

doi: [10.12097/gbc.2023.09.019](https://doi.org/10.12097/gbc.2023.09.019)

# 大兴安岭中段内蒙古扎赉特旗地区石炭纪高镁闪长岩、埃达克岩的发现及其对嫩江洋俯冲作用的指示

庞雪娇<sup>1,2</sup>, 付俊或<sup>1,2\*</sup>, 钱程<sup>1,2</sup>, 杨晓平<sup>1,2</sup>, 汪岩<sup>1,2</sup>

PANG Xuejiao<sup>1,2</sup>, FU Junyu<sup>1,2\*</sup>, QIAN Cheng<sup>1,2</sup>, YANG Xiaoping<sup>1,2</sup>, WANG Yan<sup>1,2</sup>

1. 中国地质调查局沈阳地质调查中心, 辽宁 沈阳 110034;

2. 东北地质科技创新中心, 辽宁 沈阳 110034

1. Shenyang Center, China Geological Survey, Shenyang 110034, Liaoning, China;

2. Northeast Geological S&T Innovation Center, China Geological Survey, Shenyang 110034, Liaoning, China

**摘要:** 扎赉特旗地区的晚古生代岩浆作用,对于揭示嫩江洋的俯冲过程与机制具有重要的约束意义。通过野外地质调查、岩石学、岩石地球化学和锆石 U-Pb 定年研究,在扎赉特旗元宝山和贾家屯地区新发现了晚石炭世早期的高镁闪长岩(年龄加权平均值为  $320.5 \pm 1.2$  Ma) 和 O 型埃达克岩(年龄加权平均值为  $317.9 \pm 3.3$  Ma)。元宝山高镁闪长岩具有低  $\text{SiO}_2$ 、高  $\text{MgO}$ 、高  $\text{Mg}^{\#}$  和富  $\text{Na}_2\text{O}$  的特点,且  $\text{Ni}$ 、 $\text{Cr}$  含量高,富集轻稀土元素和大离子亲石元素,亏损高场强元素,认为其形成于消减带之上的地幔楔环境,是由消减板片部分熔融衍生的富  $\text{Si}$  质流体交代地幔岩部分熔融形成的。贾家屯石英闪长岩具有高  $\text{SiO}_2$ 、富  $\text{Na}_2\text{O}$ 、高  $\text{Sr}$  和低  $\text{Yb}$ 、 $\text{Y}$  的特点,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  值低,稀土元素强烈分异,富集轻稀土元素和大离子亲石元素,亏损高场强元素,无负  $\text{Eu}$  异常,且贫  $\text{Mg}$ 、 $\text{Cr}$ 、 $\text{Ni}$ ,为消减板片部分熔融后经结晶分异形成的 O 型埃达克岩。新发现的晚石炭世早期的埃达克岩-赞岐岩组合,与研究区石炭纪花岗岩的形成时间( $333 \sim 304$  Ma)同步,且高镁闪长岩与辉长岩( $325.2 \sim 317.3$  Ma)伴生,反映扎赉特旗地区处于松嫩地块西缘的活动大陆边缘弧环境,推测嫩江洋至少从晚石炭世早期开始就存在向东南侧松嫩地块之下的俯冲作用。

**关键词:** 扎赉特旗; 石炭纪; 高镁闪长岩; 埃达克岩; 俯冲作用; 地质调查工程

中图分类号: P534.45; P588.12<sup>2</sup> 文献标志码: A 文章编号: 1671-2552(2024)08-1430-16

**Pang X J, Fu J Y, Qian C, Yang X P, Wang Y. The discovery of Carboniferous high-Mg diorites and adakites in the Jalaid Banner area, the central Great Xing'an Range and their implications for the subduction of the Nenjiang ocean. Geological Bulletin of China, 2024, 43(8): 1430–1445**

**Abstract:** The Late Paleozoic magmatism in the Jalaid Banner area is of great constraint significance in revealing the subduction process and closure mechanism of the Nenjiang ocean. Through field geological survey, petrology, rock geochemistry and zircon U-Pb dating, early Late Carboniferous high-Mg diorites (weighted average age  $320.5 \pm 1.2$  Ma) and O-type adakites (weighted average age  $317.9 \pm 3.3$  Ma) have been discovered in Yuanbaoshan and Jiajiatun, Jalaid Banner. The Yuanbaoshan high-Mg diorite is characterized by low  $\text{SiO}_2$ , high  $\text{MgO}$ , high  $\text{Mg}^{\#}$ , rich  $\text{Na}_2\text{O}$ , and high  $\text{Ni}$  and  $\text{Cr}$  contents. It is rich in light rare earth elements (LREE) and large ion lithophilic elements (LILE), loss of high field strength elements (HFSE). It is considered that the partial melting of subduction plates results in the formation of Si-rich fluids, which displace mantle rocks and cause them to form after partial melting. The Jiajiatun quartz diorite is characterized by high  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Sr}$  and low  $\text{Yb}$ ,  $\text{Y}$ ,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ , strong REE differentiation, enrichment of LREE and LILE, loss of HFSE, no negative  $\text{Eu}$  anomaly, poor  $\text{Mg}$ ,  $\text{Cr}$ ,  $\text{Ni}$ . It is an O-type adakite which formed by partial melting of subtractive plates and crystallization differentiation. The newly discovered adakite-Sanukite rock assemblage in the early Late Carboniferous is

收稿日期: 2023-09-14; 修订日期: 2024-02-24

资助项目: 中国地质调查局项目《东北地区数据更新及地质编图》(编号: DD20230224)、《东北地区基础地质图件更新》(编号: DD20221632-05)

作者简介: 庞雪娇(1984- ), 女, 硕士, 高级工程师, 从事区域地质、侵入岩地质及综合编图工作。E-mail: [pangxjsy@foxmail.com](mailto:pangxjsy@foxmail.com)

\* 通信作者: 付俊或(1966- ), 男, 正高级工程师, 从事区域地质、大地构造研究。E-mail: [fjyzxy@163.com](mailto:fjyzxy@163.com)

consistent with the formation time of the Carboniferous granite in the study area (333~304 Ma), and the high-Mg diorite is associated with gabbro (325.2~317.3 Ma). It is considered that the Jalaid Banner area was located in the active continental margin arc at the western edge of the Songnen massif during this period. At least since the early Late Carboniferous, the Nenjing ocean has been subducted to the southeast beneath the Songnen massif.

**Key words:** Jalaid Banner; Carboniferous; high-Mg diorite; adakite; subduction; geological survey engineering

中亚造山带夹持于西伯利亚克拉通与华北—塔里木克拉通之间,是全球最大的增生造山带,其构造增生与古亚洲洋内各微陆块、岛弧等洋—陆作用、俯冲—碰撞造山过程关系密切(李锦铁等,1998,2019; Jahn et al., 2004,2009; 许文良等,2019; 时溢等,2020)。嫩江洋位于松嫩地块与兴安增生地体之间,作为中亚造山带东部古亚洲洋分支洋盆(Liu et al., 2017; Feng et al., 2018a; 刘永江等,2019; Ma et al., 2020),是在新元古代伴随古亚洲洋的拉开逐渐形成的,并在早古生代演化为成熟洋盆(Feng et al., 2018a; 马永非,2019)。关于嫩江洋的闭合机制,有学者根据兴安增生地体东南缘的弧岩浆岩分布特征,认为是古洋壳北西向俯冲于兴安增生地体之下闭合的单向俯冲机制(Liu et al., 2017; Feng et al., 2018 a, b)。近年来,有少数学者通过对松嫩地块西缘岩浆

岩的研究,提出嫩江洋闭合为双向俯冲模式,认为古洋壳向东南侧松嫩地块之下的俯冲作用至少从早石炭世开始就存在(刘永江等,2019; Ma et al., 2020)。

内蒙古扎赉特旗地处大兴安岭中段松嫩地块西缘,是研究嫩江洋演化机制的关键地区,且石炭纪侵入岩发育。本文在野外调查的基础上,通过岩石学、岩石地球化学和锆石U-Pb测年研究,在该区新发现了石炭纪高镁闪长岩和O型埃达克岩,这些岩石对嫩江洋构造演化的研究具有重要的约束意义。

## 1 区域地质背景

扎赉特旗地区位于松嫩地块西缘,西侧以贺根山—黑河构造带为界与兴安增生地体毗邻(图1-b)。兴安增生地体由陆缘增生带、弧岩浆岩带及弧后盆地等组成,是额尔古纳地块的陆缘活动带(刘永江

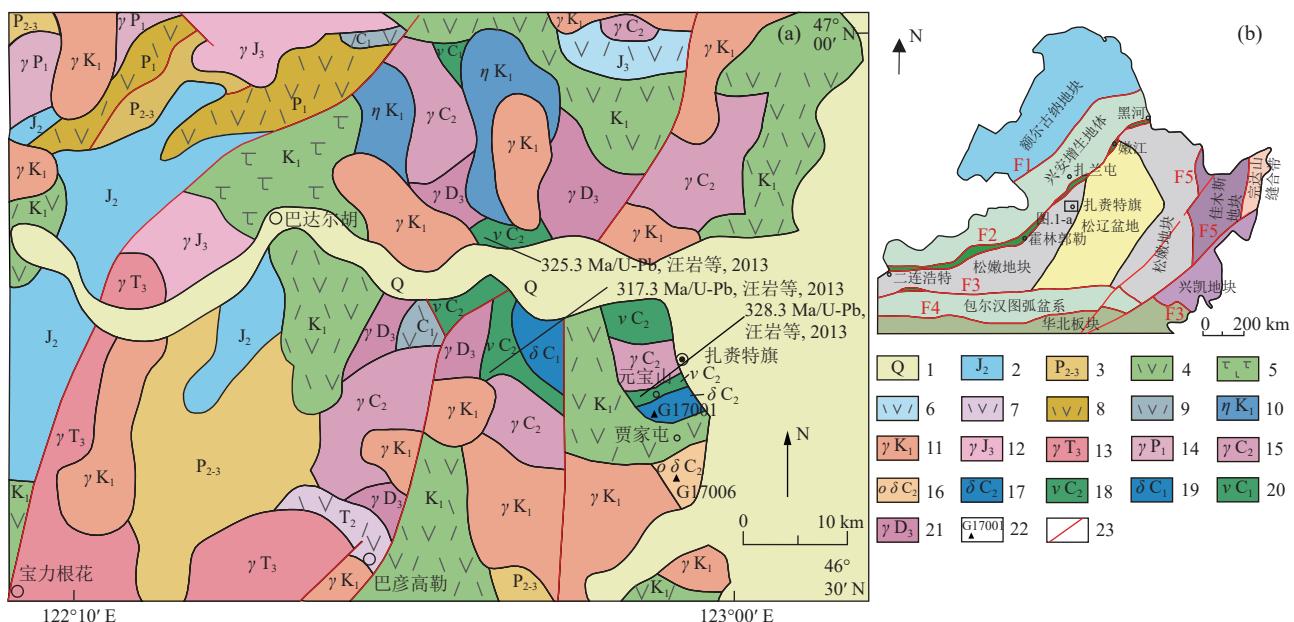


图1 扎赉特旗地区地质简图(a)和中国东北地区大地构造单元划分简图(b, 据潘桂棠等, 2009 修改)

Fig. 1 Geological map of the Jalaid Banner area(a) and geotectonic unit division map of NE China(b)

F1—塔源—喜桂图构造带; F2—贺根山—黑河构造带; F3—西拉沐伦—长春构造带; F4—赤峰—开源断裂带; F5—嘉荫—牡丹江构造带; 1—第四系; 2—中侏罗统; 3—中上二叠统; 4—早白垩世中酸性火山岩; 5—早白垩世中基性火山岩; 6—晚侏罗世中酸性火山岩; 7—中三叠世中酸性火山岩; 8—早二叠世中酸性火山岩; 9—早石炭世中酸性火山岩; 10—早白垩世二长岩; 11—早白垩世花岗岩; 12—晚侏罗世花岗岩; 13—晚三叠世花岗岩; 14—早二叠世花岗岩; 15—晚石炭世花岗岩; 16—晚石炭世石英闪长岩; 17—晚石炭世闪长岩; 18—晚石炭世辉长岩; 19—早石炭世闪长岩; 20—早石炭世辉长岩; 21—晚泥盆世花岗岩; 22—采样位置及编号; 23—断层

