

doi: 10.12097/gbc.2023.04.042

冀北古元古代东瓦窑杂岩体的发现及其对华北克拉通伸展事件的制约

王金芳^{1,2,3}, 宋宇桐¹, 李康硕¹, 陆泽芊¹, 刘辰雨¹, 李英杰^{1,2,3}, 陈公正^{1,2,3}

WANG Jinfang^{1,2,3}, SONG Yutong¹, LI Kangshuo¹, LU Zeqian¹, LIU Chenyu¹, LI Yingjie^{1,2,3}, CHEN Gongzheng^{1,2,3}

1. 河北地质大学地球科学学院, 河北 石家庄 050031;

2. 河北省战略性关键矿产资源重点实验室, 河北 石家庄 050031;

3. 河北省战略性关键矿产研究协同创新中心, 河北 石家庄 050031

1. College of Earth Sciences, Hebei GEO University, Shijiazhuang 050031, Hebei, China;

2. Hebei Key Laboratory of Strategic Critical Mineral Resources, Shijiazhuang 050031, Hebei, China;

3. Hebei Collaborative Innovation Center for Strategic Critical Mineral Research, Shijiazhuang 050031, Hebei, China

摘要: 华北克拉通的形成时间一直存在分歧, 冀北基底隆起区是研究华北克拉通形成演化过程的理想区域。在冀北新发现的东瓦窑古元古代后造山 A 型花岗岩杂岩体, 对揭示华北克拉通的形成时限具有重要启示。以东瓦窑杂岩体为研究对象, 开展了岩石学、地球化学、锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素研究, 讨论杂岩体的形成时代、岩石成因和构造环境。锆石 LA-ICP-MS U-Pb 测年表明, 东瓦窑杂岩体的正长花岗岩和石英正长岩侵位年龄分别为 1920 ± 11 Ma 和 1902 ± 12 Ma, 表明东瓦窑杂岩体侵位于古元古代晚期, 并非以前认为的早白垩世。岩石地球化学研究表明, 该区正长花岗岩富 SiO_2 (72.07%~75.03%)、 $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (8.54%~8.99%)、 K_2O (5.78%~6.64%)、贫 CaO 、 Al_2O_3 、 MgO 、 P_2O_5 、 TiO_2 、Ba、Sr、Eu、P 和 Ti。石英正长岩属于碱性系列, 富 SiO_2 (66.09%~66.65%)、 $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (12.22%~12.35%)、 K_2O (10.00%~10.18%), 贫 TiO_2 、 MgO 、 CaO 、Sr、Eu 和 Ti。正长花岗岩和石英正长岩均具有较高的 TFeO/MgO 、 $\text{K}_2\text{O}/\text{MgO}$ 、 $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$ 值和较高的锆石饱和温度 (平均 822°C), 显示 A 型花岗岩的地球化学特征。东瓦窑杂岩体形成于后造山伸展环境, 为后造山 A_2 型花岗岩。正长花岗岩和石英正长岩的锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值分别为 $-2.56 \sim +2.42$ 和 $-3.27 \sim +4.17$, 模式年龄 t_{DM1} 分别为 $2262 \sim 2419$ Ma 和 $2175 \sim 2466$ Ma, 显示其岩浆主要源于古老地壳物质的部分熔融。东瓦窑古元古代晚期后造山 A 型花岗岩杂岩体的识别与确定, 表明华北克拉通北缘存在古元古代晚期后造山伸展构造-岩浆事件, 标志华北克拉通 1.92 Ga 前后的碰撞造山拼合作用结束, 进入后造山伸展演化阶段。华北克拉通的碰撞拼合形成时限可能为 1.92 Ga 前后。

关键词: A 型花岗岩; 古元古代; 后造山伸展; 华北克拉通; 冀北

中图分类号: P534.3; P588.12⁺¹ **文献标志码:** A **文章编号:** 1671-2552(2024)01-0046-15

Wang J F, Song Y T, Li K S, Lu Z Q, Liu C Y, Li Y J, Chen G Z. Discovery of the Paleoproterozoic complex at Dongwayao in northern Hebei and its constraint on the extensional event of the North China Craton. *Geological Bulletin of China*, 2024, 43(1): 46-60

Abstract: The formation time of the North China Craton (NCC) is still unclear, and the basement uplift region in northern Hebei is an ideal area for studying the formation and evolution of the NCC. A Paleoproterozoic post-orogenic A-type granite complex newly

收稿日期: 2023-04-27; 修订日期: 2023-10-29

资助项目: 国家自然科学基金项目《内蒙古迪彦庙蛇绿岩带前弧玄武岩组合及其成因》(批准号: 41972061)、河北省科学技术研究与发展计划项目《中亚成矿带东段大型—超大型矿床成矿找矿研究》(编号: 12276709D) 和河北省自然资源厅《河北省张北县安家梁—东瓦窑一带稀有稀土矿普查》(编号: 2021044)

作者简介: 王金芳 (1983-), 女, 副教授, 从事岩石学和地球化学研究工作。E-mail: wjfb1983@163.com

discovered at Dongwayao has important implications for understanding the formation time of the NCC. This paper present results of petrology, geochemistry, LA-ICP-MS zircon U-Pb geochronology and Hf isotopic composition of the Dongwayao complex to discuss the formation age, petrogenesis and tectonic setting. The LA-ICP-MS zircon U-Pb dating shows that the ages of the syenogranite and quartz syenite are 1920 ± 11 Ma and 1902 ± 12 Ma, respectively, indicating that the complex was emplaced in the Late Paleoproterozoic, not the Early Cretaceous as originally suggested. Petrogeochemical studies show that the syenogranite has high SiO_2 (72.07%~75.03%), $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (8.54%~8.99%) and K_2O (5.78%~6.64%) contents, and poor in CaO, Al_2O_3 , MgO, P_2O_5 , TiO_2 , Ba, Sr, Eu, P and Ti contents. The quartz syenite belongs to alkaline series and is relatively rich SiO_2 (66.09%~66.65%), $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (12.22%~12.35%) and K_2O (10.00%~10.18%) contents, and poor in TiO_2 , MgO, CaO, Sr, Eu and Ti contents. The syenogranite and quartz syenite have high TFeO/MgO , $\text{K}_2\text{O}/\text{MgO}$, $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$ ratios and high zircon saturation temperatures (average 842°C), indicating the geochemical features of A-type granite. According to the chemical subdivision diagrams of the A-type granitoids, the complex shows the characteristics of A_2 -type granitoid, formed in post-orogenic extensional tectonic setting. The $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ values of the syenogranite and quartz syenite range from -2.56 to $+2.42$ and -3.27 to $+4.17$, respectively, with model ages of 2262~2419 Ma and 2175~2466 Ma. The A-type granites were derived predominantly from partial melting of the ancient crustal materials with involvement of a small amount of mantle materials. The Dongwayao A-type granite complex newly discovered indicates that there is a late Paleoproterozoic post-orogenic extensional tectonic-magmatic event in the northern margin of the NCC, which marks the end of ~1.92 Ga orogenic movement in the NCC and the beginning of the postorogenic evolution. The timing for the collision and assembly of the NCC may be around 1.92 Ga.

Key words: A-type granite; Paleoproterozoic; post-orogenic extension; North China Craton; northern Hebei

冀北基底隆起区位于华北克拉通北缘中段, 蕴涵着华北克拉通形成演化过程的信息, 是早前寒武纪研究的理想场所之一, 特别是古元古代晚期华北克拉通构造-岩浆热事件更是关注的焦点 (李江海等, 2000, 2006; 翟明国等, 2000, 2004, 2007, 2011; 赵国春等, 2002, 2009; 王惠初等, 2005; 刘树文等, 2007; 钟长汀等, 2007; 刘超辉等, 2012; 李三忠, 2016; 王洛娟等, 2021)。冀北张北基底隆起区位于华北克拉通中部造山带北段的冀北大陆边缘岩浆弧西南边缘, 与西部阴山古陆块毗邻, 为华北克拉通古元古代晚期多期次碰撞拼合的复合造山作用区域 (图 1-a)。该区在古元古代晚期经历了阴山古陆块与鄂尔多斯古陆块沿乌拉山-大青山造山带碰撞拼合, 形成华北克拉通的西部陆块, 以及西部陆块与东部陆块沿华北中部造山带碰撞拼合, 形成统一的华北克拉通多期次复杂的构造-岩浆作用过程 (图 1-a)。识别与研究该区古元古代晚期的岩浆作用, 对了解华北克拉通古元古代晚期构造-岩浆事件及其与全球哥伦比亚 (Columbia) 超大陆汇聚-裂解事件演化过程的关系具有重要启示。然而, 阴山古陆块与鄂尔多斯古陆块约 1.95 Ga 沿乌拉山-大青山造山带 (东西向孔兹岩带) 碰撞拼合时间仍然存在较多争议 (赵国春等, 2002, 2009; Kusky et al., 2007, 2011; 李三忠, 2016; 刘建峰等, 2016), 华北克拉通西部陆块与东

部陆块沿中部造山带最终碰撞造山、拼合-克拉通化的时间也长期存在“1900 Ma 之前碰撞拼合”和“1900~1800 Ma 碰撞拼合”2 种主要观点与争议 (翟明国等, 2000, 2004, 2007, 2011; 赵国春等, 2002, 2009; Kroner, 2005; 张华锋等, 2006, 2009; 董春艳等, 2011; 刘超辉等, 2012; 李三忠, 2016; 魏春景, 2018; Liu et al., 2019)。而且, 冀北基底隆起区古元古代后造山 A 型花岗岩浆作用的识别与研究较薄弱, 该区尚未见古元古代后造山 A 型花岗岩的报道, 华北克拉通阴山古陆块与鄂尔多斯古陆块碰撞拼合时间和华北克拉通西部陆块与东部陆块的最终碰撞拼合时间需要进一步的后造山伸展构造-岩浆事件的约束。后造山 A 型花岗岩作为造山带后造山伸展拉张构造-岩浆事件的地质记录和研究深部地质作用的“探针”, 其特殊的地球化学组成和成因过程可以提供造山带碰撞造山环境向后造山伸展拉张环境的转换过程时限信息 (Collins et al., 1982; Whalen et al., 1987; Eby, 1992; King et al., 2001; Bonin, 2007; 张旗等, 2012; 师江朋等, 2017; 张家辉等, 2020; 张永旺等, 2021)。为了从后造山 A 型花岗岩的角度探究华北克拉通古元古代构造演化过程, 笔者近年在冀北地区的研究工作中着重关注对后造山 A 型花岗岩浆作用的筛分, 从冀北张北地区早前寒武纪红旗营子杂岩中新识别出东瓦窑后造山 A 型花岗岩杂岩体

