A 型花岗岩最重要的地球化学特征是富 SiO_2 、 K_2O ,贫 Al_2O_3 、Sr、Ba、Eu、Ti 和 P,负钕异常^[16].本文白音高老组火山岩高硅, SiO_2 含量 73.48%~75.97% (A

型花岗岩为 74%~75%);富钾, K_2O 含量 4.66%~5.79% (A 型花岗岩 4%~6%);贫铝, Al_2O_3 含量 12.50%~15.56% (A 型花岗岩 12%~13%) 稀土元素配分模式图为右倾型,负 Eu 异常,微量元素分布图上,强烈亏损 Sr、Ba、Ti、P.上述地球化学特征显示白音高老组火山岩具有 A 型花岗岩的特征.

5.3 火山岩形成的构造背景

前人大量的研究资料显示,关于大兴安岭北段晚中生代火山岩形成的构造环境有多种不同的观点,主要有地幔柱成因^[4-5]、古太平洋板块俯冲^[6-7]及蒙古-鄂霍次克洋闭合后伸展 3 种观点^[8-10].尽管存在着上述争议,但大兴安岭地区在早白垩世处于伸展体制下的观点却得到了多数学者的认同. Fan 通过研究大兴安岭北段的晚中生代火山岩,认为大兴安岭北段晚中生代火山岩形成于造山后的弥散性伸展环境,来自古亚洲洋或蒙古-鄂霍次克洋闭合有关的受流体交代的地幔^[18].苟军通过研究满州里南部火山岩,认为白音高老组火山岩是在板内拉张环境下由玄武质下地壳部分熔融形成的^[17]. Zhang J H 认为扎兰屯地区长英质火山岩来源于底侵玄武质下地壳熔融,而底侵玄武质岩石则来自与古亚洲洋或蒙古-鄂霍次克洋闭合有关的被流体交代的地幔^[19].研究区白音高老组流纹岩具有 A 型花岗岩特征,而 A 型花岗岩通常被认为形成于伸展构造背景.在 Y/Nb-Ce/Nb 图解(图 7)中,扎兰屯地区白音高老组流纹岩全部落入 A1 型区域内部,代表了大陆裂谷或板内环境,这与碱子山地区碱长花岗岩^[8,19-20]和蘑菇气、根多河地区发现的白垩纪花岗岩反映的构造环境相一致.综合前人的研究结果及本文的研究资料,笔者认为扎兰屯南部地区白音高老组火山岩形成于板内拉

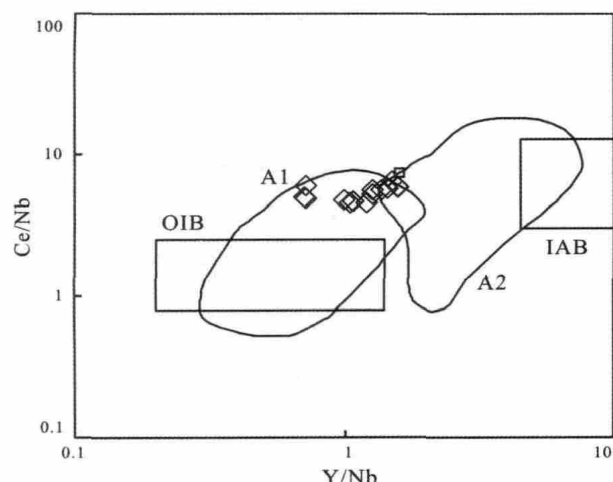


图7 内蒙古扎兰屯地区白音高老组 A 型流纹岩 Y/Nb-Ce/Nb 判别图解

(据 Eby, 1992)

Fig. 7 Y/Nb-Ce/Nb plots for various A-type granites from Zhalantun area (After Eby, 1992)

张环境, 其形成可能与古太平洋板块俯冲或蒙古-鄂霍次克洋闭合后伸展环境有关。

7 结论

(1) 扎兰屯西南部白音高老组火山岩由流纹岩、英安岩组成, 化学成分以流纹岩为主。岩石形成于 125~129 Ma 之间的早白垩世。

(2) 白音高老组火山岩高硅、富碱, 为过铝质岩石, 属于高钾钙碱性系列。稀土元素丰度较高, 轻重稀土分馏明显, 弱的负 Eu 异常。富集大离子亲石元素, 亏损高场强元素, 低 Rb/Sr 比值, 具有壳源岩浆特征。