等, 2019; Ma et al., 2022)。其主体由古生代花岗质岩石、火山岩和沉积地层组成, 后期被中生代岩浆活动破坏或被沉积岩覆盖(刘永江等, 2010), 过去认为的“前寒武纪变质基底”在近年大量的年代学研究基础上多被解体为古生代地质体(杨现力, 2007; 周建波等, 2014; Liu et al., 2017), 仅在兴安增生地体的东北部存在少量前寒武纪变质岩石, 但因锆石多为碎屑锆石, 可能来源于周缘古老地体, 并不能代表“兴安地块”基底(马永非, 2019)。松嫩地块大部分被显生宙中新生代沉积物覆盖, 其下为前寒武纪变质基底(叶慧文等, 1994; 李双林等, 1998; 裴福萍等, 2006; 梁爽等, 2009; 葛梦春等, 2011)。

扎赉特旗地区断裂构造发育, 岩浆活动频繁(图1-a), 岩浆岩大多具有典型的弧属性特征(汪岩等, 2013; 钱程等, 2018)。研究区中北部大面积出露早白垩世中—酸性、中—基性火山岩, 少量晚侏罗世、中三叠世和早二叠世中—酸性火山岩。区内侵入岩分布广泛, 以早白垩世花岗岩(花岗斑岩和二长花岗岩)、晚三叠世花岗岩(二长花岗岩和正长花岗岩)和晚泥盆世—石炭纪侵入岩最发育, 其中晚泥盆世岩浆活动产物为二长岩—正长岩组合, 早石炭世为辉长岩—闪长岩组合, 晚石炭世主要为花岗质岩石; 二叠纪岩浆活动微弱, 仅在研究区西南部见少量早二叠世花岗闪长岩发育。

## 2 样品描述

本次研究的闪长岩样品(G17001b2)采自扎赉特旗元宝山, 坐标为北纬 $46^{\circ}39'54''$ 、东经 $122^{\circ}52'25.6''$ , 石英闪长岩样品(G17006b3)采自扎赉特旗贾家屯, 坐标为北纬 $46^{\circ}36'43.3''$ 、东经 $122^{\circ}54'31.3''$ (图1-a)。

元宝山闪长岩露头较少, 野外剖面见其被早白垩世花岗岩( $130\pm14$  Ma, 数据待发表)侵入, 未见其他接触关系。岩石灰绿色, 中细粒半自形柱粒状结构, 块状构造, 主要由斜长石(65%~70%)、普通角闪石(10%~20%)和黑云母(6%~7%)组成, 偶见钾长石和石英, 少量副矿物磷灰石等。其中斜长石呈半自形—自形柱状、板柱状, 边缘齿状, 可见宽窄不一的聚片双晶, 部分发生钾长石化, 表面有微弱的绢云母化和粘土化蚀变, 长轴略定向, 粒径为0.2~4 mm; 角闪石呈淡绿色, 不规则柱状及宽板状集合体, 粒径为0.2~4 mm; 黑云母黄褐色, 呈较规则的细小片状集合

体, 部分发生绿泥石化(图2-a, b)。

贾家屯石英闪长岩, 野外剖面见其被早白垩世花岗岩、花岗斑岩( $131.9\pm1.1$  Ma, 数据待发表)侵入, 未见其他接触关系。岩石为块状构造, 不等粒半自形柱粒状结构, 主要由斜长石(约60%)、普通角闪石(10%~15%)、钾长石(10%)、石英(10%~15%)和少量黑云母(3%~4%)组成, 少量副矿物磷灰石和绿帘石等。其中斜长石为半自形板柱状, 部分边缘细粒化呈齿状, 发育聚片双晶和卡钠复合双晶, 双晶纹宽窄不一且有受应力作用而出现的扭折现象, 有明显的碎裂和轻微的绢云母化蚀变, 粒径0.3~4 mm; 角闪石呈长柱状, 半自形—自形, 淡绿色, 可见到多色性, 部分轻微绿泥石化蚀变; 钾长石半自形短柱状, 粒径0.5~4 mm; 黑云母黄褐色, 为较均匀细小片状集合体; 石英他形粒状, 粒径0.5~4 mm(图2-c, d)。

## 3 测试方法

### 3.1 锆石 U-Pb 定年

锆石挑选、制靶和照相均由廊坊市宇恒矿岩技术服务有限公司完成, 样品靶的制备与SHRIMP锆石样品靶的制备方法类似(宋彪等, 2002), 在双目镜下挑选透明、晶形好、无或少裂隙的锆石颗粒, 置于环氧树脂内进行制靶。锆石定年在中国地质科学院地质研究所大陆构造与动力学实验室LA-MC-ICP-MS实验室进行, 对待测样品锆石进行透射光、反射光和阴极发光图像的观察和采集, 确定锆石内部结构和成因。采用激光剥蚀等离子体质谱(LA-ICP-MS)U-Pb同位素分析技术, 激光斑束直径为30 μm, 激光脉冲为10 Hz, 能量密度为16~17 J/cm<sup>2</sup>。实验中剥蚀物质载气采用高纯的氦, 用标准参考物质NISTSRM610进行仪器最佳化, 样品测定时用国际标准锆石91500作外标进行同位素分馏校正, 实验获得的数据采用Anderson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 $\pm 1\sigma$ , 详细的实验测试过程见袁洪林等(2003)。数据处理采用ICPMsDataCal程序(Liu et al., 2010), 测量过程中绝大多数分析点 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}>1000$ , 未进行普通铅校正,  $^{204}\text{Pb}$ 由离子计数器检测,  $^{204}\text{Pb}$ 含量异常高的分析点可能受包体等普通铅影响, 对 $^{204}\text{Pb}$ 含量异常高的分析点在计算时剔除, 锆石年龄计算与谐和图的绘制采用国际标准程序Isoplot 3.0(Ludwig et al., 2003)完成。

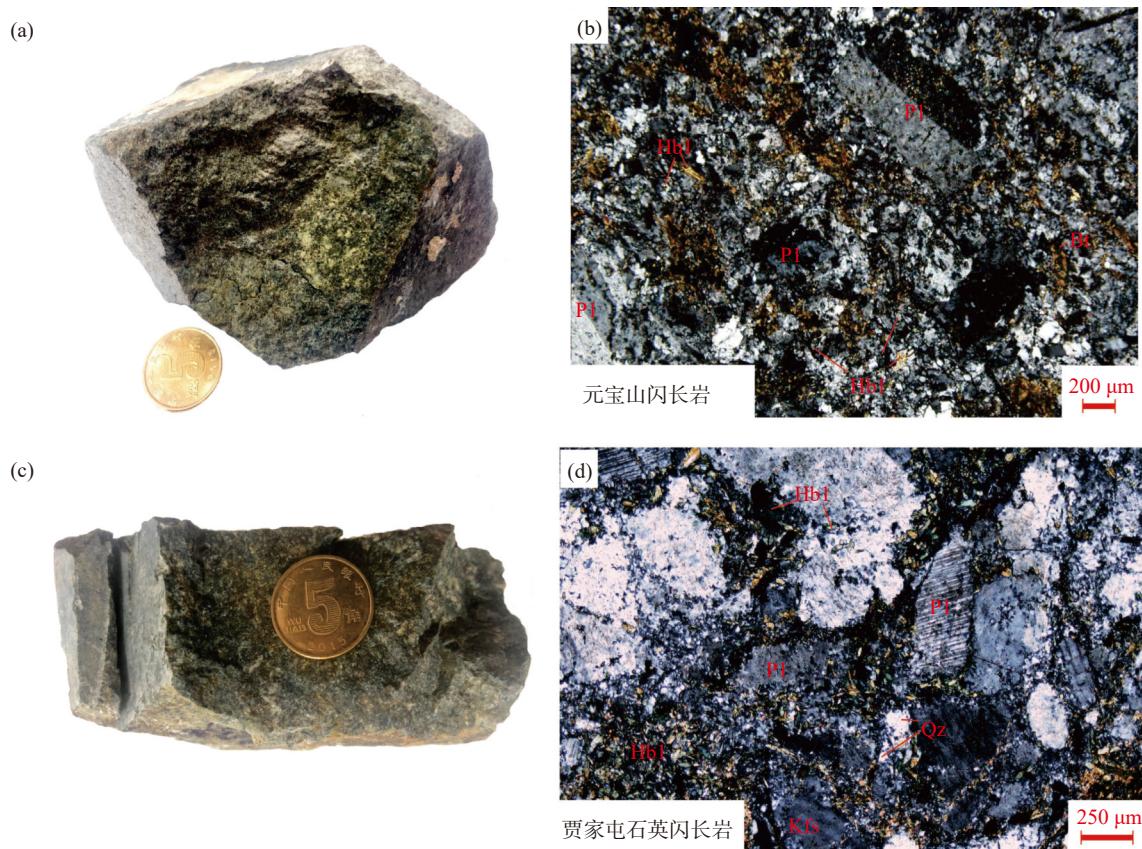


图2 扎赉特旗地区元宝山闪长岩(a, b)和贾家屯石英闪长岩(c, d)手标本和显微照片

Fig. 2 Hand specimens and micrographs of Yuanbaoshan diorite (a, b) and Jiajiatun quartz diorite (c, d) in the Jalaid Banner  
Bt—黑云母; Hbl—角闪石; Kfs—钾长石; Pl—斜长石; Qz—石英

### 3.2 全岩主量和微量元素分析

样品测试在自然资源部东北矿产资源监督检测中心完成, 整个过程均在无污染设备中进行。主量元素采用X射线荧光光谱法(XRF), 分析精度和准确度优于5%; 微量元素的分析则采用电感耦合等离子质谱法(ICP-MS)完成, 分析精度和准确度优于10%。

## 4 分析结果

### 4.1 锆石U-Pb定年

本次所测锆石均为无色或浅褐色晶体, 锆石呈较自形的短柱状、长柱状和粒状。样品G17001b2(闪长岩)的锆石粒径多为100~220 μm, 长宽比为3:1~1:1, 自形或半自形, 部分颗粒内部含有包体, 具有清晰的振荡生长环带(图3-a)和高的Th/U值(0.43~1.91), 显示了典型的岩浆成因锆石特征(吴元保等, 2004)。样品G17006b3(石英闪长岩)的锆石粒径多为100~280 μm, 长宽比为4:1~

1:1, 多为半自形和自形, 同样具有清晰的振荡环带(图3-b), 且Th/U值(0.41~2.07)较高, 亦为岩浆成因锆石。

对2件样品分别进行了30颗锆石的测点分析, 结果见表1。样品G17001b2测试结果显示, 除1个测点分布在谐和线附近外, 29个测点均分布在谐和线上,  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄加权平均值为 $320.5\pm1.2$  Ma(MSWD=0.55)(图3-c), 代表闪长岩的结晶年龄, 为晚石炭世早期岩浆活动的产物。样品G17006b3测试结果, 删除5个偏离谐和线的测点, 其余25个测点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄介于305.9~329.1 Ma之间, 年龄加权平均值为 $317.9\pm3.3$  Ma(MSWD=0.54)(图3-d), 代表了石英闪长岩的结晶年龄, 亦为晚石炭世早期岩浆活动的产物。

### 4.2 地球化学特征

元宝山闪长岩 $\text{SiO}_2$ 含量为51.51%~53.43%,  $\text{K}_2\text{O}$ 含量1.52%~1.61%,  $\text{Na}_2\text{O}$ 含量4.18%~4.48%, 在TAS硅-碱图解中数据点投入二长闪长岩区