(图 1-b)。1 : 25 万区域地质矿产调查将该杂岩体划归为中生代早白垩世正长花岗岩 (河北省区域地质矿产调查研究所, 2004), 缺少地球化学、精确的年代学等资料。本文选取目前研究较薄弱的华北克拉通北缘中段西部冀北张北地区东瓦窑 A 型花岗岩杂岩体 (图 1-b、c), 进行锆石 U-Pb 年龄、岩石地球化学和 Hf 同位素组成研究, 探讨其岩石成因、构造环境和形成时代, 以期为华北克拉通古元古代后造山伸展构造-岩浆事件和最终拼合形成时限提供约束。

1 区域地质背景和岩石学特征

冀北地区在区域大地构造位置上属于华北克拉通北缘隆起带, 北部以赤峰-白云鄂博断裂带与古亚洲洋构造域东南段相接, 南部以尚义-崇礼-赤城-平泉断裂带与燕山构造带相连。华北克拉通北缘隆起带俗称内蒙古隆起带或内蒙古地轴。前人将华北克拉通北缘隆起带出露的角闪岩相变质火山-沉积岩系称为红旗营子群, 将燕山构造带出露的麻粒岩相变质火山-沉积岩系称为单塔子群 (图 1-b)。近年的研究表明, 华北克拉通北缘隆起带出露的红旗营子群和燕山构造带出露的单塔子群分别由多个不同时代的各类岩石单元组成, 故分别改称为红旗营子杂岩和单塔子杂岩 (刘树文等, 2007; 王惠初等, 2012; Liu et al., 2019; 王芳等, 2021)。刘树文等 (2007)、王惠初等 (2012)、Liu et al. (2019)、王芳等 (2021) 认为, 红旗营子杂岩中各类岩石的形成时代可能主要为新太古代、古元古代和晚古生代。刘树文等 (2007) 认为, 单塔子杂岩中各类岩石的形成时代可能主要为新太古代。冀北基底隆起区古元古代花岗质侵入岩体广泛出露 (图 1-b)。近年在冀北基底隆起区内的太古宙—古元古代古老结晶基底岩系中, 陆续识别和发现了大量的晚古生代—早中生代侵入岩体及一些喷出岩 (图 1-b)。

冀北张北东瓦窑研究区, 主要出露早前寒武纪红旗营子杂岩 (黑云斜长变粒岩)、古元古代正长花岗岩-石英正长岩杂岩体和新生界第四系 (图 1-c)。东瓦窑杂岩体中主要存在 2 类岩石, 分别为正长花岗岩和石英正长岩。其中, 正长花岗岩出露面积较大, 石英正长岩出露面积较小, 石英正长岩侵入于正长花岗岩中, 其边部可见侵入接触关系和正长花岗岩包体。该正长花岗岩-石英正长岩杂岩体侵位于早前寒武纪红旗营子杂岩中, 被新生界第四系覆盖

(图 1-c)。东瓦窑杂岩体呈不规则岩株状产出, 出露面积约 1.95 km², 总体向南倾伏 (图 1-c)。

正长花岗岩体边部粒度明显较细, 中部粒度相对较粗, 两者呈渐变过渡关系。正长花岗岩呈浅肉红色, 细粒—中粒结构、自形—半自形结构 (图 2-a、b), 块状构造, 主要矿物成分为石英、斜长石和碱性长石, 其含量分别为 25%~30%、15%~20% 和 45%~50%, 次要矿物为黑云母, 含量约为 4% (图 2-a、b)。碱性长石主要包括微斜长石、正长石和条纹长石。斜长石大部分呈半自形短柱状和板状, 强烈高岭土化、绢云母化和绿帘石化。石英呈他形粒状。黑云母呈鳞片状—叶片状。副矿物为磷灰石、钛铁矿、绿帘石、磁铁矿、榍石、锆石等。

石英正长岩 (图 2-c) 主要见于正长花岗岩体的西侧边部, 呈小岩枝状侵入于正长花岗岩中。岩石主要呈肉红色或暗红色, 细粒—中粒结构、自形—半自形结构, 块状构造, 主要矿物成分为斜长石、碱性长石和石英, 其含量分别约为 15%、70% 和 5%~10%, 次要矿物为黑云母, 含量约为 4%。碱性长石大部分是微斜长石和正长石。斜长石多为钠—更长石, 主要呈半自形短柱状或板状, 强烈高岭土化、绢云母化和绿帘石化。副矿物主要为钛铁矿、磷灰石、绿帘石、磁铁矿、榍石、锆石等。

2 分析测试方法

2.1 主量、微量和稀土元素分析

本次研究在东瓦窑新鲜的正长花岗岩体和石英正长岩体中共采集了 8 件岩石地球化学样品, 河北省廊坊区域地质矿产研究所实验室承担和完成了岩石样品的主量、微量和稀土元素测试分析工作。第一步, 将采集的岩石地球化学样品分别粉碎, 粗碎至厘米级的块体, 选取无蚀变及脉体穿插的新鲜样品用纯化水冲洗干净, 烘干并粉碎至 200 目以备测试使用。第二步, 主量元素测试: 首先将粉末样品称量后加 Li₂B₄O₇ (1 : 8) 助熔剂混合, 并使用融样机加热至 1150°C 使其在金铂坩埚中熔融成均一玻璃片体, 后使用 X 射线荧光光谱仪 (Axiosmax) 分析, 其中 MgO、SiO₂、Na₂O、Al₂O₃ 检测限为 0.015%, TiO₂、K₂O、CaO 检测限为 0.01%, P₂O₅、MnO、TFe₂O₃ 检测限为 0.005%; FeO 用容量法完成 (检测限为 0.1%)。第三步, 微量元素测试: 将 200 目粉末样品称量后置放入聚四氟乙烯溶样罐并加入 HF + HNO₃,

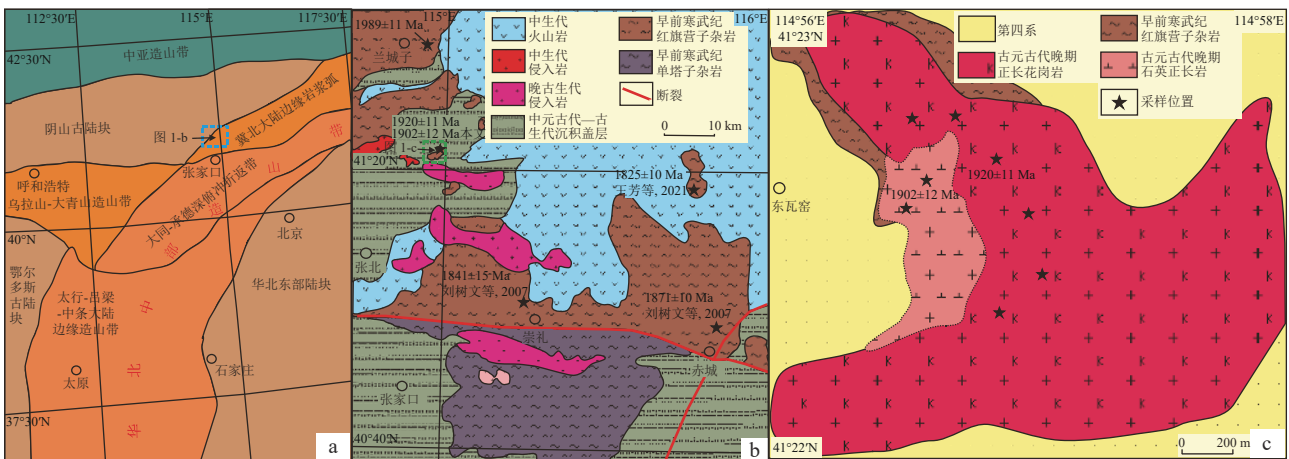


图 1 冀北东瓦窑杂岩体区域构造图 (a)、区域地质图 (b) 和地质图 (c)
(a, 据 Zhao et al., 2005 修改; b, 据刘树文等, 2007 修改)

Fig. 1 Sketch tectonic map (a), regional geological map (b) and geological map (c) of the Dongwayao complex in northern Hebei Province

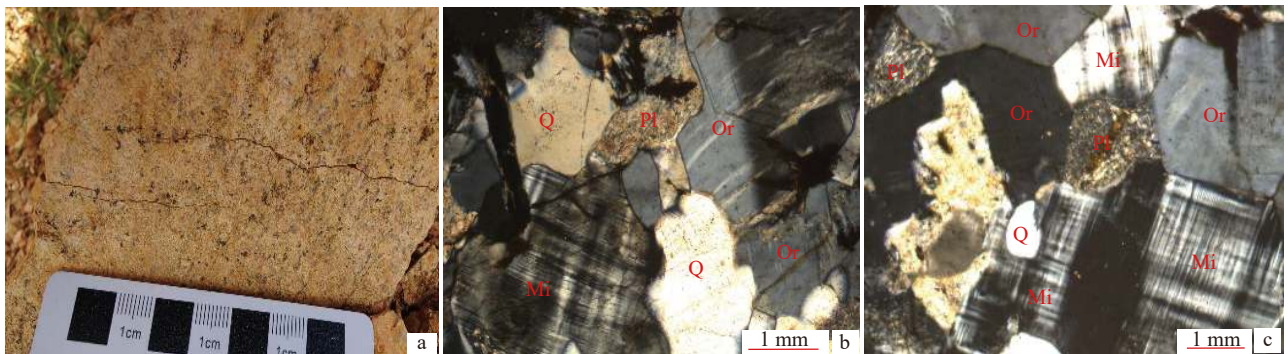


图 2 冀北东瓦窑杂岩体野外照片 (a) 和正交偏光显微照片 (b、c)