(3) 白音高老组火山岩形成于非造山板内伸展环境。

参考文献:

- [1] 陈志广, 张连昌, 周新华, 等. 满洲里新右旗火山岩剖面年代学和地球化学特征[J]. 岩石学报, 2006, 22(12): 2971—2986.
- [2] 徐美君, 徐文良, 孟恩, 等. 内蒙古东北部额尔古纳地区上护林-向阳盆地中生代火山岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄和地球化学特征[J]. 地质通报, 2011, 30(9): 1321—1338.
- [3] 李世超, 徐仲元, 刘正宏, 等. 大兴安岭中段玛尼吐组火山岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄及地球化学特征[J]. 中国地质, 2013, 32(2/3): 399—407.
- [4] 葛文春, 林强, 孙德有, 等. 大兴安岭中生代两类流纹岩成因的地球化学研究[J]. 地球科学, 2000, 25(2): 172—178.
- [5] 林强, 葛文春, 曹林, 等. 大兴安岭中生代双峰式火山岩的地球化学特征[J]. 地球化学, 2003, 32(3): 208—222.
- [6] 刘俊杰, 鞠文信, 赵九峰, 等. 大兴安岭根河岩区晚侏罗世火山岩特征及构造环境探讨[J]. 华南地质与矿产, 2006, 22(1): 38—47.
- [7] Zhang J H, Ge W C, Wu F Y, et al. Large-scale Early Cretaceous volcanic events in the northern Great Xing'an Range, Northeastern China[J]. Lithos, 2008, 102: 138—157.
- [8] 张玉涛, 张连昌, 英基丰, 等. 大兴安岭北部扎兰屯脉岩群的地球化学特征及其地质意义[J]. 岩石学报, 2006, 22(11): 2733—2742.
- [9] 张玉涛, 张连昌, 英基丰, 等. 大兴安岭北段塔河地区早白垩世火山岩地球化学及源区特征[J]. 岩石学报, 2007, 23(11): 2811—2822.
- [10] 苟军, 孙德有, 赵忠华, 等. 满洲里南部玛尼吐组火山岩锆石 U-Pb 年龄与地球化学研究[J]. 岩石学报, 2011, 27(10): 3083—3094.
- [11] 张炯飞, 权恒, 武广祝, 等. 东北地区中生代火山岩形成的构造环境[J]. 贵金属地质, 2000, 9(1): 33—39.
- [12] 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.
- [13] Zorin Yu A. Geodynamics of the western part of the Mongolia-Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia [J]. Tectonophysics, 1999, 306: 33—56.
- [14] 尹志刚, 张跃龙, 杨晓平, 等. 大兴安岭北部中生代火山岩特征及岩浆演化[J]. 世界地质, 2006, 25(2): 120—128.
- [15] 崔天日, 杨芳林, 司秋亮, 等. 大兴安岭中段柴河地区碎斑熔岩的发现及其意义[J]. 地质与资源, 2012, 21(1): 35—41.
- [16] 苟军, 孙德有, 赵忠华, 等. 满洲里南部白音高老组流纹岩锆石 U-Pb 定年及岩石成因[J]. 岩石学报, 2010, 26(1): 333—344.
- [17] Fan W M, Guo F, Wang Y J, et al. Late Mesozoic calc-alkaline volcanism of post-orogenic extension in the northern Da Hinggan mountains, northeastern China[J]. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 2003(2): 115—135.
- [18] Zhang J H, Ge W C, Wu F Y, et al. Mesozoic bimodal volcanic suite in Zhalantun of the Da Hinggan Range and its geological significance: Zircon U-Pb age and Hf isotopic constraints [J]. Acta geologica Sinica, 2006, 80(1): 58—69.
- [19] 李培忠, 于津生. 黑龙江碾子山晶洞碱性花岗岩岩体年龄及其意义[J]. 地球化学, 1992, 21(4): 389—390.
- [20] 张旗, 冉, 李承东. A 型花岗岩的实质是什么[J]. 岩石矿物学杂志, 2012, 31(4): 621—626.