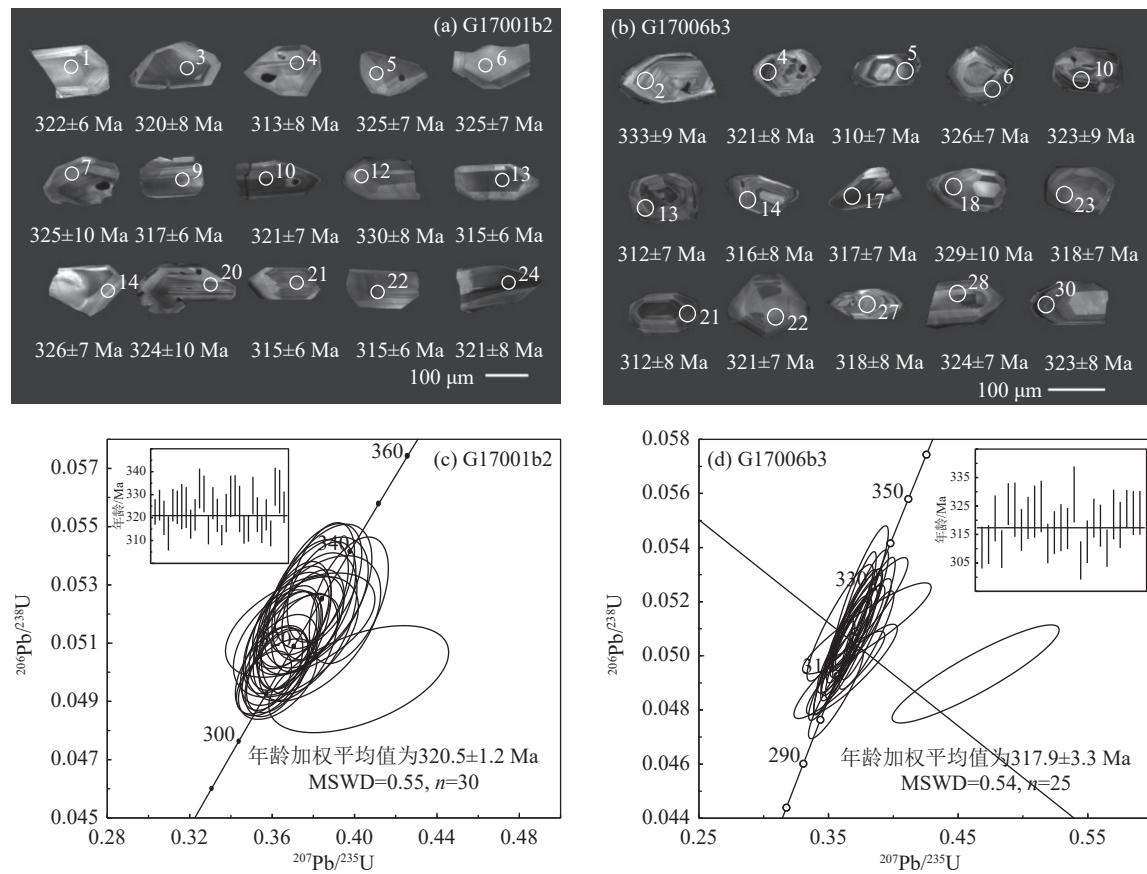


图 3 钨石阴极发光(CL)图像和 U-Pb 测年谐和图

Fig. 3 The CL images of zircon and concordia diagrams of U-Pb dating

域(图 4), 属于高钾钙碱性-钙碱性系列(表 2; 图 5-a),  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  值为 2.61~2.94, 属钠质型(图 5-b);  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量为 16.57%~16.60%, 铝饱和指数(A/CNK)为 0.83~0.93, 属于准铝质岩石(图 5-c)。具有较高的  $\text{CaO}$ (5.08%~6.33%)、 $\text{TFeO}$ (8.33%~8.50%) 和  $\text{MgO}$ (5.80%~6.42%)。稀土元素总量较高( $\Sigma\text{REE}=134.5\times10^{-6}\sim144.7\times10^{-6}$ ), 轻稀土元素(LREE)含量为  $117.7\times10^{-6}\sim125.9\times10^{-6}$ , 重稀土元素(HREE)为  $15.76\times10^{-6}\sim18.85\times10^{-6}$ , LREE/HREE 值为 6.38~7.54,  $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$  值为 5.86~6.80,  $\delta\text{Eu}$  值为 1.07~1.18, 稀土元素分异较明显, 轻稀土元素富集、重稀土元素亏损, 具较弱的正 Eu 异常, 稀土元素配分型式为略右倾型的配分曲线(图 6-a)。富集大离子亲石元素 Ba、K, 亏损高场强元素 Th、U、Ta、Nb、Hf、Ti(图 6-b)。

贾家屯晚石炭世石英闪长岩  $\text{SiO}_2$  含量为 63.27%~68.83%,  $\text{K}_2\text{O}$  含量为 1.78%~2.39%,  $\text{Na}_2\text{O}$  含量 4.76%~5.76%, 在 TAS 硅-碱图解(图 4)中数据点

投入花岗闪长岩和石英二长岩区域, 属钙碱性系列(图 5-a);  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  值为 2.29~2.85, 亦属钠质型(图 5-b);  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量为 15.24%~16.39%, A/CNK 值为 0.75~0.99, 同属准铝质(图 5-c); 相对富  $\text{CaO}$ (2.28%~6.73%),  $\text{TFeO}$ (3.04%~4.44%),  $\text{MgO}$ (0.87%~1.13%)。稀土元素总量亦较高( $141.91\times10^{-6}\sim161.60\times10^{-6}$ ), 轻稀土元素富集、重稀土元素亏损更加明显( $\text{LREE}=136.26\times10^{-6}\sim153.70\times10^{-6}$ , LREE/HREE 值为 17.47~26.43), 稀土元素分异强烈 [ $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}=32.74\sim60.93$ ], 具有更加陡倾的右倾型配分曲线。同样富集大离子亲石元素 Ba、K, 且高场强元素 Th、U、Ta、Nb、Hf、Ti 的亏损较元宝山闪长岩更明显(图 6-b)。

## 5 讨 论

### 5.1 岩石成因

#### 5.1.1 元宝山闪长岩

目前认为  $\text{SiO}_2$  含量在 52%~60% 之间、 $\text{MgO}$  含

表1 扎赉特旗地区闪长岩和石英闪长岩锆石 LA-ICP-MS U-Th-Pb 分析结果

Table 1 Zircon LA-ICP-MS U-Th-Pb data of the diorite and quartz diorite in the Jalaid Banner

点号	含量/ $10^{-6}$			Th/U	同位素比值				年龄/Ma			
	Pb	Th	U		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 $\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 $\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 $\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 $\sigma$
<b>元宝山闪长岩(G17001b2)</b>												
1	40	94	95	1.00	0.372	0.0136	0.0513	0.0009	321	10	322	6
2	55	127	159	0.80	0.3691	0.0123	0.0518	0.0011	319	9	325	7
3	48	113	123	0.92	0.3727	0.0126	0.0509	0.0012	322	9	320	8
4	29	64	88	0.73	0.402	0.0288	0.0498	0.0012	343	21	313	8
5	20	43	83	0.52	0.3774	0.0116	0.0518	0.0012	325	9	325	7
6	16	35	63	0.55	0.3736	0.0239	0.0516	0.0012	322	18	325	7
7	22	49	88	0.56	0.3779	0.0153	0.0517	0.0016	326	11	325	10
8	185	450	278	1.62	0.3704	0.012	0.0516	0.0015	320	9	324	9
9	33	82	82	0.99	0.3633	0.0124	0.0504	0.001	315	9	317	6
10	153	381	244	1.56	0.3667	0.0117	0.0511	0.0011	317	9	321	7
11	47	111	108	1.03	0.3823	0.014	0.053	0.0014	329	10	333	9
12	23	51	98	0.52	0.3775	0.0129	0.0526	0.0013	325	10	330	8
13	69	167	173	0.96	0.3622	0.0101	0.05	0.001	314	8	315	6
14	37	83	119	0.70	0.3707	0.0119	0.0519	0.0011	320	9	326	7
15	48	116	134	0.87	0.3639	0.0118	0.051	0.0012	315	9	321	7
16	149	359	250	1.43	0.356	0.0088	0.0496	0.0007	309	7	312	4
17	9	21	33	0.63	0.3715	0.02	0.0512	0.0014	321	15	322	8
18	28	64	72	0.89	0.3812	0.0168	0.0524	0.0015	328	12	329	9
19	253	592	310	1.91	0.3972	0.0127	0.0525	0.0014	340	9	330	9
20	26	58	73	0.79	0.3798	0.0217	0.0515	0.0016	327	16	324	10
21	52	126	103	1.22	0.3598	0.0117	0.0501	0.001	312	9	315	6
22	97	239	173	1.38	0.3602	0.0097	0.0501	0.0009	312	7	315	6
23	68	155	144	1.08	0.3827	0.0118	0.0525	0.0013	329	9	330	8
24	133	322	274	1.18	0.3673	0.0109	0.0511	0.0012	318	8	321	8
25	52	121	129	0.94	0.3629	0.0101	0.05	0.0009	314	8	315	6
26	96	229	207	1.10	0.3679	0.0099	0.0511	0.0011	318	7	321	7
27	29	71	77	0.93	0.3627	0.0126	0.0498	0.0009	314	9	313	6
28	95	208	308	0.68	0.3837	0.0108	0.0531	0.0014	330	8	333	8
29	10	20	46	0.43	0.3842	0.016	0.0527	0.0015	330	12	331	10
30	19	42	66	0.63	0.3744	0.0134	0.0516	0.0011	323	10	325	7
<b>贾家屯石英闪长岩(G17006b3)</b>												
1	32	71	56	1.27	0.4635	0.0425	0.0493	0.0012	387	30	310	7
*2	19	44	43	1.03	0.3844	0.019	0.0531	0.0015	330	14	333	9
3	38	94	64	1.47	0.368	0.0231	0.0495	0.0011	318	17	311	7
4	73	178	178	1.00	0.3698	0.0141	0.051	0.0013	320	11	321	8
5	40	102	95	1.07	0.3531	0.0122	0.0492	0.0011	307	9	310	7
6	73	181	141	1.28	0.3814	0.0197	0.0518	0.0012	328	15	326	7
7	48	104	252	0.41	0.37	0.0111	0.0515	0.0016	320	8	324	10
8	39	99	101	0.98	0.3639	0.0128	0.0503	0.0012	315	10	317	7
9	28	69	53	1.31	0.3749	0.0156	0.051	0.0012	323	12	321	7
10	118	292	227	1.29	0.3804	0.0138	0.0514	0.0015	327	10	323	9
11	33	81	78	1.04	0.3758	0.0135	0.0517	0.0015	324	10	325	9
*12	312	118	377	0.31	4.1867	0.088	0.2901	0.0059	1671	18	1642	30
13	69	174	218	0.80	0.3545	0.0105	0.0496	0.0011	308	8	312	7
14	38	96	87	1.10	0.363	0.0126	0.0502	0.0012	315	9	316	8
*15	215	492	229	2.15	0.4244	0.0123	0.0578	0.0014	359	9	362	9
16	37	91	112	0.82	0.3676	0.0132	0.0505	0.0013	318	10	317	8
17	173	451	221	2.04	0.3623	0.012	0.0504	0.0012	314	9	317	7

续表 1

点号	含量/ $10^{-6}$			Th/U	同位素比值				年龄/Ma			
	Pb	Th	U		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$1\sigma$
18	41	98	160	0.62	0.375	0.014	0.0524	0.0016	323	10	329	10
*19	324	618	523	1.18	0.5071	0.013	0.0676	0.0014	417	9	422	9
20	43	116	56	2.07	0.3557	0.014	0.0486	0.0011	309	11	306	7
21	127	326	362	0.91	0.3538	0.0101	0.0497	0.0012	308	8	312	8
22	27	65	68	0.95	0.3796	0.0327	0.051	0.0011	327	24	321	7
23	32	77	79	0.98	0.3792	0.014	0.0506	0.0012	327	10	318	7
*24	10	18	16	1.14	0.6738	0.0564	0.0536	0.0017	523	34	336	11
25	64	171	115	1.49	0.3584	0.0231	0.0493	0.0011	311	17	310	7
26	20	49	46	1.07	0.3589	0.0168	0.0512	0.0014	311	13	322	9
27	17	42	46	0.91	0.3674	0.0172	0.0506	0.0013	318	13	318	8
28	150	378	215	1.75	0.3703	0.0113	0.0515	0.0011	320	8	324	7
29	35	86	86	0.99	0.3699	0.0144	0.0513	0.0013	320	11	323	8
30	39	96	106	0.91	0.3709	0.0134	0.0513	0.0013	320	10	323	8

注: 标注\*的数据表示在计算年龄加权平均值及绘制锆石U-Pb谐和图时舍弃的数据, 可能由于普通铅过高等原因, 使年龄值偏离谐和线。

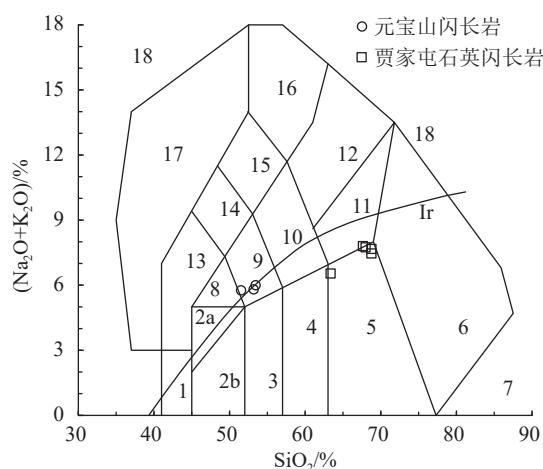


图4 扎赉特旗地区闪长岩和石英闪长岩 TAS 硅-碱图解  
(据 Middlemost, 1994)