Fig. 2 Field photo (a) and micrographs (b, c) of the Dongwayao complex in northern Hebei Province
a、b—正长花岗岩; c—石英正长岩。Or—正长石; Mi—微斜长石; Q—石英; Pl—斜长石

在干燥箱中将高压消解罐保持在 190°C 温度 72 h, 后取出经过赶酸并将溶液定容为稀溶液上机测试。微量元素分析采用 X Serise 2 电感耦合等离子体质谱分析仪 (ICP-MS) 测定, 微量和稀土元素的检测下限为 $n \times 10^{-9}$ 。

2.2 锆石 U-Pb 测年

本次研究中正长花岗岩 (SG06) 和石英正长岩 (QS11) 各 1 件锆石样品的挑选工作, 委托河北省廊坊区域地质调查研究所实验室完成。岩石样品 SG06 和 QS11, 经过了样品破碎成粉末、重液和磁选法分离技术分选和双目镜下无色透明、无包裹体-裂纹和晶形相对完好的锆石挑选。北京锆年领航科技有限公司实验室承担和完成了测试锆石样品制靶、锆石阴极发光 (CL) 图像分析及 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb

年龄测试分析等各项工作。分别将 SG06 和 QS11 的测试锆石样品和标样 (TEM) 一起用环氧树脂固定于样品靶上抛光制靶, 进而开展阴极发光、透射光和单偏光照相等各项工作。年龄测试采用 Neptune 多接收电感耦合等离子体质谱仪和 193 nm 激光取样系统 (LA-MC-ICP-MS)。使用 TEMORA 标准锆石作为锆石标样。本次研究选用 Isoplot 程序 (3.0 版本) 计算 SG06 和 QS11 测试样品的锆石 U-Pb 年龄加权平均值, 并绘制锆石 U-Pb 年龄谐和图。

2.3 锆石 Hf 同位素分析

锆石原位 Hf 同位素的测试分析在正长花岗岩 (SG06) 和石英正长岩 (QS11) 样品锆石 U-Pb 测年工作的基础上开展。正长花岗岩 (SG06) 和石英正长岩 (QS11) 中锆石原位微区 Hf 同位素的测试分析

工作,委托北京锆年领航科技有限公司实验室承担。锆石原位微区 Hf 同位素的测试分析过程中采用与 U-Pb 年龄测定相同的激光器与质谱仪,激光剥蚀束斑直径为 50 μm ,剥蚀时间为 30 s,选用 GJ-1 作为外标计算 Hf 同位素比值。在本次锆石原位 Hf 同位素的测试分析过程中选用 ICP-MSDataCal 9.2 程序对 2 件样品的 Hf 同位素测试分析数据进行了处理。测试分析过程中正长花岗岩 (SG06) 和石英正长岩 (QS11) 样品的锆石原位 Hf 同位素测试分析点与锆石 U-Pb 年龄的测试分析点处在同一测试锆石晶体颗粒中相同的晶域 (图 3-a),使正长花岗岩 (SG06) 和石英正长岩 (QS11) 样品的锆石原位 Hf 同位素的测试分析点对应于其锆石 U-Pb 年龄的测试分析,并利用同一测试锆石的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄数据对正长花岗岩 (SG06) 和石英正长岩 (QS11) 样品的 Hf 同位素初始比值 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$ 和 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值等参数进行了计算。本文计算采用的 ^{176}Lu 衰变常数 λ 为 $1.867 \times 10^{-11}/\text{a}$,使用的球粒陨石的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 值为 0.282772, $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 值为 0.03321,采用的亏损地幔的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 值为 0.28325, $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 值为 0.0384,平均地壳的 $f_{\text{Lu}/\text{Hf}}$ 为 -0.55, $(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_{\text{平均地壳}}$ 为 0.015 (Griffin et al., 2002; 吴福元等, 2007)。

3 分析测试结果

3.1 锆石 U-Pb 定年

采样地理位置分别为北纬 $41^\circ 22' 52''$ 、东经 $114^\circ 56' 57''$ 和北纬 $41^\circ 22' 41''$ 、东经 $114^\circ 56' 45''$ (图 1-b, c), 样品编号分别为 SG06 和 QS11, 分析结果见表 1 和图 3。

本次只对晶形相对完好、岩浆生长韵律环带结构相对清晰、阴极发光较强较均一的锆石晶体进行了 U-Pb 定年。如表 1 和图 3-b 所示, 正长花岗岩 SG06 样品的 32 颗单颗粒锆石分别测试分析 1 个点, 共获得了 32 个测试分析数据。正长花岗岩 SG06 样品的代表性锆石阴极发光图像见图 3-a, 32 颗单颗粒锆石的测试分析点和测试点获得的 U-Th-Pb 含量、 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 表面年龄值等测试结果见表 1 和图 3-b。除个别由于机械分选呈不规则裂纹外, 正长花岗岩 SG06 样品的 32 颗单颗粒测试锆石晶体以长宽比 1:1~2.5:1 的自形—半自形柱状为主, 晶面、晶棱、条带结构和岩浆结晶振荡环带较清晰, 反映测试锆石为酸性岩浆成因。32 颗单颗粒测试锆石中有部分锆石的阴极发光强度明显较弱, 局部存在无明显韵律环带的不均匀狭窄暗化边 (小于 10 μm), 可能存在成岩期后地质作用的影响。正长花岗岩中锆石的 Th/U 值为 0.51~1.75, 平均值为 0.99, 为岩浆锆石特征。32 颗单颗粒测试锆石获得的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 表面年龄变化于 1871~2006 Ma 之间, 其表面年龄值类似。32 颗单颗粒测试锆石获得的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 表面年龄测定数据点, 除个别点偏离谐和曲线外, 绝大多数投影在谐和曲线上。如图 3-b 所示, 由正长花岗岩 SG06 样品 32 颗单颗粒锆石测定数据点构成的不一致线的上交点年龄为 1920 ± 11 Ma, 表明东瓦窑杂岩体中的正长花岗岩侵位于古元古代晚期。

如图 1 和图 3-c 所示, 石英正长岩 QS11 样品的 22 颗单颗粒锆石分别测试分析 1 个点, 共获得了 22 个测试分析数据。石英正长岩 QS11 样品的代表性

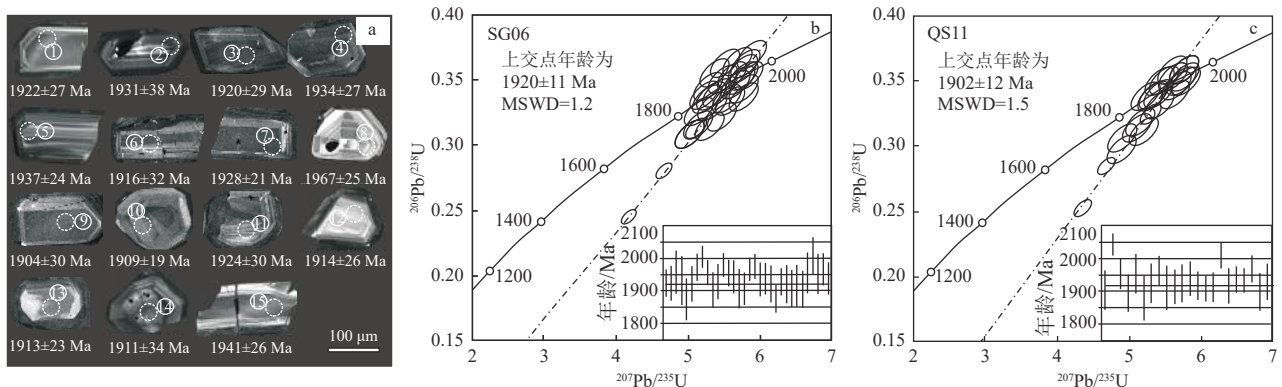


图 3 东瓦窑正长花岗岩和石英正长岩代表性锆石阴极发光图像 (a) 和锆石 U-Pb 年龄 (b, c)
(图 a 中, ①~⑧号锆石来自 SG06 样品, ⑨~⑮号来自 QS11 样品; 实线圆为锆石 U-Pb 测点, 虚线圆为锆石 Lu-Hf 测点)

Fig. 3 Cathodoluminescent images (a) and the U-Pb ages of zircons (b, c) from the Dongwayao syenogranite and quartz syenite

锆石阴极发光图像如图3-a所示, 22颗单颗粒锆石测试分析点和测试点获得的U-Th-Pb含量、 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 表面年龄值等测试结果见表1和图3-c。除个别由于机械分选呈不规则裂纹外, 石英正长岩QS11样品的22颗单颗粒测试锆石晶体以长宽比1:1~2.5:1的自形—半自形柱状为主, 晶面、晶棱、条带结构和岩浆结晶振荡环带较清晰, 反映测试锆石为酸性岩浆成因。QS11样品中同样存在部分锆石的边部虽然韵律环带结构明显, 但阴极发光强度明显较弱, 甚至于局部存在无明显韵律环带的不均匀狭窄暗化边(小于10 μm), 暗示可能存在成岩期后地质作用影响。如表1所示, 石英正长岩中锆石的Th/U值为0.52~1.89, 平均值为0.91, 为岩浆作用形成的锆石。石英正长岩QS11样品的22颗单颗粒测试锆石获得的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 表面年龄变化于1878~2043 Ma之间, 其表面年龄值类似。22颗单颗粒测试锆石获得的 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 表面年龄测定数据点, 除个别点偏离谐和曲线外, 绝大多数投影在谐和曲线上。如图3-c所示, 由石英正长岩QS11样品22颗单颗粒锆石测定数据点构成的不一致线的上交点年龄为1902 \pm 12 Ma, 表明东瓦窑杂岩体中的石英正长岩侵位于古元古代晚期。