Fig. 4 TAS diagram of the diorite and quartz diorite in Jalaid Banner area

Ir—Irvine 分界线, 上方为碱性, 下方为亚碱性。1—橄榄辉长岩; 2a—碱性辉长岩; 2b—亚碱性辉长岩; 3—辉长闪长岩; 4—闪长岩; 5—花岗闪长岩; 6—花岗岩; 7—石英岩; 8—二长辉长岩; 9—二长闪长岩; 10—二长岩; 11—石英二长岩; 12—正长岩; 13—副长石辉长岩; 14—副长石二长闪长岩; 15—副长石二长正长岩; 16—副长正长岩; 17—副长深成岩; 18—霓方钠岩/磷霞岩/粗白榴岩

量大于 5%、 $\text{TFeO}/\text{MgO} < 1.5$ ,  $\text{Mg}^{\#} > 0.45$  的闪长岩为高镁闪长岩(Kelemen et al., 1995; Tatsumi et al., 2001, 2003; 邓晋福等, 2010; Wang et al., 2022), 现阶段主要将其划分为赞岐岩、高镁埃达克岩、Bajaitic HMA 和玻安岩 4 种类型(Kamei et al., 2004; 邓晋福等, 2010), 岩石一般产于汇聚板块边缘, 由来源于地幔的原始岩浆形成(Jenner, 1981), 与年轻的或热的板

片俯冲作用有关(Furukawa et al., 1999)。其中, 赞岐岩的特征显示大离子亲石元素(LILE)和 LREE 的富集及较低的 HREE 含量, 富含  $\text{MgO}$ 、 $\text{Ni}$  和  $\text{Cr}$ (Stern et al., 1989; Stevenson et al., 1999)。

元宝山闪长岩  $\text{SiO}_2$  含量 51.51%~53.43%, 有 1 个样品略低于 52%, 因烧失量略高, 扣除烧失量重新标准化 100% 后为 52.77%~54.71%,  $\text{MgO}$  含量 5.80%~6.42%,  $\text{TFeO}/\text{MgO}$  值为 1.32~1.46,  $\text{Mg}^{\#}$  值为 0.55~0.57, 显示高镁闪长岩的特征。岩石具有低硅、高镁、富钠的特点, 具有相对高的  $\text{Cr}$ 、 $\text{Ni}$ 、 $\text{Co}$ 、 $\text{Sc}$  含量, 富集 LREE( $\text{La}, \text{Ce}, \text{Sm}$ ) 和 LILE( $\text{Ba}, \text{K}$ ), 亏损高场强元素(HFSE)( $\text{Th}, \text{U}, \text{Ta}, \text{Nb}, \text{Hf}, \text{Ti}$ ), 与赞岐岩地球化学特征相似, 在高镁安山岩分类图解中, 样品点均落入赞岐岩区, 与西藏松多赞岐岩性质的高镁闪长岩(形成于新特提斯洋板片向欧亚大陆俯冲的消减带之上的地幔楔环境, 张雨轩等, 2018)投点位置相近(图 7); 其稀土元素配分型式也与松多高镁闪长岩相似, 只是整体稀土元素含量略富集, 与日本 Kyushu 岛的赞岐岩相比, 配分型式相近, 相对而言轻稀土元素富集程度更高(图 6-a), 表明元宝山高镁闪长岩与赞岐岩具有相似的岩浆形成机制。元宝山高镁闪长岩  $\text{MgO}$  含量为 5.80%~6.42%,  $\text{Mg}^{\#}$  值为 0.55~0.57,  $\text{Ni}$  值为  $68.4 \times 10^{-6}$ ~ $78.5 \times 10^{-6}$ ,  $\text{Cr}$  含量为  $85.2 \times 10^{-6}$ ~ $90.7 \times 10^{-6}$ , 与由富集地幔直接熔融形成的赞岐岩( $\text{MgO} > 6\%$ ,  $\text{Mg}^{\#} > 0.6$ ,  $\text{Ni}$  和  $\text{Cr} > 100 \times 10^{-6}$ , Stern et al., 1989)相比略低, 因而推测其源区岩浆可能是由消减洋壳板片或沉积物部分熔融的富  $\text{Si}$  质流体交代的地幔岩部分熔融形成的(Shimoda et al.,

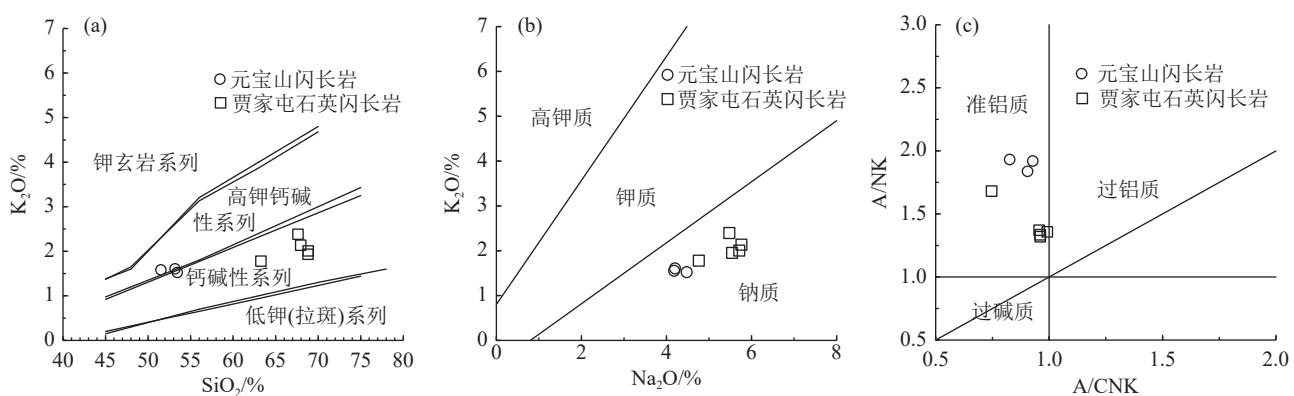


图5 扎赉特旗地区闪长岩和石英闪长岩主量元素变异图

Fig. 5 Major element variation diagrams of the diorite and quartz diorite in Jalaid Banner area

表2 扎赉特旗地区晚石炭世早期闪长岩和石英闪长岩主量、微量元素和稀土元素分析结果

Table 2 Analysis result of major, trace elements and REE of early Late carboniferous diorite and quartz diorite in the Jalaid Banner area

样号	岩性	Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	MnO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	烧失量	总计	Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O
G17001b2-1	高镁闪长岩	4.20	6.28	16.6	53.17	0.35	1.61	5.08	1.09	0.20	3.56	5.12	2.54	99.8	2.61
G17001b2-3	高镁闪长岩	4.18	6.42	16.6	51.51	0.38	1.58	6.33	1.15	0.19	4.36	4.58	2.40	99.68	2.64
G17001b2-5	高镁闪长岩	4.48	5.80	16.57	53.43	0.38	1.52	5.11	1.26	0.18	4.17	4.74	2.34	99.97	2.94
G17006b3-1	石英闪长岩	5.76	0.87	15.74	67.94	0.15	2.14	2.52	0.37	0.07	1.54	1.71	0.73	99.53	2.70
G17006b3-2	石英闪长岩	5.54	1.13	15.24	68.83	0.14	1.95	2.28	0.36	0.07	1.41	1.98	0.73	99.66	2.84
G17006b3-3	石英闪长岩	5.48	0.92	15.9	67.66	0.14	2.39	2.77	0.36	0.07	1.58	1.62	0.84	99.74	2.29
G17006b3-4	石英闪长岩	4.76	1.06	16.39	63.27	0.17	1.78	6.73	0.51	0.17	2.34	2.34	0.65	100.1	2.68
G17006b3-5	石英闪长岩	5.71	1.02	15.26	68.81	0.14	2.00	2.35	0.38	0.08	1.64	1.77	0.77	99.94	2.85
样号	A/CNK	TFeO	Mg <sup>#</sup>	DI	SI	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho
G17001b2-1	0.93	8.33	0.57	46.97	30.29	22.2	50.9	6.95	29.3	6.43	2.09	5.17	0.81	5.32	0.95
G17001b2-3	0.83	8.50	0.57	45.99	30.57	23.7	53.3	6.95	27.5	5.48	1.89	4.41	0.69	4.38	0.78
G17001b2-5	0.91	8.49	0.55	48.74	28.14	25.9	53.8	7.90	30.0	6.12	2.24	5.21	0.82	5.44	0.99
G17006b3-1	0.96	3.09	0.33	81.59	7.21	36.4	65.2	6.94	23.3	3.19	1.28	2.56	0.27	1.32	0.21
G17006b3-2	0.99	3.25	0.38	81.1	9.38	38.9	69.8	7.44	24.9	3.31	1.25	2.63	0.29	1.31	0.20
G17006b3-3	0.96	3.04	0.35	80.4	7.72	38.1	69.0	7.28	24.5	3.27	1.36	2.63	0.27	1.25	0.19
G17006b3-4	0.75	4.44	0.30	65.91	8.64	39.5	73.2	8.00	27.8	4.02	1.24	3.29	0.37	1.90	0.33
G17006b3-5	0.96	3.25	0.36	81.8	8.38	38.8	69.9	7.09	23.8	3.08	1.23	2.76	0.26	1.31	0.20
样号	Er	Tm	Yb	Lu	Y	Co	Ni	Hf	Ta	Th	U	Ba	Cr	Ga	Nb
G17001b2-1	2.78	0.38	2.71	0.33	26.1	32.9	78.5	0.51	0.43	2.92	0.37	1800	85.2	16.1	10.1
G17001b2-3	2.38	0.34	2.49	0.30	22.5	33.9	73.3	0.60	0.42	1.24	0.33	1600	86.1	17.2	10.6
G17001b2-5	2.89	0.37	2.79	0.34	26.3	33.0	68.4	0.45	0.43	2.30	0.48	2400	90.7	15.3	11.0
G17006b3-1	0.61	0.07	0.54	0.06	6.13	6.35	2.23	0.30	0.31	4.12	0.23	1300	5.10	15.1	6.13
G17006b3-2	0.56	0.06	0.51	0.054	5.75	7.42	2.72	0.20	0.26	3.59	0.21	1300	3.10	13.2	6.15
G17006b3-3	0.53	0.06	0.45	0.053	5.44	6.57	2.54	0.19	0.23	3.37	0.22	1400	5.60	15.5	5.70
G17006b3-4	0.93	0.11	0.87	0.094	9.13	9.53	6.45	0.42	0.29	4.25	0.48	1000	9.50	23.5	7.22
G17006b3-5	0.53	0.06	0.49	0.054	5.41	6.57	4.54	0.20	0.33	3.24	0.16	1100	4.65	14.0	6.20
样号	Rb	Sr	V	Zr	ΣREE	LREE	HREE	LREE/HREE	(La/Yb) <sub>N</sub>	δEu	δCe	Nb <sub>N</sub> /Zr <sub>N</sub>			
G17001b2-1	50.8	615	90.4	216	136.18	117.73	18.45	6.38	5.86	1.07	1.00	0.73			
G17001b2-3	49.9	642	104	162	134.57	118.81	15.76	7.54	6.80	1.14	1.01	1.03			
G17001b2-5	47.8	566	101	239	144.78	125.93	18.85	6.68	6.65	1.18	0.92	0.72			
G17006b3-1	57.8	449	25.8	256	141.91	136.26	5.65	24.13	48.74	1.32	0.94	0.38			
G17006b3-2	58.9	387	25.6	253	151.23	145.62	5.61	25.96	54.93	1.26	0.94	0.38			
G17006b3-3	62.4	494	26.3	244	149.04	143.61	5.43	26.43	60.93	1.37	0.95	0.37			
G17006b3-4	47.5	670	54.2	228	161.60	153.70	7.90	19.47	32.74	1.01	0.95	0.50			
G17006b3-5	60.1	392	26.2	257	149.51	143.85	5.67	25.38	57.26	1.27	0.96	0.38			