3.2 地球化学特征

3.2.1 主量元素

东瓦窑杂岩体岩石主量元素分析结果如表2所示, 正长花岗岩富硅, SiO_2 含量为72.07%~75.03%; 富碱, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 值为8.54%~8.99%; 富钾, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 值为1.97~3.15; 贫镁, MgO 含量为0.06%~0.22%, $\text{Mg}^\#$ 值为7~15; 贫钙, CaO 含量为0.17%~0.42%; 相对贫 P_2O_5 (0.03%~0.06%)。在 $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (TAS)分类图解(图4-a)中, 该岩体6个样品均投在亚碱性系列与碱性系列过渡区域靠近亚碱性系列的花岗岩区。该正长花岗岩样品的里特曼指数 σ 为2.27~2.61, 为钙碱性岩。在 $\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}$ 分类图解(图4-b)中, 6个样品投点均落在钾玄岩系列区。岩石的A/CNK值变化于1.10~1.16之间, A/NK值变化于1.13~1.32之间, 属于强过铝质岩石。

石英正长岩相对富硅, SiO_2 含量为66.09%~66.65%; 富碱, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ 值为12.22%~12.35%; 富钾, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 值为4.52~4.68; 贫镁, MgO 含量为0.11%~0.13%, $\text{Mg}^\#$ 值为11.05~12.25; 贫钙, CaO 含量为0.80%~0.93%; 相对贫 TiO_2 (0.18%~0.21%)。在

$\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (TAS)分类图解(图4-a)中, 该岩体2个样品的投点均落在碱性系列区域的正长岩范围。该石英正长岩样品的里特曼指数 σ 为6.39~6.43, 为碱性岩。在 $\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}$ 分类图解(图4-b)中, 2个样品投点均落钾玄岩系列区。岩石的A/CNK值变化于1.03~1.034之间, A/NK值为1.13~1.15, 为弱过铝质。

3.2.2 稀土元素

如表2所示, 正长花岗岩6个样品的稀土元素总量(ΣREE)变化于 169.42×10^{-6} ~ 363.20×10^{-6} 之间。岩石样品显示轻稀土元素富集、重稀土元素亏损, 以及轻、重稀土元素高度分馏的右倾分布模式(图5-a)。该岩石的 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 值为23.22~73.61(平均值44.59), 其中轻稀土元素分异更显著, $(\text{La}/\text{Sm})_N$ 值为6.32~8.08, 重稀土元素分异相对较弱, $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ 值为2.63~6.45。岩石具有中等—弱的负Eu异常, δEu 值为0.30~0.63(图5-a; 表2)。

石英正长岩的稀土元素总量相对较高, 变化于 310.45×10^{-6} ~ 380.96×10^{-6} 之间(表2)。如图5-a所示, 岩石样品富集轻稀土元素、亏损重稀土元素, 具有轻、重稀土元素高度分馏的右倾分布模式, $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 值变化于16.00~24.15之间(平均值20.07), 具有中等—弱的负Eu异常, δEu 值为0.44~0.49(图5-a; 表2)。

3.2.3 微量元素

该正长花岗岩显示贫Ba、U、Sr等, 而富集Rb、Th、K等特征(表2; 图5-b)。如图5-b所示, 该岩石6个样品的微量元素分布曲线近于一致, 均显示右倾式分布, 具有明显的K、Th、Rb正异常和Ti、P、Sr、Ta、Nb、U、Ba负异常。

石英正长岩相对富集Rb、K而贫U、Sr等(表2; 图5-b), 微量元素分布曲线近一致, 显示右倾式分布, 具有明显的K、Rb正异常和Ti、Sr、Ta、Nb、U负异常。

3.3 锆石Hf同位素组成

在U-Pb定年的基础上, 本文利用LA-MC-ICP-MS对正长花岗岩SG06样品的11颗成岩锆石和石英正长岩QS11样品的10颗成岩锆石进行了Lu-Hf同位素组成测定, 分析结果见表3。正长花岗岩SG06样品11颗测试锆石获得的 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 值介于0.000442~0.001674之间(平均值0.001077), 石英正长岩QS11样品10颗测试锆石获得的 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 值

表 2 东瓦窑正长花岗岩和石英正长岩主量、微量和稀土元素分析结果

Table 2 Major element, trace element and REE analyses of the Dongwayao syenogranite and quartz syenite

元素	SG01	SG02	SG03	SG04	SG05	SG06	QS11	QS12
	正长花岗岩	正长花岗岩	正长花岗岩	正长花岗岩	正长花岗岩	正长花岗岩	石英正长岩	石英正长岩
SiO ₂	74.88	75.03	74.11	74.34	72.07	74.99	66.65	66.09
TiO ₂	0.18	0.24	0.29	0.30	0.38	0.20	0.18	0.21
Al ₂ O ₃	12.93	12.67	13.36	13.21	14.13	13.17	16.56	16.77
Fe ₂ O ₃	1.68	1.86	1.86	1.71	2.24	1.38	1.57	1.67
FeO	0.12	0.12	0.07	0.13	0.15	0.08	0.12	0.14
MnO	0.010	0.019	0.013	0.004	0.012	0.010	0.013	0.02
MgO	0.06	0.11	0.10	0.10	0.22	0.10	0.11	0.13
CaO	0.27	0.17	0.21	0.26	0.23	0.42	0.80	0.93
Na ₂ O	2.87	2.40	3.01	2.95	2.11	2.75	2.17	2.22
K ₂ O	6.07	6.16	5.98	5.82	6.64	5.78	10.18	10.0
P ₂ O ₅	0.030	0.036	0.044	0.047	0.063	0.054	0.486	0.59
烧失量	0.74	1.01	0.80	0.94	1.56	0.91	0.90	0.90
总计	99.87	99.85	99.85	99.84	99.83	99.86	99.74	99.71
La	68.0	62.0	82.8	70.5	91.2	42.9	76.9	59.3
Ce	112	117	157	130	175	78.0	172	131
Pr	13.7	12.7	17.5	14.4	18.3	8.19	17.3	13.3
Nd	43.8	42.1	57.4	47.0	57.7	26.7	73.6	63.7
Sm	5.54	5.81	8.04	7.01	7.10	3.92	12.13	12.4
Eu	0.64	0.86	0.77	0.92	1.45	0.76	1.86	1.68
Gd	4.94	5.21	7.31	6.66	6.67	3.75	10.9	10.4
Tb	0.50	0.56	0.80	0.88	0.64	0.46	1.48	1.69
Dy	1.90	2.28	3.24	4.33	2.03	2.05	7.06	8.61
Ho	0.35	0.41	0.57	0.84	0.35	0.38	1.26	1.59
Er	1.10	1.22	1.68	2.50	1.30	1.11	3.43	3.78
Tm	0.15	0.17	0.21	0.36	0.16	0.15	0.43	0.47
Yb	0.85	1.02	1.29	2.05	0.84	0.89	2.15	2.50
Lu	0.14	0.16	0.21	0.31	0.14	0.14	0.29	0.35
ΣREE	253.87	251.22	338.88	287.33	363.20	169.42	380.96	310.45
δEu	0.37	0.47	0.30	0.40	0.63	0.60	0.49	0.44
(La/Yb) _N	53.66	41.11	43.32	23.22	73.61	32.64	24.15	16.00
Y	9.45	10.9	16.1	24.9	12.0	10.4	30.9	35.9
Ba	636	818	717	878	839	737	1715	1568
Rb	155	188	179	201	217	181	266	298
Sr	91	91	101	101	93	104	131	131
Zr	190	224	275	314	406	163	130	146
Hf	6.27	7.12	8.59	9.58	10.7	4.85	4.41	4.11
Nb	8.89	11.8	15.2	16.7	11.4	8.09	10.3	11.56
Ta	0.21	0.73	0.72	0.87	0.25	0.31	0.57	0.70
Th	30.5	27.3	39.0	29.8	23.1	16.4	10.5	11.03
U	1.34	1.82	2.70	2.30	2.77	1.27	1.52	1.82
Pb	32.1	22.9	23.6	21.7	22.1	22.5	26.4	27.7
Ga	16.5	17.0	18.0	18.3	20.5	16.3	17.1	15.2
Cr	4.57	2.61	2.64	2.67	3.28	1.79	1.84	6.80
Co	1.57	1.90	1.48	1.43	2.31	1.62	1.64	1.81
Ni	1.55	4.16	1.02	0.54	1.04	0.95	1.17	0.86
Cs	0.39	0.48	0.70	0.77	1.19	0.85	0.65	0.80

注: 主量元素含量单位为%, 稀土、微量元素含量单位为10⁻⁶, (La/Yb)_N为经球粒陨石标准化后的数值(据Boynton, 1984)