注: 主量元素含量单位为%, 微量和稀土元素含量单位为 $10^6$ 。Mg<sup>#</sup>=(MgO/40.31)/(MgO/40.31+TFeO/71.85); SI=100×MgO/(MgO+FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O); DI=Q<sub>z</sub>+Or+Ab+Ne+Lc+Kp

1998)。在  $\delta\text{Eu}-(\text{La/Yb})_N$  和  $\delta\text{Eu}-(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$  变异图(图 8)上, 样品点均落入壳-幔型花岗岩范围, 与日本赞岐岩和松多高镁闪长岩相邻, 也说明其岩浆主要来源于深部, 并受地壳混染影响。在高镁安山岩微量元素关系图解上, 样品点落入 Piip 型高镁闪长岩区, 位置与松多高镁闪长岩和日本赞岐岩相近(图 9-a), 亦显示其为板片熔体交代的地幔岩部分熔融的产物(Polat et al., 2001)。元宝山高镁闪长岩中富含角闪石和黑云母, 表明岩浆的水逸度较高, 较弱的正 Eu 异常亦表明在高水逸度下, 斜长石的结晶作用被抑制并推迟到后期阶段(Müntener et al., 2001; Grove et al., 2002), 暗示了流体辅助交代作用下的地

幔熔融; 同时具有明显的 Nb-Ta 负异常(图 6-b)和 LREE、LILE 的富集,  $\text{Ba/La}(67.7 \sim 92.8)$ 、 $\text{Ba/Th}(616.65 \sim 1294.5)$ 值非常高, 而  $\text{Th/Yb}(0.5 \sim 1.1)$ 值较小, 表明交代流体主要是由板片熔融衍生的流体, 而不是沉积物熔融衍生的熔体(Yin et al., 2010)。综上认为, 元宝山闪长岩为具有赞岐岩性质的高镁闪长岩, 形成于消减带之上的地幔楔环境, 是由消减板片部分熔融衍生的富 Si 质流体交代地幔岩部分熔融形成的。

### 5.1.2 贾家屯石英闪长岩

贾家屯石英闪长岩具有高硅、富钠、高 Sr ( $387 \times 10^{-6} \sim 670 \times 10^{-6}$ ) 的特点,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量高,

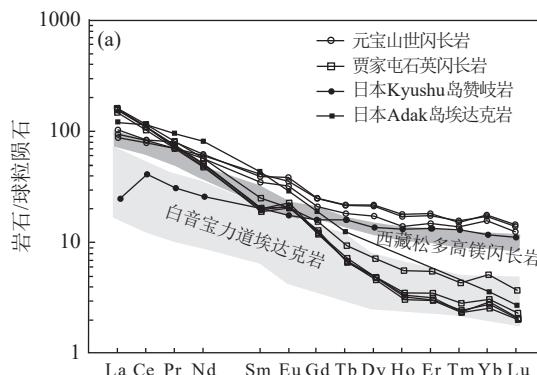


图 6 扎赉特旗地区闪长岩和石英闪长岩球粒陨石标准化稀土元素配分图(a)和原始地幔标准化微量元素蛛网图(b)(标准化值据 Sun et al., 1989; 白音宝力道埃达克岩数据据张炯飞等, 2004; 西藏松多高镁闪长岩数据据张雨轩等, 2018; 日本 Kyushu 岛赞岐岩数据据 Kamei et al., 2004; 日本 Adak 岛埃达克岩数据据 Kay, 1978)

Fig. 6 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive mantle-normalized trace element spider diagrams (b) of the diorite and quartz diorite in Jalaid Banner area

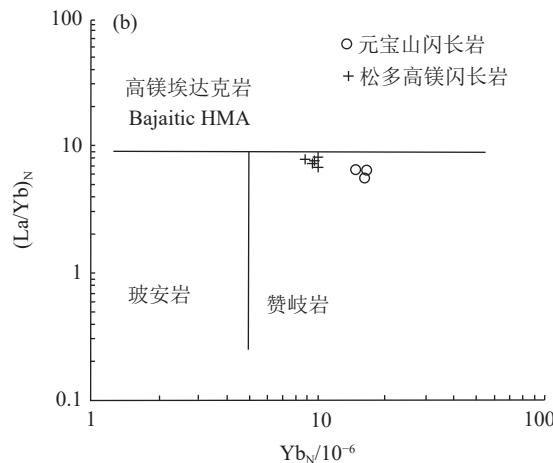
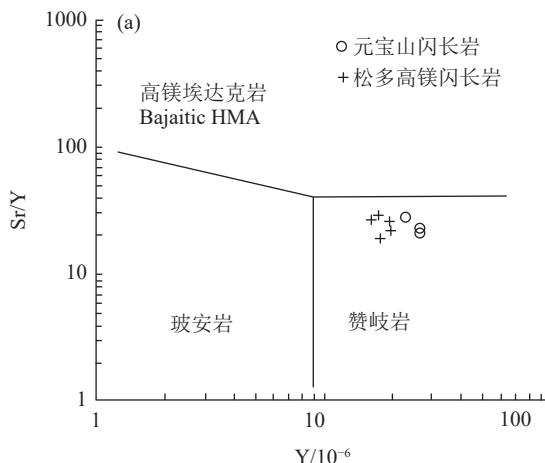
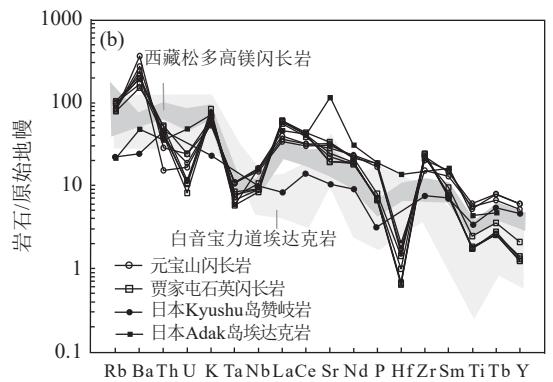


图 7 扎赉特旗地区闪长岩和石英闪长岩的高镁安山岩分类图解(底图据 Kamei et al., 2004)

Fig. 7 The discrimination diagrams for HMA of the diorite and quartz diorite in Jalaid Banner area

a—Y-Sr/Y 图解; b—Yb<sub>N</sub>—(La/Yb)<sub>N</sub> 图解

$K_2O/Na_2O$  值低( $0.35\sim0.44$ ), 稀土元素强烈分异 [ $(La/Yb)_N=32.74\sim60.93$ ], 富集 LREE 和 LILE, 亏损 HFSE, 具有低的  $Yb(0.45\times10^{-6}\sim0.87\times10^{-6})$ 、 $Y(5.41\times10^{-6}\sim9.13\times10^{-6})$  含量, 无负 Eu 异常, 与埃达克岩的基本特征 ( $SiO_2>56\%$ ,  $Al_2O_3>15\%$ ,  $Sr>400\times10^{-6}$ ,  $K_2O/Na_2O<0.5$ ,  $(La/Yb)_N>10$ , 非常低的 HREE,  $Yb<1.9\times10^{-6}$ ) 相符。其球粒陨石标准化稀土元素配分型式与日本 Adak 岛的典型埃达克岩的配分曲线相似(图 6-a), 原始地幔标准化微量元素蛛网图也与 Adak 岛的埃达克岩的曲线相近, 但具有更高的 Ba 和更低的 U 和 Hf; 在微量元素关系图解上, 样品点均落入埃达克质安山岩和英安岩区(图 9-b), 与内蒙古白音宝力道地区埃达克岩(形成于古亚洲洋早古生代岛弧环境的, 由洋壳物质部分熔融形成的典型埃达克岩; 张炯飞等, 2004)投点位置相近, 上述特

征均表明, 贾家屯石英闪长岩与埃达克岩具有相似的岩浆形成机制。目前认为, 埃达克岩是年轻的和/或热的消减板片或加厚下地壳的部分熔融形成的, 与地幔橄榄岩有少量物质交换作用 (Atherton et al., 1993; Yogodzinski et al., 1995)。如果是加厚下地壳 ( $>50$  km) 基性岩或底侵玄武岩部分熔融形成的, 则更加富 K(平均  $Na_2O/K_2O$  值略大于 1 或略小于 1, 大部分仍然是钠质的, 少数为钾质) 和贫 Mg、Cr、Ni, 为 C 型埃达克岩; 如果是消减板片部分熔融的, 则贫 K, 为 O 型埃达克岩; 如果熔体与地幔楔发生了交换作用, 则富集 Mg(>3%)、Cr 和 Ni, 具有高镁安山岩的特征(张旗等, 2001b, 2005)。贾家屯石英闪长岩  $Na_2O/K_2O$  值为 2.29~2.85 且贫 Mg、Cr、Ni,  $Mg^{\#}$  值为 0.30~0.38(符合中国东部埃达克岩  $Mg^{\#}$  值较低的特点; 李印等, 2009), 应为消减板片部分熔融形成的 O 型埃

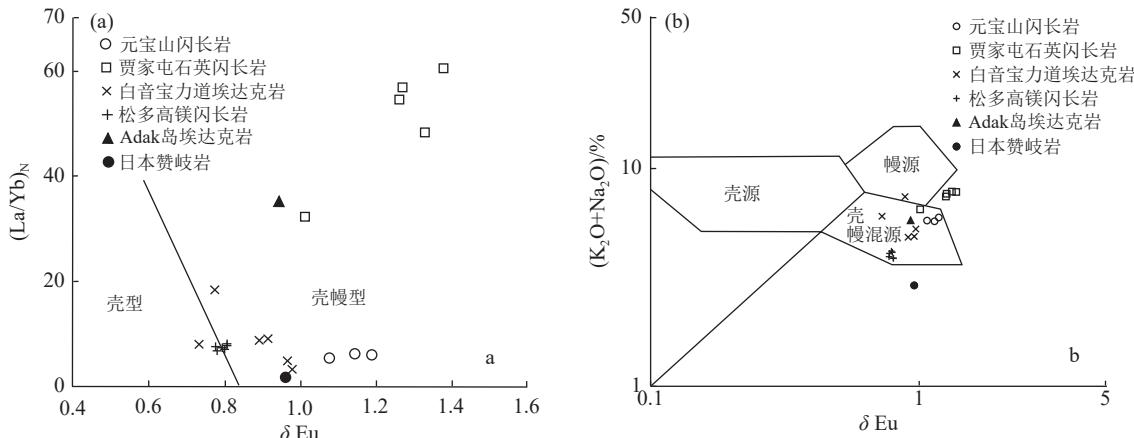


图 8  $\delta Eu-(La/Yb)_N$  变异图解(a)和  $\delta Eu-(K_2O+Na_2O)\%$  变异图解(b)(底图据 Chappell, 1999)

Fig. 8 The variation diagrams for  $\delta Eu-(La/Yb)_N$  (a) and  $\delta Eu-(K_2O+Na_2O)$  (b)

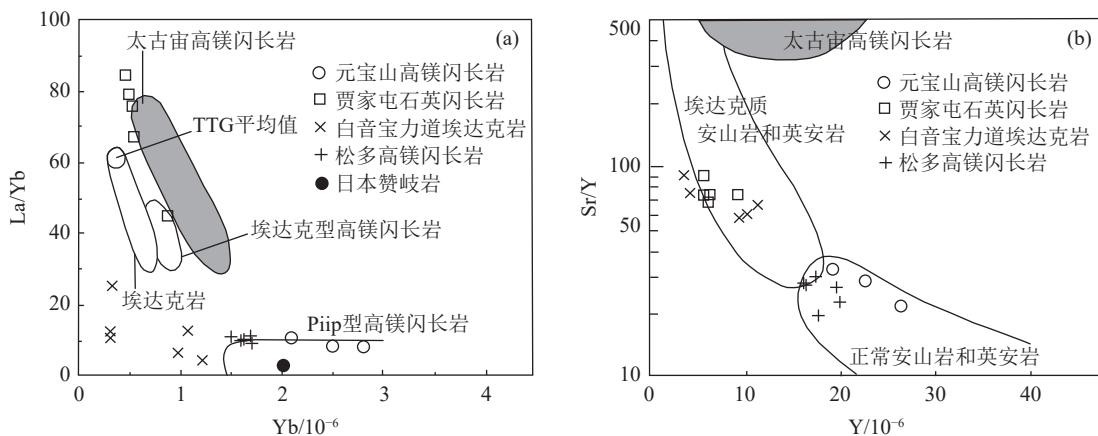


图 9 微量元素 Yb-La/Yb (a, 底图据 Yogodzinski et al., 1995) 与 Y-Sr/Y (b, 底图据 Smithies et al., 2000) 关系图解

Fig. 9 The discrimination diagrams showing trace element composition Yb-La/Yb (a) and Y-Sr/Y (b)

达克岩,且与地幔楔的交换作用不明显。在  $\delta\text{Eu}-(\text{La/Yb})_N$  变异图(图 8-a)上,样品点均落入壳-幔型花岗岩范围略偏右上的区域,表明其具有更高的  $(\text{La/Yb})_N$  值和  $\delta\text{Eu}$  值,呈线性展布,日本埃达克岩的数据点落在该展布线上;在  $\delta\text{Eu}-(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$  变异图(图 8-b)上,数据点落在壳幔混源向幔源的过渡区域,与日本埃达克岩位置临近,说明其岩浆主要来源于深部,认为消减板片的部分熔融提供了最主要的岩浆来源。

贾家屯石英闪长岩的分异指数  $DI$  较高(65.91~81.80,均值 78.16),反映原始岩浆经历了结晶分异作用。在侵入岩哈克图解(图 10)中,贾家屯石英闪长岩  $\text{SiO}_2$  与  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{P}_2\text{O}_5$  和  $\text{TiO}_2$  具有明显的负相关性,表明伴随岩浆演化,岩浆中角闪石、磷灰石、辉石、榍石等矿物逐渐发生结晶分离。吴松洋等(2017)认为,固结指数  $SI$  比  $\text{SiO}_2$  能更显著地显示岩浆分异程度,多数原生岩浆的固结指数在 40 左右,  $SI$  值越小,岩浆分异程度越高。贾家屯石英闪长岩的  $SI$  值为 7.21~9.38,说明岩浆的结晶分异程度较高。Lassiter et al.(1997)认为,源于地幔的岩浆或受地幔混染后的岩浆  $\text{La}/\text{Ta}$  值会迅速增加,而  $\text{La}/\text{Sm}$  值变化不大,但如果混染了地壳物质,则  $\text{La}/\text{Sm}$  值迅速增高(一般在 5 以上)。贾家屯石英闪长岩的  $\text{La}/\text{Sm}$  值为 9.85~12.60,大于 5,指示其形成岩浆受到地壳物质的混染。

## 5.2 构造背景

赞岐岩和埃达克岩的地球化学特征大体类似,都富集 LILE,亏损 HREE,  $\text{Sr}/\text{Rb}$ 、 $\text{La}/\text{Yb}$  和  $\text{Sr}/\text{Y}$  值较高。不同的是,埃达克岩贫  $\text{Mg}$ ,  $\text{MgO}$  通常小于 3%,很少大于 6%,虽由玄武岩部分熔融形成,但通常不与基性岩伴生;而赞岐岩富  $\text{Mg}$ ,  $\text{MgO}$  通常大于 4%,可高达 12%( $\text{Mg}^{\#}>0.45\sim0.73$ ),通常具有原始岩浆的性质,可与基性岩,甚至超基性岩伴生。赞岐岩和 O 型埃达克岩均与年轻的或热的板片俯冲有关(Atherton et al., 1993; Yodogzinski et al., 1995; Furukawa et al., 1999; 张旗等, 2001a, 2005; Kamei et al., 2004),不同的是,赞岐岩形成于板块消减带之上的地幔楔环境(Martin et al., 2005),是由地幔岩部分熔融形成的,而 O 型埃达克岩是由消减板片部分熔融形成的。

元宝山高镁闪长岩锆石 U-Pb 测年结果显示其形成于  $320.5\pm1.2$  Ma,与辉长岩-辉长闪长岩(325.2~317.3 Ma, 汪岩等, 2013)伴生(图 1)。岩石地球化学特征显示为赞岐岩性质的高镁闪长岩,指

示其与俯冲作用有关,岩浆来源于晚石炭世早期嫩江洋洋壳俯冲板片之上的地幔岩部分熔融。在  $\text{Y}-\text{Nb}$  和  $\text{Yb}-\text{Ta}$  构造环境判别图上,样品点落入火山弧花岗岩区(图 11),在  $\text{Zr}-(\text{Nb/Zr})_N$  构造环境判别图中,样品点投入俯冲带岩浆岩区(图 12-a),在  $\text{Ta}/\text{Yb}-\text{Th}/\text{Yb}$  构造环境判别图中,数据点落入活动大陆边缘弧环境区(图 12-b),均指示其形成于活动大陆边缘弧的俯冲环境。贾家屯石英闪长岩的锆石 U-Pb 测年结果显示其形成于晚石炭世早期( $317.9\pm3.3$  Ma),地球化学数据显示其具有中国东部 O 型埃达克岩的特征,指示其与年轻的或热的板片俯冲有关,岩浆来源于消减板片部分熔融。在  $\text{Y}-\text{Nb}$  和  $\text{Yb}-\text{Ta}$  构造环境判别图中,数据点均落入火山弧花岗岩区(图 11),在  $\text{Zr}-(\text{Nb/Zr})_N$  构造环境判别图中显示俯冲带岩浆岩(图 12-a)特征,在  $\text{Ta}/\text{Yb}-\text{Th}/\text{Yb}$

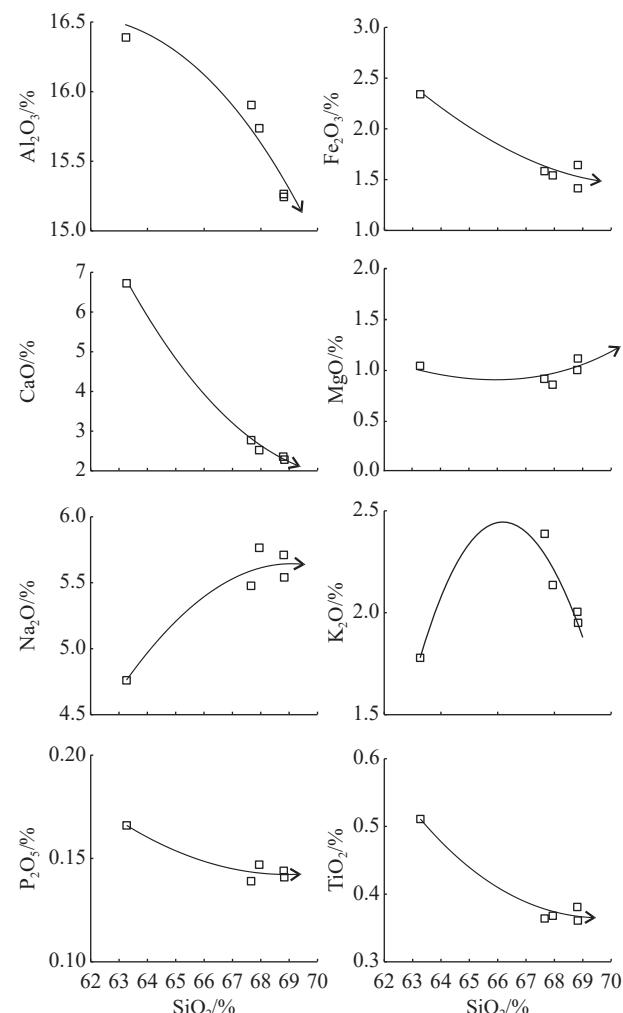


图 10 贾家屯石英闪长岩哈克图解

Fig. 10 Harker diagrams of Jiajiatun quartz diorite

判别图中, 数据投点落在活动大陆边缘弧环境区(图12-b), 表明晚石炭世早期洋壳俯冲作用仍在进行中, 嫩江洋在此之前尚未闭合。在临近地区先后出现赞岐岩和O型埃达克岩, 认为先期岩浆主要来源于板片之上的地幔岩部分熔融, 消减板片俯冲为其提供了富Si质流体, 同期伴生的幔源物质部分熔融产物的辉长岩-辉长闪长岩可用以佐证, 而后年轻的和/或热的消减板片部分熔融产物大量上侵, 使O型埃达克岩形成。

本次在扎赉特旗地区新发现的晚石炭世早期的埃达克岩-赞岐岩组合, 与研究区较发育的石炭纪花岗岩的形成时间同步(333~304 Ma)。至少从晚石

炭世早期开始, 研究区处于松嫩地块西缘的活动大陆边缘弧环境, 伴随古亚洲洋分支洋盆嫩江洋板块向东南侧松嫩地块俯冲, 先期地幔楔软流圈上涌, 造成减压熔融, 板片俯冲为其提供了富Si质流体, 来源于洋壳板片之上的幔源岩浆上侵形成高镁闪长岩、辉长-辉长闪长岩等, 后期随着年轻的和/或热的消减板片部分熔融产物大量上侵经结晶分异后形成O型埃达克岩, 而下地壳拆沉和热的基性岩浆底侵, 引起地壳底部岩石部分熔融, 产生花岗质岩浆(邱连贵等, 2008), 幔源和/或壳源岩浆混合及结晶分异形成同期花岗岩。

关于嫩江洋的闭合机制, 根据兴安增生地体东

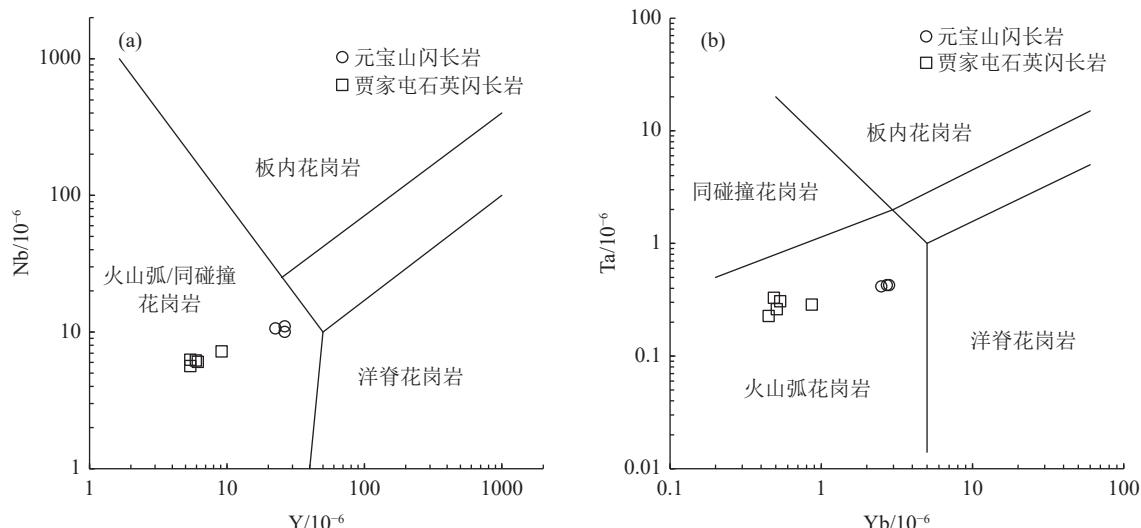


图11 扎赉特旗地区闪长岩和石英闪长岩Y-Nb(a)和Yb-Ta(b)构造环境判别图解(据Pearce et al., 1984)

Fig. 11 Y-Nb(a) and Yb-Ta(b) discrimination diagrams for tectonic setting of the diorite and quartz diorite in Jalaide Banner area

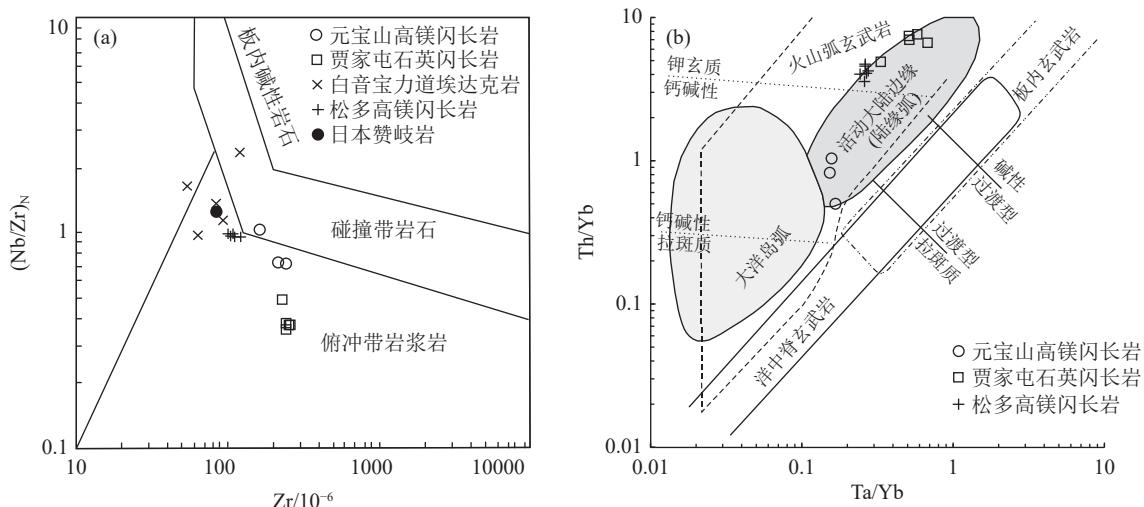


图12 Zr-(Nb/Zr)<sub>N</sub>(a)和Ta/Yb-Th/Yb(b)构造环境判别图解(a据Thiéblemont et al., 1994; b据Middlemost, 1994)