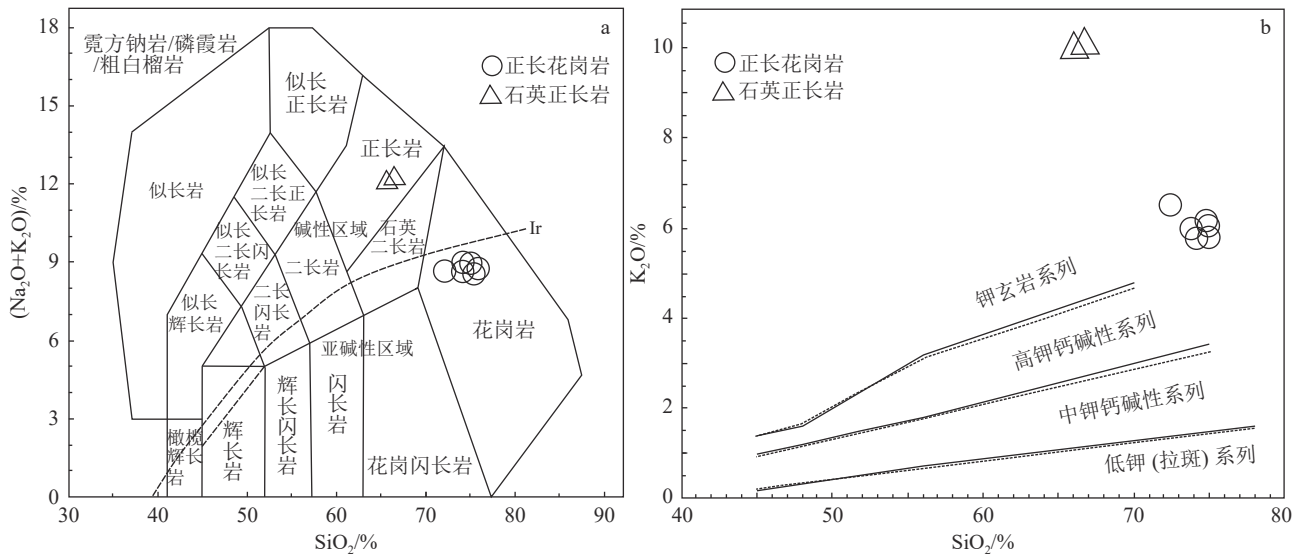


图 4 东瓦窑正长花岗岩、石英正长岩 TAS 分类图解 (a) 和 SiO_2 - K_2O 分类图解 (b)
(a, 底图据 Middlemost, 1994; b, 底图据 Peccerillo et al., 1976)

Fig. 4 Total alkalis vs. silica (TAS) diagram (a) and SiO_2 - K_2O classification diagram (b)
of the Dongwayao syenogranite and quartz syenite

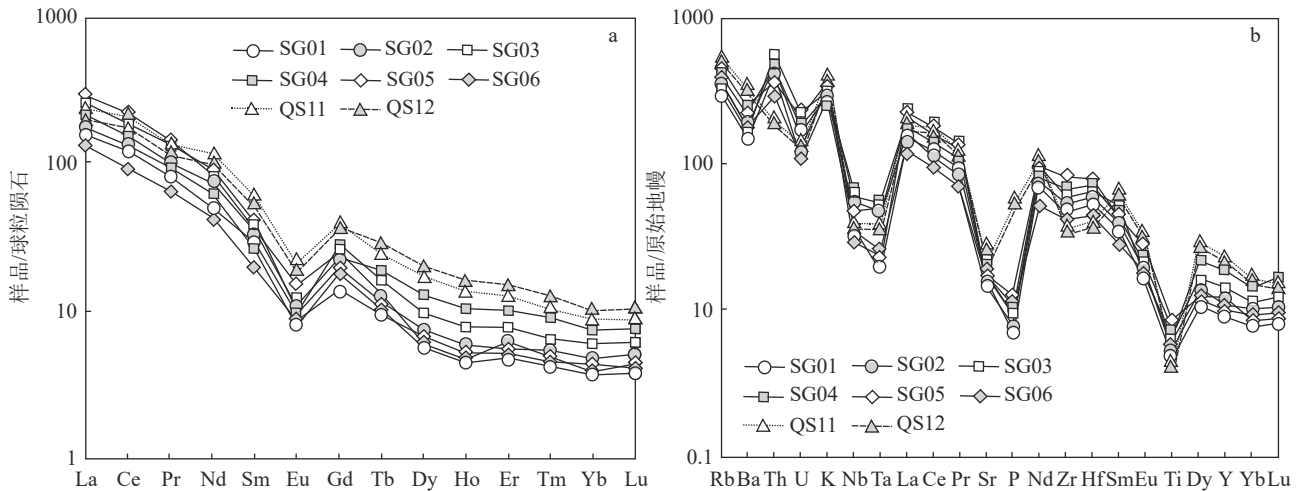


图 5 东瓦窑正长花岗岩、石英正长岩稀土元素球粒陨石标准化配分模式 (a) 和微量元素原始地幔标准化蛛网图 (b)
(a, 标准化值据 Boynton, 1984; b, 标准化值据 Sun et al., 1989)

Fig. 5 Chondrite-normalized REE distribution patterns (a) and primitive mantle-normalized trace element spider diagrams (b) of the Dongwayao syenogranite and quartz syenite

介于 0.000660~0.001628 之间 (平均值 0.001099) (表 3), 两者的 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 值均小于 0.002, 反映 2 组测试样品锆石形成后的放射性成因 Hf 积累和后期岩浆热事件影响不明显, 获得的 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 值反映了正长花岗岩和石英正长岩样品锆石形成时的 Hf 同位素比值。

正长花岗岩样品 11 颗测试锆石获得的 Hf 同位

素组成较均一 (表 3), $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 值介于 0.281495~0.281647 之间 (平均值 0.281573), $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_i$ 值介于 0.281479~0.281598 之间 (平均值 0.281534)。将锆石 $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 年龄代入计算, 获得的 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值介于 -2.56~+2.42 之间, 大部分为负值, 少部分为正值, 平均值为 -0.58。该样品 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 既有正值又有负值, 暗示存在地幔的物质贡献 (吴福元等, 2007)。在年龄-

表 3 东瓦窑正长花岗岩 (SG06) 和石英正长岩 (QS11) 锆石 Lu-Hf 同位素分析结果

Table 3 Zircons Lu-Hf isotopic analytical results of the Dongwayao syenogranite(SG06) and quartz syenite(QS11)

点号	年龄/Ma	¹⁷⁶ Yb/ ¹⁷⁷ Hf	¹⁷⁶ Lu/ ¹⁷⁷ Hf	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	2σ	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf _i	ε _{Hf} (0)	ε _{Hf} (t)	t _{DM} /Ma	t _{DM2} /Ma	f _{LuHf}
正长花岗岩(SG06)											
01	1922	0.041083	0.001296	0.281576	0.000021	0.281529	-42.3	-1.07	2362	2616	-0.96
02	1955	0.034497	0.001090	0.281541	0.000024	0.281500	-43.5	-1.31	2397	2658	-0.97
03	1931	0.050928	0.001674	0.281621	0.000023	0.281560	-40.7	0.24	2323	2544	-0.95
04	1920	0.037011	0.001168	0.281574	0.000022	0.281531	-42.4	-1.01	2357	2609	-0.96
05	1967	0.028951	0.000938	0.281633	0.000025	0.281598	-40.3	2.42	2262	2437	-0.97
06	1928	0.028189	0.000881	0.281553	0.000019	0.281521	-43.1	-1.21	2368	2628	-0.97
07	1937	0.016730	0.000539	0.281582	0.000021	0.281562	-42.1	0.47	2308	2533	-0.98
08	1956	0.027600	0.000896	0.281531	0.000022	0.281498	-43.9	-1.39	2399	2661	-0.97
09	1934	0.012785	0.000442	0.281495	0.000015	0.281479	-45.2	-2.56	2419	2720	-0.99
10	1916	0.043283	0.001322	0.281551	0.000022	0.281503	-43.2	-2.12	2398	2676	-0.96
11	1928	0.051382	0.001597	0.281647	0.000021	0.281588	-39.8	1.20	2282	2481	-0.95
石英正长岩(QS11)											
01	1904	0.052215	0.001628	0.281722	0.000024	0.281663	-37.1	3.30	2179	2334	-0.95
02	1931	0.022029	0.000742	0.281488	0.000022	0.281461	-45.4	-3.27	2448	2761	-0.98
03	1909	0.033417	0.001068	0.281560	0.000022	0.281521	-42.9	-1.63	2370	2643	-0.97
04	1924	0.022184	0.000706	0.281600	0.000020	0.281574	-41.4	0.62	2293	2516	-0.98
05	1914	0.038406	0.001187	0.281590	0.000022	0.281547	-41.8	-0.60	2336	2580	-0.96
06	1941	0.044654	0.001361	0.281714	0.000023	0.281664	-37.4	4.17	2175	2310	-0.96
07	1916	0.037664	0.001144	0.281560	0.000023	0.281518	-42.9	-1.57	2374	2645	-0.97
08	1955	0.033866	0.001081	0.281490	0.000020	0.281450	-45.3	-3.11	2466	2768	-0.97
09	1913	0.045408	0.001409	0.281578	0.000025	0.281527	-42.2	-1.34	2366	2628	-0.96
10	1911	0.021336	0.000660	0.281511	0.000021	0.281487	-44.6	-2.80	2411	2714	-0.98

ε_{Hf}(t) 图解 (图 6) 上, 锆石分析点大部分位于球粒陨石线下方, 少部分位于球粒陨石演化线上方。对应的 t_{DM1} (单阶段亏损地幔 Hf 模式年龄) 为 2262~2419 Ma (平均值 2352 Ma), t_{DM2} (平均地壳两阶段 Hf 模式年龄) 为 2437~2720 Ma (平均值 2590 Ma) (表 3)。

石英正长岩样品 (QS11) 的 Hf 同位素组成较均一 (表 3), 所测 10 颗锆石的 ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf 值介于 0.281488~0.281722 之间, 平均值为 0.281581, Hf 同位素初始比值 ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf_i 介于 0.281450~0.281664 之间, 平均值为 0.281541。将锆石 ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb 年龄代入计算获得的 ε_{Hf}(t) 值介于 -3.27~+4.17 之间, 大部分为负值, 少部分为正值, 平均值为 -0.62, 与样品 SG06 基本类似。在年龄-ε_{Hf}(t) 图解 (图 6) 上, 锆石分析点大部分位于球粒陨石线附近下方, 少部分位于球粒陨石演化线上方。对应的 t_{DM1} (单阶段亏损地