Fig. 12 Zr-(Nb/Zr)<sub>N</sub>(a) and Ta/Yb-Th/Yb(b) discrimination diagrams for tectonic setting

南缘的弧岩浆岩分布等特征,众多学者已认可存在古洋壳北西向俯冲于兴安增生地体之下俯冲作用(武广等,2005;刘永江等,2011;Jian et al.,2012;徐备等,2014;Han et al.,2015;Liu et al.,2017;马永非等,2022)。笔者新发现的埃达克岩-赞岐岩组合,表明古亚洲洋分支洋盆至少从晚石炭世早期开始也存在嫩江洋板块东南向俯冲于松嫩地块之下的俯冲作用,为双向俯冲模式。

## 6 结 论

(1)大兴安岭中段扎赉特旗地区元宝山闪长岩形成于晚石炭世早期( $320.5\pm1.2$  Ma),显示低硅、高镁、富钠、高Mg<sup>#</sup>值的特征,具有相对高的Cr、Ni、Co、Sc含量,富集LREE和LILE,亏损HFSE,为具有赞岐岩性质的高镁闪长岩,是由消减板片部分熔融衍生的富Si质流体交代的地幔岩部分熔融形成的。

(2)贾家屯石英闪长岩形成于晚石炭世早期( $317.9\pm3.3$  Ma),具有高硅、富钠、高Sr、低Yb、低Y,且K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O值低的特点。稀土元素强烈分异,富集LREE和LILE,亏损HFSE,具有很低的HREE含量,无负Eu异常,为消减板片部分熔融岩浆经结晶分异后形成的O型埃达克岩。

(3)大兴安岭中段扎赉特旗地区在晚石炭世早期处于松嫩地块西缘的活动大陆边缘弧环境,嫩江洋古洋壳至少从晚石炭世早期开始就存在洋壳向东南侧松嫩地块之下的俯冲作用。

**致谢:**岩石学鉴定得到自然资源部东北矿产资源监督检测中心教授级高工钟辉的帮助,审稿专家提出了建设性修改意见,在此一并致以诚挚的感谢。

## References

- Atherton M P, Petford N. 1993. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust[J]. *Nature*, 362: 144–146.
- Chappell B W. 1999. Aluminium saturation in I-and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites[J]. *Lithos*, 46(3): 535–551.
- Deng J F, Liu C, Feng Y F, et al. 2010. High magnesian andesitic/dioritic rocks (HMA) and magnesian andesitic/dioritic rocks (MA): Two igneous rock types related to oceanic subduction[J]. *Geology in China*, 37(4): 1112–1118(in Chinese with English abstract).
- Feng Z Q, Li W M, Liu Y J, et al. 2018a. Early Carboniferous tectonic evolution of the northern Heihe–Nenjiang–Hegenshan suture zone, NE China: Constraints from the mylonitized Nenjiang rhyolites and the Moguqi gabbros[J]. *Geological Journal*, 53(3): 1005–1021.
- Feng Z Q, Liu Y J, Li L, et al. 2018b. Subduction, accretion and collision during the Neoproterozoic–Cambrian orogeny in the Great Xing'an Range, NE China: Insights from geochemistry and geochronology of the Ali River ophiolite cmélange and arc-type granodiorites[J]. *Precambrian Research*, 311: 117–135.
- Furukawa Y, Tatsumi Y. 1999. Melting of a subducting slab and production of high-Mg andesite magmas: Unusual magmatism in SW Japan[J]. *Geophys. Res. Lett.*, 26(15): 2271–2274.
- Ge M C, Zhou W X, Yu Y, et al. 2011. Dissolution and supracrustal rocks dating of XilinGol Complex, Inner Mongolia, China[J]. *Earth Science Frontiers*, 18(5): 182–195(in Chinese with English abstract).
- Grove T L, Parman S W, Bowring S A, et al. 2002. The role of H<sub>2</sub>O rich fluid component in the generation of primitive basaltic andesites and andesites from the Mt. Shasta region, N California[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 142: 375–396.
- Han G Q, Liu Y J, Neubauer F, et al. 2015. U–Pb age and Hf isotopic data of detrital zircons from the Devonian and Carboniferous sandstones in Yimin area, NE China: New evidences to the collision timing between the Xing'an and Erguna blocks in eastern segment of Central Asian Orogenic Belt[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 97: 211–228.
- Jahn B M, Windley B, Natal'in B, et al. 2004. Phanerozoic continental growth in Central Asia[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23(5): 599–603.
- Jahn B M, Litvinovsky B A, Zanvilevich A N, et al. 2009. Peralkaline granitoid magmatism in the Mongolian–Transbaikalian Belt: Evolution, petrogenesis and tectonic significance[J]. *Lithos*, 113 (3/4): 521–539.
- Jenner G A. 1981. Geochemistry of high-Mg andesites from Cape Vogel, Papua New Guinea[J]. *Chem. Geol.*, 33: 307–332.
- Jian P, Kröner A, Windley B F, et al. 2012. Carboniferous and Cretaceous mafic–ultramafic massifs in Inner Mongolia (China): A SHRIMP zircon and geochemical study of the previously presumed integral “Hegenshan ophiolite”[J]. *Lithos*, 142/143: 48–66.
- Kamei A, Owada M, Nagao T, et al. 2004. High-Mg diorites derived from sanukitic HMA magmas, Kyushu Island, southwest Japan arc: Evidence from clinopyroxene and whole rock compositions[J]. *Lithos*, 75: 359–371.
- Kay R W. 1978. Alertian magnesian andesite: Melts from subducted Pacific Ocean crust[J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 4: 117–132.
- Kelemen P B. 1995. Genesis of high Mg<sup>#</sup> andesites and the continental crust[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 120: 1–19.
- Lassiter J C, Depaolo D J. 1997. Plumes/lithosphere interaction in the generation of continental and oceanic flood basalts: Chemical and isotope constraints[C]//Mahoney J. Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism. Geophysical Monograph 100, American Geophysical Union: 335–355.
- Li J Y. 1998. Some new ideas on tectonics of NE China and its

- neighboring areas[J]. *Geological Review*, 44(4): 339–347(in Chinese with English abstract).
- Li J Y, Liu J F, Qu J F, et al. 2019. Paleozoic tectonic units of Northeast China: Continental blocks or orogenic belts?[J]. *Earth Science*, 44(10): 3157–3177(in Chinese with English abstract).
- Li S L, Ouyang Z Y. 1998. Tectonic framework and evolution of xing'anling–mongolian orogenic belt(xmob) and its adjacent region[J]. *Marine Geology and Quaternary Geology*, 18(3): 45–54(in Chinese with English abstract).
- Li Y, Ling M X, Ding X, et al. 2009. Adakites or adakitic rocks and associated metallogenesis in eastern China[J]. *Geotectonicaet Metallogenica*, 33(3): 448–464(in Chinese with English abstract).
- Liang S, Peng Y J, Jiang Z L. 2009. Discussion on “multi-laminatestructure” of basement in Songliao Basin and its significance[J]. *Global Geology*, 28(4): 430–437,475(in Chinese with English abstract).
- Liu Y J, Zhang X Z, Jin W, et al. 2010. Late paleozoic tectonic evolution in northeast China[J]. *Geology in China*, 37(4): 943–951(in Chinese with English abstract).
- Liu Y J, Zhang X J, Chi X G, et al. 2011. Deformation and tectonic layer division of the upper paleozoic in Daxing'anling area[J]. *Journal of Jilin University(Earth Science Edition)*, 41(5): 1304–1313(in Chinese with English abstract).
- Liu Y J, Li W M, Feng Z Q, et al. 2017. A review of the Paleozoic tectonics in the eastern part of Central Asian Orogenic Belt[J]. *Gondwana Research*, 43: 123–148.
- Liu Y J, Feng Z Q, Jiang L W, et al. 2019. Ophiolite in the eastern Central Asian Orogenic Belt, NE China[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 35(10): 3017–3047(in Chinese with English abstract).
- Ludwig K R. 2003. Isoplot/Ex Version 3.0 A- Geochronological Toolkit for Microsoft Excel[M]. Berkeley:Berkeley Geochronological Centre Special Publication.
- Ma Y F. 2019. The late Paleozoic tectonic evolution of the central Great Xing'an Range, NE China[D]. Jilin University Doctorate Dissertation (in Chinese with English abstract).
- Ma Y F, Liu Y J, Qin T, et al. 2020. Late Devonian to Early Carboniferous magmatism in the western Songliao–Xilinhhot block, Northeast China: Implications forecastward subduction of the Nenjiang oceanic lithosphere[J]. *Geological Journal*, 55(3): 2208–2231.
- Ma Y F, Liu Y J, Qin T, et al. 2022. Closure mechanism of the Nenjiang Ocean: Constraint from the deformation pattern and age of the Yinder Complex in Jalaid Banner area, SE Inner Mongolia, China[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 38(8): 2419–2441(in Chinese with English abstract).
- Ma Y F, Liu Y J, Peskov A Y, et al. 2022. Paleozoic tectonic evolution of the eastern Central Asian Orogenic Belt in NE China[J]. *China Geology*, 5(4): 555–578.
- Martin H, Smithies R H, Rapp R, et al. 2005. An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: Relationships and some implications for crustal evolution[J]. *Lithos*, 79(1): 1–24.
- Middlemost E A K. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system[J]. *Earth Science Reviews*, 37(3/4): 215–224.
- Müntener O, Kelemen P B, Grove T L. 2001. The role of H<sub>2</sub>O during crystallization of primitive arc magmas under uppermost mantle conditions and genesis of igneous pyroxenites: an experimental study[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 141: 643–658.
- Pan G T, Xiao Q H, Lu S N, et al. 2009. Subdivision of tectonic units in China[J]. *Geology in China*, 36(1): 1–4(in Chinese with English abstract).
- Pearce J A, Harris N B W, Tindle A G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks[J]. *Journal of Petrology*, 25: 956–983.
- Pei F P, Xu W L, Yang D B, et al. 2006. Zircon U–Pb geochronology of basement metamorphic rocks in Songliao basin and its geological significance[J]. *Chinese Science Bulletin*, 51(24): 2881–2887(in Chinese).
- Polat A, Kerrich R. 2001. Magnesian andesites, Nb-enriched basalt–andesites, and adakites from late–Archean 2.7 Ga Wawa greenstone belts, Superior Province, Canada: Implications for late Archean subduction zone petrogenetic pr[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 141(1): 36–52.
- Qian C, Lu L, Qin T, et al. 2018. The early late–paleozoic granitic magmatism in the zalantun region, northern Great Xing'an Range, NE China: Constraints on the timing of amalgamation of Erguna–Xing'an and Songnen blocks[J]. *Acta Geologica Sinica*, 92(11): 2190–2214(in Chinese with English abstract).
- Qiu L G, Ren F L, Cao Z X, et al. 2008. Late mesozoic magmatic activities and their constraints on geotectonics of Jiaodong region[J]. *Geotectonicaet Metallogenica*, 32(1): 117–123(in Chinese with English abstract).
- Shi Y, Chen J S, Wei M H, et al. 2020. Evolution of eastern segment of the Paleo–Asian Ocean in the Late Paleozoic: Geochronology and geochemistry constraints of granites in Faku area, North Liaoning, NE China[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 36(11): 3287–3308(in Chinese with English abstract).
- Shimoda G, Tatsumi Y, Nohda S, et al. 1998. Setouchi high–Mg andesites revisited: Geochemical evidence for melting of subducted sediments[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 160: 479–492.
- Smithies R H, Champion D C. 2000. The Archean high–Mg diorite suite: Links to tonalite–trondhjemite–granodiorite magmatism and implications for Early Archean crustal growth[J]. *Journal of Petrology*, 41(12): 1653–1671.
- Song B, Zhang Y H, Wan Y, et al. 2002. Mount making and procedure of the SHRIMP dating[J]. *Geological Review*, 48(S1): 26–30(in Chinese with English abstract).
- Stern R A, Hanson G N, Shirey S B. 1989. Petrogenesis of mantle-derived, LILE-enriched Archean monzodiorites and trachyandesites (sanukitoids) in southwestern Superior Province[J]. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26(9): 1688–1712.
- Stevenson R, Herry P, Gariepy C. 1999. Assimilation–fractional crystallization origin of Archean sanukitoid suites: Western Superior