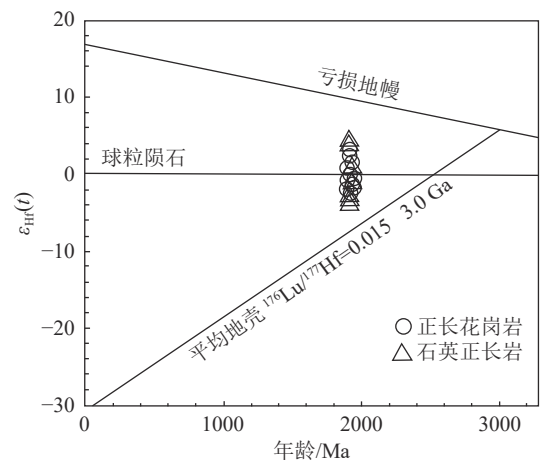


图 6 东瓦窑正长花岗岩和石英正长岩年龄-ε_{Hf}(t) 图解
Fig. 6 Age-ε_{Hf}(t) diagram of the Dongwayao syenogranite and quartz syenite

慢 Hf 模式年龄) 为 2175~2466 Ma, 平均值为 2342 Ma, t_{DM2} (平均地壳两阶段 Hf 模式年龄) 为 2310~2768 Ma, 平均值为 2597 Ma(表 3)。

4 讨论

4.1 形成时代

近十多年来, 华北克拉通获得大量古元古代晚期后造山伸展作用岩石学、地球化学和锆石 U-Pb 年代学成果, 为华北克拉通古元古代晚期后造山伸展构造-岩浆事件提供了重要的岩石学和年代学证据与约束。例如, 康健丽等 (2021) 在山西中部云中 山霞石正长岩中获得 $1926 \pm 27 \sim 1933 \pm 19$ Ma 的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄, 认为其形成于后造山伸展构造环境。王智等 (2020) 在内蒙古集宁徐武家变质辉长岩中获得 1917 ± 12 Ma 的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄, 指出其形成于俯冲板片断裂-后造山伸展构造环境。张家辉等 (2020) 在晋冀蒙交界天镇-怀安地区获得变质基性岩墙的原岩侵位年龄为 $1892 \pm 21 \sim 1918 \pm 22$ Ma, 指出其形成于俯冲碰撞之后的后造山伸展构造环境, 并认为俯冲碰撞造山环境向后造山伸展拉张环境的转换过程时限介于 1950~1910 Ma 之间。张玉清等 (2016) 在内蒙古凉城蛮汗山获得 1933 ± 9.8 Ma 的石榴子石二长花岗岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄, 提出其形成于后造山伸展构造环境。王洛娟等 (2021) 提出, 凉城石榴子石花岗岩形成时代为 1920~1930 Ma, 认为其形成于同碰撞造山期末的后造山伸展构造环境。杨进辉等 (2007) 在通辽东矿洞沟获得 1879 ± 17 Ma、 1874 ± 18 Ma 和 1870 ± 18 Ma 的块状正长岩-闪长岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄, 明确其形成于后造山伸展环境。尤佳等 (2014) 在陕西陇县固关镇东部, 原认为属于中-新生代的块状花岗斑岩中获得 1846 ± 32 Ma 的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄, 提出其为后造山伸展环境的 A₂ 型花岗岩类。

本文获得的东瓦窑后造山伸展 A₂ 型花岗杂岩体 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为 1902~1920 Ma, 表明其侵位于古元古代晚期, 不仅与阴山古陆块-鄂尔多斯古陆块之间的乌拉山-大青山造山带后造山花岗质岩石年龄基本一致 (张玉清等, 2016; 王洛娟等, 2021), 也与整个华北克拉通大多数后造山花岗质岩石的年龄吻合 (杨进辉等, 2007; 尤佳等, 2014)。这些岩石的锆石 U-Pb 年龄可能进一步表明, 华北克拉

通北缘存在古元古代晚期后造山伸展构造-岩浆事件, 标志华北克拉通 1.92 Ga 前后造山运动的结束, 华北克拉通西部阴山古陆块与鄂尔多斯古陆块之间的乌拉山-大青山造山带、西部陆块与东部陆块之间的华北中部造山带在古元古代晚期 (约 1.92 Ga) 可能进入后造山伸展拉张构造演化阶段 (赵国春等, 2002, 2009; 翟明国, 2004; 张华锋等, 2006, 2009; 杨进辉等, 2007; 尤佳等, 2014; 李三忠等, 2016; 师江朋, 2017; 邓小芹等, 2019; 康健丽等, 2021)。

4.2 岩石成因

在岩石的矿物组合上, 东瓦窑杂岩体中的正长花岗岩和石英正长岩中未出现 S 型花岗岩所富含的堇青石、夕线石、红柱石、石榴子石、原生白云母等特征性高铝矿物, 而是与 A 型和 I 型花岗岩的磁铁矿、榍石、绿帘石等矿物组合一致。在岩石 P₂O₅ 含量和 P₂O₅-SiO₂ 相关关系上, 与 S 型花岗岩常具有较高的 P₂O₅ (>0.20%) 明显不同, 该区正长花岗岩体 P₂O₅ 较低 (0.03%~0.06%), 而且 P₂O₅ 含量随着 SiO₂ 含量的增高呈逐渐降低的负相关趋势 (表 3), 表现出与 A 型和 I 型花岗岩相似的演化趋势 (李献华等, 2007)。该杂岩体具有较高的锆石饱和温度 (平均 822°C), 与 A 型花岗岩的锆石饱和温度 (大于 800°C) 类似, 而与 S 型花岗岩和高分异 I 型花岗岩相对较低的锆石饱和温度 (764~781°C) 明显不同 (King et al., 2001)。在岩石的 Rb 和 TFeO 含量上, 该杂岩体正长花岗岩和石英正长岩 Rb 含量平均值为 210.6×10^{-6} , TFeO 平均值为 1.69%, 与高分异 I 型花岗岩低 Rb ($< 10 \times 10^{-6}$) 和 TFeO ($< 1.00\%$) 也存在明显的不同 (高山林等, 2018)。在岩石地球化学特征上, 正长花岗岩为钾玄岩系列, 岩石富硅-钾-碱、贫 CaO、Al₂O₃、TiO₂、MgO、P₂O₅、Ba、Sr、Ti、P 和 Eu。石英正长岩为碱性系列, 相对富硅-钾-碱, 贫 TiO₂、MgO、CaO、Sr、Ti 和 Eu。正长花岗岩和石英正长岩均具有较高的 TFeO/MgO、K₂O/MgO 和 (Na₂O+K₂O)/CaO 值, 具有中等-弱负 Eu 异常的稀土元素右倾分布模式 (表 2; 图 4、图 5)。这些地球化学特征与 M、I 和 S 型花岗岩存在明显的不同, 而与 A 型花岗岩类似, 并可与华北克拉通古元古代 A 型花岗岩及其他地质时代的 A 型花岗岩类比 (Collins et al., 1982; Whalen et al., 1987; 尤佳等, 2014; 师江朋等, 2017; 高山林等, 2018; 王金芳, 2018, 2020a, 2020b, 2021; 张永旺等, 2021)。

如图 7 所示,在 $(10000 \times \text{Ga}/\text{Al})-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$ 、 $(10000 \times \text{Ga}/\text{Al})-\text{K}_2\text{O}/\text{MgO}$ 、 $(10000 \times \text{Ga}/\text{Al})-\text{TFeO}/\text{MgO}$ 、 $(10000 \times \text{Ga}/\text{Al})-(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ 、 $(10000 \times \text{Ga}/\text{Al})-\text{Ce}$ 判别图解中,东瓦窑杂岩体的正长花岗岩和石英正长岩所有 8 个样品点投在 A 型花岗岩区 (图 7-a-e),表明其岩石成因类型属于 A 型花岗岩类 (Whalen et al., 1987; 张旗等, 2012)。在图 7-f 中,有 5 个正长花岗岩样品点位于 A 型花岗岩区,2 个石英正长岩样品点位于 A 型花岗岩与高分异 I 型花岗岩过渡区域的 A 型花岗岩一侧,1 个正长花岗岩样品投在高分异 I 型花岗岩范围,揭示杂岩体之正长花岗岩和石英正长岩总体归属于 A 型花岗岩。

A 型花岗岩成因的代表性观点主要有:壳源源区的部分熔融、幔源碱性基性岩浆的分离结晶作用、壳源-幔源岩浆的混合等 (Collins et al., 1982; Whalen et al., 1987; Eby, 1992; King et al., 2001; 张旗等, 2012; Pankhurst et al., 2013),其中壳源源区的部分熔融成因为主流观点 (Collins et al., 1982; Whalen et

al., 1987; Eby, 1992; King et al., 2001; 张旗等, 2012)。东瓦窑 A 型花岗岩杂岩体具有较高的 SiO_2 含量 (66.09% ~ 75.03%) 和较低的 MgO 含量 (0.06% ~ 0.22%),杂岩体内无镁铁质包体,杂岩体外围区域内未发现古元古代镁铁质岩石,排除了幔源碱性基性岩浆的分离结晶作用和壳源-幔源岩浆的混合成因。东瓦窑 A 型花岗岩杂岩体岩石样品明显亏损 Ba、Sr 等微量元素,揭示其岩浆源区可能为残留或富集有长石而无石榴子石残留 (或斜长石为岩浆源区残留相主要成分) 的低于 10 kbar 的浅部低压区 (Rapp et al., 1995); 岩石样品强烈亏损 P、Ti 等微量元素,反映其岩浆成岩过程中可能存在磷灰石、榍石、钛铁矿等分离结晶作用;应为低压下地壳物质部分高温熔融及其后的结晶分异作用成因。随着研究的不断深入,越来越多的地质工作者相继认识到,造山带造山后的“去根”、重力垮塌、板片断离等诱发的幔源玄武质岩浆底侵作用可能是导致低压高温下壳源源区部分熔融所需深部高热异常的主导因素