- Province, Canada[J]. *Precambrian Res.*, 96: 83–89.
- Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes[C]// Saunders A D, Norry M J. Magmatism in Ocean Basins. Geological Society of London, Special Publications, 42(1): 313–345.
- Tatsumi Y, Ishikawa N, Anno K, et al. 2001. Tectonic setting of high-Mg andesite magmatism in the SW Japan arc: K-Ar chronology of the Setouchi volcanic belt[J]. *Geophysical Journal International*, 144(3): 625–631.
- Tatsumi Y, Shukuno H, Sato K, et al. 2003. The petrology and geochemistry of high-magnesium andesites at the western tip of the Setouchi volcanic belt, SW Japan[J]. *Journal of Petrology*, 44(9): 1561–1578.
- Thiéblemont D, Tegyey M. 1994. Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calco-alcalins[J]. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 319: 87–94(in France).
- Wang C, Sun F, Liu D, et al. 2022. Discovery of the Early Paleozoic Akechukesa high-Mg diorites in the western segment of East Kunlun Orogenic Belt and its constraints on the mechanism of break-off from Proto-Tethys Oceane subducted slab[J]. *Geosciences Journal*, 26: 1–16.
- Wang Y, Fu J Y, Na F C, et al. 2013. Geochemical characteristics and zircon U-Pb age of the gabbro-diorite in Jalaid Banner of Inner Mongolia and their geological significance[J]. *Geological Bulletin of China*, 32(10): 1525–1535(in Chinese with English abstract).
- Wu G, Sun F Y, Zhao C S, et al. 2005. Discovery of early Paleozoic post-collisional granites in the northern margin of Erguna block and its geological significance[J]. *Chinese Science Bulletin*, 50(20): 2278–2288(in Chinese).
- Wu S Y, Hou L, Ding J, et al. 2017. Deep magma evolution in the extensional Youjiang Basin in late Yanshanian period: Evidence from geochemical characteristics of Baiceng ultramafic rock, Guizhou Province[J]. *Geological Bulletin of China*, 36(2/3): 445–458(in Chinese with English abstract).
- Wu Y B, Zheng Y F. 2004. Origin mineralogy of zircon and its constraints on U-Pb age interpretation[J]. *Chinese Science Bulletin*, 49(16): 1589–1604(in Chinese).
- Xu B, Zhao P, Bao Q Z, et al. 2014. Preliminary study on the pre-Mesozoic tectonic unitdivision of the Xing-Meng Orogenic Belt (XMOB)[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 30(7): 1841–1857(in Chinese with English abstract).
- Xu W L, Sun C Y, Tang J, et al. 2019. Basement nature and tectonic evolution of the Xing'an-Mongolian Orogenic Belt[J]. *Earth Science*, 44(5): 1620–1646(in Chinese with English abstract).
- Yang X L. 2007. Geological characteristics and study of detrital zircon Geochronology of epimetamorphic rock series in Zhalantun area[D]. Jilin University Master's Degree Thesis(in Chinese with English abstract).
- Ye H W, Zhang X Z, Zhou Y W. 1994.  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  age and its geologic significance of vein crossite in glaucophane-schist, Mudanjiang area[J]. *Journal of Changchun University of Earth Sciences*, 24(4): 369–372(in Chinese with English abstract).
- Yin J Y, Yuan C, Sun M, et al. 2010. Late Carboniferous high-Mg dioritic dikes in western Junggar, NW China: Geochemical features, petrogenesis and tectonic implications[J]. *Gondwana Research*, 17: 145–152.
- Yogodzinski G M, Kay R W, Volynets O N, et al. 1995. Magnesian andesite in the western Aleutian Komandorsky region: Implications for slab melting and processes in the mantle wedge[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 107(5): 505–519.
- Yuan H L, Wu F Y, Gao S, et al. 2003. U-Pb dating and rare earth element composition analysis of the Cenozoic human body invasion in northeast China[J]. *Chinese Science Bulletin*, 48(14): 1511–1520(in Chinese).
- Zhang J F, Li Z T, Jin C Z. 2004. Adakites in northeastern China and their mineralized implications[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 20(2): 361–369(in Chinese with English abstract).
- Zhang Q, Qian Q, Wang E Q, et al. 2001a. An East China plateau in Mid-Late Yanshanian period: Implication from adakites[J]. *Chinese Journal of Geology*, 36(2): 248–255(in Chinese with English abstract).
- Zhang Q, Wang Y, Qian Q, et al. 2001b. The characteristics and tectonic-metallogenetic significances of the adakites in Yanshan period from eastern China[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 17(2): 236–244(in Chinese with English abstract).
- Zhang Q, Qian Q, Zhai M G, et al. 2005. Geochemistry petrogenesis and geodynamic implications of sanukite[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 2(2): 117–125(in Chinese with English abstract).
- Zhang Y X, Xie C M, Yu Y P, et al. 2018. The Early Jurassic subduction of Neo-Tethyan oceanic slab: Constraints from zircon U-Pb age and Hf isotopic compositions of Sumdo high-Mg diorite[J]. *Geological Bulletin of China*, 37(8): 1387–1399(in Chinese with English abstract).
- Zhou J B, Wang B, Zeng W S, et al. 2014. Detrital zircon U-Pb dating of the Zhalantun Metamorphic Complex and its tectonic implications, Great Xing'an, NE China[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 30(7): 1879–1888(in Chinese with English abstract).

## 附中文参考文献

- 邓晋福, 刘翠, 冯艳芳, 等. 2010. 高镁安山岩/闪长岩类(HMA)和镁安山岩/闪长岩类(MA):与洋俯冲作用相关的两类典型的火成岩类[J]. *中国地质*, 37(4): 1112–1118.
- 葛梦春, 周文孝, 于洋, 等. 2011. 内蒙古锡林郭勒杂岩解体及表壳岩系年代确定[J]. 地学前缘, 18(5): 182–195.
- 李锦铁. 1998. 中国东北及邻区若干地质构造问题的新认识[J]. *地质论评*, 44(4): 339–347.
- 李锦铁, 刘建峰, 曲军峰, 等. 2019. 中国东北地区古生代构造单元: 地块还是造山带?[J]. 地球科学, 44(10): 3157–3177.
- 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[J]. 海洋地质与第四纪地质, 18(3): 45–54.
- 李印, 凌明星, 丁兴, 等. 2009. 中国东部埃达克岩及成矿作用[J]. *大地构造与成矿学*, 33(3): 448–464.

- 梁爽, 彭玉鲸, 姜正龙. 2009. 松辽盆地基底“多层结构”的探讨及其意义 [J]. *世界地质*, 28(4): 430–437,475.
- 刘永江, 张兴洲, 金巍, 等. 2010. 东北地区晚古生代区域构造演化 [J]. *中国地质*, 37(4): 943–951.
- 刘永江, 张兴洲, 迟效国, 等. 2011. 大兴安岭地区上古生界变形特征及构造层划分 [J]. *吉林大学学报(地球科学版)*, 41(5): 1304–1313.
- 刘永江, 冯志强, 蒋立伟, 等. 2019. 中国东北地区蛇绿岩 [J]. *岩石学报*, 35(10): 3017–3047.
- 马永非. 2019. 大兴安岭中段晚古生代构造演化研究 [D]. 吉林大学博士学位论文.
- 马永非, 刘永江, 秦涛, 等. 2022. 嫩江洋闭合机制: 来自内蒙古东南部扎赉特旗地区音德尔杂岩构造变形样式与时代的启示 [J]. *岩石学报*, 38(8): 2419–2441.
- 潘桂棠, 肖庆辉, 陆松年, 等. 2009. 中国大地构造单元划分 [J]. *中国地质*, 36(1): 1–4.
- 裴福萍, 许文良, 杨德彬, 等. 2006. 松辽盆地基底变质岩中锆石 U–Pb 年代学及其地质意义 [J]. *科学通报*, 51(24): 2881–2887.
- 钱程, 陆露, 秦涛, 等. 2018. 大兴安岭北段扎兰屯地区晚古生代早期花岗岩浆作用——对额尔古纳—兴安地块和松嫩地块拼合时限的制约 [J]. *地质学报*, 92(11): 2190–2214.
- 邱连贵, 任凤楼, 曹忠祥, 等. 2008. 胶东地区晚中生代岩浆活动及对大地构造的制约 [J]. *大地构造与成矿学*, 32(1): 117–123.
- 时溢, 陈井胜, 魏明辉, 等. 2020. 古亚洲洋东段晚古生代演化过程: 辽宁北部法库地区花岗岩年代学和地球化学的制约 [J]. *岩石学报*, 36(11): 3287–3308.
- 宋彪, 张玉海, 万渝, 等. 2002. 锆石 SHRIMP 样品靶制作、年龄测定及有关现象讨论 [J]. *地质论评*, 48(S1): 26–30.
- 汪岩, 付俊彧, 那福超, 等. 2013. 内蒙古扎赉特旗辉长岩–闪长岩地球化学特征和 LA–ICP–MS 锆石 U–Pb 年龄 [J]. *地质通报*, 32(10): 1525–1535.
- 吴松洋, 侯林, 丁俊, 等. 2017. 贵州白层超基性岩对右江盆地燕山晚期拉张环境深源岩浆演化作用的启示——来自地球化学的证据 [J]. *地质通报*, 36(2/3): 445–458.
- 吴元保, 郑永飞. 2004. 锆石成因矿物学研究及其对 U–Pb 年龄解释的制约 [J]. *科学通报*, 49(16): 1589–1604.
- 武广, 孙丰月, 赵财胜, 等. 2005. 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*, 50(20): 2278–2288.
- 徐备, 赵盼, 鲍庆中, 等. 2014. 兴蒙造山带前中生代构造单元划分初探 [J]. *岩石学报*, 30(7): 1841–1857.
- 许文良, 孙晨阳, 唐杰, 等. 2019. 兴蒙造山带的基底属性与构造演化过程 [J]. *地球科学*, 44(5): 1620–1646.
- 杨现力. 2007. 扎兰屯浅变质岩系地质特征及碎屑锆石年代学研究 [D]. 吉林大学硕士学位论文.
- 叶慧文, 张兴洲, 周裕文. 1994. 牡丹江地区蓝片岩中脉状青铝闪石<sup>40</sup>Ar–<sup>39</sup>Ar 年龄及其他地质意义 [J]. *长春地质学院学报*, 24(4): 369–372.
- 袁洪林, 吴福元, 高山, 等. 2003. 东北地区新生代侵入体的锆石激光探针 U–Pb 年龄测定与稀土元素成分分析 [J]. *科学通报*, (14): 1511–1520.
- 张炯飞, 李之彤, 金成洙. 2004. 中国东北部地区埃达克岩及其成矿意义 [J]. *岩石学报*, 20(2): 361–369.
- 张旗, 钱青, 王二七, 等. 2001a. 燕山中晚期的中国东部高原: 埃达克岩的启示 [J]. *地质科学*, 36(2): 248–255.
- 张旗, 王焰, 钱青, 等. 2001b. 中国东部燕山期埃达克岩的特征及其构造–成矿意义 [J]. *岩石学报*, (2): 236–244.
- 张旗, 钱青, 翟明国, 等. 2005. Sanukite(赞岐岩) 的地球化学特征、成因及其地球动力学意义 [J]. *岩石矿物学杂志*, (2): 117–125.
- 张雨轩, 解超明, 于云鹏, 等. 2018. 早侏罗世新特提斯洋俯冲作用——来自松多高镁闪长岩锆石 U–Pb 定年及 Hf 同位素的制约 [J]. *地质通报*, 37(8): 1387–1399.
- 周建波, 王斌, 曾维顺, 等. 2014. 大兴安岭地区扎兰屯变质杂岩的碎屑锆石 U–Pb 年龄及其大地构造意义 [J]. *岩石学报*, 30(7): 1879–1888.