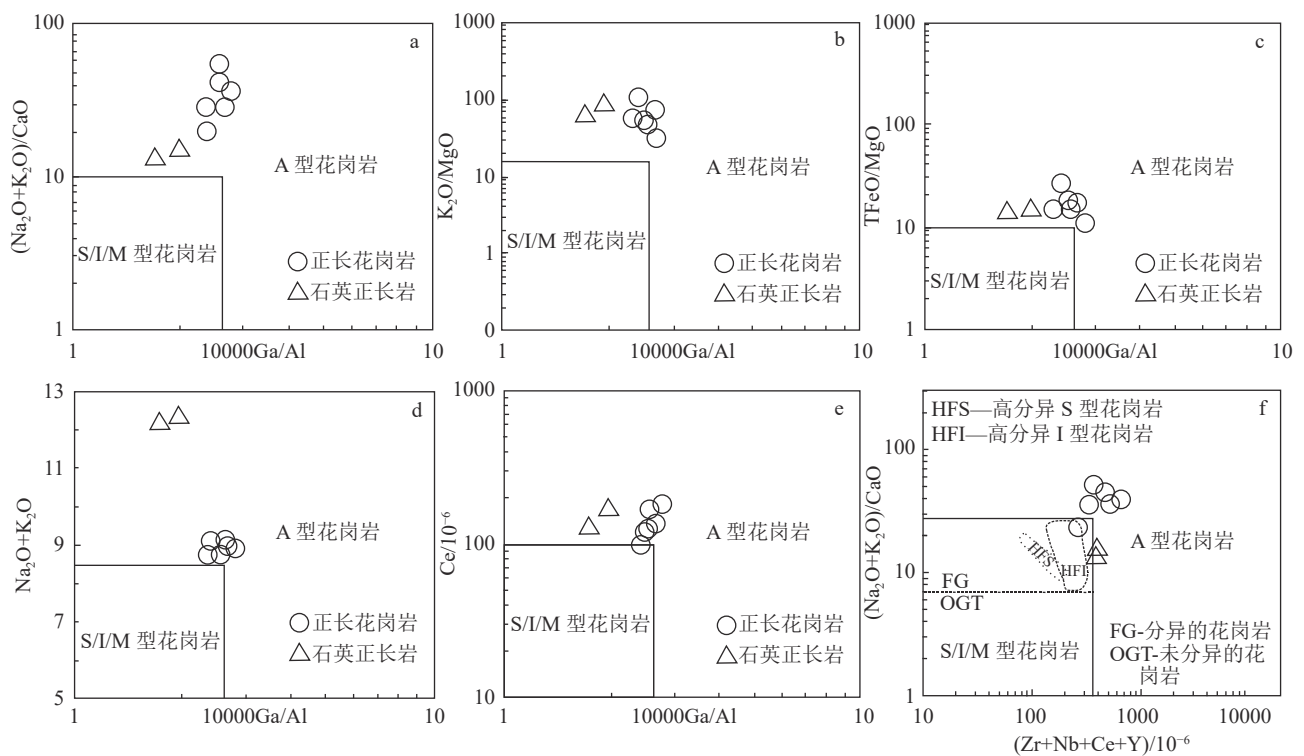


图 7 东瓦窑正长花岗岩和石英正长岩 $10000 \times \text{Ga}/\text{Al}$ 与 $(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})/\text{CaO}$ (a)、 $\text{K}_2\text{O}/\text{MgO}$ (b)、 TFeO/MgO (c)、 $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ (d)、 Ce (e) 和 $(\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y})-(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})/\text{CaO}$ (f) 判别图解 (底图据 Whalen et al., 1987)

Fig. 7 $(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})/\text{CaO}$ (a), $\text{K}_2\text{O}/\text{MgO}$ (b), TFeO/MgO (c), $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ (d), Ce (e) vs. $10000 \times \text{Ga}/\text{Al}$ and $(\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y})-(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})/\text{CaO}$ (f) discrimination diagrams of the Dongwayao syenogranite and quartz syenite

(Whalen et al., 1987; King et al., 2001; Bonin, 2007; 张旗等, 2012)。东瓦窑杂岩体中正长花岗岩和石英正长岩的锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值分别为 $-2.56 \sim +2.42$ (平均值 -0.58) 和 $-3.27 \sim +4.17$ (平均值 -0.62), 显示其岩浆主要源于古老地壳物质的部分熔融及少量富集地幔源区物质的参与, 反映了该 A 型花岗岩杂岩体的形成过程中可能存在幔源岩浆底侵作用。综上所述, 东瓦窑 A 型花岗岩杂岩体的成因可能为华北克拉通古元古代晚期造山后伸展 \rightarrow 幔源玄武质岩浆底侵 \rightarrow 壳源源区低压高温部分熔融 \rightarrow 岩浆分离结晶与演化。

4.3 构造环境

在 A_1 和 A_2 型花岗岩类 Nb-Y-Ce 三角形判别

图解 (图 8-a) 上 (Eby, 1992), 东瓦窑杂岩体正长花岗岩和石英正长岩 8 个样品均投在 A_2 型花岗岩区域, 暗示其形成于后造山伸展构造环境。在 (Y+Nb)-Rb 和 R_1 - R_2 构造环境判别图解上 (图 8-b、c), 该区正长花岗岩和石英正长岩 8 个样品均投影在后造山花岗岩范围, 同样揭示其形成于后造山伸展构造环境, 并与华北克拉通已知古元古代晚期的霞石正长岩、正长岩、基性岩墙、辉长岩、辉长闪长岩和 A_2 型花岗岩等岩石的后造山伸展构造环境研究成果认识一致 (杨进辉等, 2007; 尤佳等, 2014; 张玉清等, 2016; 王智等, 2020; 张家辉等, 2020; 康健丽等, 2021; 王洛娟等, 2021)。

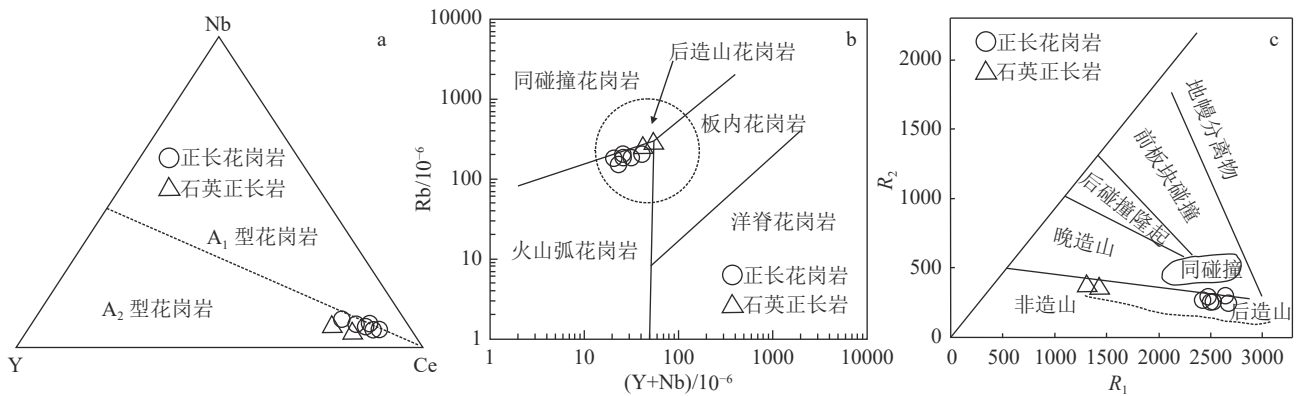


图 8 东瓦窑正长花岗岩和石英正长岩 Y-Nb-Ce(a)、(Y+Nb)-Rb(b) 和 R_1 - R_2 (c) 构造环境判别图解
(a, 底图据 Eby, 1992; b, 底图据 Pearce et al., 1984; c, 底图据 Delaroché et al., 1980)

Fig. 8 Y-Nb-Ce (a), (Y+Nb)-Rb (b) and R_1 - R_2 (c) tectonic discriminant diagrams of the Dongwayao syenogranite and quartz syenite

5 结论

(1) 岩石学和岩石地球化学研究表明, 冀北东瓦窑杂岩体为 A 型花岗岩, 其形成于后造山伸展构造环境, 为后造山 A 型花岗岩岩浆作用的产物。

(2) 东瓦窑 A 型花岗岩杂岩体的形成年龄为 $1902 \pm 12 \sim 1920 \pm 11$ Ma, 形成时代为古元古代晚期, 反映了华北克拉通古元古代晚期后造山 A 型花岗岩岩浆作用事件。

(3) 东瓦窑古元古代晚期后造山 A 型花岗岩杂岩体的识别与确定, 表明华北克拉通北缘存在古元古代晚期后造山伸展构造-岩浆事件, 标志华北克拉通 1.92 Ga 前后的碰撞造山拼合作用结束, 进入后造山伸展演化阶段。华北克拉通的碰撞拼合形成时限可能为 1.92 Ga 前后。

参考文献

- Bonin B. 2007. A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects[J]. *Lithos*, 97: 1-29.
- Boynton W V. 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies/Henderson P. Rare earth element geochemistry[M]. Elsevier: 63-114.
- Collins W J, Beams S D, White A J R, et al. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia[J]. *Contributions to Mineralogy & Petrology*, 80(2): 189-200.
- Delaroché H, Leterrier J, Grande Claude P. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1 - R_2 diagrams and major element analyses—Its relationships and current nomenclature[J]. *Chem. Geol.*, 29: 183-210.
- Eby G N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications[J]. *Geology*, 20: 641-644.
- Griffin W L, Wang X, Jackson S E, et al. 2002. Zircon chemistry and

- magma mixing, SE China: In-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes[J]. *Lithos*, 61(3/4): 237–269.
- King P L, Chappell B W, Allen C M, et al. 2001. Are A-type granites the high-temperature felsic granites? Evidence from fractionated granites of the Wangrah suite[J]. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48(4): 501–514.
- Kröner A. 2005. Age and evolution of a late Archean to Palaeoproterozoic upper to lower crustal section in the Wutaishan/Hengshan/Fuping terrain of northern China[J]. *J. Asian Earth Sci.*, 24: 577–595.
- Kusky T, Li J H, Santosh M. 2007. The Paleoproterozoic North Hebei orogen: North China Craton's collisional suture with the Columbia supercontinent[J]. *Condwana Research*, 12(1/2): 4–28.
- Kusky T M. 2011. Geophysical and geological tests of tectonic models of the North China Craton[J]. *Condwana Research*, 20(1): 26–35.
- Liu S W, Fu J H, Lu Y J, et al. 2019. Precambrian Hongqiyangzi Complex at the northern margin of the North China Craton: Its zircon U–Pb–Hf systematics, geochemistry and constraints on crustal evolution[J]. *Precambrian Research*, 326: 58–83.
- Middlemost E A K. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system[J]. *Earth Science Reviews*, 37(3/4): 215–224.
- Pankhurst M J, Schaefer B F, Turner S P, et al. 2013. The source of A-type magmas in two contrasting settings: U–Pb, Lu–Hf and Re–Os isotopic constraints[J]. *Chemical Geology*, 351: 175–194.
- Pearce J A, Lippard S J, Roberts S. 1984. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites[C]// Kokelaar B P, Howells M F. *Marginal basin geology*. Geological Society of London Special Publication, 16: 77–94.
- Peccerillo A, Taylor S R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58: 63–81.
- Rapp R P, Watson E B. 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: Implications for continental growth and crust–mantle recycling[J]. *Journal of Petrology*, 36: 891–931.
- Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotope systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes[J]. *Geological Society of London, Special Publication*, 42: 313–345.
- Whalen J B, Currie K, Chappel B W. 1987. A-type granite: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95: 407–419.
- Zhao G C, Sun M, Wilde S A, et al. 2005. Late Archean to Paleoproterozoic evolution of the North China Craton: Key issues revisited[J]. *Precambrian Research*, 136(2): 177–202.
- 邓小芹, 彭头平, 赵太平, 等. 2019. 华北克拉通南缘古元古代末 (~1.84 Ga) 垣头 A-型花岗岩成因及其构造意义[J]. *岩石学报*, 35(8): 2455–2469.
- 董春艳, 王世进, 刘敦一, 等. 2011. 华北克拉通古元古代晚期地壳演化和荆山群形成时代制约——胶东地区变质中—基性侵入岩锆石 SHRIMP U–Pb 定年[J]. *岩石学报*, 27(6): 1699–1706.
- 高山林, 张仲培, 刘士林, 等. 2018. 塔里木克拉通北部沙雅隆起古元古代 A 型花岗岩的发现及其构造意义[J]. *岩石学报*, 34(7): 2017–2029.
- 河北省区域地质矿产调查研究所. 2004. K50C003001(张北县幅) 1: 250000 区域地质调查[R].
- 康健丽, 王惠初, 肖志斌, 等. 2021. 云中山地区古元古代霞石正长岩的发现及其对中部造山作用的限定[J]. *地质通报*, 40(12): 2183–2185.
- 李江海, 钱祥麟, 黄雄南. 2000. 华北陆块基底构造格局及早期大陆克拉通化过程[J]. *岩石学报*, 16: 1–10.
- 李江海, 牛向龙, 程素华, 等. 2006. 大陆克拉通早期构造演化历史探讨: 以华北为例[J]. *地球科学*, (3): 285–293.
- 李三忠, 赵国春, 孙敏. 2016. 华北克拉通早元古代拼合与 Columbia 超大陆形成研究进展[J]. *科学通报*, 61(9): 919–925.
- 李献华, 李武显, 李正祥. 2007. 再论南岭燕山早期花岗岩的成因类型与构造意义[J]. *科学通报*, 52(9): 981–991.
- 刘超辉, 刘福来, 赵国春. 2012. 华北克拉通中部造山带早元古代盆地演化[J]. *岩石学报*, 28(9): 2770–2784.
- 刘建峰, 李锦轶, 曲军峰, 等. 2016. 华北克拉通北缘隆化地区蓝旗镇古元古代石榴石花岗岩的成因及地质意义[J]. *地质学报*, 90(9): 2365–2383.
- 刘树文, 吕勇军, 凤永刚, 等. 2007. 冀北红旗营子杂岩的锆石、独居石年代学及地质意义[J]. *地质通报*, 26(9): 1086–1100.
- 师江朋, 杨德彬, 霍腾飞, 等. 2017. 华北克拉通南缘 A 型花岗岩的年代学和 Nd–Hf 同位素组成: 对古元古代晚期伸展事件的制约[J]. *岩石学报*, 33(10): 3042–3056.
- 王芳, 彭澎, 陈超, 等. 2021. 冀北独石口古元古代变辉长闪长岩的成因及其地质意义[J]. *岩石学报*, 37(1): 269–283.
- 王惠初, 陆松年, 赵风清, 等. 2005. 华北克拉通古元古代地质记录及其构造意义[J]. *地质调查与研究*, 28(3): 129–143.
- 王惠初, 初航, 相振群, 等. 2012. 华北克拉通北缘崇礼—赤城地区的红旗营子(岩)群: 一套晚古生代的变质杂岩[J]. *地学前缘*, 19(5): 100–113.
- 王金芳, 李英杰, 李红阳, 等. 2018. 内蒙古西乌旗石匠山晚侏罗世—早白垩世 A 型花岗岩锆石 U–Pb 年龄及构造环境[J]. *地质通报*, 37(2/3): 382–396.
- 王金芳, 李英杰, 李红阳, 等. 2020a. 内蒙古阿尔塔拉中三叠世 A 型花岗岩锆石 U–Pb 年龄、地球化学特征及构造意义[J]. *地质通报*, 39(1): 51–61.
- 王金芳, 李英杰, 李红阳, 等. 2020b. 古亚洲洋俯冲板片断裂与后造山伸展: 贺根山缝合带火山岩年代学和地球化学证据[J]. *地质学报*, 94(12): 3561–3580.
- 王金芳, 李英杰, 李红阳, 等. 2021. 贺根山缝合带阿萨格图钾玄质火山岩锆石 LA–ICP–MS U–Pb 年龄、地球化学特征及构造意义[J]. *地质论评*, 67(4): 918–935.
- 王洛娟, 郭敬辉, 彭澎. 2021. 华北克拉通孔兹岩带古元古代凉城石榴石花岗岩成因机制及其岩石学意义[J]. *岩石学报*, 37(2): 375–390.

- 王智, 王惠初, 施建荣, 等. 2020. 内蒙古集宁地区徐武家变质辉长岩的形成背景及其地质意义[J]. 地质调查与研究, 43(2): 97-113.
- 魏春景. 2018. 华北中部造山带五台—恒山地区古元古代变质作用与构造演化[J]. 地球科学, 43(1): 24-43.
- 吴福元, 李献华, 郑永飞, 等. 2007. Lu-Hf 同位素体系及其岩石学应用[J]. 岩石学报, 23(2): 185-220.
- 杨进辉, 吴福元, 谢烈文, 等. 2007. 辽东矿洞沟正长岩成因及其构造意义: 锆石原位微区 U-Pb 年龄和 Hf 同位素制约[J]. 岩石学报, 23(2): 263-276.
- 尤佳, 罗金海, 程佳孝, 等. 2014. 华北地块西南缘古元古代花岗斑岩及其构造意义[J]. 高校地质学报, 20(3): 368-377.
- 翟明国, 卞爱国. 2000. 华北克拉通新太古代末超大陆拼合及古元古代末—中元古代裂解[J]. 中国科学(D辑), 30(增1): 129-137.
- 翟明国. 2004. 华北克拉通 21~17 亿年地质事件群的分解和构造意义探讨[J]. 岩石学报, 20(6): 1343-1354.
- 翟明国, 彭澎. 2007. 华北克拉通古元古代构造事件[J]. 岩石学报, 23: 2665-2687.
- 翟明国. 2011. 克拉通化与华北陆块的形成[J]. 中国科学(地球科学), 41(8): 1037-1046.
- 张华锋, 翟明国, 彭澎. 2006. 华北克拉通桑干地区古元古代高压麻粒岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄及其地质含义[J]. 地学前缘, 13(3): 190-199.
- 张华锋, 罗志波, 周志广, 等. 2009. 华北克拉通中北部古元古代碰撞造山时限: 来自强过铝花岗岩和韧性剪切时代的制约[J]. 矿物岩石, 29(1): 60-67.
- 张家辉, 王惠初, 郭敬辉, 等. 2020. 天镇—怀安地区变质基性岩墙群: 华北克拉通古元古代末期碰撞—伸展构造体制转换标志[J]. 地球科学, 45(9): 3239-3257.
- 张旗, 冉焱, 李承东. 2012. A 型花岗岩的实质是什么[J]. 岩石矿物学杂志, 31(4): 621-626.
- 张永旺, 刘汇川, 于志琪, 等. 2021. 塔里木克拉通古元古代晚期 A 型花岗岩成因及对哥伦比亚超大陆演化的指示意义[J]. 岩石学报, 37(4): 1122-1138.
- 张玉清, 张婷, 陈海东. 2016. 内蒙古凉城蛮汗山石榴石二长花岗岩 LA-MC-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄及成因讨论[J]. 中国地质, 43(3): 768-779.
- 赵国春, 孙敏, Wilde S A. 2002. 华北克拉通基底构造单元特征及早元古代拼合[J]. 中国科学(D辑), 32(7): 538-549.
- 赵国春. 2009. 华北克拉通基底主要构造单元变质作用演化及其若干问题讨论[J]. 岩石学报, 25(8): 1772-1792.
- 钟长汀, 邓晋福, 万渝生, 等. 2007. 华北克拉通北缘中段古元古代造山作用的岩浆记录: S 型花岗岩地球化学特征及锆石 SHRIMP 年龄[J]. 地球化学, 36(6): 633-637.